



**UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FISICAS Y MATEMATICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**

**PROCESOS DE METEORIZACION EN CONDRITOS ORDINARIOS DEL DESIERTO
DE ATACAMA, NORTE DE CHILE:
NUEVOS ANTECEDENTES SOBRE METEORIZACIÓN DE MATERIAL
EXTRATERRESTRE EN AMBIENTES DESÉRTICOS**

**TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR EN
CIENCIAS MENCIÓN GEOLOGÍA**

EDITH MILLARCA VALENZUELA PICÓN

**PROFESOR GUIA:
DR. DIEGO MORATA CÉSPEDES**

**MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
DRA. MARIA TERESA RUIZ GONZALEZ
DR. MARTIN REICH MORALES
DR. FERNANDO BARRA PANTOJA
DRA. ROSA BERNSTEIN SCORZELLI
DR. JÉRÔME GATTACCECA**

**SANTIAGO DE CHILE
MAYO 2011**

RESUMEN

Una completa caracterización de los condritos ordinarios (CO's) del desierto de Atacama, II región, Chile, fue realizada en el marco de esta tesis doctoral, provenientes de 2 localidades: **Pampa de Mejillones (PM)**, en la zona costera y **San Juan (SJ)**, en la depresión central, más algunas muestras provenientes de otras localidades. El **objetivo principal** fue comprender y reconstituir los procesos de meteorización experimentado por estas muestras en Atacama, y definir hasta qué grado las firmas terrestres adquiridas en su residencia en la Tierra modifican las señales primitivas de estos meteoritos no diferenciados. Las propiedades de los CO's los hace ser materiales únicos para el estudio de la meteorización, al contar con una muy bien conocida mineralogía y química previa a su llegada a la Tierra. Además, como todos sus minerales primarios contienen Fe en estado Fe^0 y Fe^{2+} , la meteorización se puede cuantificar de la medición del Fe^{3+} transformado en la Tierra. La **metodología** incluyó petrografía a diversas escalas (microscopía óptica, SEM y EDS), geoquímica de elementos mayores, trazas y REE, %Fa en olivinos y %Fs en piroxenos para clasificación, propiedades físicas (masa, densidad, porosidad) y magnéticas (susceptibilidad magnética, $\log \chi$), identificación de mineralogía primaria y secundaria con difracción de rayos X (DRX) y espectroscopia Mössbauer (EM), que permitió la obtención del % de Fe^{3+} del que obtuvimos el % de oxidación. La tesis además a través de colaboraciones logró la obtención de **edades terrestres** ^{14}C para 45 muestras, parámetro fundamental para encontrar las tasas de meteorización y los patrones evolutivos de las muestras en sus distintas localidades. Una primera caracterización de las **superficies de acumulación** permitió descubrir que **SJ** corresponde al **área de recolección de meteoritos más densa** descrita a la fecha en el mundo (9-12 meteoritos/km² versus 0,3 met/km² en PM) dada la antigüedad (>Ma) y estabilidad de su superficie, y a la metodología utilizada de búsquedas sistemáticas a pie que llevaron a recolectar meteoritos < 40g. La **mineralogía primaria** de los CO's (silicatos: **olivinos y piroxenos** + opacos: **Fe-Ni metal y troilita**) fue reconocida y se observó que las fases opacas eran las más susceptibles a ser reemplazadas por **oxi-hidróxidos de Fe**, aunque los silicatos también son afectados. A través de DRX y EM fueron identificados como las fases paramagnéticas **akaganeíta, goethita** (más características en SJ, e indicando posibles periodos de mayor aridez en la población de PM) y posible lepidocrocita y las magnéticamente ordenadas **magnetita, maghemita y hematita**. Los **porcentajes de oxidación** varían entre ~14% y ~74% para PM y entre ~10% y ~57% para SJ, con máximos en sus histogramas de frecuencia bimodales a los 20% y 50% en PM, y a los 25% y 55% en SJ. Este comportamiento está dado por su **estado de choque S**, el cual lo relacionamos al porcentaje de **porosidad inicial** que poseían, con altas porosidades iniciales asociadas a estados de choque bajos y viceversa. Las **edades terrestres** ^{14}C muestran que los CO's de Atacama **son poblaciones antiguas**: en SJ el ~52% de los meteoritos son >20 ka, mientras que en PM, el ~47% > 20 ka. PM muestra, a diferencia de SJ, una distribución bimodal en la frecuencia de edades cuyos máximos fueron interpretados como periodos de mayor aridez en esa zona a los 10-15 ka y a los 25-30 ka. Los **diagramas de oxidación versus edad terrestre** permitieron ver que **no existe correlación** para los CO's de Atacama, al igual que los otros proxies de meteorización usados, como **grado de meteorización W** y $\log \chi$. Esto se debe a que la meteorización está relacionada fundamentalmente con la **porosidad inicial**, la que define una **primera etapa** con **altas tasas de meteorización** que cesa al ocluirse la porosidad primaria. Por lo tanto, dependiendo de ese parámetro intrínseco a los meteoritos, dados en general por su **estado de choque**, se define en primera instancia la tasa de meteorización, la que en segunda instancia dependerá de las condiciones ambientales imperantes al momento de la caída. La **meteorización química** está caracterizada por la pérdida de los elementos Ni, y en menor grado Co y Cr, enriquecimiento de **Na, Sr, Ba, U, Pb, Tl y Th**, y en menor grado K y LREE, en muestra total, pero variaciones minerales locales de Fe, Si, Mg, Mn, Al y S pudieron ser observadas con SEM/EDS, con el **Si** presente de manera ubicua en los productos de meteorización, indicando algún componente de arcillas y/o filosilicatos como parte de éstos, presentes a escala micro-nanométrica. Una **conclusión** importante de este estudio es que en desiertos con aridez como la que exhibe Atacama, **la meteorización la controla la porosidad inicial** mientras que la naturaleza de la mineralogía de alteración es controlada por las condiciones ambientales al momento de la caída, por lo que **CO's con grados de choque $\geq S3$** son los mejores candidatos para estudios de procesos en cuerpos parentales asteroidales, prefiriéndose los análisis puntuales a los totales, para restringir la interferencia de los patrones de meteorización. Los CO's de SJ son buenos candidatos para estudios en esta línea, así como también para el estudio del flujo de meteoritos a la Tierra, por su buena preservación y distribución plana de edades hasta >35 ka. Más superficies de acumulación similares a ésta deben existir en la depresión central en Atacama, por lo que nuevos meteoritos es muy factible de seguir encontrando en el futuro, aunque restringidos a los tipos ya encontrados.

AGRADECIMIENTOS

Esta tesis no habría sido posible de ser llevada a cabo en primera instancia, si no hubiese recibido el enorme apoyo de mi profesor y mentor Carlos Roeschmann Fchneeberger, único geocientista chileno en la época en que comenzó este estudio dedicado parcialmente a la investigación de meteoritos, quien para gran pesar nuestro nos dejó en el año 2008. Mi profesor guía, Diego Morata también fue un tutor que depositó en mí mucha confianza y me permitió crear en libertad durante mi doctorado, lo cual fue fundamental para lograr todas las colaboraciones que realicé y que permitió trazar las bases de una nueva línea de investigación, avalada por una red de entusiastas colaboradores en diferentes países. A Pancho Hervé que apoyó con sus cartas cada concurso y aplicación al que postulé (junto con Diego), y quien me invitara junto a la Profesora Teresa Torres a buscar meteoritos en su expedición Antártica 2009.

Muchas gracias a mis colaboradores extranjeros: Profesora Rosa Scorzelli, Yasir Abdú, Pablo Munayco, Mattieu Duttine y José Brant del Centro Brasileiro de Pesquisas Físicas (CBPF); a Jerome Gattacceca, Prof. Pierre Rochette, Silke Merchel, Minoru Uehara, del Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement (CEREGE); Dr. Tim Jull y Marlene Giscard de la Universidad de Arizona; Dr. Massimo D'Orazio de la Universidad de Pisa; Y a mis colaboradores nacionales del Sernageomin: María Eugenia Fonseca, Felipe Llona, Waldo Vivallo y Renate Wall; a los coleccionistas privados que donaron parte de las muestras: Edmundo Martínez, Rodrigo Martínez y Enrique Stucken. A Carmen Pizarro, profesora del Depto. de Química de la USACH, por toda la información compartida en mis primeros pasos en la espectroscopia Mössbauer, y Carlos Marquardt por la información compartida de sus estudios en Mejillones. A Guillermo Chong por su apoyo con bibliografía sobre el desierto de Atacama, y en diferentes momentos a lo largo del desarrollo de la tesis. A Gabriela Anabalón por su eficiente ayuda con la diagramación y traducción de figuras del texto.

A los Dres. Phil Bland, Matthieu Gounelle y Sara Russell por la primera expedición de búsqueda de meteoritos que realicé, y por la ayuda para analizar y aprender a clasificar meteoritos en el Natural History Museum de Londres en estadías el 2005 y 2006. A Michele Denise del Museo Nacional de Historia Natural de París por sus lecciones de clasificación de meteoritos en secciones pulidas el 2007.

A los amig@s que hice en los lugares donde estuve, que fueron un gran apoyo en tierras lejanas: Natalia Bezaeva, Louis Andreani, Heloisa Coe, Claire Seard, Clement Suavet, Irene Schimmelpfenning, Farrakh Nawas, Pierre Deschamps, Florent Boudzoumou, Georgette Rebollar y Emilio Dabed en Marsella y Aix en Provence; Sonia Guaño, Donovan Díaz, Alfredo Jabor, Guadalupe Nascimento y Edivaldo Filho en Río de Janeiro; Liz Enriquez, Isabel Ruffat, Marvin, Kitty y Laura Killgore, en Tucson; Profesora Hassnaa Chennaoui, Malika Zariam, Mostafa Oukkasou y Tomoki Nakamura, en Casablanca; Andreas Morlok en Londres y todos los congresos Metsoc donde anualmente nos encontramos.

A mis amig@s y compañeros del postgrado Rodrigo Luca, Natalia Astudillo, Silke Lohmar, Joseline Tapia, Cristina Ortega, Fernando Sepúlveda, Javier Alvarez, Fernando López, María José Herrera, Alejandro Sánchez, Valentina Flores, Pía Rodríguez, Fernanda Alvarez, Fernando Martínez, Rodrigo Rauld, Marcelo Solari, Paula Castillo, Fernando Poblete, Mauro Calderón, Sergio Calderón, Francisco Gutiérrez, Marcelo Farías, Marcia Muñoz, Cecilia Herrera, entre otros, por el cariño, la paciencia y la solidaridad.

A todos las queridas personas que trabajan en el Depto. de Geología, profesores y funcionarios, en especial a María Rosa Rocco, Cristina Maureira, Verónica Carrasco, Alida González, Maritza Acuña, Katja Deckart, Francisco Munizaga, Luis Aguirre, Gabriel Vargas, Martin Reich, Jacobo LeRoux, César Arriagada, Fernando Barra, Sofía Rebolledo, Ricardo Thiele, Alfredo Lahsen, Brian Townley, Carlos Alvarado, Francisco Hervé, Julio Díaz, Juan Vargas, Quilo (Arnoldo Quilodrán), Rosita (Rosa Flores) y Don Carlos (Gómez).

Mis amig@s de siempre Jennifer Palacios, Ljubitzva Valdivia, Javiera Salazar, Natalia Vega, Claudia Oliva, Pilar Troncoso, Verónica Oliveros, Natalia Astudillo, Silke Lohmar y Rodrigo Luca, Alberto Pérez, Héctor Augusto, Marco Alicera, Ilse Villegas, Luisa Pinto, Rodrigo Espinoza, Roberto Smith, Soledad Espinoza, Cristina Sotz, Carolina Basic, Cesar Pedreros, Cynthia Araya, Ricardo Chamorro, Carmen López, entre otr@s... por los bonitos momentos, las conversaciones inspiradas, los salvatajes emocionales, las risas, los pañuelos y el alimento físico y espiritual que me aportaron en muchos momentos en ese periodo, y hasta ahora.

A Augusto Fuentes y su familia, en especial a Gladys García, por su gran apoyo en los primeros años del doctorado, y de quienes aprendí mucho. Donovan Díaz también fue muy importante como soporte técnico (junto a sus colegas del laboratorio de superficies del Depto de Física de la FCFM), intelectual y emocional en diversas etapas de este doctorado.

Mis coleg@s/amig@s de IMG Viviana Olivares, Gerardo Palma, María Pineda, Carolina Guzmán, Eder Gonzalez, Jorge Knabe, María Paz Seguel, Rodrigo Mora, Mariana Labbé, Flavio Olivares, Renato Barra, Marcos Seisdodos, Carlos Bianchi, Claudio Cerda, Mauricio González, Bárbara Gavia, Juan Carlos Utreras, Pato Montecinos, entre otros... por su apoyo y buena onda en Escondida, y a Ricardo Cabrera, mi ex jefe por su ayuda y aliento. A mis actuales compañer@s en el Sernageomin Paulina Vázquez, Fernando Sepúlveda, Felipe Espinoza, Carlos Venegas, Mariana Cervetto, entre otros, y los Sres. Manuel Suarez y José Antonio Naranjo.

A todos los directores de la Sociedad Geológica por su comprensión en esta última fase: José Cembrano, Gloria Arancibia, Constantino Mpodozis, Gonzalo Yáñez, Reynaldo Charrier, Martin Marquardt, Daniel Selles, Pancho Hervé y Andrés Tassara y a Cristián Navarro.

A la Dra. Marcela Guerra, Mariana Ugalde, Dr. Juan Carlos Méndez, Pamela Tagle, Mario, Alfredo Collovati, Esther Medel y Dr. Jorge Carvajal por ayudarme a recobrar mi salud y de pasadita ponerme en el luminoso camino del corazón.

A mis compañer@s y profesores del Seminario de Pedagogía Waldorf del Colegio Rudolf Steiner, especialmente a los profesores Rafael Navarro y Mario Castro, por la paciencia y comprensión en estos últimos meses.

A toda mi familia, que han sido partícipes de lo dulce y agraz de este periodo y que se han mantenido como un soporte incondicional de todo tipo en la parte menos linda de este proceso: mi papá Jorge (amoroso refugio en múltiples ocasiones cuando el término de la tesis se veía lejano), mi mamá Blanca (correctora de redacción no oficial de la última versión y súper-madre en las semanas de escritura ininterrumpida en San Alfonso), mis hermanos Fernando y Jorge, y mis hermanas Sandra y Ximena, y mis otras hermanas-cuñadas Marcela y Yamila, por el ánimo y la fe. Especialmente mi mamá y mi tío Miguel que estuvieron como ángeles de la guarda acompañándome en mi reclusión montañesa mientras escribía. Mi abueli Azucena, que eleva oraciones por mí cada día y mis abuel@s que ya no están conmigo físicamente Edith, Luis y Juan, pero de quienes recibí mucho amor y buena madera para crear. A mis tíos Juan, Caco, David, Gino, Alex y sus familias. A Doris, la mamá de mis herman@s, por su constante preocupación y cariño, y mis sobrin@s Pablo, Nacho, Tati, Sacha y Medu!

¡GRACIAS DE TODO CORAZÓN!

INDICE

TABLA DE CONTENIDOS	Páginas
RESUMEN (ABSTRACT)	2
AGRADECIMIENTOS	3
INDICE	4
DEDICATORIA	8
CAPITULO I INTRODUCCIÓN GENERAL	10
1. Enunciado del problema	11
2. Objetivos de la Investigación	12
3. Hipótesis de la Investigación	13
4. Material de Estudio	13
5. Metodología General	16
6. Organización del Texto	17
CAPITULO II MARCO TEÓRICO Y EMPÍRICO	19
2. Marco Conceptual	20
2.1 Tipo de Material Extraterrestre que entra a la Tierra	20
2.2 Flujo de Meteoritos	21
2.3 Tipos de Meteoritos	22
2.3.1 Condritos Ordinarios	22
2.4 Acumulación de Meteoritos	25
2.5 Edades Terrestres	26
2.6 Principios de la Espectroscopía Mössbauer (EM)	28
2.6.1 Definiciones	28
2.6.2 EM de Condritos Ordinarios	32
EM de ⁵⁷ Fe y Oxidación del Hierro	36
2.7 Caracterización de Propiedades Físicas de Meteoritos: Densidad, Porosidad y Propiedades Magnéticas	37
2.7.1 Densidad y porosidad	37
2.7.2 Propiedades magnéticas	39
2.8 Procesos de meteorización terrestre en condritos ordinarios	41
2.8.1 Meteorización: generalidades	41
2.8.2 Meteorización de Condritos Ordinarios	42
2.8.2.1 Mecanismos Meteorización	42
2.8.2.2 Parámetros clasificación	43
2.8.3 Condiciones geomorfológicas y ambientales del Desierto de Atacama	44
2.8.3.1 Ubicación y aspectos geomorfológicos	44
2.8.3.2 El ambiente del Desierto de Atacama	46
2.8.3.2.1. Condiciones actuales	46
2.8.3.2.2. Condiciones paleoambientales	47
2.9 Geoquímica Total y Mineral para condritos ordinarios	50
2.9.1 Análisis de Elementos Mayores	50

2.9.2 Análisis Elementos Traza y Tierras Raras	51
3. Técnicas y Metodologías de Laboratorio	52
3.1 Procedimientos Químicos	52
3.1.1. Elementos mayores y menores	52
3.1.2. Elementos traza	52
3.1.2. Procedimiento para la extracción y medición del 14C	53
CAPITULO III LOS CONDRITOS ORDINARIOS DEL DESIERTO DE ATACAMA: CARACTERIZACIÓN DE SUS SUPERFICIES DE ACUMULACIÓN Y SUS PROPIEDADES FÍSICAS	55
3.1. Introducción	56
3.2. Las superficies del desierto de Atacama	57
2.1 Caracterización de las superficies del desierto de Atacama	57
2.1.1. Sector Pampa de Mejillones	59
2.1.2. Sector San Juan	62
3.3. Propiedades físicas de los CO's del Desierto de Atacama	66
3.1 Métodos de laboratorio y técnicas	66
3.1.1. Susceptibilidad Magnética, Densidad y Porosidad	66
3.1.2. Edades Terrestres	66
3.2 Resultados	67
3.2.1. Patrones en la distribución de masas	67
3.2.2. Abundancia relativa por grupo y tipo	71
3.2.3. Edades terrestres y meteorización	73
Edades	73
Meteorización	76
Susceptibilidad magnética (log c)	79
Densidad y Porosidad	79
Densidad de granos versus (log c)	82
Evolución temporal	84
Resumen capítulo III	87
CAPITULO IV CARACTERIZACIÓN MINERALOGICA DE LOS CONDRITOS ORDINARIOS DEL DESIERTO DE ATACAMA.	90
4.1. Introducción	91
4.2. Metodología	92
Espectroscopía Mössbauer 57Fe	92
Difracción de Rayos X	93
Edades terrestres 14C	93
4.3. Resultados	93
3.1 Mineralogía Primaria y Secundaria: General	93
3.1.1. Descripción macroscópica	93
3.1.2. Descripción microscópica integrada	95
3.1.2.1. Componentes principales	95
3.1.2.2. Dominios de Meteorización	96
3.1.2.3. Efectos del estado de choque en el grado	104

de meteorización	
3.1.3. Difracción de Rayos X	106
3.2 Mineralogía Secundaria	106
3.2.1. Resultados espectroscopia Mössbauer	107
Comportamiento del grado de meteorización con la oxidación	115
Comportamiento de los minerales primarios con la oxidación	116
3.3 Edades terrestres y meteorización	120
Análisis del estado de choque en la relación de la oxidación en el tiempo	125
Resumen capítulo IV	127
CAPITULO V GEOQUÍMICA DE LOS CONDRITOS ORDINARIOS DEL DESIERTO DE ATACAMA	129
5.1. Introducción	130
5.2. Química de Elementos Mayores, Menores y Trazas	131
2.1 Introducción	131
2.2 Resultados	131
2.2.1 Elementos Mayores	131
2.2.2 Elementos menores y trazas	138
2.2.2.1. Introducción	138
2.2.2.2. Diagramas multielementales	140
2.2.3 Geoquímica de Tierras Raras	143
2.2.3.1. Introducción	143
2.2.3.2. Diagramas REE	143
5.3. Evolución de las variaciones químicas	147
Resumen capítulo V	152
CAPITULO VI DISCUSIONES Y CONCLUSIONES	153
6.1. Superficies de desierto y propiedades físicas correlacionadas con las edades	154
1.1. Superficies del desierto de Atacama versus otros desiertos	154
1.2. Comparación propiedades físicas de CO's de Atacama y otros desiertos	156
Distribución de Masas	156
Distribuciones relativas por clase de meteorito, y por grupo y tipo en los CO's	157
1.3. Distribución edades terrestres	159
6.2. Resultados comparados de la meteorización a través del grado de meteorización, log c, % oxidación deducido por EM y densidad-porosidad y su evolución temporal.	162
6.3. Resultados comparados de la meteorización a través de la caracterización mineralógica obtenida a través de petrografía, EM, DRX y química total y su evolución temporal	170

Mineralogía primaria y su relación con fases secundarias, química mineral y total	170
Movilidad de Elementos Químicos	177
6.4. Naturaleza detallada de la meteorización en CO's del desierto de Atacama	180
4.1. Primera fase de meteorización	181
Tasas de meteorización	183
4.1. Meteorización post oclusión porosidad primaria	184
4.1. Meteorización post recuperación	184
6.5. Conclusiones	186
REFERENCIAS	190
ANEXOS	
Anexo A Descripciones petrográficas	i
Anexo B Tablas información general	xxx
Anexo C Datos diferentes métodos	xxxiv
Anexo D Publicaciones	li

Dedicada a dos grandes hombres



Jorge Valenzuela



Don Carlos Roeschmann

*A mi papá Jorge Valenzuela Thompson
Por haber elegido ser el Hogar para todos nosotros
en la segunda etapa de su vida,
un refugio incondicional de cariño y protección,
y a mi mentor don Carlos Roeschmann (1934-2008),
por la generosidad con la que compartió su Saber.
En el recuerdo de todos quienes tuvimos la suerte de conocerlo
Vive siempre su espíritu...*

CAPÍTULO I

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

1.1. Problema

El estudio de los procesos tempranos de formación del Sistema Solar preferentemente se realiza utilizando meteoritos primitivos, no diferenciados, recolectados inmediatamente luego de su caída, para evitar los efectos producidos por la meteorización terrestre. Sin embargo, estos tipo de meteoritos (condritos caídos) solo representan el 2% del total de meteoritos registrados a la fecha (Meteoritical Bulletin, 2011, ver tabla II.1, Anexo II), mientras que los condritos encontrados posteriormente a su caída, representan el 90% del total, por lo cual, entender hasta qué punto los procesos de meteorización terrestre afectan sus composiciones mineralógicas y químicas es de vital importancia para completar el puzle de la formación temprana de los planetas de nuestro Sistema Solar.

Dentro de los ambientes terrestres más favorables para la preservación de meteoritos en el tiempo se encuentran los desiertos fríos y calientes, donde los procesos de meteorización química se encuentran más restringidos debido a la presencia más limitada de humedad. Por esta razón, el estudio de condritos encontrados en desiertos permite caracterizar de mejor forma las transformaciones composicionales debido a la meteorización terrestre. Por las características únicas que presentan el grupo de los condritos ordinarios (CO), el grupo más abundante dentro de los condritos, con composiciones primitivas bien conocidas, no diferenciadas, sumado al hecho de que este material cae aleatoriamente en diferentes superficies de la Tierra, su uso como material geológico para el estudio de la meteorización restringe muchas de las variables que dificultan la correcta interpretación de estos procesos en rocas terrestres.

De esta forma, los CO encontrados en el Desierto de Atacama, norte de Chile (fig. 1.1), permitirán comprender cómo funcionan los procesos de meteorización en una de las zonas desérticas más antiguas y áridas de la Tierra, comparar estos resultados con datos de CO encontrados en otros desiertos del planeta y restringir el rango de validez de los datos geoquímicos y mineralógicos que permiten la interpretación de procesos tempranos del Sistema Solar, luego de delimitar las variaciones composicionales producidas como efectos de la meteorización.

Esta tesis constituye la línea de base de información y caracterización mineralógica, geoquímica y de edades terrestres de un conjunto de meteoritos nunca antes estudiado que esperamos incentive más estudios en esta nueva línea de investigación dentro de las Ciencias de la Tierra.

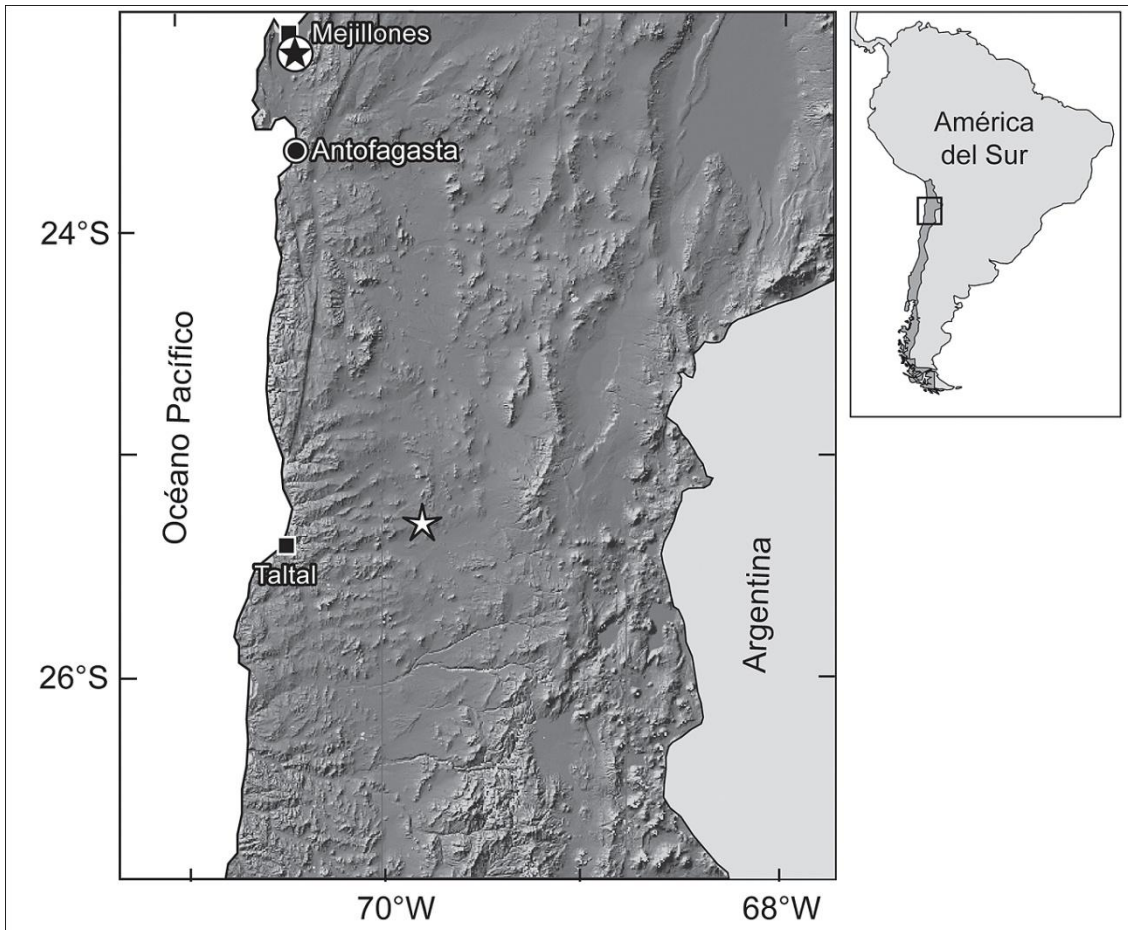


Figura 1.1. Mapa de elevación digital (tomado de la base de datos SRTM de 90m) que muestra la ubicación de los sectores de recuperación de meteoritos comprendidos en este estudio, en el Desierto de Atacama de la II región: Pampa de Mejillones (estrella negra) y San Juan (estrella blanca).

1.2 Objetivos

Objetivo General

Comprender y reconstituir los procesos de meteorización que han actuado en CO equilibrados durante su residencia terrestre en algunas de las superficies del Desierto de Atacama.

Objetivos Específicos

1. Caracterizar las principales superficies de recolección de meteoritos en el desierto de Atacama y el comportamiento de las poblaciones de meteoritos asociadas a ellas.

2. Caracterizar petrográfica, mineralógica y geoquímicamente a un grupo de muestras de meteoritos nunca antes estudiado, abarcando tanto sus componentes primarios como secundarios;
3. Determinar la correlación entre las edades terrestres de CO del Desierto de Atacama y su grado de meteorización;
4. Correlacionar el grado y naturaleza de la oxidación de la mineralogía primaria de los CO a parámetros internos (composición inicial, densidad de granos, susceptibilidad magnética) y externos (clima, geomorfología, tipo de suelo, etc.) que los estén condicionando;
5. Delimitar los efectos de la meteorización en la modificación de las composiciones iniciales pre-meteorización, y
6. Comparar los patrones de distribución de edades terrestres versus grado de meteorización con respecto a muestras provenientes de otros desiertos del planeta.

1. 3. Hipótesis:

Los patrones de meteorización (tasas de oxidación y asociaciones mineralógicas de los productos de alteración, principalmente) deducidos de los análisis de las muestras de CO del Desierto de Atacama, pueden mostrar diferencias sustanciales con respecto a muestras similares encontradas en otros desiertos, debido a las características especiales del Desierto de Atacama derivadas de la condición de hiperaridez sostenida por un largo tiempo (disponibilidad de agua muy restringida y disponibilidad de sales muy elevada).

Las muestras recolectadas de diferentes superficies de acumulación dentro del desierto deberían mostrar diferentes patrones en la distribución de edades terrestres versus oxidación, cuando los patrones climáticos son diferentes. De esta forma, las muestras provenientes del área costera deberían presentar patrones más afectados por la aparición de productos de alteración que las muestras de la zona central del desierto.

1. 4. Material de Estudio

Las muestras seleccionadas para este estudio son una clase de meteoritos muy primitiva conocidos como condritos ordinarios (CO), los que representan cerca del 87% de todos los meteoritos conocidos. Como lo menciona Bland et al., (1996, 2006) en un trabajo similar con condritos ordinarios de diferentes desiertos calientes, este material tiene propiedades únicas como material geológico para el análisis de procesos terrestres:

1) Bajo el supuesto de que el flujo de caída de meteoritos a la superficie terrestre es aproximadamente constante (Halliday y Griffin, 1982), materiales con composiciones muy similares, como lo son los CO's equilibrados, son depositados en un amplio rango de ambientes;

2) La composición inicial de las muestras antes de la meteorización es bien conocida. Los CO tienen composiciones bien delimitadas tanto de su química total, mineral y de elementos traza como de sus composiciones isotópicas de oxígeno y mineralogía normativa (Jarosewich, 1990; Clayton et al., 1991; McSween et al., 1991; Wasson y Kallemeyn, 1988; Kallemeyn et al., 1989), por lo que cualquier desplazamiento de estos valores puede ser fácilmente discriminado;

3) La edad terrestre de un condrito se obtiene a través de radionuclidos cosmogénicos, utilizando ^{14}C para meteoritos que han residido en la Tierra por $< 40 \text{ Ka}$ (Jull et al., 1989) y ^{36}Cl para meteoritos con residencias más largas (Nishiizumi et al., 1989), con lo cual se puede acotar la temporalidad de los procesos terrestres, y finalmente,

4) El hierro en un CO equilibrado caído existe como Fe^0 (en aleaciones de Fe-Ni metálico) o como Fe^{2+} (en troilita y silicatos ferromagnesianos), por lo tanto, cualquier hierro férrico (Fe^{3+}) debiera ser interpretado como producto de alteración terrestre (Burns et al., 1995), con lo cual la meteorización queda bastante restringida a procesos de oxidación.

A la fecha el registro de meteoritos chilenos en el Catálogo de Meteoritos oficial que lleva la Meteoritical Society¹ llega a 114, de los cuales 69 corresponden a CO's, 1 a un condrito carbonáceo (CC) tipo O (CCO abreviado aquí para no confundir con CO de condrito ordinario), 39 a meteoritos de hierro (*irons*) y 2 meteoritos rocosos-hierro (*stony-irons*). Los otros 3 corresponden a restos del meteorito del Cráter Monturaqui, 1 inclusión de eucrita en el mesosiderito Vaca Muerta y uno de tipo hierro (dudoso). Gracias a la realización de esta tesis y todas las colaboraciones que puso en marcha, el registro de meteoritos chilenos se incrementó en 50 nuevos condritos ordinarios y 1 condrito carbonáceo, provenientes del área de San Juan, estudiada en el transcurso de esta tesis, y está próxima a incrementarse en 5 más provenientes del área de Pampa de Mejillones, otra superficie de acumulación estudiada en esta tesis. Un número creciente de nuevos hallazgos en nuevos sectores serán publicados a futuro.

Las muestras consideradas en este estudio corresponden a un total de 33 CO's recolectados en el desierto de Atacama, de los cuales 18 provienen de colecciones privadas y de museos, algunos de los cuales tenían una clasificación preliminar. Los 15 restantes han sido recolectados en las últimas tres expediciones (2004, 2006 y 2007) que han sido parte del desarrollo de esta tesis y de los cuales se ha realizado su clasificación durante el desarrollo de la misma, así como también de las muestras sin clasificación previa (tabla 1.1).

¹ Catálogo on-line en <http://www.lpi.usra.edu/meteor/metbull.php>

Tabla 1. Listado de condritos ordinarios del desierto de Atacama, Chile, reconocidos por la Meteoritical Society o en proceso de obtención de nombre oficial (con *) y algunos parámetros generales de ellos. En gris se resaltan los CO's estudiados en esta tesis.

Meteorito	Tipo	Estado Choque	Grado Meteorización	Lat (S)	Long (O)	Masa principal en	Estudiado por	Clasif. Por	Masa total (g)	Nº fragmentos
San Juan Area										
San Juan 001	L5	S1/2	W2	25° 34.53'	69° 47.7'	Martínez	esta tesis	1	1229,0	3
San Juan 002	H6	S1	W3	25° 34.53'	69° 47.7'	Martínez	esta tesis	1	345,0	34
San Juan 003	H5	S3	W2	25°35'	69°47'	U. de Chile	esta tesis	2	209,9	1
San Juan 004	L5	S3	W2	25°35'	69°47'	U. de Chile	esta tesis	2	229,3	1
San Juan 005	H6	S3	W3	25°35'	69°47'	U. de Chile	esta tesis	2	186,1	1
San Juan 006	H3(3.9)	S2	W2	25°35'	69°47'	U. de Chile	esta tesis	2	242,1	1
San Juan 007	H6	S2	W2	25°35'	69°47'	U. de Chile	esta tesis	2	398,9	1
San Juan 008	LL6	S3	W3-4	25°35'	69°47'	U. de Chile	esta tesis	2	103,8	1
San Juan 009	CO3	S1	W2	25°35'	69°47'	U. de Chile	esta tesis	2	45,6	1
San Juan 010	H3.8	S2	W3	25°35'	69°47'	U. de Chile	esta tesis	2	21,1	1
San Juan 011	H4(5)	S2-3	W2	25°35'	69°47'	U. de Chile	esta tesis	2	33,7	1
San Juan 012	H5	S2	W2	25°35'	69°47'	U. de Chile	esta tesis	2	66,8	1
San Juan 013	L3	S3	W1	25°35'	69°47'	U. de Chile	Gatt et al. 09	2	145,0	1
San Juan 014	L6	S3	W3	25°35'	69°47'	U. de Chile	Gatt et al. 09	2	134,0	1
San Juan 015	L6	S3	W2	25°35'	69°47'	U. de Chile	Gatt et al. 09	2	349,0	1
San Juan 016	H5	S2	W2	25°35'	69°47'	U. de Chile	Gatt et al. 09	2	116,0	1
San Juan 017	H6	S2	W3	25°35'	69°47'	U. de Chile	Gatt et al. 09	2	56,4	1
San Juan 018	L5	S3	W1	25°35'	69°47'	U. de Chile	Gatt et al. 09	2	17,2	1
San Juan 019	L6	S3	W2	25°35'	69°47'	U. de Chile	Gatt et al. 09	2	181,0	2
San Juan 020	H5	S3	W3	25°35'	69°47'	U. de Chile	Gatt et al. 09	2	151,0	1
San Juan 021	H4	S1	W3	25°35'	69°47'	U. de Chile	Gatt et al. 09	2	174,0	1
San Juan 022	L6	S4	W2	25°35'	69°47'	U. de Chile	Gatt et al. 09	2	86,3	1
San Juan 023	H5	S3	W2	25°35'	69°47'	U. de Chile	Gatt et al. 09	2	539,0	1
San Juan 024	L6	S3	W1	25°35'	69°47'	U. de Chile	Gatt et al. 09	2	15,2	1
San Juan 025	H5	S3	W2	25°35'	69°47'	U. de Chile	Gatt et al. 09	2	419,0	1
San Juan 026	L6	S1	W2	25°35'	69°47'	U. de Chile	Gatt et al. 09	2	307,0	1
San Juan 027	H3-5	S2	W3	25°35'	69°47'	U. de Chile	Gatt et al. 09	2	199,0	1
San Juan 028	H5	S3	W1	25°35'	69°47'	U. de Chile	Gatt et al. 09	2	151,0	1
San Juan 029	H3	S1	W3	25°35'	69°47'	U. de Chile	Gatt et al. 09	2	399,0	1
San Juan 030	H5	S3	W1	25°35'	69°47'	U. de Chile	Gatt et al. 09	2	25,5	1
San Juan 031	L3	S3	W0/1	25°35'	69°47'	U. de Chile	Gatt et al. 09	2	218,0	1
San Juan 032	H5/6	S3	W2	25°35'	69°47'	U. de Chile	Gatt et al. 09	2	28,8	1
San Juan 033	H6	S4	W1	25°35'	69°47'	U. de Chile	Gatt et al. 11	2	357,0	5
San Juan 034	L6	S4	W1	25°35'	69°47'	U. de Chile	Gatt et al. 11	2	814,0	7
San Juan 035	H5	S2	W3	25°35'	69°47'	U. de Chile	Gatt et al. 11	2	10,3	1
San Juan 036	L6	S4	W3	25°35'	69°47'	U. de Chile	Gatt et al. 11	2	27,6	1
San Juan 037	L5	S1	W2	25°35'	69°47'	U. de Chile	Gatt et al. 11	2	11,4	1
San Juan 038	H5	S3	W1	25°35'	69°47'	U. de Chile	Gatt et al. 11	2	460,0	3
San Juan 039	L6	S2	W3	25°35'	69°47'	U. de Chile	Gatt et al. 11	2	38,5	1
San Juan 043	H5	S2	W1	25°35'	69°47'	U. de Chile	Gatt et al. 11	2	26,4	1
San Juan 044	H5	S3	W1	25°35'	69°47'	U. de Chile	Gatt et al. 11	2	120,0	1
San Juan 046	H5	S3	W2	25°35'	69°47'	U. de Chile	Gatt et al. 11	2	57,4	1
San Juan 047	H5	S2	W1	25°35'	69°47'	U. de Chile	Gatt et al. 11	2	14,1	1
San Juan 048	H5	S2	W1	25°35'	69°47'	U. de Chile	Gatt et al. 11	2	10,6	1
San Juan 049	H5	S1	W1	25°35'	69°47'	U. de Chile	Gatt et al. 11	2	41,8	1
San Juan 050	H6	S3	W1	25°35'	69°47'	U. de Chile	Gatt et al. 11	2	29,4	2
San Juan 051	H5	S1	W1	25°35'	69°47'	U. de Chile	Gatt et al. 11	2	117,0	1
Pampa Mejillones Area										
Pampa A	L6	(S4)	(W2)	23°12'	70°26'	Martínez	esta tesis	1	904	16
Pampa B	L4/5	(S4)	(W3)	23°12'	70°26'	Martínez	esta tesis	1	13200	3
Pampa C	L4	(S5)	(W4)	23°12'	70°26'	Martínez	esta tesis	1	34800	9
Pampa D	L5	S2	W2/3	23°12'	70°26'	Martínez	esta tesis	1	12800	2
Pampa E	L6	S1		23° 12'	70° 26'	Martínez	Martínez		10000	
Pampa F	L4/5	S2	W2	23°11'	70°26'	Martínez	Martínez	1	1619	2
Pampa G	L5	S2	W3	23°11'	70°26'	Martínez	esta tesis	1	2900	3
La Yesera 01	H6	S2	W3	23°16.23'	70°28.98'	Martínez	esta tesis	1	296	3
La Yesera 02	LL5	S2	W2	23°16.23'	70°28.98'	Martínez	esta tesis	1	2,6	67
La Yesera 03*	L5	S3	W3	23°12'08"	70°26' 7"	U. de Chile	esta tesis	3	134	1
La Yesera 04*	L5	S4/5	W5	23°08'9,8"	70°29'31,0"	U. de Chile	esta tesis	3	40,9	1
La Yesera 05*	H4/5	S2	W5	23°09'44,0"	70°26'10,8"	U. de Chile	esta tesis	2	350	1
La Yesera 07*	H6	S2	W5	23°13'24,47"	70°26'24,77"	U. de Chile	esta tesis	2	50	1
La Yesera 09*	LL6/4	S	W2	23°13'48,6"	70°25'19,9"	U. de Chile	esta tesis	2	3650	1
Chile M1* Pampa	H5	S2	(W3)	23° 12' 50.6"	70° 26' 51.2"	Martínez	esta tesis	1	162	1
Chile M4* Pampa	L/LL6	S3	(W4(5))	23° 12' 17.3"	70° 27' 00.7"	Martínez	esta tesis	1	3155	9
Chile M7* Pampa	L6	S3	(W4)	23° 13' 44.8"	70° 27' 20.7"	Martínez	esta tesis	1	1075	38
Chile M8* Yesera	L4	S3	(W4)	23° 17' 27.1"	70° 28' 20.6"	Martínez	esta tesis	1	447	5
Chile M9* Yesera	L6	S2	(W3)	23° 17' 19.0"	70° 28' 28.9"	Martínez	esta tesis	1	1489	1

Tabla 1.1 (continuación)

Meteorito	Tipo	Estado Choque	Grado Meteorización	Lat (S)	Long (O)	Masa principal en	Estudiado por	Clasif. Por	Masa total (g)	Nº fragmentos
Pampa Mejillones Area										
M-2 La yesera 003*	H5	S2	moderado	23° 15' 47.9"	70° 27' 16.5"	Martínez	Martínez	1	321	1
M-3 La yesera 004*	H5	S1	severo	23° 16' 13.1"	70° 27' 29.6"	Martínez	Martínez	1	238	1
M-5 Pampa K*	H4	S1	severo	23° 13' 17.0"	70° 27' 50.2"	Martínez	Martínez	1	222	1
M-6 Pampa L*	L5	S2	moderado	23° 12' 46.5"	70° 27' 16.5"	Martínez	Martínez	1	67	1
M-10 Pampa H*	L5		severo	23° 09' 23.0"	70° 28' 28.5"	Martínez	Martínez	1	660	2
Morro*	H5	S1	severo	23° 11' 17.5"	70° 30' 59.5"	Martínez	Martínez	1	25	1
Otras localidades										
Estacion Imilac*	H5	S4	W1	24° 13' 47.4"	68° 53' 33.1"	Martínez	esta tesis	1	1,9	1
Lutschaunig's Stone	L6		W1	27°	70°	NHM London	esta tesis	3	100000	
Cobija	H6		W1	22° 34'	70° 15'	NHM London	esta tesis	3	6520	
Rencoret	H6	S3	W3	25° 34.53'	69° 47.7'	Martínez	esta tesis	1	1992	1
Paposo	LL6	S2	W4	25° 8.6'	70° 19.2'	Stucken	esta tesis	2 y 3	2000	1
Carcote	H5	-	-	24°	69°	?	?	-	-	?
Morro la Mina	H5	-	-	24° 14' 48"	68° 51' 12"	?	?	-	1430	?
Tambo del meteorito	H6	S1	W5	23° 58' 52"	68° 18' 47"	Martínez	Martínez		13,8	
Pampa de Agua Blanca	L6	S4	-	24° 10'	69° 50'	?	?	-	10	?
Salar de Imilac	H5	S3	W1	24° 12.2'	68° 48.3'	?	?	-	1005	?
* Meteoritos esperando nombre oficial										
1 = Johnson Space Center, Nasa, USA										
2 = Musée Nationale Histoire Naturelle Paris - U. de Chile - CEREGE										
3 = Natural History Museum Londres										

Se considerarán además los últimos datos provenientes de muestras encontradas en el sector San Juan en las expediciones 2008 (San Juan 013-032), que cuentan solo con parte de los análisis (clasificación, parámetros físicos y espectros Mössbauer), y 2009 (San Juan 033-039, San Juan 043-044, San Juan 046-051) con clasificación y algunos parámetros físicos solamente, a fin de mejorar la estadística para esa zona. Estos datos serán utilizados en el capítulo 2, para análisis de distribuciones de masa, densidad de meteoritos en el desierto y abundancias relativas por grupo y tipo. Se han realizado también análisis sobre una muestra de condrito carbonaceo encontrado en la última expedición, pero que no es considerado dentro del set de datos que constituyen las muestras de estudio de esta tesis, pero su descripción se incluye en el Anexo I.1.

1.5. Metodología

1) Recolección-selección de muestras y caracterización superficies del desierto.

- búsqueda de nuevos ejemplares en el Desierto de Atacama y selección de muestras a partir de colecciones de museos nacionales e internacionales, además de colecciones privadas.
- Caracterización superficies del desierto en las expediciones de búsquedas de meteoritos.

2) Preparación cortes transparentes pulidos y polvos para análisis.

3) Análisis en Laboratorios:

- a) Estudio petrográfico de fases primarias y secundarias a través de microscopía óptica y electrónica;
- b) Estudio geoquímico de química total (elemental, a través de ICP-AES para elementos mayores, e ICP-MS para trazas y tierras raras); química mineral (a través de microsonda electrónica y EDS) y dataciones de edades terrestres a través de ^{14}C (espectrometría por acelerador de masa (AMS));
- c) Estudio mineralógico de fases primarias y secundarias a través de difracción de rayos X y espectroscopia Mössbauer.
- d) Estudio de propiedades físicas (susceptibilidad magnética y densidad de granos).

4) Análisis y Comparación de Datos en Gabinete

5) Redacción Tesis

1.6. Organización del texto

La tesis comenzará con una revisión del marco conceptual en el cual se enmarca la problemática de este estudio, así como también una caracterización de las técnicas utilizadas para alcanzar los objetivos propuestos (capítulo 2). Las edades terrestres son presentadas en el capítulo 3 y son utilizadas en todos los capítulos siguientes para el estudio de la evolución temporal de los diferentes parámetros que describen los procesos de meteorización en las muestras de CO's del desierto de Atacama.

El capítulo 3 presenta la caracterización general de las superficies de acumulación de meteoritos del desierto de Atacama consideradas en este estudio: Pampa de Mejillones y San Juan, y la caracterización general de las muestras de condritos ordinarios desde el punto de vista de las propiedades físicas (densidad, susceptibilidad magnética, porosidad), que incluyen las edades terrestres de los meteoritos, obtenidas en colaboración con la Universidad de Arizona (Giscard, Valenzuela et al., In prep.). El estudio de la localidad de San Juan fue realizada en colaboración con investigadores del CEREGE (Francia), cuyos resultados fueron sometidos a la revista *Meteoritics and Planetary Science* en Marzo del 2011 (Gattacceca, Valenzuela et al., 2011, en Anexo IV.1). Los resultados de ambas localidades, que se presentan en este capítulo, son parte de una próxima publicación (Valenzuela et al., In prep.).

El capítulo 4 presenta la caracterización mineralógica de los CO's obtenida a través del estudio petrográfico (mediante microscopía óptica y electrónica), difracción de rayos X (DRX) y espectroscopia Mössbauer (EM). Los resultados de este capítulo se centran en la identificación y caracterización de las fases primarias de los meteoritos, pero con mayor énfasis en las fases secundarias, productos de los procesos de meteorización, y en la cuantificación de éstos a través del porcentaje de Fe^{3+} obtenido por EM, que restringe estos procesos a la oxidación de las fases primarias con Fe en su estructuras. La evolución temporal de estos parámetros y la comparación entre los diferentes resultados son presentadas también. Los resultados preliminares obtenidos en este capítulo fueron publicados en la revista *Hyperfine Interactions* el 2007 (Valenzuela et al., 2007) y una nueva publicación con el total de las nuevas muestras y mediciones está actualmente en preparación.

El capítulo 5 presenta los resultados químicos, tanto de elementos mayores como menores y trazas, y su patrón de evolución en el tiempo. Estos resultados son parte de las publicaciones en preparación antes mencionadas.

El capítulo 6 presenta las discusiones y conclusiones de este extenso trabajo, donde se incluyen además las perspectivas futuras del estudio de meteoritos en Chile.

CAPÍTULO II

2. MARCO TEÓRICO Y EMPÍRICO

2.1. Introducción

En este capítulo veremos el marco conceptual que se tiene a la fecha sobre los diferentes elementos que influyen en la correcta visión de la problemática de este estudio, por lo que abarca conceptos que van desde el tipo de material extraterrestre que cae a la Tierra, su flujo y composición, hasta la descripción de las variables y marcos teóricos de las metodologías preponderantes en el estudio de procesos de meteorización, dentro de las cuales el marco paleoclimático de los sectores donde residieron los meteoritos también es considerado, entre otros.

2.2. Marco Conceptual

2.2.1. Tipo de material extraterrestre que entra a la Tierra

(Modificado de Hutchison, 2004)

A medida que la Tierra orbita el Sol, va encontrando a su paso objetos sólidos, o *meteoroides*, de diversos tamaños, los cuales pueden ser de origen asteroidal y cometario principalmente. Cuando un *meteoroides* entra en la atmósfera terrestre, la fricción provoca calentamiento, cuyo grado dependerá del tamaño, velocidad y ángulo de entrada del objeto. Los más grandes y veloces, con trayectorias inclinadas son los que experimentan mayor calentamiento que los más pequeños, menos veloces y con ángulos rasantes de entrada. La mayor parte del polvo es calentado hasta fundirse y hacerse incandescente, produciendo líneas de luz que se conocen como *meteoros*. Una proporción de partículas de polvo interplanetarias de tamaños $< 100 \mu\text{m}$ llegan esencialmente indemnes y, aunque es posible la supervivencia de algunas partículas interestelares de tamaños micrométricos que entran a la atmósfera terrestre con velocidades en exceso de 100 km/s (Taylor et al., 1996), ninguna ha sido identificada dentro de las colecciones de micrometeoritos existentes en la actualidad. Los *micrometeoritos* son de tamaños $< 2 \text{ mm}$, demasiado pequeños para ser recolectados individualmente. Durante su paso por la atmósfera, la superficie de un *meteoroides* mayor (< 100 toneladas) se funde con lo cual se produce un *bólido* de alta luminosidad. El fundido y vapor son barridos hacia la atmósfera y se llevan el calor con ellos, por lo que el interior permanece frío. Muchos *meteoroides* sufren fragmentación durante su desaceleración. Si el material sobrevive el vuelo hipersónico, este caerá bajo la gravedad como un **meteorito** o una *lluvia de meteoritos*. La última capa de fundido de la superficie se solidifica generando una corteza de fusión oscura. Muchos meteoritos están fríos cuando aterrizan. Estos preservan su historia en el espacio que pueden abarcar 4570 Ma. Los *meteoroides* más masivos que 100 toneladas y suficientemente densos como para fragmentarse en la atmósfera son solo parcialmente desacelerados por fricción e impactan la superficie a velocidades hipersónicas, explotando en el impacto. El cuerpo del *meteoroides* es destruido durante la excavación del cráter de impacto, pero algunos fragmentos de la parte posterior de su superficie pueden salir eyectados y luego ser encontrados en los bordes y sectores externos aledaños del cráter. La mayor parte del *impactor* es vaporizada y, en la ausencia de fragmentos supervivientes, su identidad puede ser revelada por las abundancias relativas de elementos traza que fueron inyectados en los fundidos de impacto bajo el cráter.

2.2.2. Flujo de Meteoritos

(Modificado de Hutchison, 2004)

La tasa a la cual el material extraterrestre golpea la Tierra toca muchas de las preguntas astronómicas y geológicas. Estas van desde la historia química de nuestra corteza terrestre, pasando por el origen de la luz zodiacal², hasta la frecuencia de impactos amenazadores para la vida, como el que creó la enorme estructura de Chicxulub en la Península de Yucatán, México, hace 65 Ma atrás. El flujo también concierne a los viajeros espaciales, para quienes los escombros extraterrestres son un peligro. Por estas razones el flujo anual promedio ha sido estimado de diversas maneras. Estas estimaciones abarcan 6 órdenes de magnitud, pero han convergido en $10^4 - 10^5$ toneladas/año. La conclusión más importante de estos diversos estudios quizás sea que los meteoritos suficientemente grandes como para identificarlos individualmente comprenden solo una pequeña proporción (probablemente < 1%), del total del material capturado por la Tierra.

Algunos de los medios usados en el pasado para estimar el flujo de meteoritos, como por ejemplo la extrapolación hecha de la masa de meteoritos recuperados y colecciones de partículas en o cerca de la superficie de la Tierra, se sabe ahora que son poco fidedignos en cuanto a su rigurosidad. En años recientes la mayoría de los estudios sobre el flujo total han sido de dos tipos: 1) mediciones en sedimentos terrestres de las abundancias de elementos o isótopos de origen extraterrestre (Ir y razón $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ por Peuker-Ehrenbrink, 2001; ^3He por Farley, 2001), y 2) detección y/o colección de partículas fuera de la atmósfera terrestre (Love y Brownlee, 1993). El flujo de meteoritos ha sido independientemente estimado a partir de fotometría de bólidos luminosos (Halliday, 2001) y de estadísticas de meteoritos encontrados en desiertos calientes y en la Antártica (Bland, 2001). La tabla 2.2 resume estos resultados.

Tabla 2.1. Estimaciones del flujo global anual de material extraterrestre a la Tierra.

Material	Estimación	Método	Referencia
Micrometeoritos	$(4\pm 2) \times 10^4$ ton	Impactos en naves espaciales	Love y Brownlee (1993); Zook (2001)
Flujo Total	$(3,0 \pm 1,5) \times 10^4$ ton	Ir y razón $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ en sedimentos	Peuker-Ehrenbrink (2001)
Flujo Total	pico variable, cualitativo a 36,5-34,0 Ma	^3He en sedimentos	Farley (2001)
Meteoritos	4500 caídas > 1 kg; 13700 caídas > 100g	Fotometría de bólidos luminosos	Halliday (2001)
Meteoritos	1278-4906 caídas > 1 kg; 4855-16863 caídas > 100g	Estadísticas a partir de meteoritos encontrados y tasas de meteorización en desiertos	Bland (2001)

² Se refiere al débil resplandor luminoso observable en noches sin Luna en el horizonte, en el amanecer o atardecer, provocado por la dispersión de la luz solar en partículas de polvo ubicadas en el plano de la eclíptica del Sistema Solar interno.

2.2.3. Tipos de Meteoritos

Entre decenas y centenas de toneladas de material extraterrestre caen a la Tierra diariamente, de los cuales sólo un 1% o menos cae en fragmentos lo suficientemente grandes como para identificarlos y recobrarlos. Los meteoritos recobrados, primeramente se clasifican en “*caídos*”, si fueron colectados luego de verlos caer, y por lo tanto no han sido afectados por meteorización terrestre, y en “*encontrados*”, si su recolección ha sido en terreno, sin datos de la fecha de su caída, y por lo tanto sí han estado expuestos un tiempo variable a meteorización terrestre.

Ambos grupos han sido clasificados como **rocosos** (*stones*), **rocosos-hierro** (*stony-irons*) o de **hierro** (*irons*) en base a la proporción existente entre minerales silicatados y hierro-níquel metálico. Las subdivisiones de estos tres tipos de meteoritos han sido extensas. En la tabla II.1, en Anexo II se muestra todos los tipos principales y sus diferentes clases y grupos de los meteoritos recolectados a la fecha (Meteoritical Bulletin, 2011). La figura 2.1 grafica los principales tipos, resaltando la proporción mayor correspondiente a la de los meteoritos rocosos.

Dentro de los rocosos, como se observa, está el gran grupo de los condritos, llamados así por la presencia de condrolitos, que corresponden a esferulitas ígneas de tamaños submilimétricos en su mayoría, compuestos principalmente por material silicatado ferromagnesiano (olivino y piroxenos), y metal y sulfuros en menor grado. Éstos corresponden a rocas aglomeradas de composiciones cuasi-solares, lo que los enmarca como materiales muy primitivos. Representan el mayor número de meteoritos recolectados. En contraste con los condritos, todos los otros meteoritos y todas las rocas terrestres y lunares conocidas tienen composiciones no-solares que testifican el grado de diferenciación química experimentada dentro de sus cuerpos parentales.

2.2.3.1. Condritos Ordinarios

La figura 2.1c también muestra que dentro de las clases de condritos, la mayormente representada en las colecciones son los condritos ordinarios, objetos del presente estudio.

Una acabada explicación de las diferencias químicas inter e intragrupos, mineralogía y criterios de clasificación basada en la petrografía de los CO's son presentados en extenso en los capítulos dedicados a condritos ordinarios de los libros de Dodd (1981) y Hutchison (2004), y un resumen extendido de Dodd (1981) en español en la tesis de Valenzuela (2003). Se resumen aquí los puntos más importantes.

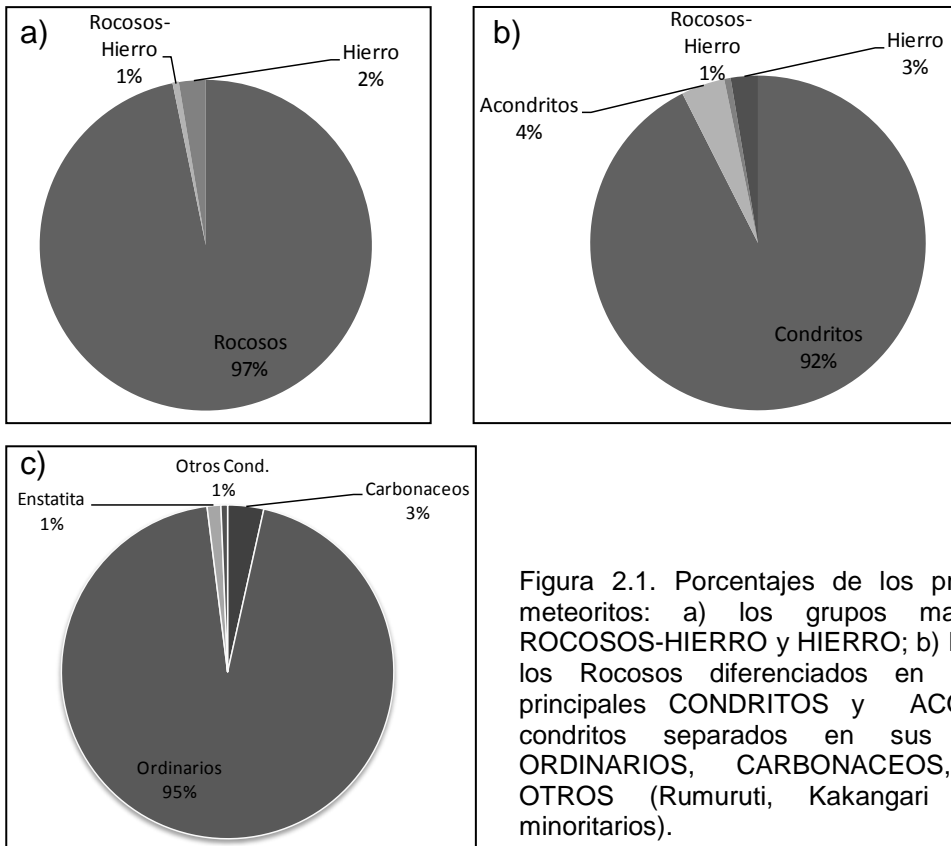


Figura 2.1. Porcentajes de los principales grupos de meteoritos: a) los grupos mayores: ROCOSOS, ROCOSOS-HIERRO y HIERRO; b) Igual que A) pero con los Rocosos diferenciados en sus dos miembros principales CONDRITOS y ACONDRITOS; c) Los condritos separados en sus diferentes clases: ORDINARIOS, CARBONACEOS, ENSTATITA, Y OTROS (Rumuruti, Kakangari entre otros muy minoritarios).

La clasificación de condritos de Van Schmus y Wood (1967) es hasta la fecha el sistema de clasificación utilizado debido a que integra parámetros petrológicos y químicos, donde se asigna a cada condrito a un grupo químico en base a su composición de elementos mayores y a un tipo petrológico (petrográfico, en sentido estricto) en base al intercrecimiento condrolos-matriz y otros criterios mineralógicos y texturales.

Los grupos químicos H (*High Iron*), L (*Low Iron*) y LL (*low total iron, low metal*) se definen por las variaciones en los contenidos totales de Fe y en la distribución de éste en las fases metal (Fe^0) y silicatos (Fe^{2+} reflejadas en las razones Fe/Si y Ni/Si), sin embargo presentan gran similitud en las razones de Mg/Si y (Ca, Al, Ti)/Si, como se puede observar en la figura 2.2 (valores de los elementos mayores por grupos en tabla II.2, Anexo II).

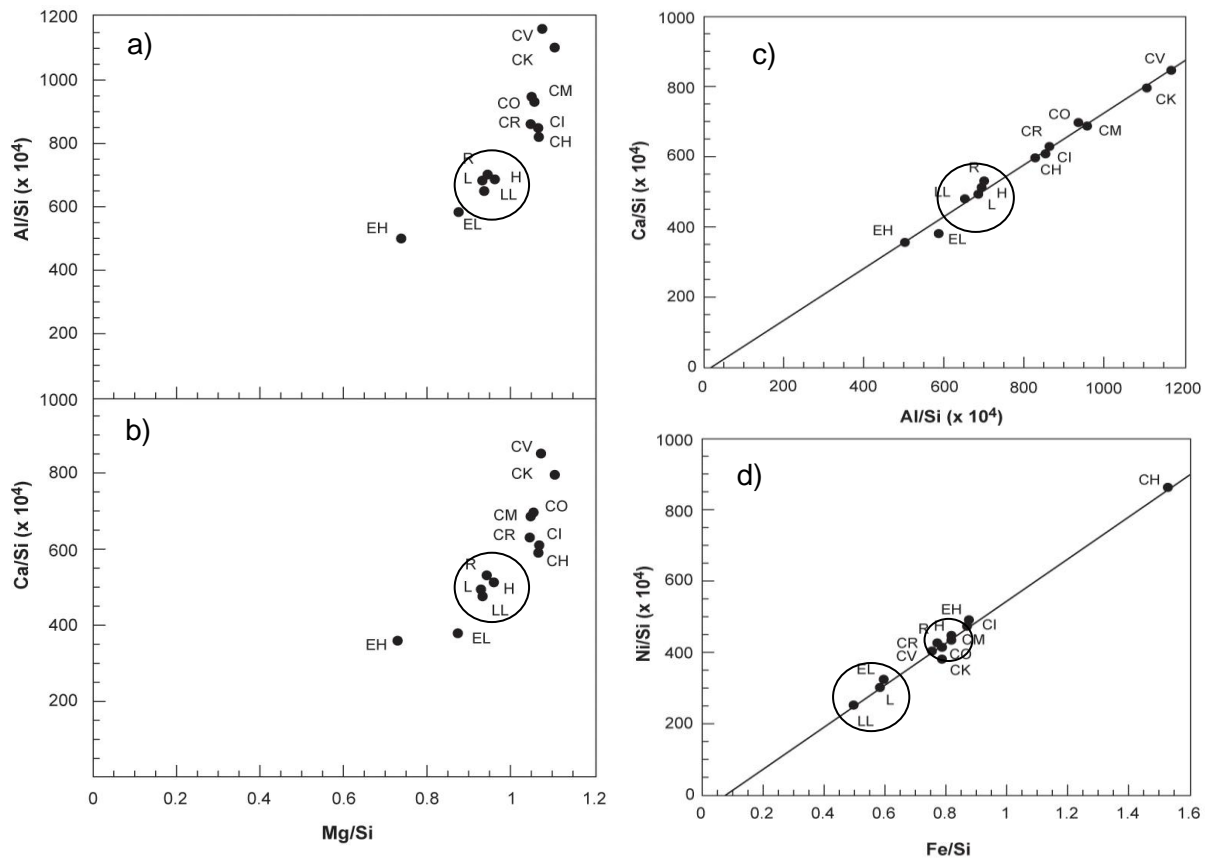


Fig 2.2. Razones atómicas de (a) Al/Si y (b) Ca/Si versus Mg/Si; (c) Ca/Si versus Al/Si y (d) Ni/Si versus Fe/Si en 13 grupos de condritos. En (a) y (b) los grupos de CO's no son claramente distinguibles. En (c) se observa una correlación casi perfecta entre los elementos litófilos refractarios Al y Ca. En (d) los grupos L y LL son distinguibles del H.

La tabla 2.2 muestra la composición mineralógica normativa de los condritos ordinarios, donde se aprecia que aproximadamente tres cuartas partes de ésta está compuesta por silicatos (olivinos y piroxenos principalmente).

Debido a que estos tres grupos muestran poco traslape composicional y clastos de un grupo raramente ocurren en miembros de otro, es muy posible que éstos se formaran en tres cuerpos parentales separados.

El grupo L sobrepasa ligeramente el número de meteoritos del grupo H dentro de los *caídos*, pero se observa la relación inversa en la población de meteoritos *encontrados*. Es posible que las caídas de especímenes del grupo H fueran más abundantes en el pasado, relativos al grupo L o bien que el número de muestras individuales del grupo H encontrados en la Antártica pueden haber aumentado por unas pocas caídas múltiples cuya distribución habría sido importantemente ampliada por efecto del transporte glaciar. El grupo LL es menos abundante que cualquier otro grupo.

Tabla 2.2. Porcentaje de minerales normativos en condritos ordinarios (Hutchison, 2004)

Minerales	CONDritos ORDINARIOS		
	H	L	LL
Olivino	38(Fo ₈₄₋₈₀)	48(Fo ₇₈₋₇₄)	58(Fo ₇₃₋₆₈)
Ca-poor Px	28(Fs _{85,5-82})	24(Fs ₈₁₋₇₈)	16(Fs ₇₈₋₇₄)
Diopsido/Aug	6	6	6
Feldespatos	10(An ₁₂ Ab ₈₂)	10(An ₁₀ Ab ₈₄)	10(An ₁₀ Ab ₈₄)
Apatito	0,6	0,6	
Cromita	0,6	0,6	
Ilmenita	0,2	0,2	
Troilita	5	5	5
Hierro-Niquel	10	<5	2
Total	100	100	
FeO/FeO+MgO (mol.)	0,18	0,24	
Feldespatos (%mol.)	Ab	73	76
	An	21	18
	Or	6	6

Los caracteres secundarios, asociados a metamorfismo termal experimentado luego de la acreción en planetesimales (que genera los diferentes tipos petrológicos desde el grado 4 al 6 para CO equilibrados, según Van Schmus y Wood (1967)) o alteración acuosa (que genera los subtipos petrológicos 3.0 a 3.9, para CO no equilibrados), y terciarios, asociados a metamorfismo por procesos de impactos post metamorfismo termal (que caracteriza 6 estados de choque progresivo, de S1 a S6, según Stöffler et al., 1991), son predominantes, a diferencia de los condritos carbonáceos, por lo que el desafío del estudio de estas características radica en el hecho de poder decidir cuáles de éstas resultan de procesos nebulares y acrecionarios y cuáles reflejan sus historias posteriores en cuerpos parentales. Todos estos diferentes procesos pueden ser parciales a totalmente borrados por procesos de meteorización una vez que el meteorito cae en la Tierra y es sometido a las condiciones oxidantes de nuestra atmosfera.

Más adelante se explica de manera más detallada la clasificación utilizada para caracterizar el grado de meteorización en meteoritos, creada por Wlotzka (1993).

2.2.4. Acumulación de Meteoritos

La preservación de meteoritos depende principalmente del clima. En climas templados y tropicales, los meteoritos que no son recuperados luego de su caída son destruidos por meteorización sobre una escala de tiempo que es relativamente corta comparada con su tasa de caída. Sin embargo, en climas secos los meteoritos pueden ser preservados por miles, decenas de miles o, en la Antártica, por millones de años después de su caída. Treinta y seis años atrás sólo 2100 meteoritos eran conocidos para la ciencia. Aproximadamente el 60% de éstos habían sido descubiertos por casualidad. Desde 1969, la recuperación de más de 15000 especímenes de meteoritos, preservados en los casquetes de hielo azul de la Antártica, y el descubrimiento de que

muchos de los desiertos calientes del mundo también contenían cantidades considerables de meteoritos han proporcionado abundante material nuevo y han abierto muchas líneas nuevas de investigación (Koeberl et al., 1992).

En la Antártica, los meteoritos sobreviven más tiempo debido a las condiciones ambientales relativamente constantes y las bajas tasas de meteorización química. Además, son mecánicamente concentrados por acción del movimiento de las masas de hielo (Cassidy et al., 1992). Los principales lugares de búsqueda se concentran a lo largo de las Montañas Transantárticas, donde el bloqueo de las montañas al flujo de avance de las masas de hielo, sumado a los intensos vientos catabáticos, permite la exhumación del material transportado desde diferentes lugares en el interior del continente, generando impresionantes acumulaciones de meteoritos (Yamato Mountains, Victoria Land, Allan Hills, entre otros), que han provisto de más de 20.000 nuevos meteoritos, incluyendo especímenes escasos como meteoritos lunares, entre otros (Harvey, 2003).

Además de la Antártica, un número de regiones áridas y semiáridas del mundo han probado ser fuentes prolíficas de meteoritos. Gran cantidad de meteoritos han sido recuperados desde terrenos sujetos a deflación por vientos en Roosevelt County, New Mexico (Scott et al., 1986; Sipiera et al., 1987; Zolensky et al., 1990), y muchos meteoritos han sido encontrados también en los desiertos de África del Norte (Wlotzka, 1989; Jull et al., 1990;) y los de la península Arábiga, en el sudoeste asiático, específicamente en Omán (Al-Kathiri et al., 2005). Más de 3,8 millones de km² de Australia son tierras áridas o semiáridas que han proporcionado condiciones adecuadas para la preservación prolongada de meteoritos (Bevan, 1992a,b). En América del Sur, las zonas áridas y semiáridas donde se han encontrado meteoritos son la Pampa Argentina y el Desierto de Atacama, en el norte de Chile y sur del Perú y Bolivia, aunque la búsqueda ha sido restringida. En zonas más húmedas, como Brasil, existe un registro importante de meteoritos, con un 33% del total correspondientes a meteoritos caídos (según fuente del Catálogo de Meteoritos de la *Meteoritical Society*), esto es, meteoritos que fueron observados caer y luego fueron recuperados.

La importancia de las diferentes colecciones de meteoritos – caídos, encontrados en desiertos calientes y en la Antártica – radica en que cada grupo de muestras permite estudiar el flujo de material extraterrestre a diferentes escalas. Los meteoritos caídos dan cuenta del flujo desde hace 200 años a la fecha, mientras que los meteoritos de desiertos calientes muestrea el flujo desde 50 ka, y los Antárticos, con edades terrestres (que explicaremos a continuación) que pueden exceder los 2 Ma, son una muestra del flujo desde > 1 Ma.

2.2.5. Edades Terrestres

Una razón fundamental de la importancia de los meteoritos como herramientas para la interpretación de procesos terrestres es que con ellos se puede establecer una cronología absoluta basada en la medición de sus tiempos de exposición desde que llegaron a la Tierra (su edad terrestre).

Mientras viaja por el espacio, un meteorito es bombardeado con rayos cósmicos, los cuales al interactuar con los minerales del meteorito acumulan una población de nuclidos cosmogénicos estables y radiogénicos con vidas medias variables (tabla 2.4). Al caer a la tierra, el meteorito es bloqueado del bombardeo de rayos cósmicos, por lo que la edad terrestre se puede calcular usando el nivel de saturación del ^{14}C conocido (u otro radionúclido) dentro de la muestra y la concentración que presenta en la actualidad. La vida media del ^{14}C es de 5730 años, dando una edad terrestre máxima de 40.000 años (Jull et al., 1989a). Este isótopo es usado habitualmente para medir edades terrestres de meteoritos de desiertos calientes (Jull et al., 1991), mientras que para meteoritos con residencia terrestre mayor, antárticos principalmente (Freundel et al., 1986), se utiliza ^{81}Kr y ^{36}Cl , que tienen vidas medias más largas. La tabla 2.3 resume la información para los radionúclidos más útiles para la determinación de edades terrestres.

Tabla 2.3 Radionuclidos útiles para determinar edades terrestres en CO's, su vida media y actividades de saturación típicas para CO's de tamaño típico (R: 10 a 40 cm)

Nuclido	Vida Media	Fase	Actividad de Saturación		Referencias
			L	H	
^{39}Al	269 a	metal	25	21	Begeman y Vilcsek, 1969
^{14}C	5,73 ka	total	51	46	Jull et al., 1993a
^{41}Ca	100 ka	metal	23,8		Herzog et al., 1997
^{59}Ni	110 ka*	metal	~350		Schnabel et al., 1999
^{81}Kr	229 ka	total	0,003-0,0045**		Freundel et al, 1986; Eugster, 1988
^{36}Cl	300 ka	metal	22,8		Nishiizumi et al., 1989a; Herzog et al., 1997
^{26}Al	700 ka	total	60	56	Evans et al., 1982; Vogt et al., 1990
^{60}Fe	1,49 Ma				Goel y Honda, 1965; Knie et al., 1999
^{10}Be	1,5 Ma	total	22	20	Nishiizumi et al., 1989
^{53}Mn	3,7 Ma	metal	434		Nishiizumi et al., 1981, 1989

*McCorkell et al., (1968) usó un valor de 80 ka

**Basado en las tasas de producción promedio para el ^{81}Kr de $6\text{-}9 \times 10^{-14} \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1} \text{ Ma}^{-1}$ (Eugster, 1988), depende de la composición.

Jull et al. (1993a) estudia la edad terrestre de meteoritos de EEUU central y suroeste donde estima la vida media de meteorización de meteoritos (o tiempo de decaimiento) entre 10000 y 15000 años, 4 a 5 veces mayor que estimaciones previas (basadas en poblaciones pequeñas de muestras, Boeckl, 1972) y encuentra una débil correlación entre la edad terrestre y el grado de meteorización. Jull et al. (1991) encuentra una mejor correlación entre estos parámetros en la población de meteoritos de Roosevelt County, Nuevo México. Anteriormente, Jull et al. (1990) encuentra un pico en la distribución de edades de 13 meteoritos de Libia Oeste, entre los 4000 y 8000 años, con solo 2 muestras más antiguas. Sugieren que la razón para este comportamiento puede estar relacionado a cambios climáticos en el Norte de Africa durante ese periodo (Butzer et al., 1972), el que experimentó incremento en las precipitaciones (>200 mm/año) entre los 10000 y 7700 años atrás (Pachur, 1980). Por el contrario, los meteoritos de Texas y Nuevo México muestran un déficit de muestras jóvenes, por lo que Jull et al. (1993b) deducen que algún proceso de selección parece estar operando en esa región. Bland et al. (1998), reportan que los patrones de meteorización, deducidos de la relación entre oxidación y edades terrestres, de CO's de los desiertos de Nullarbor (Australia), Roosevelt County (EEUU) y Sahara (África del Norte) podían

estar influenciados por las condiciones geomorfológicas y climáticas de los sitios de acumulación en el tiempo de sus edades terrestres. Entre los efectos de las condiciones climáticas imperantes al momento de la caída destaca el predominio de productos de meteorización ordenados magnéticamente en los periodos de mayor humedad. Reconoce que el proceso de meteorización ocurre a tasas más altas en los primeros cientos de años luego de la caída, hasta que la porosidad inicial es reducida, luego de lo cual mecanismos de pasivación de la meteorización fijan un grado de meteorización que será el que sobrevivirá el paso del tiempo y los ciclos climáticos subsecuentes. Al-Kathiri et al. (2005) encuentra para los CO's de Omán que las edades son más antiguas que los meteoritos del Sahara y Nullarbor, pero semejantes a los de Roosevelt County, y que altos grados de meteorización se correlacionan con edades más antiguas.

Un completo estado del arte en esta materia es presentado en el trabajo de Jull (2006), que incluye las edades terrestres de todos los meteoritos encontrados en desiertos calientes y Antártica a esa fecha.

El procedimiento de laboratorio para la extracción del ^{14}C cosmogénico de las muestras de meteoritos se explica más adelante.

2.2.6. Principios de la Espectroscopía Mössbauer

Se presenta a continuación de manera concisa los fundamentos en que se basa la técnica utilizada para identificar y cuantificar las especies minerales de oxi-hidróxidos de Fe en CO's, vitales para el estudio de la meteorización, mayormente representada por la oxidación de las especies que contienen Fe en su estructura en meteoritos (Pizarro, 2001).

2.2.6.1 Definiciones

La espectroscopía de Mössbauer del ^{57}Fe es actualmente fundamental en el estudio de la mineralogía de los óxidos de hierro, en todas sus múltiples variantes, tanto en elementos naturales como rocas y/o suelos, como en elementos manufacturados con Fe, por lo que constituye una de las mejores técnicas para el estudio de procesos de oxidación y corrosión de materiales. Su mayor ventaja es que es capaz de distinguir cambios a niveles nucleares de los átomos de Fe, lo que permite distinguir diferentes tipos de compuestos, estados de oxidación y coordinación del hierro, efectos morfológicos y sustitución isomórfica.

Otros elementos que presentan isótopos Mössbauer conocidos se destacan en letras rojas en la tabla periódica de la fig. 2.3, donde los que están en casilleros negros corresponden a los más utilizados.

H																		He
Li	Be											B	C	N	O	F	Ne	
Na	Mg											Al	Si	P	S	Cl	Ar	
K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Kr	
Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Tc	Ru	Rh	Pd	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	I	Xe	
Cs	Ba	La	Hf	Ta	W	Re	Os	Ir	Pt	Au	Hg	Tl	Pb	Bi	Po	At	Rn	
Fr	Ra	Ac																
			Ce	Pr	Nd	Pm	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu		
			Th	Pa	U	Np	Pu	Am	Cm	Bk	Cf	Es	Fm	Md	No	Lr		

Figura 2.3. Elementos con isótopos Mössbauer conocidos, destacados en letras rojas, donde los más utilizados son los que están en casilleros negros.

La técnica de Mössbauer se basa en el descubrimiento realizado por Rudolf Mössbauer en 1958, quien encontró que los núcleos enlazados en una matriz sólida pueden emitir o absorber rayos γ sin transferencia de energía de retroceso³. Debido a la extrema agudeza de la línea de resonancia, la espectroscopía Mössbauer provee una técnica simple para medir cambios y desdoblamientos relativos en los niveles de energía nuclear. Esta importante propiedad permite el estudio del entorno atómico del núcleo, causante de las interacciones que alteran la estructura hiperfina.

El espectro Mössbauer corresponde a la gráfica de la transmisión de los rayos γ versus la velocidad de su fuente. El movimiento de la fuente (^{57}Co para compuestos de Fe) asegura que la emisión de la energía de la radiación emitida sea variada en un rango que contenga las líneas de absorción de los núcleos presentes en la muestra (fig. 2.4). El espectro Mössbauer, en general, refleja la naturaleza y la fuerza de las interacciones hiperfinas entre el núcleo Mössbauer y su entorno. Las interacciones hiperfinas consisten en interacciones producidas entre propiedades del núcleo y propiedades electrónicas o atómicas.

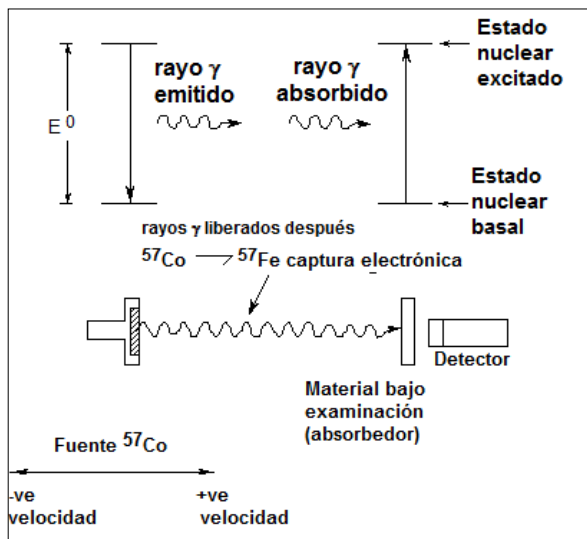


Figura 2.4. Descripción esquemática de los eventos ocurridos en la espectroscopía Mössbauer. La energía del rayo- γ emitido por la fuente es modificada por la oscilación de fuente hacia adelante y hacia atrás con respecto al absorbedor estacionario. Absorción resonante ocurre cuando la energía del rayo- γ concuerda con la energía de transición nuclear del núcleo ^{57}Fe en el absorbedor. Modificado de Bland (1997).

³ Desplazamiento experimentado por los átomos producto de la emisión de un rayo γ , como el efecto que se observa al disparar un arma ("culatazo").

Los niveles de energía nuclear del ^{57}Fe son influenciados por el entorno electrónico del núcleo. Existen tres propiedades básicas en un núcleo relacionadas a la interacción con el medio que lo rodea: (a) Distribución de carga nuclear, (b) Momento cuadrupolar nuclear y, (c) Momento magnético dipolar. Cada una de estas propiedades da origen a tres formas de interacción entre el núcleo y su entorno electrónico. Las tres principales interacciones hiperfinas son:

- **Desplazamiento Isomérico, δ (Isomer Shift, IS):** resulta de la interacción coulombica entre la distribución de la carga nuclear y la carga de aquellos electrones que tienen una amplitud de la función de la onda no nula en el origen (electrones-s). Esta interacción causa un corrimiento en los niveles de energía nuclear dependiendo del radio del núcleo. El desplazamiento isomérico se visualiza en un espectro Mössbauer como un desplazamiento de la línea resonante respecto de su posición no perturbada (fig. 2.5) y se expresa en unidades de velocidad (mm s^{-1}).

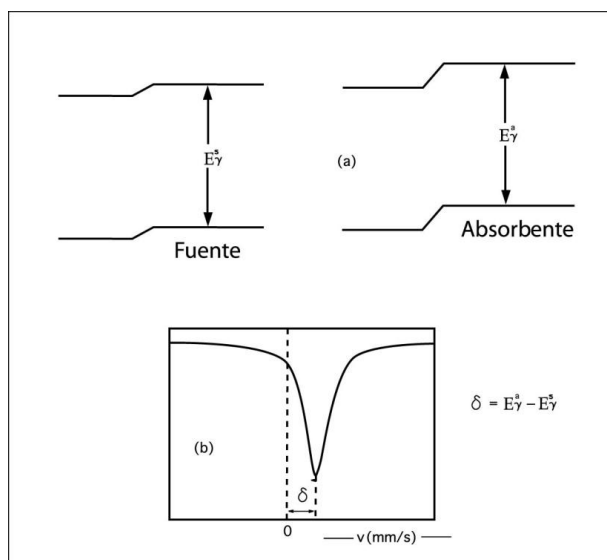


Fig. 2.5. (a) Niveles de energía nuclear y de desplazamiento isomérico para la fuente y absorbente: y (b) la resultante en el espectro Mössbauer (Vandenberghe, 1991)

En un experimento Mössbauer sólo se puede medir el desplazamiento relativo entre dos estructuras electrónicas distintas, de las cuales normalmente una se usa como referencia. Esta interacción refleja los cambios en la densidad electrónica del núcleo debido a los cambios en la población de orbitales de valencia de un átomo Mössbauer. A su vez, estos factores están sujetos a diferentes influencias tales como fuerzas de orbitales donores- σ y aceptores- π de los ligantes que lo circundan, efectos de covalencia, procesos de óxido/reducción y diferencia de electronegatividad de los ligantes coordinados a un átomo Mössbauer.

- **Interacción Cuadrupolar Eléctrica, ΔE_q (Quadrupolar Splitting, QS):** se genera al considerar la distribución de carga nuclear generalmente no esférica que interactúa con un campo eléctrico no homogéneo causado por cargas extranucleares. La interacción considera el producto entre el gradiente de campo eléctrico y el tensor cuadrupolar eléctrico del núcleo. Esta interacción levanta parcialmente la degeneración

cuando es distinta de cero. El gradiente de campo eléctrico distinto de cero puede ocasionarse a partir de dos fuentes: por una distribución electrónica no esférica en los orbitales de valencia, y por una distribución de carga no cúbica en los ligantes y/o en el entorno de la red.

La interacción cuadrupolar eléctrica se visualiza en el espectro Mössbauer de ^{57}Fe como dos líneas resonantes de igual intensidad (fig. 2.6). La distancia entre estas dos líneas corresponde a la energía del desdoblamiento (energía de interacción cuadrupolar) y es expresada como una diferencia de energía en unidades de velocidad (mm s^{-1}). El desdoblamiento cuadrupolar es afectado por los distintos estados electrónicos y de coordinación del Fe. La simetría cúbica en un sitio Mössbauer no da origen a desdoblamiento cuadrupolar.

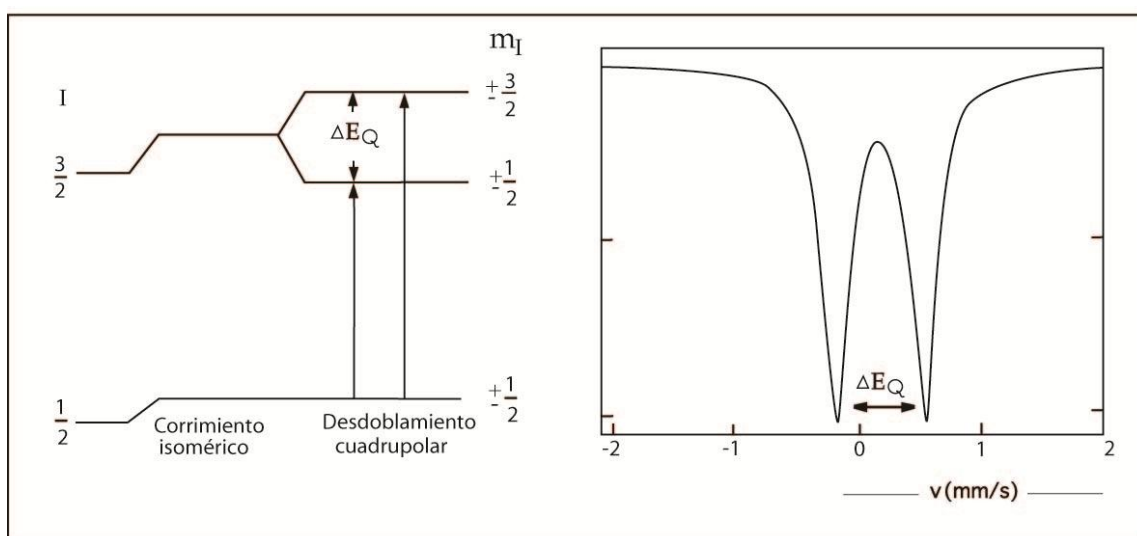


Fig. 2.6. (a) Niveles de energía nuclear del absorbente e interacción cuadrupolar, y (b) la resultante en el espectro Mössbauer exhibiendo el desdoblamiento cuadrupolar (Vandenberghé, 1991)

- **Interacción Magnética Hiperfina, B_{hf}** (Campo Hiperfino): resulta desde la interacción del momento bipolar magnético nuclear μ con un campo eléctrico H_{hf} en los sitios del núcleo. Esta interacción desdobra los niveles nucleares con espín I en $2I + 1$ subniveles. Considerando las reglas de selección ($\Delta m_1 = 0, \pm 1$), son permitidas para el hierro solamente seis transiciones entre los estados fundamental y excitado.

La interacción magnética hiperfina se visualiza en el espectro Mössbauer de ^{57}Fe como seis líneas resonantes con intensidades relativas (Figura 2.7a). Es bastante frecuente encontrar que un estado nuclear es perturbado simultáneamente tanto por las interacciones magnéticas como por las cuadrupolares eléctricas (desplazamiento cuadrupolar, $2\epsilon q$). En estos casos las líneas de absorción no están simétricamente espaciadas (Figura 2.7b). La distancia entre las dos líneas más externas corresponde al valor del campo magnético hiperfino. Este parámetro ha contribuido significativamente al entendimiento de propiedades magnéticas de los compuestos que contienen núcleos Mössbauer.

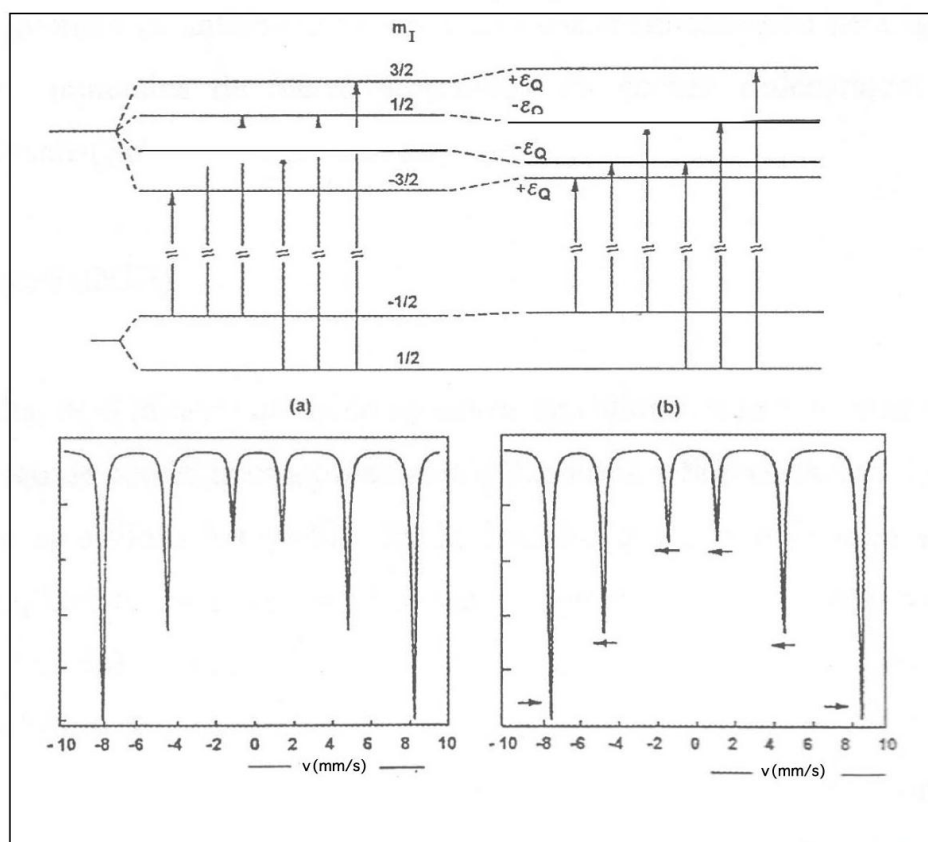


Fig. 2.7. Desdoblamiento de los niveles de energía nuclear y su resultante en el espectro Mössbauer, (a) para el caso de una interacción magnética hiperfina, y (b) para el caso de efectos combinados de interacciones hiperfinas magnéticas y cuadrupolar (Vandenbergh, 1991).

La variación de estos parámetros hiperfinos en función de parámetros externos como la temperatura, presión o campo aplicado puede dar información relevante sobre propiedades químicas y estructurales del sólido que contiene el absorbente Mössbauer.

2.2.6.2. Espectros Mössbauer de Condritos Ordinarios

(Verma et al., 2003)

Como anteriormente se señaló, la mineralogía primaria de los condritos ordinarios está compuesta por minerales con Fe en sus estructuras, por lo que esta técnica permite describir la muestra total. Las 4 fases predominantes son los silicatos olivino $(\text{Fe, Mg})_2\text{SiO}_4$ y piroxeno $(\text{Fe, Mg})\text{SiO}_3$, el sulfuro troilita (FeS) y la aleación de Fe-Ni (kamacita/taenita). Los primeros dos generan dobletes cuadrupolares. La troilita es un mineral magnéticamente ordenado y muestra un componente de seis líneas en los espectros Mössbauer presentando un campo magnético hiperfino de $\sim 31,6$ T y un desplazamiento isomérico de $\sim 0,74$ mm/s. La kamacita y la taenita son aleaciones de Fe-Ni con abundancias entre 5-13 % peso, cada una dando un componente espectral Mössbauer de seis líneas. El campo magnético hiperfino de la kamacita varía ligeramente con los contenidos de Ni pero se mantiene cercano al valor del hierro puro, de 33,0 T. Para la taenita, el campo magnético hiperfino es de $\sim 31,1$ T. Cuando la

contribución de esta fase es pequeña en el meteorito, no se puede resolver de la kamacita en el espectro Mössbauer. Cuando es significativa su cantidad, el pico de la kamacita correspondiente a la velocidad más negativa se hace asimétrico.

Los parámetros Mössbauer de estas cuatro fases principales medidos en diferentes laboratorios se dan en la tabla 2.4. Los productos de alteración, al corresponder casi exclusivamente a minerales como óxidos y oxihidróxidos de Fe también pueden ser caracterizados por esta técnica. Entre éstos destacan la akaganeita, maghemita, magnetita, goethita y menos frecuentemente hematita y magnetita (fig 2.8). La tabla 2.5 resume sus parámetros.

Tabla 2.4. Parámetros Mössbauer de los minerales primarios en condritos ordinarios no meteorizados (en Verma et al., 2003).

Mineral	Fuente	IS mm/s	QS mm/s	B(T)	Referencia
Kamacita	Dhajla	0,00	0,00	33,7	Paliwal et al. 2000
	Al Kidirate	0,05	-0,01	33,5	Gismelseed et al. 1994
	Noblesville	0,00	0,00	33,2	Lipschutz et al. 1993
	Abee	0,01	0,02	33,3	Dunlap 1997
Taenita	Abee	0,01	0,02	31,1	Dunlap 1997
Troilita	Dhajla	0,76	0,10	31,6	Paliwal et al. 2000
	Al Kidirate	0,78	0,15	31,2	Gismelseed et al. 1994
	Noblesville	0,75	0,14	31,3	Lipschutz et al. 1993
	Abee	0,75	0,10	30,6	Dunlap 1997
Olivino	Dhajla	1,16	3,00	0	Paliwal et al. 2000
	Al Kidirate	1,16	2,94	0	Gismelseed et al. 1994
	Noblesville	1,16	2,94	0	Lipschutz et al. 1993
Piroxeno	Dhajla	1,16	2,13	0	Paliwal et al. 2000
	Al Kidirate	1,16	2,09	0	Gismelseed et al. 1994
	Noblesville	1,14	2,10	0	Lipschutz et al. 1993

Tabla 2.5. Parámetros Mössbauer de los óxidos de hierro principales (en Pizarro, 2001) que aparecen en condritos ordinarios meteorizados.

Mineral	Señal	B_{hf} (tesla)	$2\epsilon Q$ (mm s^{-1})	δ (mm s^{-1})	ΔEQ
Goethita	sexteto	38,1	-0,28	0,37	
	doblete				0,55
Hematita	sexteto	51,7	-0,2	0,36	
Ferrihidrita	doblete 1			0,37	0,6
	doblete 2			0,38	0,9
Magnetita	sexteto 1	49,1	0	0,28	
	sexteto 2	46	0	0,66	
Maghemita	sexteto	50	0	0,32	

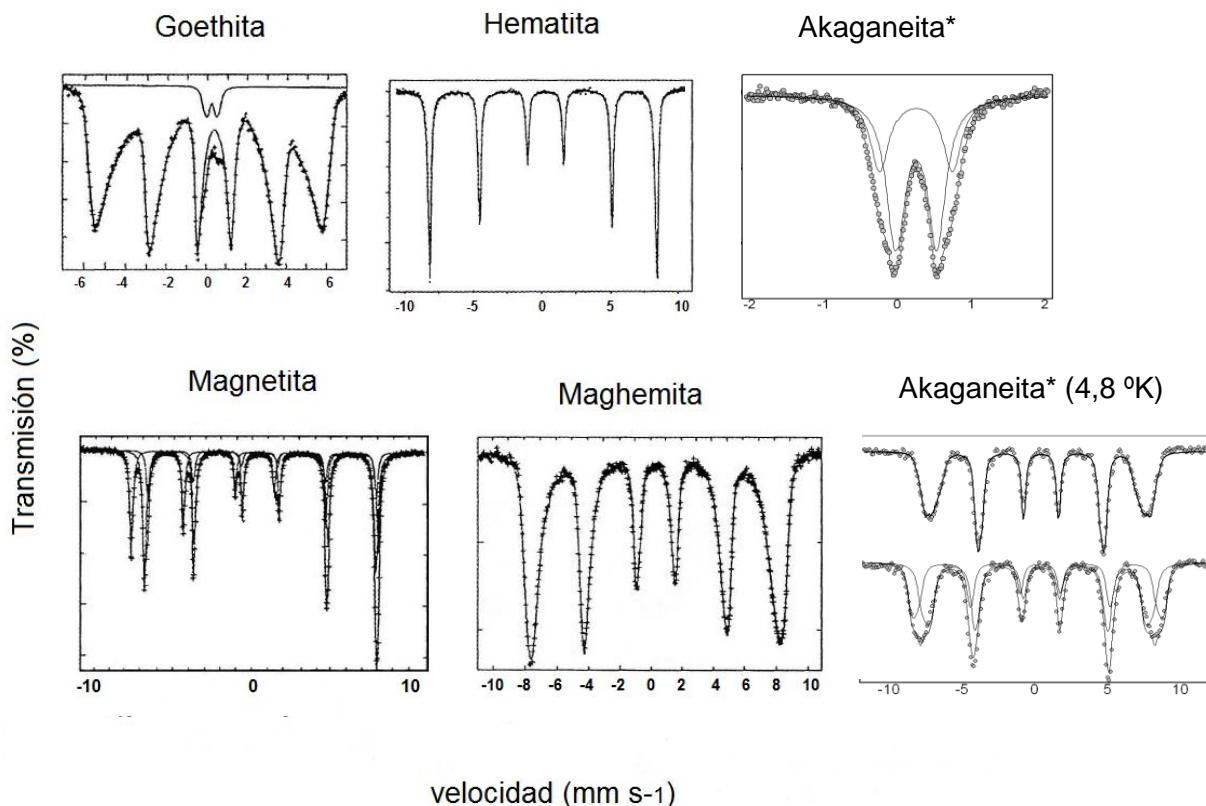
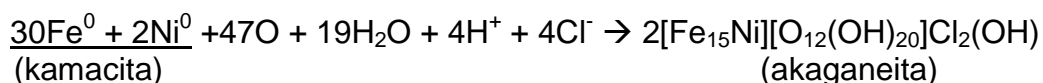


Fig. 2.8. Espectros Mössbauer a temperatura ambiente de los principales minerales de óxidos de hierro encontrados en la naturaleza y condritos ordinarios (Vandenbergh, 1991, *) excepto para akaganeita sintética, que fue tomado de García et al., 2009).

La akaganeita, β -FeOOH, nombrada así por la mina japonesa Akagane donde primero fue descrita, es un oxi-hidróxido de hierro que se encuentra comúnmente en ambientes ricos en Cl (Refait y Génin, 1997 y referencias en García et al., 2009). García et al. (2009) detalla la complejidad que ha existido hasta la fecha en correctamente determinar este mineral a través de espectrometría Mössbauer (número de componentes a ajustar en el espectro), dado que sus propiedades físicas, cristalográficas y químicas no son completamente comprendidas, y son fuente de diversos estudios, unos que le asignan una simetría tetragonal (Mackay, 1960; Murad, 1979) y otros más recientemente que la asocian a una simetría monoclinica (Post et al., 2003; Post y Buchwald, 1991), dada la importancia que tiene este mineral en la comprensión de los procesos de meteorización tanto en aceros ocupados en diferentes actividades industriales (Ishikawa et al., 2001; Stahl et al., 2003), como en meteoritos (Bland et al., 1997a; Post et al., 2003). García et al. (2006) a través de pruebas experimentales con akaganeita sintética estima que la simetría monoclinica es la que mejor describe la estructura cristalográfica de la akaganeita.

Buchwald y Clarke (1989) demostraron que el Cl era un elemento vital en la meteorización de meteoritos debido a que jugaba un rol de catalizador en la alteración del Fe-Ni metálico. La reacción que ellos propusieron para la meteorización de los meteoritos antárticos que analizaron se presenta a continuación, con la composición de

la akaganeita expresada en términos de las composiciones encontradas en meteoritos antárticos:



En este modelo, la akaganeita se transforma, o “envejece”, a goethita y maghemita con la pérdida de Cl. Bland et al. (1997b) sugiere que el Cl no es el único ion que puede estabilizar la estructura de la akaganeita, y propone que también el (OH) es capaz de hacerlo, por lo que la pérdida del Cl no necesariamente generará el rompimiento de la estructura y el posterior envejecimiento.

La primera aplicación detallada de espectroscopía Mössbauer (EM) al estudio de meteoritos fue un estudio del hierro en meteoritos rocosos (*stone*) por Sprenkel-Segel y Hanna (1964). Estos investigadores usaron mediciones con EM para identificar las fases de hierro y para determinar las proporciones relativas de cada mineral en el meteorito. Dentro de los silicatos encontrados estaban el olivino y piroxeno. Previamente, De Coster et al. (1963) había obtenido parámetros Mössbauer similares de olivinos y piroxenos no meteoríticos lo que fue confirmado posteriormente por Bancroft et al. (1967) en un estudio más detallado de silicatos de hierro. Más recientemente, análisis de silicatos de hierro en meteoritos a través de EM ha buscado relacionar la oxidación (Ostertag et al., 1983) o desorden (Costa et al., 1991; Taran et al., 1989) en cristales de olivino con eventos de impacto en los cuerpos parentales de meteoritos. Otros estudios de clinopiroxenos en la angrita D’Orbigny (Abdu et al. 2009), piroxenos en el meteorito Shergotty (Scorzelli et al., 2008) y Cachari (Abdu et al., 2007) y vidrios de estos mismos meteoritos (Abdu et al., 2005a, 2005b), han sido realizados utilizando EM para estudios de orden-desorden del Fe^{2+} - Mg^{2+} , en combinación con otras técnicas.

La fase metálica en meteoritos ha sido también extensamente estudiada a través de EM desde que fue reconocido que grandes proporciones de Fe-Ni correspondía a una solución sólida ordenada (o superestructura) en donde los átomos de un tipo se segregan hacia un set particular de posiciones en la red cristalina (Petersen et al., 1977). Nuevos minerales de bajo spin en aleaciones metálicas en meteoritos son reportados por Rancourt y Scorzelli (1995, 1997). Las tasas de enfriamiento lentas necesarias para la estabilidad de esta fase significa que es muy rara en la Tierra, sin embargo aparece como un elemento común en meteoritos ferrosos y también en condritos (Danon et al., 1979, 1980; Christiansen et al., 1984). El grado de ordenamiento observado aparece relacionado a la historia de choques de los condritos: los que no presentan evidencias de procesos de choques muestran un alto grado de ordenamiento en las partículas metálicas (Scorzelli et al., 1983, 1991, 1993 y Scorzelli y Fernandes, 1993).

Las aplicaciones de EM a problemas particulares en meteoritos ha involucrado el análisis total de una variedad de tipos de meteoritos. Se ha realizado la identificación de los componentes principales en espectros complejos a partir de CO’s frescos,

recolectados inmediatamente luego de caer (Ortalli and Pedrazzi, 1990), así como el estudio de los productos de oxidación pre-terrestres en condritos carbonáceos (Fisher and Burns, 1991), ureilitas (Burns y Martinez, 1991) y meteoritos SNC (Burns y Solberg, 1988 y Burns y Martinez, 1990, 1991). Similarmente, EM ha sido usada para cuantificar la meteorización en meteoritos (Solberg y Burns 1988, 1989; Fisher y Burns, 1992; Martinez y Burns, 1990, Endo et al., 1994, Bland et al., 1996, 1997a,b, 1998 y 2003). Cabe resaltar los diferentes trabajos de Bland et al., que corresponde a un amplio estudio de la meteorización de condritos ordinarios en desiertos calientes (Nullarbor, Australia; Roosevelt County, New Mexico, EEUU y Sahara, Norte de Africa), realizado principalmente con EM a temperatura ambiente, pero que generó una gran base de datos como para comparar patrones entre los meteoritos estudiados en estos desiertos y los resultados de esta tesis. Valenzuela et al. (2007), entrega los primeros análisis de CO's del desierto de Atacama, observando por primera vez tendencias de esta nueva población de meteoritos cuyos patrones asemejaban a los encontrados en superficies de acumulación antiguas. A continuación se explica mejor los fundamentos para utilizar esta técnica en la cuantificación de la oxidación.

Espectroscopia Mössbauer de ^{57}Fe y Oxidación del Hierro

Una aproximación empírica utilizada por Bland et al. (2006) es la que todo el hierro en un condrito ordinario equilibrado caído está presente como Fe^0 y Fe^{2+} (sólo algunos raros especímenes de CO no equilibrados, o de bajo grado metamórfico, presentan pequeñas cantidades de filosilicatos asociados a alteración acuosa pre-terrestre). Por consiguiente, cualquier Fe^{3+} significativo debería ser interpretado como producto de meteorización terrestre.

De esta forma EM permite cuantificar la naturaleza y grado de oxidación del hierro en una muestra y, por comparación con sus edades terrestres, el curso de la oxidación en el tiempo. Los condritos ordinarios en desiertos calientes analizados hasta la fecha (Bland et al., 1998, 2000, 2006; Al-Khatiri et al., 2005;) presentan porcentajes de hierro en forma de Fe^{3+} que van entre 0 y 85% y con una tendencia de que esta oxidación se incremente en el tiempo.

Mössbauer sólo detecta fases que contengan Fe. Por lo tanto, como el 90% de la mineralogía normativa de CO está constituida por olivinos, piroxenos, troilita y Fe-Ni metálico, todos ellos conteniendo Fe, esta técnica, en una primera aproximación, entrega una visión general del efecto de la meteorización en la muestra total. En CO recuperados desde regiones desérticas, diferentes autores (Bland et al., 1996, 2003; Buchwald y Clarke, 1989) han reconocido un conjunto de productos de alteración (akaganeita, goethita, maghemita y magnetita, principalmente) a medida que los minerales primarios son oxidados. La espectroscopia Mössbauer es extremadamente sensitiva a cambios en el estado de valencia del Fe y permite cuantificar de esta manera las proporciones relativas de los componentes férricos.

Con referencia a la reproducibilidad de los datos de la espectroscopia Mössbauer a partir de análisis de meteoritos, Bland et al. (1998) encuentra un error de un 1.4% en la estimación de la oxidación férrica total basado en repetidos análisis de la misma alícuota de meteoritos. Los análisis de fragmentos de meteoritos del mismo meteorito pero separados desde su tiempo de caída (fragmentos conocidos como meteoritos pareados (*paired stones*)) también revelan una variación comparativamente pequeña (ca. 5%) en el grado de meteorización.

2.2.7. Caracterización de propiedades físicas de meteoritos: densidad, porosidad y propiedades magnéticas.

2.2.7.1. Densidad y porosidad

La densidad es otra variable intensiva que debería variar con el contenido de hierro y el estado de oxidación, así como también lo hace la porosidad inicial del meteorito con estados más avanzados de meteorización. El trabajo extensivo de Consolmagno y Britt (1998) y Britt y Consolmagno (2003) entregan datos de volúmenes totales y de granos (obtenida por el método de cuentas de vidrio y por picnómetro de He, respectivamente, explicadas más adelante) de un gran número de meteoritos de diferentes tipos que permiten obtener datos de densidades totales y de granos y porcentaje de porosidad. El volumen de granos corresponde al volumen de la roca que excluye poros y cavidades, pero incluye el volumen de cualquier material de meteorización que esté relleno esas cavidades.

Su trabajo indicaba que las diferentes clases de condritos ordinarios tienen rangos distintivos de densidades. Nuevamente aquí, existe traslape suficiente entre las diferentes clases (especialmente entre las clases L y LL) que nos previene de usar la densidad sola como un caracterizador definitivo del tipo de meteorito. De la misma forma que con las mediciones de susceptibilidad magnética, este traslape puede ser debido a un número de factores a parte de la química total del meteorito. Errores o dispersión en las mediciones de densidad (especialmente cuando se intenta comparar mediciones hechas en diferentes laboratorios por diferentes técnicas en diferentes piezas del mismo meteorito), clasificaciones erróneas o mal etiquetado de muestras individuales y meteorización son tres factores importantes que pueden dificultar una evaluación exacta de meteoritos por este método.

En una serie de trabajos del Servicio Geológico Finlandés, Kukkonen and Pesonen (1983), Terho et al. (1991, 1993), and Pesonen et al. (1993) sugirieron por primera vez que correlacionando la susceptibilidad magnética con la densidad podría ser una forma poderosa de resolver estas ambigüedades. Sin embargo, sus datos mostraron finalmente que una correlación entre la susceptibilidad magnética y la densidad total (densidad que incluye el volumen de espacios de poros dentro de la muestra) fallaba en producir una forma robusta de separar los diferentes grupos de meteoritos.

Una dificultad con la aproximación finlandesa fue que las densidades totales están fuertemente afectadas por distintos grados de porosidad. La porosidad de los condritos ordinarios pueden estar en el rango entre 0% y 15% (con algunas pocas muestras mostrando porosidades mayores), lo cual es suficiente como para borrar la diferencia en las densidades totales entre los diferentes grupos de meteoritos (Britt y Consolmagno, 2003). Consolmagno et al. (1998) modelan para CO's caídos la porosidad inicial promedio la que alcanza un valor de ~10%, mientras que para CO's encontrados encuentran que ésta era cercana a < 3%. Este trabajo además descarta una relación entre la porosidad y el grado petrológico, pero sí encuentra una relación entre la porosidad inicial y el estado de choque del meteorito, indicando que para estados de choque bajos, las porosidades despliegan un amplio rango de valores, que con grados de choque mayores van disminuyendo, así como el límite superior del rango de porosidad, que va disminuyendo, lo que estaría asociado a que los impactos que producen el metamorfismo de choque generarían mayor compactación y reducción de la porosidad. El estudio previo de Wasson (1974) encuentra que la porosidad primaria en CO's caídos variaba entre un ~11 y un ~15%, mientras que los trabajos de Corrigan et al. (1997) y Flynn et al. (1999) encuentra valores para CO's L5 y L6 caídos entre ~3 y ~18% y entre ~4 y ~17%, respectivamente.

Más seriamente, el trabajo finlandés fue hecho antes de que fuera entendida la íntima relación existente entre meteorización y densidad (Bland et al., 1996; Consolmagno et al., 1998, 1999). Los procesos terrestres de meteorización rellenan espacio de poros dentro del meteorito con óxidos de baja densidad del hierro metálico primario, que reduce la susceptibilidad magnética y densidad de grano del meteorito. A medida que la meteorización sigue su curso, la susceptibilidad y la densidad de granos de un condrito tipo H es disminuida hacia el rango de los condritos tipo L, mientras que un condrito L meteorizado tiende a caer dentro del rango de los condritos tipo LL. Como el trabajo finlandés combinaba tanto meteoritos caídos como hallados en sus análisis y comparaba estas susceptibilidades con densidades totales, ellos no fueron capaces de encontrar una separación definitiva de las diferentes clases por susceptibilidad y densidad, que sí encuentran Consolmagno et al., (2006) como se aprecia en la figura 2.9.

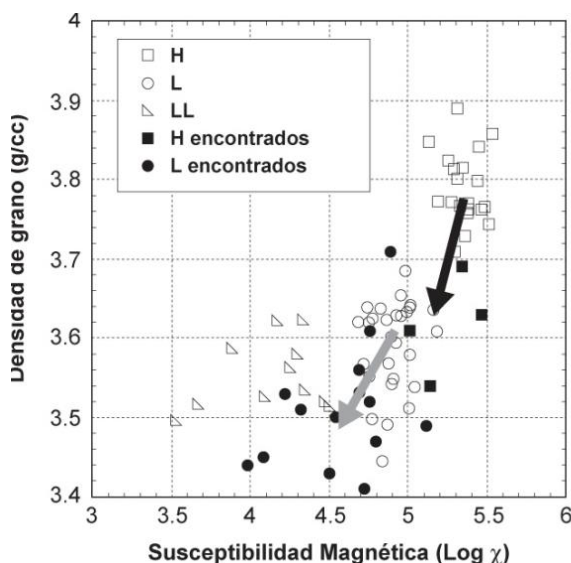


Fig. 2.9. Susceptibilidad magnética versus densidad de granos de CO's caídos y encontrados. Flechas indican la tendencia que producirían los procesos de meteorización al disminuir ambos parámetros. (Modificado de Consolmagno et al., 2006)

Rochette et al. (2003) logra una buena, aunque no perfecta, separación usando la susceptibilidad magnética, que se explica a continuación, como único parámetro en meteoritos caídos, eliminando así la mayoría de los efectos generados por meteorización. Luego Consolmagno et al (2006) combina los datos de susceptibilidad magnética con las densidades de grano de meteoritos no meteorizados lo que proporciona una metodología rápida, poco costosa y no destructiva para la clasificación de CO's no meteorizados en muestra total.

2.2.7.2. Propiedades magnéticas

Los condritos ordinarios poseen propiedades magnéticas muy homogéneas, para sus distintos grupos (H, L o LL). Por consiguiente, el monitoreo de la oxidación de sus fases metálicas es fácil de llevar a cabo a través del uso de sus propiedades magnéticas, que tiene la ventaja de ser una técnica relativamente rápida, no destructiva y que representa la composición total del meteorito (Rochette et al., 2003). Trabajos que se están llevando a cabo en la actualidad con meteoritos antárticos (de Frontier Mountain) muestran una buena correlación entre la susceptibilidad magnética y su tiempo de residencia terrestre (Rochette et al., 2004). La interpretación de las mediciones magnéticas puede ser mejorada a través del uso de técnicas complementarias como la espectroscopia Mössbauer, que entrega información mineralógica, así como la difracción de rayos X.

Susceptibilidad Magnética

La susceptibilidad magnética es la razón entre la magnetización inducida de un material y la fuerza de un campo magnético bajo aplicado (< 1 mT). Depende en la capacidad del material de ser afectado o cómo responda a un campo de ese tipo y es una función de la abundancia de varias fases magnéticas en la muestra, ponderado por sus susceptibilidades específicas. Rochette et al. (2003) demostró que la susceptibilidad magnética χ (expresada como $\log \chi$ en adelante, con χ en $10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$) de condritos ordinarios caídos, no meteorizados, está correlacionado con la cantidad y estado de oxidación del hierro dentro de esos meteoritos. Ya que este es uno de los principales parámetros de clasificación de los condritos ordinarios en los grupos H, L y LL, ellos sugirieron que las mediciones de susceptibilidad magnética pueden ser usadas como una herramienta rápida y no destructiva para la clasificación de meteoritos. La desviación estándar de este parámetro para meteoritos del mismo grupo es de 0,06 para los grupos H y L, y de 0,09 para el grupo LL, la cual es menor que la desviación estándar inter-grupos dentro de un grupo – 0,10 para el grupo H y L, y 0,30 para el grupo LL. La figura 2.10 muestra la distribución de los valores de este parámetro para los diferentes grupos de CO's.

En el trabajo de Rochette et al. (2003) vemos que si bien en los meteoritos caídos se puede discriminar entre grupos con este parámetro (fig. 2.10a), no ocurre lo

mismo con CO's meteorizados (fig. 2.10b y 2.10c), generando una dispersión en estos valores dentro del grupo. En CO's meteorizados la susceptibilidad magnética permite acercarse al estado de meteorización de las muestras, debido a que disminuye con grados mayores de meteorización, como se ve en la figura 2.11 para un grupo de muestras del Sahara.

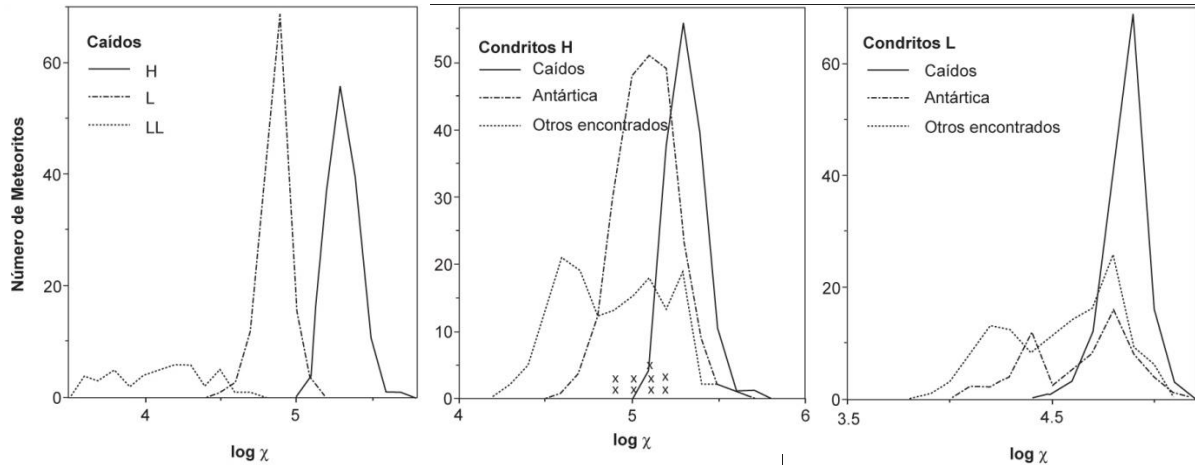


Fig. 2.10. a) Histograma de $\log \chi$ (en $10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$) para CO's a) caídos de los grupos H, L y LL; b) del grupo H, diferenciados en caídos, Antárticos y encontrados no-Antárticos; c) del grupo L diferenciados en caídos, Antárticos y encontrados no-Antárticos (Rochette et al., 2003)

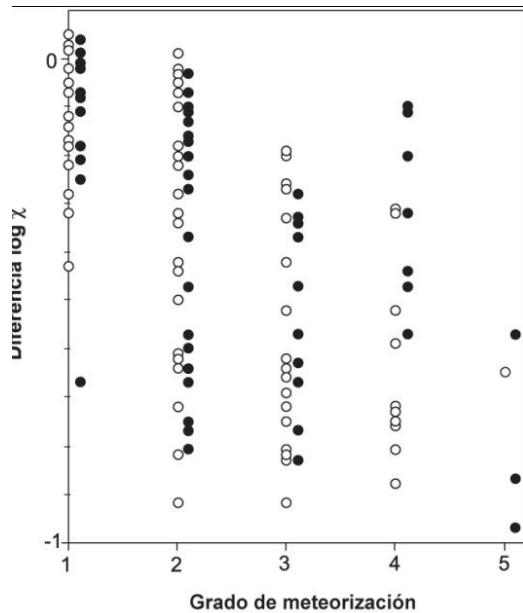


Fig. 2.11. Diferencia del valor promedio $\log \chi$ entre el valor de la muestra y el valor promedio para CO's caídos versus grado de meteorización para CO's encontrados en el Sahara del grupo H (círculos abiertos) y L (círculos cerrados) (Modificado de Rochette et al., 2003).

Gattacceca et al. (2005) estudiando el posible origen de la foliación presente en un gran número de CO's, a través de la medición de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (AMS) encuentra una relación inversa entre este parámetro y la porosidad de las muestras, y dado que la AMS aumenta al aumentar el grado de choque de las muestras, la porosidad y el estado de choque también aparecen positivamente

relacionados, como había sido mencionado anteriormente (Consolmagno et al., 1998), i.e., a menores estadíos de choque, mayor porosidad inicial.

2.2.8. Procesos de meteorización terrestre en condritos ordinarios

2.2.8.1. Meteorización: generalidades

El concepto de meteorización se refiere a la desintegración y descomposición de rocas cerca o en la superficie de la Tierra. Afecta a las rocas en el lugar en que estén y no involucra transporte, lo que la diferencia del proceso de erosión. Dado que las rocas y minerales terrestres se forman en condiciones de presión y temperatura muy distinta a las que encontramos en la superficie terrestre, bajo estas nuevas condiciones estos materiales se encuentran muy fuera del equilibrio y tenderán naturalmente a buscar niveles menores de energía u orden para equilibrarse con el medio. De igual forma, los diferentes componentes de los meteoritos han sido formados en un rango amplio de presiones y temperaturas, con procesos muy distintos a los evidenciados en la corteza terrestre (acreción de material refractario en conjunto con material más volátil, impactos sucesivos, metamorfismo termal en ausencia de agua, entre otros), por lo que al llegar a la superficie terrestre se encuentran en un gran desequilibrio con el medio y sus materiales resultan ser muy reactivos a estas nuevas condiciones.

Dos tipos de procesos de meteorización pueden observarse actuar en rocas y materiales de la Tierra: a) **meteorización mecánica**, la cual genera desintegración física de las rocas en fragmentos menores producto de la acción del hielo en grietas (gelifracción), expansión térmica por cambios de temperatura a diferentes horas del día (factor muy importante en ambientes desérticos), descompresión y/o por actividad biológica; y b) **meteorización química**, cuando producto de algún proceso de intercambio químico la roca es descompuesta y transformada a nuevas composiciones químicas de sus componentes. Los principales procesos de intercambio químico se realizan en presencia de agua, el mayor agente de meteorización. Dentro de estos procesos los más importantes son la disolución, la oxidación y la hidrólisis, donde el agua es un elemento importante de todos ellos.

Si bien la meteorización actúa en cualquier lugar de la superficie terrestre, al ser el agua uno de los agentes más importantes para que ocurran estos procesos, diferentes regiones climáticas presentaran diferencias en las tasas de meteorización y en los procesos que la provocan. En nuestro caso, dado que los procesos que estudiamos se enmarcan dentro de una región climática de hiperaridez como lo es el desierto de Atacama desde al menos algunos millones de años (Reich et al., 2009), con restricción importante de agua, la meteorización química está más restringida y la que predomina es la meteorización mecánica.

2.2.8.2. Meteorización de Condritos Ordinarios

Cuando los meteoritos alcanzan la superficie de la Tierra, son expuestos a un rango de agentes potenciales de meteorización como el agua, aire rico en oxígeno, sales, viento y variaciones de temperatura. Otros factores, incluyendo la composición y porosidad inicial de los meteoritos y de las rocas y/o suelos en que los caen, pueden influenciar también los mecanismos y tasas de meteorización. Estas van a depender además en la historia climática actuante desde el momento de la caída.

Los lugares con restricción en la disponibilidad de agua líquida son los mejores lugares para que las tasas de meteorización sean menores y la acumulación de meteoritos sea posible. Entre éstos, el desierto frío de la Antártica es uno de los mejores lugares para preservar y acumular meteoritos, con muestras de edades terrestres > 2 Ma (Nishiizumi et al., 1989). Los desiertos calientes, por otro lado, son también lugares donde la acumulación es posible, pero en un rango de hasta ~50 ka (Jull et al., 1990).

Algunos estudios de meteorización que han sido realizados con muestras provenientes de desiertos fríos y calientes incluyen el de Bischoff y Geiger, (1995); Bland et al. (1996, 1997a, 1998, 2000); Stelzner et al. (1999); Lee y Bland (2004); Al-Kathiri et al. (2005), entre otros.

Bland et al. (1998), observando que las superficies en las regiones de desiertos calientes son relativamente estables (comparadas con las capas móviles de hielo de la Antártica), estudian los procesos de meteorización de condritos ordinarios equilibrados recolectados en diferentes regiones desérticas (Sahara, Libia; Nullarbor, Australia y Roosevelt County, New México, E.E.U.U.), y encuentra una correlación, no lineal, entre el grado de meteorización de éstos, medido a través de la abundancia de hierro férrico en las muestras, usando espectroscopía Mössbauer, y su edad terrestre. Esta relación les permite inferir un periodo inicial de rápida oxidación seguida de una corrosión más gradual, así como también muestra que los condritos tipo H serían oxidados más rápidamente que los tipo L(LL), presumiblemente por su mayor contenido de metal. Las tasas de oxidación varían entre meteoritos de diferentes regiones, lo que se asocia a factores de cambios climáticos locales. Esta respuesta variable a las condiciones climáticas involucraría una alta porosidad inicial de los especímenes, la cual iría disminuyendo a medida que óxidos de hierro y otros productos de alteración son producidos.

2.2.8.2.1. Mecanismos de Meteorización

Los minerales meteoríticos primarios con contenidos de hierro incluyen Fe-Ni metálico, troilita, olivino y piroxeno. De numerosos análisis de meteoritos a través de espectroscopía Mössbauer junto a difracción de rayos X, se han determinado algunos productos de alteración que incluyen goethita, magnetita, maghemita, ferrihidrita,

lepidocrocita y principalmente akaganeita. El amplio rango de grado de oxidación total que presentan los meteoritos desérticos (desde muestras sólo mostrando fases primarias, hasta muestras con más de un 80% de fases férricas) y su serie de fases Buchwald (1989) lo explica a través de un mecanismo mediante el cual la akaganeita precipita incorporando iones Cl^- desde el ambiente hacia sitios de intercambio iónico. Con el paso del tiempo la akaganeita envejece y se transforma a maghemita y goethita, dejando Cl^- disponible para mayor acción corrosiva “depasivante”. La aparición de magnetita, un óxido de valencia mezclada, en meteoritos altamente meteorizados es anómala y puede estar asociada a la rápida disolución de Fe-Ni dejando una solución de valencia mixta en la región de los granos metálicos, permitiendo la precipitación de magnetita como producto de oxidación.

Bland et al. (1997b) estudian los procesos de meteorización de manera experimental en una muestra del CO Allegan, un meteorito caído que no presentaba meteorización al inicio del experimento según mediciones con espectroscopía Mössbauer. La muestra fue sometida a diferentes condiciones de meteorización: con agua destilada a diferentes temperaturas y con sales disueltas a fin de reproducir condiciones similares a las encontradas en desiertos fríos y calientes. Sus resultados confirmaron los primeros estudios de Buchwald que dejan a la akaganeita como uno de los minerales principales en las primeras fases de meteorización en CO's, pero además que la temperatura era el mayor factor que controlaba la estabilidad de la asociación mineralógica de óxidos observados. Antes de este estudio era ampliamente aceptado que la akaganeita ($\beta\text{-FeOOH}$) requería para su estabilidad de Cl^- . Sin embargo, el experimento mostró que el Cl^- era un componente en trazas tanto en el meteorito fresco como en el meteorizado, por lo que los autores sugieren que para la estabilidad de la akaganeita tanto el Cl^- como el OH^- pueden ser efectivos en ocupar los sitios tipo-túnel de su estructura y que es posible generar una completa solución sólida entre estos miembros extremos.

2.2.8.2.2. Parámetros de clasificación de meteorización

La clasificación para identificar el grado de meteorización terrestre a la que ha estado expuesto un condrito, ha sido desarrollada en base a los meteoritos antárticos, tanto para muestras de mano, como para secciones pulidas. Las categorías de meteorización para muestras de mano de meteoritos antárticos son: A = oxidación menor; B = oxidación moderada; C = oxidación severa; e = minerales evaporíticos visibles a ojo descubierto (Grossman, 1994). Wlotzka (1993) sugirió la siguiente secuencia de estados de alteración progresiva para secciones pulidas: W0 = oxidación de metales o sulfuros no visible, manchas de limonita; W1 = anillos menores de óxidos alrededor de metales y troilita, venas de óxidos menores; W2 = oxidación moderada de entre 20-60% el metal; W3 = oxidación severa del metal y troilita, con reemplazo del 60-95%; W4 = oxidación completa del metal y troilita, pero sin oxidación de los silicatos; W5 = comienzo de la alteración de los silicatos máficos, principalmente a lo largo de las fracturas; W6 = reemplazo masivo de silicatos por minerales de arcilla y óxidos. Venillas masivas rellenas con óxidos de hierro también se desarrollan, independientes del grado de meteorización. El grado de meteorización parece estar correlacionado con la edad

terrestre del meteorito, dentro de las condiciones climáticas específicas en que éste se encuentre, como lo han podido comprobar algunos estudios en meteoritos de desiertos calientes (Bland et al., 1996; Al-Kathiri et al., 2005).

2.2.8.3. Condiciones geomorfológicas y ambientales del Desierto de Atacama

2.2.8.3.1. Ubicación y aspectos geomorfológicos

El Desierto de Atacama se extiende desde el Sur del Perú, por el norte, hasta el río Copiapó, Chile, por el sur, desde el borde costero pacífico por el oeste hasta la Cordillera de los Andes por el este.

Las principales unidades geomorfológicas para la II Región corresponden a cinco franjas relativamente paralelas a la línea de costa que desde oeste a este son: Cordillera de la Costa, Depresión Intermedia, Precordillera, Cuecas Preandinas y Cordillera de los Andes (incluyendo al Altiplano), que se observan en la figura 2.12. Otra unidad geomorfológica con expresión muy restringida en la región es la Planicie Costera, que aparece en la península de Mejillones.

Los sitios de acumulación de meteoritos se encuentran ubicados en los dominios de algunos sectores excepcionalmente anchos de la planicie costera (15 km en la Península de Mejillones) y principalmente en la Depresión Intermedia, lugar caracterizado por el desarrollo de extensas pampas, salares, cordones montañosos y pedimentos que alcanzan alturas de hasta 2000 m s.n.m. Ambos sectores presentan diferentes tipos de climas desérticos: la península de Mejillones con clima desértico costero⁴ y el sector de San Juan con desértico normal⁵ (Dirección Meteorológica de Chile, 2011). Otros dominios con elevaciones superiores a los 2500 m s.n.m. son menos favorables para la acumulación de meteoritos.

⁴ Alta nubosidad y humedad relativa y poca oscilación térmica. Precipitaciones escasas.

⁵ Baja nubosidad, baja humedad relativa, alta oscilación térmica. Ausencia de precipitaciones.

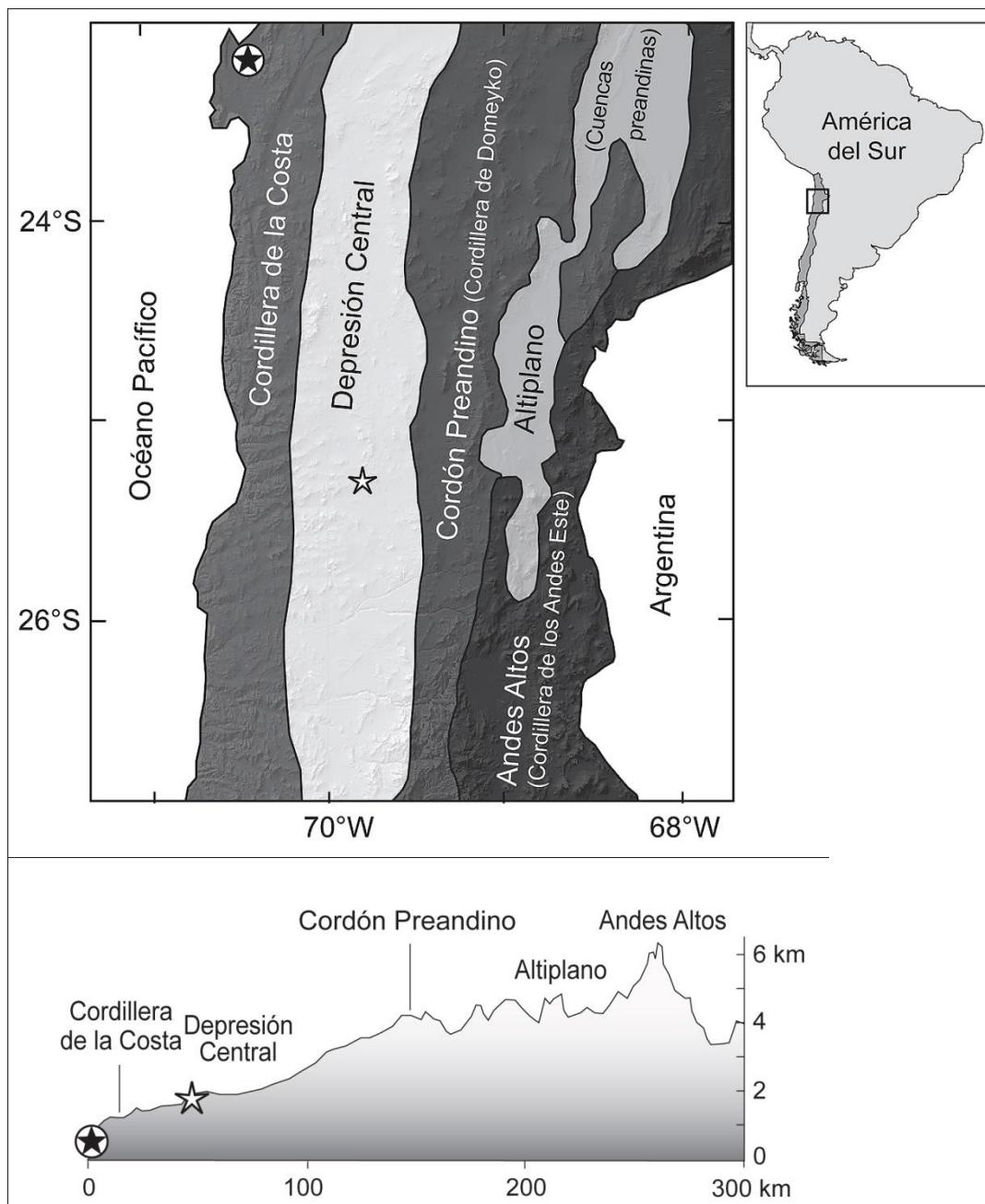


Fig. 2.12. A) Mapa general con las principales zonas geomorfológicas características en el desierto de Atacama en la II región, Chile, que muestra los sectores de recuperación de meteoritos: Pampa de Mejillones (estrella negra) en el dominio de la Cordillera de la Costa, y San Juan (estrella blanca) en el dominio de la Depresión Central. B) Perfil esquemático O-E que muestra la ubicación en altura de estos sectores (no a escala).

2.2.8.3.2. El ambiente del Desierto de Atacama

2.2.8.3.2.1. Condiciones ambientales actuales en el Desierto de Atacama, Norte de Chile (Goudie et al., 2002)

El Desierto de Atacama en la costa oeste de Sudamérica es una de las localidades más áridas en la Tierra. Esta aridez es creada por la subsidencia de masas de aires subtropicales, las cuales son reforzadas por la surgencia de aguas frías costeras asociadas a la corriente de Humboldt/Perú que fluye hacia el norte. Tanto la Cordillera de los Andes, por el este, como el cordón montañoso costero por el oeste, actúan como biombos para los frentes de precipitación provenientes desde el Atlántico y Pacífico, respectivamente, reforzando las condiciones de aridez extrema de la zona. La aridez más intensa ocurre en el norte de Chile, donde las precipitaciones son menores a 10 mm al año (Goudie et al., 2002). Lluvias medibles (1 mm o más) pueden ser tan infrecuentes como una cada 5-20 años. Por lo tanto es uno de los desiertos más secos del planeta, aunque comparte con otros desiertos costeros el tener asociada neblina proveniente del océano. Esta neblina es la fuente principal de humedad para el sector costero del desierto, y es conocida localmente como *camanchaca*, y puede penetrar hasta ~50 km hacia el continente. El trabajo de Schemenauer y Cereceda (1992) y Cereceda y Schemenauer (1991) describen que algunos sectores elevados de la costa podían presentar tantos eventos de camanchacas como 189 días al año, y que la niebla y los parches de nieblas podían estar presentes cerca del 20% del tiempo.

Internándose en el desierto desde la costa hacia los pies de los Andes, la superficie del desierto está caracterizada por pocos afloramientos de roca y gran abundancia de gravas y materiales de tamaño arena que forman un revestimiento sobre el regolito altamente salino. Minerales salinos son abundantes en esta área incluyendo haluros, yodatos, cromatos, boratos, sulfatos y, con mayor presencia, acumulaciones de nitratos de sodio (caliche) (Ericksen, 1981, 1983, 1994; Searl y Rankin, 1993; Mpodozis et al., 2005).

Las provincias más nortinas de Chile, Tarapacá y Antofagasta, poseen terrenos con nitratos de más de 30km de ancho y 700km de largo. Los terrenos del sector costero están en gran parte formados por regolito cementado por sales que contienen nitratos, comúnmente de espesores que van entre pocas decenas de centímetros a pocos metros. La mayoría de los depósitos se ubican a alturas bajo los 2000 m s.n.m., aunque algunos ocurren hasta alturas de 4000 m s.n.m. Varios observadores han sugerido que ya que el Desierto de Atacama es tanto salino como neblinoso, corresponde a un ambiente donde la meteorización salina es un proceso geomorfológico importante (e.g. Abele, 1983; Tricart y Cailleux, 1969) y donde estudios petrográficos han mostrado evidencias claras de fragmentación de rocas por causa de los nitratos (Searl y Rankin, 1993).

2.2.8.3.2.2. Condiciones paleoambientales del Desierto de Atacama

La aridez extrema del Desierto de Atacama en el norte de Chile ha sido asociada al alzamiento de los Andes Centrales y al subsecuente bloqueo de la humedad proveniente del Amazonas durante el Mioceno Medio (Alpers y Brimhall, 1988; Sillitoe y McKee, 1996).

No existe consenso aún cuándo se habría instaurado el régimen de hiperaridez del Desierto de Atacama. Las evidencias de diferentes estudios apuntarían a que este régimen se habría alcanzado paulatinamente, impulsado por una combinación de reorganizaciones tectónicas y oceánico-climáticas a escalas globales y locales, como sugiere Reich et al. (2009). Estos diferentes estudios recaen principalmente en dos líneas de evidencia. Una es el tiempo de cesación de la alteración supérgena de cuerpos mineralizados en la Precordillera (Alpers y Brimhall, 1988; Sillitoe y McKee, 1996; Mote et al., 2001; Arancibia et al., 2006) y algunos depósitos de la Cordillera de la Costa (Reich et al., 2009), la otra es a través de estudios de paleosuelos (Reich et al., 2006) y de la naturaleza y temporalidad de los cambios en la contribución de sedimentos hacia la Depresión Central del desierto (Hartley y Chong, 2002). El término de la oxidación supérgena y enriquecimiento de los cuerpos mineralizados ha sido interpretado como un desecamiento regional temprano, que habría comenzado a los ca. 35 Ma y que se habría completado a los ca. 14 Ma (Alpers y Brimhall, 1988; Sillitoe y McKee, 1996), aunque para Arancibia et al. (2006) este cese de los procesos de oxidación supérgena, y consiguiente instauración de las condiciones de hiperaridez, ocurre entre los 9 y 5 Ma para los límites sur y norte del desierto respectivamente. Reich et al. (2009) postula la existencia de dos fases de enriquecimiento supérgeno, primero entre los 45 y ~9 Ma, con un último pulso a los ca. 5 Ma, y otro entre los 2 y 1,5 Ma (deducido por evidencias isotópicas en atacamitas), siendo entonces ~1,5 Ma el tiempo de instauración de las condiciones de hiperaridez extrema más moderna. La evidencia sedimentológica también apunta a un cambio relativamente reciente desde condiciones semi-áridas a condiciones de hiperaridez entre los 4 y 3 Ma para los límites sur y norte del desierto respectivamente. Ambas líneas de evidencia han sido desarrolladas a partir de estudios realizados en áreas ubicadas cerca de 100 km dentro del continente. Una tercera línea ha sido investigada recientemente a través de mediciones de ^{21}Ne cosmogénico en clastos provenientes de superficies de sedimentos sensitivas a la erosión en el norte de Chile, en el dominio de la Cordillera de la Costa (Dunai et al, 2005). Según este trabajo, la edad obtenida para el desarrollo de las condiciones de hiperaridez en el Desierto de Atacama es de ca. 25 Ma, con condiciones de aridez predominantes desde ca. 34 Ma, lo que dice que el Desierto de Atacama contendría algunas de las más antiguas superficies datadas en la actualidad.

Antecedentes paleoclimáticos de la zona costera del norte de Chile

Los estudios para la zona costera del Norte Grande de Chile son extremadamente escasos, pero el trabajo de Dunai et al. (2005), mencionado anteriormente, y llevado a

cabo en el dominio de la Cordillera de la Costa de la primera región, predata las edades obtenidas del trabajo de Sillitoe y McKee (1996), que estudió la temporalidad del cese de la meteorización supérgena de un cuerpo mineralizado en la franja costera, siendo las de Dunai et al. (2005) de ca. 25 Ma y las de Sillitoe y McKee (1996) de ca. 9 Ma para el fin del largo periodo asociado a enriquecimiento supérgeno, iniciado a los 33 Ma, y marcando el inicio de las condiciones de hiperaridez del Desierto de Atacama.

Estudios previos han tratado de reconstruir el escenario paleoclimático posterior a la instauración del régimen de hiperaridez de la zona. A partir de registros geomorfológicos como construcción de conos aluviales (Paskoff, 1978 y Paskoff y Naranjo, 1979, Flint et al., 1991), depósitos de conchas asociadas a aguas cálidas (Ortlieb et al., 1994; Guzmán et al., 1995), depósitos de guano rojo (Brüggen, 1939; Biese, 1950; Schweigger, 1964; Craig, 1982; Ortlieb, 1994) y de vestigios arqueológicos asociados a periodos de aguas marinas más cálidas (Llagostera, 1979^a; 1979^b; 1994), se recrea una serie de alternancias de periodos de mayor pluviosidad con otros de mayor aridez para la zona costera desde el Mioceno temprano hasta el Pleistoceno, los cuales estarían asociados en parte a ciclos glaciales-interglaciales. Villagrán (1993) sugiere para el Holoceno temprano y medio (entre 8 y 4 ka) que estas alternancias podrían ser explicadas por eventos ENOS (fases de El Niño en la Oscilación del Pacífico Sur) más largos e intensos que en la actualidad. Vargas et al. (2007) propone que el comienzo de las manifestaciones modernas de la fase El Niño en el sur del Perú y norte de Chile sería en la segunda mitad del Holoceno, entre los 5300-5500 años BP, incrementándose en frecuencia e intensidad durante tiempos recientes. Este autor señala además que la zona comprendida entre los 17-18,4°S, en el sur del Perú (Ilo-Tacna) y la costa árida de la región de Antofagasta en el norte de Chile (22-23,7°S) constituyen zonas de transición climática entre las regiones tropicales y subtropicales, experimentando por este motivo grandes lluvias estacionales, aunque fuera de fase, durante eventos El Niño. La figura 2.13 muestra una cronología para periodos áridos y con mayor precipitaciones deducida del registro de eventos de flujo de detritos e inundaciones por siglo inferidos del registro de depósitos aluviales en el sur del Perú y norte de Chile (Vargas et al., 2007).

Los periodos de mayor pluviosidad, asociados a periodos interglaciales, habrían ocurrido alternadamente durante el Mioceno Temprano y Medio, Mioceno Tardío y Plioceno, pasando a un régimen de aridez predominante en el Pleistoceno. Así, entre los 28 y 22 ka habría un periodo de alta pluviosidad, seguido luego por un periodo de aridez a los 18 ka, en el último máximo glacial. Otros periodos de alta pluviosidad se habrían registrado subsecuentemente entre los 17 y 11 ka, durante el tardiglacial y posteriormente durante el Holoceno temprano (hasta los 7 ka aproximadamente). Posterior a este ciclo, el resto del Holoceno habría estado caracterizado por un clima árido similar al actual, con eventos esporádicos de precipitación a escala de décadas asociados a diferentes ciclos ENOS. La figura 2.14 reproduce la gráfica presentada por Vargas et al. (2007) donde se observa las precipitaciones anuales totales para Antofagasta entre los años calendario 1900 y 2000 con el Índice de Oscilación Sur (IOS) y el índice de Oscilación Decadal del Pacífico (ODP), donde las mayores

precipitaciones anuales caen dentro de episodios El Niño, con periodicidad variable, pero del orden de 3 a 4 décadas para el periodo considerado.

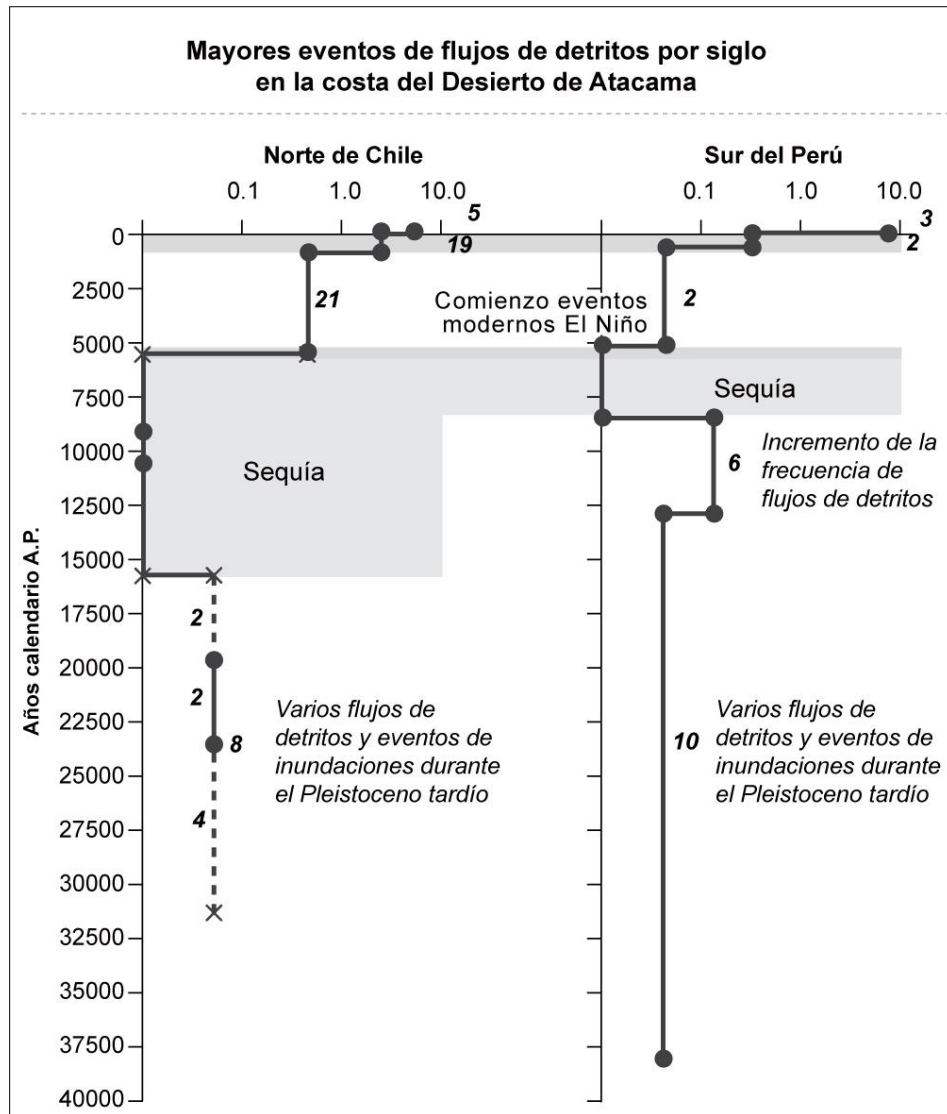


Fig. 2.13. Comparación del número de eventos de flujo de detritos e inundaciones por siglo inferidos del registro de depósitos aluviales en el sur del Perú y norte de Chile, basado en datos previos y nuevos tomados de Vargas et al., 2007. Números a la derecha de la curva indican los eventos totales de flujo de detritos inferidos para los periodos correspondientes.

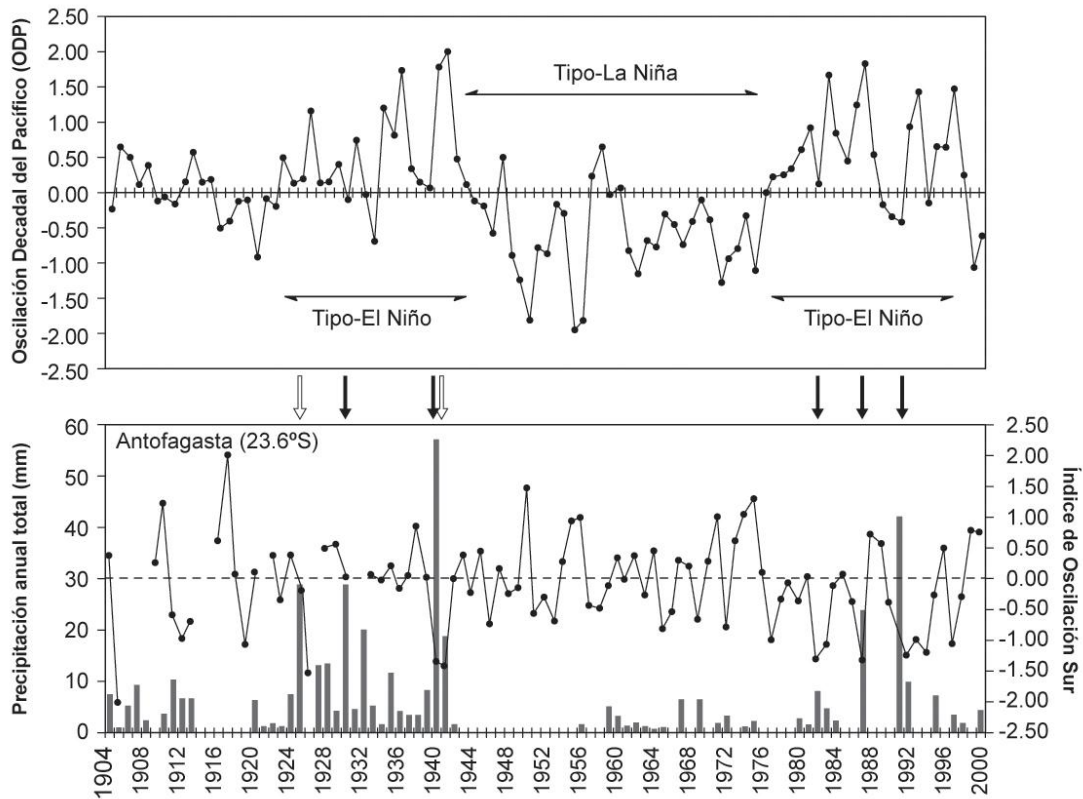


Fig. 2.14. Comparación de la precipitación anual total en Antofagasta con el Índice de Oscilación Sur (IOS) y el índice de Oscilación Decadal del Pacífico (ODP) (Mantua et al., 1997). Flechas negras y blancas indican flujos de detritos e inundaciones respectivamente (Vargas et al., 2000; Ortlieb y Vargas, 2003). Modificado de Vargas et al. (2007)

2.2.9. Geoquímica Total y Mineral para condritos ordinarios

A fin de definir la variación química experimentada por las muestras debido a su interacción con el medio terrestre se debe analizar tanto la química de roca total de las muestras como la química de los minerales primarios (olivinos, piroxenos, troilita, aleaciones de Fe y Ni (taenita y kamacita) y de vidrios feldespáticos) y secundarios, productos de alteración (akagaenita, goethita, maghemita y magnetita).

2.2.9.1. Análisis de Elementos Mayores

Estudios previos que han tratado de definir el efecto de la meteorización terrestre de CO con respecto a su composición de elementos mayores han entregado resultados equívocos. Algunos han sugerido que los efectos se limitan a la reducción de fases metálicas y al aumento del contenido de agua, manteniéndose los silicatos sin cambio (Fulton y Rhodes, 1984; Jarosewich, 1990), mientras que otros han observado

movilización de algunos elementos, especialmente del Mg (Gibson y Bogard, 1978; Velbel et al., 1991).

Bland et al. (1998), basado en análisis de Fluorescencia de Rayos X, reportan un decrecimiento de Si y Mg con el aumento del grado de meteorización. Los elementos Fe, Ti, Al, Mn, K y P no presentaban cambios importantes, mientras que Na y Ca pueden ser movilizados. Al-Kathiri et al. (2005), en el set de muestras del desierto de Oman, encuentran importante empobrecimiento de S, y enriquecimiento de Sr, Ba y H₂O.

2.2.9.2. Análisis Elementos Traza y Tierras Raras

A través del método ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) y SIMS (Secondary- ion mass spectrometry) se pueden medir concentraciones de elementos que se encuentran en concentraciones menores a 0,1% peso (1000 ppm), conocidos como elementos traza y que incluyen las tierras raras (REE), tanto en roca total como en separados minerales. Debido a que los condritos representan a uno de los materiales más primitivos que existen, asociado a concentraciones muy bajas de estos elementos, este análisis debe ser realizado por laboratorios expertos en este tipo de materiales.

Existen muy pocos trabajos sobre las variaciones químicas de elementos traza y tierras raras en CO's meteorizados en muestra total, algunos de los cuales son el estudio realizado por Barrat et al., (2001) en shergotitas del Sahara que encuentra incrementos en los elementos Sr, Ba y U. Al-Kathiri et al. (2005) encuentra en las muestras del desierto de Oman también un importante enriquecimiento en los elementos Sr y Ba.

Otros trabajos han sido realizados desde una perspectiva de química mineral, como el de Crozaz y Wadhwa (2001) donde los elementos K-Ca-Sc-Ti, Rb-Sr-Y-Zr, Ba-REE han sido medidos en fases minerales individuales (olivinos, piroxenos, merrilita, vidrio feldespático, silicatos amorfos rellenos de venas, entre otros). Este trabajo mostró que olivinos y piroxenos eran fases que mostraban patrones de enriquecimiento de las LREE, atribuidas a alteración terrestre, así como también enriquecimientos en Ba y Sr. Crozaz et al. (2003) estudia el patrón de REE en meteoritos inusuales tanto de la Antártica como de desiertos calientes, y prueba que la anomalía de Ce es una medida del grado de meteorización principalmente en piroxenos con bajo Ca, en meteoritos antárticos, y que el enriquecimiento de las LREE es el patrón más característicos de las muestras provenientes de desiertos calientes, junto con los valores enriquecidos de Sr, Ba y U. Muestra asimismo que la contaminación en las LREE es muy heterogénea y puede variar en escala de mm en un mismo grano (preferencialmente olivinos y piroxenos con bajo Ca). Relaciona la movilización de las LREE al estado de choque de las muestras, al generar una red de microfracturas propicias para la movilización de elementos.

2.3. Técnicas y Metodologías de Laboratorio

En esta sección veremos los procedimientos químicos para la obtención de concentraciones de elementos trazas mediante ICP-MS y para la obtención de concentraciones isótopos de ^{10}Be para las edades de exposición, y de ^{14}C para las dataciones terrestres. Los procedimientos utilizados para análisis petrográficos, microsonda electrónica, SEM, DRX, espectroscopía Mössbauer, propiedades físicas y magnéticas se detallan en los capítulos en los cuales son aplicados. En Anexo III.4 se incluyó la descripción completa del procedimiento de análisis químicos para elementos mayores especial para meteoritos, definido por Jarosewich (1990).

2.3.1. Procedimientos Químicos

2.3.1.1. Elementos mayores y menores

La descripción detallada del procedimiento de laboratorio para la obtención de los elementos mayores y menores en meteoritos se adjunta en Anexo III.4, dado que algunas fases, distintas al común de rocas terrestres, necesitan consideraciones especiales.

2.3.1.2. Elementos traza

Los análisis fueron realizados en el Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Pisa.

Cerca de 100 mg de las muestras finamente pulverizadas fueron disueltos en recipientes PFA (perfluoroalkoxy) con una mezcla de HF y HNO₃ en una plancha caliente a ~120°C. A las soluciones de las muestras se le añadieron Rh, Re y Bi como estándares internos (20 ng ml en la solución final) y deiluidas a 50 mL en un matraz de polipropileno.

Agua purificada Milli-Q (18,2 M cm) y HF y HNO₃ calentada previo al hervor en botellas de tetrafluoretileno-perfluorpropileno (FEP) fueron usadas en cada paso de la preparación de las muestras. Los análisis fueron llevados a cabo por calibración externa usando muestras estándares geoquímicas de referencia de basaltos como soluciones de calibración de composición. La alta concentración de los elementos Ni, Cr y Co fueron determinados en las muestras desconocidas usando el estándar del meteorito Allende como solución de calibración. El procedimiento de corrección incluyó: 1) sustracción del blanco; 2) corrección de desplazamiento instrumental usando estandarización interna y análisis repetidos de un monitor de desplazamiento, y 3) corrección por interferencia de óxidos-hidróxidos. Límites de detección típicos fueron calculados como las concentraciones correspondientes a 3 desviaciones estándares de las cuentas de las soluciones blanco. Cinco análisis replicados de la muestra estándar

del meteorito Allende (USNM 3521, franja 20, posición 22) fueron realizados junto con las muestras desconocidas para chequear la calidad de los datos. Las concentraciones de elementos en el estándar de Allende y en las muestras de Atacama son de al menos un orden de magnitud más altas que los límites de detección.

2.3.1.3. Procedimiento de laboratorio para la extracción y medición del ^{14}C

(Kring et al., 2001)

La muestra es pulverizada, pesada y tratada con ácido fosfórico para remover los carbonatos terrestres del material. El gas proveniente de este tratamiento con ácido es recolectado para medir la edad radiocarbono de este material. El residuo es lavado con agua destilada y secado. Luego este material seco es emplazado en un crisol de aluminio, mezclado con un chip de hierro para acelerar la combustión y puesto en un horno a 500°C para remover los contaminantes de baja temperatura. Luego el crisol se coloca en un horno y calentado hasta la fusión en un flujo de oxígeno. Se recolecta el dióxido de carbono, se mide el volumen, y luego es diluido a 1- 2 cc con CO_2 libre de ^{14}C . Este gas es finalmente convertido a polvo de grafito sobre un catalizador de Fe, que luego es puesto a un contenedor dentro de la rueda de blancos del espectrómetro de acelerador de masas (AMS de las siglas en inglés). El blanco es montado en una rueda de 32 posiciones en la fuente de iones del AMS en el AMS Tandem de la Universidad de Arizona, y la muestra de $^{14}\text{C}/^{13}\text{C}$ es comparada con las muestras estándares NIST. Procedimientos para los análisis de AMS han sido reportados por Jull et al. (1990, 1993) y detalles de los cálculos por Donahue et al. (1990).

Gran parte del error total de estas mediciones viene de la posibilidad de que la muestra haya sufrido "auto-escudamiento", i.e., una variación de la concentración de ^{14}C con la profundidad en la roca original. Este efecto contribuye en gran medida a los grandes errores (de aproximadamente 1300 años) asociados a edades terrestres ^{14}C individuales.

La edad terrestre máxima que puede ser medida a través de este método es 42.000 años debido a la producción *in situ* de ^{14}C en la superficie de la Tierra por los rayos cósmicos que llegan a la Tierra.

2.3.1.4. Procedimiento edades exposición mediante ^{10}Be

El tratamiento químico de las muestras fue llevada a cabo en el CEREGE (Francia). Las muestras fueron preparadas para mediciones de concentraciones de nuclidos cosmogénicos siguiendo los procedimientos químicos adaptados de Brown et al. (1991) y Merchel y Herpers (1999). Toda la información que se presenta aquí (tabla 3.1) ha sido medida en las instalaciones del AMS ASTER en el CEREGE.

Luego de la adición de $\sim 100\mu\text{l}$ de una solución portadora de uso interno de $3 \cdot 10^{-3}$ g/g de ^9Be preparada a partir de fenacita proveniente de una mina profunda (Merchel et al., 2008), todas las concentraciones de ^{10}Be fueron normalizadas al estándar $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ SRM 4325 NIST con un valor asignado de $(2,79 \pm 0,03) \times 10^{-11}$. Esta estandarización es equivalente a 07KNSTD dentro de los errores redondeados.

Incertidumbres analíticas (reportadas como 1σ) incluyen las incertidumbres asociadas a la estadística de conteo del AMS, al error externo del AMS (0,5%), y a la medición química del blanco.

Las mediciones de largo periodo de blancos procesados químicamente llevan a razones del orden de $(3,0 \pm 1,5) \cdot 10^{-15}$ para ^{10}Be (Arnold et al., 2010). El modelo de polinomio Stone (2000) ha sido usado para determinar la tasa de producción superficial asumiendo una tasa de producción de alta latitud a nivel del mar (*SLHL*) de 4,49 at/g/año para el ^{10}Be .

CAPÍTULO III

3. LOS CONDRIOS ORDINARIOS DEL DESIERTO DE ATACAMA: CARACTERIZACIÓN DE SUS SUPERFICIES DE ACUMULACIÓN Y SUS PROPIEDADES FÍSICAS.

3.1. Introducción

En este capítulo abordaremos la caracterización general de los meteoritos y las superficies de acumulación donde fueron encontrados. Como primera aproximación caracterizaremos las muestras a través de sus propiedades físicas, como masa, densidad, porosidad y susceptibilidad magnética.

Junto con esto caracterizaremos los principales sitios de recuperación de meteoritos realizados durante esta tesis: Pampa de Mejillones y San Juan, ubicados en contextos geomorfológicos y climáticos distintos como vimos en el capítulo 2.

Para la mejor comprensión de los comportamientos de los patrones de meteorización deducidos de esta información, integraremos en este capítulo los resultados de las dataciones de edades terrestres que nos permitirán vislumbrar las similitudes y diferencias que se pueden apreciar en las dos principales poblaciones de meteoritos consideradas en este estudio.

La investigación más exhaustiva comprende el sitio de San Juan, en el interior del desierto, descubierto en el transcurso de esta tesis como un prolífico sector de recolección de meteoritos, pero investigado más allá de los objetivos específicos de ésta, debido a los objetivos de más alto alcance de la colaboración con los investigadores del CEREGE (Francia). Se le denomina *strewnfield*⁶ de San Juan en el resto del capítulo por incluir solo a las meteoritos encontrados dentro de un área restringida y continua, mas acotada que todo el sector de San Juan propiamente tal y que incluye otros 4 meteoritos.

Se anexa el trabajo realizado en conjunto con este equipo de investigadores por incluir gran parte de los datos presentados en este capítulo para el sitio San Juan.

Otro trabajo actualmente en preparación, incluye la información recopilada para el sitio de Pampa de Mejillones que se presenta aquí.

La tabla 2.1 resume la información existente hasta el 2010 de los condrios ordinarios encontrados en el desierto de Atacama, tanto los que han sido aprobados por la Meteoritical Society y que cuentan con nombres oficiales, como los que están a la

⁶ Campo de dispersión de una población de meteoritos diferentes o fragmentos de una sola caída.

espera de ser reconocidos oficialmente. Notar que el número inicial previo a este tesis era de 20 CO's, en el transcurso de ésta ese número aumentó a 38 gracias a las expediciones anuales realizadas en ese periodo, y posterior a este estudio, otros 40 nuevos CO's fueron encontrados, de los cuales a la fecha 35 ya fueron aprobados.

3.2. Las superficies del desierto de Atacama

En las cuatro expediciones realizadas como parte de la colaboración realizada entre la Universidad de Chile y el CEREGE (Francia), a través del programa CNRS-CONICYT, se recolectaron en total 53 nuevos ejemplares, de los cuales solo 13 son considerados en este estudio (40 nuevos meteoritos corresponden a las dos últimas campañas 2008 y 2009, posteriores a la extensión de este doctorado). En esas expediciones varios objetivos fueron perseguidos: 1) búsqueda sistemática de meteoritos en diversas superficies del desierto de Atacama y caracterización de éstas; 2) toma de muestras de arena de los sitios de búsqueda de meteoritos y otras superficies a fin de determinar la densidad de micrometeoritos de diversas zonas, para un estudio de flujo de material extraterrestre llevado a cabo por otro estudiante de doctorado del CEREGE (Suavet, 2008); 3) caracterización de estructuras de posible origen por impacto meteorítico, de los cuales el cráter Monturaqui fue uno de sus destinos, con el objetivo de establecer una edad absoluta a través de dataciones con isótopos cosmogénicos (Valenzuela et al., 2007; Valenzuela et al., 2009). Además se realizó un estudio de las estructuras circulares que existen en las cercanías del poblado de Quillagua, en el límite de la I^a y II^a región, para establecer el posible origen meteórico que se le ha señalado en antiguas referencias (Thomas, 1969). La publicación de estos estudios paralelos a esta tesis están en preparación hasta la fecha; 4) Selección de muestras de cuarzo expuestos en diferentes superficies para dataciones con isótopos cosmogénicos para datar superficies (Gattacceca, Valenzuela et al., 2011).

3.2.1. Caracterización de las superficies del desierto de Atacama

(Modificado de Bevan, 2006, Muñoz et al., 2007 y Valenzuela et al., In Prep.)

El desierto de Atacama, en el norte de Chile y parte del sur de Perú, corre paralelo a la línea de costa de Sudamérica, entre los 18° S y los 30° S (altura de la ciudad de Copiapó), aproximadamente, y está limitado al este por la cordillera de los Andes, flanco oeste (Rundell et al., 1991; Quinn et al., 2003). El volcanismo y la actividad magmática profunda relacionada a la subducción de la placa de Nazca y la formación de la cadena montañosa de los Andes ha resultado en el emplazamiento de muchos depósitos minerales, que el clima desértico hiperárido sostenido por al menos 1,5 Ma (Reich et al., 2009) o hasta 25Ma (Dunai, 2005) como lo señalan otros autores, ha favorecido para la actividad minera en todo el desierto de Atacama. En la primera parte del siglo XIX el reconocimiento de esta bonanza mineral hizo que llegaran muchos mineros y exploradores a esta región (Wasson, 1992). Consecuentemente, un número de meteoritos fueron encontrados, entre los que se encuentran la palasita Imilac en 1822, el mesosiderito de Vaca Muerta en 1861, y masas de otros 20 meteoritos de hierro (*irons*). Anteriormente al inicio de las expediciones llevadas a cabo como parte del desarrollo de esta investigación, solo coleccionistas privados habían hecho

augmentar la colección original de meteoritos de Atacama de este primer periodo a fines del siglo XIX y principios del XX (aproximadamente 40 ejemplares) a un número de sesenta y dos, principalmente recolectados en la Pampa de Mejillones a partir de 1986 (Zolensky et al., 1995), un lugar favorable a la recolección de meteoritos por corresponder a una terraza marina plana y de colores claros, lo que facilita la identificación de rocas oscuras que puedan ser meteoritos. Scherer y Delisle (1992) realizaron una expedición en el desierto de Atacama entre Copiapó (27°15'S) y Calama (22°25'S) para estudiar el potencial de varios lugares como superficies de acumulación de meteoritos. Concluyeron que el potencial de Atacama para búsquedas exitosas de meteoritos era mucho más baja que otros desiertos como el Nullarbor en Australia o el Sahara en África debido a las siguientes observaciones: a) una morfología altamente variable en las superficies de Atacama, con importantes áreas consistentes en superficies con declive, donde había evidencias de soliflucción en inundaciones periódicas; b) pavimento del desierto hecho a partir de arena y gravas principalmente de origen volcánico, de colores oscuros, que pueden disimular a los meteoritos y c) desarrollo de barniz del desierto en un gran número de rocas terrestres con colores pardo rojizos a negros, hace difícil a simple vista reconocer meteoritos sujetos a meteorización, con colores similares.

A pesar de que estas observaciones son acertadas, las expediciones de búsquedas realizadas en cuatro oportunidades fueron exitosas, recolectando en total 54 nuevos ejemplares, de los cuales 30 ya fueron oficialmente aceptados y están considerados con su nombre oficial en el Boletín Meteorítico (*Meteoritical Bulletin*). Otros 28 (cinco de los cuales no provienen de nuestras expediciones, sino de la donación de un coleccionista) esperan por la resolución de su nombre oficial en un futuro cercano.

Las expediciones se focalizaron primero en la búsqueda en uno de los lugares que había entregado un número considerable de muestras, la Pampa de Mejillones, donde se encontraron 5 nuevos ejemplares, dos en la primera expedición llevada a cabo en el contexto de esta tesis en colaboración con el Museo de Historia Natural de Londres (2004), y los últimos tres en la primera expedición en colaboración con el CEREGE (2006), que se sumaron a 7 meteoritos Pampa (A-G), encontrados entre 1986 y 2000 y a los más recientes La Yesera 001 y 002, reportados por Muñoz et al. (2007) como pertenecientes a un nuevo sitio de recolección, dentro de la misma Pampa pero en su extremo sur, y a otros 11 meteoritos pendientes en su clasificación y declaración oficial recolectados por coleccionistas privados.

Luego de una exitosa segunda expedición en el nuevo sector de San Juan en el 2007 (se recolectaron 10 meteoritos, entre ellos el primer condrito carbonáceo encontrado en nuestro territorio, y quinto en todo Sudamérica), las siguientes expediciones han tenido como principal objetivo la búsqueda sistemática en sectores aledaños a este *strewnfield* que, aunque presenta una considerable dificultad por el color de las rocas presentes, más oscuras que en Pampa de Mejillones, representa una superficie de deflación posiblemente muy antigua y estable, como lo evidencia la

presencia de ventifactos. Las otras superficies exploradas a la fecha no han representado superficies de acumulación de meteoritos, probablemente por ser menos estables en la última decena de miles de años.

A continuación se describen las características encontradas en estos sectores:

3.2.1.1 Sector Pampa de Mejillones

En la estrecha faja de tierras del territorio chileno, en el norte las pampas abundan dentro de la franja de la depresión central principalmente, como vimos en el capítulo 1. La Pampa de Mejillones es una excepción, ya que corresponde a una extensa planicie (~250 km² aproximadamente) situada en el sector norte de la Península de Mejillones, en la franja costera.

Se localiza dentro del contexto geomorfológico de la península, caracterizado por bloques alzados y deprimidos de orientación norte-sur. Dentro de ésta, la Pampa de Mejillones correspondería a una plataforma costera tectónicamente emergida, en la cual se exponen paleocordones litorales pleistocenos, y que en Punta Angamos corresponden a terrazas marinas pleistocenas (Ortlieb et al., 1996). El régimen climático predominante es el clima desértico con nublados abundantes asociado a la franja costera, sin embargo, el cordón montañoso que limita la Pampa hacia el oeste (Morro Mejillones hacia el norte y Morro Moreno hacia el Sur) ejerce un eficaz bloqueo de la humedad que viene del SO (Zolensky et al., 1995).

El trabajo de Flores-Aqueveque et al. (2009) describe las características sedimentológicas de la Pampa. Según éste, el terreno está constituido principalmente por grava fina a gruesa de regular madurez textural (Folk, 1951), con abundantes restos de conchas de moluscos y gastrópodos marinos pleistocenos (Ortlieb et al., 1996) y matriz arenosa, no consolidada, cubiertos en parte por una costra salina de poco espesor (1-2 cm). La composición de los clastos son predominantemente cuarzo y feldespatos (65-85%), clastos de origen volcánico (10-15%) y sales (3-15%), deducido de un estudio del material eólico atrapado en trampas, lo que obviamente presenta un *bias* con la fracción de material más denso. Los depósitos de estos paleocordones litorales están separados por artesas amplias, cubiertas por arena eólica con numerosas óndulas y megaóndulas, cuyo rumbo promedio este-oeste y asimetría hacia el norte evidencian la predominancia del viento del sur en el área.

La variabilidad espacial en las dimensiones de estas estructuras de origen eólico, además, pone de manifiesto la ocurrencia esporádica de episodios de vientos muy intensos desde el sur y suroeste en el área. Esto, junto con la aridez extrema de esta región, interrumpida sólo por episodios puntuales de precipitación intensa (evidenciada por algunos sectores con desarrollo de grietas de desecación como se observa en la fig.3.1f) asociados a eventos de El Niño con frecuencia de 3 o 4 décadas para el último

siglo (Vargas et al., 2000, 2007), favorecen la erosión y el transporte eólico de partículas hacia la bahía de Mejillones.



Fig. 3.1. Fotografías del sector de Pampa de Mejillones: a) y b) superficies con dunas antiguas y ondulitas recientes, respectivamente; c) sitio de recuperación del CO La Yesera 009, donde se aprecian las conchas marinas en la superficie del regolito; d) muestra el CO La Yesera 005, en un sector más arenoso. En e) se aprecia la costra salina de unas decenas de cm bajo el suelo arenoso, y f) muestra uno de los sectores con grietas de desecación, evidencia de épocas con agua en superficie.

En la expedición realizada el 2006, se verificó la existencia de estos dominios de deposición de material eólico (óndulas y megaóndulas, fig. 3.1a y b), pero también de superficies de deflación, con menos material arenoso, donde fue posible encontrar meteoritos (fig. 3.1c y d). La costra salina aparece casi superficialmente en los sectores de deflación y puede llegar a alcanzar unas decenas de centímetros de espesor (fig.3.1e). El área factible de ser rastreada es mucho menor a la de la Pampa total debido a la existencia de campos de experimentación con explosivos hacia el sector este de la ruta que une Antofagasta con Mejillones. La búsqueda sistemática se realizó en cinco sectores donde las superficies de deflación eran predominantes frente a los campos de dunas, y abarcó un área total de 6 km², en los cuales encontramos 3 meteoritos en total, por lo cual la densidad para el área de estudio es de 0,5 meteoritos/km². La separación entre las diferentes líneas de los buscadores era de 10 m. Si se observa la fig. 3.2 donde se incluyen todos los meteoritos encontrados en la zona, la densidad para el área total es de ~0,2 meteoritos/km², aunque en el sector de mayor densidad, en el centro de la Pampa, llega a ser de 0,3 meteoritos/km².

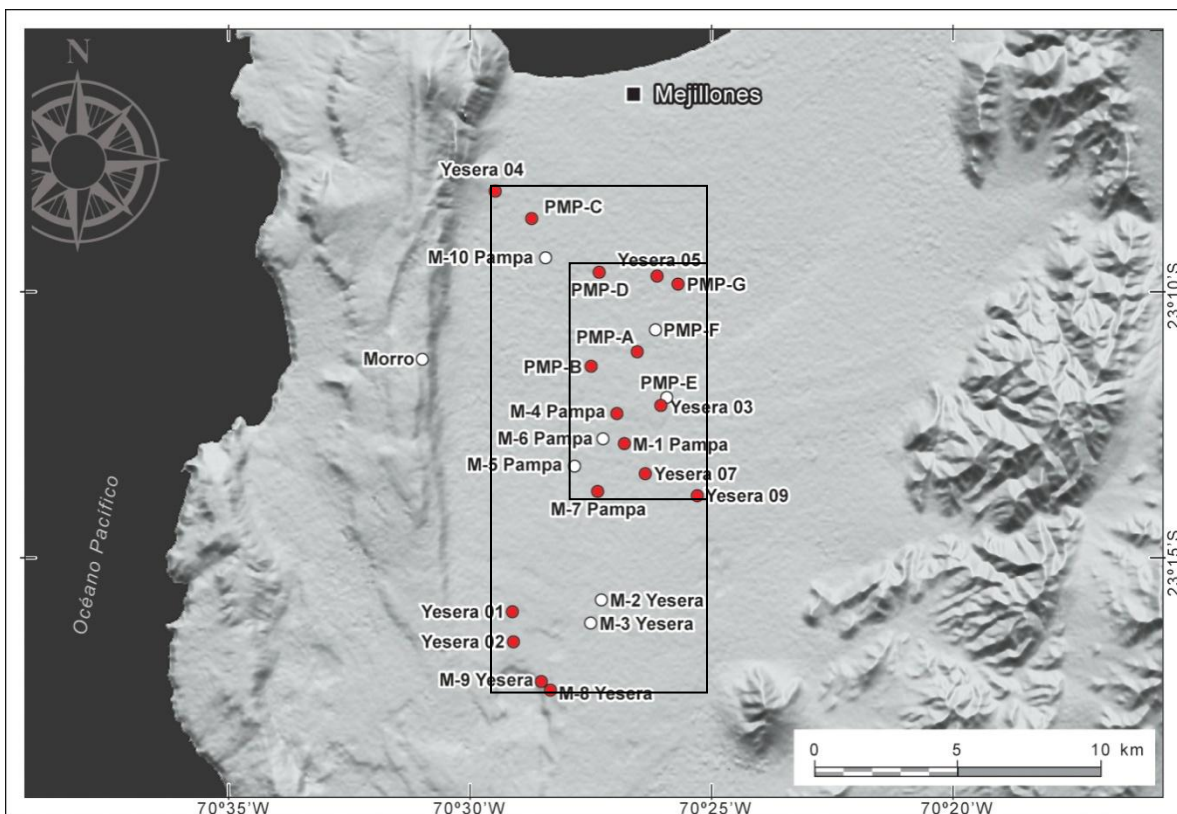


Fig. 3.2. Imagen DEM del sector de Pampa de Mejillones, que muestra la ubicación de los meteoritos encontrados en su superficie desde 1986 a la fecha (en rojo se destacan los meteoritos incluidos en este estudio). Los rectángulos corresponden a áreas de ~127 km² y ~54 km² para las que se estiman densidad de meteoritos de 0,2 met/km² y 0,3 met/km² respectivamente (producto de búsquedas no sistemáticas). Se observan de mejor manera rasgos geomorfológicos como las diversas terrazas marinas en la parte izquierda de la imagen.

Por ser un sector activo en su erosión, muy probablemente muchos meteoritos subyazcan los depósitos eólicos actuales.

3.2.1.2. Sector San Juan

El área investigada está centrada a los 22.44° latitud S y los 69.87° longitud W, a una altura de ~1700 msnm en la Depresión central del Desierto de Atacama (fig. 1.4), en la II región, Chile. El poblado más cercano es Taltal, aproximadamente a ~70 Km en el borde costero. El nombre de este sector proviene del nombre de una antigua estación ferroviaria minera cuyas ruinas se ubican en las cercanías.

La superficie estudiada corresponde a una superficie de deflación rocosa ubicada en un piedemonte de pendiente muy suave (~1,5°) desarrollado en depósitos coluviales y aluviales Terciarios y Cuaternarios (Cuitiño, 1983). Las evidencias de ser una superficie de deflación son el bien desarrollado pavimento del desierto en algunos sectores (fig. 3.5c), y la presencia de ventifactos (3.5e). Lo limita por el Sur cerros de colores pardos claros pertenecientes a las unidades triásicas-cretácicas de granitoides y otro más al oeste de color oscuro, perteneciente a unidades de la Fm La Negra Jurásicas (Espinoza, comunicación personal). Estas dos unidades aportan gran parte de la litología de los guijarros y bolones presentes en la superficie, los cuales desarrollan el característico barniz del desierto, que hacen muy difícil la identificación de meteoritos desde una distancia de unos pocos metros (fig. 3.5d). Por el norte el área de estudio está limitada por la confluencia de varias quebradas de trayectoria NE-SW y E-W en el sector de Pampa de Margarita y Pampa San Juan que transportan aguas esporádicas provenientes de la precordillera. Bajo el pavimento de regolito se observa el desarrollo de depósitos salinos – *caliche* – (fig. 3.5 h, i y j), y en sectores más bajos (más cercanos al cauce del río seco) se ven algunas estructuras poligonales tipo grietas de desecación (fig. 3.5g), asociados a presencia de humedad que puede provocar contracción-extensión del suelo debido a las amplias variaciones de temperatura experimentadas durante el día y la noche.

Dataciones con ^{10}Be in situ en tres clastos de cuarzo recolectados en la zona dieron como resultado las edades de exposición en superficie mínimas de $1,52 \pm 0,06$, $1,48 \pm 0,09$ y $1,40 \pm 0,07$ Ma (Gattacceca, Valenzuela et al., 2011), si no se considera el efecto de denudación. Si el estado estacionario de erosión ha sido alcanzado, las mediciones de la concentración de ^{10}Be indicarían una tasa de denudación máxima de 30 ± 2 cm/Ma.

Datos de temperatura y humedad relativa para el periodo 1988-2008 se obtuvieron en la Dirección General de Aguas (DGA) provenientes de la estación meteorológica Aguas Verdes (25°24'S, 69°57'W, 1560 msnm), que se resume en la tabla 3.1a. La información de precipitaciones de esta estación es continuamente 0 mm/día, con algunos eventos puntuales de precipitaciones que duran uno o dos días en años específicos (1991, 2005 y 2006 del rango de datos consultado), y que se muestran en la tabla 3.1b.



Fig. 3.5. Condiciones de las superficies de deflación en sector San Juan. a), b) y c), muestran diferentes tipos de superficies con gravas. En c) se aprecia mejor el llamado pavimento del desierto; d), rocas comunes en superficie San Juan, solo la muestra encerrada en círculo corresponde a un meteorito; e) ventifacto; f) caliche en niveles superficiales; g) evidencias de presencia de agua que generaron grietas de desecación poligonales; h) e i) sales bajo meteoritos; j) costra salina en el suelo..

Tabla 3.1. Algunos parámetros climáticos de la estación Agua Verde (DGA). A) Temperatura mínima y máxima media mensual entre los años 1988 y 2009, y humedad relativa media mensual entre 1988 y 2002. B) Eventos esporádicos con precipitación > 0 mm/día entre 1990 y 2006.

a)	T MIN MEDIA MENSUAL 1988-2009 (°C)			T MAX MEDIA MENSUAL 1988-2009 (°C)			HUMEDAD RELATIVA MEDIA MENSUAL 1988-2002 (%)		
	Promedio	Min	Max	Promedio	Min	Max	Promedio	Min	Max
AÑO	Promedio	Min	Max	Promedio	Min	Max	Promedio	Min	Max
1988	2,8	-1,5	6,7	23,6	20,4	26,5	22,3	11,0	38,0
1989	1,0	-2,9	5,8	21,4	17,9	25,8	43,0	31,0	54,0
1990	6,6	0,4	12,3	27,6	22,8	31,3	18,3	8,0	28,0
1991	6,1	1,4	8,1	24,4	22,0	27,4	35,5	20,0	54,0
1992	7,3	5,0	9,5	22,7	20,1	24,7	46,1	28,0	56,0
1993	7,9	6,2	9,4	24,3	23,3	26,3	30,9	19,0	38,0
1994	5,1	-0,3	10,3	25,9	23,5	27,7	35,0	18,0	71,0
1995	3,2	-1,6	6,9	25,5	22,2	26,8	43,4	38,0	61,0
1996	3,3	-0,3	6,4	25,4	23,6	26,7	36,6	21,0	66,0
1997	4,1	0,9	6,6	25,2	21,7	27,1	50,4	27,0	76,0
1998	4,7	1,3	8,7	25,0	21,9	28,4	41,6	21,0	76,0
1999	4,3	0,2	8,9	23,6	21,0	25,2	29,4	18,0	48,0
2000	4,6	0,7	8,4	24,6	21,7	26,4	33,4	21,0	46,0
2001	5,0	1,5	9,5	24,5	22,3	26,4	36,2	21,0	49,0
2002	4,2	0,8	7,8	24,4	21,7	26,3	54,5	40,0	62,0
2003	4,5	1,3	7,7	25,1	22,5	27,0	-	-	-
2004	3,1	-1,5	6,3	23,3	20,5	25,1	-	-	-
2005	2,1	-2,2	6,5	22,9	19,5	25,9	-	-	-
2006	4,2	1,3	7,8	25,4	22,5	26,8	-	-	-
2007	5,2	0,4	9,8	26,2	23,6	29,1	-	-	-
2008	4,8	-1,7	7,8	25,7	20,9	28,0	-	-	-
2009	5,8	1,9	9,7	26,5	25,2	28,0	-	-	-
Promedio	4,5	0,5	8,2	24,7	21,9	27,0	37,1	22,8	54,9
Min	1,0	-2,9	5,8	21,4	17,9	24,7	18,3	8,0	28,0
Max	7,9	6,2	12,3	27,6	25,2	31,3	54,5	40,0	76,0

b)	Fecha	Precipitaciones mm/día
	29-ago-06	31
	24-abr-05	19,5
	25-abr-05	4,5
	17-jun-91	33,7

El área de búsqueda suma en total 3,88 km² las cuales se han realizado en 3 años consecutivos, a partir del 2007. El número total de meteoritos encontrados es de 48, aunque luego de la clasificación y caracterización de sus propiedades físicas, lo que veremos a continuación, el número mínimo de posibles caídas es de 35, con lo cual este sitio constituye una zona de alta densidad de meteoritos, que se discute en mayor detalle en la publicación de Gattacceca, Valenzuela et al. (sometida en Marzo 2011), en Anexo IV.1. La figura 3.6 muestra la distribución de las muestras en el área buscada, en una franja de orientación SE-NW.

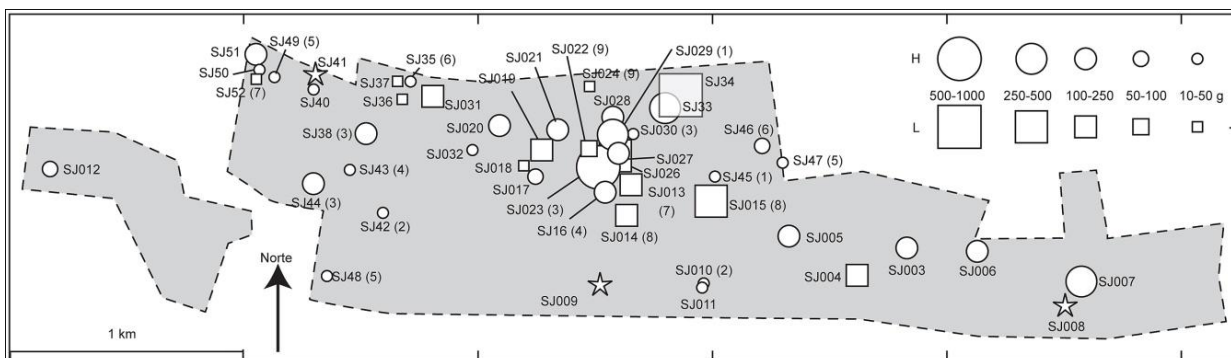


Fig. 3.6. Mapa de distribución de CO's encontrados en las expediciones 2007-2008 en sector San Juan. Tamaños de círculos (tipo H) y cuadrados (tipo L) son relativos a las masas de los meteoritos, otros meteoritos señalados con una estrella. Zona demarcada en gris corresponde al área efectiva de búsqueda sistemática (Gattacceca, Valenzuela et al., 2011)

La búsqueda ha sido realizada de forma sistemática a pie a lo largo de una grilla de líneas paralelas separadas a una distancia de 10 m cada una, para que la distancia máxima de búsqueda para cada buscador sea de 5 m a cada lado. La velocidad de búsqueda era baja debido a la presencia ubicua de rocas magmáticas de colores similares a la de los meteoritos.

Los meteoritos fueron identificados por su característico color café, dado por la meteorización del hierro-níquel metálico presentes en las muestras, lo que los diferencia de las rocas magmáticas que generalmente exhiben colores grises-negruzcos. Otras características útiles para su reconocimiento en terreno son sus formas y tamaños con respecto a la población de rocas terrestres. Sin embargo, debido a la erosión eólica a la que han estado expuestos, muchos meteoritos presentaban formas facetadas distintas a las que se observan en otros desiertos calientes. La deflación eficiente que actúa en el sector ha generado además que la mayoría de las muestras estén muy superficialmente enterradas, con una altura de enterramiento máxima de ~10 mm.

La mayoría de los meteoritos recolectados en esta zona corresponden a rocas únicas, con solo 4 meteoritos con más de 2 fragmentos. En estos casos se ha medido la separación entre los fragmentos, que varía de unos pocos cm hasta 1m (corroborar dato). En los casos en que se ha podido deducir que la fragmentación ha ocurrido *in situ*, producto de cambios de volúmenes en las fracturas preexistentes debido a la alteración y/o a la fuerte variación de temperatura diaria, esta separación entre fragmentos se ha supuesto que se debe a la lenta reptación del suelo desde la fragmentación. Un trabajo realizado por otro miembro del grupo (Uehara et al., 2010), a través de la medición de propiedades paleomagnéticas a un grupo de muestras de San Juan, encuentra que las muestras con más alto grado de meteorización (W3) presentan señales de Magnetización Remanente Natural (NRM) mucho más homogéneas que las muestras menos meteorizadas, lo que indicaría que han sufrido casi una remagnetización completa durante la meteorización terrestre. Las direcciones de magnetización no apuntan al norte magnético, pero las inclinaciones de los componentes de altas temperaturas se agrupan alrededor de -40° , que corresponde a la inclinación del promedio de la inclinación del campo dipolo en la localidad donde se encontraron las muestras. Esto sugiere que los meteoritos se han movido en la superficie del desierto por medio de movimientos de reptación.

Luego de su clasificación (Anexo I.1 incluye hasta San Juan 011), los meteoritos de San Juan han sido reportados en los Meteoritical Bulletin n° 95, 97 y 99 (Weisberg et al., 2009; 2010; in press) con los nombres San Juan 003 hasta San Juan 053. San Juan 001 y 002 (provenientes de un coleccionista privado) y San Juan 025 y 039 no son consideradas en el estudio de esta superficie propiamente tal, ya que fueron encontrados en otros sectores cercanos.

3.3 Propiedades físicas de los CO's del Desierto de Atacama

La clasificación de los meteoritos se describe en profundidad en el capítulo 3 de mineralogía y el Anexo I.1 contiene todas las descripciones petrográficas de los 34 CO's considerados para el estudio (Anexo I.2 con las especificaciones de cada fotografía). Sin embargo utilizaremos esta información para complementar la caracterización física de los meteoritos.

A continuación se presentarán los resultados de las mediciones de diferentes parámetros físicos, así como también los resultados de las mediciones de edades terrestres mediante el método de ^{14}C , realizado parcialmente durante una estadía en la Universidad de Arizona, E.E.U.U., en el laboratorio del espectrómetro de aceleración de masas (AMS) a cargo del Dr. Tim Jull, y llevado a cabo como parte de esta tesis y parte de la tesis de magister de Marlene Leclerc (Leclerc, 2009). Parte de estos resultados se presentan en Leclerc et al. (2010) y próximamente en Giscard, Valenzuela et al. (In Prep).

3.3.1. Métodos de laboratorio y técnicas

Susceptibilidad Magnética, Densidad y Porosidad

La susceptibilidad magnética fue medida en CEREGE con un instrumento KLY2 de Agico equipada con una bobina de gran capacidad (65 cm³). Los valores de susceptibilidad magnética para las muestras San Juan (excluyendo San Juan 001 y San Juan 002) se obtuvieron midiendo la anisotropía de la susceptibilidad magnética en un esquema de 15 posiciones, por lo que los efectos de la forma de la muestra son despreciables. Para el resto de las muestras la anisotropía de la susceptibilidad magnética de la muestra fue medida en 3 posiciones, en varios fragmentos de las muestras que contaban con más de uno, del que sacó el promedio.

El volumen de granos y la densidad de granos de la mayoría de las muestras fueron medidos utilizando un picnómetro de helio Quantachrome en CEREGE. Se midió el volumen y la densidad total utilizando el método de las cuentas de vidrio, descrito en el capítulo 2, solo al primer grupo de muestras analizado (13 de Pampa de Mejillones, 2 de San Juan y 2 de otras localidades), donde se observan errores considerables entre mediciones, debido a la baja masa de los fragmentos medidos. Los valores de porosidad por consiguiente corresponden a estimaciones deducidas de los valores de volumen total y volumen de granos, que tienen un margen alto de error. Para el resto de las muestras la porosidad es caracterizada cualitativamente del análisis petrográfico de las muestras, y se reportan en el siguiente capítulo.

Edades Terrestres

Las edades terrestres fueron medidas usando ^{14}C cosmogénico en el laboratorio NSF-AMS en la Universidad de Arizona, E.E.U.U. Cerca de 0,1 g de muestra triturada

es tratada con ácido fosfórico (H_3PO_4) a $70^\circ C$ para remover los carbonatos terrestres, lavada y calentada a $500^\circ C$ para remover más contaminantes terrestres. Las muestras luego son mezcladas con chips de hierro para acelerar la combustión que son colocadas en un horno RF y calentadas hasta la fusión en un flujo de oxígeno. El dióxido de carbono así producido es cuantitativamente reducido a grafito y analizado en un espectrómetro acelerador de masas NEC Pelletron 3MV. Estos procedimientos son descritos en mayor detalle en Jull et al. (1989; 1993) y en el capítulo 2. Las tablas con los detalles de las mediciones se incluyen en tabla III.1 en Anexo III.

Las edades terrestres fueron calculadas a partir de las mediciones de ^{14}C usando una actividad saturada estándar de 51 dpm/kg de los meteoritos Bruderheim y Knyahinya (Jull et al. 1993, Reedy et al. 1993). Los errores calculados para las edades incluyen los errores experimentales y un 15% de incerteza en la actividad saturada de referencia, o 1300 años, que cuenta por las variaciones del tamaño del meteorito y de la profundidad dentro de éste de la muestra (Jull et al. 1993).

3.3.2. Resultados

La tabla 3.2 resume la información para cada CO deducida de los análisis antes mencionados, con ellos analizaremos los casos de meteoritos pareados, que es indispensable para estudiar los patrones de distribución de meteoritos por grupo, por edades, para estudio de densidad de meteoritos en superficie o para estudiar flujo de meteoritos que caen a la Tierra. Veremos algunas relaciones que podemos observar para las poblaciones principales, las que en el capítulo de discusiones se comparan con los resultados en otros desiertos.

3.3.2.1. Patrones en la distribución de masas

Las masas de los meteoritos en el *strewnfield* de San Juan fluctúan entre 10 y 814 g, con el 80% bajo 240 g.

El rango de masas para los meteoritos de la Pampa de Mejillones va entre ~3 g y ~35 kg, con un 40% de la población con masas > 1kg y solo un 16% con masas < 50 g (dentro de estas muestras 2 fueron encontradas en las búsquedas realizadas a pie durante este estudio).

Tabla 3.2. Clasificación y propiedades físicas de CO's del Desierto de Atacama. Las muestras son presentadas por localidad y están ordenadas según su clasificación.

Official Name	TKW (g)	Number of stones	Classification	W	S	Fa (%)	PMD Fa (%)	Magnetic susceptibility logX	Anisotropy degree (P)	Anisotropy shape parameter (T)	Grain density (g/cc)	Bulk density (g/cc)	Porosity (%)	Terrestrial age (ka)	± (ka)	Pairing group
San Juan																
San Juan 029	398,5	1	H3 (3.2/3.5)	3	1	18,1	34,08	4,93	1,242	0,229	3,45			13,9	1,5	1
San Juan 045	9,9	1	H3 (3.2/3.5)	3	1	16,91	41,25	4,73	1,291	0,072	3,34					1
San Juan 042	13,9	1	H3 (3.7/3.8)	3	1	16,27	19,06	4,66	1,248	0,254	3,33					2
San Juan 010	21,1	1	H3 (3.8)	3	2	19,35	18,45	4,64	1,17	0,43	3,42			11,2	1,7	2
San Juan 006	240	1	H3 (3.9)†	2	2	19,01	2,76	4,9	1,266	0,729	3,35			8,2	1,4	
San Juan 027	199,2	1	H3-5 (3.2)	3	2	9,4 - 18,6	80,37	4,98	1,137	-0,327	3,44			>31,3		
San Juan 040	34,6	1	H3-5 (3.8/3.9)	2	2 - 2	18,4 - 19,3	12,4	4,96	1,149	0,116	3,35					
San Juan 011	33,7	1	H4	2	2	18,93		5,04	1,28	0,67	3,35			17,6	1,8	
San Juan 021	174,3	1	H4	3	1	18,5		4,94	1,158	0,417	3,38			20,61	2,18	
San Juan 028	150,5	1	H5	1	3	17,87		5,29	1,186	0,542	3,56					
San Juan 023	539,5	1	H5	2	3	18,95		5,23	1,382	0,774	3,47			20,9	2,1	3
San Juan 038	460,2	3	H5	1	3	18,84		5,34	1,281	0,401	3,54					3
San Juan 044	120	1	H5	1	3	19,24		5,23	1,49	0,328						3
San Juan 030	25,5	1	H5	1	3	18,71		5,24	1,446	0,29	3,51					3
San Juan 016	116,4	1	H5	2	1	18,28		5,16	1,169	0,267	3,52			29,51	5,43	4
San Juan 043	26,4	1	H5	1	2	18,72		5,25	1,299	0,938	3,43					4
San Juan 047	14,1	1	H5	1	2	18,62		5,17	1,53	0,606	3,52					5
San Juan 048	10,7	1	H5	1	2	18,83		5,17	1,532	0,373	3,46					5
San Juan 049	41,8	1	H5	1	1	18,9		5,21	1,543	0,365	3,46					5
San Juan 046	57,4	1	H5	2	3	18,86		4,85	1,447	0,25	3,4					6
San Juan 035	10,4	1	H5	3	2	19,07		4,78	1,581	0,05	3,37					6
San Juan 051	117,5	1	H5	1	1	19,3		5,2	1,207	-0,246	3,53					
San Juan 020	151,3	1	H5	3	3	18,16		4,98	1,205	0,283	3,46			25,71	4,15	
San Juan 003	210	1	H5	2	3	19,56		5,18	1,244	-0,23	3,33			19,4	1,8	
San Juan 012	66,8	1	H5	2	2	19,95		5,06	1,24	0,42	3,44			1,2	1,3	
San Juan 032	28,8	1	H5/6	2	3	18,91		5,27	1,285	0,537	3,5					
San Juan 005	200	4	H6	3	3	19,37		4,5	1,148	0,302	3,3			37,8	16,9	
San Juan 007	390	1	H6	2	2	20,48		5,14	1,142	-0,193	3,41			13	1,5	
San Juan 017	56,4	1	H6	3	2	18,73		4,91	1,164	0,563	3,46			17,47	2	
San Juan 033	356,9	5	H6	1	4	19,32		5,23	1,235	-0,641	3,47					
San Juan 050	29,4	2	H6	1	3	19,93		5,23	1,401	0,798	3,54					
San Juan 041	88,1	1	H/L6	2	4	22,47		4,59	1,574	0,945	3,34					

Tabla 3.2 (continuación) Muestras en gris en Pampa de Mejillones no pertenecen a este estudio, pero se incluyen para ver los grupos dominantes por localidad y su distribución de masas.

Official Name	TKW (g)	Number of stones	Classification	W	S	Fa (%)	PMD Fa (%)	Magnetic susceptibility logX	Anisotropy degree (P)	Anisotropy shape parameter (T)	Grain density (g/cc)	Bulk density (g/cc)	Porosity (%)	Terrestrial age (ka)	± (ka)	Pairing group
San Juan (cont.)																
San Juan 013	145	1	L3 (3.9)	1	3	24,58	2,98	4,73	1,486	0,736	3,47			25,52	2,64	7
San Juan 052	49	1	L3 (3.9)	1	3	22,95	11,69	4,73	1,445	0,710	3,41					7
San Juan 031	218,4	1	L3 (3.8/3.9)	0/1	3	24,13	2,9	4,98	1,890	0,665	3,47					
San Juan 004	240	1	L4	2	3	24,74		4,78	1,295	0,586	3,39			>33,6		
San Juan 018	17,2	1	L5	1	3	24,02		4,82	1,490	0,636	3,41			35,18	9,17	
San Juan 037	11,4	1	L5	2	1	24,69		4,72	1,294	0,280	3,4					
San Juan 014	134,2	1	L6	3	3	24,38		4,38	1,179	0,450	3,37			32,22	6,22	8
San Juan 015	349	1	L6	2#	3	24,62		4,53	1,105	0,092	3,39			39,81	10,3	8
San Juan 019	181,3	2	L6	2	3	24,41		4,63	1,290	0,670	3,35			7,3	1,34	
San Juan 022	86,3	1	L6	2^	4	23,94		4,43	1,324	0,572	3,36			24,83	2,65	9
San Juan 024	15,2	1	L6	1	3	24,14		4,66	1,342	0,422	3,38					9
San Juan 026	306,8	1	L6	2	1	24,69		4,44	1,359	0,481	3,4					
San Juan 034	814,4	7	L6	1	4	24,96		4,72			3,35					
San Juan 036	27,6	1	L6	3	4	25,09		4,41	1,237	0,799	3,26					
San Juan 008	103,8	1	LL6	3	3	31		3,18	1,100	0,760	3,3			-0,1	1,3	
San Juan 009	45,6	1	CO3	2	1			4,69	1,090	0,250	3,25			-3,9	1,3	
San Juan 001	1229	3	L5	2	1/2							2,23	34,19	>28,1	blank	
San Juan 002	345	34	H6	3	1							2,14	37,27	19,44	1,69	
Pampa de Mejillones																
ChileM5-PMP*			H4	>3	1	19,06										
La Yesera 05*	350	1	H4/5	5	2	18,34		4,77						>34.3	blank	
ChileM3-PMP*			H5	>3	1	18,48										1?
Morro*			H5	>3	1	18,68										1?
ChileM2-PMP*			H5	2	2	19,44										
ChileM1-PMP*	162	1	H5	3	2	18,34		4,88	1,032		3,61	2,36	34,56	3,86	1,36	
La Yesera 01	296	3	H6	3	2	18,20		4,32	1,018		2,84			10,79	1,56	
La Yesera 07*	50	1	H6	5	2	20,06		4,47						28,97	4,18	
ChileM8-PMP*	447	5	L4	4	3	24,18		4,21	1,010		3,33	2,98	10,40	16,98	2,47	
Pampa C	34800	9	L4	4	5	25,00		4,49	1,017		3,38	3,40	0,54	13,89	2,08	
Pampa F			L4/5	2	2	25,50										
Pampa B	13200	3	L4/5	3	4	25,00		4,18	1,011		3,35	2,83	16,11	21,29	2,45	
Pampa D	12800	2	L5	2/3	2	25,00		4,52			3,25	2,99	7,90	14,18	1,91	2
Pampa G	2900	3	L5	3	2	24,50		4,30	1,012		3,36	3,09	7,93	14,34	1,62	2

Tabla 3.2. Continuación.

Official Name	TKW (g)	Number of stones	Classification	W	S	Fa (%)	PMD Fa (%)	Magnetic susceptibility logX	Anisotropy degree (P)	Anisotropy shape parameter (T)	Grain density (g/cc)	Bulk density (g/cc)	Porosity (%)	Terrestrial age (ka)	± (ka)	Pairing group
P. Mejillones (cont.)																
Chile M6-PMP*			L5	2	2	24,51										
ChileM10-PMP*			L5	>3		24,04										
La Yesera 03*	134	1	L5	5	3	25,10		4,39	1,005		3,44	3,34	22,90	18,06	1,90	
La Yesera 04*	41	1	L5	3	4/5	25,30		4,32	1,010		3,26	2,52	2,75	4,35	1,34	
Pampa E			L6		1	25,00										
ChileM9-PMP*	1489	1	L6	3	2	24,99		4,39	1,010		3,32	3,28	1,21	34,07	1,92	3
ChileM7-PMP*	1075	38	L6	4	3	24,81		4,60	1,011		3,38	2,95	12,56	>27.9	blank	3
Pampa A	904	16	L6	2	4	25,00		4,55	1,008		3,49	3,32	4,61	25,08	1,46	
ChileM4-PMP*	3155	9	L/LL6	4/5	3	25,65		4,34	1,004		3,28	2,91	11,22	23,98	4,40	
La Yesera 02	3	67	LL5	2	2	28,20		3,87	1,018		3,49	3,01	13,83	25,44	4,45	
La Yesera 09*	3650	1	LL6/4	2	2	26,42		4,55						12,54	1,95	
Otras Localidades																
Est. Imilac*	2	1	H5	1	4	-		5,32			3,68	3,97	7,72	-3,7	1,3	
Lutschaunig's St. 100000			L6	1		-		4,62						9,2	1,6	
Cobija	6520		H6	1		-		4,94						19,7	4,20	
Rencoret	1992	1	H6	3	3	-		5,04			3,51	3,54	0,98	25,3	6,4	
Paposo	2000	1	LL6	4	2	33		3,58			3,33			>49,2	blank	

W: weathering grade (Wlotzka, 1993), S: shock stage (Stöffler et al., 1991), magnetic susceptibility is given in $\log \chi$, with χ in $10^{-9} \text{m}^3/\text{kg}$, P and T: anisotropy degree and anisotropy shape parameter (Jelinek, 1981). Possible pairing groups indicated. PDM: percentage mean deviation (for type 3 only). (†): reclassified 3.9 in this work (3.6 before); (#): reclassified W2 in this work (W3 before); (^): reclassified W2 in this work (W1 before); (*) meteorites waiting for official name.

La figura 3.7 compara la distribución de masas para ambos sectores, donde se puede apreciar la gran diferencia entre éstos, debido principalmente al tipo de búsqueda realizada. Como es indicado en el trabajo de Zolensky et al. (1995), los meteoritos recolectados en el pasado en la Pampa de Mejillones han sido producto de prospecciones no sistemáticas realizadas por coleccionistas privados usando principalmente camionetas o motos y eventualmente a pie, lo que explica la baja cantidad de meteoritos <50 g, el inverso que vemos en la localidad de San Juan.

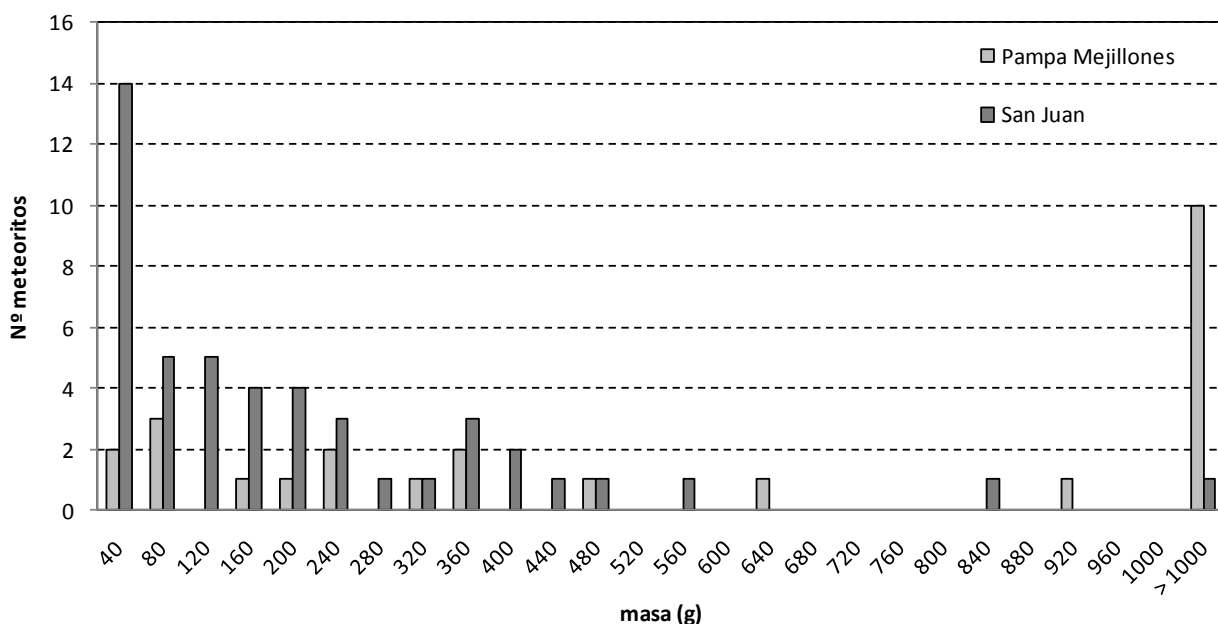


Fig. 3.7. Gráfico que muestra la distribución de frecuencias de masas de los CO's de Pampa de Mejillones (en gris claro) y el strewnfield de San Juan (en gris oscuro).

3.3.2.2. Abundancia relativa por grupo y tipo

(Modificado de Gattacceca, Valenzuela et al., Valenzuela et al., In prep.)

Para ver la estadística en la distribución de meteoritos según grupo y tipo, primero debemos abordar la posibilidad de que meteoritos que asociamos a un único evento de caída, en realidad sean fragmentos de la misma caída distanciados al caer, lo que se conoce como meteoritos pareados.

Para ello, utilizamos los criterios clásicos de pareamiento que son según clase y grupo, textura petrográfica, tipo petrográfico (Van Schmus y Wood, 1967), estado de choque (Stöffler et al., 1991), la edad terrestre y el grado de meorización (Wlotzka, 1993). Otros criterios utilizados cuando los meteoritos caen en la misma clasificación es el porcentaje de Fa en olivinos. Para los tipos petrológicos 3, Gattacceca, Valenzuela et al. (2011) utiliza además para los subtipos (3.0-3.9) los criterios del contenido de Cr en olivinos ferrosos (Brearley y Jones, 1998) y el porcentaje de la desviación media (PDM) del contenido de fayalita en los olivinos (Sears et al., 1980). Se utilizaron además como criterios complementarios el valor de la susceptibilidad magnética (e.g. Rochette et al.,

2003; Folco et al., 2006) y la anisotropía de la susceptibilidad magnética (e.g. Gattacceca et al., 2005) y la densidad de grano de las muestras (Consolmagno et al., 2008).

La susceptibilidad magnética, como se vio en el capítulo 2, permite diferenciar entre grupos de CO's caídos, pero en CO's meteorizados permite ver el grado de meteorización dado que su valor decrece al aumentar la meteorización.

Otro parámetro es la anisotropía del valor de $\log \chi$ que está relacionada con a la orientación preferencial de los minerales magnéticos dentro del meteorito. Para los CO's caídos está relacionado principalmente al estado de choque de la muestra, con un mayor grado de anisotropía a grados más altos de choque (Gattacceca et al., 2005). En los CO's meteorizados es más impredecible su comportamiento, aunque aún puede ser utilizado como criterio. Sin embargo, para meteoritos con alta susceptibilidad magnética ($\log \chi > 5$, como los condritos H en la población de San Juan), la anisotropía es influenciada por la forma de la muestra, por lo que es un parámetro confiable solo en muestras con formas isométricas. El estado de choque fue considerado como criterio de no-pareamiento solo cuando dos meteoritos mostraban una diferencia de al menos 2 grados de choque, en acuerdo con la incerteza de ± 1 dada por Stöffler et al. (1991). Lo mismo es válido para el grado de meteorización que es definido en la sección pulida y puede no ser representativa del estado de meteorización total de la muestra, a diferencia que la susceptibilidad magnética que es una medición del total.

La tabla 3.3 muestra el número de meteoritos por clasificación, antes y después del pareamiento máximo para las poblaciones de CO's de San Juan, Pampa de Mejillones, y los CO's encontrados en Antártica y otros desiertos calientes (de Dhofar, debido a que otros desiertos presentan una tendencia a no declarar meteoritos de tipos petrológicos más altos), que nos permitirá comparar la distribución de CO's de las superficies de Atacama con otros sectores de recuperación de meteoritos en el capítulo de Discusiones.

Como se observa de la tabla, los porcentajes de CO's de los grupos H, L y LL, incluyendo todos los tipos petrológicos, son de ~65%, ~29% y ~2% respectivamente. Posterior al máximo pareamiento, son de ~60%, ~31% y ~3% respectivamente, mientras que para el área de la Pampa de Mejillones estos porcentajes son de ~32% para los H, ~56% para los L y ~8% para los LL, que posterior al máximo pareamiento quedan en ~38% para los H, ~44% para los L y ~13% para los LL. Si vemos que tipos petrológicos son los mayormente representados en estas poblaciones, tenemos que para el área de San Juan los tipos de CO's más representativos son los H5 y L6, con 16 y 8 meteoritos respectivamente. Si los criterios considerados arriba son reales (pareamiento máximo), estos números son reducidos a 8 y 6 respectivamente. Para el caso de Pampa de Mejillones los CO's más representativos son L5 y H5, con 6 y 4 meteoritos respectivamente. Los números luego del máximo pareamiento se reducen a 2 L5 y 2 H5.

Dado el gran número de CO's de tipo H5 y L6 en San Juan y L5 en Pampa de Mejillones, es muy probable que algunos meteoritos con son considerados como pareados correspondan en realidad a caídas distintas. De hecho, son muchos meteoritos H5 en San Juan y L5 en Pampa de Mejillones antes del pareamiento, y muy pocos luego del pareamiento, por lo que el número real debe caer entre los valores extremos.

Tabla 3.3. Abundancia relativa por grupo y tipo de meteoritos de las localidades de San Juan y Pampa de Mejillones comparada con los datos para meteoritos caídos, meteoritos de Antártica y de otros desiertos calientes (Valenzuela et al., In prep; Gattacceca, Valenzuela et al., 2011).

	San Juan	San Juan		Pampa Mejillones	Pampa Mejillones		Falls1	Antarctic finds2	Hot desert finds3
Classification	number#	Abundance† (%)	Abundance† after maximum pairing (%)	number#	Abundance† (%)	Abundance† after maximum pairing (%)	Abundance* (%)	Abundance* (%)	Abundance* (%)
H	31 (21)	64,6	60,0	8(6)	32,0	37,5	42,1 (33,8)	44,6 (40,7)	51,1 (43,6)
H3	5 (3)	16,1	14,3	-			6	3,4	5
H4	2 (2)	6,5	9,5	1(1)	12,5	16,7	15,6	24,1	19,4
H4/5	-			1(1)	12,5	16,7			
H5	16 (8)	51,6	38,1	4(2)	50,0	33,3	48,3	42	33,3
H5/6	1 (1)	3,2	4,8	-			0	0,3	11,2
H6	5 (5)	16,1	23,8	2(2)	25,0	33,3	27,6	26,9	23,8
H3-5	2 (2)	6,5	9,5	-			1	0,1	0,6
H/L	1 (1)	2,1	2,9	-			0,4 (0,3)	0,0 (0,0)	0 (0)
L	14 (11)	29,2	31,4	14(7)	56,0	43,8	46,4 (37,3)	39,6 (36,2)	40,2 (34,3)
L3	3 (2)	21,4	18,2	-			2	4,9	3,1
L4	1 (1)	7,1	9,1	2(2)	14,3	28,6	5,4	6,4	8,8
L4/5	-			2(2)	14,3	28,6			
L5	2 (2)	14,3	18,2	6(2)	42,9	28,6	19,7	34,6	24,5
L6	8 (6)	57,1	54,5	3(1)	21,4	14,3	70,4	53,7	57,4
L/LL	-			1(1)	4,0	6,3			
LL	1 (1)	2,1	2,9	2(2)	8,0	12,5	9,9 (7,9)	15,8 (14,4)	8,8 (7,5)
CO	1 (1)	2,1	2,9	-			(0,5)		
Total	48 (35)			25(16)					

after maximum pairing between parentheses

† For petrographic types, the abundance is the abundance within the group

* Abundance within ordinary chondrites (respectively within total meteorites), and within the group for petrographic types

1: from Metbase 7.1

2: extracted from the Meteoritical Bulletin Database, September 2010

3: extracted from Metbase 7.1 (Kobalitz, 2005), includes NWA, Dhofar, Dar al Gani, and Acfer meteorites

The abundances of petrographic types for hot desert meteorites is based only on meteorites from Dhofar (see text).

3.3.2.3. Edades terrestres y meteorización

Edades

Se obtuvieron las edades terrestres por ^{14}C de 22 meteoritos en el *strewnfield* de San Juan, 20 de las cuales caen en el rango 0 – 40 ka \pm [1,3-10,2 ka] , y dos con edades > ~31 y > ~34 ka; 17 edades en Pampa de Mejillones, 15 entre 3,8 – 34 ka \pm [1,3-4,5 ka] y 2 con edades > ~28 y > ~34 ka y 5 para meteoritos de diferentes

localidades del desierto de Atacama, de las cuales 4 caen entre 0 y ~25 ka ± [1,3-6,4 ka] y una es > 49,2 ka.

Si analizamos las tendencias por sitio de acumulación, vemos que para San Juan el ~52% de los meteoritos son más antiguos que 20 ka, mientras que para Pampa de Mejillones, el ~47% es mayor a 20 ka.

Considerando el total de meteoritos con edades terrestres, el promedio es de 18,9 ka, mientras que la mediana es de 18,7 ka. El 51% de los CO's de Atacama hasta ahora medidos tiene edades >20 ka.

Se muestra a continuación diagramas de distribución de frecuencias acumulativas de edades agrupadas en 5 ka para meteoritos de diferentes lugares en el desierto de Atacama (fig. 3.8), que no considera las edades mínimas de 5 meteoritos. Si consideramos las edades mínimas de éstos, el rango se amplía hasta > 45 ka, como muestra la fig. 3.9. Ambas figuras nos permiten ver la tendencia de todo el grupo de muestras del desierto de Atacama, y el aporte de cada sitio a ese patrón.

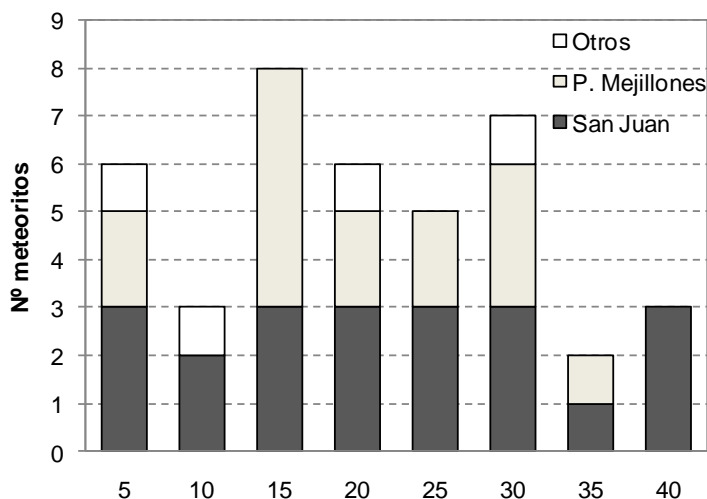


Fig. 3.8. Distribución de frecuencias de edades terrestres (ka) de 40 CO's de Atacama diferenciados en sus diferentes localidades: 20 de San Juan (en gris oscuro), 15 de Pampa de Mejillones (en gris claro) y 4 de otras localidades (blanco). Cada barra corresponde a 5 ka, en su eje horizontal.

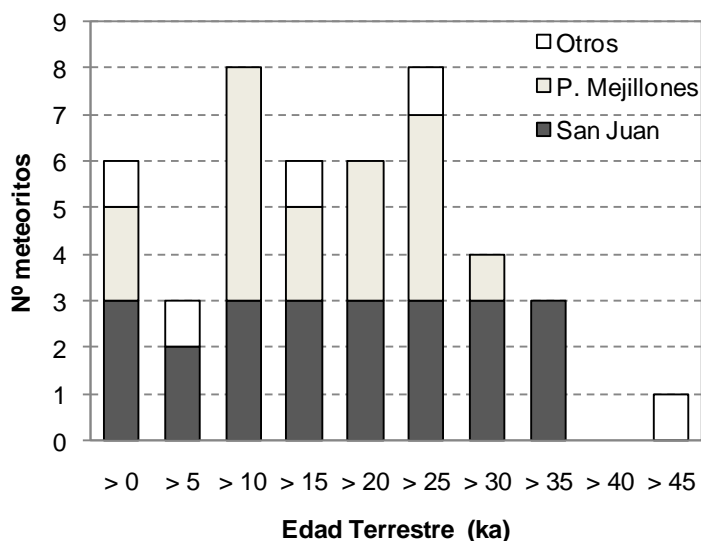


Fig. 3.9. Distribución de frecuencias acumulativas de edades terrestres (ka) de 45 CO's de Atacama que muestra el aporte de cada localidad a cada intervalo (5 ka c/u): 22 de San Juan, 17 de Pampa de Mejillones y 5 de otras localidades. Las edades expresadas como edades mayores que un cierto valor.

De las figuras 3.8 y 3.9 podemos ver que la tendencia de las muestras de Atacama en la distribución de edades terrestres está caracterizada por 2 máximos: uno entre los 10 y 15 ka, y otro entre los 25 y 30 ka, mientras que en el rango entre 5 y 10 ka hay una brusca disminución de muestras.

Al separar las poblaciones en sus respectivas distribuciones de frecuencias de edades (fig. 3.10), vemos más claramente el patrón constante ($N=3$) que exhibe la población de meteoritos de San Juan en un rango que va desde 0 a <40 ka, exceptuando el tramo 5 – 10 ka, donde $N=2$. Los meteoritos de la Pampa de Mejillones presentan una distribución con 2 máximos identificables a los 10 – 15 ka y a los 25 – 30 ka. La distribución parece ser el traslape de dos distribuciones normales incompletas. Los 5 meteoritos agrupados en Otros, al ser únicos representantes de sus respectivas localidades, solo nos aportan información para la tendencia general. Permiten constatar que otras superficies de Atacama, pueden preservar meteoritos hasta edades tan antiguas como ~50 ka.

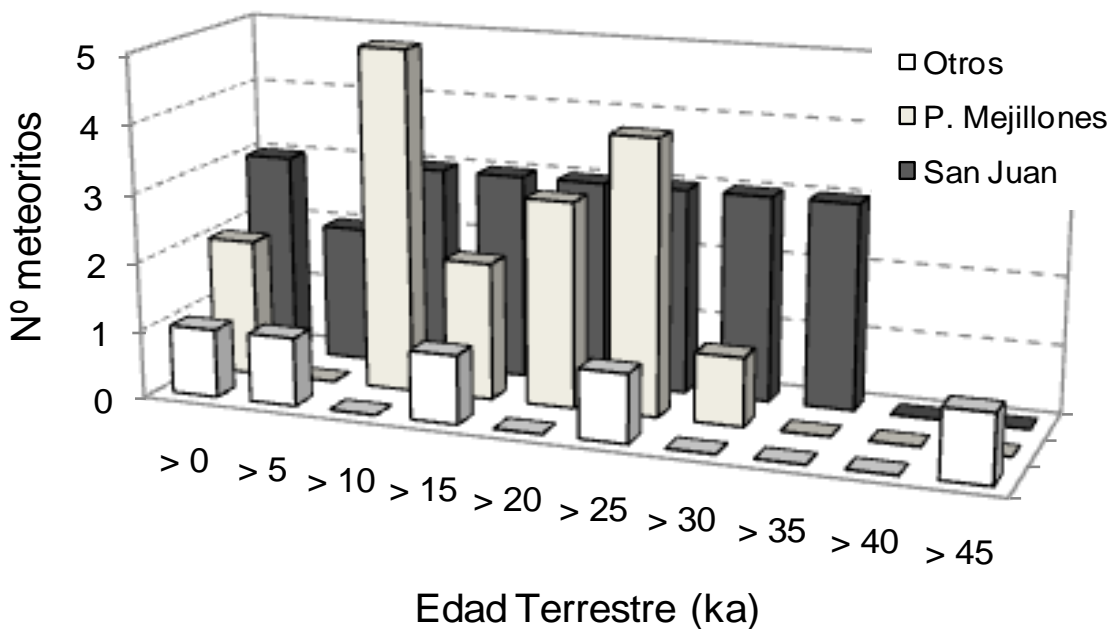


Fig. 3.10. Distribución de frecuencias de edades terrestres (ka) de 45 CO's de Atacama para cada localidad: 22 de San Juan, 17 de Pampa de Mejillones y 5 de otras localidades. Cada barra corresponde a 5 ka, en su eje horizontal. Las edades expresadas como edades mayores que un cierto valor.

Para comprobar la hipótesis de que meteoritos con más Fe-Ni inicial (ej. grupo H) son más susceptibles a meteorizarse más rápido y desaparecer paulatinamente de la población de meteoritos, graficamos la distribución de frecuencias de edades terrestres según grupo químico de los meteoritos, como se aprecia en la figura 3.11. Para apreciar de mejor manera la contribución de cada grupo por cada intervalo de tiempo, llevamos los valores a porcentaje, lo que se muestra en la figura 3.12.

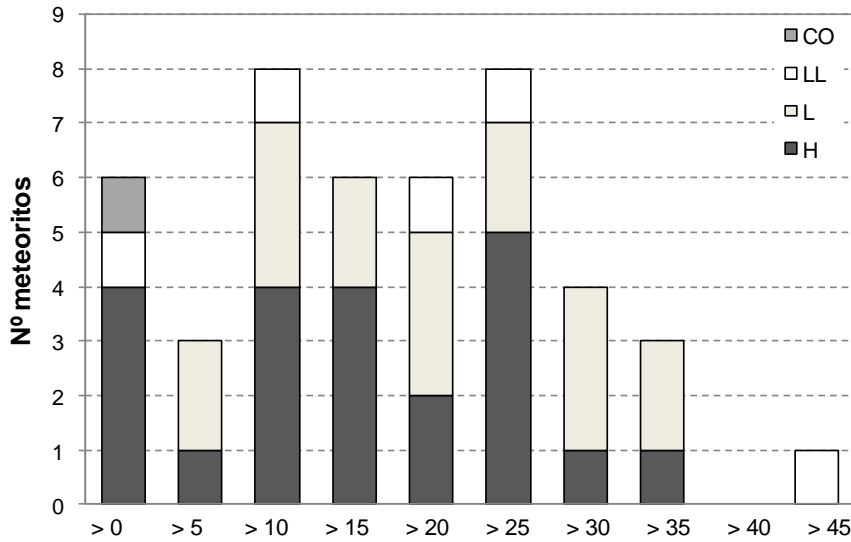


Fig. 3.11. Distribución de frecuencias de edades terrestres (ka) de 45 CO's de Atacama que muestra la contribución de los distintos grupos de condritos ordinarios (H, L y LL) encontrados en las diferentes localidades, e incluye el grupo de los condritos carbonaceos tipo O (CO). Cada barra corresponde a 5 ka. Las edades expresadas como edades mínimas.

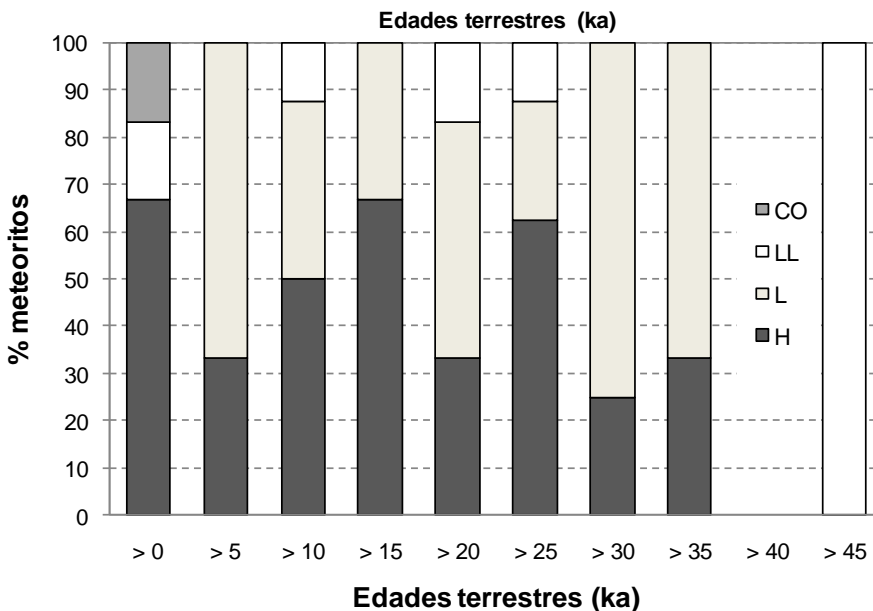


Fig. 3.12. Porcentajes de CO's de los grupos H, L y LL, más el grupo O de condritos carbonaceos (CO) de 45 meteoritos de Atacama. Cada barra corresponde a 5 ka. Las edades expresadas como edades mínimas.

Hasta el intervalo 25 – 30 ka la tendencia es que tanto los CO's H y L fluctúen en los porcentajes de representatividad de los intervalos de edades terrestres. Se observa un máximo para la proporción de H entre los 25 – 30 ka, luego de lo cual esta proporción cae considerablemente, mientras que se hace dominante la proporción de CO's L en las edades terrestres más antiguas del conjunto.

Meteorización

Tanto el parámetro de clasificación por grado de meteorización como el de la susceptibilidad magnética basan su estimación (para el grado de meteorización) o medición (en el caso de la susceptibilidad magnética) en la presencia de fases opacas. En el primer caso, el grado de meteorización se obtiene de la estimación del porcentaje

de reemplazo que presenta el Fe-Ni metálico y la troilita, principalmente, mientras que la susceptibilidad magnética mide las fases magnéticas, que en este caso las domina la presencia de Fe-Ni metálico. Por consiguiente evaluar el comportamiento de estos parámetros nos puede entregar información acerca de los patrones de meteorización, y comparándolos con las edades terrestres, mostrar la evolución de estos patrones en el tiempo.

Grado de meteorización

A pesar de ser una población de meteoritos antigua, los grados de meteorización en el sector de San Juan varían entre W1 y W3, alcanzando un máximo en su distribución en W2 con un 38%. El comportamiento de la población de meteoritos de la Pampa de Mejillones difiere de éste, con grados de meteorización que van entre W2 y W5, con un máximo marcado en W3, que representa el 46% del total. La figura 3.13 muestra los diagramas de frecuencia del grado de meteorización definido por Wlotzka (1993), que, como mencionamos anteriormente, se basa principalmente en el porcentaje de reemplazo de las fases opacas (Fe-Ni metal y troilita) por óxidos de hierro.

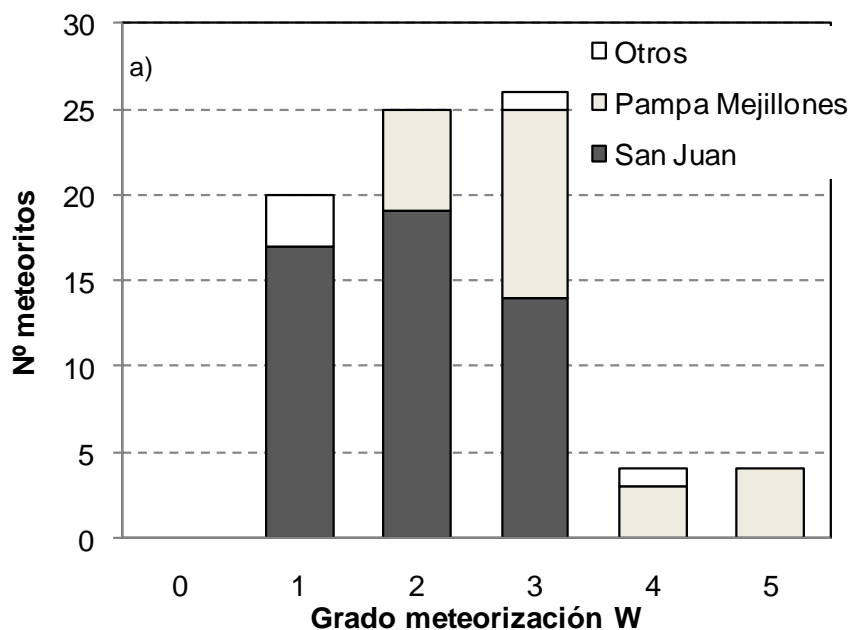


Fig. 3.13. a) Diagrama de distribución frecuencias acumulativo del grado de meteorización W (Wlotzka, 1993) para los CO's de Atacama según sus localidades.

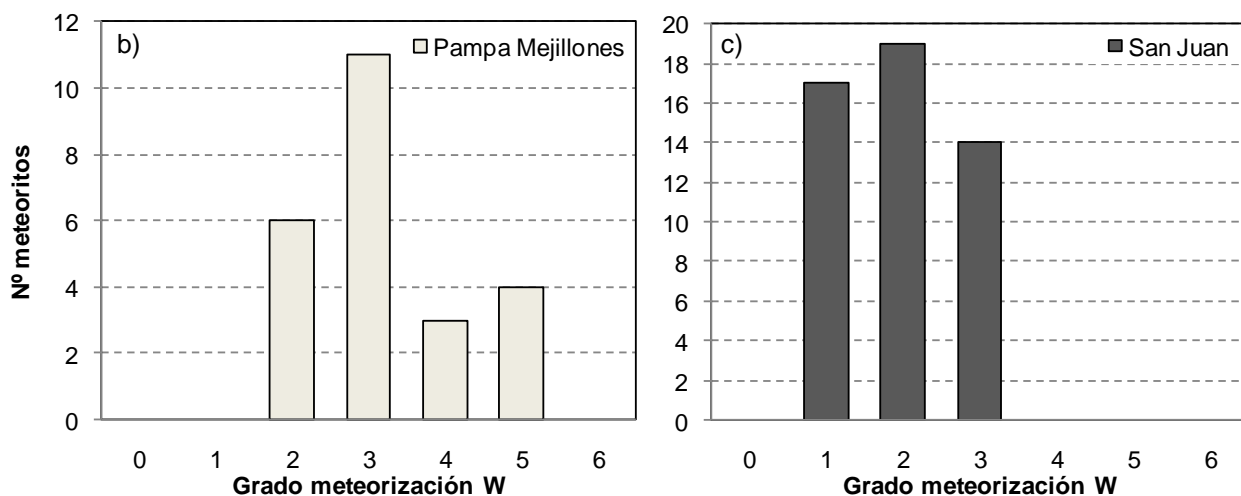


Fig. 3.13. (continuación) Diagramas de distribución frecuencias de grado de meteorización W (Wlotzka, 1993) para los CO's de Atacama según sus localidades: b) Pampa de Mejillones; c) sector San Juan.

La distribución de frecuencia del grado de meteorización por grupos químicos (fig. 3.14) nos permite ver que tanto los CO's H como los L en el desierto de Atacama son igualmente meteorizados. Los H con un rango entre W1-W3 y un máximo en W3, los L con un rango más amplio entre W1-W5, con un máximo en W2, y los LL menos representativos en la población, variando entre W2 y W4, con máximo en W2.

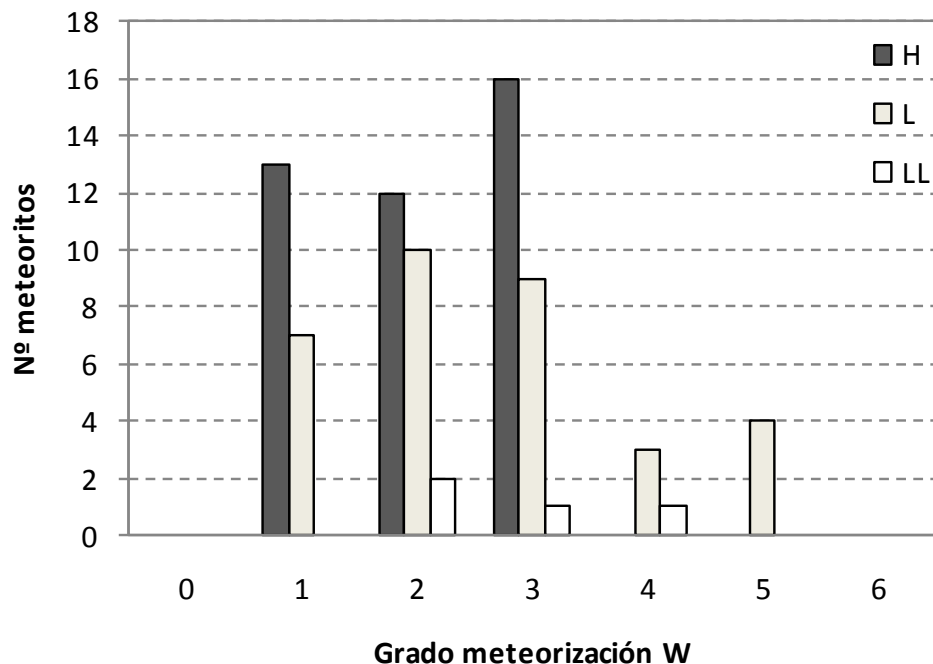


Fig. 3.14. Diagramas de distribución de frecuencias de grado de meteorización W (Wlotzka, 1993) para los grupos químicos H, L y LL de CO's del desierto de Atacama.

Susceptibilidad magnética ($\log \chi$)

Como vimos en el capítulo 2, la susceptibilidad magnética es un parámetro que depende de la abundancia de las fases magnéticas presentes en las muestras, y su valor está correlacionado con la cantidad y estado de oxidación del hierro dentro de éstas.

Calculamos la diferencia entre el valor de $\log \chi$ de las muestras de CO's de Atacama y el valor promedio CO's caídos para sus grupos H ($5,32 \pm 0,1$), L ($4,87 \pm 0,1$) y LL ($4,1 \pm 0,3$), según Rochette et al. (2003) y lo graficamos con respecto a los grados de meteorización respectivos del conjunto de muestras (fig. 3.15).

Se observa en la figura 3.15a que la tendencia es que la diferencia entre el valor promedio y valor medido se haga más grande a medida que el grado de meteorización es mayor en las muestras, tanto para CO's tipo L como H, aunque los del grupo H son los que presentan las máximas diferencias con respecto al valor de comparación, lo cual es consistente con la transformación del Fe-Ni metálico presentes en las muestras, el principal precursor de la señal de susceptibilidad magnética, a productos de meteorización, oxi-hidróxidos de Fe. En la figura 3.15b se puede además ver que son las muestras de CO's tipo H de San Juan, con W3, las que tienen rangos de $\log \chi$ más amplios, con los grados W1 presentando valores dentro del rango de error del método, W2, en rangos que llegan a duplicar el error, W3 hasta cuadruplicar el error, con 1 valor anómalo saliéndose de la tendencia principal, correspondiente a CO San Juan 002, cuya clasificación fue realizada antes de esta tesis. Para los CO's de Pampa, al estar la población dominada por meteoritos del grupo L, el $\Delta \log \chi$ se estabiliza luego del grado W3 entre 2δ y 3δ . Solo una muestra del grupo H con W5 alcanza una dispersión de 4δ .

Densidad y Porosidad

Otro parámetro asociado a la meteorización es la densidad de la muestra, la cual en este trabajo es presentada como la densidad de granos, que como vimos en el capítulo 2, entrega resultados más fidedignos que la densidad total, y que graficamos en la figura 3.16. Los datos de las mediciones de densidad total que se realizaron para un conjunto restringido de muestras se presentan en la tabla 3.2. Estas mediciones presentaron errores considerables para las muestras de baja masa, sin embargo permiten la obtención del parámetro de porosidad, deducido de la diferencia del volumen total y de granos, que aunque también presenta errores considerables, que entrega una tendencia general de este parámetro, que complementa la descripción obtenida del estudio petrográfico, y permite verificar cómo ésta disminuye al aumentar el grado de choque de las muestras, como se observa en las figuras 3.17a y b.

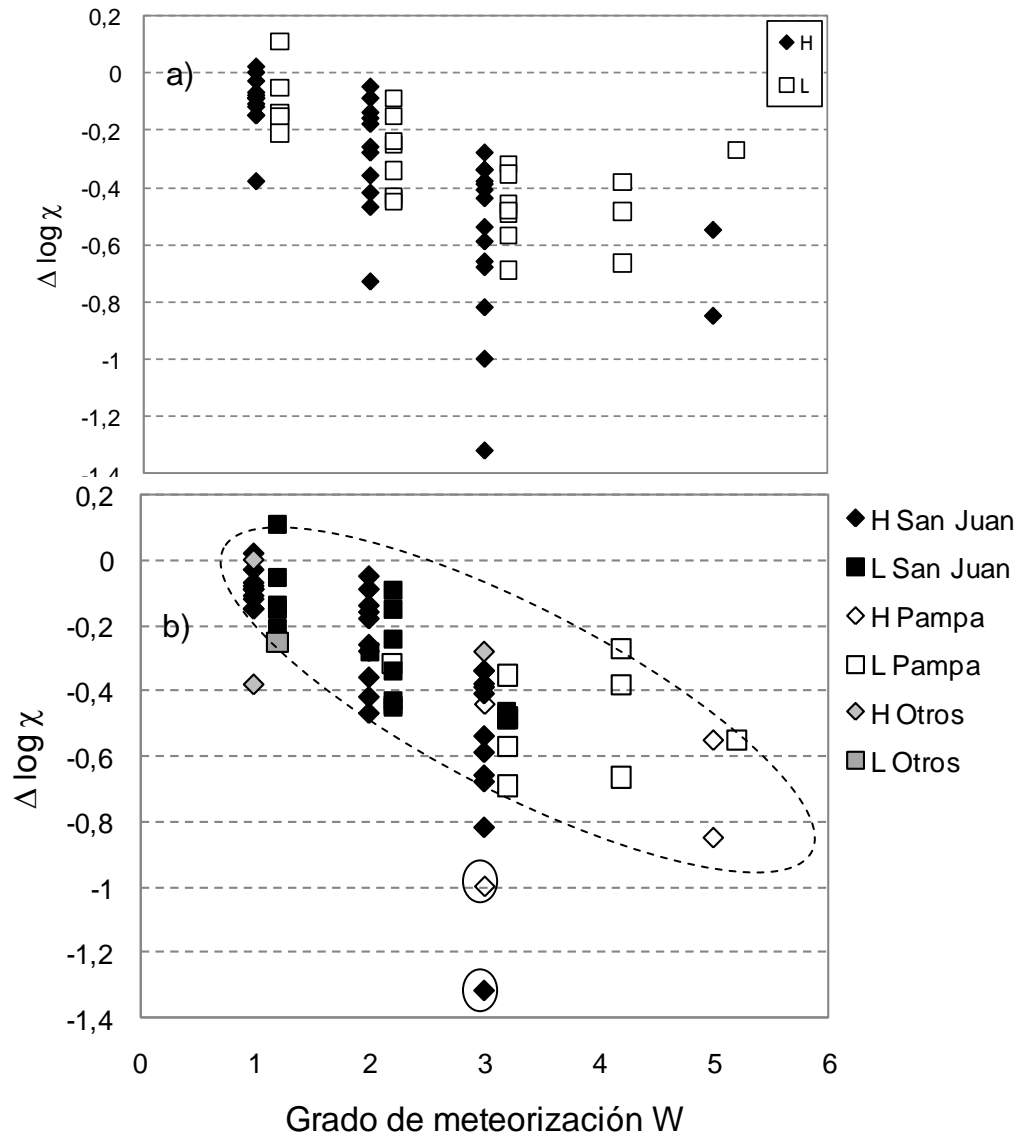


Fig. 3.15. Diferencia del valor de la susceptibilidad magnética, expresada como $\Delta \log \chi$, entre el valor de las muestras y el valor del promedio para CO's caídos H y L (Rochette et al., 2003), versus el grado de meteorización (Wlotzka, 1993): a) de todos los CO's del desierto de Atacama de esta tesis; b) separados por localidades. Valores anómalos encerrados en círculo corresponden a San Juan 002 (H6) y La Yesera 001 (H6), clasificados antes de esta tesis.

Densidad de granos versus $\log \chi$

El comportamiento de la susceptibilidad magnética ($\log \chi$) con respecto a la densidad de granos se muestra en la fig. 3.18.

La figura 3.18a grafica la susceptibilidad magnética, en términos de $\log \chi$, versus la densidad de grano de las muestras de CO's de Atacama, diferenciados por sus respectivos grupos H, L y LL, que en la fig.3.18b son diferenciados además por localidad. Se superpone en las figuras el rango de valores de susceptibilidad magnética y densidad de granos medidos para CO's no meteorizados (Consolmagno et al., 2006) a fin de ver el comportamiento, que en la figura 3.19 se presenta a través de las líneas de tendencia de los grupos principales.

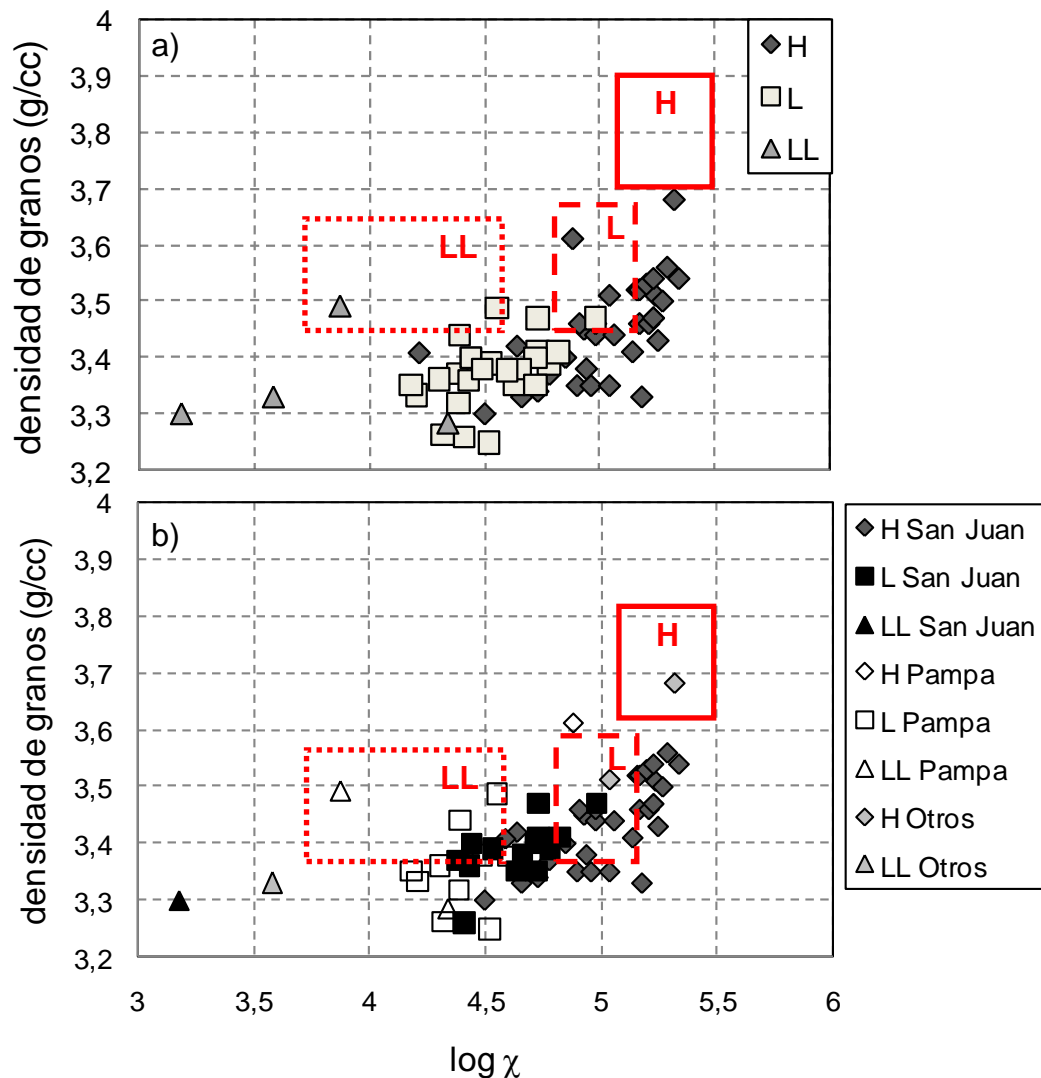


Fig. 3.18. Susceptibilidad magnética ($\log \chi$) versus densidad de granos de a) los CO's de Atacama diferenciados en sus grupos H, L y LL y b) agrupados según grupos H, L y LL y localidad. En ambas gráficas se superpone los rangos en que estos parámetros han sido encontrados en CO's caídos, sin meteorización (Consolmagno et al., 2006).

Podemos observar que las muestras del grupo H son las que presentan las mayores dispersiones de los valores promedio. La disminución de la densidad de granos se observa mediante dos patrones: 1) disminuyendo proporcionalmente con respecto a la susceptibilidad magnética desde el rango de valores promedio del grupo ($\log \chi = 5,2 \pm 0,1$; $\delta \text{ granos} = 3,8 \pm 0,1 \text{ g/cc}$) y 2) disminuyendo sin variación de la susceptibilidad magnética (aprox. $\log \chi = 5,3$) hasta $\pm 3,58 \text{ g/cc}$, para luego continuar descendiendo su valor proporcionalmente a la disminución del valor de la susceptibilidad magnética. El grupo H se desplaza así fuera del campo de valores promedio del grupo H caídos, pero también fuera del campo del grupo L caídos.

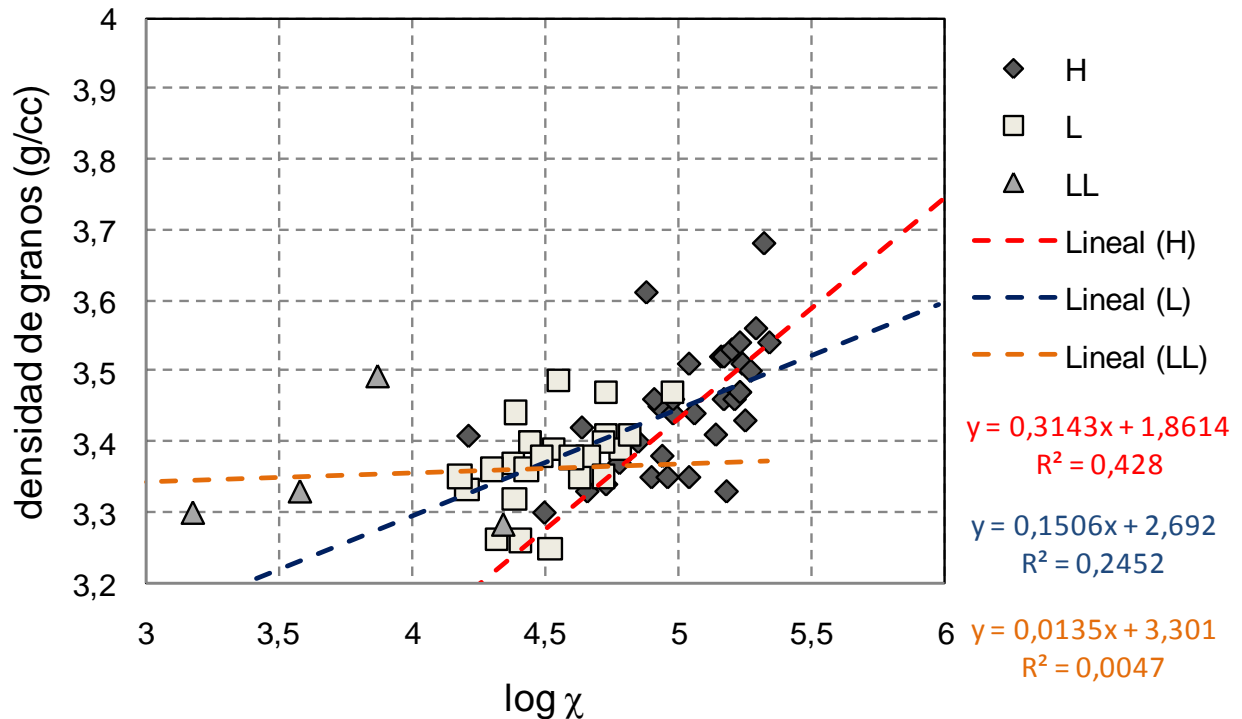


Fig. 3.19. Susceptibilidad magnética ($\log \chi$) versus densidad de granos de los CO's de Atacama diferenciados en sus grupos H, L y LL, mostrando las líneas de tendencia para cada grupo: la del grupo H con una pendiente más pronunciada que la del grupo L. La línea de tendencia del grupo LL no representa nada debido a que las muestras LL provienen de diferentes localidades, a diferencia de los grupos H y L, que pueden estar reflejando procesos de meteorización en cada una de sus localidades. Rectángulo rojo enmarca los rangos de $\log c$ y densidad de granos para las muestras del grupo H, y el azul de las muestras del grupo L.

Para las muestras del grupo L, la disminución de la susceptibilidad magnética y la densidad se da en rangos más acotados que para el caso anterior, mientras que para las muestras del grupo LL, la densidad de granos disminuye $\pm 0,15 \text{ g/cc}$ del valor mínimo promedio para el grupo de comparación (LL caídos), mientras que la susceptibilidad magnética disminuye hasta 5δ del valor mínimo promedio de los LL caídos.

Evolución temporal

Si en el análisis de estas variables introducimos la escala de tiempo, analizando el grado de meteorización y la susceptibilidad magnética con respecto a las edades terrestres por ^{14}C , podemos ver la evolución de estos parámetros y aproximarnos a comprender los procesos que generan estos patrones.

La figura 3.20 muestra la relación entre la edad terrestre de los CO's de Atacama y su grado de meteorización.

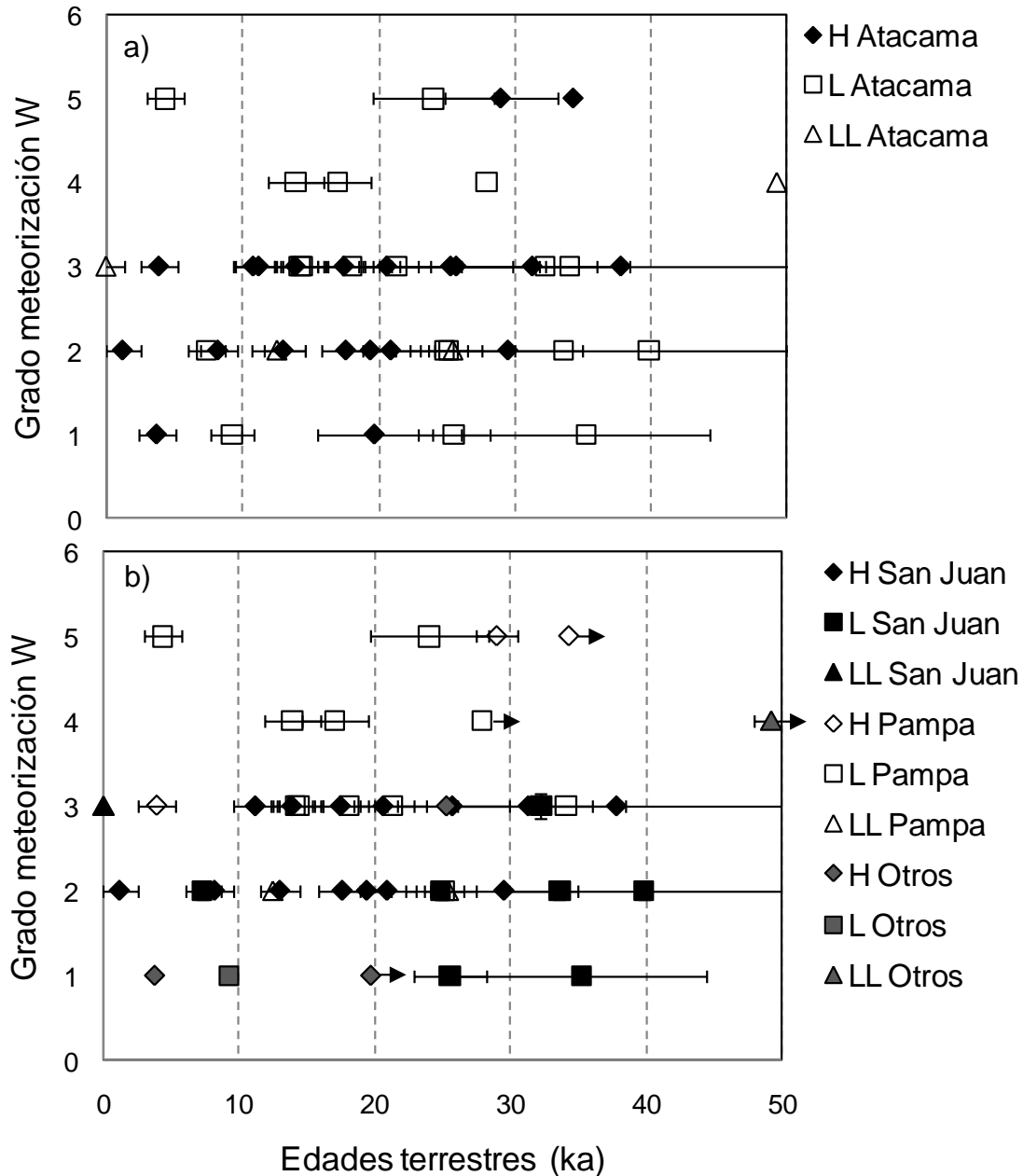


Fig. 3.20. Edades terrestres versus grado de meteorización W de los CO's de Atacama diferenciados en sus grupos H, L y LL, y b) agrupados según grupos H, L y LL y localidad.

Podemos observar que para un grado de meteorización dado, el rango de edades de las muestras pertenecientes a él puede variar desde 0 hasta 40 ka (y >40 en caso W4).

De la misma forma, para todos los tramos de 10 ka entre 0 y 40 ka encontramos muestras con todo el rango de grados de meteorización. Muestras del grupo H, mayormente representadas por las muestras de San Juan, poseen grados de meteorización que no van más allá de W3, mientras que las muestras del grupo L, representadas tanto por muestras de Pampa de Mejillones como del área de San Juan, presentan todo el rango de grados de meteorización, aunque cabe destacar que los grados mayores (W3-W5) se observan preferentemente en las muestras de Pampa de Mejillones.

Si graficamos ahora la susceptibilidad magnética con respecto a la edad terrestre (fig.3.21) podemos observar que para la mayor parte de las muestras del grupo H los valores de $\log \chi$ caen en el rango $5,1 \pm 0,4$, desplegados en un rango de tiempo entre $1,2 \pm 1,3$ ka y $>33,6$ ka, con 4 muestras que se salen de ese patrón, con $\log \chi$ en el campo del grupo L meteorizado: dos con edades un poco mayores a 10ka, otro con ~ 30 ka y otro con ~ 40 ka. En la fig 3.20b podemos ver que dos de estas muestras provienen de Pampa de Mejillones. También observamos que las muestras de otras localidades caen dentro del rango enmarcado en el recuadro rojo en la fig. 3.20a. Las muestras del grupo L se mantienen todas dentro del rango de $\log \chi$ $4,5 \pm 0,5$, de las dos localidades principales y uno de una localidad incierta (Lutschauning's Stone). Las muestras LL abarcan todo el rango de edades, ya que incluyen la muestra más joven (San Juan 008) y la más antigua de Atacama (Paposo), ambas presentando valores de $\log \chi$ muy por debajo del promedio (indicado con estrella naranja en fig. 3.21a).

Al calcular la línea recta que mejor representa los datos de las poblaciones principales, i.e. CO's tipo H de San Juan, L de San Juan y L de Pampa de Mejillones (fig. 3.22), vemos que las pendientes son casi horizontales, i.e. a mayor edad terrestre el valor de la susceptibilidad magnética se mantiene dentro de un rango constante (al no considerar los valores anómalos dentro de los grupos). Para el grupo H este valor es $\log \chi = 5,1 \pm 0,2$; para el grupo L de Pampa es de $4,4 \pm 0,3$, y para el grupo L de San Juan es de $4,6 \pm 0,3$. Para el grupo H la pendiente es ligeramente negativa indicando que $\log \chi$ va disminuyendo con el aumento de edad terrestre pero muy gradualmente.

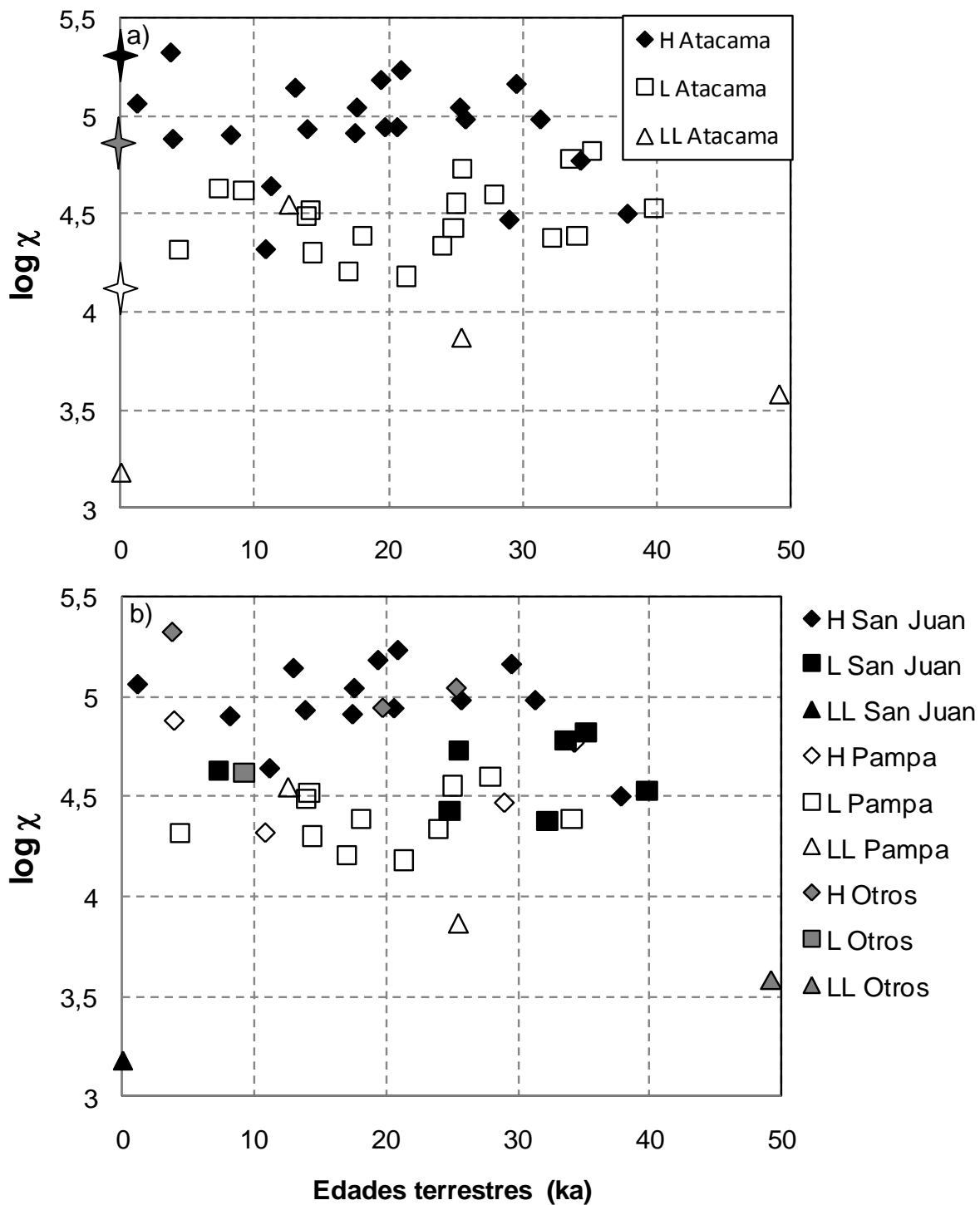


Fig. 3.21. Edades terrestres versus susceptibilidad magnética ($\log \chi$) de los CO's de Atacama diferenciados en sus grupos H, L y LL, y b) agrupados según grupos H, L y LL y localidad. Estrellas señalan valor promedio para caídas H, L y LL en negro, gris y blanco respectivamente.

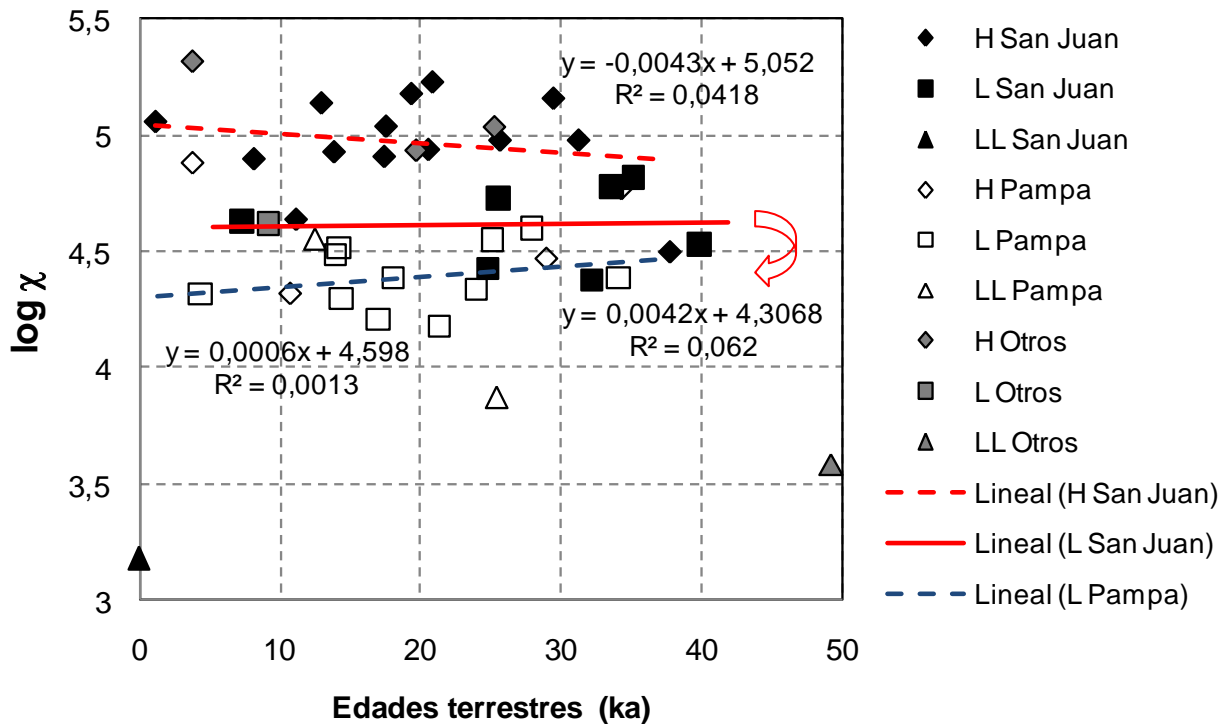


Fig. 3.22. Edades terrestres versus susceptibilidad magnética ($\log \chi$) de los CO's de Atacama diferenciados en sus grupos H, L y LL, y b) agrupados según grupos H, L y LL y localidad, con las líneas de tendencia de sus tres poblaciones más importantes y las ecuaciones que las definen.

Resumen capítulo III

Las densidades de meteoritos por km^2 para San Juan son de 9-12 meteoritos/ km^2 , mientras que para Pampa de Mejillones son de 0,3 met/ km^2 .

Los tipos de meteoritos predominantes en ambas superficies de acumulación son los condritos ordinarios. Por el tipo de rocas en superficie es poco probable que se encuentren otro tipo de meteoritos que tengan bajas concentraciones de Fe-Ni, como los acondritos y meteoritos marcianos y/o lunares.

La distribución de masas en San Juan muestra que el 80% de los meteoritos están bajo los 240g, mientras que para Pampa de Mejillones el 40% corresponde a masas $> 1\text{kg}$, lo cual está influenciado por el tipo de búsqueda realizado. En San Juan la búsqueda sistemática a pie permite encontrar meteoritos relativamente pequeños, en comparación a Pampa de Mejillones donde se ha buscado con vehículos motorizados en el pasado.

La apariencia de los meteoritos de Pampa de Mejillones es diferente a los de San Juan, con colores más rojizos los primeros y más cafés los segundos, reflejando diferencias en los productos de meteorización. Ambos grupos de muestras tienen condiciones similares en cuanto a disponibilidad de sales en el sustrato subsuperficial-superficial donde han residido, sin embargo la cantidad de humedad disponible en Pampa de Mejillones es mucho mayor que en San Juan. El suelo de Pampa de Mejillones es más blando que el de San Juan, por lo que permite un mayor grado de enterramiento del meteorito al caer. La deflación es más intensa y eficiente en San Juan que en Pampa de Mejillones, que presenta un activo campo de dunas que pueden estar ocultando parte de la población total de meteoritos de esa superficie. Ambas superficies son antiguas, pero la superficie de San Juan muestra más evidencias de estabilidad y condiciones de aridez sostenida en un lapso de tiempo $> 10^6$ años, deducida de las edades de exposición ^{10}Be de clastos de cuarzo del sector.

Esta suma de factores favorables a la preservación y exhumación de meteoritos que presenta San Juan puede explicar la alta densidad encontrada, y permite inferir que otras superficies deben presentar estas mismas condiciones de preservación en el desierto de Atacama.

Cerca de un ~50% de meteoritos en Atacama tiene edades terrestres > 20 ka. Sin embargo, la población de Pampa de Mejillones muestra dos máximos en su distribución de frecuencia de edades, a los 10-15 ka y luego a los 25-30 ka, a diferencia de San Juan, que tiene una distribución casi constante entre 0 y 40 ka. Los CO's del grupo H se hacen menos representativos en edades superiores a 30 ka.

La meteorización representada a través del parámetro petrográfico del grado de meteorización W , muestra que el máximo para Atacama se alcanza en W_3 , que concuerda con el máximo encontrado en Pampa de Mejillones, mientras que el máximo en San Juan se alcanza en W_2 . Según grupo, el máximo para los H se alcanza en W_3 y para los L en W_2 .

La diferencia entre los valores de susceptibilidad magnética promedio para CO's caídos y las muestras de Atacama (como $\log \chi$) nos muestra que con el aumento de W , los rangos de diferencia se hacen cada vez más amplios entre W_1 y W_3 , siendo los CO's H las que despliegan los mayores rangos para un mismo grado W .

La densidad de granos vimos que disminuía considerablemente con el aumento del grado de meteorización, y que comparándola con la susceptibilidad magnética, ambos parámetros disminuían con el aumento del grado de meteorización. Los pocos datos de porosidad permitieron ver una tendencia clara a que ésta era alta para grados de choque bajos y disminuía casi a cero en los grados de choque mayores, lo que permite deducir que para meteoritos con grados de choque bajos, la porosidad será alta

al llegar a la Tierra, y serán más susceptibles a meteorizarse que meteoritos con grados de choque mayores.

La evolución temporal de los parámetros vistos en este capítulo no muestra una correlación clara, como las que han sido observadas en otros desiertos calientes. La tendencia es el mantenimiento de las propiedades con escasas variaciones en el transcurso del tiempo, como vimos para el grado de meteorización W y $\log \chi$, propiedades que reflejan el cambio de las mineralogías más afectadas por la meteorización, como son el Fe-Ni y la troilita.

A continuación analizaremos los procesos de meteorización desde el punto de vista mineralógico.

CAPÍTULO IV

4. CARACTERIZACIÓN MINERALÓGICA DE LOS CONDRIITOS ORDINARIOS DEL DESIERTO DE ATACAMA.

4.1. Introducción

En este capítulo se presentan simultáneamente los resultados del estudio mineralógico realizado en las muestras a través de **a)** microscopía óptica y electrónica de 27 CO's que contaron con corte transparente pulido (9 del sector San Juan, 15 del sector Pampa de Mejillones y 3 de otras localidades), para una primera aproximación de los minerales primarios y secundarios, además del reconocimiento de las texturas primarias y secundarias desarrolladas producto de la meteorización, así como también para la descripción de otros componentes de los CO's; **b)** espectroscopía Mössbauer para el análisis de la mineralogía primaria pero con mayor énfasis en los productos de meteorización que el método es capaz de resolver, realizada a 32 muestras durante el transcurso de la tesis – 11 del sector San Juan, 16 del sector Pampa de Mejillones y 5 de otras localidades –, y otras 21 nuevas muestras de San Juan, reportadas por Munayco et al. (2010); **c)** difracción de rayos X realizado a 15 muestras – 1 del sector San Juan, 11 del sector Pampa de Mejillones y 3 de otras localidades –, como complemento a estas técnicas.

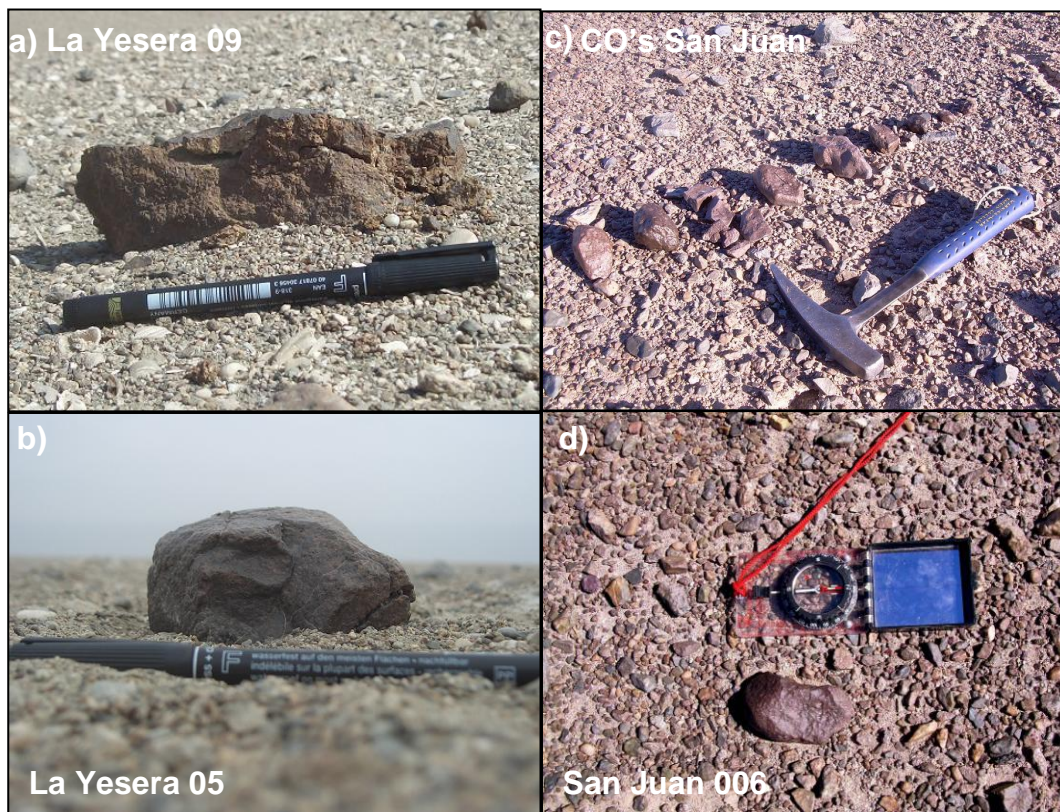


Fig.4.1. Fotografías de meteoritos recolectados de los sectores más importantes de acumulación del desierto de Atacama: Pampa de Mejillones representada por los CO's a) La Yesera 09 y b) La Yesera 05 y San Juan, representada por c) nueve CO's recolectados en la expedición 2007 y d) San Juan 006.

Las edades terrestres ^{14}C presentadas en el capítulo anterior son utilizadas al final del capítulo, a fin de comparar los patrones de evolución en el tiempo de las diferentes variables en las distintas poblaciones de muestras.

4.2. Metodología

Se prepararon cortes transparentes pulidos para 29 muestras (6 muestras donadas fueron insuficientes para hacer cortes: San Juan 001, San Juan 002, Cobija, Lutschauning Stone, La Yesera 001 y La Yesera 002), los cuales fueron analizados primeramente a través de microscopía óptica con luz transmitida y reflejada, donde se pudo obtener la descripción petrográfica general de las muestras (Anexo I.1), su clasificación en las muestras que no la tenían (15), proceso que además del estudio petrográfico incluyó la obtención de las composiciones de olivinos y piroxenos en términos de fayalita y ferrosilita a través de microsonda electrónica (tablas con valores de estos análisis en tabla III.2, en Anexo III), realizado en los laboratorios de microsonda y microscopía electrónica del Museo de Historia Natural de Londres (NHM) (La Yesera 03 y La Yesera 04, recolectadas en la expedición del año 2005) y en la Université Pierre et Marie Curie, Paris (Camparis laboratory) (10 muestras del sector de San Juan más 3 del sector Pampa de Mejillones, recolectadas durante las expediciones 2006 y 2007) y una estimación visual de los porcentajes de los diferentes componentes de las muestras que incluye el porcentaje de meteorización.

Una selección de muestras (Pampa A, Chile M9, Rencoret, La Yesera 005, La Yesera 009, Estación Imilac, San Juan 003, San Juan 004 y San Juan 009) fueron analizadas a través de microscopía electrónica de barrido en diferentes laboratorios (IME y CETEM, Brasil; Universidad de Aix-Marsella y CEREGE, Francia; NHM, Inglaterra), para observar las texturas más interesantes desde el punto de vista de la corrosión que presentaban en diferentes dominios las muestras.

De todas las muestras se extrajeron entre 0,3 y 5 g de material para pulverizar en mortero de ágata para evitar contaminación, de los cuales 250 mg fueron separados para espectroscopía Mössbauer, otros 250 mg fueron utilizados para dataciones de ^{14}C y otros 250 mg fueron para difracción de rayos X.

Espectroscopía Mössbauer ^{57}Fe

Los espectros Mössbauer (EM) fueron medidos en el laboratorio del Centro Brasileiro de Pesquisas Físicas (CBPF) en Río de Janeiro, Brasil, a temperatura ambiente (RT 300 °K) para todas las muestras y baja temperatura de He (LT 4,2°K) para una selección de éstas, utilizando una fuente de ^{57}Co (Rh) corrida en geometría de transmisión a alta velocidad, en un espectrómetro Halder con 512 canales. La velocidad del eje de transmisión registra la forma de la onda inicial a la unidad de control. Con una onda sinusoidal entrante, la velocidad del eje cambia uniformemente en el tiempo. La velocidad fue calibrada con la misma fuente y una lámina metálica de hierro a RT. El

tiempo promedio de grabación fue de 48 h por muestra. Se utilizaron absorbedores Mössbauer conteniendo 250 mg de polvo del meteorito total. Desplazamientos isoméricos fueron medidos relativos al α -Fe. Para el análisis del espectro se usó el código NORMOS.

La cuantificación de fases fue realizada usando las áreas relativas del espectro Mössbauer para cada muestra, ya que éstas son proporcionales al número de núcleos resonantes que representan la probabilidad de ocurrencia del efecto Mössbauer. Para una temperatura dada esta probabilidad no es igual para todas las fases, sin embargo, en este estudio se considera como buena aproximación que todas las fases tienen la misma probabilidad de acuerdo a resultados de baja temperatura reportados para muestras similares.

Difracción de Rayos X (XRD)

Los espectros de XRD fueron obtenidos en el Departamento de Ciencias dos Materiais e Metalurgia de la Pontificia Universidad Católica de Río de Janeiro con un espectrómetro Siemens D5000, con tubo de $\text{Cu}\alpha$, a 40kV y 40 A, con geometría Bragg-Brentano, barrido entre 3° y 80° a paso de 0.02° , con tiempo por paso de 2 segundos.

Edades terrestres 14C

El procedimiento fue explicado en los capítulos 2 y 3.

4.3. Resultados

4.3.1. Mineralogía Primaria y Secundaria

4.3.1.1. Descripción macroscópica

Las primeras observaciones y descripciones realizadas de las muestras en terreno (fig 4.1) permitieron identificar a simple vista algunos rasgos distintivos de meteoritos condriticos, como lo son las estructuras esféricas, de pocos milímetros de diámetro, que corresponden a los condros, así como también a escamitas visibles de Fe-Ni (mejor conservadas en las muestras San Juan) y opacos como la troilita, visibles luego de pulirlos suavemente. En sus superficies se observan muchas veces porosidad asociada a la disolución de algún grano de Fe-Ni y/o troilita (tipo *box work*, desarrolladas principalmente en muestras de la Pampa de Mejillones, fig. 4.2), o bien asociada a fracturas sin relleno y/o venillas de opacos.

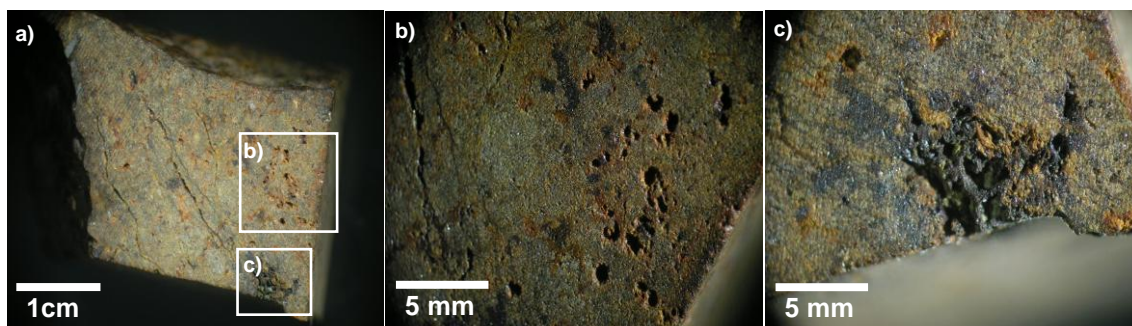


Fig. 4.2. Fotografías obtenidas con lupa binocular del CO Pampa G, tipo L5 S2 W3, que muestra a) fracturas con y sin relleno y *box works* de la disolución del Fe-Ni y troilita, que se amplían en las figuras b) y c). En c) además se aprecia el relleno parcial de la cavidad por un mineral verde.

Las superficies en contacto con el suelo, generalmente presentaban sales adosadas (fig. 4.3a y b) y una oxidación más visible en los granitos de Fe-Ni (fig. 4.3d). Muy pocos meteoritos conservaban parte de la corteza de fusión que se genera por fusión localizada producto del roce experimentado en la entrada a la atmósfera terrestre. Uno de ellos es La Yesera 009 (fig. 4.3e), que, al igual que la muestra la Yesera 005, preserva algunos regmaglifos⁷ en su superficie (fig. 4.3c).

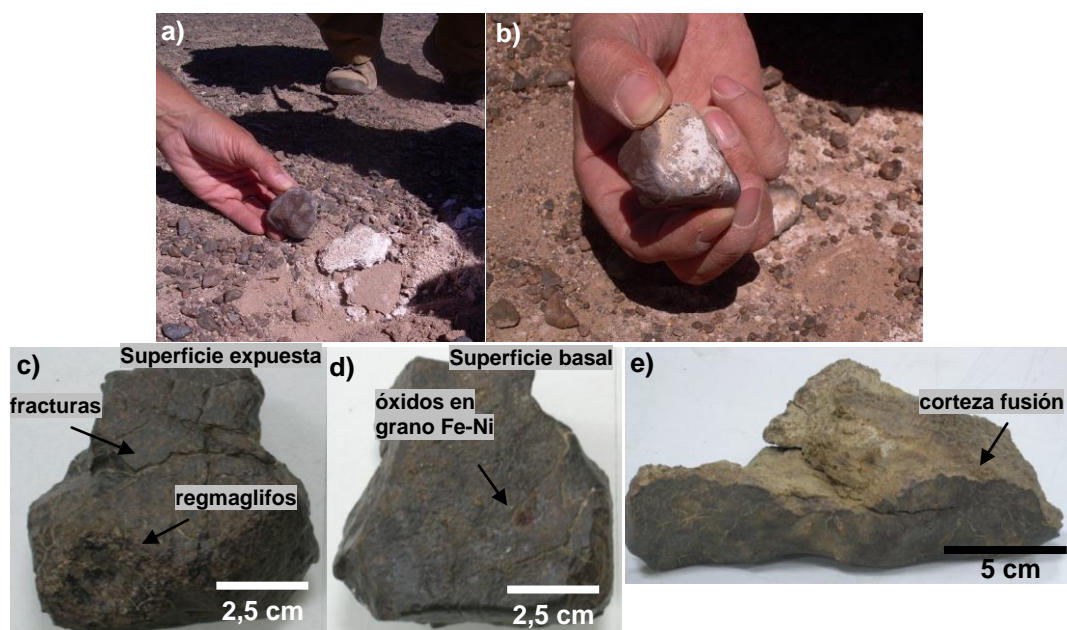


Fig. 4.3. Algunos elementos presentes en los CO's encontrados en el desierto de Atacama: a y b) Fotografías obtenidas *in situ* de dos CO's en el área de San Juan, que muestran la presencia de sales bajo la superficie de contacto del meteorito con el suelo; c), d) y e) fotografías tomadas en laboratorio mostrando fracturas en superficie expuesta y regmaglifos (c), superficie regular con tímaximos óxidos asociados a granos de Fe-Ni en la superficie de contacto con el suelo de La Yesera 005 (d) y la corteza de fusión remanente en la muestra La Yesera 009 (e).

⁷ Marcas semejante a huellas digitales que quedan en la superficie de algunos meteoritos que se producen por la fusión superficial y ablación que sufren con la fricción al pasar por la atmósfera.

Un parámetro importante que descubrimos que variaba en las muestras recolectadas en Pampa de Mejillones en comparación con las recolectadas en el área de San Juan era el color de sus superficies (y que luego se confirmó al pulverizar las muestras). De esta forma, los colores de los CO's recolectados en la Pampa de Mejillones se presentan en tonalidades más anaranjadas, que en una primera observación hizo pensar en un componente más jarosítico dentro de los óxidos de hierro que se asumían presentes, mientras que las muestras recolectadas en San Juan, presentan óxidos de hierro de tonalidades más café-rojizas, lo que nos hizo pensar en un componente más hematítico en estas muestras. Otro rasgo importante que se observa a escala de muestras de mano, es la mejor preservación de las fases opacas (Fe-Ni y troilita) en las muestras provenientes del sector San Juan, mientras que las del sector de Pampa de Mejillones frecuentemente presentan porosidad secundaria producto de la disolución del Fe-Ni, como fue mencionado anteriormente.

Esta condición del estado de meteorización de las fases opacas es el principal criterio de clasificación del grado de meteorización definido para meteoritos en muestras de mano por Wlotzka (1993). Por consiguiente, los grados de meteorización por este parámetro indican que las muestras de Pampa de Mejillones presentan un mayor grado de meteorización que las de San Juan, lo cual revisaremos más adelante a la luz de los datos que nos entregó la espectroscopía Mössbauer de las mismas muestras.

4.3.1.2. Descripción microscópica integrada

4.3.1.2.1 Componentes principales

Gracias a la inspección microscópica, tanto óptica tradicional como electrónica de una selección de muestras, obtuvimos los porcentajes de los elementos principales de los condritos ordinarios: condruos, matriz, mineralogía primaria y porcentaje de minerales secundarios productos de meteorización, además de tipo petrológico, grado de metamorfismo por choque y nivel de meteorización. La figura 4.4 muestra una sección delgada del CO La Yesera 009 (LL6/4 S2 W2) en luz transmitida, polarizada y plana (fig 4.4 a y b respectivamente), y a luz reflejada (4.4c), para destacar diferentes componentes presentes en todo el set de muestras.

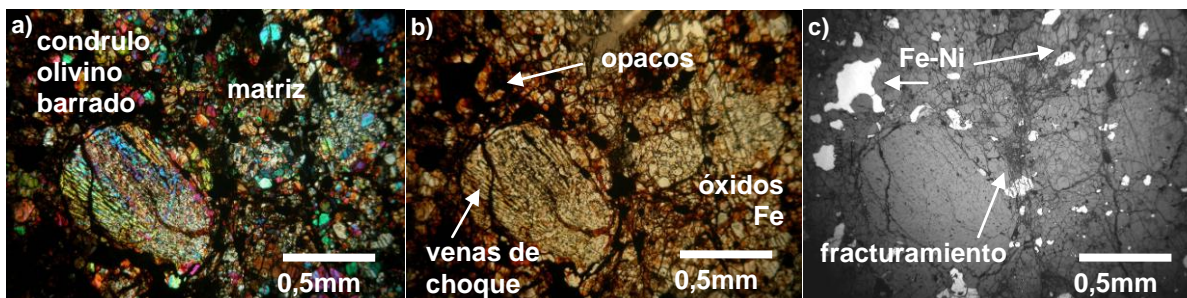


Fig. 4.4. Componentes presentes en CO's de Atacama. La muestra corresponde a La Yesera 009 (LL6/4 S2 W2), en un mismo sector. a) Fotomicrografía tomada con luz transmitida polarizada que destaca condruos tipo olivino barrado y matriz granular media a gruesa, b) con luz transmitida plana se destaca la presencia de opacos, óxidos de Fe y esmectita dando coloración anaranjada a la sección y venas de choque; c) con luz reflejada se destacan opacos que corresponden a Fe-Ni principalmente y fracturas por meteorización.

La tabla 4.1 resume la información sobre los rangos en que se encontraron estos diferentes componentes. Los tipos predominantes de condruos son los porfíricos de olivino (PO), porfíricos de olivino y piroxeno (POP) y los olivino barrados (OB), en menor proporción aparecen los tipo radiales de piroxeno (RP) y vítreos (V), aunque estos últimos son mucho más comunes en la población de meteoritos de San Juan. Los diámetros mínimos del total de las muestras con corte varían entre 200 μm y 800 μm , mientras que sus radios máximos lo hacen entre 1 y 3,5 mm, siendo el promedio de 600 μm .

Tabla 4.1. Rangos de porcentajes en los que fueron encontrados los principales componentes de condritos ordinarios a través de caracterización por microscopía óptica.

	Condruos %	Matriz %	Frag. Cristales (ol + px) %	Otros (opacos + venillas) %
Promedio (N=24)	30	44	15	12
Min	10	10	5	0
Max	60	70	50	25

4.3.1.2.2. Dominios de Meteorización

De gran importancia para este estudio fue determinar a diferentes escalas los principales dominios de meteorización de los CO's del desierto de Atacama, los cuales se resumen en tres dominios principales, a saber: 1) venillas de opacos; 2) halos alrededor de opacos y 3) intramineral, principalmente en opacos. La naturaleza de los productos de meteorización encontrados en estos dominios se explican en extenso en el siguiente punto que aborda la composición de los minerales secundarios.

- **Venillas**

Se pueden distinguir dos tipos de venillas, 1) unas regulares, rectilíneas, rellenas con opacos, afectando desde dominios intracristalinos (fig. 4.5a) hasta sectores más amplios (cortando matriz y condruos, fig. 4.5c, e), asociadas a metamorfismo de choque, y 2) otras generalmente más gruesas, cortando las primeras, que hemos asociado a fracturas, abiertas en algunos casos (figs. 4.5 c, e, g e i; y 4.6b) , y rellenas en otros (fig 4.5 c, d, f y h), producida por procesos de meteorización, que aparecen en un rango de tamaños que va desde microfracturamiento intracristal (fig 4.6 a, b, c y d) de pocos μms de espesor, hasta fracturas que atraviesan todo el corte, de hasta 0,5 mm de espesor (fig.4.6a y 4.8a). Estas fracturas abiertas son parte de porosidad secundaria, mientras que las microfracturas corresponden en la mayoría de los casos a porosidad primaria. Las venillas están en una etapa inicial conformadas por Fe-Ni principalmente, que progresivamente es reemplazado por oxi-hidróxidos de Fe. En menor grado también puede haber troilita (caso fig 4.5b). Pero a un grado más avanzado de meteorización estos minerales son reemplazados por óxidos de Fe, Ni que al analizar con EDS (fig. 4.7), en algunas muestras donde fue posible medir, presentan cantidades variables de Si y otros elementos como el Cl y/o S, si las venillas estaban afectando sectores con troilita (fig.4.7b). Todas las mediciones de EDS en los productos de meteorización (no solo en venillas) mostraron totales analíticos bajos, que puede ser

producido por alguna componente hidratada en su composición y por presencia de porosidad inter/intragranular.

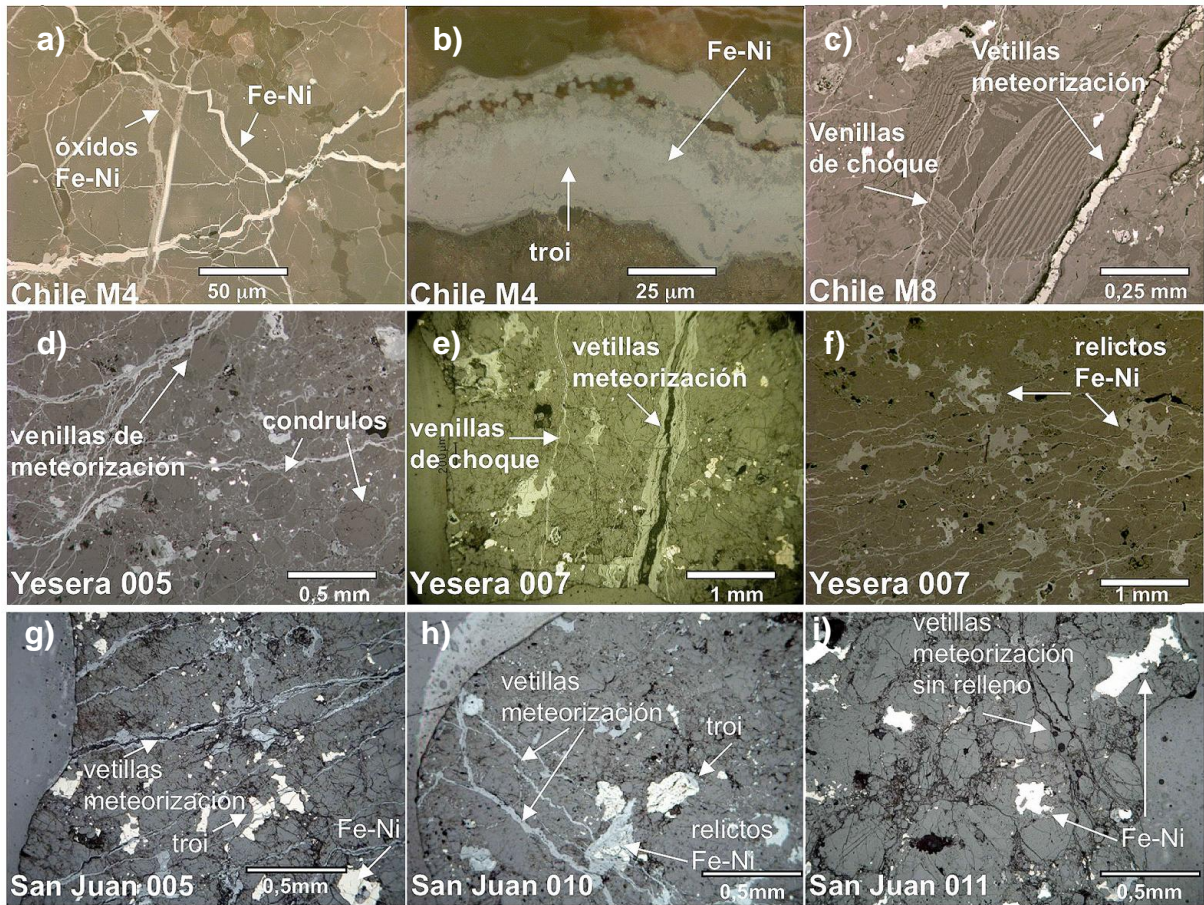


Fig.4.5. Venillas en CO's de Atacama. Figs. a-f corresponden a fotomicrografías tomadas con luz reflejada en muestras de Pampa de Mejillones. Venillas de choque se aprecian en imagen a, c y d, mientras que en las demás se aprecian venillas de meteorización, en general más gruesas y con porosidad asociada en algunos tramos. Figuras g-i corresponden a muestras de San Juan, del mismo tipo.

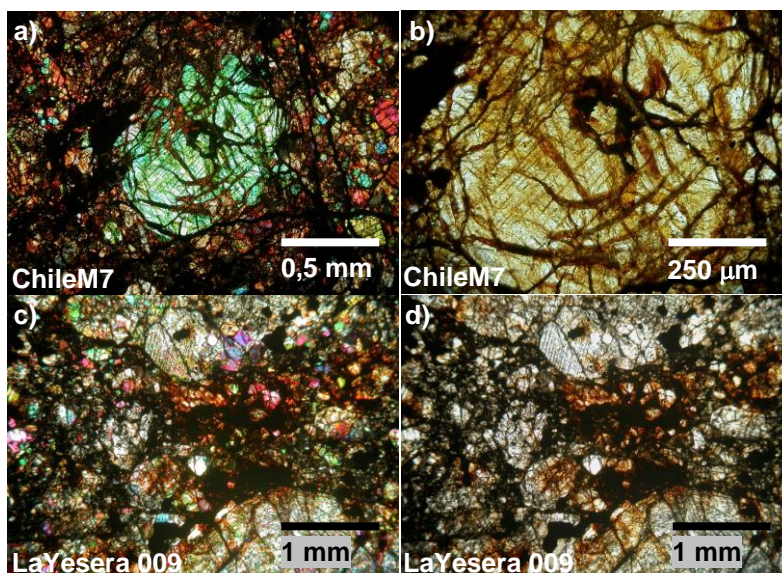


Fig.4.6. Dominio de alteración en microfracturas en silicatos de CO's. a) y b) fotomicrografías en luz transmitida polarizada y plana, respectivamente, de un cristal de olivino de la muestra Chile M7 (L6/S3/W4), con productos de alteración que lo hacen teñirse (esmedita o iddingsita), bien visible en b. c) y d) fotomicrografías en luz transmitida polarizada y plana, respectivamente, de La Yesera 009 (LL6/4/S2/W2), que a nicols paralelos presenta sus silicatos sin tinción de opacos, excepto en sectores aledaños a los opacos.

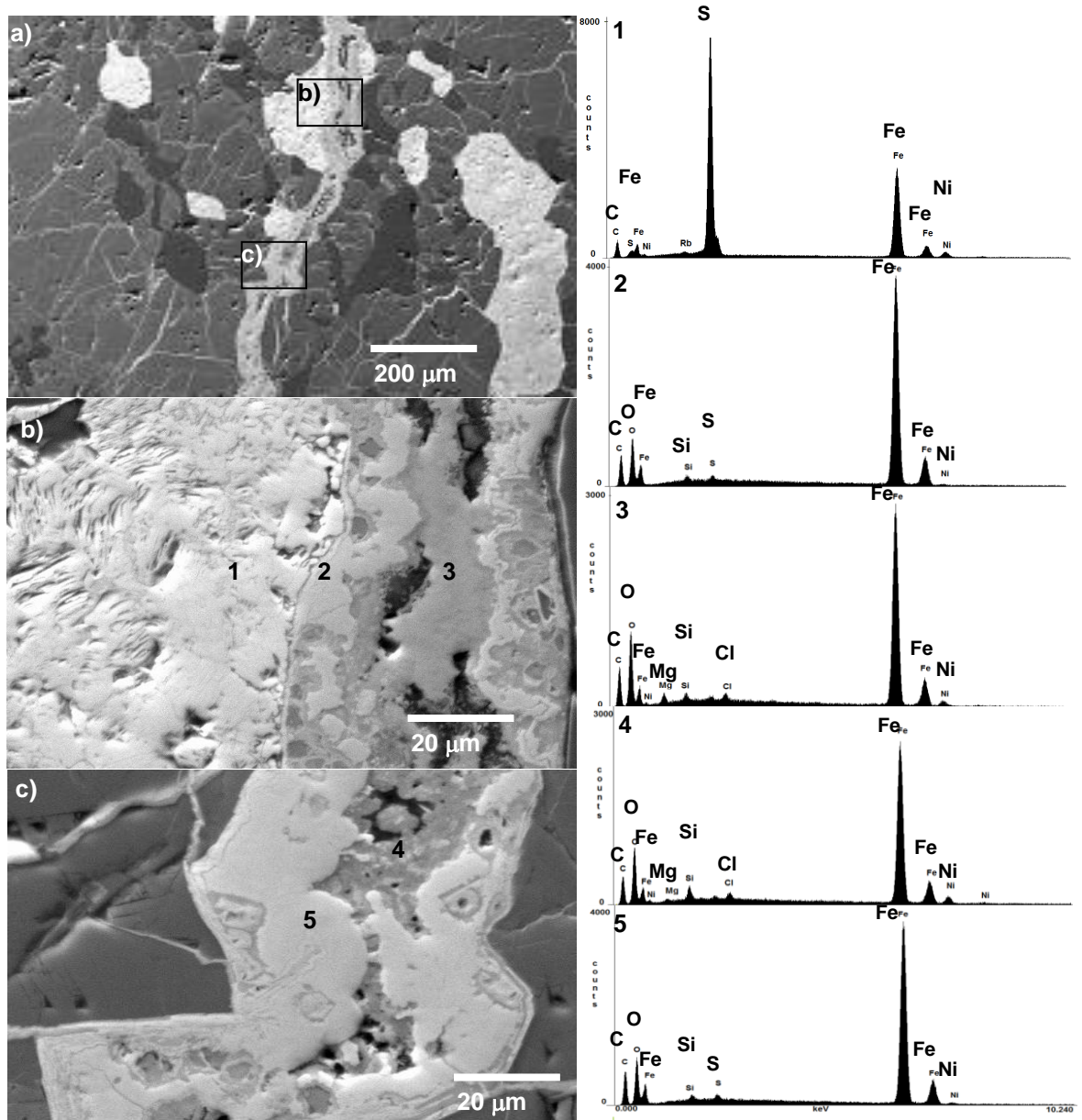


Fig.4.7. a), b) y c) Imágenes SEM que muestran detalle de vetilla de opaco en Chile M9 (L6 S2 W3) y mediciones puntuales EDS semicuantitativas de composiciones de diversos tipos de minerales, principalmente de oxidación. Imagen b) muestra 3 puntos que corresponden a 1) troilita (apreciar hábito hojoso en el tipo de alteración incipiente que muestra este grano); 2) óxido de Fe en vetilla con pequeñas cantidades de S y Si; 3) en el centro de la vetilla, material menos reflectante, correspondiente a óxido de Fe con cantidades distinguibles del background de Mg, Si y Cl. Imagen c) muestra 2 puntos de medición que corresponden a 4) misma composición que óxido de Fe en otro sector de la misma vetilla del punto 3, pero con Mg casi a nivel del background, y 5) misma composición que óxido de Fe en otro sector de la misma vetilla del punto 2, con similares cantidades y proporciones de elementos. *Imágenes y EDS tomadas con SEM del CBPF en IME, Río Janeiro, Brasil.*

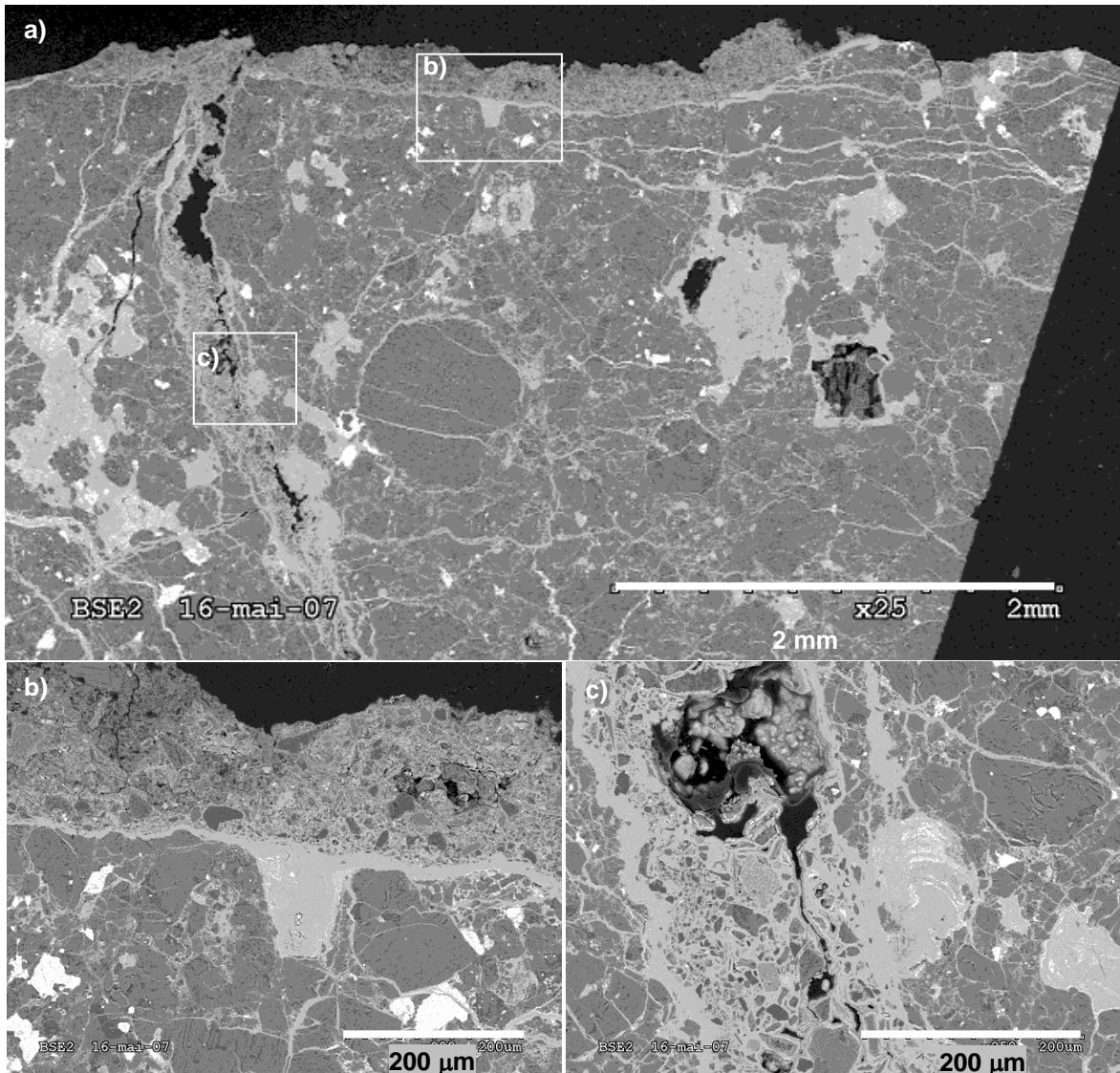


Fig.4.8. a), b) y c) Imágenes SEM que muestran detalle de venilla de opaco en uno de los CO's más meteorizados del conjunto, La Yesera 005 (H4/5 S2 W5). En a) se puede apreciar el considerable estado de alteración, tanto por la cantidad de venillas de meteorización, como por el reemplazo total de muchos granos de Fe-Ni y troilita (finas venillas de choquen rectilíneas son visibles a su vez); b) muestra detalle de barniz del desierto con granos de arena subredondeados adosados (de colores grises oscuros), y venilla de óxidos de Fe en forma de cubo, en la interfase con la capa superficial. c) detalle de mega-venilla parcialmente abierta que presenta también relleno con granos de arena subredondeados y porosidad. *Imágenes tomadas con SEM del CEREGE en Aix-en-Provence, Francia.*

- **Halos alrededor de opacos**

En general, el grado de meteorización asignado por criterios petrográficos de la observación microscópica de las muestras es obtenido del porcentaje de óxidos de Fe presentes en los granos de Fe-Ni (kamacita y/o taenita), y la forma en que comienzan a meteorizarse éstos es desde el borde del grano hacia adentro, generando halos, a

diferencia de la troilita que lo hace desde dentro, en direcciones lineales que podrían corresponder a una partición {0001} (Lee y Bland, 2004), al no poseer clivaje. En general el Fe-Ni se corroe más rápidamente que la troilita, que puede sobrevivir sin corrosión cuando el Fe-Ni ha sido reemplazado hasta ~50%.

Vemos en la figura 4.9 tres instantáneas de tres momentos en las fases de corrosión del Fe-Ni: a) cuando la alteración es incipiente, con finos halos de pocos micrones, b) en un porcentaje intermedio-alto >60% de reemplazo y c) cuando el reemplazo es total por oxi-hidóxidos de Fe-Ni. En esta fase es común observar que el reemplazo genera una laminación concéntrica y continua desde el borde externo hacia el interior, donde a veces se preserva un pequeño grano relicto. La figura 4.10 (a, b y c) muestra halos alrededor de granos de Fe-Ni en CO's de Pampa, donde podemos ver que en una misma sección es posible encontrar granos casi totalmente alterados (a) y granos casi frescos, con halos de pocos milímetros de grosor (b y c). Notar que (b) corresponde a un grano con asociación kamacita-taenita. Las figuras en 4.10 (d, e y f) muestran el desarrollo de halos en CO's de San Juan, con grado de meteorización W2 (Wlotzka, 1993), correspondiente a la oxidación del Fe-Ni entre 20-60%: San Juan 004 (L5 S3 W2), San Juan 011 (H4/5 S2/3 W2) y San Juan 012 con 20%, 50% y 40% de oxidación de sus fases opacas, respectivamente.

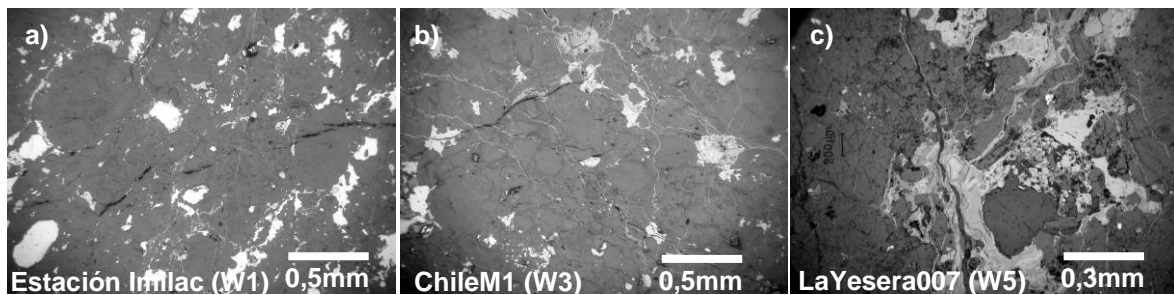


Fig.4.9. Evolución de halos alrededor de granos de Fe-Ni a diferentes grados de meteorización, según clasificación de Wlotzka (1993). Fotomicrografías tomadas con luz reflejada muestran en a) Estación Imilac (H5 S4 W1) con nulo desarrollo de halos de alteración; b) Chile M1 (H5 S2 W3) con algunos granos de Fe-Ni con alto porcentaje de alteración y otros con muy poco, y troilitas sin alteración; c) La Yesera 007 (H6 S2 W5) con alteración total de sus fases opacas.

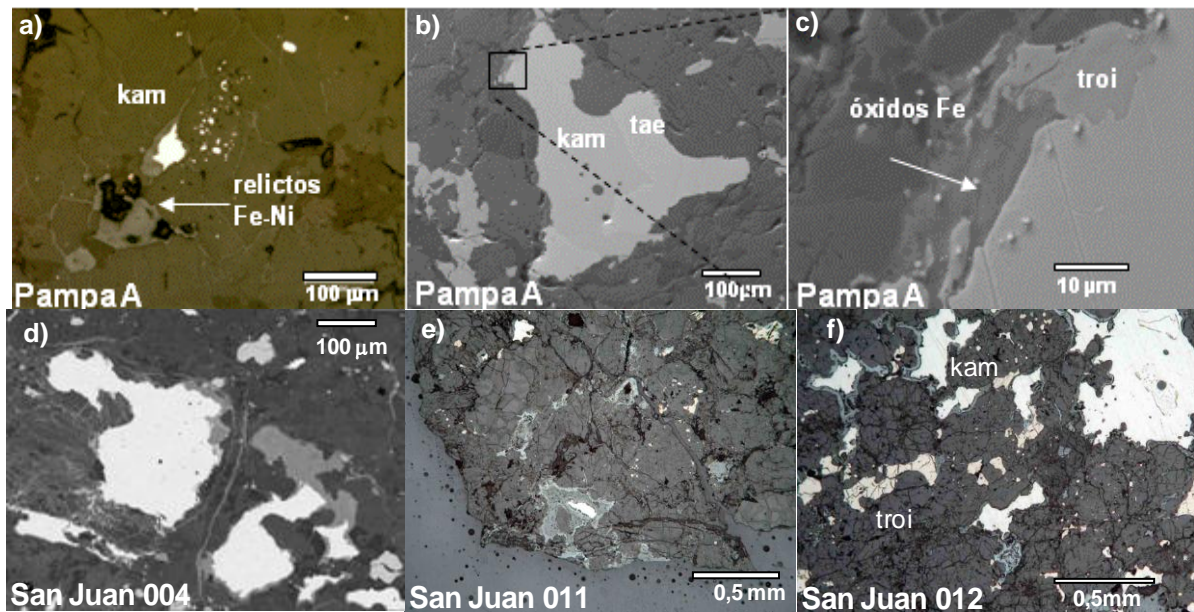


Fig.4.10. Halos de productos de meteorización alrededor de granos de Fe-Ni y troilita en muestras con grado de meteorización W2, de Pampa de Mejillones (a, b y c) y de San Juan (d, e y f). Las fotomicrografías a, d, e y f fueron tomadas con luz reflejada en microscopio óptico. Las figuras b y c son imágenes SEM (IME, Brasil), mostrando detalle de halo incipiente en el CO Pampa A (L6 S4 W2).

La fig. 4.11 corresponde a una imagen SEM con análisis EDS del halo de un grano de kamacita en su etapa de formación inicial de San Juan 004 (W2), con halo correspondiente a un óxido de Fe-Ni con presencia de Si, Cl y Ca, pero con muy bajo Ni.

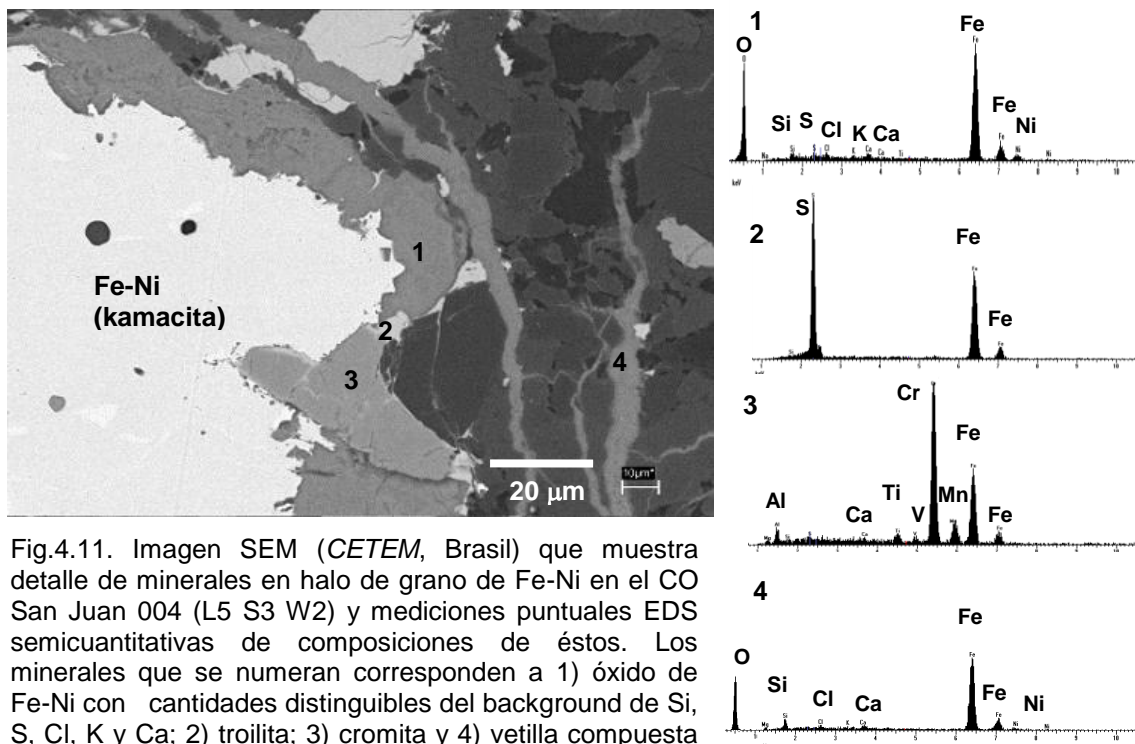


Fig.4.11. Imagen SEM (CETEM, Brasil) que muestra detalle de minerales en halo de grano de Fe-Ni en el CO San Juan 004 (L5 S3 W2) y mediciones puntuales EDS semicuantitativas de composiciones de éstos. Los minerales que se numeran corresponden a 1) óxido de Fe-Ni con cantidades distinguibles del background de Si, S, Cl, K y Ca; 2) troilita; 3) cromita y 4) vetilla compuesta por óxidos de Fe (-Ni) con cantidades distinguibles del background de Si, Cl y Ca.

- **Intramineral**

Otro dominio corresponde a lineamientos intraminerales de especies como la troilita, principalmente (fig. 4.12a, b, c y d), o en texturas plesíticas dentro de granos de Fe-Ni con intercrecimiento de kamacita con taenita (figuras 4.12e y 4.13). También se puede observar en algunos granos de silicatos máficos como microfracturas y/o disoluciones en piroxenos y olivinos, como vimos en la fig. 4.4, y como claramente se ve en la figura 4.12a (correspondiente a Chile M4 L6 S3 W4) que alrededor de los granos de troilita y Fe-Ni casi totalmente reemplazados, observamos disolución en los silicatos circundantes, generando una textura micro-porosa y de color rojizo, que a luz plana polarizada se ve opaca, denotando la formación de óxido-hidróxidos de Fe entre los relictos de olivino. Este tipo de alteración en silicatos ferromagnesianos fue observado en las cercanías de granos de Fe-Ni y/o troilita reemplazados, en CO's con grados de meteorización desde W3 en adelante, principalmente en meteoritos de Pampa de Mejillones.

Los análisis semicuantitativos obtenidos con EDS en minerales puntuales mostraron que los productos de oxidación del Fe-Ni tenían como elementos dominantes el Fe, Ni (ambos más deprimidos que en grano fresco) y O como elementos mayoritarios, Si y Cl como elementos menores y Mg, Mn, y otros como trazas, dependiendo de la composición de los granos adyacentes. Los productos de meteorización de la troilita presentaban como elementos principales el Fe y el S pero deprimidos con respecto al grano fresco (en algunos casos el Fe aparece deprimido, generalmente cuando es atravesado por venillas, y otras veces el S deprimido, cuando la alteración es intramineral). También es común encontrar Si como elemento menor en los espectros EDS, pero menos que en el caso del Fe-Ni. Las venillas también presentaban el Fe y O como elementos dominantes, el Cl, S, Si y Ni como elementos menores, y diferentes trazas dependiendo de la mineralogía del lugar donde se emplazaban. Algunos minerales minoritarios que se encontraron del estudio de SEM y EDS fueron apatito ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F},\text{Cl},\text{OH})$) e ilmenita (FeTiO_3), mientras que la cromita (FeCr_2O_4) en general tenía trazas de Ti, Al y Mg.

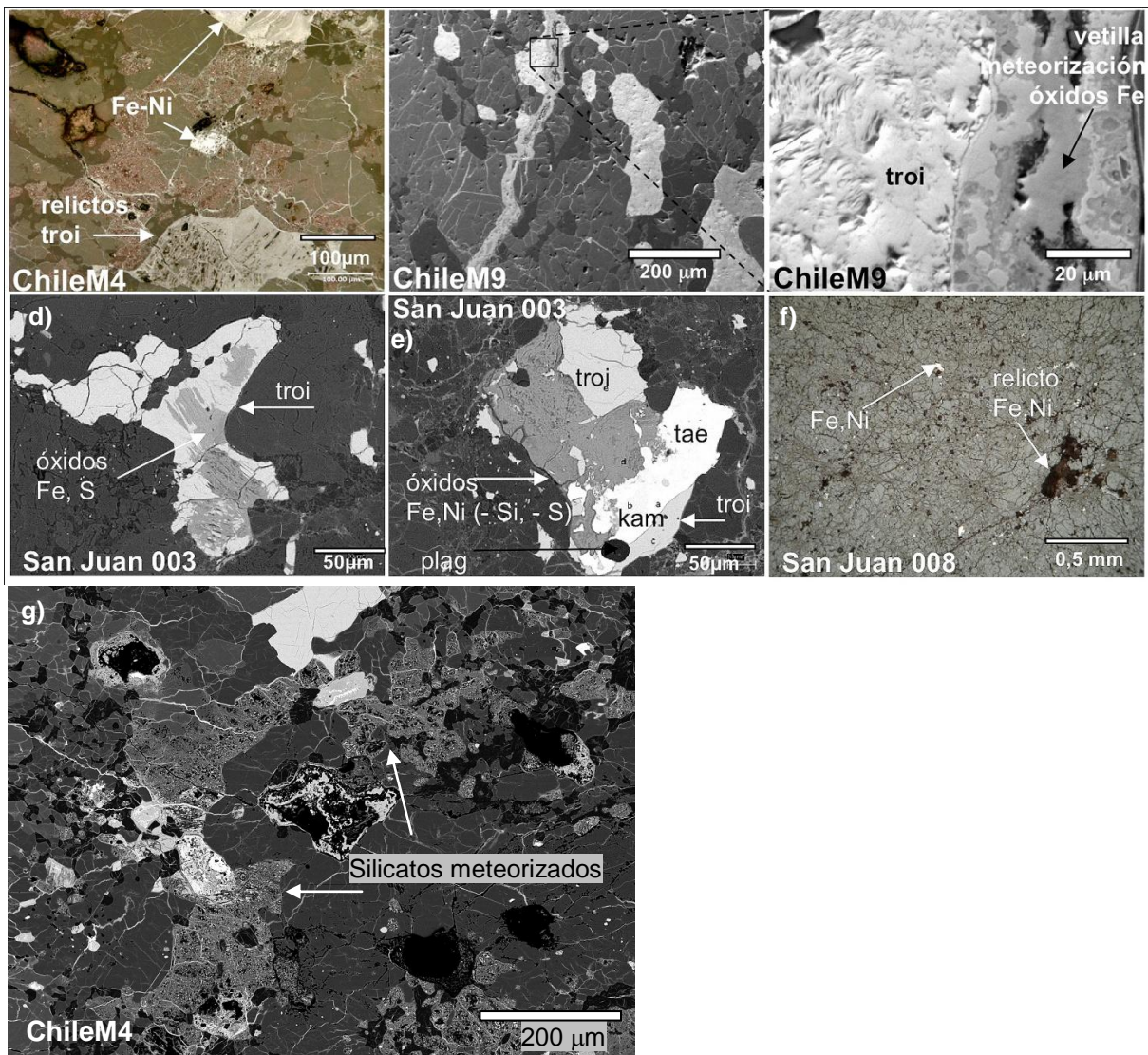


Fig.4.12. Alteración intramineral en CO's de Atacama en muestras de Pampa de Mejillones (a, b, c y g) y de San Juan (d, e y f), afectando granos de Fe-Ni y troilita. Se observa porosidad secundaria por disolución de granos en a, f y g, y asociada a venillas en c. Observar en a) y g) la disolución de olivinos alrededor de los granos de opacos reemplazados. Las fotomicrografías a y f fueron tomadas con luz reflejada en microscopio óptico. Las restantes (b, c, d, e y g) son imágenes tomadas con SEM en CETEM, Brasil, excepto g) que fue tomada en NHM, Londres.

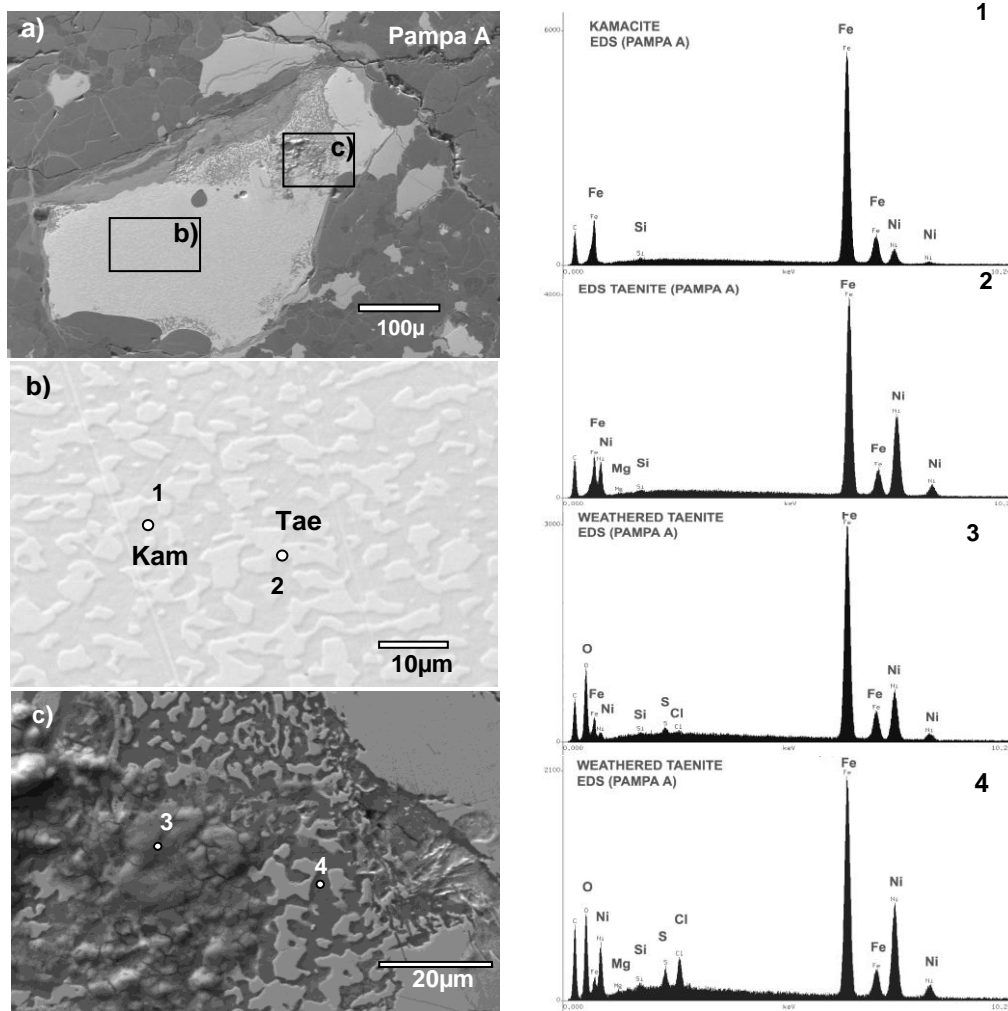


Figura 4.13. a) Imagen SEM que muestran grano de Fe-Ni metálico y troilita; b) Detalle de un sector que muestra textura de entrecrecimiento de kamacita y taenita y sus respectivos espectros EDS; c) Alteración preferencial de la taenita (fase rica en Ni) a posible akaganeita (punto 4 en c) y en EDS).

4.3.1.2.3. Efectos del estado de choque en el grado de meteorización

Dada la importancia del estado de choque en la porosidad primaria como en la generación de venillas de opacos primarias, potenciales dominios de meteorización, graficamos en la figura 4.14 la frecuencia del grado de meteorización para cada estado de choque, diferenciando por grupos. Los grados de choque bajos (S0-S2) están relacionados a mayor porosidad inicial, y grados más altos de choque (S3-S5) a menor porosidad, debido a que el metamorfismo de choque genera recristalización y compactación del material. La población de muestras más representativa para ver este comportamiento es la del grupo H, dado su mayor porcentaje de Fe-Ni metálico, más susceptible a la meteorización, por lo que graficamos en la figura 4.14 esta relación resaltando este grupo del L-LL.

En la figura 4.14 observamos que para estados de choque bajos (S1 y S2) se alcanza un máximo para el grado de meteorización W3 en Atacama. En San Juan, el

estado de choque S1 alcanza su peak en W3 y para S2 en W2. Para grados mayores de choque el máximo se desplaza hacia grados de meteorización más bajos (para S3 en W1, para S4 en W1 los H y en W2 los L-LL). Las muestras L-LL de Atacama para los estados S3 y S4 muestran un mayor rango de grados de meteorización W, pero con peak en grados bajos de meteorización (W1 y W2 respectivamente).

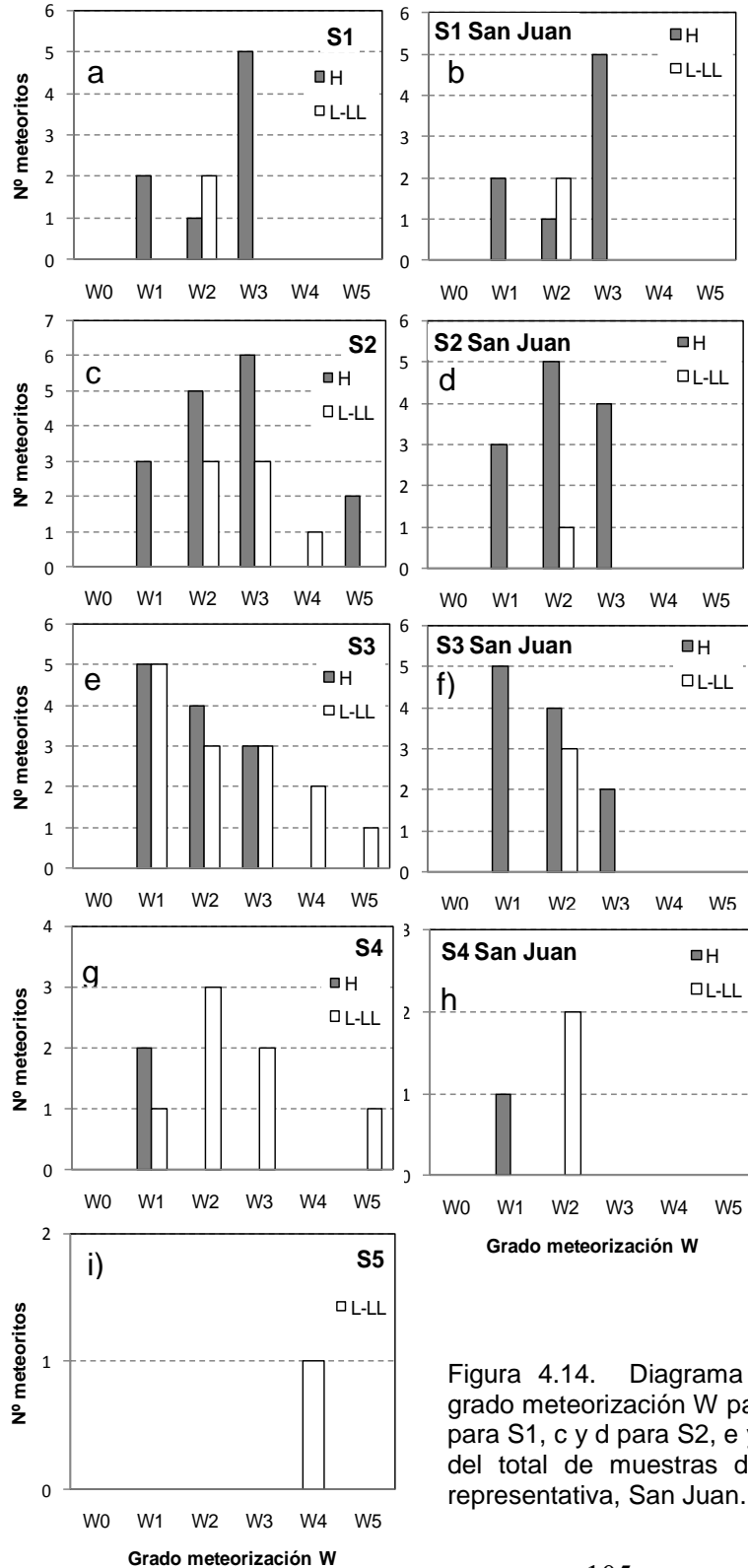


Figura 4.14. Diagrama de distribución de frecuencias por grado meteorización W para distintos estados de choque (a y b para S1, c y d para S2, e y f para S3, g y h para S4 e i para S5) del total de muestras de Atacama y de la población más representativa, San Juan.

4.3.1.3. Difracción de Rayos X

La tabla 4.2. muestra los resultados obtenidos para 15 CO's, que reconoce, a parte de las fases primarias como olivino, piroxenos, Fe-Ni metálico y troilita, fases secundarias asociadas a plagioclasa de composiciones albiticas y anortíticas, y como productos de meteorización a la hematita, magnetita, goethita y la akaganeita. Las fases más densas, como el Fe-Ni metálico, o con partículas muy pequeñas, como la mayoría de los productos de meteorización detectados, son subestimados por este método (ver discusiones), sin embargo es una buena aproximación para las fases silicatadas. Mediciones de difracciones de rayos X de alta resolución, realizados en el Sincrotrón de Campinas (Brasil) en un nuevo grupo de CO's del desierto de Atacama mejoraran estos resultados (Scorzelli et al., in prep.).

Tabla 4.2. Minerales encontrados en algunas muestras a través de XRD, y estimación porcentual cuantitativa de cada fase obtenida a través del método Rietveldt.

Meteorito	Clasificación	Minerales Primarios (%)				Mx Secundarios (%)		Productos de Alteration (%)				% Total
		Olivino d=2.46832	Piroxeno*	Fe-Ni d=2.06788	Troilita d=2.09309	Albita d=3.19795	Anortita d=3.18219	Magnetita d=2.52380	Hematita d=2.72603	Goethita d=4.19608	Akaganeita d=7.46647	
La Yesera 05	H4/5 S2 W5	27,18	33,20	0,00	0,00	5,13	9,82	8,82	0,25	13,62	1,98	100
Chile M1	H5 S2 W3	40,96	31,05	0,00	2,80	7,48	4,71	4,92	0,22	5,51	2,36	100
Estacion Imlilac	H5 S4 W1	45,50	31,92	0,31	2,43	4,76	10,49	3,92	0,00	0,36	0,31	100
San Juan 002	H6 S1 W3	32,37	36,96	0,00	1,67	6,97	6,06	3,22	0,20	12,22	0,34	100
Rencoret	H6 S3 W3	40,60	35,34	0,00	1,94	1,72	11,17	4,73	0,26	2,83	1,40	100
Chile M8	L4 S3 W4	44,56	28,79	0,00	0,71	5,28	6,02	3,00	0,22	9,92	1,32	100
Pampa B	L4/5 S4 W3	48,81	29,21	0,00	1,47	3,02	8,47	3,82	0,00	3,35	1,55	100
Pampa D	L5 S2 W2/3	41,48	33,74	0,00	0,95	3,52	8,05	4,09	0,20	6,80	1,18	100
Pampa G	L5 S2 W3	32,70	37,09	0,00	0,00	5,10	7,23	3,44	0,25	14,15	0,03	100
Chile M9	L6 S2 W3	44,30	35,11	0,01	0,00	1,52	7,49	3,38	0,20	6,07	1,02	99
Chile M7	L6 S3 W4	36,75	23,74	0,00	0,00	4,70	14,48	8,44	0,24	11,65	0,00	100
Chile M4	L6 S3 W4/5	43,19	27,19	0,00	0,00	3,01	11,62	4,25	0,33	10,40	0,00	100
Lutschaunig	L6 W1	55,01	28,85	0,18	2,94	5,77	1,66	4,58	0,00	0,78	0,23	100
La Yesera 02	LL5 S2 W2	50,95	27,14	0,00	1,28	3,09	13,12	1,58	0,20	2,69	0,00	100
La Yesera 09	LL6/4 S2 W2	47,24	35,04	0,48	1,77	1,94	11,54	0,00	0,00	1,34	0,65	100
	Promedio	42,11	31,62	0,07	1,20	4,20	8,80	4,15	0,17	6,78	0,82	
	Min	27,18	23,74	0,00	0,00	1,52	1,66	0,00	0,00	0,36	0,00	
	Max	55,01	37,09	0,48	2,94	7,48	14,48	8,82	0,33	14,15	2,36	

* Diopsido (d1=d=2.98213; d2=2.98814) y Enstatita (d=3.16480)

El siguiente título aborda de manera particular el estudio mineralógico realizado mediante espectroscopía Mössbauer de las fases minerales primarias y secundarias, con especial atención a éstas últimas por su relevancia para comprender los procesos de meteorización en condritos ordinarios, y en otorgar un parámetro más preciso del estado de meteorización de éstos.

4.3.2. Mineralogía Secundaria

Dentro de esta categoría encontramos fases minerales menores asociadas a procesos primarios ocurridos antes de su entrada a la Tierra, pero mayormente a minerales formados de la interacción del meteorito con las condiciones ambientales en la subsuperficie y superficie terrestre, producto de la meteorización de las fases primarias analizadas en el punto anterior. Como la presencia de Fe es ubicua a casi todas las especies primarias, estos productos de meteorización pueden ser referidos

casi en su totalidad a óxidos y oxi-hidróxidos de Fe, además de arcillas en fases más evolucionadas de meteorización.

La microscopía óptica nos permitió definir los dominios a gran escala en que se observa el desarrollo de minerales productos de oxidación, mientras que el estudio a menor escala realizado con el SEM y su componente analítica EDS, nos proporcionó una mirada a las diferentes asociaciones minerales existentes entre estos minerales primarios y sus productos de meteorización. Dada la complejidad en la identificación de las especies de óxidos encontradas en estas asociaciones es que el siguiente paso fue identificar y cuantificar la naturaleza de este material a través de espectroscopía Mössbauer y difracción de rayos X, por su potente capacidad de distinguir entre diversas fases mineralógicas con Fe en la estructura molecular de sus diversos componentes.

4.3.2.1. Resultados espectroscopia Mössbauer

Las proporciones relativas de las fases mayores con Fe (olivinos, piroxenos, Fe-Ni y troilita) y los productos de alteración, reconocidos solo como especies con Fe^{3+} en su estructura, fueron detectadas y cuantificadas a temperatura ambiente (RT) a 300K para 53 meteoritos (tabla 4.3). De éstos fueron seleccionados 14 CO's de Pampa de Mejillones y otras localidad y 8 CO's de San Juan para medir a baja temperatura (LT) a 4,2K (tabla 4.4) y discernir la naturaleza de las fases de óxidos y oxi-hidróxidos férricos en su estructura (goethita, hematita, magnetita y akaganeita). Los parámetros hiperfinos con los que se realizaron los ajustes de los espectros se presentan en la tabla III.3, en Anexo III. Las tablas 4.3 y 4.4 incluyen las edades de las muestras datadas, y se resaltó en el grupo de Pampa de Mejillones el intervalo de tiempo en que se reporta un periodo de aridez sostenida en el tiempo para esa zona (Vargas et al., 2007). La figura 4.15A grafica los espectros Mössbauer obtenidos para las muestras de Pampa de Mejillones y otras localidades y la fig. 4.15B hace lo mismo para las muestras de San Juan, tanto a RT como a LT, con las fases que ajustan cada espectro (en diferentes colores las diferentes fases, que se explicitan al pie de las respectivas figuras).

Los espectros obtenidos a 300K muestran la superposición de fases paramagnéticas y magnéticas. Las fases paramagnéticas fueron ajustadas con tres dobletes cuadrupolares, dos de los cuales fueron atribuidos a Fe^{2+} , uno asociado a olivino ($IS=1.19$ mm/s; $QS=3.0$ mm/s) y otro a piroxeno ($IS=1.21$ mm/s; $QS=2.14$ mm/s), el tercer doblete de Fe^{3+} ($IS=0.36$ mm/s; $QS=0.77$ mm/s) que puede ser asociado a óxidos superparamagnéticos y/o a hidróxidos de hierro (partículas pequeñas de goethita, akaganeita o lepidocrocita), las cuales se diferencian al medir a baja temperatura. Las fases magnéticas fueron ajustadas con sextetos que fueron asociados a partículas grandes de goethita ($Bhf=38.2$ T), Fe-Ni, troilita ($Bhf=33.5$ T), hematita ($Bhf=51.8$ T) y magnetita (dos sextetos de $Bhf=49.1$ T y $Bhf=46.2$ T). La tabla III.3, en Anexo III muestra el resumen de parámetros hiperfinos por cada fase mineralógica para cada meteorito.

Los espectros medidos a 4,2 K permiten observar cómo se desdoblán los dobletes observados a temperatura ambiente, en sextetos que dan cuenta de su naturaleza magnética y cuyos parámetros permiten asociarlos a una especie mineral particular, y de esta forma permiten la identificación y cuantificación de casi la totalidad de fases minerales presentes en la muestra. Estos espectros están constituidos por las señales generadas por los minerales troilita, goethita, magnetita, hematita, Fe-Ni (kamacita y taenita) y un mineral adicional con componente magnética identificado como akaganeita (Bhf= 48-49T), presente sobre la forma de un doblete asociado a Fe^{3+} en el espectro a RT. La akaganeita ha sido indicada como el primer producto de la oxidación del Fe-Ni en meteoritos (Buchwald y Clarke, 1989) y fue encontrada en rangos entre ~6 y ~22% para todo el conjunto de muestras analizadas, siendo entre ~10 y ~20% el rango en las muestras de Pampa, y entre ~7 y ~22% en las muestras de San Juan. Los componentes asociados al olivino y piroxeno muestran efectos de relajación magnética en todos los espectros a baja temperatura y fueron ajustados usando el modelo de relajación esférica del programa Normos.

El parámetro dado por la razón Fe^{3+} Paramagnético/ Fe^{3+} total, que da cuenta de la abundancia preferencial de minerales magnéticos o paramagnéticos en la señal total del Fe^{3+} varía entre 0,1 y 1 en PM, con valor promedio $\langle 0,4 \rangle$, y en SJ varía entre 0,3 y 1, con valor promedio $\langle 0,6 \rangle$, indicando que la componente magnética es mayor en la población de SJ.

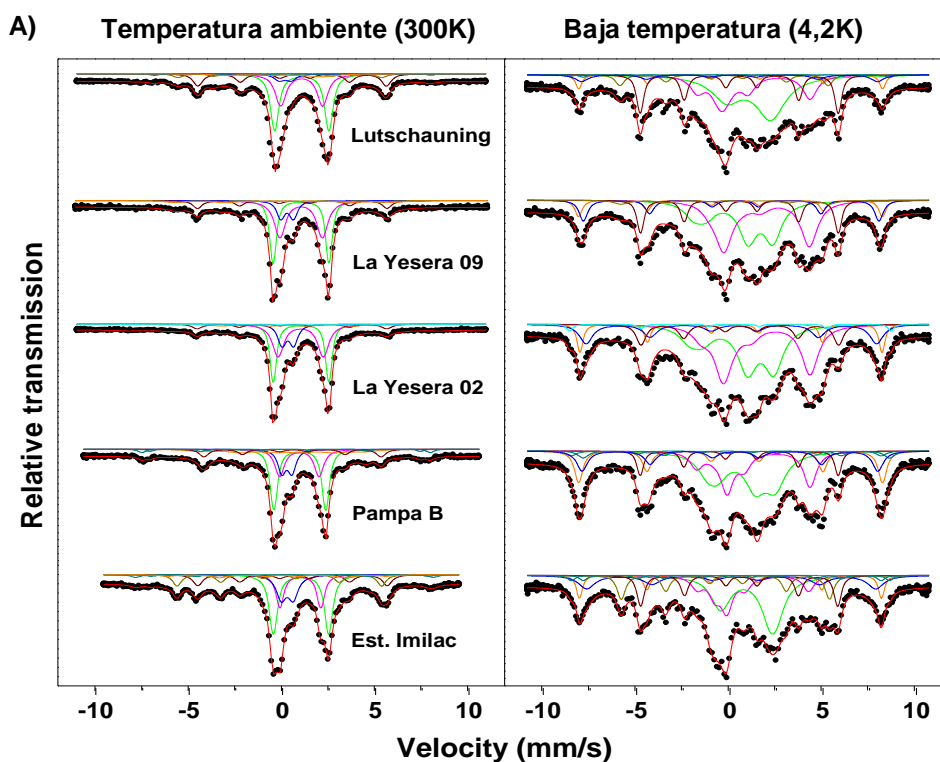


Figura 4.15A. Espectros Mössbauer medidos a RT (300K) y LT (4,2K) para 14 CO's (sigue en siguiente página) provenientes de Pampa de Mejillones y otras localidades. Correspondencia colores con sigtes minerales: **Olivino**, **Piroxeno**, **Fe-Ni**, **Troilita**, **Fe^{3+}** , **Goethita**, **Magnetita 1**, **Magnetita 2**, **Akaganeita**, **Hematita**.

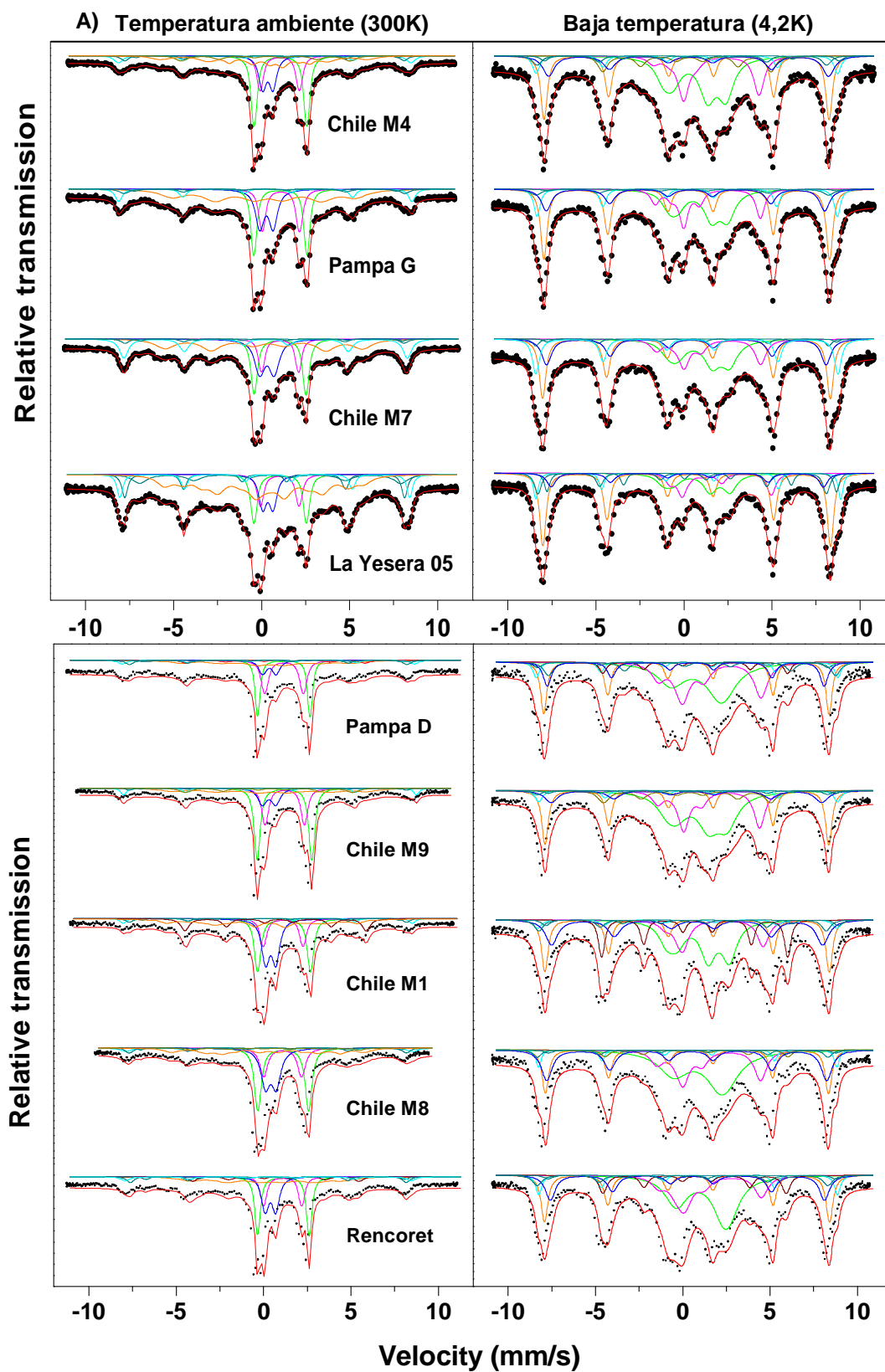


Figura 4.15A. (*continuación*) Espectros Mössbauer medidos a temperatura ambiente (300K) y baja temperatura (4,2K) para 14 CO's (sigue en sigte. página). En este set hay principalmente CO's proveniente de Pampa de Mejillones y otras localidades. Correspondencia colores con sigtes minerales: **Olivino**, **Piroxeno**, **Fe-Ni Troilita**, **Fe³⁺**, **Goethita**, **Magnetita 1**, **Magnetita 2**, **Akaganeita**, **Hematita**.

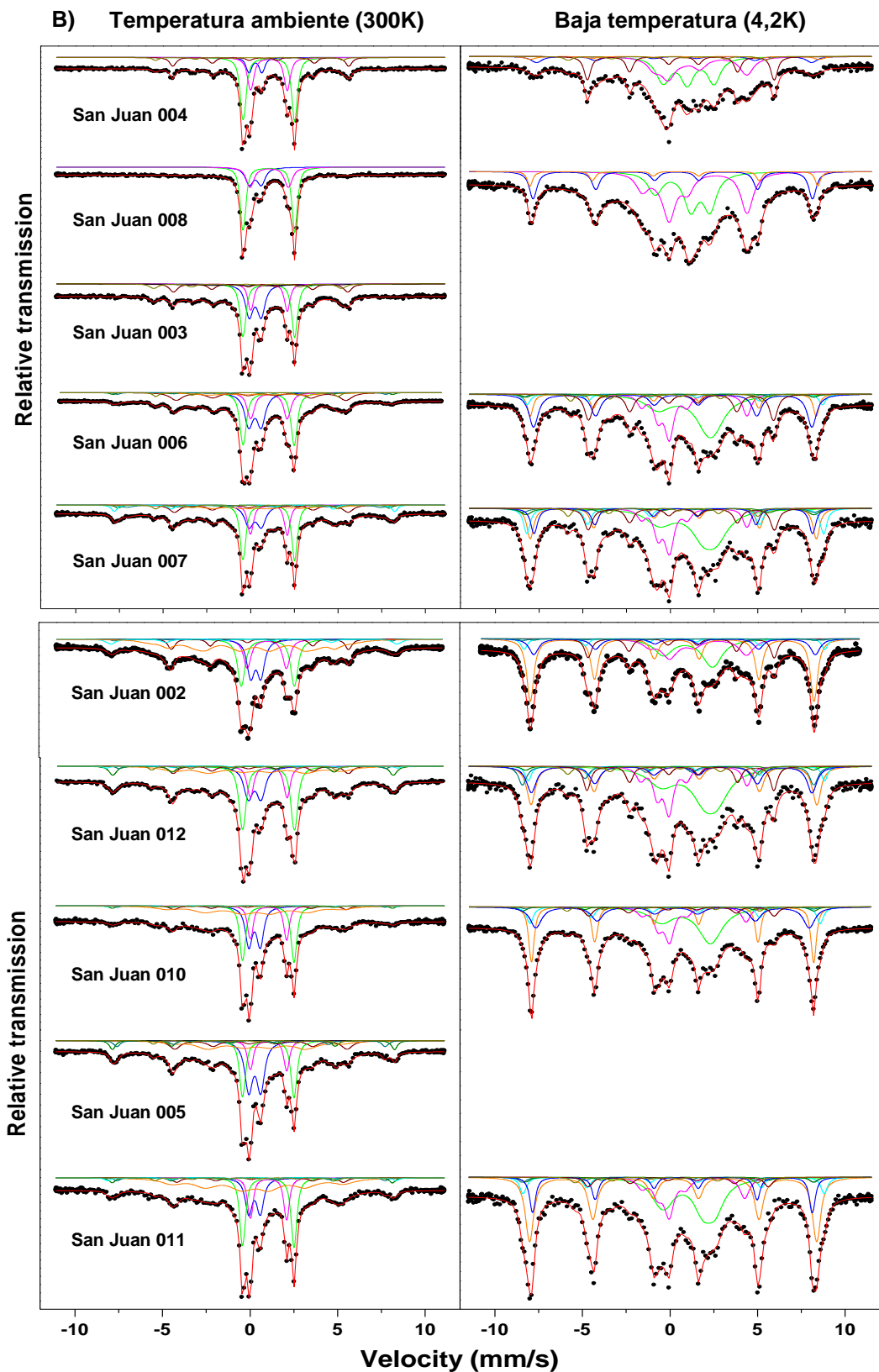


Figura 4.15B (*continuación*) Espectros Mössbauer medidos a temperatura ambiente (300K) y baja temperatura (4,2K) para 10 CO's provenientes del sector de San Juan. Correspondencia colores con sigtes minerales: **Olivino**, **Piroxeno**, **Fe-Ni Troilita**, **Fe³⁺**, **Goethita**, **Magnetita 1**, **Magnetita 2**, **Akaganeita**, **Hematita**.

Tabla 4.3. Áreas relativas (en porcentaje) deducidas de los espectros Mössbauer medidos a RT (300K) para 53 CO's del desierto de Atacama.

Meteorite	Type	W grade	14C age (ka)	error (ka)	Primary Mineralogy						Weathering Products								
					Fe2+ Minerals			Total	Fe0 Min.	Opaques (%)	Magnetic Fe3+				Para	Mag	Total	Para Fe3+/ Fe3+ tot	
					Olivine	Pyroxene	Troilite	Fe2+	FeNi		Goet	Hem	Mag1	Mag2	Fe3+	Fe3+	Fe3+		Total
Pampa Mejillones Area																			
Chile M1	H5	W3	3,86	1,36	23,0	12,1	12,9	48,0	0,0	12,9	22,6	3,6	4,2	-	21,6	30,4	52,0	100,0	0,42
La Yesera 04	L5	W5	4,35	1,34	27,4	17,4	6,5	51,3	6,0	12,5	-	-	-	-	16,2	26,5	42,7	100,0	0,38
La Yesera 01	H6	W3	10,79	1,56	20,1	17,3	11,9	49,3	9,2	21,1	-	-	-	-	27,4	14,1	41,5	100,0	0,66
La Yesera 09	LL6/4	W1	12,54	1,95	32,4	33,4	11,4	77,1	3,9	15,3	7,9	-	0,0	-	11,1	7,9	19,0	100,0	0,58
Pampa C	L4/5	W4	13,89	2,08	30,3	13,6	8,3	52,2	9,3	17,6	-	-	-	-	11,1	27,4	38,5	100,0	0,29
Pampa D	L5	W2/3	14,18	1,91	26,2	22,8	4,6	53,6	0,0	4,6	20,8	6,0	9,8	-	9,8	36,6	46,4	100,0	0,21
Pampa G	L5	W3	14,34	1,62	20,0	14,7	0,0	34,6	0,0	0,0	33,4	8,5	7,0	-	16,5	48,8	65,3	99,9	0,25
Chile M8	L4	W4	16,98	2,47	28,8	15,1	3,4	47,2	0,0	3,4	17,9	5,5	7,0	-	22,4	30,4	52,8	100,0	0,42
La Yesera 03	L5	W3	18,06	1,90	37,5	23,0	17,2	77,7	4,0	21,2	-	-	-	-	11,9	6,4	18,3	100,0	0,65
Pampa B	L4/5	W3	21,29	2,45	34,9	19,9	10,9	65,7	0,0	10,9	14,2	-	6,3	-	13,9	20,5	34,4	100,1	0,40
Chile M4	L6	W4	23,98	4,40	26,8	14,0	0,0	40,9	7,8	7,8	22,6	7,8	6,5	-	14,5	36,8	51,3	100,0	0,28
Pampa A	L6	W2	25,08	1,46	44,3	19,2	18,1	81,6	4,2	22,3	0,0	0,0	0,0	0,0	14,2	0,0	14,2	100,0	1,00
La Yesera 02	LL6	W2	25,44	4,45	33,1	33,2	8,5	74,8	0,0	8,5	8,3	1,9	0,0	-	15,0	10,2	25,2	100,0	0,60
Chile M9	L6	W3	34,07	1,92	32,7	18,9	0,0	51,6	8,2	8,2	20,4	6,1	3,1	-	10,7	29,6	40,3	100,1	0,27
Chile M7	L6	W4	>27,9	blank	19,6	11,0	0,0	30,6	0,0	0,0	27,5	18,2	5,2	-	18,6	50,8	69,4	100,0	0,27
La Yesera 05	H4/5	W4	>34,3	blank	12,0	8,2	0,0	20,1	0,0	0,0	39,4	10,3	20,7	-	9,5	70,4	79,9	100,0	0,12
Other locations																			
Est. Imilac	H5	W1	-3,7	1,3	31,1	16,3	13,1	60,5	12,5	25,6	6,0	-	6,1	-	14,8	12,1	26,9	99,9	0,55
Lutschauning	L6	W1	9,2	1,6	36,8	26,6	17,7	81,1	5,9	23,6	5,8	-	2,2	-	5,1	8,0	13,1	100,1	0,39
Cobija	H6	W1	19,7	4,20	30,6	21,4	19,3	71,3	10,5	29,8	-	-	-	-	9,2	9,0	18,2	100,0	0,51
Rencoret	H6	W3	25,3	6,4	25,2	13,8	6,1	45,0	0,0	6,1	21,5	5,7	9,4	-	18,4	36,6	55,0	100,0	0,33
Paposo	LL6	W4	>49,2	blank	44,2	20,8	2,0	67,0	0,0	2,0	-	-	-	-	33	0,0	33,0	100,0	1,00
San Juan Area																			
San Juan 008	LL6	W3/4	-0,1	1,3	53,7	24,9	0,0	78,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	21,4	0,0	21,4	100,0	1,00
San Juan 012	H5	W2	1,2	1,3	27,4	12,2	7,7	47,3	2,9	10,6	21,0	1,4	8,4	1,7	17,3	32,5	49,8	100,0	0,35
San Juan 019	L6	W2	7,3	1,34	47	16	13	76	0	13,0	5	0	0	-	18	6	24	100,0	0,75
San Juan 006	H3.6	W2	8,2	1,4	28,4	15,7	16,2	60,3	3,9	20,1	8,9	0	1,9	1,8	23,2	12,6	35,8	100,0	0,65
San Juan 010	H3.8	W3	11,2	1,7	25,3	14,5	4,8	44,6	1,2	6,0	27,8	0,9	2,2	1,2	22,1	32,1	54,2	100,0	0,41
San Juan 007	H6	W2	13	1,5	26,3	13,8	12,7	52,8	4,0	16,7	13,2	6,4	3,1	5,0	15,5	27,7	43,2	100,0	0,36
San Juan 029	H3	W3	13,9	1,5	24	15	12	51	30	42,0	0	0	0	-	19	0	19	100,0	1,00
San Juan 017	H6	W3	17,47	2	21	13	9	43	6	15,0	23	0	13	-	15	36	51	100,0	0,29
San Juan 011	H4/5	W2	17,6	1,8	23,7	13,6	4,5	41,8	2,1	6,6	33,4	2,1	3,6	2,2	14,8	41,3	56,1	100,0	0,26
San Juan 003	H5	W2	19,4	1,8	31,6	15,1	13,4	60,1	7,7	21,1	6,9	0,0	0,0	0,0	25,3	6,9	32,2	100,0	0,79
San Juan 002	H6	W3	19,44	1,695	20,6	12,8	8,1	41,5	0,0	8,1	34,5	5,7	2,4	-	15,9	42,6	58,5	100,0	0,27

Tabla 4.3. Áreas relativas (en porcentaje) deducidas de los espectros Mössbauer medidos a RT (300K) para 53 CO's del desierto de Atacama.

Meteorite	Type	W grade	14C age (ka)	error (ka)	Primary Mineralogy						Weathering Products								
					Fe2+ Minerals			Total	Fe0 Min.	Opaques (%)	Magnetic Fe3+				Para	Mag	Total	Para Fe3+/ Fe3+ tot	
					Olivine	Pyroxene	Troilite	Fe2+	FeNi		Goet	Hem	Mag1	Mag2	Fe3+	Fe3+	Fe3+		Total
San Juan Area																			
San Juan 021	H4	W3	20,61	2,18	23	12	6	41	8	14,0	20	0	16	-	15	36	51	100,0	0,29
San Juan 022	L6	W2	24,83	2,65	19	12	9	40	5	14,0	22	0	23	-	10	45	55	100,0	0,18
San Juan 013	L3	W1	25,52	2,64	41	19	11	71	14	25,0	0	0	0	-	15	0	15	100,0	1,00
San Juan 020	H5	W3	25,71	4,15	43	19	12	74	10	22,0	0	0	3	-	13	3	16	100,0	0,81
San Juan 016	H5	W2	29,51	5,43	26	16	8	50	9	17,0	17	0	9	-	15	26	41	100,0	0,37
San Juan 014	L6	W3	32,22	6,22	40	21	7	68	6	13,0	0	4	0	-	22	4	26	100,0	0,85
San Juan 018	L5	W1	35,18	9,17	39	20	17	76	6	23,0	0	0	5	-	14	5	19	101,0	0,74
San Juan 005	H6	W3	37,8	16,9	20,2	9,8	11,4	41,4	2,6	14,0	21,5	0,0	6,3	4,8	23,4	32,6	56,0	100,0	0,42
San Juan 015	L6	W2	39,81	10,25	38	15	9	62	0	9,0	17	0	5	-	15	23	38	100,0	0,39
San Juan 001	L5	W2	>28,1	blank	41,5	17,7	12,8	72	2,9	15,7	-	-	-	-	22,6	2,5	25,1	100,0	0,90
San Juan 027	H3-5	W3	>31,3		39	18	6	63	3	9,0	13	2	0	-	19	15	34	100,0	0,56
San Juan 004	L5	W2	>33,6		45,6	25,5	14,2	85,3	4,3	18,5	0,0	0,0	0,0	0,0	10,4	0,0	10,4	100,0	1,00
San Juan 023	H5	W2			40	21	9	70	8	17,0	0	0	5	-	18	4	22	100,0	0,82
San Juan 024	L6	W1			30	17	12	59	17	29,0	0	0	5	-	19	5	24	100,0	0,79
San Juan 025	H5	W2			43	19	7	69	9	16,0	0	0	5	-	17	5	22	100,0	0,77
San Juan 026	L6	W2			17	12	3	32	0	3,0	39	0	10	-	19	49	68	100,0	0,28
San Juan 028	H5	W1			23	12	6	41	6	12,0	21	0	17	-	15	38	53	100,0	0,28
San Juan 030	H5	W1			21	14	6	41	7	13,0	23	0	5	-	23	29	52	100,0	0,44
San Juan 031	L3	W0/1			22	12	5	39	14	19,0	20	0	6	-	22	25	47	100,0	0,47
San Juan 032	H5/6	W2			42	21	18	81	8	26,0	0	0	0	-	11	0	11	100,0	1,00
San Juan 033	H6	W1			30	14	8	52	11	19,0	14	0	8	-	15	22	37	100,0	0,41
relative area (A): ± 3 %																			
Datos San Juan [013-033] de Munayco et al. (2010)																			

Tabla 4.4. Áreas relativas (en porcentaje) deducidas de los espectros Mössbauer medidos a LT (4,2K) para 22 CO's del desierto de Atacama.

Meteorite	Type	Weath. grade	14C age (ka)	error (ka)	Primary Mineralogy						Weathering Products								
					Fe2+ Minerals (%)			Total Fe2+ (%)	Fe0 Min. FeNi (%)	Opaques (%)	Magnetic Fe3+ (%)					Mag Fe3+ (%)	Total Fe3+ (%)	Total (%)	
					Olivine	Pyroxen	Troilite				Goet	Hem	Mag1	Mag2	Akag				
Pampa de Mejillones																			
Chile M1	H5	W3	3,86	1,36	25,5	11,5	13,1	50,1	0,0	13,1	19,5	4,1	8,4	-	17,9	49,9	49,9	100,0	
La Yesera 09	LL6/4	W1	12,54	1,95	31,6	31,0	14,7	77,3	3,9	18,6	7,7	-	0,0	-	11,2	18,9	18,8	100,0	
Pampa D	L5	W2/3	14,18	1,91	25,7	22,0	4,6	52,3	0,0	4,6	19,3	6,0	11,0	-	11,5	47,8	47,7	100,0	
Pampa G	L5	W3	14,34	1,62	22,2	14,8	0,0	37,0	0,0	0,0	31,0	11,4	5,9	-	14,9	63,2	63,0	100,0	
Chile M8	L4	W4	16,98	2,47	30,4	17,6	3,6	51,6	0,0	3,6	17,4	5,3	5,6	-	20,3	48,6	48,5	100,1	
Pampa B	L4/5	W3	21,29	2,45	32,5	21,5	9,5	63,5	0,0	9,5	16,0	-	7,5	-	13,1	36,6	36,5	100,0	
Chile M4	L6	W4	23,98	4,40	27,5	15,0	0,0	42,5	8,4	8,4	23,0	6,9	7,0	-	12,3	49,2	49,1	100,0	
La Yesera 02	LL6	W2	25,44	4,45	32,0	31,0	11,0	74,0	0,0	11,0	9,3	2,2	0,0	-	14,5	26,0	26,0	100,0	
Chile M9	L6	W3	34,07	1,92	33,0	17,5	0,0	50,5	8,7	8,7	21,7	5,0	4,2	-	9,9	40,8	40,8	100,0	
Chile M7	L6	W4	>27.9	blank	20,7	14,4	0,0	35,1	0,0	0,0	27,1	16,5	4,3	-	17,0	64,9	64,9	100,0	
La Yesera 05	H4/5	W4	>34.3	blank	14,7	11,7	0,0	26,4	0,0	0,0	36,4	9,5	18,3	-	9,5	73,7	73,7	100,1	
Other localities																			
Est. Imilac	H5	W1	-3,7	1,3	28,8	17,0	14,0	59,8	12,4	26,4	8,7	-	5,0	-	14,1	27,8	27,8	100,0	
Lutschauning	L6	W1	9,2	1,6	35,8	24,3	18,9	79,0	6,8	25,7	6,2	-	1,9	-	6,2	14,3	14,3	100,1	
Rencoret	H6	W3	25,3	6,4	27,2	16,6	8,2	52,0	0,0	8,2	18,6	6,9	7,9	-	14,5	47,9	47,9	99,9	
San Juan Area																			
San Juan 008	LL6	W3/4	-0,1	1,3	52,3	27,8	-	80,1	-	-	5,4	-	-	-	14,5	19,9	19,9	100,0	
San Juan 012	H5	W2	1,2	1,3	25,9	13,7	9,3	48,9	3,5	12,8	18,2	4,8	8,4	1,8	14,4	47,6	47,6	100,0	
San Juan 006	H3.6	W2	8,2	1,4	26,0	16,2	15,0	57,2	3,4	18,4	8,9	5,0	1,8	1,7	22,0	39,4	39,4	100,0	
San Juan 010	H3.8	W3	11,2	1,7	23,1	14,1	5,8	43,0	2,2	8,0	23,0	8,8	2,7	1,3	19,0	54,8	54,8	100,0	
San Juan 007	H6	W2	13	1,5	26,2	14,7	11,5	52,4	3,6	15,1	13,7	11,3	3,0	4,9	11,1	44,0	44,0	100,0	
San Juan 011	H4/5	W2	17,6	1,8	24,9	13,2	4,5	42,6	2,7	7,2	31,5	6,4	2,4	2,3	12,1	54,7	54,7	100,0	
San Juan 003			19,4	1,8	45,5	23,8	16,8	86,1	3,5	20,3	3,3	0,0	0,0				10,4		
San Juan 002	H6	W3	19,44	1,6946	17,2	15,0	10,6	42,8	0,0	10,6	37,0	5,4	2,6	-	12,3	57,3	57,3	100,1	
San Juan 005			37,8	16,9	26,0	16,2	15,0		3,4		8,9	5,0	3,5				39,4		
San Juan 004	L5	W2	>33,6		45,5	23,8	16,8	86,1	3,5	20,3	3,3	-	-	-	7,1	10,4	10,4	100,0	
relative area (A): ± 3 %																			

Las áreas espectrales relativas de los componentes con Fe^{3+} en su estructura indican que el nivel de oxidación que presentan los CO's de Atacama estudiados varía entre ~10% y ~74%, con promedio ~37%. Los rangos de oxidación por área son entre ~14% y ~74% para Pampa, ~10% y ~57% para San Juan y ~14% y ~48% para CO's de localidades únicas. El gráfico 4.16a muestra los diagramas de distribución acumulativos de estos porcentajes de oxidación (en intervalos de 5% de oxidación) diferenciados en sus distintas localidades donde vemos que corresponde a un histograma bimodal, que aparece como la mezcla de dos distribuciones normales, con máximo a los 20% de oxidación y a los ~50-55%. Al separar los datos por las localidades Pampa de Mejillones y San Juan, vemos que este patrón se repite, más sutilmente en Pampa de Mejillones (primer máximo a los 20% oxidación, segundo y más importante a los 50%) y bien desarrollado en San Juan (primer máximo a los 25% oxidación, segundo y más importante a los 55%). Este patrón bimodal es indicativo de la existencia de dos poblaciones distintas tanto en San Juan como en Pampa de Mejillones. Veremos una posible explicación a este patrón al final de este capítulo.

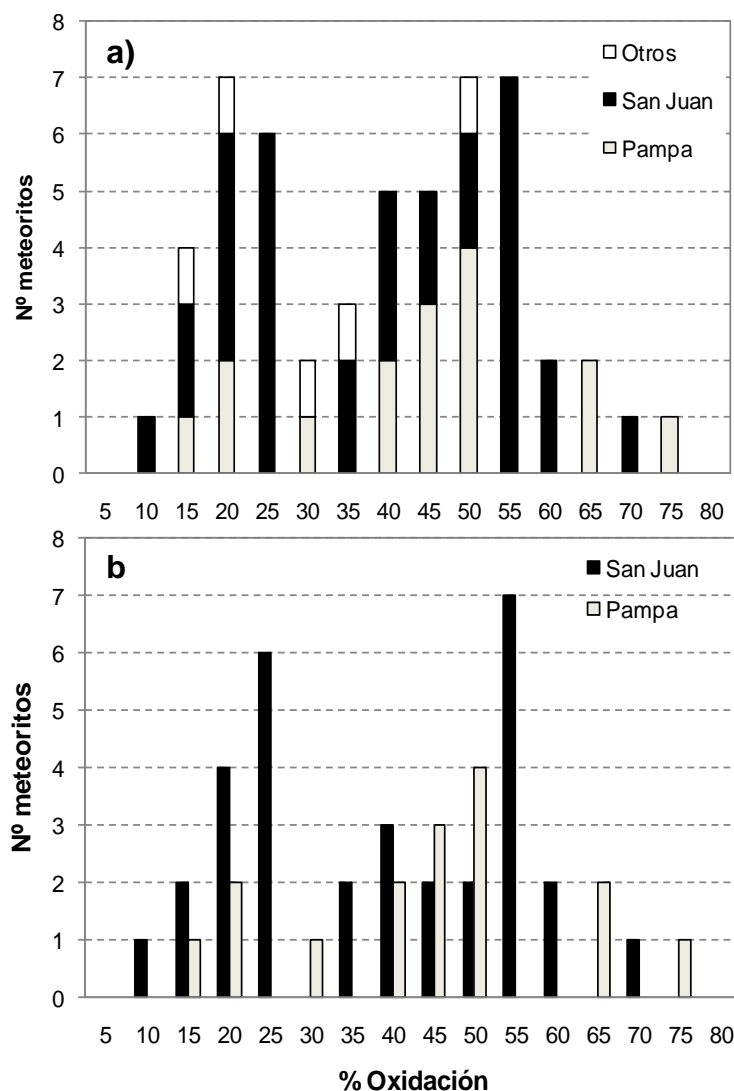


Figura 4.16. a) Diagrama de distribución acumulativo del porcentaje de oxidación deducido del contenido de Fe^{3+} de los espectros Mössbauer medidos en 53 CO's del desierto de Atacama diferenciados en sus distintas localidades, agrupados en intervalos de 5% de oxidación, que en b) se muestra la distribución separada para las localidades de Pampa de Mejillones y San Juan.

Comportamiento del grado de meteorización con la oxidación

Para visualizar mejor el comportamiento del grado de meteorización, que corresponde a una estimación visual en una sección de la muestra, con respecto al parámetro cuantitativo de la muestra total que representa el porcentaje de oxidación obtenido con EM, veremos los rangos en que el porcentaje de oxidación, deducido del valor total de Fe^{3+} , aparece para cada grado de meteorización, por localidad, como vemos resumido en la tabla 4.5 y graficado en la figura 4.17.

Tabla 4.5. Rangos del porcentaje de oxidación obtenido por EM por grado de meteorización, por cada localidad.

Grado met.	Rango % oxidación (% Fe^{3+} tot)											
	Pampa				San Juan (N=32)				Otros			
	min	max	prom	sd	min	max	prom	sd	min	max	prom	sd
W0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
W1	19	-	-	-	15	53	35	16	14	28	20	7
W2	14	26	20	8	10	68	36	17	-	-	-	-
W3	18	63	43	14	16	51	38	17	48	-	-	-
W4	39	74	55	14	20	-	-	-	33	-	-	-
W5	43	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
W6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

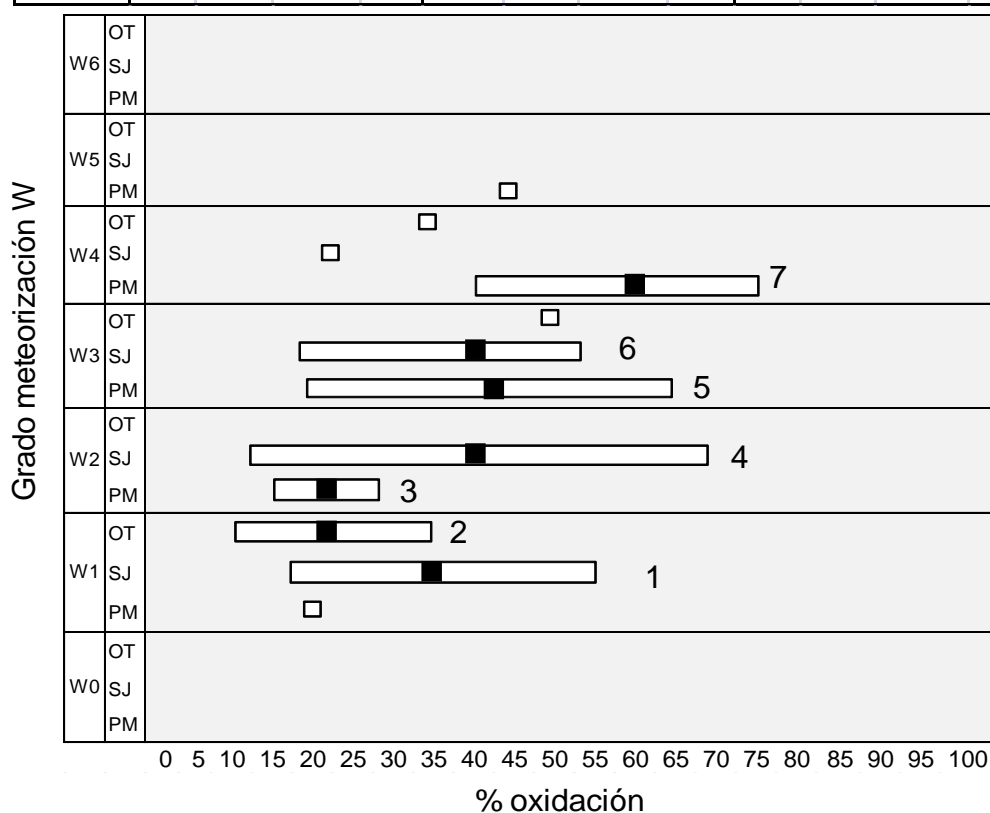


Figura 4.17. Rango % Oxidación versus W para distintas localidades (Pampa Mejillones: PM, San Juan: SJ; otras localidades: OT). N°s 1-7 indican los rangos principales. Cuadrados negros corresponden al promedio.

De la figura 4.17 podemos observar que si bien hay una tendencia general a que con el aumento del grado de meteorización el rango de porcentajes de oxidación deducido de EM se desplace hacia valores máximos más altos de este porcentaje, hay rangos en los que parecieran mantenerse relativamente similares a pesar de corresponder a grados de meteorización distintos, como el caso del rango 1 para San Juan en el grado W1 y el rango 6 de la misma localidad en el grado W3. Los rangos más amplios se experimentan en W2 para las muestras de San Juan y en W3 para las de Pampa de Mejillones.

En el capítulo de discusiones retomaremos este gráfico para ver las limitaciones de la clasificación por grado de meteorización definido por Wlotzka (1993).

Comportamiento de los minerales primarios con la oxidación

La gráfica del porcentaje de oxidación versus diferentes minerales nos da información sobre qué fases son las que aportan mayormente a la oxidación de los CO's. De las figuras 4.18 y 4.20 se deduce que tanto las fases de silicatos (olivino + piroxeno) como las opacas (Fe-Ni + troilita) son afectadas indistintamente por la meteorización, respectivamente.

La figura 4.19 muestra que olivinos y piroxenos son susceptibles de ser meteorizados. La razón olivinos/ (olivinos + piroxenos) varía entre 0,50 y 0,75 para el conjunto de muestras. La tendencia en el caso de las muestras de Pampa de Mejillones para este valor es que se mantiene constante al aumentar el % de oxidación, en el valor ~0,6, demostrando que no hay una meteorización preferencial entre ambas fases. A diferencia de este comportamiento, observamos que tanto los CO's L-LL como los H de San Juan muestran que esta razón decae con el aumento de la oxidación, lo que indica una meteorización preferencial de olivinos con respecto a los piroxenos para estas muestras al avanzar la meteorización.

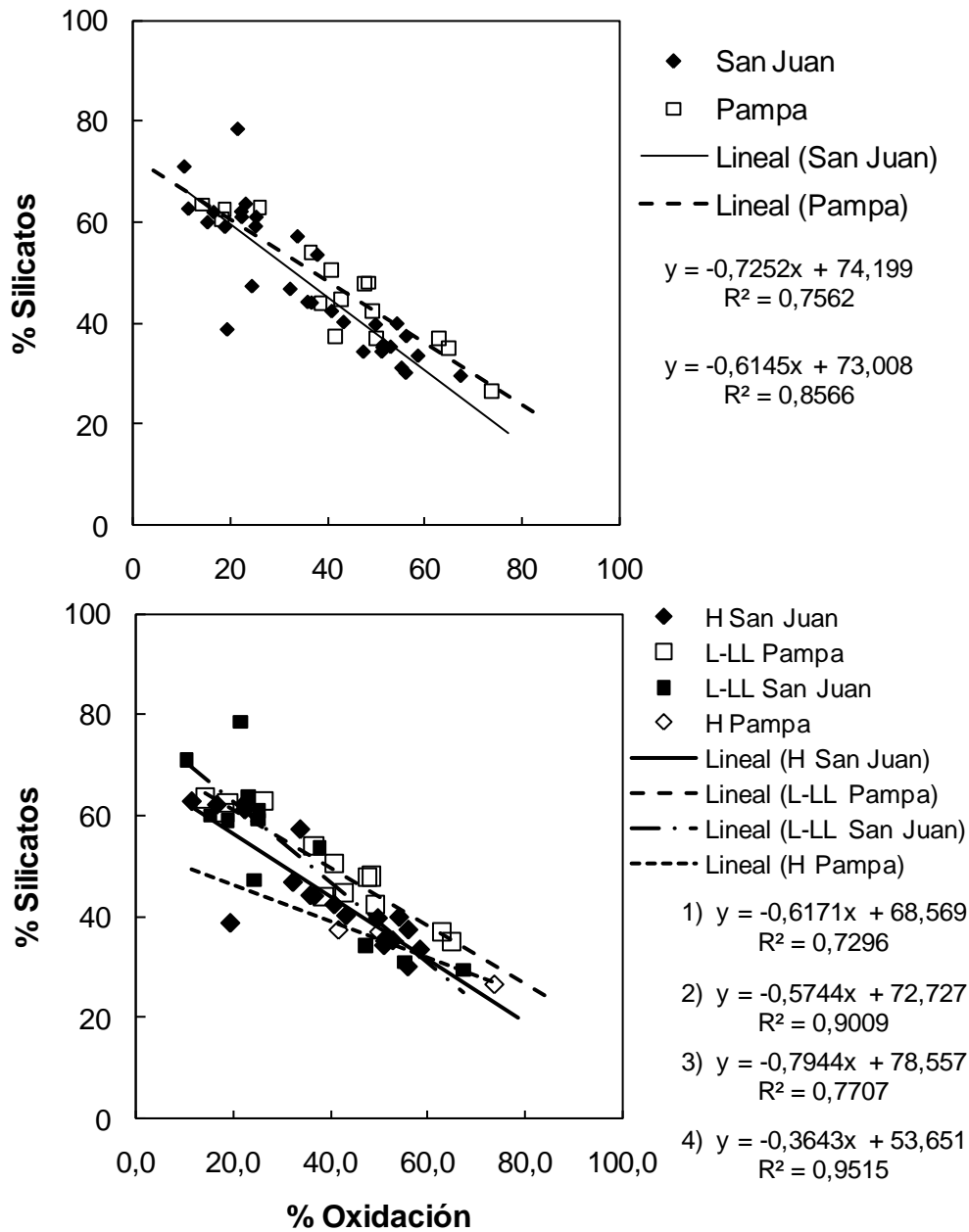


Figura 4.18. a) Porcentaje de oxidación versus porcentaje de silicatos obtenidos de la suma de las áreas del EM asociado a olivinos y piroxenos separados por localidades y b) por localidades y grupo químico.

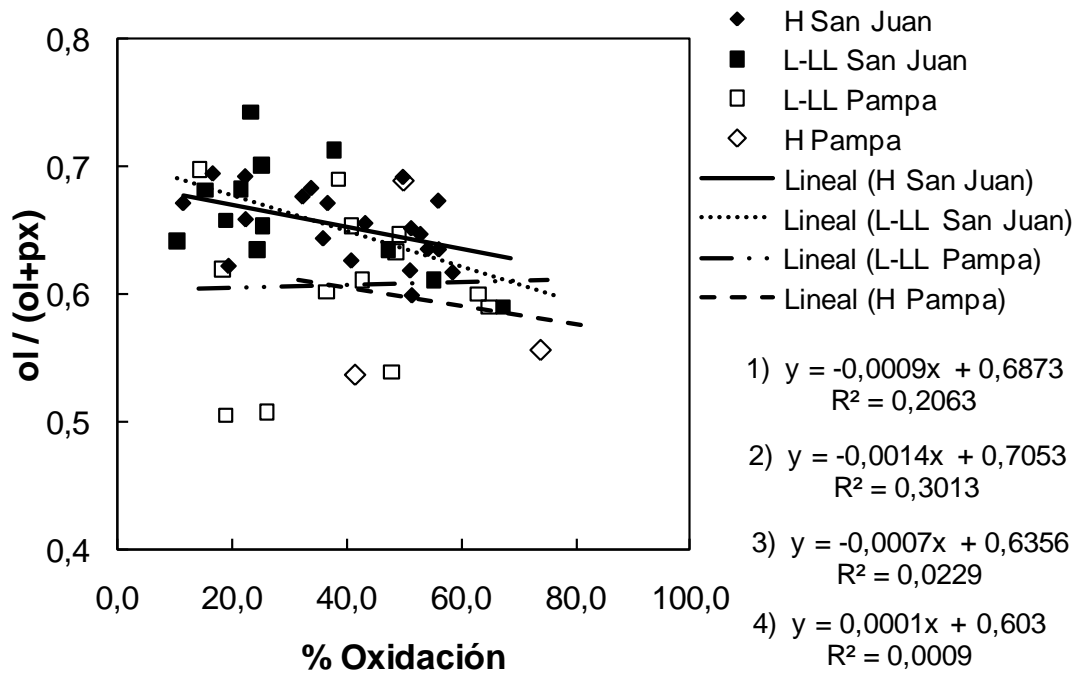


Figura 4.19. Porcentaje de oxidación versus la razón entre el olivino y el total de silicatos ferromagnesianos, que permite ver si existe meteorización preferencial de una fase frente a otra.

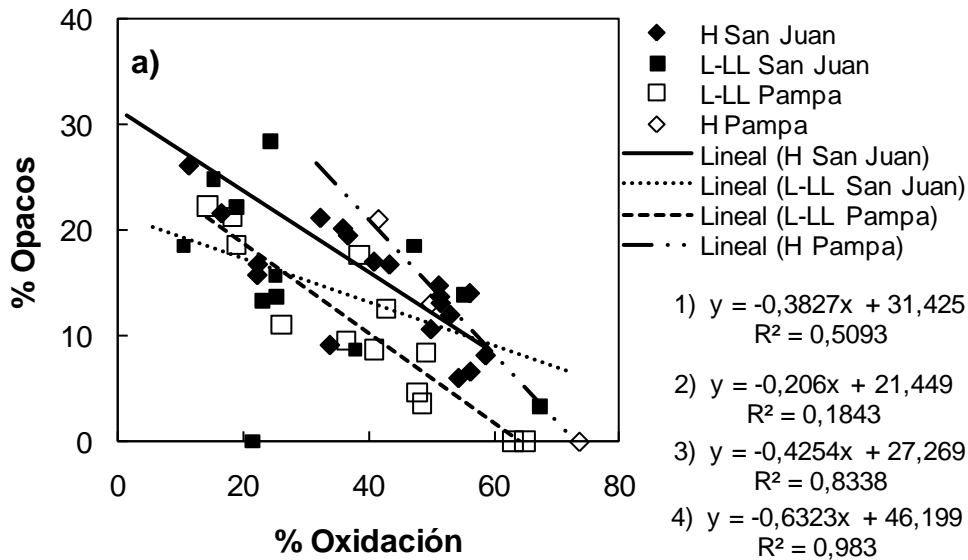


Figura 4.20. Porcentaje de oxidación total versus porcentaje de opacos obtenidos de la suma de las áreas del EM asociado a Fe-Ni y troilita.

Para los opacos se observa mucha dispersión en los datos para el Fe-Ni, principalmente en los grupos L-LL, con valores entre 0 y > 10 % Fe-Ni (valores anómalos) para % de oxidación en el rango 10% - 60%, mientras que los H muestran una tendencia inversamente proporcional entre % oxidación y % de Fe-Ni (fig. 4.21).

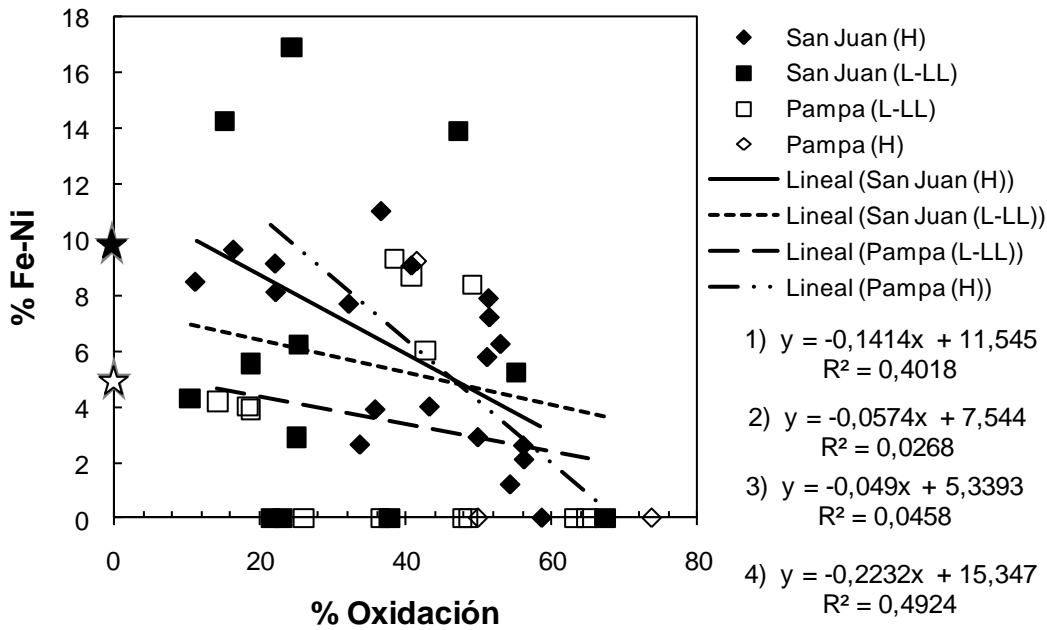


Fig. 4.21. Porcentajes de oxidación total versus porcentaje de Fe-Ni para cada área de acumulación y tipo de CO. Flechas muestran posibles tendencias de oxidación para cada grupo. Estrella marca el valor promedio esperado de la fase para CO's H (en negro) y L-LL (en blanco) según Hutchison (2004).

La troilita presenta mejor correlación en el grupo L-LL de Pampa, y en menor grado el grupo H de San Juan y L-LL de San Juan, sin embargo, los porcentajes son anómalamente altos para todo el conjunto de datos (fig. 4.22).

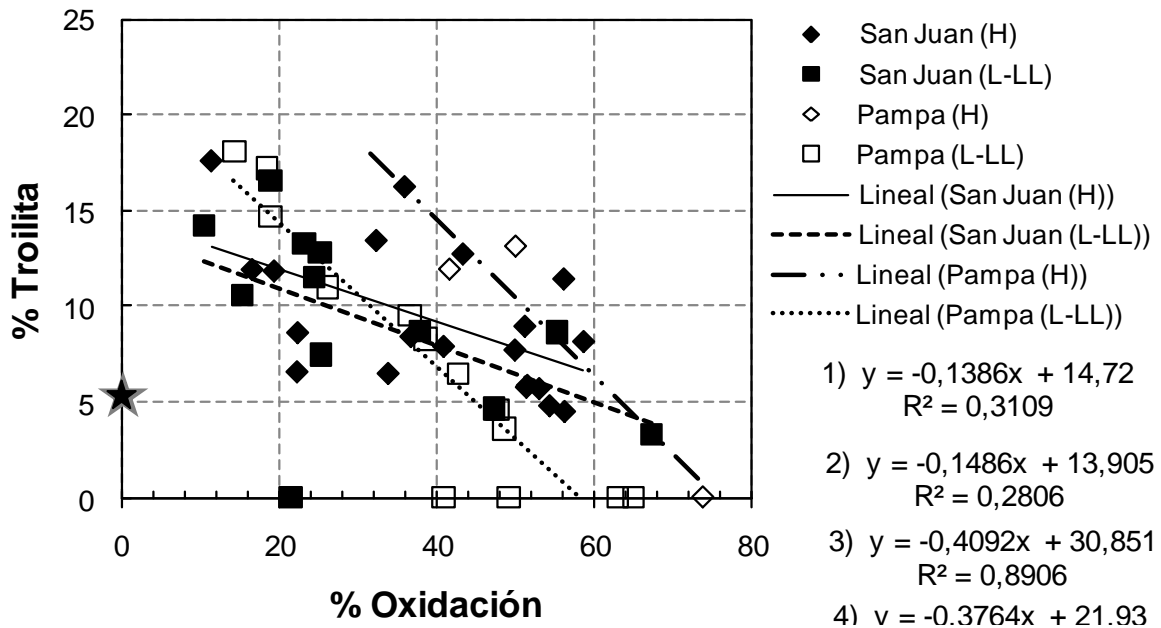


Figura 4.22. Porcentajes de oxidación total versus porcentaje de troilita para cada área de acumulación y tipo de CO. Grafico incluyen los datos provenientes de Munayco et al. (2010).

4.3.3. Edades terrestres y meteorización

Al igual que en el capítulo precedente, integraremos la información de edades terrestres a los datos entregados en este capítulo a fin de ver la evolución de estos parámetros en el tiempo. Las edades consideradas en este segmento son las que tenían además mediciones de la oxidación deducidos de EM, por lo que el grupo de datos considerados es para un total de 44 CO's, 23 de la localidad de San Juan, 16 de la Pampa de Mejillones y 5 de las localidades únicas.

La gráfica de porcentaje de oxidación versus las edades terrestres es una potente herramienta para observar la evolución de la meteorización de estas muestras en el tiempo. Nos permite ver el comportamiento general para Atacama, pero además diferenciar el comportamiento en los lugares de acumulación de meteoritos principales: San Juan y Pampa de Mejillones, y deducir tasas de meteorización para ambos sectores.

La figura 4.23 muestra la relación entre el porcentaje de oxidación y las edades terrestres de todo el conjunto de muestras, diferenciadas por grupo químico y por localidad. Las barras de error verticales, asociadas a las mediciones del % de Fe^{3+} a través de EM son de un 3% para todas ellas, por lo que no se graficaron a fin de despejar la visión de otros elementos importantes del gráfico. Los rangos de errores asociados a las edades terrestres van desde 1,3 ka, el mínimo para el método, a grandes errores de hasta 10,2 ka, en la medida que las edades se hacen más antiguas y se acercan al valor límite del método (~40 ka).

Una primera inspección al total de las muestras graficadas no nos permite identificar patrones claros de correlación entre ambas variables, pero si se observa al menos 2 grupos de muestras con comportamientos diferenciados, uno con porcentajes de oxidación < 40% (en el rango de edades $1,2 \pm 1,3$ ka y $>34,3$ ka) y otro con valores >40% desde $0 \pm 1,3$ ka a $39,8 \pm 10,3$ ka), que se señalan con óvalos rojos en la figura 4.23.

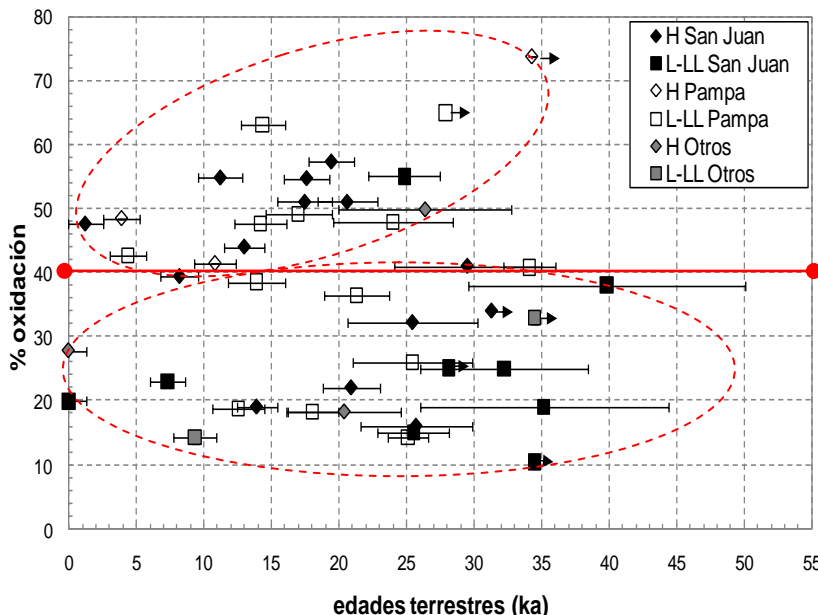


Figura 4.23. Porcentaje de oxidación versus edad terrestre para los CO's de Atacama, diferenciados por localidad y grupo químico. Se ven dos tendencias distintas para el límite de ~40% de oxidación, marcadas con óvalos rojos.

La figura 2.24a muestra la tendencia general que presentan los CO's de Atacama diferenciados por localidad al agrupar los datos en promedios por rangos de 5 ka. La figura 2.24b muestra la tendencia general de Atacama, de agrupar los CO's de todas las localidades en promedios para cada rango de 5 ka. Se reconocen 4 tendencias que definen distintas pendientes (α), asociadas a diferentes tasas de meteorización.

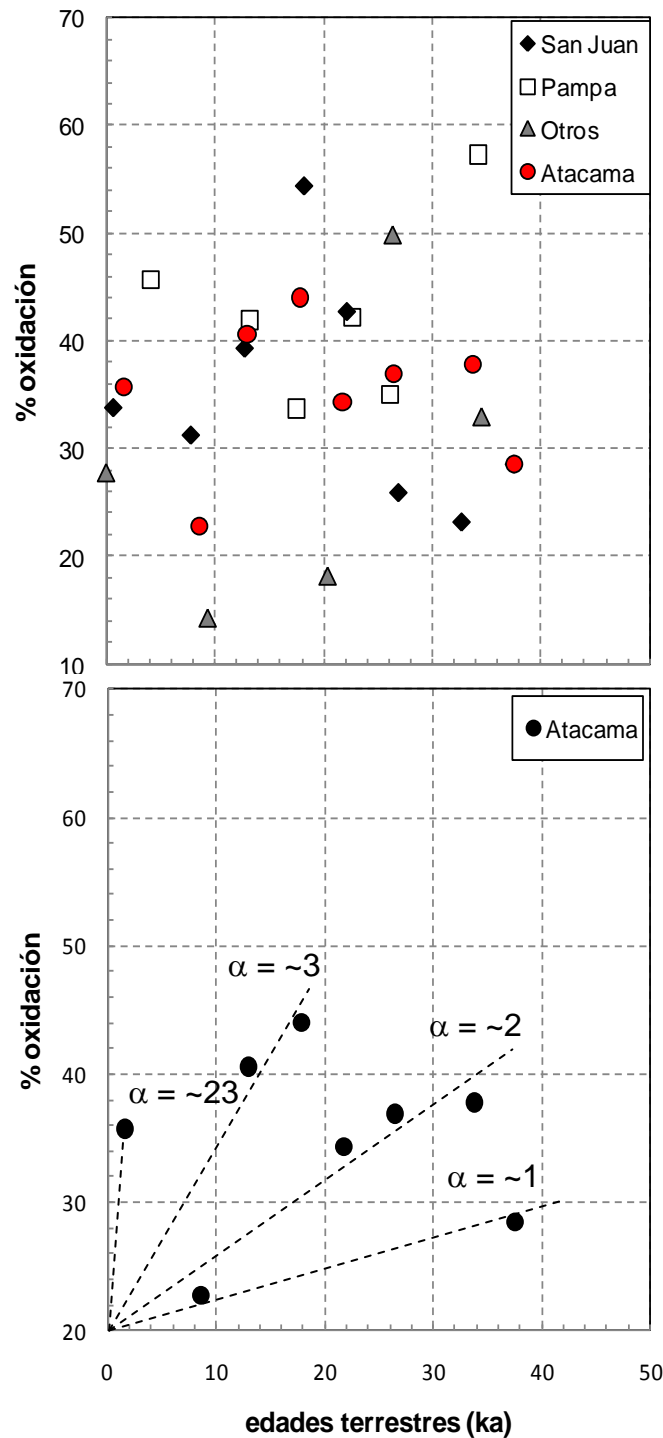


Figura 4.24. Edad terrestre versus oxidación para a) los CO's de Atacama, diferenciados por localidad y b) para todo Atacama, con las tasas de meteorización estimadas para cada grupo de muestras. Cada punto agrupa entre 2-3 datos que representan el promedio para el rango de 5 ka.

Si separamos la información por localidad y graficamos las líneas que unen los puntos de datos para cada uno de ellos, según su grupo, vemos que una tendencia se hace visible. En la figura 4.25 hemos eliminado la información de los meteoritos provenientes de otras localidades, para visualizar mejor los comportamientos exhibidos en San Juan y Pampa de Mejillones: patrones ziz-zag dados por muestras con porcentajes de oxidación >40% seguidas consecutivamente en el tiempo por muestras con porcentajes de oxidación <40%, patrón que se observa cíclico, con las limitaciones que puede implicar el número de muestras actualmente con edades terrestres disponibles para analizar. La figura 4.26a y 4.26b separa la información para San Juan y Pampa de Mejillones respectivamente y caracteriza sus patrones.

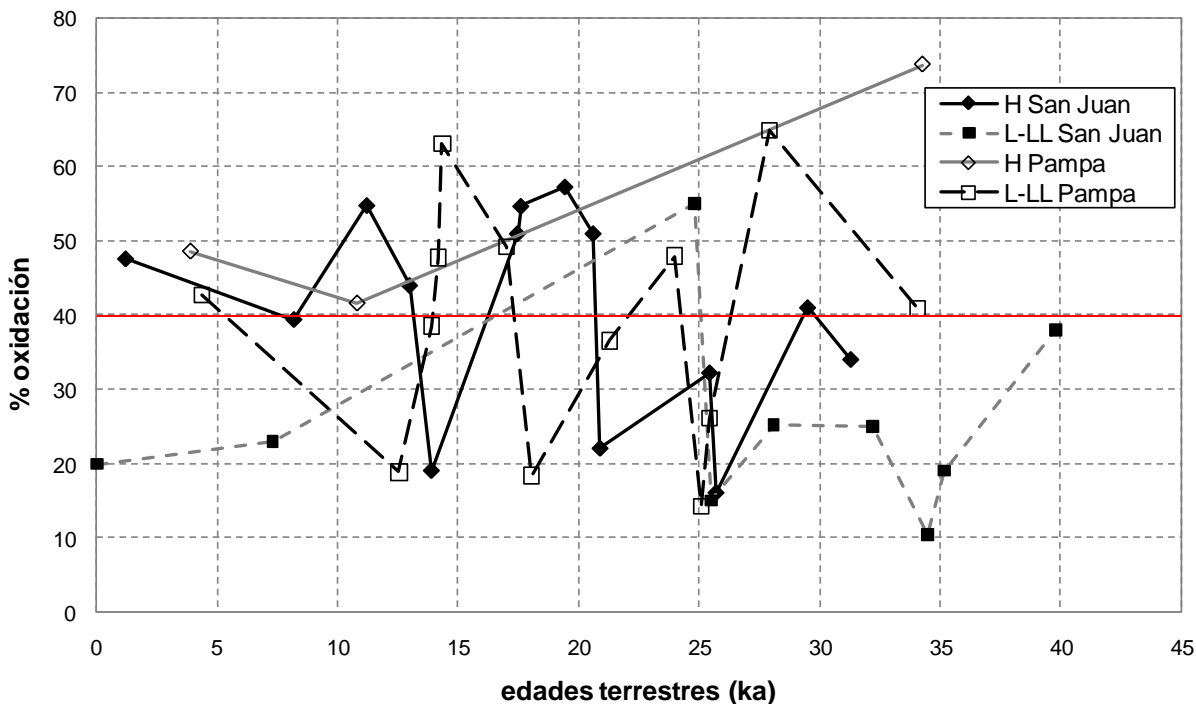


Figura 4.25. Porcentaje de oxidación versus edad terrestre para los CO's San Juan y Pampa de Mejillones, diferenciados por grupo químico, graficando líneas que unen los puntos de datos consecutivos que revelan patrones zigzagueantes para el grupo H de San Juan y el grupo L-LL en Pampa de Mejillones.

Por el número de muestras actualmente analizadas por EM y edades terrestres, los grupos con mayor representatividad corresponden al grupo H de San Juan, en primer lugar, luego el grupo L-LL de Pampa de Mejillones, luego el grupo L-LL de San Juan. Tanto el grupo H de Pampa de Mejillones, como los meteoritos de localidades únicas, tienen muy pocas muestras, por lo que no son representativos. De la figura 4.22 se puede deducir que en Pampa debíamos esperar más CO's tipo H en el rango de edades 10 – 30 ka, al igual que más L-LL en San Juan, en el rango ~8 – ~20 ka, según sus patrones.

Una importante observación es la no coincidencia del patrón de comportamiento entre las muestras de Pampa de Mejillones y San Juan (en particular de sus poblaciones más representativas: H en San Juan y L-LL en Pampa). Ambos patrones coinciden en ser zigzagueantes, con máximos de alta oxidación seguidos por máximos

de baja oxidación, alternados en el tiempo, sin embargo hay un desfase en las edades de los máximos de valores altos y valores bajos para cada localidad.

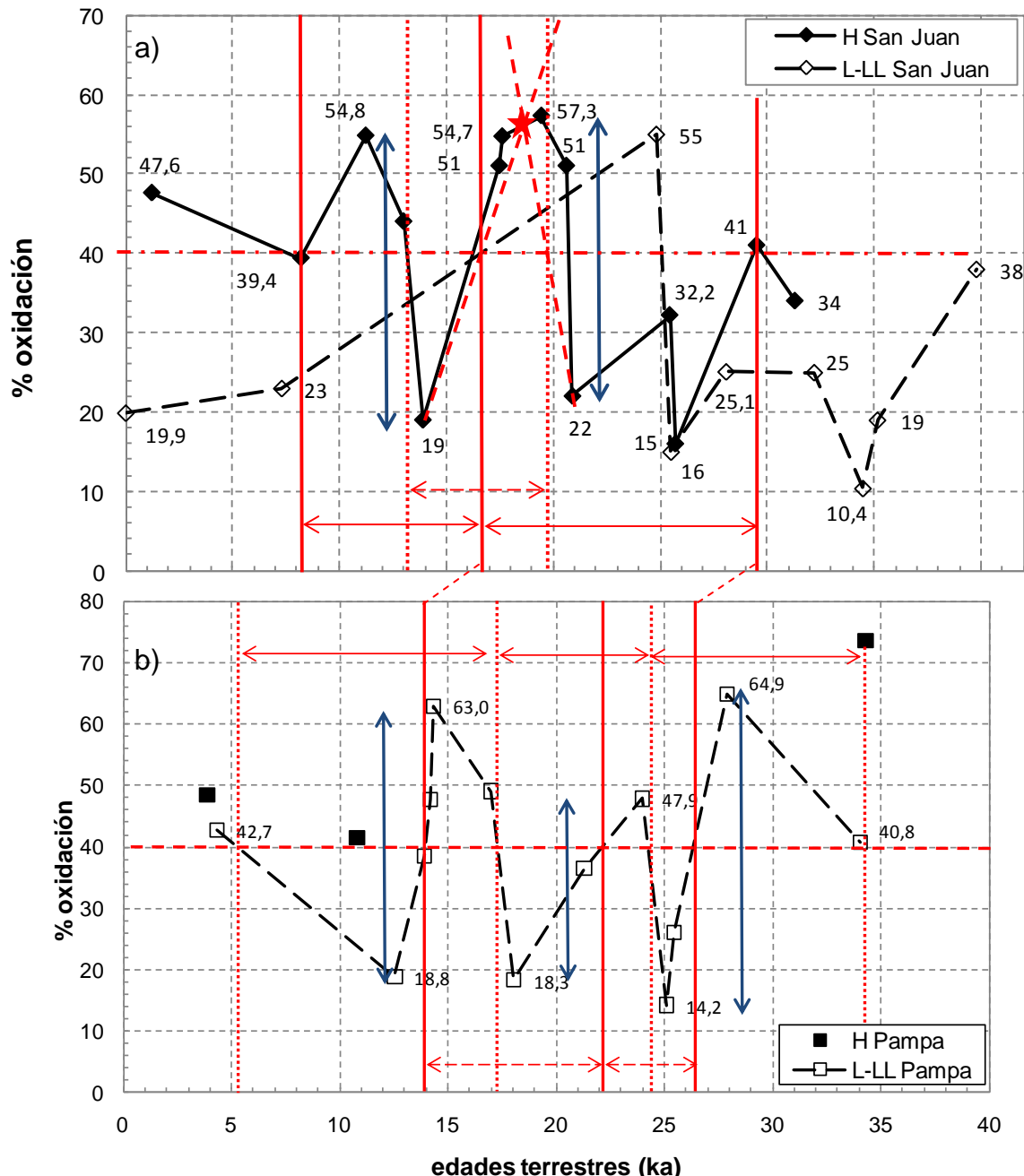


Figura 4.26. Porcentaje de oxidación versus edad terrestre para los CO's de a) San Juan, y b) Pampa de Mejillones, diferenciados por grupo químico. Se incluye información para caracterizar periodicidad de los patrones observados (explicación en el texto): líneas rojas (sólidas y punteadas) indican rangos de los posibles periodos (inicio de incremento de oxidación desde valor umbral 40%, o disminución respectivamente); flechas rojas muestran rango de esos periodos; flechas azules muestran la amplitud (A) en los periodos así definidos. Estrella roja en (a) corresponde al valor promedio para los cuatro valores de datos aledaños y las líneas rojas que lo cruzan, son las rectas que definen con respecto al valor precedente y posterior. Entre ambas figuras se unieron los inicios de los periodos de aumento de la oxidación del periodo 1 en San Juan con el periodo 1 de Pampa, y el fin del periodo 2 en San Juan con el fin del periodo 2 en Pampa de Mejillones.

Otra observación es que para una edad terrestre dada, tanto en San Juan como en Pampa de Mejillones los CO's del grupo H tienden a tener mayores porcentajes de oxidación que los del grupo L-LL (con la limitación de tener muy pocas muestras tipo H en Pampa como para generalizar). La excepción que vemos en San Juan a los ~25 ka y oxidación ~55% con un CO' tipo L, corresponde a la muestra San Juan 001, que no pertenece al *strewnfield* de la mayoría de las muestras, como vimos en el capítulo 2.

La tabla 4.6 muestra los parámetros de caracterización de periodos estimados a partir de los patrones zigzagueantes de oxidación-edad terrestre presentes en las muestras de CO's de San Juan y Pampa de Mejillones (fig. 4.26a y b). Los periodos 1, 2 y 3 de Pampa de Mejillones y 1 de San Juan corresponden a periodos que inician y terminan con el incremento del porcentaje de oxidación, con respecto al valor de 40% de oxidación que define el cambio de tendencia. Los periodos 1' y 2' de Pampa de Mejillones y San Juan, fueron estimados considerando como valores iniciales y finales los puntos en que el porcentaje comienza a disminuir desde el valor de referencia elegido, de 40% oxidación. Notar que la duración del periodo 2' en San Juan, de aproximadamente 12,6 ka, es del orden de la suma de los dos periodos 1' y 2' definidos en Pampa de Mejillones, pero que sucede con un desfase de ~3 ka, que inician antes el comienzo del aumento de los porcentajes de oxidación para ese tramo. En el capítulo de discusiones retomaremos estas observaciones y las someteremos a análisis con respecto a la información paleoclimática que se tiene para esas zonas.

Tabla 4.6. Parámetros de los periodos estimados a partir de los patrones zigzagueantes de oxidación-edad terrestre presentes en muestras de CO's de San Juan y Pampa de Mejillones.

Localidad	Nº Periodo	Rango (ka)	Duración (ka)	<periodo> ka	Amplitud (A)	A Media	<A> periodos	sd
Pampa Mejillones	1	5,1 - 17,1	12,0	9,7	44,2	22,1	41,5	10,8
	2	17,1 - 24,1	7,0		29,6	14,8		
	3	24,1 - 34,1	10,0		50,7	25,4		
	1'	14 - 22,1	8,1	6,2	44,7	22,4	39,2	7,8
	2'	22,1 - 26,4	4,3	33,7	16,9			
San Juan	1'	8,1 - 16,9	8,8	9,4	35,8	17,9	33,9	2,2
	2'	16,9 - 29,5	12,6	31,5	15,8			
	1	13,1 - 19,8	6,7	6,7	34,5	17,3	34,5	

Nuevamente observamos la existencia de dos poblaciones de muestras, como vimos anteriormente. Una opción podría corresponder a la respuesta a diferentes condiciones ambientales que habrían propiciado que mientras en una zona se experimentan condiciones de aridez, en la otra se experimenten condiciones de mayor humedad, como fue referido para los meteoritos del desierto de Nullarbor, Australia, por Bland et al. (1998).

La otra opción podría corresponder a una variable interna propia de las muestras, lo cual someteremos a prueba buscando algún parámetro que permita esclarecer esta tendencia.

Análisis del estado de choque en la relación de la oxidación en el tiempo

Como vimos anteriormente, el estado de choque puede definir un grado de porosidad inicial en los meteoritos que los harán más o menos susceptibles a meteorizarse en las fases iniciales, más intensas. Nuestros resultados en general indican grados medios de meteorización para los estados más bajos de choque, y grados menores de meteorización para los estados más altos de choque.

Ahora veremos en el gráfico de % de oxidación versus edad terrestre la distribución de estados de choque de las muestras, diferenciándoles en CO's menores a 35% oxidación y mayores a ese límite para la población de San Juan (fig. 4.27a) y menores y mayores a 40% oxidación para la población de Pampa de Mejillones (fig. 4.27b)

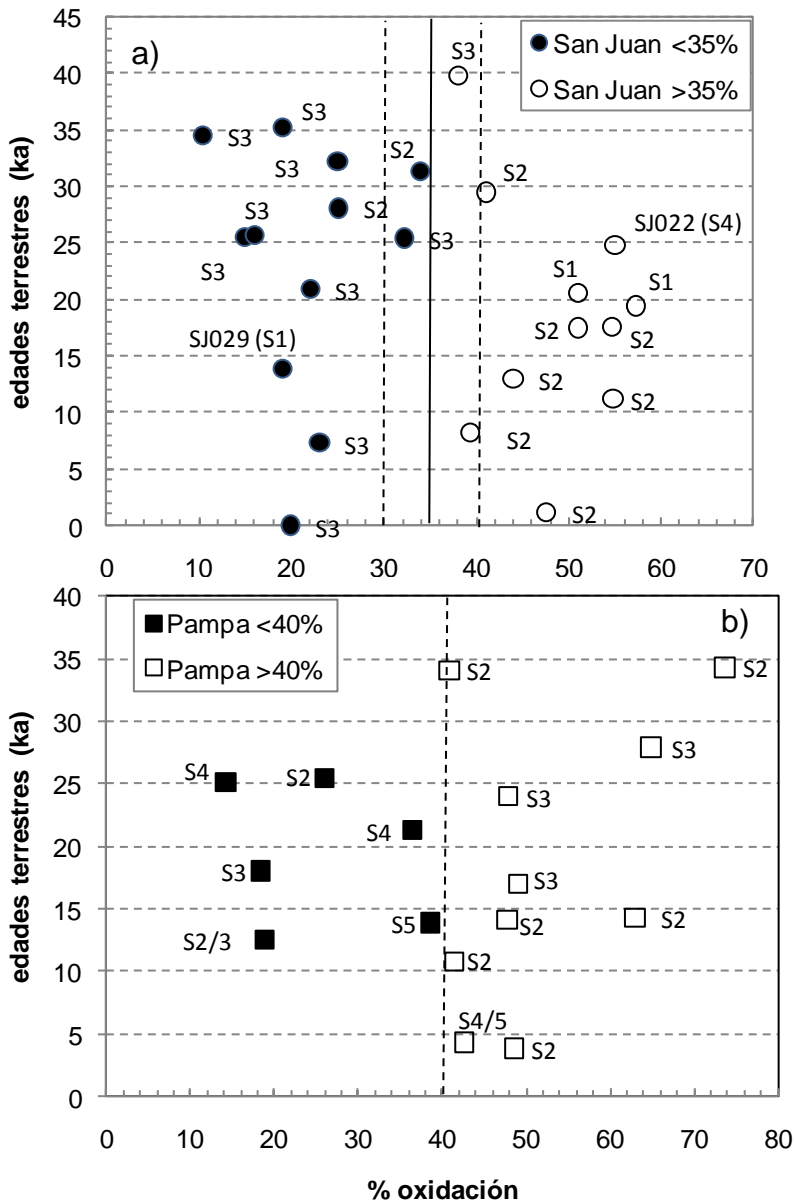


Figura 4.27. Porcentaje de oxidación versus edad terrestre para los CO's a) San Juan y b) Pampa de Mejillones, diferenciados por porcentaje umbral de oxidación, 35% para San Juan y 40% para Pampa de Mejillones.

Vemos claramente para San Juan una correlación entre las muestras < 35% con el grado de choque, el cual predominantemente es S3, mientras que para la población de CO's que exhiben porcentajes de oxidación >35%, el estado de choque predominante es el S2. Esto no ocurre en la población de Pampa de Mejillones, aunque la población de muestras <40% oxidación es principalmente de estados de choque S3-S4, mientras que los >40% oxidación, son predominantemente S2-S3. Los datos en Pampa de Mejillones no son concluyentes debido a la poca cantidad de muestras, por lo que analizaremos con más detalle la población de San Juan a continuación. Las diferencias en estos patrones por localidad las retomaremos en el capítulo de discusiones.

Al graficar ahora las edades terrestres versus la oxidación, como en las figuras 4.24, 4.25 y 4.26, pero separando las muestras de San Juan en 3 grupos <30%, entre 30% y 40% (que corresponde al rango de oxidación en que también se traslapan las distribuciones normales en el histograma bimodal de frecuencia de oxidación presentado en la fig. 4.16) y >40% de oxidación (fig 4.28), vemos que el grupo con estados de choque más bajo (S1 y S2) siguen una tendencia que aumenta el % de oxidación al aumentar su edad terrestre, mientras que las muestras con estado de choque predominantemente S3 tienen un comportamiento más bien constante del % de oxidación en el tiempo (con algunas excepciones con estado de choque S2 y una S1).

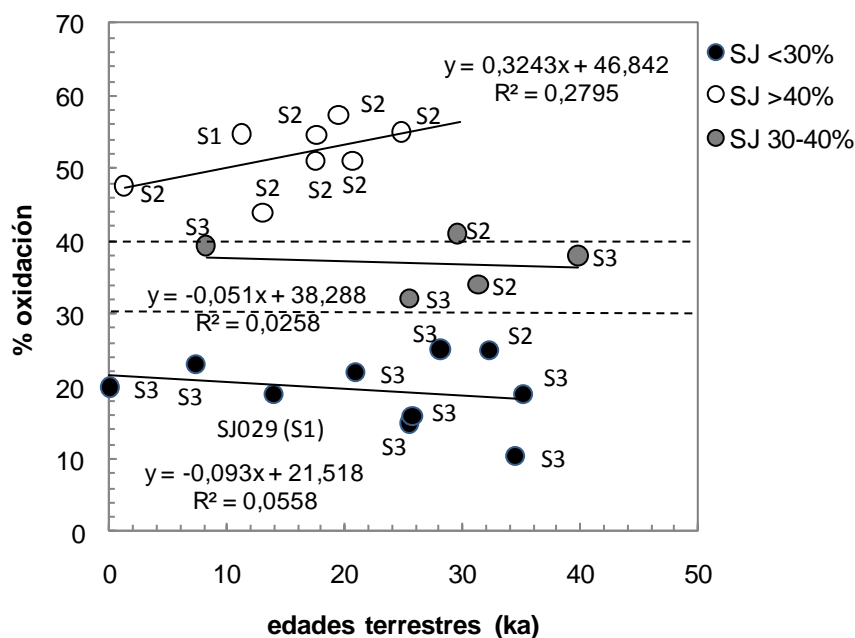


Figura 4.28. Edades terrestres versus % de oxidación para los CO's de San Juan diferenciados por porcentajes de oxidación, <30%, entre 30% y 40% y >40% de oxidación.

Vemos de esta manera, que la distribución parece ser el reflejo de las condiciones iniciales de los meteoritos más que la de las condiciones ambientales al momento de la caída. En el capítulo de discusiones nos referiremos a ambas variables como modeladoras de esta distribución con mayor profundidad.

Resumen capítulo IV

El resumen de la mineralogía encontrada por este método es comparada con los resultados obtenidos por técnicas complementarias como lo son Mössbauer y DRX en la tabla 4.7. Se presentan los promedios (sólo para las cuatro fases más importantes: olivinos, piroxenos, Fe-Ni y troilita) y rangos entre los cuales fueron encontrados en el conjunto de muestras y comparados con los valores estándar de los mismos grupos presentados en la compilación de petrología y geoquímica de Hutchison (2004).

Tabla 4.7. Rangos de porcentajes en los que fueron encontrados los minerales primarios en los condritos ordinarios equilibrados del desierto de Atacama, según diferentes métodos. En paréntesis el promedio para olivinos, piroxenos, Fe-Ni y troilita obtenido por los diferentes métodos.

Minerales	CONDRIOS ORDINARIOS (Hutchison, 2004)			RANGOS CONDRIOS ORDINARIOS ATACAMA								
				ESTIMACIÓN VISUAL			ESP. MÖSSBAUER			DIFRACCION RX		
	H	L	LL	H	L	LL	H	L	LL	H	L	LL
Olivino	~38	~48	~58	~40-50	~40-50	~40-50	~15-32	~21-46	~32-52	~27-46	~33-55	~47-51
				<41>	<46>	<45>	<24>	<30>	<39>	<37>	<43>	<49>
Piroxeno (Ca-poor)	~28	~24	~16	~30-35	~30-45	~30-40	~10-17	~14-24	~28-31	~31-37	~24-37	~27-35
				<31>	<34>	<35>	<14>	<19>	<30>	<34>	<30>	<31>
Diop/Augita	~6	~6	~6	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Feldespato	~10	~10	~10	<1-2	<1-2	<1-3	-	-	-	~6-17	~3-20	~13-16
Cromita	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Fosfatos	<1	<1	<1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe-Ni	~10	<5	~2	~4-10	~2-5	~2-6	~2-12	~4-9	~4	~0-0,3	~0-0,2	~0-0,5
				<7>	<3>	<4>	<5>	<7>	<4>	<0,1>	<0,02>	<0,2>
Troilita	~5	~5	~5	~3-7	~2-5	~3-5	~5-15	~4-19	~11-15	~0-3	~0-3	~1,3-1,8
				<5>	<4>	<4>	<11>	<11>	<13>	<2>	<1>	<1,5>

Podemos ver que aunque tanto la EM como la DRX son buenos para la identificación de fases minerales, el aspecto cuantitativo se ve restringido especialmente para la DRX para las fases como el Fe-Ni y troilita, que son más densas y tienden a segregarse en las muestras de polvo, y en la EM hay sobreestimación de la troilita principalmente, sin embargo, la cuantificación del Fe³⁺, que mide el porcentaje de oxidación total de la muestra, sí es un parámetro mejor ajustado por esta técnica.

Los principales dominios de meteorización corresponden a A) venillas tanto asociadas a choque como a las desarrolladas posteriormente a la llegada del meteorito a la Tierra, por el relleno de porosidad primaria en fracturas preexistentes; B) halos alrededor de granos de Fe-Ni; C) alteración intramineral principalmente en la troilita. Los productos de meteorización deducidos del análisis de EDS a escala micrométrica muestra oxi-hidróxidos de Fe-Ni con contenidos variables de Si y Cl en los halos de granos de Fe-Ni, mientras que los productos asociados a la meteorización de la troilita

poseen también contenidos variables de Si y S (con S mucho menor al de la troilita, indicando la posible eliminación del S del sistema).

Existe una tendencia a que meteoritos con estados de choque más bajos (S1-S2) tengan mayor grado de meteorización y de oxidación que los que poseen estados de choque más altos (S3-S4). La tendencia es más clara en las muestras de San Juan que en las de Pampa de Mejillones, lo que puede estar influenciado por las condiciones climáticas. Esta observación se correlaciona con la porosidad de la información entregada en el capítulo anterior.

La evolución temporal de los patrones de comportamientos de variables como el grado de meteorización y % de oxidación no muestran una correlación clara. Solo el comportamiento general de dos poblaciones de muestras, una con altos grados de oxidación independiente del tiempo, y otra con bajos niveles de meteorización independientes del tiempo. Esto tendría relación con la porosidad inicial de las muestras, las cuales estarían determinadas en gran parte por su grado de choque.

Las especies minerales que aparecen tanto en Pampa de Mejillones (PM) como en San Juan (SJ) como productos de meteorización son la goethita (PM [0-40%], <20%>; SJ [0-40%], <13%>), hematita (PM [0-18%], <7%>; SJ [0-6%], <1%>), magnetita (PM [0-20%], <6%>; SJ [0-23%], <5%>), posible maghemita (PM [0%]; SJ [0-5%], <2%>), y akaganeita (PM [10-27%], <14%>; SJ [7-22%], <14%>), deducidos de los espectros Mössbauer a temperatura ambiente y baja temperatura. De los análisis semicuantitativos efectuados puntualmente en minerales a través de EDS, pudimos identificar que los minerales de reemplazo del Fe-Ni poseían Fe, Ni, O, Cl y otros elementos en trazas detectables como Si, Mg y/o S, dependiendo los minerales que se encuentren circundando. Como reemplazo de la troilita observamos una disminución abrupta del S en los productos de alteración o bien una disminución abrupta del Fe, así como la incorporación de Si en trazas.

CAPÍTULO V

CAPÍTULO 5. GEOQUÍMICA DE LOS CONDRIOS ORDINARIOS DEL DESIERTO DE ATACAMA

5.1. Introducción

Los meteoritos condriticos han sido considerados como los materiales que mejor representan la composición promedio de la parte no volátil de la materia solar. Esto es válido principalmente para los elementos litófilos más abundantes, sin embargo existen marcadas diferencias para muchos elementos menores y traza entre las diferentes clases de condritos. Entre éstas, las abundancias en los condritos carbonáceos (CC's) son las que más se corresponden con las abundancias solares, y dentro de éstos, los condritos carbonáceos tipo I (C1) corresponderían al material menos diferenciado y con las composiciones más semejante a la fotosfera solar, y por consiguiente, a la nebulosa primordial (valores de sus elementos en tabla II.2, Anexo II).

El presente capítulo entrega los resultados obtenidos de los análisis químicos llevados a cabo en los condritos ordinarios (CO's) encontrados en diferentes sectores dentro del desierto de Atacama. Es una caracterización general, de mediciones realizadas en muestra total, por lo que entrega información basal del estado de todo el grupo de muestras medido. La primera parte analiza la información que se puede deducir de las concentraciones de elementos mayores para el grupo de datos (CO's de Atacama y diferenciados por sus grupos químicos y por localidad), así como de las razones de algunos elementos útiles para la discriminación de los diferentes grupos químicos dentro de los condritos, como Fe/Si, Mg/Si y Al/Si, y de razones que nos dan información acerca del estado de oxidación de las muestras, como Ni/Mg y Fe/Mg. Lamentablemente no fue posible medir el azufre (S) en las muestras.

La segunda parte presenta los resultados obtenidos para los elementos traza y tierras raras, los cuales fueron usados para conocer el patrón de comportamiento de estos elementos a fin de dilucidar los efectos de la meteorización de las muestras en la pérdida o ganancia de éstos, para lo cual se comparan sus variaciones de abundancia con los valores representativos de CO's y CC's (Wasson y Kallemeyn, 1988; Jarosewich, 1990), tanto caídos (sin efectos de meteorización) como encontrados (con efectos de meteorización).

Complementaria a esta caracterización al final del capítulo se introduce la información derivada de las edades terrestres para ver la evolución de los efectos de la meteorización en la abundancia de elementos de las muestras de Atacama.

5.2. Química de Elementos Mayores, Menores y Trazas

5.2.1. Introducción

Los valores de los elementos mayores, menores y trazas de las muestras de CO's fueron obtenidos en diferentes etapas del estudio, en los laboratorios químicos de diferentes instituciones: Sernageomin (elementos mayores CO's principalmente de Pampa de Mejillones y otras localidades, más 2 donaciones del área de San Juan), Universidad de Chile (elementos mayores a CO's recolectados en San Juan (SJ): SJ 003, SJ 004, SJ 006, SJ 007, SJ 008, SJ 009 y SJ 011) y Universidad de Pisa, Italia (elementos traza y REE), en la medida que nuevas muestras se anexaban al total contemplado en el estudio. La tabla 5.1 muestra las abundancia de los elementos Si, Fe, Al, Mg, Mn, Ca, Na, K, P, Ti, Cr, Ni y Co expresados como cationes, así como también elementos trazas (Sc, Ba, Ce, V, Cu, Sr, Li, Be, Ga, Rb, Y, Zr, Nb, Cs, Hf, Ta, Tl, Pb, Th y U) y tierras raras (REE). Para esto se homogenizó la información proveniente de datos expresados en porcentaje de óxidos y se calculó su porcentaje en peso como cationes (tabla III.5, en Anexo III).

5.2.2. Resultados

5.2.2.1. Elementos Mayores

Los datos de la tabla 5.1 fueron normalizados usando los valores promedio para CO's tipo H, L o LL, según corresponden, tomados de Wasson y Kallemeyn (1988). Los valores normalizados fueron graficados en escala logarítmica tanto para CO's tipo H (figura 5.1a) y L/LL (figura 5.1b), que incluye el total de muestras consideradas en el estudio. La tabla 5.2 resume la información de valores mínimos y máximos de los enriquecimientos (destacados en rojo)/empobrecimientos (destacados en azul) de los elementos mayores para el grupo L-LL y H. La convención usada para hablar que un elemento presenta una anomalía es que el valor del elemento normalizado sea $< 0,75$ o $> 1,50$.

Se graficó además según criterio de localidad, para las áreas de Pampa de Mejillones (fig. 5.2a) y San Juan (fig.5.2b). De estos gráficos se puede observar claramente los elementos que están enriquecidos/empobrecidos con respecto a la media de su grupo en la mayoría de las muestras y los casos puntuales que corresponden a una anomalía para el set de datos.

Tabla 5.1. Abundancia de elementos químicos en CO's del desierto de Atacama, por localidad y grupo químico.

Equil. Ordinary Chondrites	Si	Fe	Mg	Mn	Al	Ca	Na	K	Ti	P	Ni	Cr	Co	Sc	Ba	Ce	V	Cu	Sr	Li	Be	Ga	Rb	Y	Zr	Nb	Cs	
Sample	%	%	%	%	%	%	%	ppm	ppm	ppm	%w	%w	%w	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	
Pampa Mejillones Area																												
La Yesera 001 (H6 W3)	15,39	21,78	12,34	0,23	1,05	1,07	**	**	302	1036	0,90	0,35	0,05	8,9	39	1,63	68	82	30,6	2,6	< 0,08	5,9	2,82	2,46	6,8	0,47	0,19	
Estación Imilac (H5 W1)	17,97	21,86	14,29	0,22	1,03	1,00	1,30	865	274	1181	1,63	0,34	0,08	9,6	9,8	1,03	68	85	11,8	1,8	< 0,08	7,1	3,32	2,18	5,2	0,45	0,24	
La Yesera 005 (H4/5 W5)	15,07	24,52	10,90	0,19	0,94	1,01	1,34	1104	239	1192	1,31	0,27	0,06	7,8	21,3	1,07	56	77	39	1,6	< 0,08	5,8	1,72	2,01	4,6	0,39	0,11	
Chile M1 (H5 W3)	15,82	21,77	12,57	0,20	0,97	0,97	1,30	780	267	1146	1,62	0,29	0,08	10,0	5,9	1,22	62	95	17,6	1,5	< 0,08	6,6	1,91	2,19	5,2	0,40	0,21	
<H> Wasson & Kallemeyn 1988	16,90	27,50	14,00	0,23	1,13	1,25	0,64	780	600	1080	1,60	0,37	0,08	7,9	4,2	0,83	74	82	10	1,7	0,051	6	2,9	2,2	6,3	0,36*	0,12	
Pampa A (L6 W2)	16,82	20,07	13,92	0,23	1,01	1,09	1,40	845	255	948	1,28	0,27	0,06	11,2	4,1	0,85	61	85	18,1	1,5	< 0,08	6,2	2,59	1,99	4,9	0,38	< 0,04	
Pampa B (L4/5 W3)	17,40	19,33	14,23	0,23	1,06	1,08	1,37	870	246	899	1,01	0,38	0,05	10,9	5,0	0,75	72	69	21,1	1,3	< 0,08	5,9	2,34	1,89	5,7	0,41	< 0,04	
Pampa C (L4 W4)	18,32	20,71	13,22	0,24	1,12	1,23	1,83	1136	270	1110	0,89	0,33	0,04	9,8	14,6	0,94	71	74	31,8	1,6	< 0,08	5,9	3,78	2,24	5,5	0,43	0,2	
Pampa D (L5 W2/3)	18,69	21,48	13,42	0,23	1,05	1,09	1,40	949	271	895	0,69	0,37	0,04	9,5	4,8	0,70	71	73	21,3	2,2	< 0,08	5,4	2,55	1,90	5,4	0,40	0,0	
Pampa G (L5 W3)	17,69	22,81	11,99	0,23	1,07	1,09	2,78	1232	279	1094	0,81	0,38	0,05	9,2	4,2	1,08	73	86	39	2,3	< 0,08	5,7	2,61	2,56	5,5	0,87	0	
La Yesera 003 (L5 W3)	17,99	20,16	10,67	0,21	1,13	1,29	1,40	950	277	935	0,64	0,38	0,03	9,4	5,3	0,88	81	78	26,1	<1	< 0,08	5,9	2,43	1,98	5,7	0,42	< 0,04	
La Yesera 004 (L5 W5)	18,54	20,89	14,62	0,23	1,02	1,04	2,07	960	259	921	0,97	0,37	0,05	10,4	5,1	0,82	72	71	11,3	1,6	< 0,08	6,0	2,90	2,18	5,8	0,41	< 0,04	
Chile M4 (L/LL6 W4/5)	17,61	19,39	12,69	0,24	1,08	1,08	1,81	1028	287	1023	0,87	0,36	0,05	9,8	8,3	0,97	76	76	23,6	1,6	< 0,08	6,2	2,43	2,18	5,6	0,43	< 0,04	
Chile M7 (L6 W4)	17,17	22,79	11,87	0,22	1,12	1,10	1,31	760	280	1161	0,76	0,39	0,04	9,5	6,6	1,13	78	88	42	3,3	< 0,08	5,8	1,26	2,49	5,7	0,43	0	
Chile M8 (L4 W4)	17,10	19,85	12,82	0,22	1,05	1,13	1,36	1014	262	1095	0,84	0,33	0,05	9,5	12,6	1,12	75	68	38	2,9	< 0,08	7,4	4,88	2,54	5,8	0,43	0,2	
Chile M9 (L6 W3)	18,46	19,79	14,22	0,23	1,07	0,99	1,33	825	263	970	0,98	0,27	0,05	9,7	7,5	0,82	61	61	12,4	1,2	< 0,08	5,7	2,62	2,14	5,0	0,36	< 0,04	
<L> Wasson & Kallemeyn 1988	18,50	21,50	14,90	0,26	1,22	1,31	0,70	830	630	950	1,20	0,39	0,06	8,6	3,7	0,9	77	90	11,1	1,8	0,043	5,7	3,1	2,1	5,9	0,39*	0,28	
La Yesera 002 (LL5 W2)	18,64	19,27	14,32	0,25	1,10	1,05	1,67	880	279	870	0,79	0,26	0,04	9,8	4,9	1,54	65	83	26,3	2,1	< 0,08	5,4	1,09	2,45	5,5	0,44	0	
La Yesera 009 (LL6/4 W2)	16,56	18,21	13,24	0,24	1,04	1,14	**	**	268	923	1,14	0,39	0,05	9,5	12,5	0,92	72	83	18,4	2,6	< 0,08	5,7	2,65	2,05	5,3	0,40	< 0,04	
<LL> Wasson & Kallemeyn 1988	18,90	18,50	15,30	0,26	1,19	1,30	0,70	790	620	850	1,02	0,37	0,05	8,4	4,8	0,907	75	80	11,1	2,1	0,051	5	3,1	2	5,9	0,37*	0,18	
San Juan Area																												
San Juan 002 (H6 W3)	16,42	24,14	13,16	0,22	0,97	1,24	**	**	252	1062	1,16	0,28	0,06	8,5	9,4	0,91	61	76	40	3,8	< 0,08	5,7	2,78	2,00	5,0	0,38	0,1	
San Juan 003 m2 (H5 W2)	15,74	24,90	12,93	0,19	0,95	1,59	1,08	662	537	1218	1,96	0,27	0,09		2,0		<5	66,0	24,0									
San Juan 007 m6 (H6 W2)	16,03	23,89	13,76	0,21	1,01	1,17	1,12	528	572	1388	1,72	0,25	0,09		4,0		<5	74,0	18,0									
San Juan 012 m11 (H5 W2)	16,43	23,06	14,04	0,23	0,97	1,33	1,07	716	582	1318	1,49	0,26	0,06		4,0		<5	52,0	16,0									
San Juan 001 (L5 W2)	17,02	17,64	12,92	0,24	1,07	1,26	1,76	1191	277	886	0,53	0,31	0,03	10,3	52	1,17	70	65	71	3,9	< 0,08	5,9	3,28	2,20	5,6	0,44	0	
San Juan 004 m3 (L5 W2)	18,10	19,09	15,10	0,24	1,09	1,66	1,08	899	584	1229	1,21	0,30	0,05		8,0		<5	66,0	46,0									
San Juan 008 m7 (LL6 W3/4)	18,97	18,18	15,10	0,24	1,17	1,73	1,11	914	660	1249	0,46	0,29	0,03		14,0		46,0	48,0	28,0									
Other Areas																												
Cobija (H6 W1)	17,02	23,94	13,79	0,23	0,93	1,01	**	**	261	1075	1,13	0,15	0,05	9,9	6,2	1,48	45	79	15,9	1,1	< 0,08	5,1	2,43	2,02	4,9	0,39	< 0,04	
Rencoret (H6 W3)	14,72	19,01	11,62	0,21	1,05	0,98	1,32	975	266	1063	1,31	0,37	0,06	9,1	13,0	1,62	70	76	26,1	2,9	< 0,08	5,9	3,17	2,30	6,4	0,46	0,5	
Estación Imilac (H5)	17,97	21,86	14,29	0,22	1,03	1,00	1,30	865	274	1181	1,63	0,34	0,08	9,6	9,8	1,03	68	85	11,8									
Paposo (LL6 W4)	17,71	21,81	14,11	0,24	0,96	1,04	0,93	700	700	1200	0,98	0,27	0,05	9,9	70	3,49	79	89	41	3,0	< 0,08	5,5	1,57	3,18	7,1	7,33	0	
Lutschaunig's Stone (L6 W1)	17,84	21,42	14,25	0,24	1,02	1,10	**	**	255	1015	1,36	0,33	0,08	8,9	4,2	1,83	67	85	10,4	<1	< 0,08	5,9	2,28	2,37	5,0	0,34	< 0,04	
Non equil. Chondrites																												
San Juan 009 m8 (CO3 W2)	15,07	24,42	14,01	0,15	1,35	2,02	0,67	184	730	1257	1,39	0,28	0,06		10,0		<5	100,0	32,0									
San Juan 006 m5 (H3.6 W2)	15,62	24,93	13,44	0,20	0,95	1,34	1,08	527	570	1292	1,58	0,25	0,07		8,0		<5	76,0	20,0									

Tabla 5.1. Abundancia de elementos químicos en CO's del desierto de Atacama, por localidad y grupo químico.

Equil. Ordinary Chondrites	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Tl	Pb	Th	U
Sample	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Pampa Mejillones Area																				
La Yesera 001 (H6 W3)	0,76	1,63	0,22	1,01	0,27	< 0,05	0,31	0,055	0,38	0,085	0,23	0,035	0,22	0,035	0,21	0,03	0,21	4,1	0,206	0,578
Estación Imilac (H5 W1)	0,44	1,03	0,16	0,71	0,21	0,07	0,27	0,054	0,34	0,081	0,24	0,035	0,24	0,034	0,12	0,02	0,02	3,1	0,097	0,033
La Yesera 005 (H4/5 W5)	0,44	1,07	0,14	0,68	0,20	0,07	0,25	0,048	0,33	0,071	0,23	0,033	0,21	0,027	0,14	0,03	0,15	0,7	0,104	0,259
Chile M1 (H5 W3)	0,43	1,22	0,17	0,74	0,23	0,07	0,26	0,053	0,31	0,082	0,23	0,035	0,23	0,031	0,15	0,02	0,01	5,0	0,093	0,068
<H> Wasson & Kallemeyn 1988	0,295	0,83	0,123	0,628	0,185	0,073	0,299	0,053	0,343	0,073	0,226	0,039	0,205	0,031	0,18	0,023	0,0037	0,24	0,042	0,012
Pampa A (L6 W2)	0,30	0,85	0,12	0,61	0,21	0,10	0,24	0,047	0,33	0,081	0,22	0,033	0,23	0,028	0,13	0,02	0,01	11,6	0,041	0,029
Pampa B (L4/5 W3)	0,29	0,75	0,12	0,52	0,23	0,07	0,23	0,041	0,29	0,069	0,19	0,030	0,20	0,027	0,15	0,02	0,16	4,2	0,054	0,033
Pampa C (L4 W4)	0,40	0,94	0,15	0,70	0,23	0,09	0,29	0,053	0,35	0,085	0,26	0,038	0,25	0,036	0,14	0,03	0,07	3,6	0,054	0,179
Pampa D (L5 W2/3)	0,26	0,70	0,11	0,59	0,19	< 0,05	0,24	0,043	0,31	0,070	0,21	0,031	0,19	0,031	0,16	0,06	0,03	6,4	0,044	0,040
Pampa G (L5 W3)	0,55	1,08	0,17	0,82	0,26	< 0,05	0,32	0,054	0,35	0,091	0,26	0,034	0,23	0,042	0,17	0,04	0,08	10,4	0,056	0,153
La Yesera 003 (L5 W3)	0,29	0,88	0,12	0,55	0,21	0,08	0,26	0,049	0,31	0,076	0,20	0,030	0,23	0,032	0,14	0,04	< 0,01	2,6	0,049	0,028
La Yesera 004 (L5 W5)	0,32	0,82	0,12	0,62	0,22	0,07	0,27	0,047	0,33	0,078	0,24	0,039	0,22	0,029	0,14	0,03	< 0,01	2,2	0,037	0,010
Chile M4 (L/LL6 W4/5)	0,39	0,97	0,14	0,68	0,21	0,08	0,25	0,046	0,31	0,075	0,20	0,033	0,21	0,034	0,16	0,04	0,05	7,8	0,048	0,085
Chile M7 (L6 W4)	0,66	1,13	0,20	0,92	0,25	0,10	0,32	0,058	0,37	0,085	0,25	0,035	0,23	0,037	0,16	0,02	0,42	13,3	0,071	0,673
Chile M8 (L4 W4)	0,45	1,12	0,17	0,86	0,27	< 0,05	0,29	0,054	0,38	0,087	0,27	0,039	0,25	0,046	0,18	0,03	0,14	3,1	0,061	0,240
Chile M9 (L6 W3)	0,31	0,82	0,13	0,61	0,20	0,07	0,25	0,050	0,31	0,079	0,21	0,030	0,21	0,035	0,15	0,02	0,03	2,1	0,038	0,057
<L> Wasson & Kallemeyn 1988	0,31	0,9	0,132	0,682	0,195	0,078	0,31	0,057	0,366	0,081	0,248	0,039	0,22	0,033	0,17	0,023	0,002	0,37	0,043	0,013
La Yesera 002 (LL5 W2)	0,54	1,54	0,18	0,81	0,23	0,10	0,31	0,054	0,39	0,082	0,25	0,042	0,25	0,033	0,13	0,02	0,57	24,8	0,068	1,063
La Yesera 009 (LL6/4 W2)	0,27	0,92	0,12	0,59	0,19	< 0,05	0,25	0,047	0,30	0,078	0,20	0,031	0,19	0,031	0,19	0,02	< 0,01	0,6	0,044	0,015
<LL> Wasson & Kallemeyn 1988	0,315	0,907	0,122	0,659	0,2	0,076	0,303	0,048	0,351	0,077	0,234	0,034	0,22	0,033	0,15	0,022*	0,0072		0,043	0,013
San Juan Area																				
San Juan 002 (H6 W3)	0,37	0,91	0,14	0,69	0,18	< 0,05	0,24	0,046	0,32	0,079	0,24	0,030	0,21	0,035	0,15	0,02	0,15	1,0	0,061	0,211
San Juan 003 m2 (H5 W2)																				
San Juan 007 m6 (H6 W2)																				
San Juan 012 m11 (H5 W2)																				
San Juan 001 (L5 W2)	0,57	1,17	0,18	0,77	0,24	0,11	0,27	0,053	0,34	0,070	0,20	0,035	0,21	0,034	0,16	0,02	0,05	1,4	0,078	0,305
San Juan 004 m3 (L5 W2)																				
San Juan 008 m7 (LL6 W3/4)																				
Other Areas																				
Cobija (H6 W1)	0,33	1,48	0,12	0,62	0,19	0,07	0,25	0,044	0,33	0,074	0,21	0,031	0,19	0,033	0,13	0,02	< 0,01	40,2	0,048	0,014
Rencoret (H6 W3)	0,68	1,62	0,22	1,01	0,27	0,09	0,32	0,053	0,35	0,081	0,26	0,036	0,24	0,035	0,18	0,03	0,04	2,0	0,141	0,067
Estación Imilac (H5)																				
Paposo (LL6 W4)	1,48	3,49	0,50	1,88	0,46	0,10	0,48	0,078	0,53	0,113	0,31	0,046	0,30	0,053	0,29	0,06	0,09	7,9	0,236	0,124
Lutschaunig's Stone (L6 W1)	0,35	1,83	0,14	0,69	0,23	0,08	0,30	0,055	0,38	0,091	0,25	0,035	0,23	0,035	0,11	0,02	< 0,01	4,1	0,039	0,012
Non equil. Chondrites																				
San Juan 009 m8 (CO3 W2)																				
San Juan 006 m5 (H3.6 W2)																			7,0	134,0

Tabla 5.2. Mínimos y máximos valores con respecto a los valores de normalización (<H>,<L> y <LL> de Wasson y Kallemeyn, 1988) para el set de datos que muestra enriquecimientos (valores >1), en rojo, y empobrecimientos (valores <1), en azul, con respecto a los valores promedio de los elementos mayores presentes en CO's.

	Si	Fe	Mg	Mn	Al	Ca	Na	K	Ti	P	Ni	Cr	Co
Min L-LL	0,9	0,8	0,7	0,8	0,8	0,8	1,5	0,9	0,4	0,9	0,4	0,7	0,5
Max L-LL	1,0	1,1	1,0	0,9	1,0	1,3	4,0	1,5	1,1	1,5	1,1	1,1	1,3
Min H	0,9	0,7	0,8	0,8	0,8	0,8	1,7	0,7	0,4	1,0	0,6	0,4	0,6
Max H	1,1	0,9	1,0	1,0	0,9	1,3	2,1	1,4	1,0	1,3	1,2	1,0	1,1

De esta forma, podemos ver que el elemento que aparece fuertemente enriquecido en casi el total de muestras es el Na (1,5 - 4 veces el promedio en los condritos L-LL, y entre 1,7 - 2,1 veces en condritos H). El Si, Fe, Mg, Mn y Al se presentan dentro de los rangos promedio de enriquecimiento/empobrecimiento de sus respectivos grupos (entre 0.9-1.1; 0.7-1.1; 0.7-1.0; 0.8-1.0; y 0.8-1.0, respectivamente, ambos grupos incluidos). Los elementos que presentan rangos de empobrecimiento y enriquecimiento significativo son el K (0.7-1.5), Ca (0.8-1.3) y P (0.9-1.5), mientras que el Ti (0.4-1.1), Ni (0.4-1.2), Cr (0.4-1.1) y Co (0.5-1.3) presentan rangos de empobrecimiento significativo con algunas excepciones mostrando un leve enriquecimiento.

Al graficar todos los CO's tipo L-LL (fig. 5.1a) vemos que tres muestras se salen del *trend* principal: San Juan 004 (L5 S3 W2), San Juan 008 (LL6 S3 W3/4) y Paposo (LL6 S2 W4), por valores diferentes de los elementos K, Na, Ti y P principalmente. En el caso de la gráfica de CO's tipo H (fig. 5.1b) vemos que las muestras que se salen del *trend* son San Juan 003 (H5 S3 W2), San Juan 007 (H6 S2 W2) y San Juan 012 (H5 S2 W2), por valores diferentes de los elementos Ca, P y Ti principalmente.

Al graficar con respecto a la localidad de las muestras (no considerando: Cobija, Paposo, Lutschauning's Stone y Rencoret), se observa que las de Pampa de Mejillones presentan un carácter muy homogéneo en el comportamiento de las concentraciones de casi todos sus elementos, excepto Ni, Cr y Co, donde hay mayor dispersión (fig. 5.2a). Para el caso de las muestras de San Juan, su comportamiento general es de una mayor dispersión en los elementos Ca, K, Ti, P, Ni, Cr y Co que en el set de muestras de Pampa.

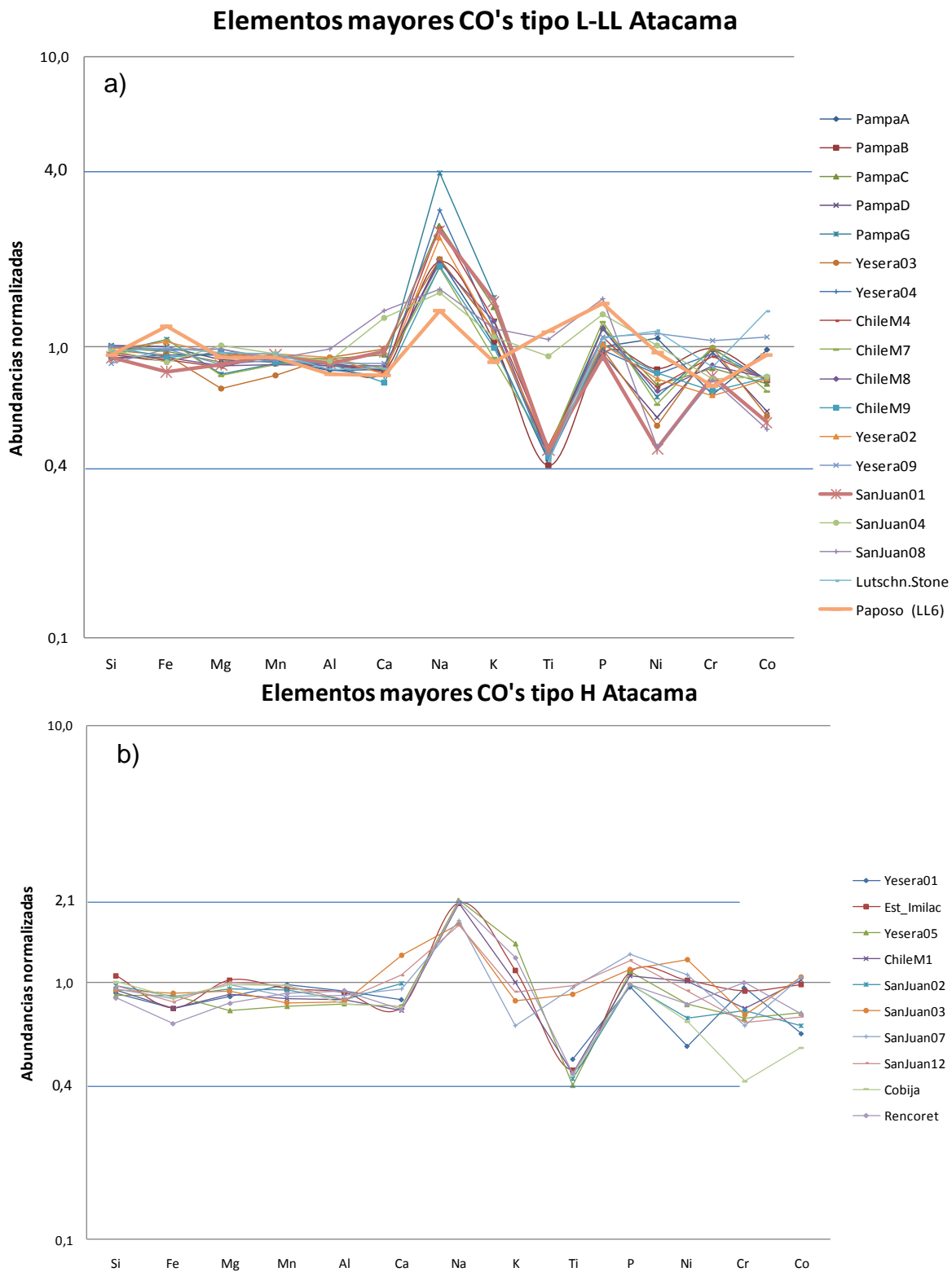
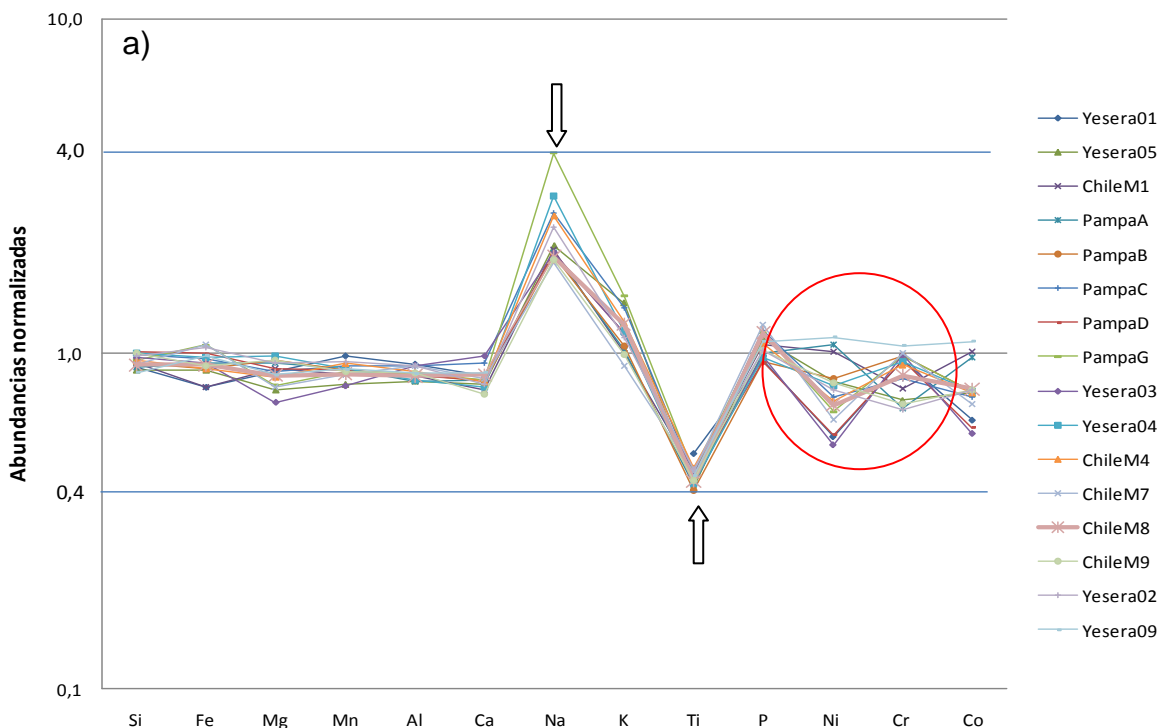


Fig. 5.1. Elementos mayores medidos en CO's de diferentes localidades del desierto de Atacama normalizados a valores promedio de los grupos H, L y LL (Wasson y Kallemeyn, 1988): a) 14 CO's tipo L y 4 tipo LL; b) 10 CO's tipo H.

Elementos mayores CO's tipo H, L y LL Pampa Mejillones



Elementos mayores CO's tipo H, L y LL San Juan

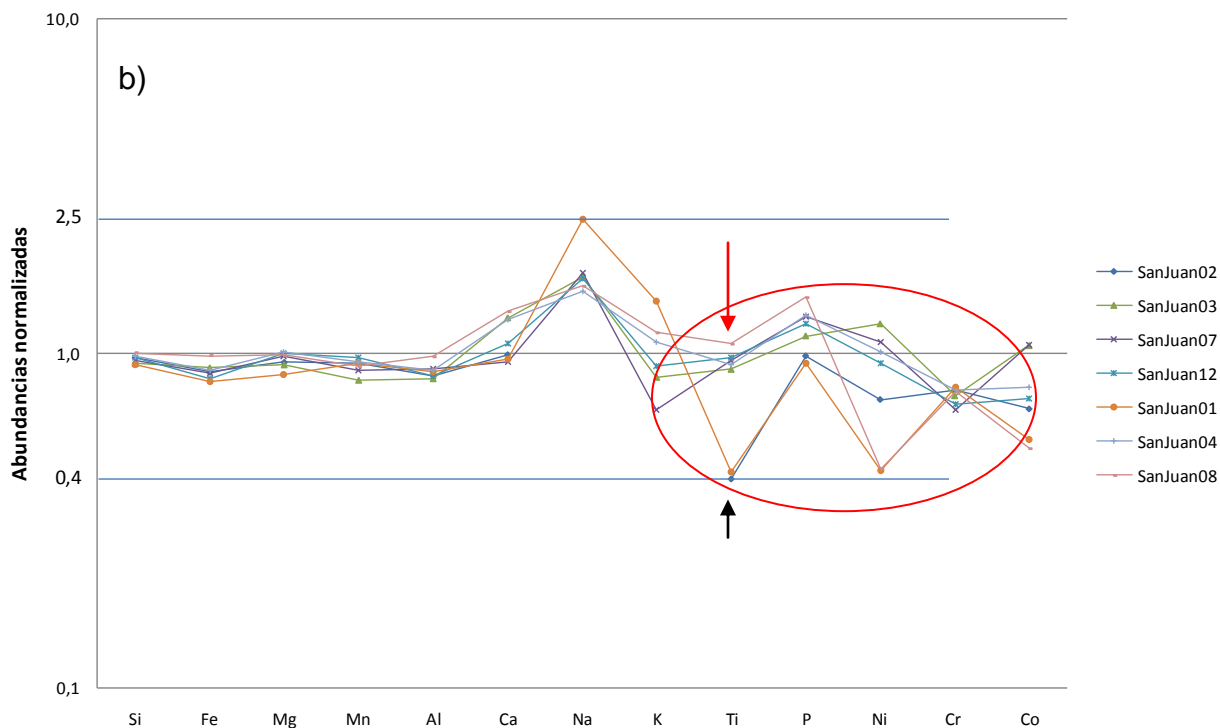


Fig. 5.2. Elementos mayores medidos en a) CO's recolectados en la Pampa de Mejillones: 3 tipo H, 11 tipo L y 2 tipo LL. Círculo en rojo indica elementos para los cuales el trend bien definido se dispersa; b) CO's recolectados en San Juan: 4 tipo H, 2 tipo L y 1 tipo LL. La dispersión en el trend se produce en un mayor número de elementos que en el caso de Pampa.

Los cálculos de las razones entre algunos importantes elementos se muestran en la tabla 5.3.

Tabla 4.3. Valores promedio de algunas razones de elementos importantes.

	<Fe/Si>	<Mg/Si>	<Al/Si>	<Ca/Si>	<Ca/Al>	<Ni/Mg>	<Fe/Mg>	<Fe/Ni>	<Si/Mn>	<Mg/Mn>
Pampa L-LL	1,15	0,74	0,06	0,06	1,04	0,07	1,56	23,64	77,46	57,28
Pampa H	1,41	0,78	0,06	0,06	1,02	0,11	1,82	17,40	77,20	60,04
San Juan L-LL	1,02	0,80	0,06	0,09	1,40	0,05	1,28	29,41	74,84	59,65
San Juan H	1,49	0,83	0,06	0,08	1,37	0,12	1,78	15,71	77,07	64,25
Atacama L-LL	1,14	0,75	0,06	0,07	1,11	0,07	1,53	24,58	77,05	57,92
Atacama H	1,41	0,80	0,06	0,07	1,14	0,11	1,76	16,51	76,75	61,69
<H> W&K88	1,63	0,83	0,07	0,07	1,11	0,11	1,96	17,19	72,85	60,34
<L> W&K88	1,16	0,81	0,07	0,07	1,07	0,08	1,44	17,92	71,98	57,98
<LL> W&K88	0,98	0,81	0,06	0,07	1,09	0,07	1,21	18,14	72,14	58,40

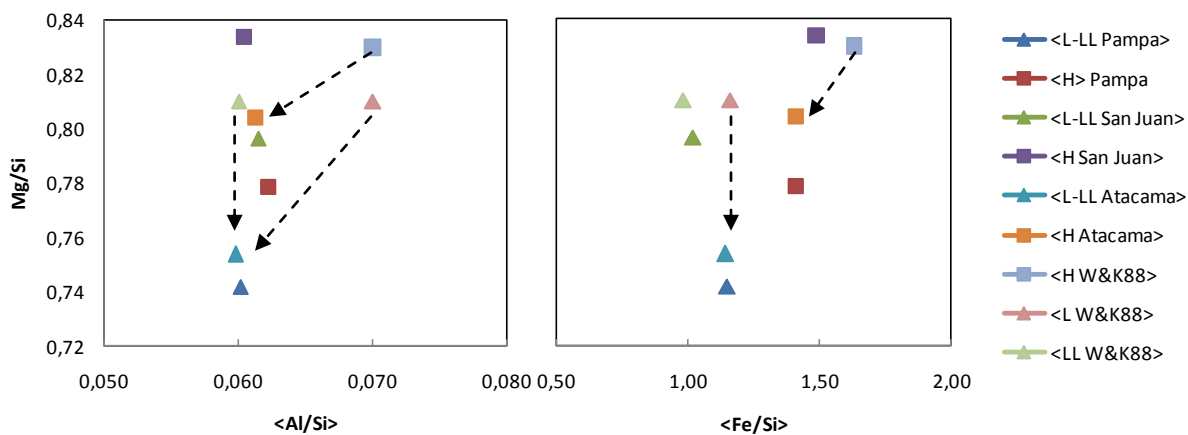


Fig. 5.3. Razones de algunos elementos mayores (Al/Si y Fe/Si versus Mg/Si) para el promedio de OC's de Atacama separados en los grupos L-LL (OC's tipo LL son pocos) y H, que muestra que la razones Mg/Si y Al/Si para OC's tipo L-LL de Atacama es menor que el promedio para OC's tipo L de Wasson y Kallameyn (1988), mientras que la razón Fe/Si es similar. La variación del grupo de OC's tipo H es menor, pero también con razones menores al promedio de su grupo.

Las razones que se observan graficadas en la figura 5.3 nos permiten ver que las variaciones con respecto a los valores promedio para estos elementos se mantienen en un rango muy acotado para las razones Al/Si y Mg/Si (0,01 y 0,09 respectivamente) y con una variación máxima de 0,22 para la razón Fe/Si dada por el grupo H de Pampa.

Vemos que para los principales elementos mayores Si, Fe, Mg, Mn, Al y Ca, la variación en que encontramos sus abundancias en los CO's de Atacama no definen anomalías (a excepción de un CO con $Fe_{norm} = 0,69$, Rencoret, que no pertenece a las localidades principales). Las anomalías positivas se observan para el Na, para ambas localidades, pero más enriquecido en la población de Pampa de Mejillones. Las anomalías negativas las observamos en los elementos Ni, Co, y Cr principalmente. El Ni presenta

valores que oscilan en todo el rango definido por sus valores mínimos y máximos en ambas localidades, mientras que el Cr, que se presenta también con valores en todo el rango definido por sus valores mínimos y máximos en Pampa de Mejillones, en las muestras de San Juan aparecen deprimidos a un valor constante promedio de ~0,75. El Co tiene un comportamiento similar al del Ni, pero con menor amplitud de valores entre el mínimo y el máximo. La anomalía de Ti parece corresponder a un error de medición, ya que solo aparece en el grupo de muestras analizadas en un laboratorio, mientras que las analizadas por otro presentan valores dentro del valor esperado para este elemento en este tipo de meteoritos.

5.2.2.2. Química de elementos menores y trazas

5.2.2.2.1. Introducción

El lugar en que se posicionan los elementos menores y trazas en condritos en el momento que se forman está condicionado por su carácter cosmoquímico (haciendo la diferencia con el carácter geoquímico que generalmente se asocia a rocas terrestres), dado que su proceso de formación inicial corresponde al de condensación de sólidos a partir de un gas primordial de composición solar. Ésta ha sido deducida por espectrografía de la fotosfera del Sol, complementada con datos provenientes de los condritos más primitivos, infraccionados, que son los condritos carbonaceos tipo CI.

La tabla 5.4 muestra la clasificación cosmoquímica según el comportamiento de los elementos condensables: elementos refractarios, moderadamente volátiles y altamente volátiles (cada grupo conteniendo elementos con caracteres geoquímicos del grupo de siderófilos, litófilos y calcófilos), 50% de su temperaturas de condensación y las fases estables a las condiciones de temperatura y presión de 10 Pa de la nebulosa solar. En condritos, los elementos siderófilos se encuentran en fases metálicas de Fe-Ni, los elementos calcófilos en la troilita y los elementos litófilos en los silicatos (así como también en minerales accesorios como los fosfatos y óxidos). La incorporación de tales elementos puede darse a través de diferentes formas: como constituyente menor de fases mayoritarias, constituyente mayor de fases minoritarias, constituyente menor de fases minoritarias o como constituyente de película intergranular.

Los efectos de la mayoría de los procesos geológicos que afectan a estos elementos en la Tierra pueden ser explicados en el contexto de propiedades químicas y cristalográficas simples, como su radio iónico y estado de oxidación. En función de estos parámetros estos elementos se subdividen en:

LFSE (Low Field Strength Elements, también conocidos como LILE, Large Ion Lithophile Elements): Elementos con baja carga y alto radio iónico, lo que les impide entrar en la estructura de algunos minerales. Estos elementos son móviles en soluciones acuosas a bajas temperaturas, por lo que sus concentraciones se ven fácilmente modificadas por procesos de alteración. Algunos elementos incluidos son el Rb, Cs, Ba, K y Sr, entre otros.

Tabla 5.4. 50% temperatura de condensación, clasificación de muchos elementos y estabilidad de minerales en un gas de la composición solar a 10^{-4} bar (10 Pa)

T(K)	Elementos Refractarios			Fase estable de condensación y sus reacciones
	sider	lito	calc	
1819	Re	-	-	
1814	Os	-	-	
1802	W	-	-	
1780	-	Zr	-	
1650	-	Al	-	corindón
1644	-	Sc	-	Hibonita
1610	Ir	-	-	hibonita -->melilita(rico en gehlenita)
1597	Litofilos refractarios			espinela -->gehlenita -->akermanita perovskita
1500	Th, U, Pu, REE trivalentes			nota: Algo de Mg y Si son condensados
1549	-	Ti	x	
1518	-	Ca		
1354	Ni	-	x	Forsterita+Fe-metal
1351	Co		-	Forsterita+Fe-metal+espinela+CaAl ₂ SiO ₆ (Ca-Tschermaks piroxeno)
1334	Pd		-	
1290	-	Eu	-	Anortita+diopsido+forsterita+ensatita+Fe-metal
1277	x	Cr	x	
1340	-	Mg	x	Nota:Mg, Fe y Si son elementos comunes; forsterita,Fe-metal y enstatita completamente condensada, comprende ~ 85% de la materia condensable del sistema solar
1336	Fe	x	x	
1311	-	Si	-	
Elementos moderadamente volátiles				
1225	Au	-	-	
1190	-	Mn	x	
1151	P	x	-	
1037	Cu	-	x	albita+anortita+diopsido
1000	-	K	x	forsterita+enstatita+Fe-metal
970	-	Na	-	albita+anortita+diopsido forsterita+fayalita+enstatita+Fe-metal
863	-	Cl	-	albita+FeAl ₂ O ₄ +diopsido forsterita+fayalita+enstatita+ferrosilita
736	-	F	-	+Fe- metal (FeAl ₂ O ₄ =espinel hercynita)
680	...H ₂ S+ Fe-metal@FeS+H ₂			
648	-	-	S	
Elementos volátiles				
520	-	-	Pb	
472	?	?	Bi	Fe-metal -->FeO
470	?	?	In	FeAl ₂ O ₄ +albita+diopsido+forsterita+fayalita+FeS
448	?	?	Tl	
400				Fe ⁽²⁺⁾ -->Fe ⁽³⁺⁾ formación magnetita ?
300				condensación de agua, formación desilicatos hidratados, etc.

50% temperaturas de condensación de Wasson (1985). Estabilidad de fases basadas en Wood y Hashimoto (1993).

Nota:"x" denota la menor ocurrencia. Ejemplo: el litófilo Ti es parcialmente calcófilo en los grupos reducidos EL y EH.

HFSE (High Field Strength Elements): Elementos de bajo radio iónico y alta carga, inmóviles y poco sensibles a la alteración. Incluyen a los elementos Ti, Nb, Ta, Y, Hf, Zr y a la serie de los lantánidos (tierras raras).

Los datos obtenidos de trazas fueron solo posibles de analizar en el primer grupo de muestras, previo al descubrimiento de la localidad de San Juan, por lo que corresponden en su mayoría a CO's de Pampa de Mejillones y otros únicos de su localidad. Los elementos que se analizaron fueron: Li, Be, Sc, V, Cu, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Cs, Ba, Hf, Ta, Tl, Pb, Th, U y el grupo de Tierras Raras La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb y Lu. Las concentraciones de estos elementos, junto con los elementos mayores, fueron graficados en diagramas multielementales luego de ser normalizados a los datos publicados por W&K 88 para condritos ordinarios.

5.2.2.2.2. Diagramas multielementales

La tabla 5.1 resume la información de elementos para 30 CO's, de los cuales solo 23 cuentan con análisis de los elementos trazas y tierras raras anteriormente mencionadas. Este set de muestras incluye la totalidad de muestras provenientes de la Pampa de Mejillones y los CO's Paposo, Cobija, Rencoret, Lutschauning Stone y Estación Imilac. Los resultados se presentan en dos formas: la figura 5.4 despliega la información para todos los CO's analizados separados por grupo químico, los L-LL en 5.4a y los H en 5.4b, mientras que la figura 5.5 despliega la información con los CO's separados por localidad: 5.5a mostrando los CO's de Pampa de Mejillones y 5.5b mostrando los CO's de San Juan.

Los elementos que destacan por aparecer enriquecidos en la gran mayoría de las muestras son el Sr, Ba, Tl, Pb y U (máximos principales), y empobrecidos principalmente el Rb y Cs, aunque el Rb y Cs están empobrecidos en un mayor grado en CO's tipo L y LL, que corresponde al tipo dominante de la población del sector de Pampa de Mejillones, mientras que los tipo H dominan el sector San Juan. Los rangos de valores para estos elementos se presentan en la tabla 5.5. En ésta se incluyeron algunos elementos que en sus valores mínimos o máximos presentaban anomalías (como el Rb y Ce), pero que en sus valores promedio no, lo que implica que las anomalías no son del grupo de meteoritos, sino de muestras de meteoritos individuales. El Cs si bien no presenta el valor promedio como anomalía, despliega un rango amplio de valores empobrecidos y enriquecidos, visibles principalmente en Pampa de Mejillones, pero también presentes en San Juan. En el caso del La ocurre algo similar, dada la enorme anomalía que genera el meteorito Paposo, que presenta un enriquecimiento notable de las LREE con respecto a todo el resto de CO's de Atacama.

Tabla 5.5. Valores mínimos, máximos y promedios de los enriquecimientos/empobrecimientos de elementos normalizados que presentan anomalías para las muestras de CO's de Atacama.

	Nb	Cs	Rb	Sr	Ba	La	Ce	Ti	Pb	Th	U
Max	19,81	3,75	1,57	6,35	17,85	4,70	3,85	210,02	167,65	5,49	81,77
Min	0,88	0,14	0,35	0,94	0,48	0,83	0,78	3,23	1,60	0,87	0,79
Prom	2,02	0,93	0,86	2,54	4,37	1,55	1,39	44,41	23,07	1,78	15,19
sd	4,08	0,98	0,27	1,22	4,84	0,85	0,67	49,45	35,53	1,26	20,53

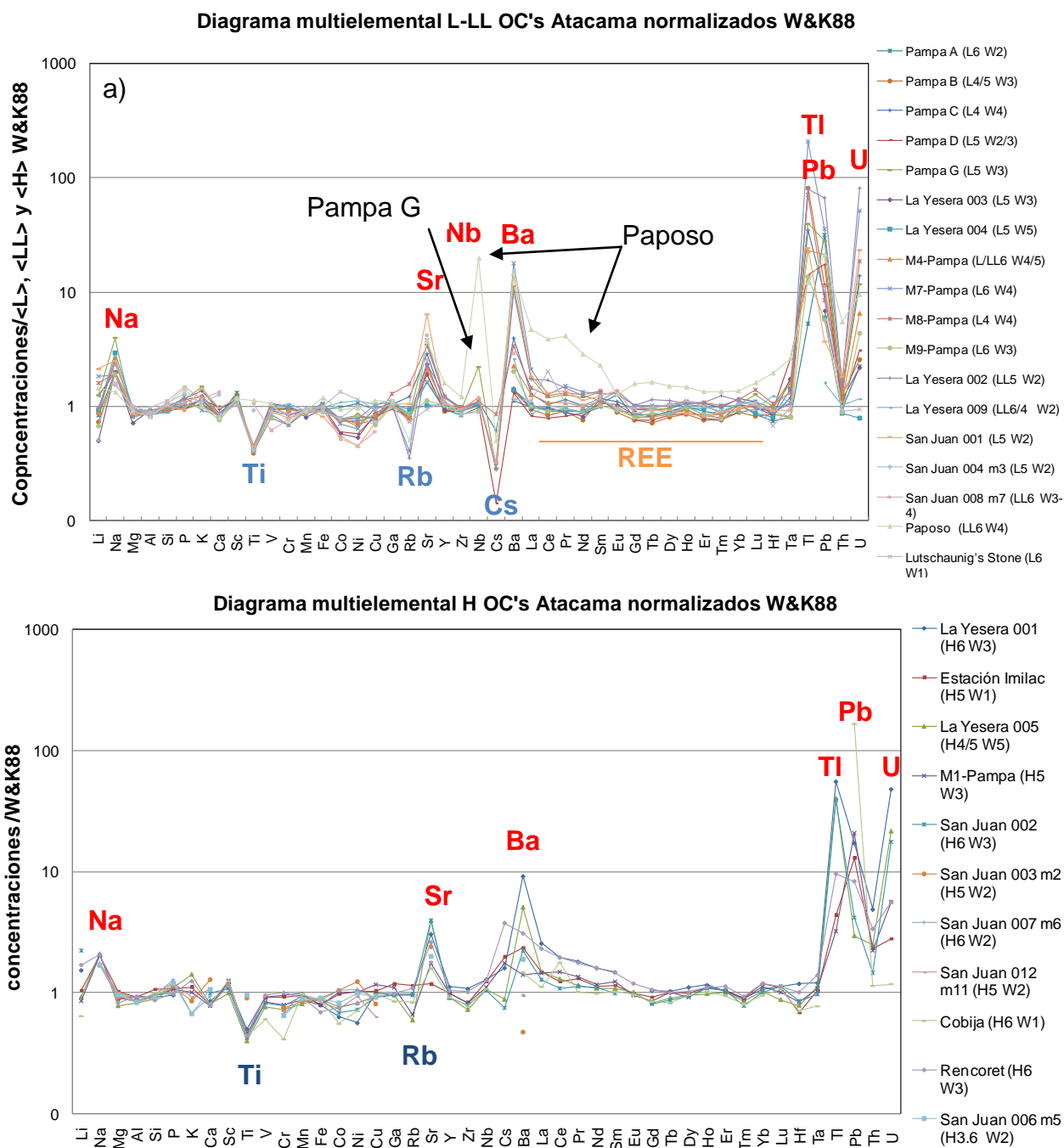


Fig.5.4. Diagrama logarítmico multielemental de la composición química en muestra total de los CO's de Atacama: del grupo L-LL y b) del grupo H, normalizado a los valores promedio de CO's tipo LL y LL de W&K 88.

Como ha sido reportado para CO's de otros desiertos calientes (Crozas y Wadhwa, 2001; Barrat et al., 2001; Al-Kathiri et al., 2005, y Crozas et al., 2003), los elementos Sr y Ba, así como Tl, Pb, Th y U presentan anomalías positivas significativas. El Nb se presenta enriquecido notablemente solo en 2 muestras, lo que da el valor de anomalía para el grupo, sin embargo parece ser producto de una contaminación en la preparación de muestra o en la medición, más que un valor natural.

Diagrama multielemental OC's Pampa normalizados W&K88

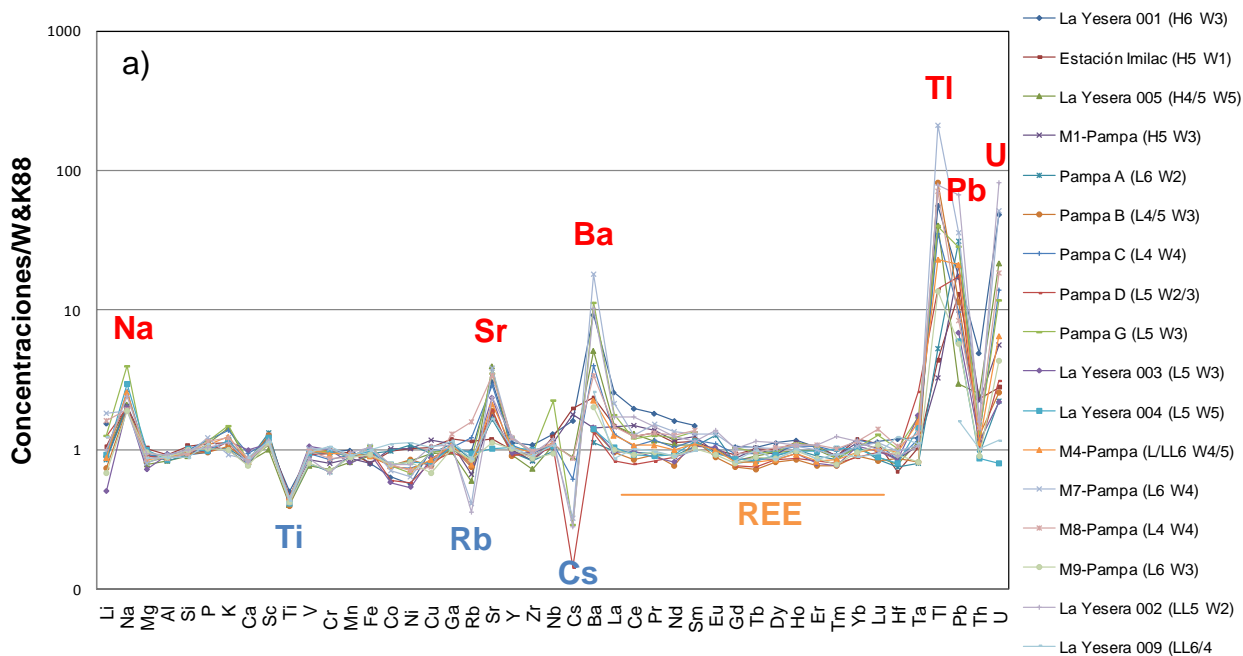


Diagrama multielemental OC's San Juan normalizados W&K88

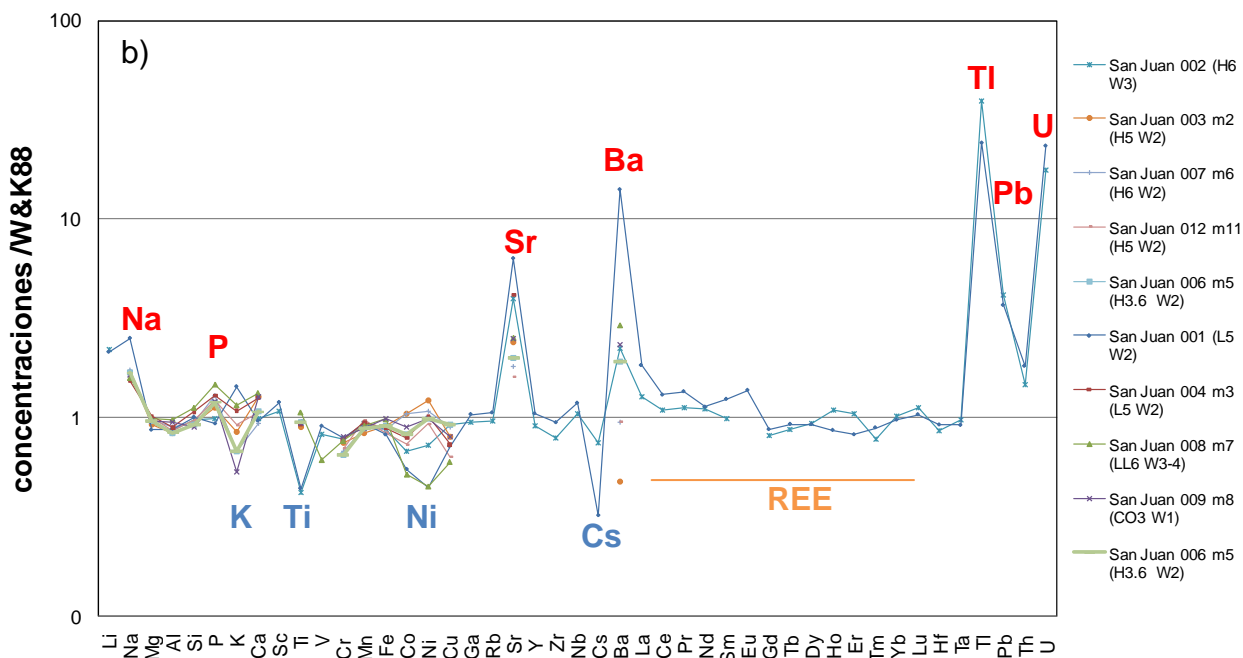


Fig.5.4. Diagrama logarítmico multielemental de la composición química en muestra total de los CO's del desierto de Atacama separados por localidad normalizado a los valores promedio de CO's tipo LL y LL de W&K 88: a) Pampa de Mejillones y b) San Juan.

5.2.2.3. Geoquímica de Tierras Raras

5.2.2.3.1. Introducción

Las tierras raras (serie de los “lantánidos”), que denotaremos como REE, comprenden catorce elementos, desde el número atómico 57 (La) hasta el 71 (Lu), todos ellos trivalentes (a excepción del Ce, que puede aparecer tetravalente (Ce^{4+}), y el Eu, que también aparece bivalente (Eu^{2+})) y variando su radio atómico levemente y en forma creciente y continua desde el Lu (0,977 Å) hasta el La (1,160 Å), por lo que su comportamiento varía desde levemente compatibles a incompatibles, respectivamente. Presentan comportamientos relativamente homogéneos debido a que poseen propiedades químicas extremadamente similares. Esta similitud química los hace menos susceptibles que otros grupos de elementos al fraccionamiento mutuo en procesos geoquímicos. Además, pertenecen al grupo HFSE, lo que los hace altamente inmóviles frente a procesos de metamorfismo y alteración.

Análisis de REE en condritos (Masuda et al., 1973; Nakamura y Masuda, 1973; Nakamura, 1974) demostraron que los patrones de estos elementos estaban lejos de ser homogéneos para esta clase, y que en algunos condritos estos patrones eran muy anómalos, difíciles de explicar en términos del fraccionamiento químico cristal-líquido.

5.2.2.3.2. Diagramas REE

Los datos obtenidos para los 23 CO's a los que fue posible analizar fueron graficados primero todos normalizados al promedio de CC's CI (Andersen y Grevesse, 1988), que observamos en la figura 5.5a. Luego fueron graficados todos, pero normalizados según el promedio para sus respectivos grupos químicos L, LL y H (Wasson y Kallemeyn 1988) (figura 5.5b). Luego se discriminó según su grupo químico, normalizados a los valores promedio de su grupo (Wasson y Kallemeyn 1988) (L-LL en fig. 5.5c y H en fig. 5.5d).

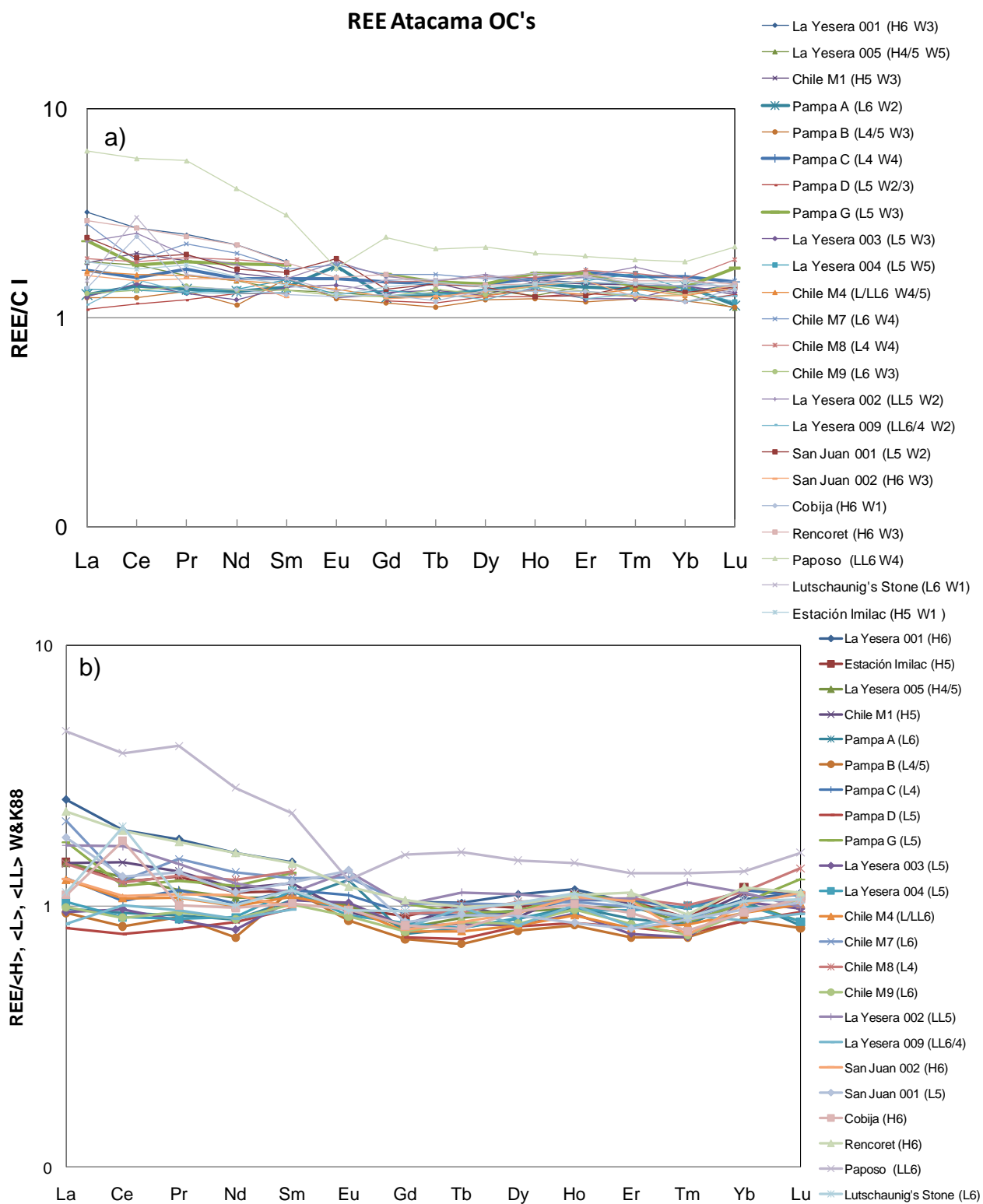
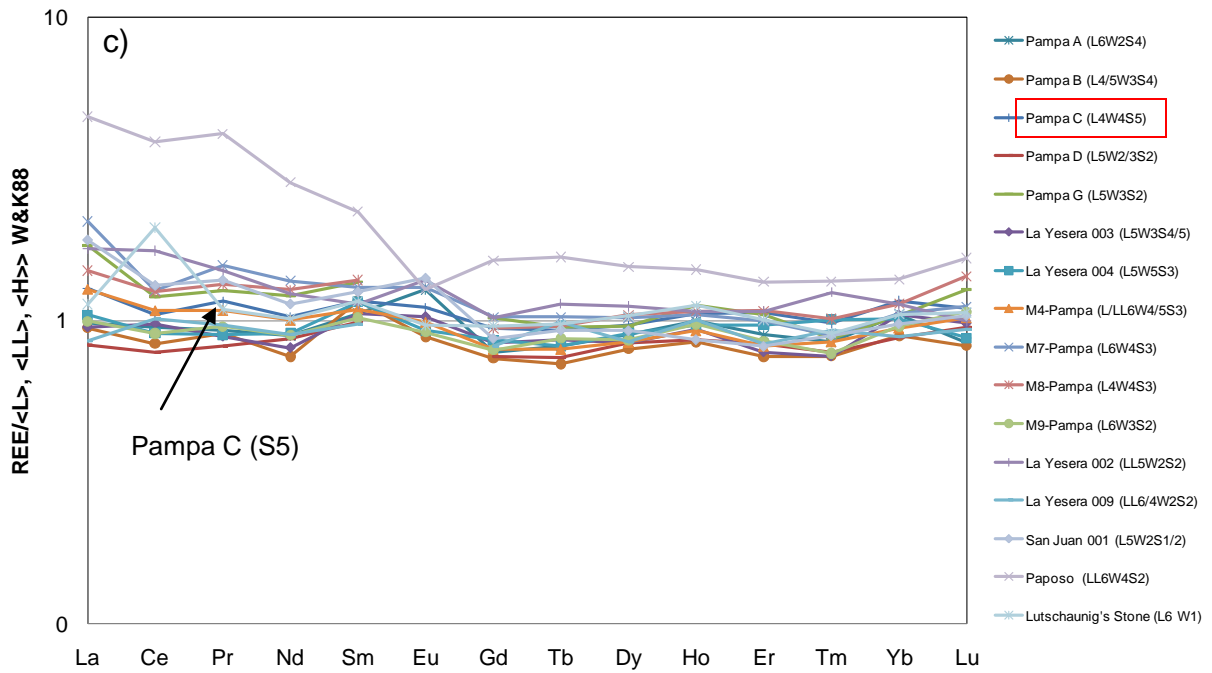


Fig.5.5. Diagrama logarítmico de REE's medidas en muestra total de 23 CO's del desierto de Atacama: a) normalizado a los valores promedio de CC's tipo CI (A&G 88); b) normalizado a los valores promedio de CO's tipo H, L y LL (W&K 88).

REE L-LL OC's Atacama /<L>,<LL> y <H> W&K88



REE H OC's Atacama /<L>,<LL> y <H> W&K88

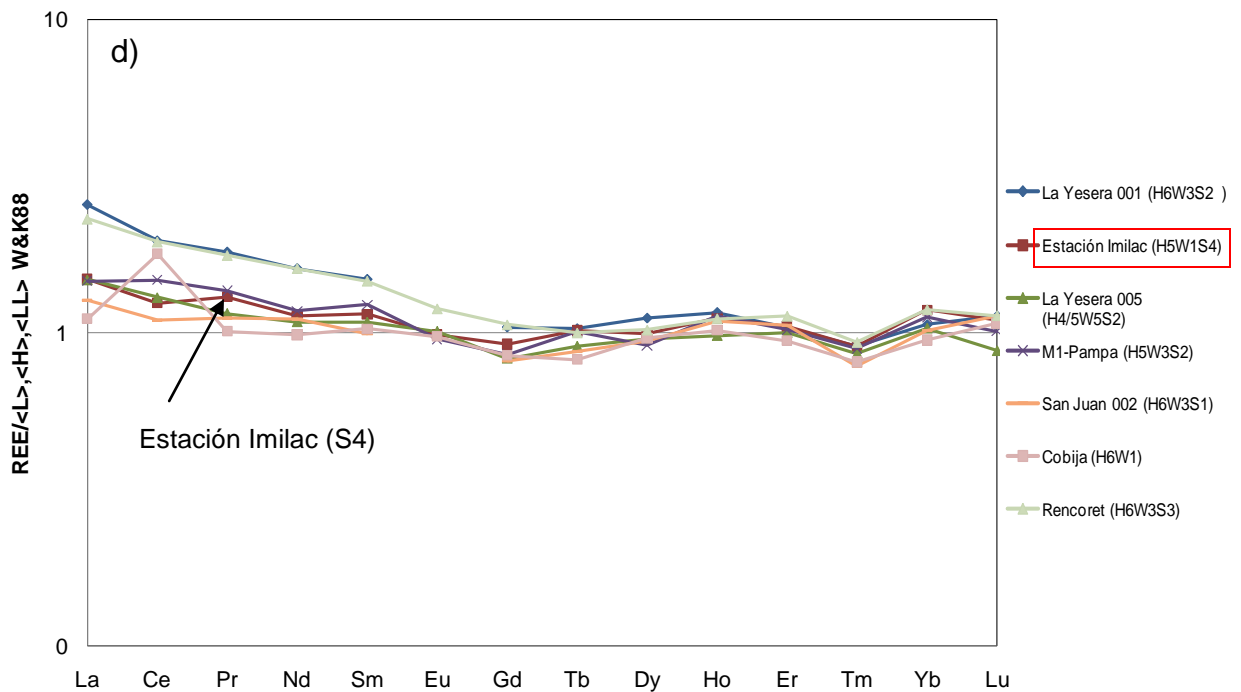


Fig.5.5. (continuación) Diagrama logarítmico de REE's medidas en muestra total de c) CO's tipo L y LL; d) CO's tipo H de Atacama, normalizados a los valores promedio de CO's tipo L y LL y H (W&K 88), respectivamente. Se destacan Pampa C y Estación Imilac por sus altos grados de choque (S5 y S4 respectivamente), por la relación encontrada por Crozaz et al. (2003) entre este parámetro y el enriquecimiento de LREE.

Se observa en la fig. 5.5a que la tendencia del conjunto de muestras es muy similar, con todos los valores de REE por sobre el valor del promedio de CI's, con patrones de enriquecimiento variable de las tierras raras livianas (LREE): máximos ligeramente negativos con respecto a la tendencia principal en el Ce. Como este elemento puede ser indicador de procesos de meteorización, calculamos el valor de la razón Ce/Ce^* (con $Ce^*=(La+Pr)/2$) para verificar las anomalías, y solo 4 meteoritos presentaban anomalías con valores $< 0,75$ para este valor normalizado (Pampa G y M7-Pampa) y $> 1,5$ (Lutschauning St. y Cobija, pertenecientes a Otras localidades, por lo que no son representativos del comportamiento general de las poblaciones principales de datos). Para el Eu observamos una ligera inflexión en la tendencia general de las LREE excepto 3 OC's que presentan un máximo positivo y Paposó que presenta un marcado máximo negativo (y un patrón general más enriquecido que el de los demás CO's).

Al graficar normalizando por valores promedios de CO's de los grupos químicos H, L y LL (figs. 5.5b), se observa que los valores de las REE's caen en un rango variable por bajo o por sobre la línea de normalización. Los patrones que se observan son:

- Patrón de enriquecimiento/empobrecimiento plano: 11 meteoritos (Pampa A (con máximo positivo de Eu), Pampa B, Pampa C, Pampa D, Yesera03, Yesera04, ChileM9, Yesera09, SanJuan02, Cobija y Lutschauning St. (ambos con notable máximo positivo de Ce).
- Patrón de leve enriquecimiento de LREE: 11 meteoritos (Chile M1, Pampa G, Chile M4, ChileM7, ChileM8, Yesera02, SanJuan01, Rencoret, Yesera05, Yesera01, Estación Imilac).
- Patrón de enriquecimiento fuerte de LREE: Paposó.

De la tabla 5.6 podemos verificar que el comportamiento general de los CO's de Atacama están dentro de rangos que no generan anomalías, y que estas son solo casos individuales. En el capítulo de discusiones abordaremos estos casos particulares.

No se observa tampoco una dependencia a generar patrones con mayor enriquecimiento de las LREE en meteoritos con estados de choque más alto (fig., como ha sido sugerido en trabajos con otro tipo de meteoritos en desiertos (Crozzaz et al., 2003)

Tabla 5.6. Razones representativas a) sin normalizar y b) normalizadas (W&K88) para LREE (La/Sm y Ce/Ce*, con Ce*=(La+Pr)/2), MREE (Sm/Dy y Eu*=(Sm+Gd)/2), y HREE (Er/Yb, Er/Lu) de CO's de Atacama y los valores promedio para CO's (W&K 88) y CI's (A&G 88).

a)	<La/Sm>	<Sm/Dy>	<Eu*>	<Er/Yb>	<Er/Lu>	<La/Lu>	<Ce/Ce*>
Pampa L-LL	1,72	0,67	0,25	1,02	6,76	11,35	3,73
Pampa H	2,23	0,67	0,25	1,03	7,34	16,07	3,65
San Juan L-LL	2,35	0,71	0,26	0,95	5,96	16,64	3,13
San Juan H	2,03	0,57	0,21	1,14	6,80	10,71	3,55
Atacama L-LL	1,83	0,69	0,26	1,02	6,64	12,63	3,83
Atacama H	2,17	0,66	0,25	1,06	7,12	14,88	4,04
<H> W&K88	1,59	0,54	0,24	1,10	7,29	9,52	3,97
<L> W&K89	1,59	0,53	0,25	1,13	7,52	9,39	4,07
<LL> W&K90	1,58	0,57	0,25	1,06	7,09	9,55	4,15
<C> A&G 88	1,60	0,61	0,17	0,98	6,54	9,66	3,73

b)	<La/Sm>	<Sm/Dy>	<Eu*>	<Er/Yb>	<Er/Lu>	<La/Lu>	<Ce/Ce*>
Pampa L-LL	1,08	1,26	0,99	0,90	0,90	1,21	0,92
Pampa H	1,40	1,24	1,04	0,94	1,01	1,69	0,92
San Juan L-LL	1,48	1,35	1,02	0,84	0,79	1,77	0,77
San Juan H	1,28	1,06	0,89	1,04	0,93	1,12	0,89
Atacama L-LL	1,15	1,30	1,06	0,90	0,88	1,35	0,94
Atacama H	1,36	1,22	1,03	0,96	0,98	1,56	1,02
<H> W&K88	1,59	0,54	0,24	1,10	7,29	9,52	3,97
<L> W&K89	1,59	0,53	0,25	1,13	7,52	9,39	4,07
<LL> W&K90	1,58	0,57	0,25	1,06	7,09	9,55	4,15
<C> A&G 88	1,60	0,61	0,17	0,98	6,54	9,66	3,73

5.2.3. Evolución de las variaciones químicas

Para finalizar, presentaremos en esta sección la relación entre las variaciones químicas del grupo de CO's de Atacama, diferenciados en sus grupos químicos H y L-LL, y las edades terrestres ^{14}C , a fin de dilucidar la evolución del cambio composicional en el rango de tiempo de residencia terrestre. Los gráficos representan los elementos en los que se encontraron anomalías y para los que teníamos edades terrestres. Las anomalías hasta ± 10 veces el valor normalizado, se presentan en la figura 5.6., que incluyen los elementos Na, Cs y Ni. Los datos con anomalías de hasta 100 veces el valor normalizado se presentan en la figura 5.7, que incluye a los elementos Sr y Ba, y en la figura 5.8 se grafican los elementos cuyos valores de las anomalías superaban los ± 100 veces los valores normalizados, y que incluyen los elementos Tl, Pb, Th y U.

La tabla 5.7 muestra los valores mínimos, máximos y promedios de las anomalías para cada elemento, y para cada grupo químico de CO's de Atacama.

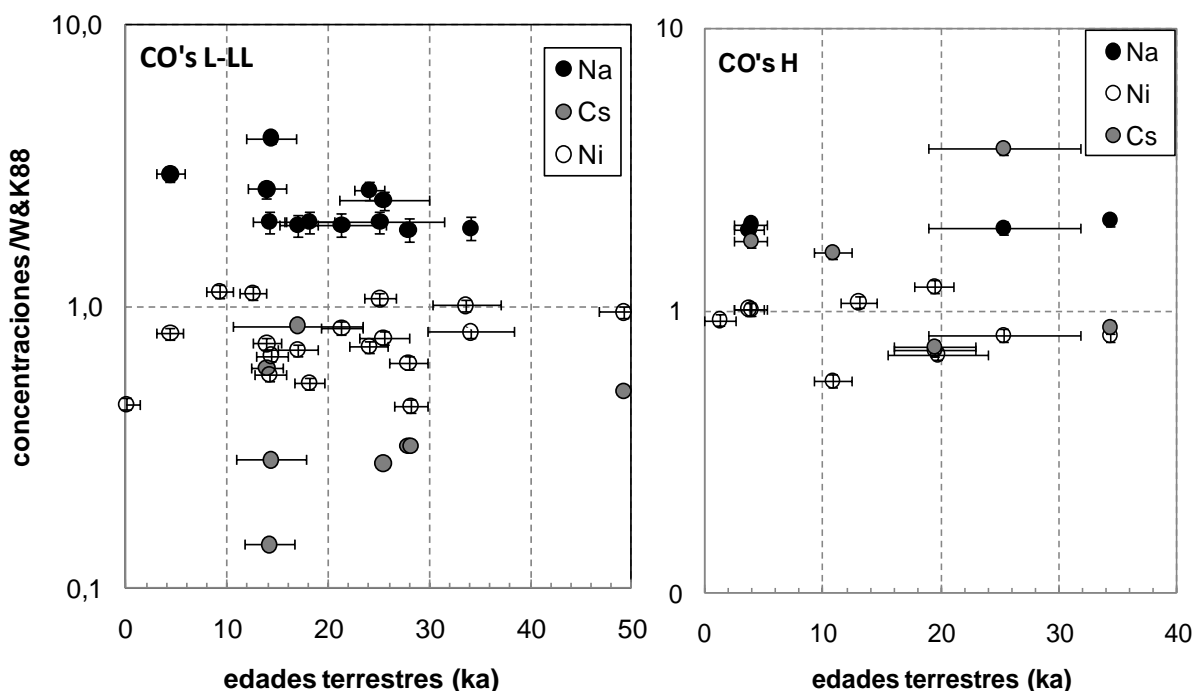


Fig. 5.6. Edades terrestres versus concentraciones de Na, Cs y Ni, normalizados a W&K88 para CO's de Atacama a) del grupo L-LL y b) del grupo H. Para Ni y Cs se dibujó línea de tendencia.

Vemos de la figura 5.6 que el Na tiene un comportamiento similar tanto en el grupo L-LL, el más representativo, como en el H. El promedio de la anomalía es de $2,35 \pm 0,6$ para el grupo L-LL y de $2 \pm 0,1$ para el grupo H. El patrón en el grupo L-LL se quiebra a los ~ 14 ka, por el máximo que genera el valor individual de un Co de Pampa de Mejillones (Pampa G).

El patrón del Cs muestra empobrecimiento sin una correlación clara en el grupo L-LL ($\langle Cs_{norm} \text{ L-LL} \rangle = 0,4 \pm 0,2$), con un máximo negativo cerca de los ~ 14 ka dado por 3 muestras con empobrecimientos entre 0,1 y 0,6. En el grupo H se ve un comportamiento distinto ($\langle Cs_{norm} \text{ H} \rangle \sim 1,8 \pm 1,2$), con el Cs mostrando un patrón de enriquecimiento hasta los ~ 16 ka donde la tendencia pasa a la de empobrecimiento hasta los ~ 20 ka, para volver a un máximo positivo a los ~ 25 ka, que se hace ligeramente negativo a los ~ 34 ka.

El patrón del Ni es el más variable, y se aprecia mejor en la población del grupo L-LL (más representativa de la localidad de Pampa de Mejillones). Para resaltar este comportamiento en la fig. 5.6 se dibujó una línea que une puntos consecutivos a fin de visualizar la evolución en el tiempo. El rango de valores para este elemento presenta anomalías de empobrecimiento en ambos grupos (tabla 5.7), aunque sus valores promedio no ($\langle Ni_{norm} \text{ H} \rangle \sim 0,9 \pm 0,2$; $\langle Ni_{norm} \text{ L-LL} \rangle \sim 0,8 \pm 0,2$).

Tabla 5.7. Valores mínimos, máximos y promedios para los elementos que presentan anomalías para cada grupo químico de CO's de Atacama

	Na	Ni	Rb	Sr	Cs	Ba	Tl	Pb	Th	U
Min H	1,94	0,57	0,59	1,18	0,75	0,48	3,23	2,95	1,14	1,17
Max H	2,09	1,22	1,09	3,97	3,75	9,19	55,72	167,65	4,90	48,17
Prom H	2,01	0,89	0,85	2,39	1,75	2,72	29,59	36,82	2,59	16,63
sd	0,07	0,20	0,19	0,99	1,20	2,64	22,29	64,48	1,37	17,32
Min L-LL	1,87	0,45	0,35	0,94	0,14	1,11	5,31	1,60	0,87	0,79
Max L-LL	3,97	1,14	1,57	6,35	0,86	17,85	210,02	66,99	5,49	81,77
Prom L-LL	2,35	0,78	0,86	2,63	0,41	5,29	50,58	17,91	1,48	14,65
sd	0,62	0,21	0,30	1,35	0,23	5,57	56,87	16,67	1,11	22,11

En la figura 5.7 vemos en ambos grupos se distingue un patrón zig-zag en la evolución temporal de las concentraciones de estos elementos. El grupo L-LL con dos notorios máximos que representan un enriquecimiento tanto en los valores de Ba como en los de Sr (aunque éstos son de menor magnitud), a los ~14 ka ($Ba_{max} \sim 11$; $Sr_{max} \sim 4$) y ~28 ka ($Ba_{max} \sim 18$; $Sr_{max} \sim 6$). El grupo H también exhibe un máximo positivo a los ~11 ka notable para el Ba ($Ba_{max} \sim 9$) y menor para el Sr ($Sr_{max} \sim 3$). En el capítulo 6 de discusiones, retomaremos este gráfico para ver la factibilidad de ser usados estos elementos como proxies para la edad terrestre como fue sugerido por Al-Kathiri et al. (2005).

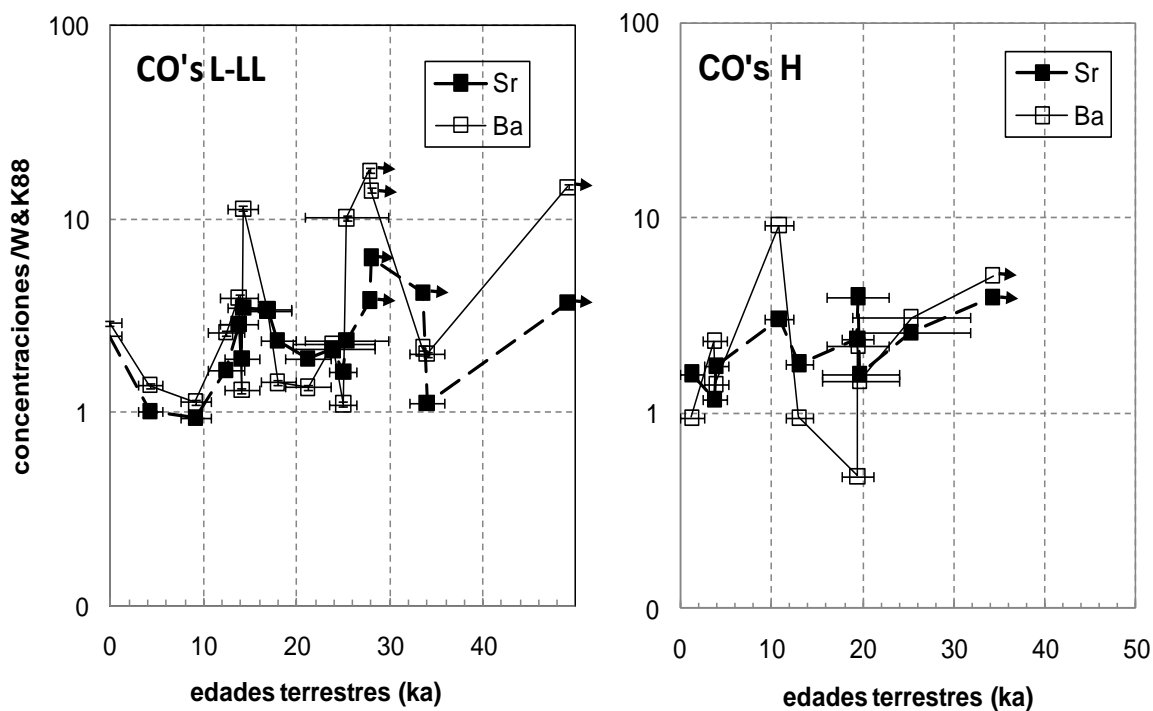


Fig. 5.7. Edades terrestres versus concentraciones de Sr y Ba, normalizados a W&K88 para CO's de Atacama a) del grupo L-LL y b) del grupo H.

La figura 5.8 muestra la distribución de los elementos Tl, Pb, Th y U que son los que se presentan más enriquecidos en los CO's de Atacama medidos. La figura se descompuso para cada uno de estos elementos a fin de observar los patrones mejor.

Observamos que el Th en realidad presenta un patrón de enriquecimiento gradual en el tiempo, con un punto anómalamente alto para el conjunto, que corresponde al meteorito Paposó.

Las concentraciones normalizadas de Pb (Pb_{norm} L-LL [~ 2 - ~ 67] $<17,9 \pm 16,7>$; Pb_{norm} H [~ 3 - ~ 168] $<36,8 \pm 64,5>$) presentan dos máximos en su tendencia, uno a los ~ 14 ka y otro a los ~ 25 ka, mientras que para concentraciones de U (U_{norm} L-LL [~ 1 - ~ 82] $<14,7 \pm 22,1>$; U_{norm} H [~ 1 - ~ 48] $<16,6 \pm 17,3>$) son normales hasta los ~ 10 ka, luego de lo cual aumentan hasta alcanzar un primer máximo a los ~ 17 ka, luego un decrecimiento de las concentraciones entre ~ 18 con máximo (-) a los ~ 25 ka, para aumentar hasta un nuevo máximo (+) a los ~ 25 ka. Los valores de las concentraciones normalizadas a los ~ 25 ka, de casi 80 veces de diferencia, corresponden a meteoritos de la misma localidad de Pampa de Mejillones.

Las concentraciones normalizadas de Tl (Tl_{norm} L-LL [~ 5 - ~ 210] $<50,6 \pm 56,9>$; Tl_{norm} H [~ 3 - ~ 56] $<29,6 \pm 22,3>$) no presentan un patrón claro, por el número limitado de datos. Se observa sí un máximo a los ~ 28 ka, y uno (-) a los ~ 25 ka, coincidente con el mínimo observado en el U, y correspondiente al mismo meteorito, Pampa A.

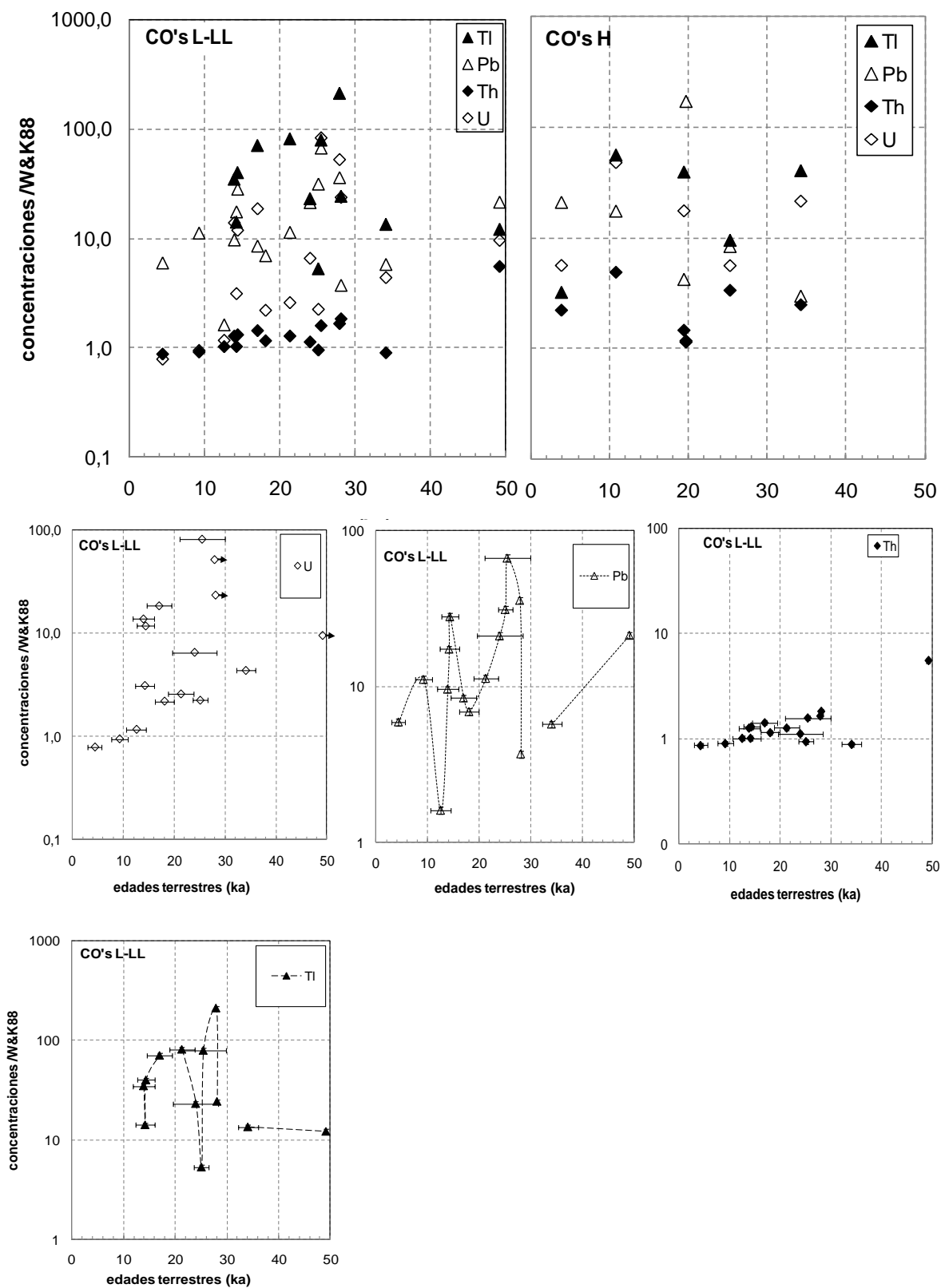


Fig. 5.8. Edades terrestres versus concentraciones de Tl, Pb, Th y U, normalizados a W&K88 para CO's de Atacama a) del grupo L-LL, b) del grupo H; c), d), e) y f) son las distribuciones mostradas en a), pero individualizadas para ver mejor los patrones en el tiempo.

Resumen capítulo V

Los elementos enriquecidos sistemáticamente son el Na, Sr, Ba, U, Pb, Tl y Th, y en menor grado el K y las LREE. Los elementos deprimidos sistemáticamente son el Ni, el Ti y en menor grado el Rb y Cs. El Co aparece en un rango variable, pero principalmente deprimido.

El Fe, Si, Mg, Mn y Al presentan rangos por sobre y por bajo el promedio del elemento para CO's H y L-LL, pero en rangos estrechos (entre 0.9-1.1; 0.7-1.1; 0.7-1.0; 0.8-1.0 y 0.8-1.0, respectivamente, ambos grupos incluidos), sin embargo a escala mineral, al ser analizados con EDS y SEM, vemos que hay alta movilidad de éstos, sobretodo del Si, disminuyendo en los silicatos y enriqueciendo de manera ubicua los productos de meteorización, por lo que un componente de arcillas y posiblemente filosilicatos de escala micro-nanométrica pueden ser también parte de los componentes de los productos de meteorización, que necesitan ser estudiados con imágenes de alta resolución en estudios futuros.

La evolución temporal de las concentraciones de estas anomalías no sugiere un enriquecimiento progresivo con el aumento de la residencia terrestre de las muestras, en la mayoría de los casos. Los únicos elementos que presentan una tendencia de aumento de sus concentraciones en el tiempo son el Sr y el Ba, que discutiremos con mayor profundidad en el capítulo 6, en el contexto de los resultados encontrados en los anteriores capítulos.

CAPÍTULO VI

6. DISCUSIONES Y CONCLUSIONES

Abordaremos las discusiones de los resultados en el orden en que éstos fueron presentados, pero anexando información relevante para las comparaciones entre los resultados de diversas técnicas.

6.1. Superficies de desierto y propiedades físicas correlacionadas con las edades

6.1.1. Superficies del desierto de Atacama versus otros desiertos

Algunos elementos importantes de mencionar con respecto a las condiciones generales que presentan las superficies del desierto de Atacama en comparación a otras superficies en desiertos calientes recaen en a) su antigüedad y estabilidad sostenida en el tiempo; b) el alto contenido de sales del regolito; c) fluctuaciones climáticas mínimas desde al menos 1,5 Ma en la depresión central del desierto y patrón de ciclos más húmedos en el sector costero, producto de actividad reciente asociada a eventos modernos tipo-El Niño, sumado a presencia de *camanchacas*; d) permanencia sostenida sobre un amplio rango de tiempo de vientos produciendo efecto de deflación en las superficies.

La sales que predominan en Pampa de Mejillones son el yeso, anhídrita, halita, calcita y nitrato (Muñoz et al., 2007), mientras que las sales presentes en San Juan son principalmente yeso y anhídrita (este trabajo). Varios autores han referido la importancia de las sales en los procesos de meteorización en ambientes desérticos (Goudie y Parker, 1998; Goudie et al., 2002), así como también en la meteorización de meteoritos (Bland et al. 1998). Goudie et al. (2002) puntualiza a la acción específica que tiene la niebla costera en las tasas de fraccionamiento, mientras que las sales controlarían la temporalidad de la respuesta a este fraccionamiento, no así el estilo de éste, que vendría dado por las características de la roca. En nuestro caso, esta condición es alcanzada en Pampa de Mejillones, donde tanto las sales como la niebla costera son dos agentes continuamente presentes, a diferencia de San Juan, donde la restricción de humedad es mayor, por lo cual, la actividad de las sales es menor, al menos a nivel superficial. Sin embargo, en el subsuelo, la actividad de las sales se incrementa, lo que queda demostrado por la presencia ubicua de eflorescencias salinas en las superficies donde estaban apoyados en el suelo los meteoritos. Este lado en contacto con el sustrato es el que presentaba mayor grado de meteorización, visible a simple vista, como vimos en el capítulo 3.

Por lo tanto, en la medida que el meteorito alcance más rápidamente la superficie luego de su caída y posible enterramiento en el sustrato (fig. 6.1A), menos meteorización química de sus componentes se observará. De esto se desprende que en los sectores en que las tasas de deflación sean importantes, se cumplirá un tiempo con menor duración de este enterramiento.

La figura 6.1 ilustra tres momentos luego de la caída del meteorito a la superficie terrestre: A) periodo de enterramiento en el sustrato, cuya profundidad dependerá principalmente de las condiciones del suelo, i.e., suelos blandos serán más susceptibles a generar un mayor enterramiento inicial que en sustratos duros. En nuestro caso, la superficie de Pampa de Mejillones es más blanda que la de San Juan; Esta primera etapa es crucial en definir el nivel de oxidación general de la muestra, dado que los meteoritos caídos poseen una porosidad inicial alta, lo que los hace muy susceptibles a las nuevas condiciones (Consolmagno et al., 1998). Por lo tanto, en esta etapa, tanto las condiciones iniciales del meteorito como las condiciones ambientales iniciales (mayor o menor disponibilidad de humedad y sales) contribuyen a generar el estado inicial de oxidación, en el momento más crítico de meteorización para los meteoritos, dado que en estas condiciones es donde se desarrollará la meteorización química más intensa; B) exhumación en superficie del meteorito. Una vez que el meteorito alcanza la superficie, la tasa de meteorización química disminuirá dado que la acción de la humedad y las sales disminuyen abruptamente al quedar expuestos a las condiciones atmosféricas del desierto, sin embargo, ahora la meteorización mecánica se hará más importante producto de la variación térmica diaria y erosión eólica a la que estarán sujetos en estas nuevas condiciones. Precipitaciones esporádicas no contribuirán mayormente a generar mayor meteorización química, dado que parte de los ajustes de composición química y mineralógica ya habrán tenido lugar en la primera etapa, dejando a los meteoritos en condiciones menos reactivas al medio, en el caso de los meteoritos que pasaron algún tiempo enterrados. Para los que permanecieron en superficie sin pasar por la etapa A, la intensidad de los procesos de meteorización dependerán fuertemente en las condiciones climáticas imperantes al momento de la caída. Lógicamente, los que cayeron en periodos de humedad relativa mayor se meteorizarán más intensamente que los que cayeron en periodos de mayor aridez, pero el grado al cual esta meteorización avance dependerá, al igual que en la etapa A, del porcentaje inicial de porosidad del meteorito, lo cual encontramos que está relacionado en la mayoría de los casos al grado de choque de las muestras, como vimos en el capítulo 3; C) está en superficie, donde la tasa de meteorización es la menor, proveniente de los efectos del ambiente de superficie principalmente, y en menor medida de la interacción con el suelo.

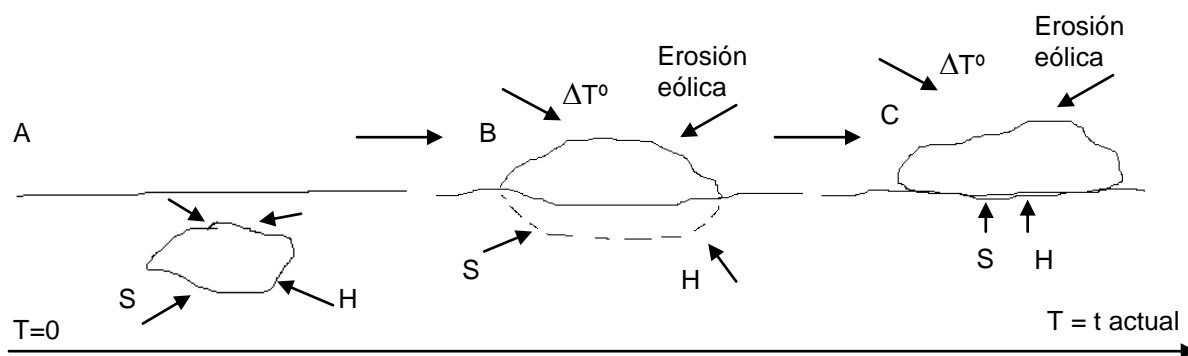


Figura 6.1. Tres momentos en la residencia terrestre de los meteoritos de Atacama A) Fase enterramiento en sustrato inmediatamente post caída, acción de humedad (H) y sales (S); B) exhumación de meteorito en superficie en condiciones atmosféricas (ΔT° y erosión eólica) y subsuperficiales (S y H); C) exhumación total, prevalencia condiciones atmosféricas.

San Juan entonces se presenta como un excelente lugar para la preservación de meteoritos en el tiempo, por la conjunción de factores favorables a ello: a) altas tasas de deflación activas durante un largo periodo de tiempo, deducido de las evidencias del pavimento del desierto bien desarrollado y presencia ubicua de ventifactos, además del poco enterramiento que presentaban los meteoritos; b) presencia de sales pero sin actividad relevante de camanchacas ni episodios más húmedos por un largo periodo de tiempo.

Pampa de Mejillones, por el contrario, presenta condiciones menos favorables a la preservación de meteoritos por a) corresponder a una activa zona de erosión, con sectores restringidos de superficies de deflación, siendo más predominantes los campos de dunas, que pueden estar ocultando parte de la población de meteoritos de ese sector, lo que se deduce además por la baja densidad de meteoritos encontrados (aunque la realización de búsquedas sistemáticas a pie puede mejorar ese valor); b) conjunción de condiciones menos favorables que el caso de San Juan para la preservación de meteoritos en el tiempo, como lo es la alta cantidad de sales, la humedad proveniente de las camanchacas y los episodios de precipitaciones temporales que ocurren en la zona.

Las condiciones climáticas difieren en Pampa de Mejillones y en San Juan, al estar en la franja costera la primera, con mayor disponibilidad de humedad relativa en el aire y con episodios de precipitaciones esporádicas con frecuencias decadales desde 5500 años A.P. (Vargas et al., 2007). San Juan, al encontrarse fuera de la influencia de las camanchacas, y de las precipitaciones del monzón de verano altiplánico, presenta la mayor parte del tiempo una humedad relativa del aire mínima y episodios efímeros de precipitación.

Pampa de Mejillones, por esta mayor cantidad de humedad disponible asemeja el comportamiento de su población de meteoritos a la de otros desiertos calientes con mayor humedad como veremos más adelante.

6.1.2. Comparación propiedades físicas de CO's de Atacama y otros desiertos

- *Distribución de Masas*

Si graficamos la distribución de masas encontrada para las localidades de Pampa de Mejillones y San Juan con otros desiertos (Fig. 6.2), podemos ver que el caso de San Juan es comparable al caso del desierto Roosevelt County (Nuevo México, EEUU) y Nullarbor (Australia) donde la mayor cantidad de meteoritos es <40 g, debido a que también en estos lugares se ha llevado a cabo búsquedas sistemáticas a pie (Bland et al., 1998). Pampa de Mejillones se comporta como otros lugares donde la búsqueda se ha realizado preferencialmente en vehículos motorizados, y donde abundan meteoritos >1 kg.

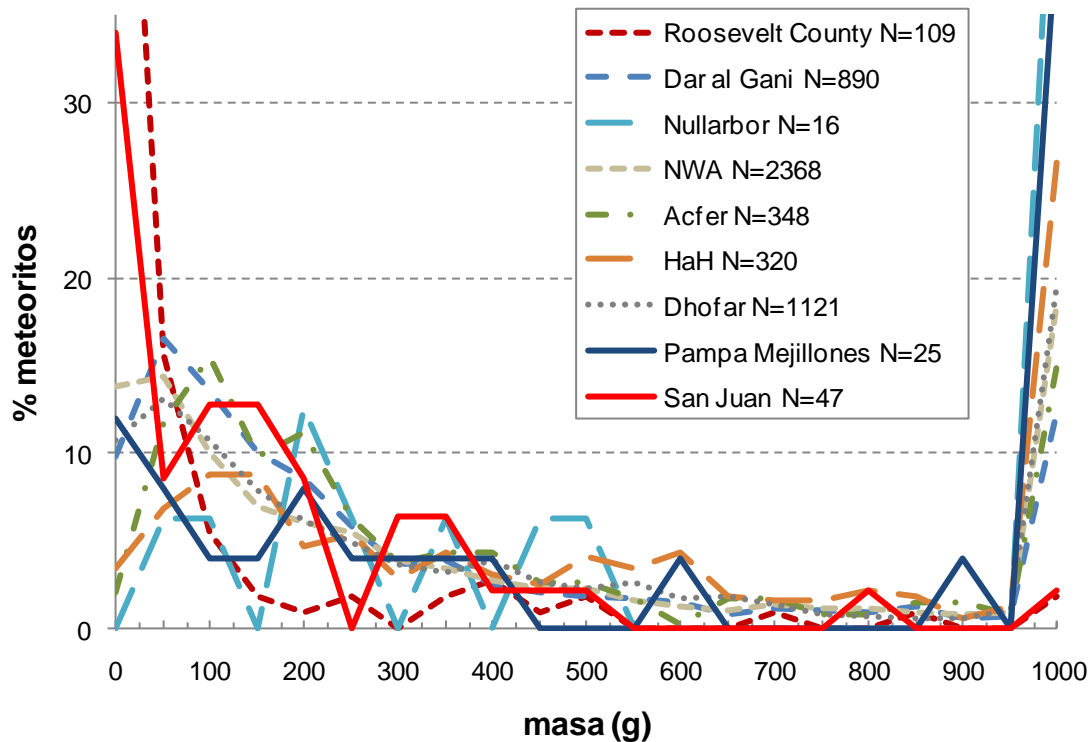


Figura 6.2. Distribución de frecuencias de masas de meteoritos para los principales lugares de recolección en desiertos calientes.

- *Distribuciones relativas por clase de meteorito, y por grupo y tipo en los CO's*

Tanto en Pampa de Mejillones como en San Juan la clase de meteorito predominante es la de condritos ordinarios, exceptuando por 1 muestra de condrito carbonaceo encontrado en San Juan.

De la estadística que tenemos de meteoritos caídos, existe para la población de San Juan una falta de ~6% de meteoritos acondríticos, del clan HED (Howarditas, Eucritas, Diogenitas) en particular. Esta falta se puede explicar por la dificultad que implica encontrar este tipo de meteoritos que poseen bajas cantidades Fe-Ni metálico, por lo que su meteorización no genera el típico color café que caracteriza a las muestras de condritos, y las hace indistinguibles del total de rocas terrestres presentes en esas áreas.

Por la misma razón, es improbable que en futuras expediciones se encuentren meteoritos con bajo contenido de Fe-Ni metálico, como lo son los meteoritos HED, la mitad de las aubritas, meteoritos marcianos y angritas.

Con respecto a la distribución por grupo y tipo petrológico, vimos en el capítulo 3 que considerando los datos luego del pareamiento de muestras tanto en Pampa de

Mejillones como en San Juan, la distribución según grupo químico era de ~38% para los H, ~44% para los L y ~13% para los LL, mientras que para el área de San Juan era de ~60%, ~31% y ~3% respectivamente.

En San Juan los tipos de CO's más representativos son los H5 y L6, con 16 y 8 meteoritos respectivamente, sin parear, y luego de realizar el pareamiento se reducen a 8 y 6 respectivamente. Para el caso de Pampa de Mejillones los CO's más representativos son L5 y H5, con 6 y 4 meteoritos respectivamente, que luego del máximo pareamiento se reducen a 2 L5 y 2 H5.

Dado el gran número de CO's de tipo H5 y L6 en San Juan y L5 en Pampa de Mejillones, es muy probable que algunos meteoritos considerados como pareados correspondan en realidad a caídas distintas. De hecho, son muchos meteoritos H5 en San Juan y L5 en Pampa de Mejillones antes del pareamiento, y muy pocos luego del pareamiento, por lo que el número real debe caer entre los valores extremos.

Con esto en mente, y volviendo a la tabla 3.3, vemos que las abundancias por grupo de San Juan para el grupo H son considerablemente mayores (60%) a las reportadas tanto para caídas (33,8%), meteoritos encontrados en Antártica (40,7%) y meteoritos encontrados en otros desiertos calientes (África del Norte y península Arábiga) (43,6%). El grupo L (31,4%) asemeja su abundancia a la de otros meteoritos encontrados en desiertos calientes (34,3%), mientras que el grupo LL está sub-representado con solo un 3% (con respecto a un 7,5% reportado en meteoritos de otros desiertos calientes y de 8% en meteoritos caídos).

Pampa de Mejillones presenta mayor población del grupo L con un 44%, comparable con la abundancia de meteoritos caídos (37,3%), mientras que los H (38%) caen entre las abundancias de meteoritos caídos (33,8%) y de meteoritos encontrados antárticos (40,7%). Los LL (13%) son comparables con la abundancia de meteoritos antárticos (14,4%).

La diferencia entre el grupo predominante de CO's en las poblaciones de Pampa de Mejillones, grupo L-LL, y San Juan, grupo H, puede deberse a un sesgo en CO's H en Pampa producto de la abundancia de sectores con dunas, que pueden estar ocultando parte de la población total de meteoritos de la superficie, que deben permanecer enterrados, a diferencia de San Juan, que al ser una activa zona de deflación, presenta la mayor parte de sus meteoritos acumulados en superficie. Otra opción es que por ser más húmeda y expuesta a variaciones climáticas estacionales, Pampa de Mejillones haya perdido ya parte de los meteoritos que alcanzaron el umbral de destrucción, y que en esa población ya desaparecida hayan predominado los del grupo H, al ser más susceptibles a la meteorización dado su mayor contenido de Fe-Ni metálico, como ha sido referido por Bland et al. (1998).

Las abundancias para el grupo H en meteoritos del Norte de África y Península Arábiga también muestran, al igual que San Juan, una modificación con respecto a los valores que se tienen de los meteoritos caídos recientemente. La misma observación fue realizada por Harvey y Cassidy (1989) comparando la población de meteoritos antárticos y los meteoritos caídos modernos, usando una aproximación estadística más refinada. Esto fue interpretado como una posible variación en la entrega de material meteorítico hacia la Tierra sobre la escala de tiempo corta que representan los meteoritos caídos (unos pocos cientos de años). Los resultados de este estudio en San Juan apoyan esta hipótesis, lo que indicaría que el cambio en la composición del flujo de meteoritos es de hecho bastante reciente, al menos menor al tiempo de duración de la acumulación que es del orden de los 30 ka.

Comparados con otras poblaciones (Pampa de Mejillones, meteoritos caídos, antárticos y de otros desiertos calientes), los meteoritos de San Juan exhiben un exceso de CO's tipo 3, tanto para el grupo H como el L. No se cuenta con una explicación satisfactoria para esta observación otra que un sesgo estadístico debido a un bajo número de meteoritos.

6.1.3. Distribución edades terrestres

Las tendencias por sitio de acumulación nos entregan que para San Juan el ~52% de los meteoritos son más antiguos que 20 ka, mientras que para Pampa de Mejillones, el ~47% es mayor a 20 ka.

Otras áreas densas de recolección de meteoritos en desiertos calientes muestran un espectro de edades terrestres más jóvenes: la proporción de meteoritos con edades terrestres > 20 ka en el área de Afer en Argelia es de 17% (Wlotzka, 1995; Neupert et al., 1997), 30% en el área de Dar al Gani, en Libia (Welten et al., 2004) y 8% en el área de Daraj, Libia (Jull et al., 1990). El área de Nullarbor en Australia tiene un valor parecido a los meteoritos de Atacama de 51% (Jull et al., 2010). La fig. 6.3, muestra la comparación de la distribución de frecuencias de edades terrestres entre Atacama y otros desiertos tomado de otros autores (Jull et al., 1998; Bland et al., 1998)

La razón de este alto porcentaje de meteoritos más antiguos tiene relación con la gran estabilidad de las superficies de acumulación como fue comprobado a través de la datación de la superficie de San Juan por medio de ^{10}Be en clastos de cuarzo. Para la Pampa de Mejillones, las paleolíneas de costa en su superficie dan cuenta de edades mínimas para esas superficies, las cuales van desde 330 ka (para las paleolíneas de costa en el interior de la Pampa, asociadas al MIS⁸ 9), hasta 125 ka (en las paleolíneas costeras cercanas al actual nivel del mar asociadas al MIS 5). Además Atacama, en particular la localidad de San Juan, presenta mejores condiciones para la preservación de meteoritos, por su condición de hiperaridez sostenida en el tiempo, y la ausencia de

⁸ MIS: Marine Isotope Stages

ciclos más húmedos en los últimos, al menos 1,5 Ma (Reich et al., 2009), a diferencia de algunos episodios más húmedos ocurridos en el desierto del Sahara desde hace 20 ka (Bland et al., 1998). Una excepción es la Pampa de Mejillones que ha sido afectada por ciclos de mayores precipitaciones y humedad como dan cuenta estudios de abanicos aluviales en la zona (Marquardt, 2005, Vargas et al., 2007).

Esta información paleoclimática es consistente con las diferencias que apreciamos en las distribuciones de edades en Pampa de Mejillones y San Juan (fig 6.3). La primera localidad presenta un marcado máximo entre los 10 y 15 ka, y otro entre los 25 y 30 ka, mientras que en el rango entre 5 y 10 ka hay una brusca disminución de muestras. San Juan mantiene una distribución casi constante en el número de meteoritos a diferentes edades. Giscard, Valenzuela et al. (In prep) compara los resultados de Atacama con la población de meteoritos del desierto de Oman, que presenta el mismo tipo de distribución, con doble máximo, pero desplazado hacia edades más jóvenes (fig. 6.4).

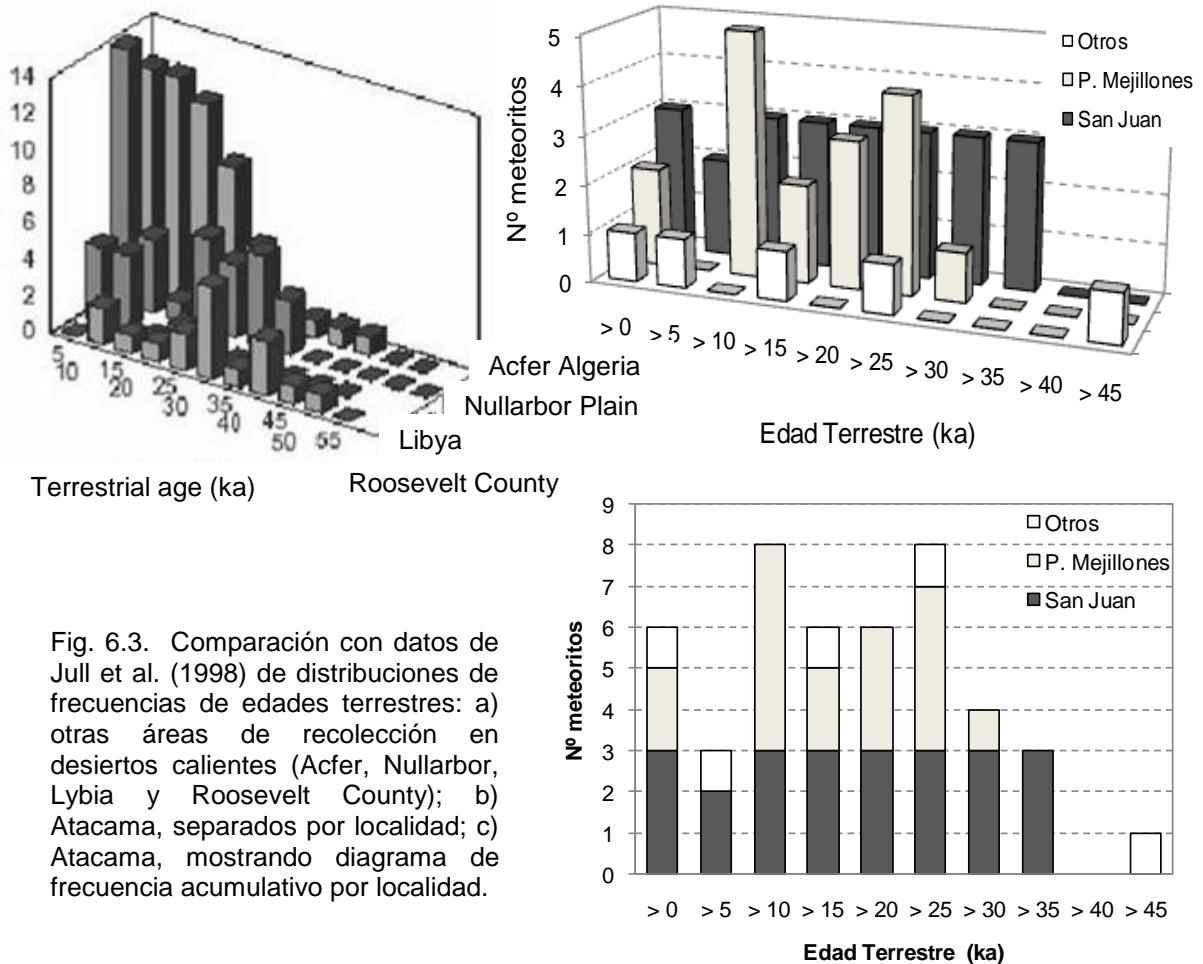


Fig. 6.3. Comparación con datos de Jull et al. (1998) de distribuciones de frecuencias de edades terrestres: a) otras áreas de recolección en desiertos calientes (Acfer, Nullarbor, Lybia y Roosevelt County); b) Atacama, separados por localidad; c) Atacama, mostrando diagrama de frecuencia acumulativo por localidad.

El punto máximo en 10-15 ka de la distribución de frecuencias de las edades terrestres en Pampa de Mejillones es coincidente con el periodo entre los 5300- 5500 años AP y los 15500 años AP interpretado por Vargas et al. (2007) como un periodo de

sequía por la ausencia de eventos de flujo de detritos deducido del registro de depósitos aluviales en la costa del desierto de Atacama. Tanto el periodo entre la actualidad y los 5300-5500 años AP y los años posteriores a 15500 años AP hasta 40000 años AP presentan evidencias de estos eventos de flujos de detritos. Los 5300-5500 años AP han sido interpretados como el inicio de las actuales condiciones de eventos El Niño, con eventos de precipitaciones esporádicos pero intensos con periodicidades variables pero en el rango entre 3 y 4 décadas, lo cual podría explicar la baja cantidad de meteoritos en el rango 0-10 ka. El otro máximo que observamos a los 25 – 30 ka podría corresponder asimismo a un periodo de mayor aridez a escala local en la Pampa de Mejillones, lo cual no ha sido reportado de la investigación de depósitos de detritos del trabajo de Vargas et al. (2007). Para el periodo entre ~24000 y ~31500 años AP los eventos de flujos de detritos han sido solo inferidos (ver fig. 2.5 en capítulo 2).

De la figura 6.3 podemos ver que el grupo H es el mejor representado en la población de Atacama hasta los ~30 ka (máximo a los 25-30 ka), donde decrecen considerablemente y se hace más representativa la población del grupo L. En Atacama el grupo LL está sub-representado, a diferencia de los meteoritos de Oman, como se aprecia en la fig 6.4.

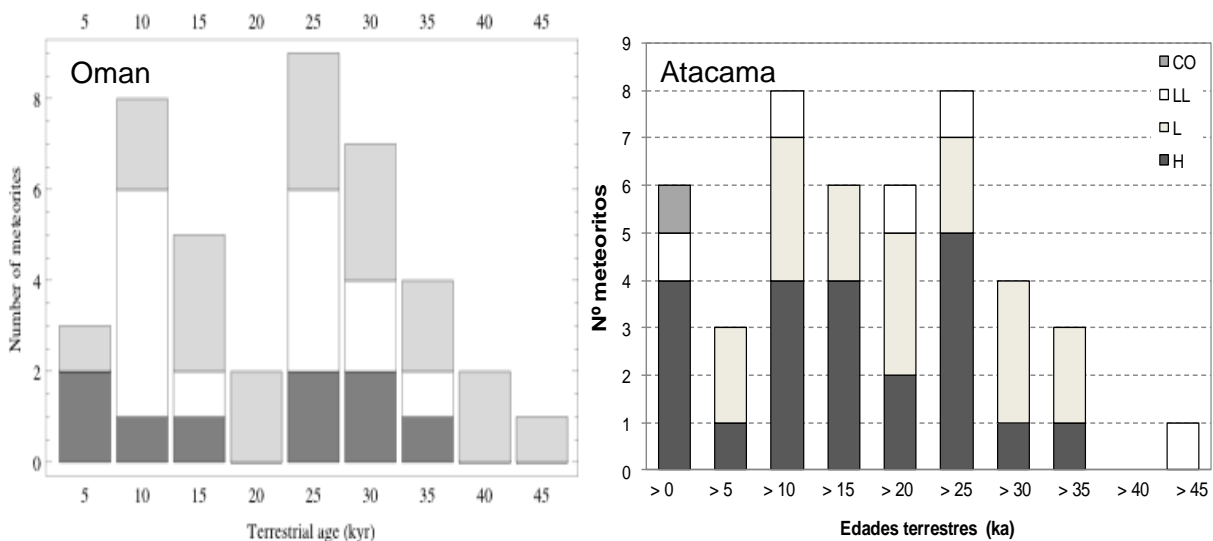


Fig. 6.4. Comparación entre las distribución de frecuencias de edades terrestres acumulativas, por grupo químico: a) Oman, gris oscuro corresponde a grupo L, blanco a LL y gris claro a H (Giscard, Valenzuela et al., In Prep); b) Atacama, colores de grupo L y H, al revés que en Oman.

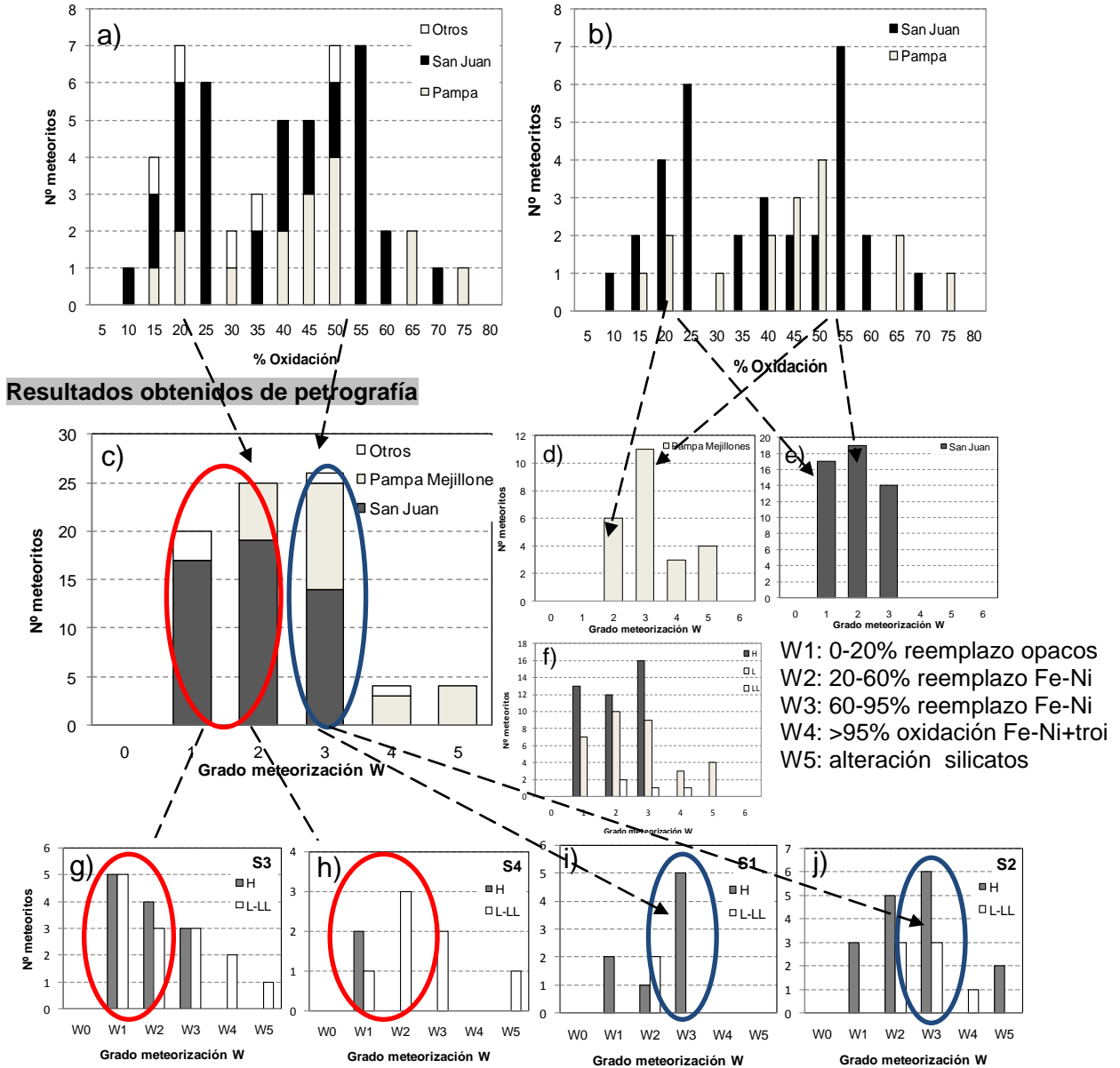
6.2. Resultados comparados de la meteorización a través del grado de meteorización, $\log \chi$, % oxidación deducido por EM y densidad-porosidad y su evolución temporal.

Veremos las diferencias que arrojan los distintos métodos utilizados para cuantificar el estado de meteorización. La caracterización mediante el $\log \chi$ de las muestras es la medición que más se acerca al estado general del meteorito, al ser una medición del total de la muestra, mientras que el grado de meteorización, obtenido en una sección delgada pulida, y los espectros Mössbauer, obtenidos de una pequeña muestra de polvo, son una representación parcial de la muestra, a pesar de que hayan sido escogidas y procesadas para disminuir este efecto.

La figura 6.5 muestra el resumen de los resultados presentados en los capítulos 3 y 4 para definir el estado general de meteorización de las muestras de CO's de Atacama, a través del grado de meteorización W (rango Atacama [W1-W5], <W3>), $\Delta \log \chi$ ($\Delta \log \chi$ H [0,02-1,32]; $\Delta \log \chi$ L [0,05-0,69]; $\Delta \log \chi$ LL [0,23-0,92]), porcentaje de oxidación deducido del valor de %Fe³⁺ total por EM (rango Atacama [10-74%], <37%>), densidad de granos y porosidad. La fig. 6.5a) y b) muestra histogramas bimodales para la distribución del % de oxidación, que son visibles a la escala total de Atacama, y en las localidades más importantes. Tanto en Pampa de Mejillones como en San Juan vemos el traslape de dos distribuciones normales: la primera se manifiesta con máximo principal a los 20% para Pampa de Mejillones y a los 25% para San Juan, y la segunda se presenta con máximo en la distribución a los 50% en Pampa y 55% en San Juan. Al ver el comportamiento de la distribución de frecuencias para el grado de meteorización W (figuras 6.5c, d, e y f), vemos que los máximos asociados a W1 y W2 son correspondientes con el máximo a los 20-25% oxidación de las figuras 6.5a,b, mientras que el máximo en W3 es correspondiente con el máximo alcanzado a los 50-55% oxidación en las figuras 6.5a,b.

Como vimos en el capítulo 4, existe una relación entre los grados de meteorización y el estado de choque de los meteoritos, lo que probablemente es el principal factor que genera la distribución bimodal observada, como se relaciona en la figura 6.5c con las figuras 6.5g-j, donde los máximos para W1 y W2 se relacionan con estados de choque más altos S3 y S4 (6.5g y h) y el máximo para W3 se relaciona a estados de choque más bajos S1 y S2 (6.5i y j). Esta relación viene dada por la porosidad inicial que posee el meteorito al caer a la Tierra, y que estaría condicionada por el grado de choque de la muestra. Como vimos en el capítulo 2, Gattacceca et al. (2005) encuentra una relación inversa entre la porosidad y el grado de choque, con lo cual a menor grado de choque, mayor porosidad primaria, debido a que estados de choque mayores implican impactos a hipervelocidades en los cuerpos parentales que habrían generado compactación a un grado mayor que la compactación generada por enterramiento y metamorfismo termal deducido del tipo petrológico.

Resultados obtenidos de Espectroscopía Mössbauer (EM)



Resultados obtenidos de propiedades magnéticas (log χ)

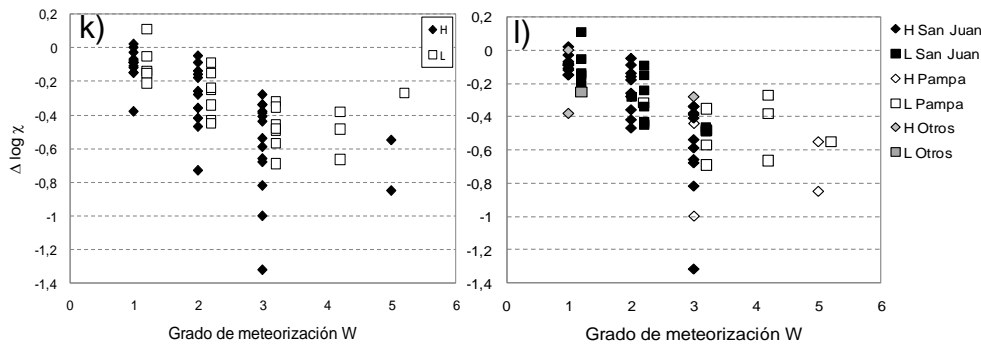


Fig.6.5. Comparación de los resultados obtenidos a través de EM, grado de meteorización W, estado de choque S y log χ para las muestras de Atacama: a) y b) frecuencia % oxidación para Atacama y las localidades de PM y SJ, respectivamente; c), d), e) y f) frecuencias de grados meteorización W para Atacama, PM, SJ y grupos químicos H, L y LL de Atacama, respectivamente; g), h), i) y j) frecuencia W para grado de choque S3, S4, S1 y S2 respectivamente; k) y l) grado de meteorización W versus $\Delta \log \chi$ para Atacama separado por grupos H y L, y por grupo y localidad, respectivamente.

Resultados obtenidos de propiedades físicas (densidad de granos, densidad total, porosidad)

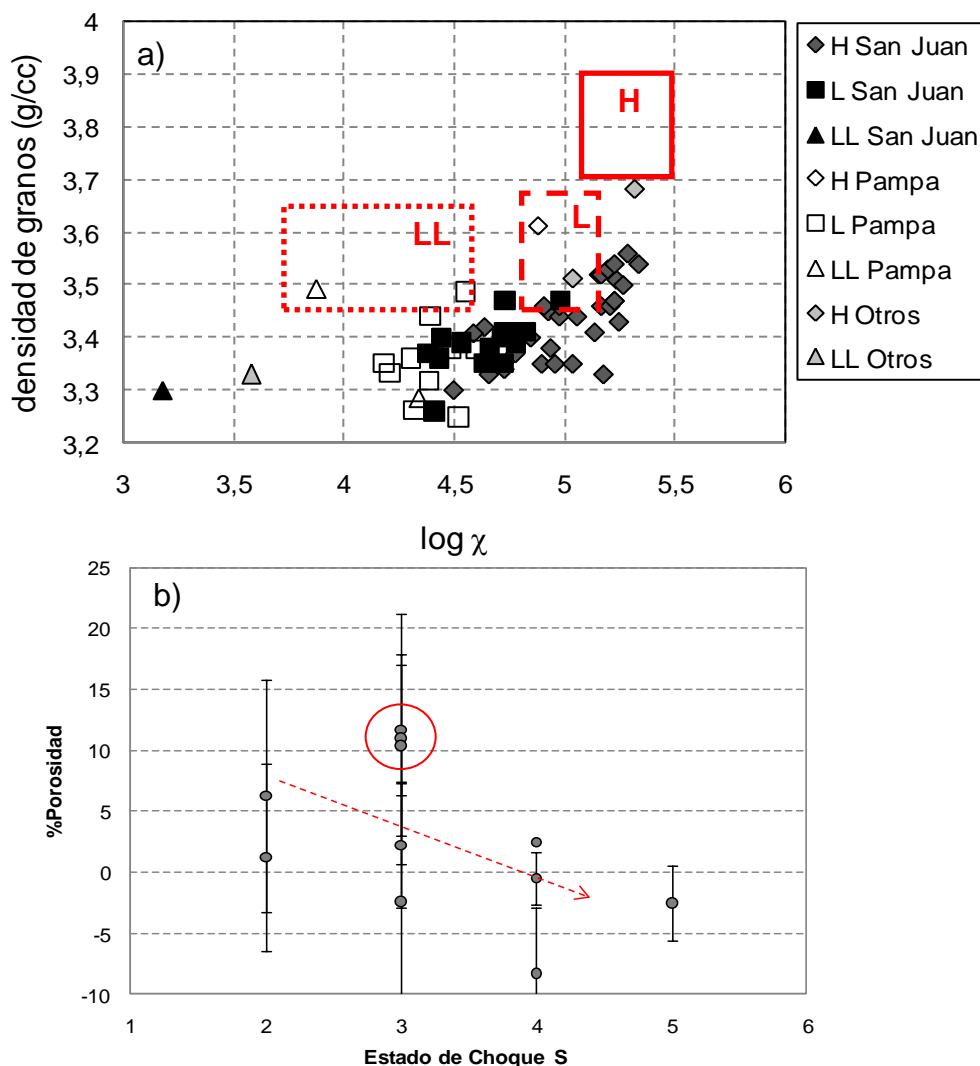


Fig.6.5. (continuación) **m)** gráfico de $\log \chi$ versus densidad de grano que muestra la disminución de ambos parámetros como resultado de la meteorización. **n)** Estado de choque versus % porosidad, que muestra tendencia general de disminución de la porosidad con el aumento del grado de choque. En círculo rojo se destacan meteoritos fuera de la tendencia que corresponden a CO's de Pampa de Mejillones con altos grados de meteorización, por lo que la porosidad corresponde a porosidad secundaria.

Una mayor porosidad inicial entonces condicionaría fuertemente el curso de la evolución de los procesos de meteorización en los CO's luego de caer, ya que propiciaría la introducción de humedad y sales del sustrato, con lo que los procesos de meteorización química serían más intensos, generando rápidamente los intercambios de cationes que permiten la generación de especies más estables a las nuevas condiciones ambientales como lo son los oxi-hidróxidos de Fe encontrados en las muestras. Una vez que la porosidad primaria es reducida, eventualmente hasta cero, por la generación de estos nuevos minerales de la oxidación del Fe-Ni y troilita principalmente, el grado de meteorización y el porcentaje de oxidación quedan fijos, experimentando relativamente baja meteorización posterior en el tiempo, a una tasa mucho más baja que en el primer periodo en que la porosidad es \neq a cero (como se observa de las tendencias casi constantes en el tiempo de grado de meteorización, porcentaje de oxidación y $\log \chi$, en la figura 6.6).

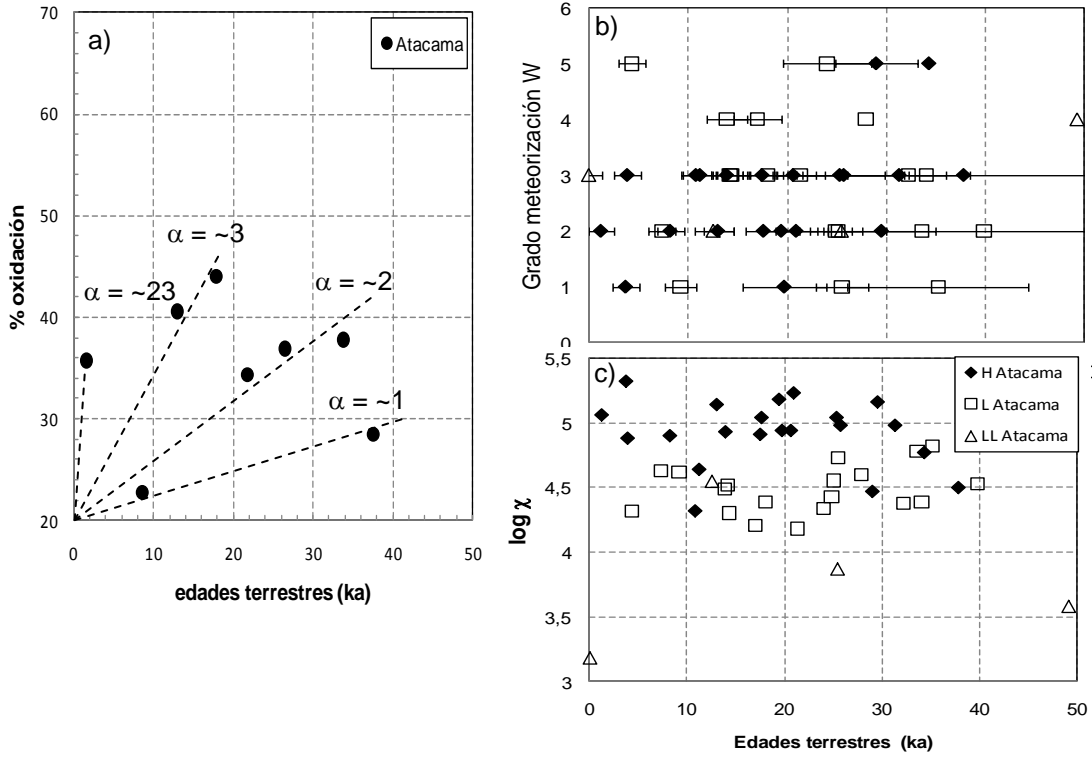
La figura 6.5k y 6.5l muestran la tendencia del comportamiento de la susceptibilidad magnética, expresada como la diferencia entre el valor promedio de $\log \chi$ para CO's caídos tanto del grupo H como el L y el valor medido en las muestras de CO's de Atacama, con respecto a los grados de meteorización W, que muestran un incremento cada vez mayor de esta diferencia a grados mayores de W, principalmente en muestras del grupo H, donde los componentes magnéticos son mayores, y la pérdida de estos minerales primarios (principalmente el Fe-Ni metálico) se traduce en una reducción significativa de la señal de $\log \chi$.

La figura 6.5m grafica $\log \chi$ versus densidad de granos, donde observamos que el grupo H de San Juan es el que experimenta una mayor disminución de la densidad de granos, mientras que parte de su población se mantiene en el rango de susceptibilidad magnética para el grupo H caídos. Dentro del grupo L, los de Pampa de Mejillones son los que más han disminuido sus valores de $\log \chi$, desplazándose al rango de CO's LL caídos.

La figura 6.5n grafica el estado de choque S versus el % de porosidad. El número de datos de buena calidad es insuficiente como para seriamente estudiar este parámetro, lo cual se debe a que muchos de los meteoritos son fragmentos menores de las masas principales, con masas < 15 g. Masas pequeñas generan una gran incertidumbre en la medición de la densidad total, que se transfiere como un error mayor cuando calculamos la porosidad. Inclusive para masas > 15 g, vemos que se obtienen valores negativos para la porosidad, producto de la gran incerteza del valor del volumen total (que proviene principalmente del valor de la masa del recipiente vacío). Por tal razón la porosidad así medida en este trabajo solo puede ser tomada como una referencia general. En ella se observa una disminución de la porosidad con el aumento del grado de choque, con excepción de 3 meteoritos con estado de choque S3, que corresponden a CO's de Pampa de Mejillones con altos grados de meteorización (W4 y W5) y que en la descripción petrográfica mostraron tener altos porcentajes de porosidad secundaria, por lo que pueden ser interpretados como los estadios previos a la fragmentación y desintegración que remueve a los meteoritos de la superficie de acumulación.

La figura 6.6 resume la evolución temporal de los principales proxies para definir los patrones de meteorización para los CO's de Atacama, que muestran que no existe correlación entre estas variables y las edades terrestres de las muestras. La fig. 6.6a muestra las que podrían corresponder a diferentes tasas de meteorización deducidas del promedio de los % de oxidación obtenidos a través de EM, y que variarían entre tasas muy rápidas (~23% ox./ka) a más lentas (~1% ox./ka).

Evolución temporal de la meteorización según W, % oxidación y log χ para Atacama



Evolución temporal de la meteorización según W, % oxidación y log χ para distintas localidades Atacama

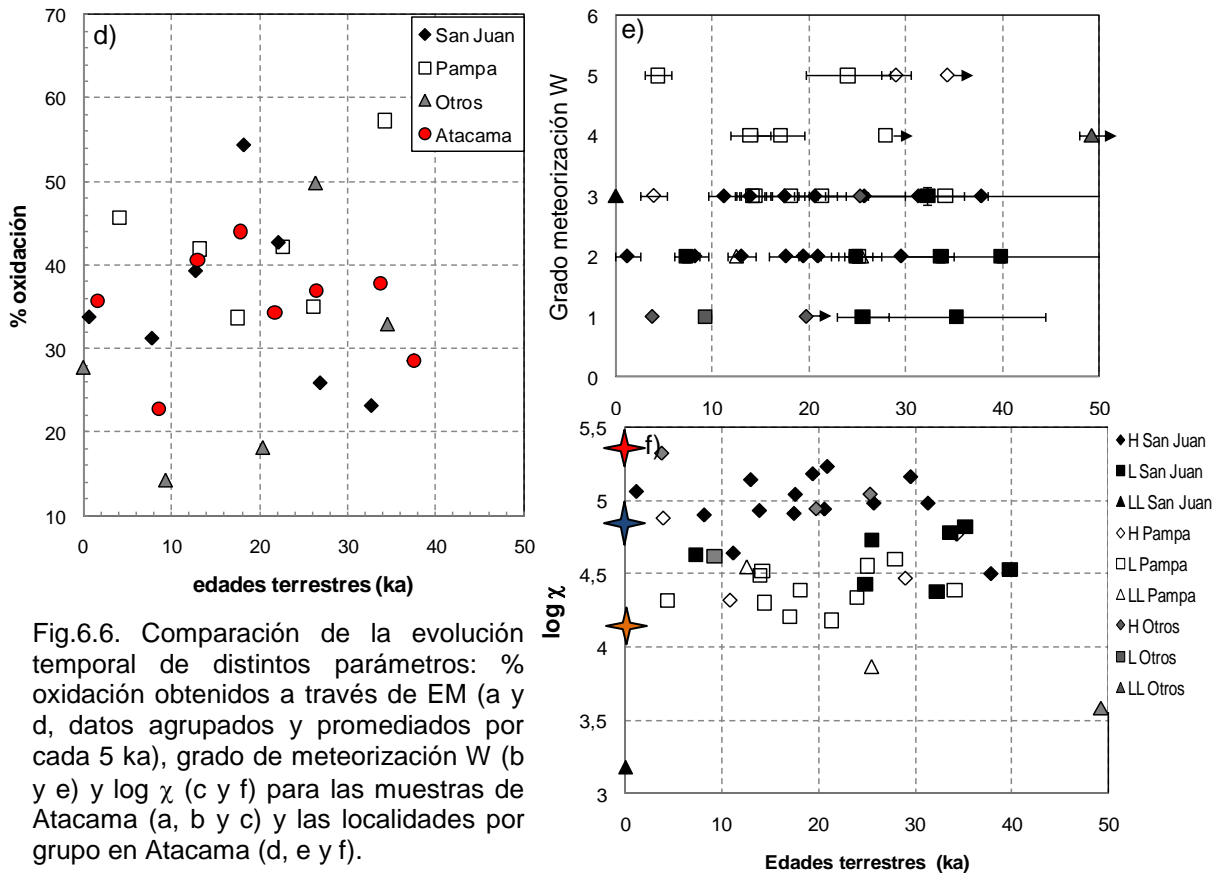


Fig.6.6. Comparación de la evolución temporal de distintos parámetros: % oxidación obtenidos a través de EM (a y d, datos agrupados y promediados por cada 5 ka), grado de meteorización W (b y e) y log χ (c y f) para las muestras de Atacama (a, b y c) y las localidades por grupo en Atacama (d, e y f).

La evolución temporal del porcentaje de oxidación de las muestras de Atacama (fig 6.7a) no muestran una correlación positiva como es el caso en otras poblaciones de CO's de desiertos calientes (e.j. Roosevelt County y Sahara, fig 6.7b).

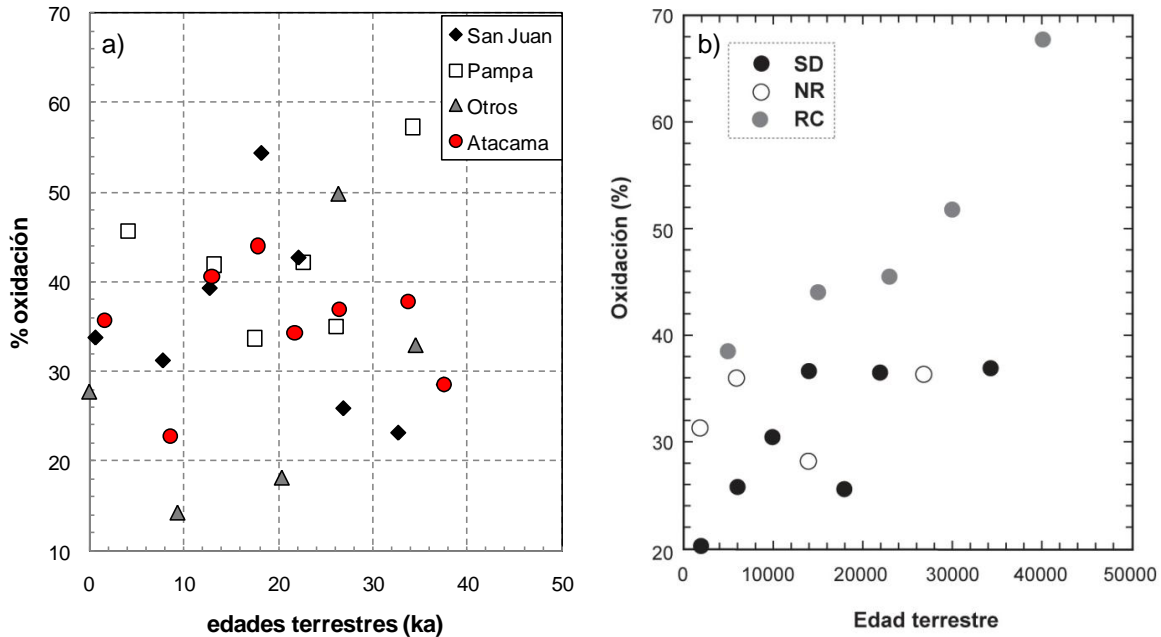


Fig.6.7. Comparación de la evolución temporal del % oxidación obtenidos a través de EM en CO's de a) otros desiertos calientes (Sahara Desert (SD), Nullarbor Region (NR) y Roosevelt County (RC)) y b) Atacama y las localidades abarcadas en este estudio. Los gráficos presentan los datos promediados para cada 5 ka, para ver la tendencia general.

Si comparamos los resultados obtenidos en un gráfico de % de oxidación versus edades terrestres detallado, con los resultados de Bland et al. (1998), como se muestra en la figura 6.8, vemos que para Atacama también es posible visualizar la tendencia en zig-zag que en el caso de los CO's de Nullarbor fue interpretada como producto de variaciones climáticas en el rango de tiempo que representaban las muestras.

Para nuestro caso se verifica que en el periodo de aridez entre los 5000 años A.P. y los 15.000 años A.P. (Vargas et al., 2007) hay datos con bajo % de oxidación y datos con alto % de oxidación para el mismo periodo para las muestras de PM que habrían experimentado condiciones ambientales con humedad restringida durante ese periodo de tiempo. Para el resto del tiempo Vargas et al. (2007) y referencias ahí, han reportado periodos con evidencias de precipitaciones capaces de generar flujos de detritos tanto para el periodo desde 5500 años A.P. hasta el presente, como entre 15500 y 37500 años A.P. Sin embargo la misma tendencia de muestras con altos y bajos % de oxidación en esos periodos, indican o que bien los meteoritos representan un nuevo proxy para el registro a una escala más fina de las modificaciones ambientales que cubren el lapso de tiempo de las sucesivas caídas en las superficies del desierto, o bien, el patrón se debe a parámetros propios de los meteoritos, como la porosidad que acabamos de analizar.

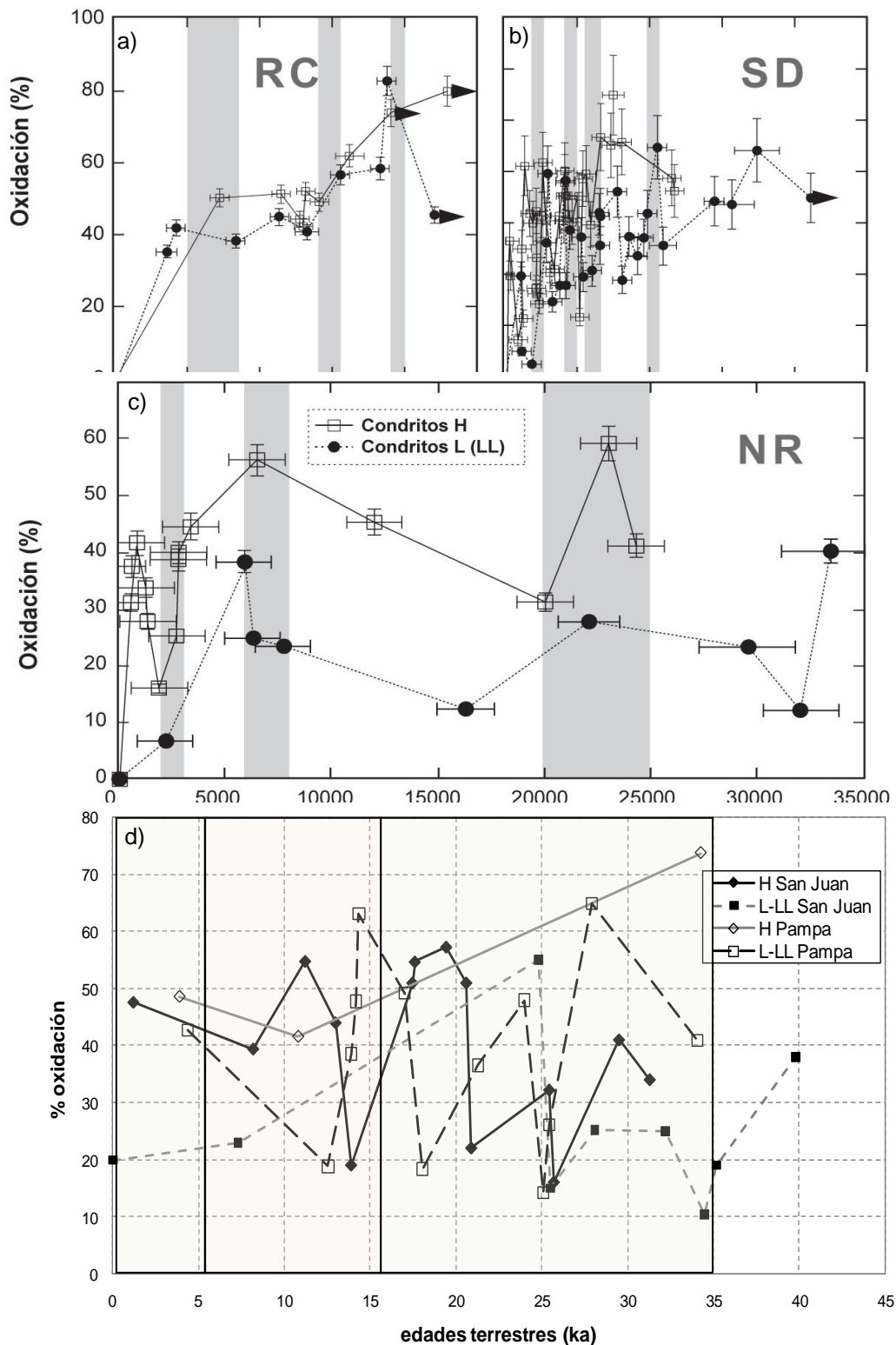


Fig.6.8. Gráfico de dispersión de edades terrestres versus % oxidación para CO's H y L-LL de a) Roosevelt County (RC), b) Sahara desert (SD), c) Nullarbor region (NR) y d) Atacama separados por localidad. Las áreas grises en las figs. a-c (modificadas de Bland et al.,1998)., representan periodos húmedos (referencias en Bland et al., 1998). En d) tanto las areas grises como rosadas (periodo de aridez), son datos de Vargas et al. (2007) para la costa del Norte de Chile y sur del Perú, que afectarían solo a la población de PM.

Si el factor externo fuese el que controla este patrón, deberíamos ser capaces de explicar cómo los patrones entre una localidad y otra exhiben características opuestas, como podemos apreciar en la fig 6.8d, donde mientras en PM se registra un pico positivo, en San Juan se registra un pico negativo.

Si creemos que los periodos con precipitaciones reflejadas en los depósitos aluviales de la cordillera de la costa fueron eventos restringidos a la franja costera, y que el interior del desierto ha permanecido en régimen de aridez al menos >1 Ma, como lo indicarían los resultados obtenidos de edades de exposición de clastos de cuarzo mediante ^{10}Be en la superficie de SJ, como fue presentado en el capítulo 3, las variaciones del porcentaje de oxidación también presentes en esta población no se deberían a cambios en los factores climáticos.

Por esta razón nos parece mucho más probable que la relación encontrada con respecto al estado de choque de las muestras –una característica intrínseca al meteorito, adquirida en su cuerpo parental producto de colisiones a altas velocidades, que hará que se modifique la porosidad inicial alta que poseen meteoritos sin efectos de choque a medida que los impactos vayan generando mayor compactación del material– es la verdadera causante del patrón de oxidación en el tiempo encontrado tanto para SJ (que se aprecia más claramente) como para PM (que por tener mayor disponibilidad de humedad, genera mayor oxidación incluso en los meteoritos que tienen baja porosidad). Esto se puede observar en la figura 6.9.

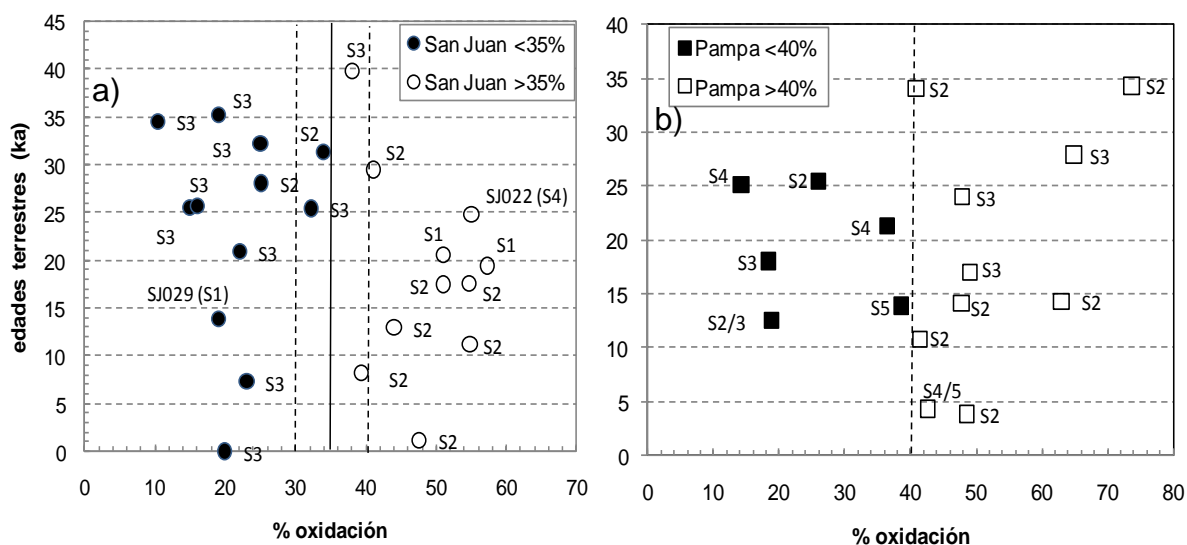


Figura 6.9. Porcentaje de oxidación versus edad terrestre para los CO's a) San Juan y b) Pampa de Mejillones, diferenciados por porcentaje del umbral de oxidación, 35% para San Juan y 40% para Pampa de Mejillones.

A la luz de esta nueva información, proponemos verificar los patrones en otros desiertos calientes interpretados como productos de variaciones climáticas, estudiando

la distribución de sus estados de choques, para dilucidar si este parámetro define fundamentalmente el comportamiento de la meteorización inicial de los meteoritos, al definir su porosidad inicial.

6.3. Resultados comparados de la meteorización a través de la caracterización mineralógica obtenida a través de petrografía, EM, DRX y química total y su evolución temporal

Mineralogía primaria y su relación con fases secundarias, química mineral y total.

Como vimos en el capítulo 4, todas las fases primarias presentan reemplazo a minerales de meteorización. Las especies más afectadas son, como ha sido referido ampliamente en la literatura, el Fe-Ni y la troilita, que desde el grado de meteorización W1 hasta W3 desarrolla halos de corrosión y reemplazo, el primero, y estructuras lineares al interior de los granos, la segunda. En los grados de meteorización superiores W4 y W5, el reemplazo de las especies opacas es casi total, y solo algunos relictos permanecen. En estos altos grados es posible encontrar más a menudo estructuras de disolución a escala de pocos micrones en los silicatos que circundan estos remanentes de opacos.

Los dominios preferenciales de la meteorización son las venillas pre y post caída. Las venillas precaída corresponden a las generadas por efectos de metamorfismo de choque, y producto de la meteorización transforman sus composiciones iniciales (principalmente Fe-Ni, pero también algunas con troilita), a oxi-hidróxidos de Fe variados, pero con presencia de Cl y Si principalmente en el eje central de éstas. Las venillas postcaída cortan a las primeras y son más gruesas, cruzando muchas veces todo el corte. Hasta W3 se ven regulares con poca porosidad, pero en grados de meteorización mayores, se aprecian abiertas o con sectores con disolución, lo que corresponde a un nuevo estado de porosidad secundaria, cuando la muestras están ya en proceso de fragmentación y destrucción. Otro dominio importante son los halos de corrosión en granos de Fe-Ni, con alteración concéntrica en capas que presentan variaciones en las concentraciones de los elementos que se detallan a continuación, así como también al interior de la troilita, en microfracturas con orientación {0001}.

Del conjunto de datos obtenidos a través de EM y DRX hemos podido definir un conjunto de minerales productos de la meteorización de las fases primarias que incluyen akaganeita, hematita, goethita, magnetita y maghemita. A través de la petrografía (principalmente de la herramienta SEM más EDS) hemos constatado que el reemplazo en los granos de Fe-Ni (en los sectores más cercanos al grano relictos) y en venillas presenta presencia de Cl en la mayoría de los análisis EDS, lo que sugiere que la akaganeita es un producto principal de la meteorización del Fe-Ni y que parte de este material es el que rellena las venillas de meteorización observadas. Vimos además que la troilita resiste la meteorización mejor que el Fe-Ni, al meteorizarse disminuye las concentraciones de S abruptamente, aumenta su contenido de Fe y O e incorpora

caciones Si, en rangos variables. Cl no se asocia a productos de esta fase, ni otras trazas significativas, generando hidróxidos de Fe y posiblemente sulfuros secundarios como marcasita o pirita, que ha sido reportado en CO's de desierto de Omán (Al-Kathiri et al., 2005), que no pudieron ser reconocidos en las señales de DRX ni EM. El S también es minoritario en las venillas, lo que hace suponer que este elemento es altamente móvil a los procesos de meteorización y que un patrón deprimido en sus concentraciones debería aparecer en su señal química (la que no pudo ser medida en este trabajo). Este comportamiento también ha sido referido para CO's de otros desiertos (Lee y Bland, 2004). Al contrario de este comportamiento, el Fe sale de los minerales primarios deprimiéndolos, pero enriqueciendo los productos de meteorización, por lo que no es expulsado del meteorito, lo que está de acuerdo con los patrones químicos encontrados. A su vez, el Ni disminuye en los granos meteorizados, pero el incremento en los productos es a nivel de elemento menor o traza, por lo que también es expulsado del sistema, lo que se refleja en el empobrecimiento general observado para el Ni en la química general de los meteoritos.

A través de la herramienta SEM más EDS vimos además que para meteoritos con $W \geq W3$ se aprecia disolución de silicatos ferromagnesianos en los alrededores de los granos de Fe-Ni y troilita reemplazados. De los datos obtenidos por EM también comprobamos que los silicatos eran igualmente afectados por la meteorización y que entre el olivino y el piroxeno, el primero mostraba tasas más pronunciadas de meteorización que los segundos, sobretodo en la población de SJ, a diferencia de lo reportado por Bland et al. (1998) que encuentra que olivinos y piroxenos eran afectados igualmente por la meteorización, pero en concordancia con los estudios que han encontrado que los olivinos son más susceptibles a la disolución en experimentos de laboratorio (Luce et al., 1972; Siever y Woodford, 1979; Grandstaff, 1978). La petrografía, complementada con la información de EM y DRX hace suponer que el principal componente en esta fase avanzada de meteorización es la hematita, un producto de meteorización poco habitual, pero reportado como principal componente en la meteorización de CO's de Omán (Al-Kathiri et al., 2005). La población de PM es la que exhibe mayormente la presencia de hematita, coherente con los colores café más rojizos predominantes de los polvos de las muestras a diferencia de los de SJ, y con la no despreciable meteorización de los silicatos observada. Antes de llegar a esta fase, lo más probable es que se hayan desarrollado fases intermedias como las esmectitas, descritas en la petrografía como las causantes de la tinción de los silicatos cuando aún no se ven como fases opacas, que es el siguiente estadio que se puede observar, sin embargo no fueron identificadas a través de DRX. El trabajo de Hochella y Banfield (1995) muestra a escala nanométrica el reemplazo isovolumétrico de esmectita en silicatos máficos en las primeras fases de meteorización en ambientes naturales, a través del uso de microscopio electrónico de transmisión (TEM), una importante herramienta que en un futuro podría complementar los alcances de este estudio, sobretodo en la definición de las primeras fases de meteorización en los silicatos.

Algunos minerales minoritarios como la ilmenita y apatito fueron identificados mediante SEM y EDS, no así los sulfatos barita (BrSO_4), ni celestina (SrSO_4), que son minerales reportados como producto de meteorización en CO's de desiertos calientes

(Lee y Bland, 2004; Al-Kathiri et al., 2005), pero que por las altas concentraciones de Ba y Sr en el patrón de química total de los CO's de Atacama, pueden corresponder a componentes minoritarios existentes pero no observados.

Bland et al. (1998) reporta una diferencia en el parámetro dado por la razón Fe^{3+} paramagnético/ Fe^{3+} total para meteoritos caídos en periodos húmedos con respecto a los caídos en periodos más áridos, encontrando una mayor representatividad de componentes magnéticamente ordenadas en los espectros Mössbauer de las muestras caídas en épocas más húmedas (Fe^{3+} paramagnético/ Fe^{3+} total $< \sim 0,6$), lo cual es corroborado para 3 lugares distintos donde se tenían antecedentes paleoclimáticos para el rango de tiempo comprendido por las edades terrestres de las muestras (Nullarbor, Sahara y Roosevelt County).

En las muestras de Atacama encontramos que este parámetro tiene un promedio de 0,4 en Pampa de Mejillones, y de 0,6 en San Juan (tabla 4.3), lo que por sí solo sugiere que en las mineralogías de San Juan predominan las magnéticamente ordenadas (magnetita, maghemita y hematita,) por sobre la akaganeita, principal componente paramagnético, junto a la goethita y lepidocrocita (esta última no encontrada para el conjunto de muestras de Atacama).

De los datos paleoclimáticos que presentamos en el capítulo 2, podemos ver este parámetro para el periodo de hiperaridez que abarca entre los ~ 5000 y ~ 15000 años A.P. en la zona costera reportado por Vargas et al. (2007). Con los datos de la tabla 4.3, podemos ver que para las muestras con edades terrestres que caen en el periodo se verifica que Fe^{3+} paramagnético/ Fe^{3+} total tiene valores entre 0,2 y 0,7 con promedio 0,4, lo que sería representativo de un periodo húmedo según Bland et al. (1998). Si vemos las señales por separado, vemos que solo dos muestras tienen valores $> 0,6$, a los $11 \pm 1,6$ ka y los $13 \pm 2,1$ ka, dentro de ese periodo, que podrían interpretarse como correspondiente a periodos áridos, según lo reportado para otros desiertos.

Si vemos este valor en todos los datos, vemos que también a los $18 \pm 1,9$ ka y a los $25 \pm 4,5$ ka en Pampa de Mejillones se verifican estos valores. Como vimos anteriormente del diagrama de frecuencias por edades terrestres (fig. 6.3b), dos máximos se observan en la distribución, donde una de las interpretaciones propuestas se refería a que representarían periodos de aridez, donde la preservación de meteoritos se veía favorecida. En este contexto, el valor de Fe^{3+} paramagnético/ Fe^{3+} total $> 0,6$ a los $25 \pm 4,5$ ka apoyaría esa interpretación.

Para San Juan, las condiciones de aridez han sido mantenidas a lo largo del tiempo (al menos el comprendido por las edades terrestres de su población). Si vemos los valores de este parámetro en su población, vemos que en diferentes periodos se verifica Fe^{3+} paramagnético/ Fe^{3+} total $< \sim 0,6$, asociado a condiciones de mayor

humedad según el supuesto que venimos siguiendo. Estos periodos son a los 1 ± 1 ka, 12 ± 2 ka, 18 ± 2 ka, 22 ± 2 ka y 39 ± 14 ka.

Nuevamente comprobamos la hipótesis de que algún parámetro interno, en vez de uno externo, pueda estar generando este patrón, como lo hicimos con el patrón de oxidación en el segmento anterior, por lo que graficamos en la fig. 6.10 la razón Fe^{3+} paramagnético/ Fe^{3+} total con respecto a las edades terrestres y vemos la distribución de sus estados de choque, como lo hicimos en la figura 6.9 para el porcentaje de oxidación total.

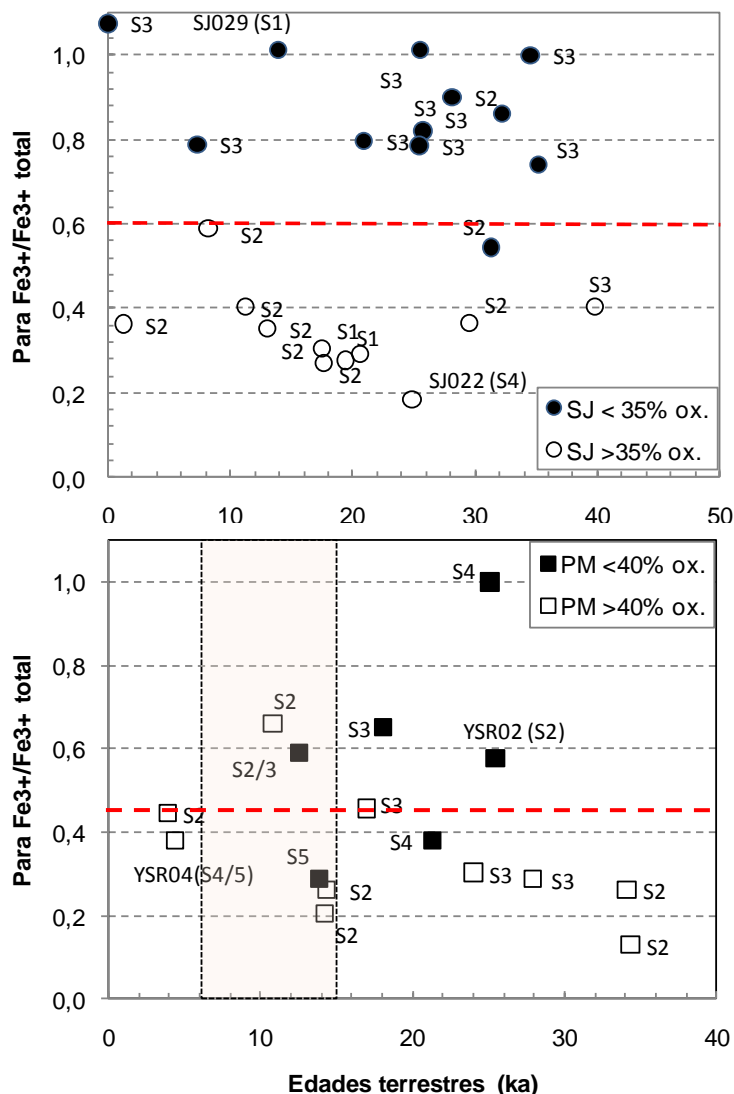


Figura 6.10. Edades terrestres versus Fe^{3+} paramagnético/ Fe^{3+} total para ver tipo de componente de la oxidación férrica en A San Juan y b Pampa de Mejillones: $<0,6$ define predominancia de fases paramagnéticas como akaganeita, goethita y lepidocrocita, mientras que para valores $> 0,6$ las fases predominantes son la magnetita, maghemita y hematita. Valor referencial de Bland et al. (1998).

Vemos que para San Juan, todas las muestras asociadas a lo que podía ser interpretado como condiciones más áridas, en realidad corresponde a la condición de menor porosidad inicial dada por el estado de choque, predominantemente S3, que restringe la acción de los agentes de meteorización, como humedad y sales del medio. En Pampa de Mejillones, vemos que las muestras con mayor porcentaje de oxidación coinciden con las que tienen una señal dominada por fases magnéticamente

ordenadas, que coincide con el grupo de muestras que presentan predominantemente estados de choque S2-S3, asociados a porosidades iniciales medias, con la diferencia que en este sector sí tenemos evidencias de periodos más húmedos que pueden generar mayor intensidad de la meteorización y afectar a meteoritos con porosidad inicial menor (asociado a grados mayores de choque, como se ve en la figura 6. 10b), que puede continuar avanzando más allá del límite que naturalmente genera la oclusión de la porosidad primaria, fenómeno que sí observamos que ocurre en San Juan, donde niveles de oxidación bajos pueden ser preservados en el tiempo una vez que la porosidad llega a ser cero.

De esta forma, este estudio arroja luz sobre una variable importantísima que no había sido comprobada en los trabajos anteriores realizados con CO's de desiertos calientes. Todos refieren a la importancia de la porosidad inicial, sin embargo no hacían referencia a que ésta al parecer está muy condicionada al estado de choque de las muestras.

En Atacama hemos podido estudiar una situación única en el estudio de CO's de desiertos calientes: dos poblaciones de meteoritos que tienen un marco geológico y paleoclimático de gran escala bastante similar, pero con regímenes climáticos locales diferentes que hacen que exista mayor disponibilidad de humedad para la población de Pampa de Mejillones (actualmente y en los últimos 30000 años A.P., con un periodo de hiperaridez registrado entre los ~5000~15000 años A.P. (Vargas et al., 2007)), que hace que esta población de meteoritos de Atacama sea comparable a la de otros desiertos calientes que reportan ciclos con mayor humedad (Sahara, Roosevelt County, Nullarbor, Omán, datos en Bland et al., 1998 y Al-Kathiri et al., 2005), y una situación de hiperaridez sostenida en el tiempo para las superficies de acumulación de la Depresión Central del desierto de Atacama, a la que pertenece el sector de San Juan. Por esta razón, la población de San Juan constituye un laboratorio natural privilegiado para la observación del comportamiento de los procesos de meteorización, cuando uno de los agentes más corrosivos es disminuido: la disponibilidad de agua. En este ambiente favorable a la preservación de meteoritos podemos observar los procesos de meteorización sin la interferencia de variaciones climáticas significativas en al menos el rango de tiempo que registra el método de datación de las edades terrestres de meteoritos por ^{14}C . Permite definir además los efectos de estas variaciones climáticas en los registros de CO's de desiertos calientes del mundo. Otras superficies en la Depresión Central del Desierto de Atacama deben presentar estas mismas condiciones, por lo que los meteoritos deben ser comunes de encontrar en ese tipo de lugares.

Otra manera de acercarnos a la naturaleza de los productos de meteorización es utilizando los parámetros hiperfinos obtenidos de los espectros Mössbauer para ver los comportamientos de las fases asociadas al Fe^{3+} , como se puede observar en la figura 6.11, donde se grafica el desplazamiento isomérico (IS) versus el desdoblamiento cuadrupolar (QS). Se observa que las muestras provenientes del área de Pampa caen en dos grupos diferentes: A) con $\langle \text{IS} \rangle = 0,36 \pm 0,02$ y $\langle \text{QS} \rangle = 0,71 \pm 0,05$, parámetros que caen en el campo de los parámetros que definen a la akaganeita,

aunque parte de los datos caen en la región de traslape entre la akaganeita y la goethita, y B) con $\langle IS \rangle = 0,44 \pm 0,02$ y $\langle QS \rangle = 0,61 \pm 0,04$ que caen en el campo del rango de parámetros de la lepidocrocita. Las muestras de San Juan caen sólo en el grupo A (excepto SJ001, no perteneciente a la población de San Juan propiamente tal, que se ubica dentro de la región B), asociado a la akaganeita, que correspondería a la primera fase de oxidación del Fe-Ni. Como lo proponen Bland et al. (1998) para los resultados de este mismo análisis sobre las muestras de su estudio, dos interpretaciones pueden ser inferidas de esta información: la primera involucra la formación de akaganeita como el producto inicial de meteorización del Fe-Ni, que luego “envejece” a goethita y lepidocrocita, como el proceso referido por Buchwald y Clarke (1989), para meteoritos antárticos. En este escenario, las muestras deberían caer en el cuadrante superior izquierdo cuando comienzan su proceso de meteorización, y a medida que el tiempo avanza, en el supuesto que el tiempo es correlativo con mayores grados de oxidación, la akaganeita envejece y se mueve hacia el cuadrante inferior derecho. Otra alternativa, es que la meteorización inicial de los silicatos genere esmectita que en los últimos estadios de la meteorización es perdida, dejando un agregado de partículas pequeñas de goethita (Smith et al., 1987). A medida que la meteorización sigue su curso en el tiempo, las mineralogías tenderán a hacerse más estables, lo cual se alcanzaría en la fase lepidocrocita o bien al formarse goethita como pequeñas partículas a partir de la esmectita producto de la meteorización de los silicatos.

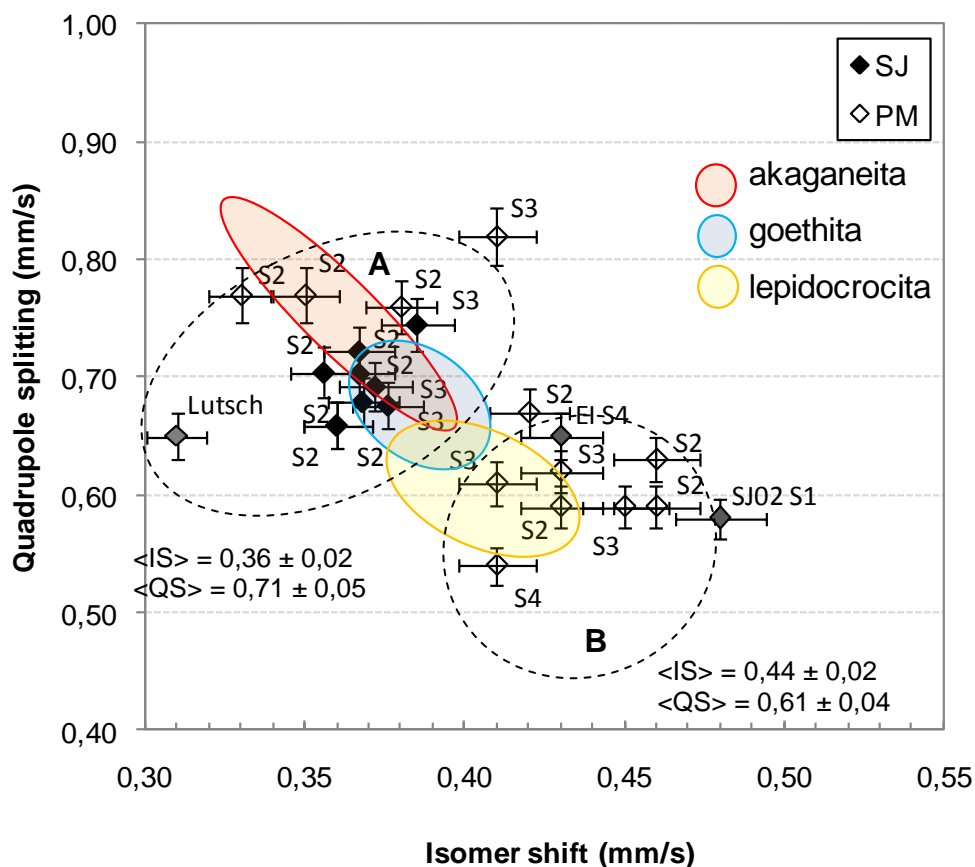


Figura 6.11. IS vs QS del doblete Fe³⁺ para algunas muestras de San Juan y Pampa que definen dos grupos de parámetros diferentes, asociados a akaganeita (A) y lepidocrocita (B).

Para verificar esta hipótesis, ordenamos los datos por edades terrestres crecientes, marcando a qué grupo pertenecen: grupo A (asociado a estadios iniciales de meteorización, dominados por la akaganeita) y del grupo B (grupo más maduro mineralógicamente hablando, dominado por la lepidocrocita), lo que presentamos en la tabla 6.1.

Según el supuesto de envejecimiento de la akaganeita, deberíamos ser capaces de observar muestras del grupo A con edades más jóvenes, pasando a muestras del grupo B con edades terrestres mayores, si el tiempo fuera la variable más importante en definir el grado de meteorización y la naturaleza de los productos de oxidación. Sin embargo, lo que vemos, es que independiente del paso del tiempo, para la población de San Juan el tipo de mineralogía no evoluciona hacia los estados de mayor madurez mineralógica. La mineralogía asociada a los primeros estadios de meteorización es preservada en el tiempo.

Y vemos para la población de Pampa de Mejillones una alternancia de tipos mineralógicos predominantes, pertenecientes al grupo A y luego al B, en diferentes periodos de tiempo. A los $\sim 14 \pm 2$ ka y entre los $> \sim 28$ ka y los $\sim 34 \pm 2$ ka la mineralogía predominante de las muestras corresponde a la que ha sido asociada a la akaganeita y a los primeros estadios de meteorización. Los demás meteoritos reflejan una mineralogía asociada a estados más evolucionados de meteorización, asociados a mineralogías más estables a las condiciones ambientales, la cual la observamos entre los $\sim 4 \pm 1$ ka y $\sim 13 \pm 2$ ka, $\sim 17 \pm 3$ ka y $\sim 15 \pm 5$ ka, y a los > 34 ka. Observamos si el estado de choque tiene alguna relación con este patrón y vemos que en este caso no (asociamos restricción de la porosidad primaria, i.e. estados de choque más altos, a las muestras con mineralogías más cercanas al extremo de la akaganeita, que haría que la tasa de meteorización fuese más baja y que el proceso de envejecimiento se frenara y fijara en algún nivel en que esa mineralogía pudiera ser preservada a lo largo de sucesivos periodos de mayor humedad). Parece claro que los efectos de los ciclos de aridez/humedad en este sector en los últimos 30000 años A.P. son los causantes de esta variación en el tipo de mineralogía, manifestándose preferencialmente la mineralogía del grupo B (tipo lepidocrocita o partículas pequeñas de goethita) en los periodos más húmedos y las del grupo A (tipo akaganeita) en los periodos áridos.

Nuevamente a la luz de esta señal mineralógica vemos que son dos los periodos de aridez que se pueden interpretar de los datos de Pampa de Mejillones, el primero, según nuestra información, a los 14 ± 2 ka, coincidente con los datos de Vargas et al. (2007), y otro a con edad mínima ~ 28 ka y extendiéndose hasta los 34 ± 2 ka, periodo que no ha sido reportado a través de otros proxies para esta zona, hasta donde conocemos.

Tabla 6.1. Grupos A y B de los valores promedio de IS y QS deducidos de los espectros Mössbauer para la señal del Fe³⁺ de muestras de Pampa de Mejillones y San Juan, ordenados de menor a mayor edad terrestre.

Meteorito	S	edad terrestre (ka)	error (ka)	IS (mm/s)	QS (mm/s)	Grupo
Pampa Mejillones						
Chile M1	2	3,86	1,36	0,43	0,59	B
La Yesera 09	2	12,54	1,95	0,42	0,67	B
Pampa D	2	14,18	1,91	0,35	0,77	A
Pampa G	2	14,34	1,62	0,38	0,76	A
Chile M8	3	16,98	2,47	0,43	0,62	B
Pampa B	4	21,29	2,45	0,41	0,54	B
Chile M4	3	23,98	4,40	0,45	0,59	B
La Yesera 02	2	25,44	4,45	0,46	0,63	B
Chile M7	3	27,90		0,41	0,82	A
Chile M9	2	34,07	1,92	0,33	0,77	A
La Yesera 05	2	34,30		0,46	0,59	B
San Juan						
San Juan 08	3	-0,1	1,3	0,38	0,68	A
San Juan 12	2	1,2	1,3	0,37	0,72	A
San Juan 06	2	8,2	1,4	0,36	0,70	A
San Juan 10	2	11,2	1,7	0,36	0,66	A
San Juan 07	2	13	1,5	0,37	0,70	A
San Juan 11	2	17,6	1,8	0,36	0,66	A
San Juan 03	3	19,4	1,8	0,37	0,68	A
San Juan 04	3	33,6		0,39	0,75	A
San Juan 05	3	37,8	16,9	0,37	0,69	A

Habiendo dilucidado el origen del patrón de comportamiento del grado de meteorización como una consecuencia del nivel inicial de su porosidad primaria, habiendo relacionado ésta con el estado de choque con que llegan a la Tierra los meteoritos como primera variable, y como segunda variable los factores climáticos imperantes al momento de la caída que definirán el tipo de mineralogía que dominará los productos de meteorización antes de que la porosidad inicial se haga cero, podemos introducirnos en la naturaleza más detallada de los procesos de meteorización.

Movilidad de Elementos Químicos

Los elementos químicos medidos en parte de los OC's de Atacama estudiados en esta tesis, muestran un notorio enriquecimiento sistemático del elemento mayor Na, tanto en PM como en SJ, pero en PM hasta 4 veces el valor promedio para OC's tipo L-LL, a diferencia de SJ, que el máximo valor es solo 2 veces el valor promedio para CO's H, como vimos en el capítulo 5. Este enriquecimiento parece claro asociarlo a la presencia ubicua de sales como la halita (NaCl) en el sustrato donde han permanecido los meteoritos (principalmente en PM, pero también presentes en SJ). Análisis isotópicos de ³⁶Cl futuros ayudarían a entender mejor la naturaleza y proceso de depositación de las sales en estos meteoritos. El Na no fue observado al hacer análisis puntuales en minerales a través de EDS, por lo que esta signatura viene del hecho de

que es un análisis en roca total, lo que incluye los productos de meteorización que rellenan poros y fracturas que incluyen las sales, incorporados desde el medio externo. También el K aparece ligera y sistemáticamente enriquecido [0,7-1,5] en PM (en menor grado en SJ), y el P [0,9-1,5]. Los elementos que presentaron empobrecimiento considerable en PM fueron el Ti y Ni. El Ti aparece con una anomalía similar en casi todos los CO's de PM, otras localidades, y dos muestras de SJ, analizadas todas en un mismo laboratorio. Las muestras posteriores provenientes de SJ fueron analizadas en el laboratorio de la U. de Chile y no se observó esta anomalía, por lo que una hipótesis es que algún procedimiento de laboratorio haya provocado este empobrecimiento, ya que el Ti es un elemento relativamente inmóvil a los procesos de meteorización (perteneció al grupo de HSFE, definido en el capítulo 5), y no ha sido reportado en otros trabajos sobre CO's desérticos como un elemento susceptible a ser movilizado. El Ni aparece deprimido hasta 0,4 veces, con un amplio rango de variabilidad de sus valores [0,4-1,2] en ambas localidades, a diferencia del Cr, también deprimido y variable, pero en un rango menor [0,7-1,1]. El Co también presenta alta variabilidad, mostrándose deprimido en ambas localidades entre [0,5 -1,2]. El Fe, Si, Mg, Mn y Al presentan rangos por sobre y por bajo el promedio del elemento para CO's H y L-LL, pero en rangos estrechos (entre 0.9-1.1; 0.7-1.1; 0.7-1.0; 0.8-1.0 y 0.8-1.0, respectivamente, ambos grupos incluidos), lo que difiere de los resultados de Bland et al. (1998) que encuentra para los CO's del Sahara, Nullarbor y Roosevelt County que el Si y el Mg decrecía con el aumento del % de oxidación. Sin embargo, del estudio con SEM y EDS, pudimos ver que a escala mineral estos elementos sí se modifican, pero entran a formar parte de los productos de meteorización, en halos, venillas y fracturas intramineral. En especial el Si, aparece de manera ubicua en casi todos los productos de meteorización analizados mediante SEM/EDS, por lo que la presencia de arcillas y filosilicatos dentro de los productos de meteorización es de importancia, pero por estar a escalas micro a nanométricas, su estudio requiere técnicas de imágenes de alta resolución.

Dentro de los elementos traza que encontramos sistemática y continuamente enriquecidos en ambas poblaciones (pero con mayor amplitud en PM), están el Ba y el Sr ([0,5-18], $<4,4 \pm 4,8>$) y [0,9-6], $<2,5 \pm 1,2>$), ampliamente reconocidos como elementos que se enriquecen considerablemente en CO's desérticos (Barrat et al., 2001; Crozaz et al., 2003; Al-Kathiri et al., 2005). Otros elementos que se presentan sistemáticamente enriquecidos son el Tl ([3-210], $<44 \pm 50>$), U ([0,8-82], $<15 \pm 21>$) y Pb ([1,6-168], $<23 \pm 36>$). En menor grado las LREE (La ([0,8-4,7], $<1,6 \pm 0,9>$) y Ce ([0,8-3,9], $<1,4 \pm 0,7>$) y el Th ([0,9-6], $<2 \pm 1,3>$). Barrat et al. (2001) y Delisle et al. (1989) reportan fuertes enriquecimientos de U en muestras de meteoritos en la Antártica, que Delisle et al. (1989) relaciona con la precipitación de sales de U provenientes de la lixiviación de un granito cercano. Esta podría ser también la explicación para nuestras muestras ya que ambas localidades tienen cuerpos graníticos en sus inmediaciones, cuyo material forma parte de los depósitos de regolito de las superficies en que se asientan los meteoritos, y pueden corresponder a parte del material eólico que impacta a éstos. Crozaz et al. (2003) reporta enriquecimientos de las LREE principalmente dados por enriquecimientos en piroxenos de bajo Ca en meteoritos de desiertos calientes, y anomalías de Ce principalmente en meteoritos de la Antártica. Paposo, el meteorito con efectos más marcados de meteorización, presenta

a su vez un enriquecimiento de las LREE que sobresale con respecto las demás muestras.

Enriquecimiento no sistemático se encontró para el Nb, por lo que una contaminación en alguno de los pasos del proceso de análisis puede ser el causante de esta anomalía, ya que es difícil que se asocie a procesos naturales su valor.

Elementos que aparecen débil pero sistemáticamente deprimidos son el Rb ($[0,4-1,6]$, $<0,9 \pm 0,3>$) y el Cs ($[0,2-3,8]$, $<0,9 \pm 1>$).

De esta forma, el Ni aparece como un elemento que es expulsado del sistema en el transcurso progresivo de la meteorización, a diferencia del Fe, Si, Mg, Mn y Al que la expulsión es en rangos mucho más acotados, y donde los elementos que salen de las estructuras de minerales primarios entran en las estructuras de los nuevos minerales, como sugiere la información obtenida con EDS del análisis con SEM en productos de oxidación puntuales (capítulo 4).

El Sr y el Ba fueron propuestos en el trabajo de Al-Kathiri et al. (2005) como proxies para las edades terrestres ya que en la población de muestras de CO's de Omán su concentración crecía al aumentar su residencia terrestre, lo cual podemos observar en los meteoritos de Atacama, aunque de mejor manera en los meteoritos del grupo H, y más débilmente en los L-LL, como se ve en la figura 6.12. Se etiquetó el estado de choque en la fig. 6.12b a fin de observar la distribución de este parámetro en las muestras para los datos de Ba en el grupo L-LL que presenta un subconjunto de muestras con tendencia casi constante en el tiempo, y en la que pudimos constatar que mayoritariamente corresponden a estados $\geq S3$ (con algunas excepciones S2), asociadas a baja porosidad inicial.

Sin embargo, en el grupo H la tendencia a aumentar las concentraciones de Ba en el tiempo es observada más claramente, independiente del estado de choque. Lamentablemente no tenemos análisis químicos de muchas de las muestras de San Juan, que son predominantemente del grupo H, como vimos en el capítulo 3, ya que análisis de estos elementos característicos de meteorización nos darían una aproximación del comportamiento en un ambiente privado de humedad. Pero con la información presentada podemos decir que el Ba en Atacama tiene un comportamiento más móvil en los CO's del grupo H que en el grupo L-LL. El Sr en cambio, muestra un enriquecimiento claro en el grupo H, y ninguna correlación en el grupo L-LL, por lo que el grupo H manifiesta ser mejor para observar la movilización de estos elementos en el tiempo, y pueden constituir un proxy para estimar edades relativas entre meteoritos.

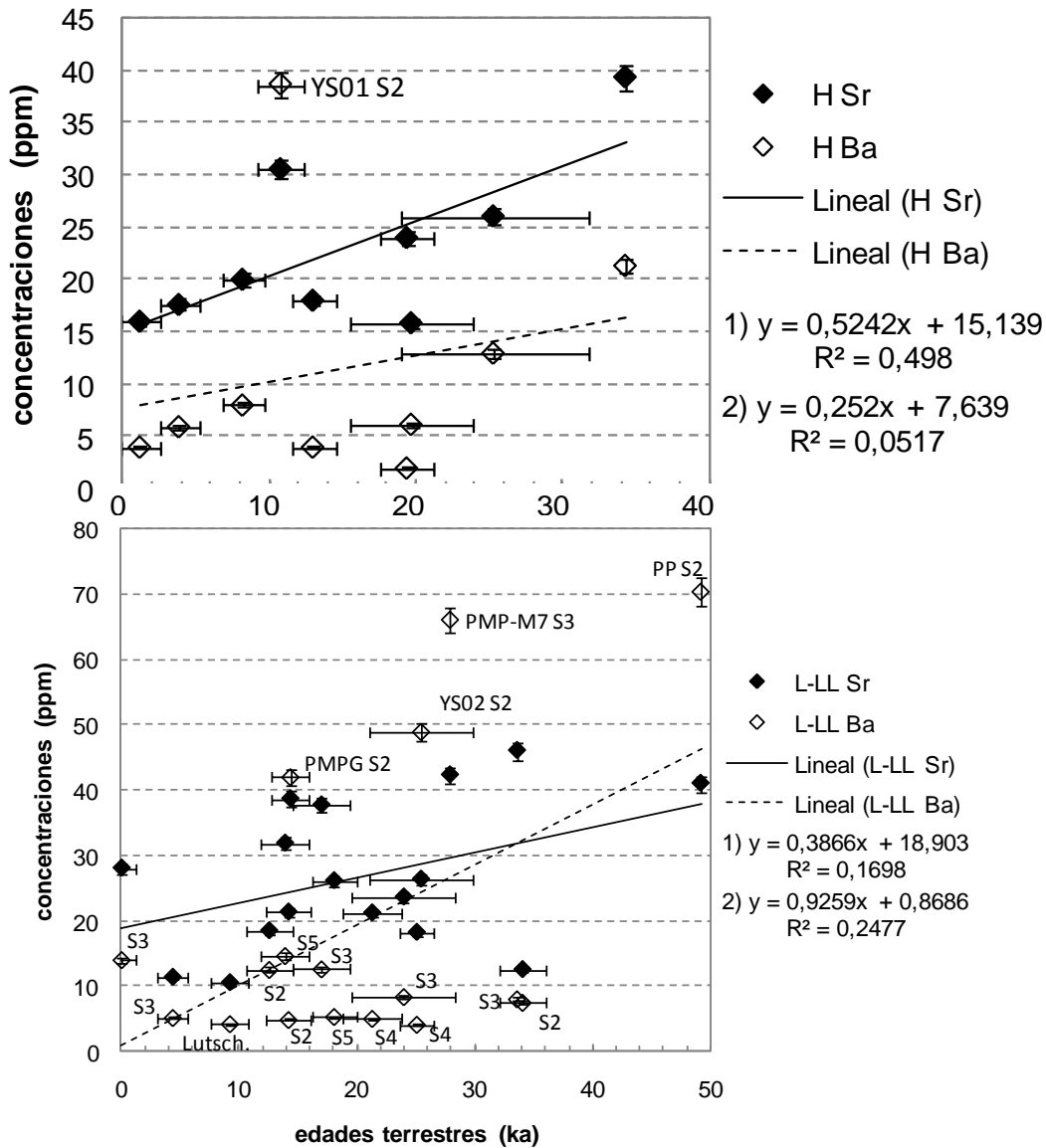


Figura 6.12. Edades terrestres versus concentraciones (ppm) de Sr y Ba para CO's de Atacama diferenciados en a) grupo L-LL y b) grupo H. En b se han etiquetado con los estados de choque y el nombre abreviado de los meteoritos que representan valores anómalos de Ba para el conjunto. Observar que las bajas concentraciones, relativamente constantes en el tiempo, corresponden a estados de choque altos principalmente. El CO Lutschaining Stone, cuya clasificación de estado de choque no se tenía, probablemente tiene un grado $\geq S3$, según este gráfico.

6.4. Naturaleza detallada de la meteorización en CO's del desierto de Atacama

Para finalizar, a la luz de todos los datos recopilados que establecen la línea de base para futuras investigaciones de estos materiales extraterrestres, podemos delinear los procesos de meteorización que han ocurrido en las superficies del desierto de Atacama, reflejados en los cambios físicos, mineralógicos, texturales y químicos de los condritos ordinarios.

6.4.1. Primera fase de meteorización

La primera fase de meteorización, como ya se ha dicho, es la más importante, donde se desarrollará la corrosión más intensa dado el gran desequilibrio entre mineralogías primarias del meteorito y el nuevo ambiente oxidante terrestre.

El alcance que tendrá esta primera fase dependerá de la condición inicial que presente el meteorito, y la condición climática imperante en el desierto de Atacama en el momento de la caída. La figura 6.12 muestra un dibujo con los distintos escenarios: A) meteorito con alta porosidad inicial (~10-15%), que en este trabajo es asociado a bajos estados de choque (S1-S2) caído en condiciones ambientales relativamente más húmedas (uno de los casos en Pampa Mejillones durante Holoceno); B) meteorito con alta porosidad inicial (~10-15%), caído en condiciones ambientales relativamente más áridas; C) meteorito con baja porosidad inicial (<5%), asociado en este trabajo a estados de choque más altos ($S \geq S3$), caído en condiciones ambientales relativamente más áridas; y D) meteorito con baja porosidad inicial (<5%), caído en condiciones ambientales relativamente más húmedas.

En Pampa de Mejillones se verifica que las cuatro alternativas pudieron estar presentes en diferentes periodos de tiempo, mientras que en San Juan la condición inicial pudo ser B o C, por lo que la porosidad inicial es la que en definitiva marca el patrón de oxidación encontrado.

En ambos lugares otro factor subordinado es el nivel de enterramiento y el tiempo que pasaron los meteoritos en sub-superficie, en las condiciones en que las sales del substrato pudieron también ejercer una acción corrosiva, como se dijo al principio de este capítulo.

Con respecto a esta fase inicial de meteorización, Bland et al. (1998) utiliza el caso del meteorito Holbrook, un CO L6 caído en el desierto de Arizona en 1912, que diferentes fragmentos fueron recogidos en diferentes épocas en el rango de décadas (Gibson y Bogard, 1978), permitiendo observar los primeros estadios de meteorización. El ambiente en el que residieron es semi-árido, con mayor humedad que el caso de Atacama. Una muestra encontrada inmediatamente después de su caída reveló que el Fe^{3+} era despreciable, mientras que un fragmento recuperado en 1968, permitió medir un 9,7% de oxidación (Bland et al., 1998). Si esta tasa de meteorización hubiese continuado, el meteorito habría presentado un 81% de oxidación en 500 años. En las poblaciones de CO's desérticos es infrecuente encontrar esos altos % de oxidación, y las muestras que los tienen tienen edades terrestres > 10 ka, razón por la cual se puede suponer que la tasa inicial es mucho más rápida y que luego ésta es cambiada por una tasa menor (lo que se deduce de encontrar meteoritos con bajos porcentajes de oxidación y con grandes edades terrestres), mediante algún mecanismo de pasivación.

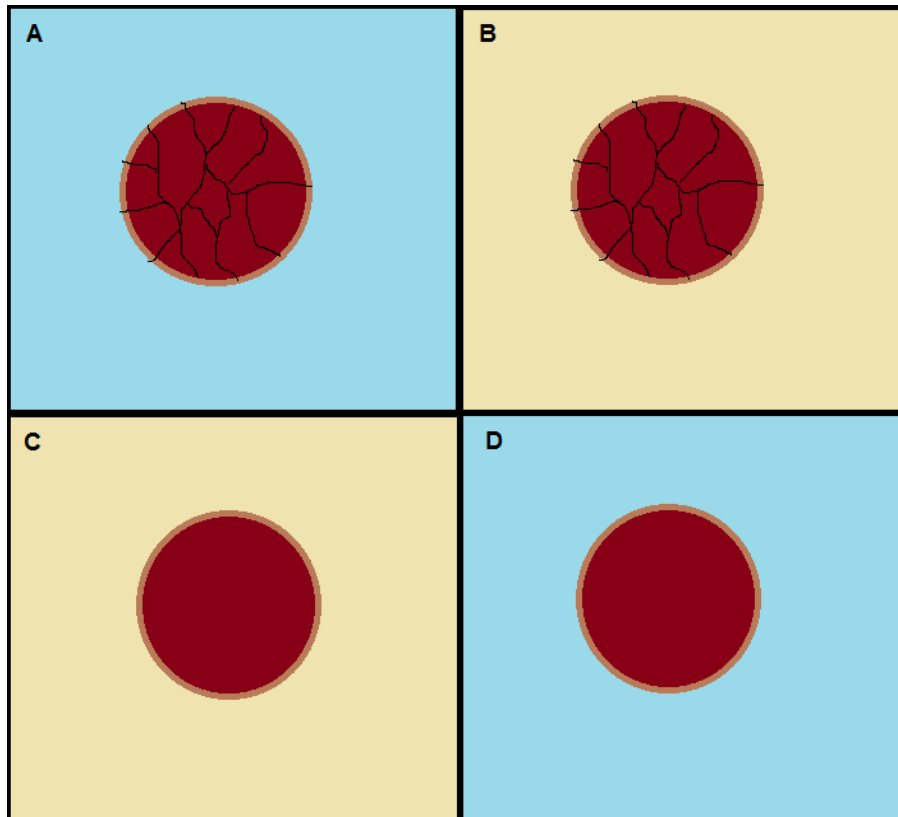


Figura 6.12. Condiciones iniciales internas y externas para el inicio de los procesos de meteorización de CO's del desierto de Atacama: A) alta porosidad inicial meteorito/mayor humedad relativa ambiental; B) alta porosidad inicial meteorito/menor humedad relativa ambiental; C) baja porosidad inicial meteorito/menor humedad relativa ambiental; D) baja porosidad inicial meteorito/mayor humedad relativa ambiental.

Al igual que el trabajo de Bland et al. (1998), nuestro trabajo señala que es la reducción de la porosidad inicial producto del reemplazo de la mineralogía primaria por minerales de alteración, el principal proceso de pasivación de la meteorización en CO's desérticos. Como lo señala Noack et al. (1993) el drenaje (porosidad + permeabilidad) es uno de los factores más importantes que influyen las tasas de meteorización en rocas silicatadas. Uno de los primeros estudios realizados sobre meteorización de meteoritos, por Buddhue (1957) calculaba que, para una gravedad específica de hierro puro de 7,85 y para la capa de corrosión del meteorito de 4,24, asumiendo granos metálicos esféricos, la oxidación del 10% del metal produciría un incremento del volumen total de ca. 12%. El porcentaje promedio del Fe-Ni metal en CO's caídos del grupo H es de 16-18% (Jarosewich, 1990), por lo que la oxidación de la mitad del metal en un condrito H fresco debería ser suficiente para reducir la porosidad a cero. Bland et al. (1998) señala que basándose en esta estimación, el porcentaje de oxidación mínima (medida a través de espectroscopía Mössbauer) requerida para alcanzar este nivel de pasivación por oclusión de la porosidad sería tan bajo como 8-10%, que considerando que también las fases silicatadas se meteorizan, un valor más real sería cercano al 15% de oxidación.

Otros mecanismos subordinados que ayudan a que el nivel de oxidación quede fijo en el tiempo, luego de alcanzar su máximo en el periodo inicial de alta tasa de meteorización, son los procesos de pasivación que experimentan tanto el Fe-Ni, mediante la generación de una película de óxi-hidróxidos de hierro, donde la akaganeita cumpliría un rol importante, que hace pasiva la superficie de los granos susceptibles a la oxidación, como el olivino, que también puede generar en sus primeras fases de alteración un reemplazo topotáctico en capas de decenas de Å por esmectita y goethita (Eggleton, 1984; Smith et al., 1987), que la hacen más resistente a meteorización posterior.

Tasas de meteorización

Si suponemos que el meteorito a su llegada cumple con que

$$\text{Fe total inicial} = \text{Fe}^{0i} + \text{Fe}^{2+i}$$

Con el paso del tiempo y la generación de oxi-hidróxidos de Fe tendremos que para el tiempo t de recuperación del meteorito se cumplirá:

$$\text{Fe total final} = \text{Fe}^{0f} + \text{Fe}^{2+f} + \text{Fe}^{3+f}$$

Vimos que el Fe en las muestras de Atacama no genera anomalías sistemáticas, por lo que se puede aproximar:

$$\text{Fe total inicial} \sim \text{Fe total final}$$

$$\rightarrow \text{Fe}^{3+f} = \Delta\text{Fe}^0 + \Delta\text{Fe}^{2+}$$

Ahora bien, la tasa de meteorización no es constante en todo el rango de residencia terrestre. La primera fase ocurre a una tasa muy alta en comparación al resto de la residencia terrestre, y será dominada por la meteorización del Fe-Ni ($d[\text{Fe}^0]/dt$), frente a la troilita y los silicatos ferromagnesianos ($d[\text{Fe}^{2+}]/dt$).

Para dilucidar esta tasa, a parte de la edad terrestre deberíamos tener la edad en la cual la porosidad primaria es ocluida. La forma que podemos determinar esta tasa es viendo el promedio por sitio para los meteoritos con residencias terrestres menores.

La tabla 6.2 muestra las tasas de meteorización que corresponden a tasas mínimas, dado que no sabemos en qué momento ocurre el paso de la tasa inicial rápida, a la tasa con efecto de pasivación.

Los rangos de las tasas y su valor promedio para las distintas localidades son ([0,6-13 %ox./ka], $<3,3 \pm 3,4$ %ox/ka) en Pampa de Mejillones, [0,3-42% ox./ka]], $<4,3 \pm 8,7$ %ox/ka) en San Juan y [0,7-21%ox./ka]], $<5,3 \pm 9$ %ox/ka) en otras localidades.

Las tasas de meteorización más altas ($>10\%$ ox./ka) ocurren entre la edad del error del método, i.e., 1300 años (caso Estación Imilac y San Juan 008) y $\sim 4 \pm 1$ ka, en meteoritos con estado de choque bajo (S2), excepto Estación Imilac que tiene S4.

Notar que la tasa menor en Pampa de Mejillones se alcanza a los $\sim 25 \pm 1,5$ ka, coincidiendo además con un grado alto de choque (caso C en la fig. 6.12), que ha sido sugerido en este trabajo como un posible periodo de aridez en la zona costera de la II región.

Meteorización post oclusión porosidad primaria

Una vez que es alcanzado el nivel de oclusión de la porosidad primaria, la capacidad de que la humedad entre e interaccione con las superficies del meteorito se reducen, lo que sumado a los efectos de la pasivación operando en Fe-Ni y silicatos, fija el nivel de oxidación alcanzado hasta ese momento. Posterior meteorización ocurrirá a una tasa mucho más baja en condiciones de aridez, como San Juan (su grado de meteorización no traspasa el W3), pero en Pampa de Mejillones, en que la humedad es mayor y está sometida a regímenes cíclicos de precipitaciones, esta tasa puede ser importante (aunque menor que en el primer periodo) y continuar oxidando los meteoritos hasta generar disolución, fracturamiento y desintegración (grados de meteorización hasta W5 en esta población).

Meteorización post-recuperación

Otra fuente de meteorización distinta puede haber ocurrido a las muestras recolectadas y guardadas sin protección (en cámaras de vacío por ejemplo) en las colecciones privadas y/o en museos. Gran parte de las muestras de Pampa de Mejillones, recolectadas en los '90's fueron mantenidas en condiciones normales en Antofagasta y/o Coquimbo (Edmundo Martínez, comunicación personal). Mientras que Lutschauning Stone y Cobija fueron mantenidas protegidas en el Museo Natural de Londres, y son las muestras menos terrestrealizadas. Las muestras de San Juan son las únicas que podemos decir que reflejan solo la meteorización alcanzada en el desierto, ya que todos sus análisis ocurrieron inmediatamente después de su recuperación.

Tabla 6.2. Tasas de meteorización para CO's de Atacama, calculadas a partir del valor del Fe³⁺ obtenido a través de EM. Se resaltaron las tasas máximas (naranja) y las mínimas (celeste) por localidad.

Meteorito	S	edad ¹⁴ C (ka)	error (ka)	Total Fe ³⁺ (%)	Tasa met. %ox/ka	
Pampa de Mejillones						
Chile M1	2	3,86	1,36	49,9	12,92	
La Yesera 04	3	4,35	1,34	42,7	9,83	
La Yesera 01	2	10,79	1,56	41,5	3,84	
La Yesera 09	2	12,54	1,95	18,8	1,50	
Pampa C	5	13,89	2,08	38,5	2,77	
Pampa D	2	14,18	1,91	47,7	3,36	
Pampa G	2	14,34	1,62	63,0	4,39	
Chile M8	3	16,98	2,47	48,5	2,86	
La Yesera 03	4/5	18,06	1,90	18,3	1,01	
Pampa B	4	21,29	2,45	36,5	1,71	
Chile M4	3	23,98	4,40	49,1	2,05	
Pampa A	4	25,08	1,46	14,2	0,57	
La Yesera 02	2	25,44	4,45	26,0	1,02	
Chile M7	3	>27,9	blank	64,9	< 2,32	<3,3 ± 3,4 %ox/ka>
Chile M9	2	34,07	1,92	40,8	1,20	[0,6-12,9]
La Yesera 05	2	>34,3	blank	73,7	< 2,11	
Otras localidades						
Est. Imilac	4	-3,7	1,3	27,8	21,38	
Lutschauning		9,2	1,6	14,3	1,55	
Cobija		19,7	4,20	18,2	0,92	
Rencoret	3	25,3	6,4	47,9	1,89	<5,3 ± 9 %ox/ka>
Paposo	2	> 49,2	blank	33,0	< 0,66	[0,7-21,4]
San Juan						
San Juan 008	3	-0,1	1,3	21,4	16,46	
San Juan 012	2	1,2	1,3	49,8	41,50	
San Juan 019	3	7,3	1,34	23,1	3,16	
San Juan 006	2	8,2	1,4	35,8	4,37	
San Juan 010	2	11,2	1,7	54,2	4,84	
San Juan 007	2	13	1,5	43,2	3,32	
San Juan 029	1	13,9	1,5	19,2	1,38	
San Juan 017	2	17,47	2	51,1	2,92	
San Juan 011	2	17,6	1,8	56,1	3,19	
San Juan 003	3	19,4	1,8	32,2	1,66	
San Juan 002	1	19,44	1,69	58,5	3,01	
San Juan 021	1	20,61	2,18	51,3	2,49	
San Juan 022	4	24,83	2,65	55,1	2,22	
San Juan 013	3	25,52	2,64	15,2	0,60	
San Juan 020	3	25,71	4,15	16,5	0,64	
San Juan 001	1/2	>10,8	blank	25,1	0,90	
San Juan 016	1	29,51	5,43	40,7	1,38	
San Juan 027	2	>31,3	blank	33,7	1,09	
San Juan 014	3	32,22	6,22	25,2	0,78	
San Juan 004	3	>33,6	blank	10,4	0,31	
San Juan 018	3	35,18	9,17	18,8	0,53	<4,3 ± 8,7 %ox/ka>
San Juan 005	3	37,8	16,9	56,0	1,48	[0,3-41,5]
San Juan 015	3	39,81	10,25	37,8	0,95	

6.5. CONCLUSIONES

Los condritos ordinarios de desierto de Atacama de la II región (Chile) analizados en este estudio pueden diferenciarse en tres poblaciones distintas: 1) Pampa de Mejillones (PM), ubicada dentro del contexto geomorfológico y climático de la Cordillera de la Costa y planicies litorales restringidas; 2) San Juan (SJ), ubicada dentro del contexto geomorfológico y climático de la Depresión Central de desierto; 3) Otras localidades, que comprende un grupo de meteoritos en que cada uno es el único representante de su superficie de acumulación, ubicadas en diferentes lugares de la Cordillera de la Costa y Depresión Central. En términos estadísticos PM y SJ son localidades que permiten ver patrones generales de comportamiento, por lo que nos referiremos a los resultados encontrados para ellos.

Los CO's de PM presentan condiciones menos favorables para la preservación de meteoritos que los de SJ, debido a la existencia de mayor humedad relativa por su cercanía al mar (*camanchacas* frecuentes), y por ciclos de precipitaciones registrados durante el Holoceno, con un periodo especialmente más árido reportado por estudios previos entre ~5000--15000 años A.P. La presencia de sales que incluyen halita, a diferencia de SJ, en que el yeso y la anhidrita son predominantes, que pueden llegar a ser más activas en su rol de agentes de meteorización en presencia de mayor humedad y una superficie de acumulación con procesos de deflación/depositación generando un campo de dunas activo (enterramiento más probable que en SJ) son factores que hacen que los patrones de meteorización sean más intensos (grado de meteorización en rangos W2-W5, con máximo en W3; % oxidación entre 14-74 %, con máximo a los 50% oxidación, y otro menor a los 20% oxidación). La densidad de meteoritos es de 0,3 meteoritos/km² en esta localidad y con una distribución de masas con mayores porcentajes hacia las masas > 1 kg (~40%), similar a las distribuciones encontradas en desiertos donde la búsqueda ha sido llevada a cabo por medio de vehículos motorizados.

SJ, por el contrario, exhibe condiciones excelentes para la preservación de las poblaciones de meteoritos, por su sostenido ambiente de aridez al menos del orden > Ma. La superficie de acumulación es una superficie con deflación eficiente, por lo que todas las muestras presentan bajo grado de enterramiento, y las sales existentes en el sustrato son menos activas como agentes de meteorización debido a la aridez. Los patrones de meteorización verifican esta mejor condición (grado de meteorización entre W1-W3, con >40% de las muestras con W1; % oxidación entre 10-57 %, con máximo a los 55% oxidación y otro a los 25% oxidación) la que hace que SJ sea el área de recolección de meteoritos con mayor densidad descrita a la fecha en el mundo, con densidades entre 9-12 meteoritos/km² con masas > 10g. Su distribución de masas está caracterizada por que la mayoría de los meteoritos tienen masas < 40g, similar a la distribución de desiertos donde la búsqueda ha sido realizada sistemáticamente y a pie.

Las abundancias por tipo de meteoritos mostraron que la población de SJ tiene una superabundancia de CO's del grupo H (~60% del total) y una sub-abundancia de LL

(3%), comparados con los porcentajes observados en CO's caídos (~34% y 8%, respectivamente), resultado que está de acuerdo a observaciones similares en otros desiertos de África del Norte, Península Arábiga y Antártica, que apuntan a una variación reciente (< pocos ka) en la naturaleza del flujo de meteoritos a la Tierra.

Las tendencias por sitio de acumulación nos entregan que para San Juan el ~52% de los meteoritos son más antiguos que 20 ka, mientras que para Pampa de Mejillones, el ~47% es mayor a 20 ka, convirtiéndolo, junto con los desiertos de Nullarbor (Australia) y Omán (Península Arábiga) en las poblaciones de meteoritos de desiertos calientes más antiguos reportados. Sin embargo, las distribuciones por localidad son distintas, SJ con un patrón casi constante en el tiempo y PM con un máximo principal a los 10-15 ka, y luego otro a los 25-30 ka. El primer máximo coincide con condiciones más áridas en la zona, por lo que el segundo máximo puede corresponder también a un periodo de aridez, lo que es además apoyado por otras evidencias mineralógicas encontradas para PM (explicado a continuación).

Los minerales productos de la meteorización de las fases primarias (Fe-Ni metálico, troilita, olivinos y piroxenos) encontrados incluyen akaganeita, hematita, goethita, magnetita y maghemita. La akaganeita fue encontrada preferentemente en los halos de alteración del Fe-Ni y en venillas, mientras que la troilita genera oxi-hidróxidos de Fe sin Cl en su estructura y con S en trazas. Este mineral es más resistente a la meteorización que el Fe-Ni. Los silicatos son susceptibles también a meteorizarse a esmectita, pequeñas partículas de goethita y finalmente a hematita, sobretudo en la población de muestras de PM, donde los grados de meteorización son más altos. Se logró obtener el % de oxidación a partir de la señal del Fe³⁺ en espectros Mössbauer (EM), principal proxy para la cuantificación de la meteorización en CO's, así como también la susceptibilidad magnética, a través del valor de log χ , la densidad de granos y algunos datos de porosidad. A través de EM caracterizamos la señal del Fe³⁺ paramagnético de los productos de oxidación según sus parámetros hiperfinos para ver si como conjunto las poblaciones calzaban con las señales de la akaganeita, goethita y/o lepidocrocita, que representan menores a mayores grados de madurez mineralógica. SJ, independiente de sus edades muestra que todo el conjunto cae en la señal de la akaganeita/goethita, mientras que en PM se verifica periodos donde la población es predominantemente lepidocrocita, con alternancia a mineralogía de akaganeita/goethita en ciertos periodos de tiempo, que concuerdan con los periodos referidos como áridos, por lo que concluimos que la señal de este parámetro tiene relación con las condiciones ambientales más que con el "envejecimiento" de la mineralogía en Atacama, como ha sido citado para otros desiertos calientes.

Los rangos de oxidación varían entre ~14% y ~74% para Pampa, ~10% y ~57% para San Juan y ~14% y ~48% para CO's de localidades únicas. El comportamiento bimodal de los histogramas de frecuencias de % oxidación en ambas poblaciones (máximos a los 20% y 50% en PM, y a los 25% y 55% en SJ) se comprobó que se genera por una condición intrínseca a los meteoritos al momento de su caída, su estado de choque, el cual lo relacionamos al porcentaje de porosidad inicial que poseían, con

altas porosidades iniciales asociadas a estados de choque bajos y menores porosidades iniciales asociadas a estados de choque altos.

Este mismo efecto nos permitió dilucidar el patrón evolutivo de los diferentes proxies para medir la meteorización (% de oxidación, grado meteorización W y $\log \chi$ versus edades terrestres) que no mostraban una correlación clara, a diferencia de lo reportado para otros desiertos calientes, pero sí dos patrones de comportamientos distintos en cada una de las poblaciones analizadas. Esto significa que el tiempo no es el principal factor controlando la meteorización química, al menos en la escala del ^{14}C . En SJ este comportamiento relacionado con la distribución del estado de choque (y con la porosidad inicial) y el % de oxidación es muy claro, mientras que en PM la señal está interferida por los ciclos de mayor humedad en el Holoceno, haciendo menos evidente, pero aún observable, esta tendencia.

La variación de elementos químicos (depresión de Ni principalmente, enriquecimiento de Na, Sr, Ba, LREE, U, Th, Tl y Pb) tampoco se correlaciona con las edades terrestres, a excepción del Ba y Sr en los CO's del grupo H, que presentan mejor correlación. El Fe, Si, Mg, Mn y Al no generan anomalías en el patrón sistemático en muestra total, deducido de los análisis químicos, sin embargo variaciones minerales locales de Fe, Si, Mg, Mn, Al y S pudieron ser observadas con SEM/EDS, con el Si presente de manera ubicua en los productos de meteorización, indicando algún componente de arcillas y/o filosilicatos como parte de éstos, presentes a escala micro-nanométrica, por lo que estudios con imágenes de alta resolución son requeridos para profundizar en la naturaleza de estas mineralogías.

Las tasas de meteorización en un principio son muy altas y dependen fuertemente de la porosidad inicial de la muestra y de la disponibilidad de humedad en el ambiente al momento de su caída. La tasa que predominará en este estadio es la de la alteración del Fe-Ni, el mineral más reactivo a la meteorización, y en menor medida la de las especies con Fe^{2+} (troilita y silicatos ferromagnesianos). Esta alta tasa decaerá y fijará un porcentaje de oxidación cuando la porosidad primaria sea reducida a cero, luego de lo cual la tasa es muy pequeña, lo que permite preservar muestras con muy bajo % de oxidación hasta edades terrestres >30 ka, sobretodo en SJ.

Una conclusión importante de este estudio es que en desiertos con aridez como la que exhibe Atacama, el grado de meteorización lo controla la porosidad inicial, pero ésta es principalmente dada por el estado de choque del meteorito, relación que no había sido reportada para CO's de otros desiertos calientes anteriormente. La naturaleza de la mineralogía de alteración es controlada por las condiciones ambientales al momento de la caída, por lo que CO's con grados de choque $\geq S3$ son los mejores candidatos para estudios de procesos en cuerpos parentales asteroidales, prefiriéndose los análisis puntuales a los totales, para restringir la interferencia de los patrones de meteorización. Los CO's de SJ son buenos candidatos para estudios en

esta línea, así como también para el estudio del flujo de meteoritos a la Tierra, por su buena preservación y distribución plana de edades hasta >35 ka.

Más superficies de acumulación similares a ésta deben existir en la depresión central en Atacama, por lo que nuevos meteoritos es muy factible de seguir encontrando en el futuro, aunque restringidos a los tipos ya encontrados.

Consideraciones finales

Al acabar este estudio nuevas preguntas surgen, como la naturaleza de la mineralogía de alteración de las fases silicatadas que aparecen en escalas micro a nanométricas, que deberían abordarse a través de técnicas potentes a la resolución que se necesita, como microscopía electrónica de transmisión (TEM) junto a la herramienta SEM aquí utilizada.

Fases de alteración distintas a los oxi-hidróxidos de hierros que hemos descrito y analizado en este estudio (evaporitas, sulfatos, etc), no fueron identificadas debido probablemente a que son fases minoritarias, difíciles de detectar en las señales del DRX realizadas en material del centro de los meteoritos. Análisis de las partes más externas también con imágenes de alta resolución y DRX con radiación de sincrotrón mejoraría un estudio de esa naturaleza.

El alcance de la alteración salina en ambas poblaciones, principalmente en PM por la presencia sostenida de neblina proveniente del mar, también podría ser profundizado a través de estudios con ³⁶Cl que podrían resolver el aporte del Cl en la formación de sales y posteriormente en la generación de akaganeita en esa población de muestras.

A la luz de los resultados obtenidos de este estudio nos preguntamos si también en otros desiertos el estado de choque define los patrones de meteorización en primera instancia, y no el factor climático como ha sido fuertemente señalado en trabajos anteriores. Un estudio bibliográfico de lo publicado a la fecha para esos meteoritos de otros desiertos podría ayudar a dilucidar si esta nueva hipótesis es correcta.

Finalmente, este estudio ha comprobado la existencia de superficies dentro del desierto de Atacama muy antiguas y estables, las cuales deben ser muchas más que las que se caracterizaron en este estudio. Tanto para nuevas búsquedas de meteoritos, como para estudios sobre el flujo de material extraterrestre en el rango < 50 ka, el desierto de Atacama es un lugar de categoría mundial para ello, lo que sumado a su hiperaridez sostenida lo hace también un excelente lugar para estudios de sus condiciones como análogo de Marte, y para los límites de la Vida.

Referencias Bibliográficas

- Abele, G., 1983. Flachenhafte Hanggestaltung und Hangzerschneidung im chilenisch-peruanischen Trockengebiet. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband 48*, 197 – 201.
- Abdu, Y., Scorzelli, R. B., Azevedo, I. S., Stewart, S., Varela, M., Hawthorne, F. C. Druse clinopyroxene in D'Orbigny angritic meteorite studied by single-crystal, x-ray diffraction, electron microprobe analysis and Mössbauer spectroscopy. *Meteoritics & Planetary Science.* , v.44, p.581 - 588, 2009
- Abdu, Y., Scorzelli, R. B., Azevedo, I. S., Varela, M. 2007. Study of Fe²⁺-Mg²⁺ Order-Disorder in Pyroxene from the Cachari Meteorite. *Meteoritics & Planetary Science.* , v.42, p.A11 - A12.
- Abdu, Y., Azevedo, I. S., Stewart, S., Varela, M., Lopez, A., Kurat, G., Scorzelli, R. B. 2005. Mössbauer Study of Glasses in Meteorites:the D'Orbigny Angrite and Cachari Eucrite. *Hyperfine Interactions v.166*, p.543 - 547.
- Abdu, Y., Azevedo, I. S., Stewart, S., Lopez, A., Varela, M., Kurat, G., Scorzelli, R. B. 2005. B. Glasses in the D'Orbigny and Cachari meteorites: a Mössbauer study. *Meteoritics & Planetary Science.* , v.40, p.13-18.
- Alpers, C.N. y Brimhall, G.H., 1988. Middle Miocene climatic change in the Atacama desert, northern Chile: Evidence from supergene mineralization at La Escondida. *Geological Society of America Bulletin*, 100: 1640-1656.
- Al-Kathiri, B. A. Hofmann, A. J. T. Jull, E. Gnó. 2005. Weathering of meteorites from Oman: Correlation of chemical and mineralogical weathering proxies with ¹⁴C terrestrial ages and the influence of soil chemistry. *Meteoritics and Planetary Sciences 40*: 1215 – 1239.
- Anders E. y Grevesse N. 1989. Abundances of the elements: Meteoritic and solar. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53, 197-214.
- Arancibia, G, Matthews, S.J. and Pérez de Arce, C., 2006. K–Ar and ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of supergene processes in the Atacama Desert, Northern Chile: tectonic and climatic relations. *Journal of the Geological Society*, V. 163, N 1, 2006, 107-118.
- Arnold M., Merchel S., Boursès D.L., Braucher R., Benedetti L., Finkel R.C., Aumaître G., Gottdang A., Klein M., 2010. The French accelerator mass spectrometry facility ASTER: Improved performance and developments. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, 268: 1954–1959.
- Barrat J. A., Blichert-Toft J., Nesbitt R. W., y Keller F. 2001. Bulk chemistry of Saharan shergottite Dar al Gani 476. *Meteoritics and Planetary Sciences 36*, 23–29.
- Bancroft G. M., Maddock, A. G., Burns, R. G. 1967. Applications of the Mössbauer effect to silicate mineralogy - I. Iron silicates of known crystal structure. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 31, 2219-2246.
- Begemann F. y Vilček E. 1969. Chlorine-36 and argon-39 production rates in the metal of stone and stony-iron meteorites. In *Meteorite Research* (P. Millman, ed.), pp. 355–362. Reidel, Dordrecht.
- Bevan, A. W. R. 1992a. Australian meteorites. *Records of the Australian Museum, Supplement 15*, 1–27.
- Bevan, A. W. R. 1992b. WAMET/EUROMET joint expedition to search for meteorites in the Nullarbor Region, Western Australia (abstract). *Meteoritics 27*, 202–203.

- Bevan, A. W. R. 2006. Desert meteorites: a history. Geological Society, London, Special Publications 2006, v. 256, p. 325-343.
- Biese, W., 1950. "Estudios geomorfológicos de los yacimientos de Guano situados entre Arica y Antofagasta". Soc. Chilena de Fertilizantes, Santiago, 110p.
- Bischoff, A., Geiger, T., 1995. Meteorites from Sahara: find location, shock classification, degree of weathering and pairing. *Meteoritics* 30, 113–122.
- Boeckl, R. S. 1972. Terrestrial age of nineteen stony meteorites derived from their radiocarbon content. *Nature* 236, 25-26.
- Bland, P. A. 2001. Quantification of meteorite infall rates from accumulations in deserts and meteorite accumulations on Mars. In *Accretion of Extraterrestrial Matter throughout Earth's History* (B. Peucker-Ehrenbrink y B. Schmitz, eds.), pp. 267–303. Kluwer, New York.
- Bland, P. A. 2006. Terrestrial weathering rates defined by extraterrestrial materials. *Journal of Geochemical Exploration*. V. 88, Issues 1-3, p. 257-261.
- Bland, P. A., Berry, F. J., Smith, T. B., Skinner, S., y Pillinger, C. T. 1996. Flux of meteorites to the Earth and weathering in hot desert ordinary chondrite finds. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 2053–2059.
- Bland, P.A., Bevan, A.W.R., Jull, A.J.T., 1997a. Ancient meteorite finds and the earth's surface environment. *Quaternary Research* 53, 131–142.
- Bland, P. A., Kelley, S. P., Berry, F. J., Cadogan, J. M., y Pillinger, C. T. 1997b. Artificial weathering of the ordinary chondrite Allegan: Implications for the presence of Cl₂ as a structural component in akaganéite. *American Mineralogist* 82, 1187–1197.
- Bland P. A., Sexton A. S., Jull A. J. T., Bevan A. W. R., Berry F. J., Thornley D. M., Astin T. R., Britt D. T., y Pillinger C. T. 1998. Climate and rock weathering: A study of terrestrial age dated ordinary chondritic meteorites from hot desert regions. *Geochim. Cosmochim. Acta* 62, 3169–3184.
- Bland P. A., Jull A. J. T., y Bevan A. W. R. 2000. Ancient meteorite finds and the Earth surface environment. *Quaternary Research* 53, 131–142.
- Bland, P. A., Berry, F. J., Jull, A. J. T., Smith, T. B., Bevan, A.W.R., Cadogan, J. M., Sexton, A. S., Franchi, I. A. y Pillinger, C. T.. 2003. ⁵⁷Fe Mössbauer Spectroscopy Studies of Meteorites: Implications for Weathering Rates, Meteorite Flux, and Early Solar System Processes. *Hyperfine Interactions* 142: 481–494.
- Brearley, A.J., Jones, R.H., 1998. Chondritic meteorites. In: Papike, J.J. (Ed.), *Reviews in Mineralogy, Planetary Materials*, vol. 36. Mineralogical Society of America, Washington, DC, p. 398.
- Britt, D. T. y Consolmagno, G. J. 2003. Stony meteorite porosities and densities: a review of the data through 2001. *Met & Plan Sc* 38:1161-1180.
- Brown E.T., Edmond J.M., Raisbeck G.M., Yiou F., Kurz M.D., Brook E.J., 1991. Examination of surface exposure ages of Antarctic moraines using in situ produced ¹⁰Be and ²⁶Al. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55: 2269-2283.
- Brüggen, J., 1939. "Guano-Layer in Chile". *Natur und Volk*, Frankfurt, 69, 234-249.
- Buchwaldt, V. F. 1989. On the difference between weathering products on Antarctic and non-Antarctic meteorites. LPI Technical Report 90-01, 24-26.
- Buchwald, V.F. y Clarke, R.S. Jr. 1989. Corrosion of Fe-Ni alloys by Cl-containing akaganéite (γ-FeOOH): The Antarctic meteorite case. *American Mineralogist*, 74, 656–667.

- Buddhue, J.D., 1957. *The Oxidation and Weathering of Meteorites*. University of New Mexico Press, Albuquerque, 161 pp.
- Burns, R. G. 1993. Rates and mechanisms of chemical weathering of ferromagnesian silicate minerals on Mars. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57, 4555-4574.
- Burns, R. G. y Solberg, T. C. 1988. Mössbauer spectra of weathered stony meteorites relevant to oxidation on Mars: II. Achondrites and SNC meteorites. *Lunar Planet. Sci. Conf.* 19 (abstract), 146-147.
- Burns, R. G. y Martínez, S. L. 1990. Mössbauer spectra of olivine-rich weathered achondrites: II. Brachina, Chassigny, ALHA 77005 and Nakhla. *Lunar Planet. Sci. Conf.* 21 (abstract), 147-148.
- Burns, R. G. y Martínez, S. L. 1991. Mössbauer spectra of olivine-rich achondrites: Evidence for preterrestrial redox reactions. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.* 21 (abstract), 331-340.
- Butzer, K. W., Isaac, G. L., Richardson, J. L., Washbourn-Kamau, C. 1972. Radiocarbon Dating of East African Lake Levels. *Science* 175, 1069-1076.
- Cassidy, W. A., Harvey, R., Schutt, J., Delisle, G., Yanai, K. 1992. The meteorite collection sites of Antarctica. *Meteoritics* 27, 490-525.
- Cereceda, P. y Schemenauer, R.S. 1991. The occurrence of fog in Chile. *Journal of Applied Meteorology* 30, 1097-1105.
- Christiansen, A., Larsen, L., Roy-Poulsen H., Roy-Poulsen, N. O., Vistisen, L. 1984. Iron-nickel alloys in taenite lamella from the iron meteorite Cape York as measured by Conversion Electron Mössbauer spectroscopy. *Physica Scripta.* 29, 94-96.
- Consolmagno, G. J. y Britt, D. T. 1998. The density and porosity of meteorites from the Vatican collection. *Meteorit. Planet. Sci.* **33**, 1231-1241.
- Consolmagno G. J., Britt D. T., y Stoll C. P. 1998. The porosities of ordinary chondrites: Models and interpretations. *Meteorit. Planet. Sci.* **33**, 1221-1229.
- Consolmagno G. J., Bland P. A., y Strait M. M. 1999. A preliminary scanning electron microscopy study of microcrack porosity in meteorites. *Meteorit. Planet. Sci.* **34**, A28-A29.
- Consolmagno, G. J., Macke, R. J., Rochette, P., Britt, D. T., & Gattacceca, J., 2006. Density, magnetic susceptibility, and the characterization of ordinary chondrite falls and showers. *Meteoritics*, vol. 41, Issue 3, p.331-342
- Consolmagno G.J., Britt D.T., Macke R.J. 2008 The significance of meteorite density and porosity. *Chemie der Erde*, 68, 1-29.
- Corrigan C. M., Zolensky M. E., Dahl J., Long M., Weir J., Sapp C., Burkett P. J. 1997. The porosity and permeability of chondritic meteorites and interplanetary dust particles. *Meteorit. Planet. Sci.* **32**, 509-515.
- Costa T. V. V., Viera V. W., de Araujo M. A. B 1991. Analysis of impact-induced Fe²⁺ disorder in the pyroxene of the Ibitira meteorite. *Hyperfine Interactions* 67, 463-466.
- Craig, A.K., 1982. "Ambiente Costero del norte de Chile". *Proc. Symp. Arqueología del area centro sur Andina, revisión de su desarrollo cultural (Arica, 1981)*, Depto. Antropología, Univ. Del Norte, Arica, 4-20.
- Crozaz, G., Wadhwa, M., 2001. The terrestrial alteration of Saharan Shergottites Dar Al Gani 476 and 489: a case study of weathering in a hot desert environment. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65, 971-977.

- Crozaz, G., Floss, C., Wadhwa, M., 2003. Chemical alteration and REE mobilization in meteorites from hot and cold deserts, *Geochimica et Cosmochimica Acta* Volume 67, Issue 24, 15 December 2003, Pages 4727-4741
- Cuitiño, L. 1983. Hoja Taltal-Chañaral, SERNAGEOMIN, Santiago, 72 p.
- Danon J., Scorzelli R. B., Azevedo I. S. 1979. Iron-nickel superstructure in metal particles of chondrites. *Nature* 281, 469-471.
- Danon J., Scorzelli, R. B., Azevedo, I. S. 1980. Santa Catharina meteorite and phase composition of irradiated Fe-Ni Invar alloys. *Nature* 284, 537-538.
- De Coster M., Ppflak H., Amelinckx S. 1963. A study of Mössbauer absorption in iron silicates. *Physica Status Solidi* 3, 283-288.
- Delisle G., Schultz L., Spettel B., Weber H., Wlotza F., Höfle H., Thierbach R., Vogt S., Hergers U., Bonani G., Suter M., y Wölfe W. 1989. Meteorite finds near the Frontier Mountain Range in North Victoria Land. *Geologisches Jahrbuch* E38, 483-513.
- Dodd, R. T. 1981. *Meteorites: A petrological chemical síntesis*. Cambridge University Press, 368 p.
- Donahue, D. J., Linick, T. W. y Jull, A. J. T. 1990. Isotope-ratio and background corrections foe accelerator mass spectrometry radiocarbon measurements. *Radiocarbon* 32, 135-142.
- Dunai T.J., Gonzalez Lopez G.A., Juez-Larré J., 2005 Oligocene-Miocene age of aridity in the Atacama Desert revealed by exposure dating of erosion-sensitive landforms. *Geology* 33, 321-324.
- Dunlap W.J., 1997. A Mössbauer effect investigation of site preferences and Fe environments in Ga-substituted $\text{Sm}_2\text{Fe}_{17}$ compounds. *Journal of Alloys and Compounds* v 260, Issues 1-2, pp. 28-31.
- Eggleton, Richard A., 1984. Formation of Iddingsite Rims on Olivine: A Transmission Electron Microscope Study. *Clay and Clay Minerals*, 32: 1-11.
- Endo K., Hirunuma R., Shinonaga T., Ebihara M., Nakahara H. 1994. Mössbauer spectroscopic study of meteorites recovered on Antarctica. *Hyperfine Interactions* 91, Nº 1, 557-561.
- Ericksen, G.E., 1981. Geology and the origin of the Chilean nitrates deposits. *Geological Society of America Special Paper* 1188, 37.
- Ericksen, G.E., 1983. The Chilean nitrate deposits. *American Scientist* 71, 366–374.
- Ericksen, G.E., 1994. Discussion of a petrographic study of the Chilean nitrates. *Geological Magazine* 131, 849–852.
- Eugster O. 1988. Cosmic-ray production rates for He-3, Ne-21, Ar-38, Kr-83 and Xe-126 in chondrites based on ^{81}Kr -Kr exposure ages. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52, 1649–1662.
- Evans J. C., Reeves J. H., Rancitelli L. A. 1982. Aluminum-26: Survey of Victoria Land meteorites. *Smithson. Contrib. Earth Sci.*, 24, 70–74.
- Farley, K. A. 2001. Extraterrestrial helium in seafloor sediments: identification, characteristics, and accretion rate over geologic time. In Peucker-Ehrenbrink, B. y Schmitz, B., eds., *Accretion of extraterrestrial matter throughout Earth's History*, pp. 179-204. New York: Kluwer Academic/Plenum.
- Fisher D. S., Burns R. G. 1991. Pre-terrestrial oxidation products of iron minerals in carbonaceous meteorites identified in Mössbauer spectra. *Lunar Planet. Sci. Conf.* 22 (abstract), 389-390.

- Fisher D. S., Burns R. G. 1992. Mössbauer spectra of H-5 chondrites from Antarctica. Lunar Planet. Sci. Conf. 23 (abstract), 367-368.
- Flores-Aqueveque, V., Vargas, G., Rutllant, J., Le Roux, J. P. 2009. Estacionalidad de la erosión y el transporte eólico de partículas en el desierto costero de Atacama, Chile (23°S) *Andean Geology* 36 (2): 288-310.
- Flynn G. J., Moore L. B., y Klöck W. 1999. Density and porosity of stone meteorites: Implications for the density, porosity, cratering, and collisional disruption of asteroids. *Icarus* 142, 97–105.
- Folco L., Rochette P., Gattacceca J., y Perchiazzi N. 2006. In situ identification, pairing and classification of meteorites from Antarctica through magnetic susceptibility measurements. *Meteoritics and Planetary Science* 41:343-353.
- Folk, R. 1951. Stages of textural maturity in sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Petrology* 21: 127-130.
- Freundel M., Schultz L., Reedy R. C. 1986. Terrestrial ⁸¹Kr-Kr ages of Antarctic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 50, 2663-2673.
- Fulton C. R. and Rhodes J. M. (1984) The chemistry and origin of the ordinary chondrites: Implications from refractory lithophile and siderophile elements. Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 14th, J. Geophys. Res. 89, B543–B558.
- Gattacceca J., Rochette P., Denise M., Consolmagno G., Folco L. (2005) An impact origin for the foliation of ordinary chondrites, *Earth and Planetary Science Letters*, 234, 351-368.
- García, K. E., Barrero, C. A., Morales, A. L., Greneche, J. M. 2009. Estructura magnética de la akaganeita sintética: Revisión de resultados Mössbauer, *Rev. Fac. Ing. Univ. Antioquia* N.º 49
- García, K. E., Barrero, C. A., Morales, A. L., Greneche, J. M. 2006. Re-interpretación del espectro Mössbauer de la akaganeita. *Rev. Colombiana de Física*, V.38, N.º 4, 1511-1514.
- Gibson, E.K. Jr., y Bogard, D.D., 1978. Chemical alterations of the Holbrook chondrite resulting from terrestrial weathering. *Meteoritics* 13, 277 – 289
- Giscard, M., Valenzuela, M., Jull, A.J.T. Terrestrial ages of meteorites from the Atacama Desert and Oman, a comparison. (In preparation for MAPS).
- Gismelseed A. M., Khangji, F., Ibrahim, A., Yousuf, A. A., Worthing, M. A., Rais, A., Elzain, M. E., Brooks, C. K., Sutherland, H. H. 1994. Studies on Al Kidirate and Kapoeta meteorites. *Hyperfines Interactions* 91: 551-555.
- Goel P. S., Honda M. 1965. Cosmic-ray-produced iron-60 in Odessa meteorite. *J. Geophys. Res.*, 70, 747.
- Goudie, A.S. y Parker, A.G. 1998. Experimental simulation of rapid rock block disintegration by sodium chloride in a foggy coastal desert. *Journal of Arid Environments*, 40: 347-355.
- Goudie, A.S., Wright, E., Viles, H.A., 2002. The roles of salt (sodium nitrate) and fog in weathering: a laboratory simulation of condition in the northern Atacama Desert, Chile. *Catena* 48, 255–266.
- Grandstaff, D.E., 1978, Changes in surface area and morphology and the mechanism of forsterite dissolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 42, 1899-1901.
- Grossman J. N. 1994. The Meteoritical Bulletin, No. 76, 1994 January: The US Antarctic meteorite collection. *Meteoritics* 29, 100–143.

- Guzmán, N., Ortlieb L., Díaz, A. Llagostera, A. 1995. Molluscs as indicators of paleoceanographic changes in northern Chile. International Geological Correlation. Program Project 367, II annual meeting, Antofagasta, Nov. 1995.
- Halliday, I., y Griffin, A.A., 1982. A study of the relative rates of meteorite falls on the Earth's surface. *Meteoritics* 17, 31–46.
- Halliday I. 2001. The present-day flux of meteorites to the Earth. In *Accretion of Extraterrestrial Matter Throughout Earth's History* (B. Peucker-Ehrenbrink and B. Schmitz, eds.), pp. 305–318. Kluwer, New York.
- Hartley, A.J., Chong, G., 2002. Late Pliocene age for the Atacama Desert: implication for the desertification of western South America. *Geology* 30, 43–46.
- Harvey R.P. y Cassidy W.A. 1989. A statistical comparison of Antarctic finds and modern falls: Mass frequency distributions and relative abundance by type. *Meteoritics* 24, 9-14.
- Harvey, R.P. 2003. The origin and significance of Antarctic meteorites. *Chemie der Erde*, 63, 93-147.
- Herzog G. F., Vogt S., Albrecht A., Xue S., Fink D., Klein J., Middleton R., Weber H. W., and Schultz L. (1997) Complex exposure histories for meteorites with “short” exposure ages. *Meteoritics & Planet. Sci.*, 32, 413–422.
- Hochella, M.F., y Banfield, J.F. 1995. Chemical weathering of silicates in nature; a microscopic perspective with theoretical considerations. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*; v. 31; 1; pp. 353-406.
- Hutchison, R. 2004. *Meteorites. A Petrologic, Chemical and Isotopic Synthesis*. Cambridge Planetary Science Series.
- Jarosewich, E., 1990. Chemical analyses of meteorites: A compilation of stony and iron meteorite analyses. *Meteoritics* 25, 323–337.
- Jelinek V. 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics* 79:63-67.
- Jull, A. J. T., 2006. Terrestrial Ages of Meteorites, In *Meteorites and the Early Solar System II*, Lauretta, D. S., H. Y. McSween Jr. (eds.), University of Arizona Press, Tucson, 943 pp., p.889-905.
- Jull, A.J.T, Donahue, D.J y Linick, T.W, 1989. Carbon-14 activities in recently fallen meteorites and Antarctic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53: 2095-2100.
- Jull A.J.T., Wlotzka F., Palme H., Donahue D.J. 1990. Distribution of terrestrial age and petrologic type of meteorites from western Libya. *Geochemica et Cosmochimica Acta* 54: 2895-2898.
- Jull, A. J. T., Wlotzka, F., y Donahue, D. J., 1991. Terrestrial age and petrologic description of Roosevelt Country meteorites (abstract). *Lunar Planet, Sci.* 22, 665-666. (1991)
- Jull, A. J. T., Donahue, D. J., Cielaszyk, E., & Wlotzka, F., 1993. Carbon-14 terrestrial ages and weathering of 27 meteorites from the southern high plains and adjacent areas (USA). *MAPS* 28, no. 2, 188-195.
- Jull, A. J. T., Wlotzka F., Bevan A. W. R., Brown S. T., Donahue D. J. 1993b. 14C terrestrial ages of meteorites from desert regions: Algeria and Australia. *Meteoritics* 28 (abstract), 376-377.
- Jull, A. J. T., Bevan, A. W. R., Cielaszyk, E., y Donahue, D. J., 1995. 14C terrestrial ages and weathering of meteorites from the Nullarbor Region, Western Australia. *Lunar and Planetary Institute Technical Report* 95-02, pp. 37–38.

- Jull, A. J. T., Bland, P. A., Klandrud, S., McHargue, L. R., Nishiizumi, K., Caffee, M. W. 1998. Cosmogenic radionuclide studies of desert meteorites, including a new lunar Meteorite. Abstract # 5172 for the 61st Annual Meteoritical Society Meeting.
- Jull, A. J. T., McHargue, L. R., Bland, P. A., Greenwood, R. C., Bevan, A. W. R., Kim K. J., LaMotta, S. E., Johnson, J. A. 2010. Terrestrial ^{14}C and ^{14}C - ^{10}Be ages of meteorites from the Nullarbor, Australia. *Meteoritics and Planetary Science* 45: 1271-1283.
- Knie K., Merchel S., Korschinek G., Faestermann T., Herpers U., Gloris M, y Michel R. 1999. Accelerator mass spectrometer measurements and model calculations of iron-60 production rates in meteorites. *Meteoritics & Planet. Sci.*, 34, 729–734.
- Koblitz J. 2005. MetBase – Meteorite Data Retrieval Software, version 7.1, Bremen, 458 Germany. CD-ROM.
- Koerberl, C., Delisle, G., y Bevan, A. 1992. Meteorite aus der Wüste. *Die Geowissenschaften* 10, 220–225.
- Kring, D. A., Jull, A. J. T., Mc Hargue, L. R., Bland, P. A., Hill, D. H. y Berry, F. J. 2001. Gold Basin meteorite strewn field, Mojave Desert: Relict of a small Late Pleistocene impact event. *Meteoritics and Planetary Science* 36: 1057-1066.
- Kukkonen I.T. y Petersen, L.J. 1983 classification of meteorites by petrophysical methods. *Bulletin of the geological society of finland* 55:157-177.
- Leclerc, M.D. 2009. ^{14}C Terrestrial Ages And Carbonates Ages Of Meteorites From The Atacama Desert (Chile) And The Omani Desert. M.S. 32 p.
- Leclerc, M. D. Valenzuela, E. M., Jull, A. J. T. ^{14}C terrestrial ages of meteorites from the Atacama Desert (Chile). 2008. Abstract #5019 for the 71th Meteoritical Society Meeting, Matsue, Japan.
- Lee, M. R. y Bland, P. A., 2004. Mechanisms of weathering of meteorites recovered from hot and cold deserts and the formation of phyllosilicates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 68, No. 4, pp. 893–916
- Lipschutz, M.E., Wolf, S.F., Vogt, S., Michlovich, E., Lindstrom, M.M., Zolensky, M.E., Mittlefehldt, D.W., Satterwhite, C., Schultz, L., Loeken, T., Scherer, P., Dodd, R.T., Sears, D.W.G., Benoit, P.H., Wacker, J.F., Burns, R.G., Fisher, D.S. 1993. Consortium study of the unusual H chondrite regolith breccia. Noblesville. *Meteoritic*. 28, 528–537.
- Love, S. G. y Brownlee, D. E. 1993. A direct measurement of the terrestrial mass accretion rate of cosmic dust. *Science* 22 October 1993: Vol. 262 no. 5133 pp. 550-553
- Luce, R. W., Barlett, R. W., y Parks, G. A. Dissolution Kinetics of Magnesium Silicates. 1972. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Volume 36, Issue 1, January 1972, Pages 35-50.
- Llagostera, A. M., 1979a. 9,700 years of maritime subsistence on the Pacific: An analysis by means of bioindicators in the north of Chile. *American Antiquity* 44, N°2, 309–323.
- Llagostera, A. M., 1979b. Ocupación humana en la costa norte de Chile asociada a peces localmente extintos y a litos geométricos: 9680 +/- 160 BP. *Actas VII Congreso Arqueológico Chileno*, vol. 1, 93-113.
- Llagostera, A. M., 1994. Caza y pesca marítima (9000 a 1000 a.C). En: *Culturas de Chile, Prehistoria: desde sus orígenes hasta los albores de la Conquista*. J. Hidalgo, V. Schiappacasse, H. Niemeyer, C. Aldunate del S., I. Solimano, eds., Editorial Andrés Bello, Santiago, Chile, 57-79.
- McCorkell R. H., Fireman E. L., d'Amico J., y Thompson S. O. 1968. Radiometric isotopes in Hoba West and other iron meteorites. *Meteoritics*, 4, 113–122.

- Marquardt, C. 2005. Deformación neógena a lo largo de la costa norte de Chile (23°-27° S), ante-arco de Los Andes Centrales. Tesis para optar al título de doctor en ciencias mención Geología, Université Toulouse III - Paul Sabatier, 212 p.
- Martinez S. L., Burns R. G. 1990. Mössbauer spectra of olivine-rich weathered achondrites: I. Ureilites. *Lunar Planet. Sci. Conf.* 21, 736-737.
- Masuda A., Nakamura N., y Tanaka T. 1973. Fine structure of mutually normalized rare-earth patterns of chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 37, 239-248.
- Merchel S., Herpers U., 1999. An update on radiochemical separation techniques for the determination of long-lived radionuclides via accelerator mass spectrometry. *Radiochimica Acta*, 84: 215-219.
- Merchel S., Arnold M., Aumaître G., Benedetti L., Boulès D.L., Braucher R., Alifimov V., Freeman S.P.H.T., Steier P., Wallner A., 2008. Towards more precise ¹⁰Be and ³⁶Cl data from measurements at the 10-14 level: Influence of sample preparation. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, 266: 4921-4926.
- Mote, T., Becker, T. A., Renne, P. y Brimhall, G. H. 2001. Chronology of Exotic Mineralization at El Salvador, Chile, by ⁴⁰Ar/³⁹Ar Dating of Copper Wad and Supergene Alunite. *Economic Geology*; v. 96; no. 2; pp. 351-366.
- Mpodozis, C., Arriagada, C., Basso, M., Roperch, P., Cobbold, P., Reich, M., 2005. Late Mesozoic to Paleogene stratigraphy of the Salar de Atacama Basin, Antofagasta, northern Chile: implications for the tectonic evolution of the central Andes. *Tectonophysics* 399, 125–154.
- Muñoz C., Guerra N., Martínez-Fris J., Lunar C., Cerda J., 2007. The Atacama Desert: a preferential arid region for the recovery of meteorites - Find location features and strewfield distribution patterns. *J. Arid Environments* 71, 188-200.
- Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38, 757-775.
- Nakamura, N. y Masuda, A. 1973. A detailed chemical study on the Barwise chondrite. *Meteoritics* 8, 149-167.
- Neupert U., Michel R., Leya I., Neumann S., Schultz L., Scherer P., Bonani G., Hajdas I., Ivy-Och S., Kubik P. W., Suter M. 1997. Ordinary Chondrites from the Acfer Region: A Study of Exposure Histories. *MAPS*, 32, A98-A99.
- Nishiizumi, K., Elmore, D., Kubik, P.W., 1989. Update on terrestrial ages of antarctic meteorites. *Earth and Planetary Science Letters* 93, 299–313.
- Noack Y., Colin F., Nahon D., Delvigne J., Michaux L. 1993. Secondary-mineral formation during natural weathering of pyroxene: review and thermodynamic approach. *Amer. J. Sci.* 293, 111–134.
- Ortalli, I. y Pedrazzi, G., 1990. Study of the Torino meteorite, Hyperfine Interactions 57, 2275-2278.
- Ortlieb L, Zuñiga O, Follegati R, Escribano R, Kong I, Rodriguez L, Mourguiart PH, Valdés J & Irachet P. 1994. Paleocyanografía de Bahía Mejillones del Sur (Antofagasta, Chile): Resultados preliminares para el último milenio. *Estudios Oceanológicos (Chile)* 13: 39-49.
- Ortlieb L, Díaz O, Guzmán, N. 1996. A warm interglacial episode during oxygen isotope stage 11 in Northern Chile. *Quaternary science reviews*, 15, 857-871.
- Ortlieb, L. y Vargas, G. 2003. Debris-flow deposits and El Niño impacts along the hyperarid southern Peru coast. *Fieldiana. Botany*, 34, p. 24-51.

- Ostertag, R., Amthauer G., McSween Jr. H. Y. 1983. Fe³⁺ in shocked olivine crystals of the ALHA 77005 meteorite. *Meteoritics* 18 (abstract), 4.
- Pachur, H. J. 1980. Climatic history in the late Quaternary in southern Libya and the western Libyan Desert. In *The Geology of Libya* (eds. M.J. Salem and M.T. Busrewil), pp. 781-788. Academic Press, London.
- Paliwal, B.S., Tripathi, R.P., Verma, H.C., Sharma, S.K. 2000. Classification of the Didwana-Rajod meteorite: A Mössbauer spectroscopic study. *Meteoritics & Planetary Science*, Volume 35, Issue 3, pages 639-642.
- Paskoff, F. R, y Naranjo, J. A. 1979. Les grandes étapes de l'évolution géomorphologique des Andes pendant le: Cénozoïque dans le sud du désert d'Atacama (Chili). *Acad. Sci. (Paris), C.R., Ser. D*, V. 289, No. 16, p. 1203-1206.
- Paskoff, R. 1978. Sur l'évolution géomorphologique du grand escarpement côtier du désert chilien. *Géographie physique et Quaternaire*, V. 32, N° 4, pp. 351-360.
- Pesonen L. J., Terho M., y Kukkonen I., 1993. Physical properties of 368 meteorites: implications for meteorite magnetism and planetary geophysics. *Proceedings of the NIPR Symposium on Antarctic meteorites* 6: 401-406.
- Petersen, J. F., Aydin, M., Knudsen, J. M. 1977. Mössbauer spectroscopy of an ordered phase (superstructure) of Fe-Ni in an iron meteorite. *Phys. Lett.* 62A, 192.
- Peuker-Ehrenbrink, B., 2001. Iridium and osmium as tracers of extraterrestrial matter in marine sediments. In Peuker-Ehrenbrink, B. y Schmitz, B., eds., *Accretion of extraterrestrial matter throughout Earth's History*, pp. 179-204. New York: Kluwer Academic/Plenum.
- Pizarro, 2001. Mineralogía de los óxidos de hierro y equilibrios de intercambio catiónico en suelos volcánicos chilenos. Tesis para optar al grado de doctor en ciencias mención química, Universidad de Santiago de Chile, 115p.
- Quinn, R.C., Grunthnaer, F.J., Taylor, C.L., Zent, A.P., 2003. Mars redox chemistry: Atacama Desert soils as a terrestrial analog. *LPICo* 34, A1951.
- Rancourt, D. G. y Scorzelli, R. B. 1995. Low Spin γ -Fe-Ni (γ LS) Proposed as a New Mineral in Fe-Ni-Bearing Meteorites: Epitaxial Intergrowth of γ LS and Tetrataenite as Possible Equilibrium State at ~20-40 at % Ni. *Journal of Magnetism and Magnetic Materials* 150, pp.30-36.
- Rancourt, D. G. y Scorzelli, R. B. 1997. Low-spin γ -Fe---Ni (γ LS) proposed as a new meteoritic mineral — Reply *Journal of Magnetism and Magnetic Materials*, Volume 174, Issue 3, 11 October 1997, pp. 324-330.
- Reedy, R. C. 1985. A model for GRC-particle fluxes in stony meteorites and production rates of cosmogenic nuclides. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 15th*, J. Geophys. Res. 90, C722-C728.
- Reich, M., Palacios, C., Vargas, G., Luo, S., Cameron, E. M., Leybourne, M. I., Parada, M. A., Zúñiga, A., You, C. 2009. Supergene enrichment of copper deposits since the onset of modern hyperaridity in the Atacama Desert, Chile *Miner Deposita* vol. 44, 497-504.
- Rochette, P., Sagnotti, L., Consolmagno, G., Denise, M., Folco, L., Gattacceca, J., Osete, M., and Pesonen, L.. 2003. Magnetic Classification of stony meteorites: 1. Ordinary chondrites. *Meteoritics and Planetary Sciences* 38, 251-268.
- Rochette, P., Gattacceca, J., Folco, L., Perchiazzi, N.. 2004. A new micrometeorite collection from antarctica and its preliminary characterization by magnetic methods. *Met.Soc. Meeting Rio Janeiro, Brazil*.

- Rundell, P.W., Dillon, M.O., Palma, B., Mooney, H.A., Gulmon, S.L., Ehlenringer, J.R., 1991. The phytogeography and ecology of the coastal Atacama and Peruvian Desert. *Aliso* 13, 1–49.
- Schemenauer, R.S., Cereceda, P., 1992. The quality of fog water collected for domestic and agricultural use in Chile. *Journal of Applied Meteorology* 31, 275–290.
- Scherer, P., Delisle, G., 1992. Are there high meteorite concentrations in the Atacama Desert/Chile? *Meteoritics* 27, A285.
- Scorzelli, R. B. 1991. Application of the Mössbauer effect to the study of meteorites – A review *Hiperfine Interactions* 66, N. 1-4, 249-257.
- Scorzelli, R. B. y Fernandez, A. A. R. 1993. Fe-Ni alloys in an unique Antarctic meteorite Yamato 791694. 18th Symp. on Antarct. Meteorites 189-191.
- Scorzelli, R.B., Azebedo, B.S., Antonello, L.L., Poupeau, G.R., Neumman, R., Canut de Bon, C., 2000. The Morro de la Mina Chondrite Revisited. *Meteoritics and Planetary Science* 35 (Suppl.), 144.
- Scorzelli, R. B., Munayco, P., Varela, M. 2008. Fe²⁺ disorder study in pyroxene from Shergotty meteorite by Mössbauer spectroscopy. *Meteoritics & Planetary Science*, v.43, p.170.
- Scott, E. R. D., McKinley, S. G., Keil, K., Wilson, I. E. 1986. Recovery and classification of thirty new meteorites from Roosevelt County, New Mexico. *Meteoritics* 21, 303-308.
- Scweigger, E.H., 1964. El litoral peruano. Univ. Nac. Federico Villareal, Lima, 2a edición, 414 p.
- Searl, A., Rankin, S., 1993. A preliminary petrographic study of the Chilean nitrates. *Geological Magazine* 130, 319–333.
- Sears, D. W. G., Grossman, J. N., Melcher, C. L., Ross, L. M., Mills, A. A. 1980. Measuring metamorphic history of unequilibrated ordinary chondrites. *Nature* 287, 791-795.
- Siever R. y Woodford N. 1979. Dissolution kinetics and the weathering of mafic minerals. *Geochim. Cosmochim. Acta* 43, 717–724.
- Sillitoe, R.H., McKee, E.H., 1996. Age of supergene oxidation and enrichment in the Chilean porphyry copper province. *Economic Geology* 91, 164–179.
- Sipiera, P. P., Becker, M. J., y Kawachi, Y., 1987. Classification of twenty-six chondrites from Roosevelt County, New Mexico. *Meteoritics* 22, 151–155.
- Smith K. L., Milnes A. R., and Eggleton R. A. 1987. Weathering of basalt: Formation of iddingsite. *Clays Clay Minerals* 35, 418–428.
- Solberg, T. C., Burns, R. G. 1988. Mössbauer spectra of weathered stony meteorites relevant to oxidation on Mars: I. Chondrites. *Lunar Planet. Sci. Conf.* 19 (abs.), 1103-1104.
- Solberg, T. C., Burns, R. G. 1989. Iron Mössbauer spectral study of weathered Antarctic and SNC meteorites. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.* 19, 313-321.
- Sprenkel-Segel, E. L. y Hanna, S. S. 1964. Mössbauer analysis of iron in stone meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 28, 1913-1931.
- Stelzner T., Hiede K., Bischoff A., Weber D., Scherer P., Schultz L., Happel M., Schron W., Neupert U., Michel R., Clayton R. N., Mayeda T. K., Bonani G., Haidas I., Ivy-Ochs S., and Suter M. 1999. An interdisciplinary study of weathering effects in ordinary chondrites from the Afer region, Algeria. *Meteorit. Planet. Sci.* 34, 787–794.

- Stöffler, D., Keil, K., and Scott, E. R. D. 1991. Shock metamorphism of ordinary chondrites; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55, pp. 3845-3867.
- Taran M. N., Bondar Y. V., Matsuyk S. 1989. Spectroscopic studies of olivine and chromite from the Mar'yalakhiti meteorite. *Mineral. Zh.* 11, 5, 80-87.
- Taylor, A. D., Baggaley, W. J., y Steel, D. I. 1996. Discovery of interstellar dust entering the Earth's atmosphere. *Nature* 380, 323-325.
- Terho, M., Pesonen, L. J. y Kukkonen, I. T. 1991. The petrophysical classification of meteorites: New results. Geological Survey of Finland report Q29. 1/91/1.
- Terho, M., Pesonen, L. J., Kukkonen, I. T. y Bukovanska, M. 1993. The petrophysical classification of meteorites. *Studia Geoph. Et Geod.* 37, 65-82.
- Thomas, A., 1969. Vorläufige Mitteilung über einen Meteoritenregen an der Quillagua-Oase, Provinz Antofagasta, Chile. *Geol. Rundschau* 58, 3, 903-908. Stuttgart.
- Tricart, J. y Cailleux, A. 1969. Le modele des regions seches. Colección, *Traité de Geomorphologie*, IV. Editor, Paris : Societé d'édition d'enseignement superieur, 472 p.
- Uehara, M.; Gattacceca, J.; Valenzuela, M.; Demory, F.; Rochette, P. 2010. Magnetic study of meteorites recovered in the Atacama desert (Chile): implications for meteorite paleomagnetism and the stability of hot desert surfaces. American Geophysical Union, Fall Meeting 2010, abstract #GP42A-06.
- Valenzuela, E. M., 2003. Petrología y Geoquímica del meteorito Paposo. Memoria de Título de Geólogo (inédito), *Universidad de Chile, Departamento de Geología*, 114 p.
- Valenzuela, M., Rochette, P., Boulés, D. L., Braucher, R., Faestermann, T., Finkel, R. C., Gattacceca, J., Korschinek, G., Merchel, S., Morata, D., Poutivtsev, M., Rugel, G., Suavet, C. 2009. The age of the Monturaqui impact crater. 72th Annual MetSoc Meeting. MAPS (suppl.) #5185.
- Valenzuela, E. M., Abdu, Y., Scorzelli, R.B., Duttine, M., Morata, D. 2007. Room Temperature ^{57}Fe Mössbauer spectroscopy of ordinary chondrites from the Atacama Desert (Chile): Constraining the weathering processes on desert meteorites. *Hyperfine Interactions*, V. 175, 9-14.
- Valenzuela, M., Gattacceca, J., Rochette, P., Uehara, M., Suavet, C., Denise, M., Munayco, P., Abdu, Y., Scorzelli, R. B., Giscard, M., Jull, A. J. T., Morata, D. Weathering processes in two populations of ordinary chondrites from the Atacama desert, Chile: a key to decipher the signals of climate on the meteorite's weathering patterns. *Meteoritics & Planetary Science*, In preparation.
- Vandenbergh, 1991. Mössbauer study of the thermal decomposition of lepidocrocite and characterization of the decomposition products. *Physics and chemistry of Minerals*. V. 18, N. 2, 131-143.
- Van Schmus, W. R. y Wood, J. A. 1967. A chemical-petrologic classification for the chondritic meteorites. *Geochim. cosmochim. Acta* 31, 747-765.
- Vargas, G.; Ortlieb, L.; Rutllant, J. 2000. Aluviones históricos en Antofagasta y su relación con eventos El Niño/Oscilación del Sur. *Revista Geológica de Chile*, v.27 (2), 157-176.
- Vargas, G.; Pantoja, S.; Rutllant, J.; Lange, C.; Ortlieb, L. 2007. Enhancement of coastal upwelling and interdecadal ENSO-like variability in the Peru- Chile Current since late 19th century. *Geophysical Research Letters* 34. L13607. doi: 10.1029/2006 GL0288127.
- Velbel M. A., Long D. T., y Gooding J. L. 1991. Terrestrial weathering of Antarctic stone meteorites: Formation of Mg-carbonates on ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 55, 67-76.

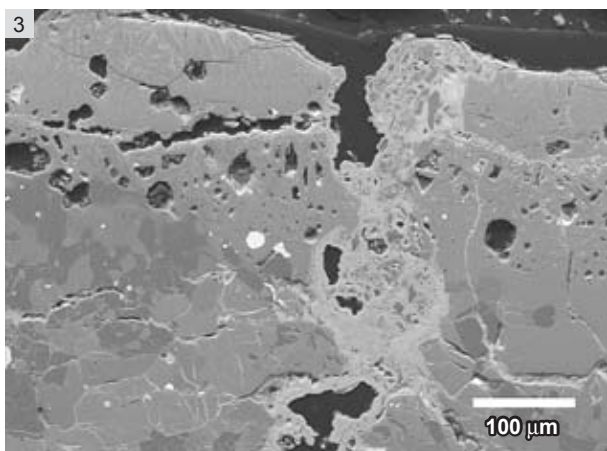
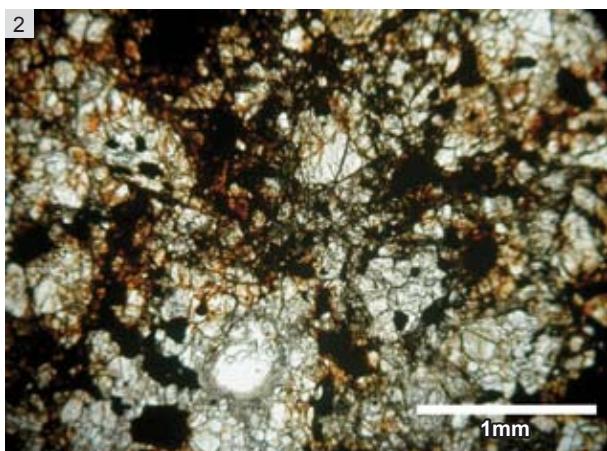
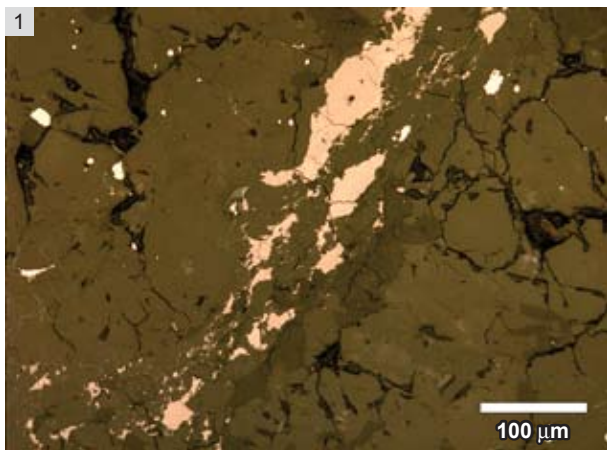
- Verma H. C., Jee K., y Tripathi R. P. 2003. Systematics of Mössbauer absorption areas in ordinary chondrites and applications to a newly fallen meteorite in Jodhpur, India. *Meteoritics & Planetary Science* 38:963–967.
- Villagrán, C. 1993. Una interpretación climática del registro palinológico del último ciclo glacial-post-glacial en Sudamérica. *Bull. Inst. franf. études andines*, v. 22 (1): 243-258.
- Wasson, J.T. 1974. *Meteorites: Classification and Properties*, Springer-Verlag. N.Y. 316 pp.
- Wasson, J.T., 1992. The rediscovery of the Vaca Muerta strewnfield. *Meteoritics* 27, 125.
- Wasson J. T. y Kallemeyn G. W. 1988. Compositions of chondrites. *Philosophical Transactions of the Royal Society A* 325, 535-544.
- Weisberg M. K., Smith C., Benedix G., Herd C. D. K., Righter K., Haack H., Yamaguchi A., Chennaoui Aoudjehane H., Grossman J. N. 2009. The meteoritical Bulletin, N° 97. *Meteoritics and Planetary Science* 45:449-493.
- Weisberg M. K., Smith C., Benedix G., Herd C. D. K., Righter K., Haack H., Yamaguchi A., Chennaoui Aoudjehane H., Grossman J. N. 2009. The meteoritical Bulletin, N° 97. *Meteoritics and Planetary Science* 45:449-493.
- Weisberg M. K. et al. 2011. The meteoritical Bulletin, N° 99. 496 *Meteoritics and Planetary Science* In preparation.
- Welten K. C., Nishiizumi K., Finkel R. C., Hillegonds D. J., Jull A. J. T., Franke L., Schultz L. 2004. Exposure history and terrestrial ages of ordinary chondrites from Dar al Gani region Libya. *Meteoritics and Planetary Science* 39:481-498.
- Wlotzka, F., 1989. Meteoritical Bulletin No. 68. *Meteoritics* **24**, 57.
- Wlotzka, F., 1993. A weathering scale for the ordinary chondrites *Meteoritics* 28, 460.
- Wlotzka F. 1995. The Meteoritical Bulletin, No. 78,. *Meteoritics* **30**, 792–796.
- Zolensky, M. E., Wells, G. L., Rendell, H. M. 1990. The accumulation rate of meteorite falls at the Earth's surface: The view from Roosevelt County, New Mexico. *Meteoritics* 25, 11-17.
- Zolensky, M. E., Martínez, R., Martínez, E., 1995. New L chondrites from the Atacama Desert, Chile. *Meteoritics* 30, 785-787.

ANEXO I

DESCRIPCIONES PETROGRÁFICAS CONDRITOS ORDINARIOS

Pampa A (L6/S2/W3)

Descripción



Aspecto general de la muestra. Textura condritica, granoblástica, con efectos de choque y meteorización dado por color anaranjado general entregado por los productos de alteración en sectores más externos.

Componentes: Condruos. Corresponden aproximadamente a un 20 % del volumen, sus tamaños van desde < 1mm hasta 3mm, con formas subesféricas, mal definidos. El porcentaje lo dan principalmente los condruos de mayor tamaño, debido a la recristalización de la matriz, dado el alto tipo petrológico (L6), que oblitera los condruos de menor tamaño. Los tipos de condruos que se preservan son en su mayoría PO, POP y OB. **Matriz.** Corresponde aproximadamente a un 65% del volumen, y tiene textura granoblástica media a gruesa, dada por cristales de olivino y piroxenos de tamaños menores a 200µm, pero con numerosos cristales subhedrales a euhedrales bien desarrollados también de olivino y en menor grado piroxeno (~5% y ~3% respectivamente) de tamaños entre 200 y 500 µm. En sectores se observa recristalizada en tamaños < 5µm y presenta ~2% de plagioclasa subhedral >100µm. Venas de opacos, venas sin relleno,

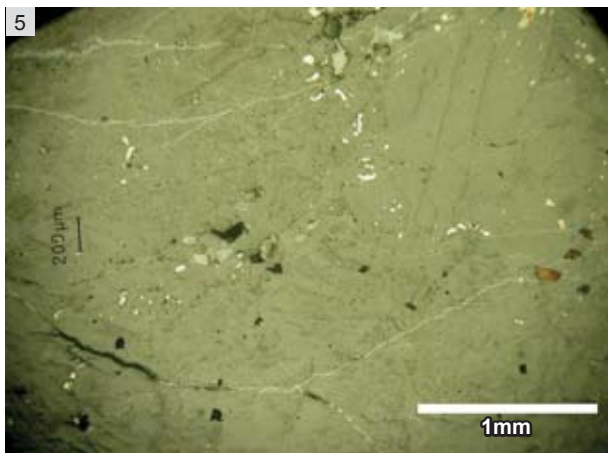
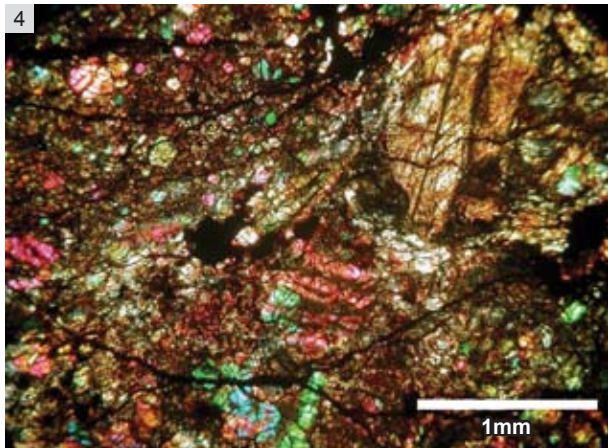
Mineralogía Primaria: Olivino (~50%) sub a euhedral presente en condruos, en la matriz euhedral recristalizado en textura granular, y como fragmento dentro de la matriz en cristales subhedrales >200µm, **piroxenos** (~30%), principalmente ortopiroxenos en matriz subhedrales y menormente que olivinos como fragmentos >200µm en la matriz, **troilita** (~3%) sub a euhedral, de tamaños entre pocos µms hasta 0,4 mm, en hábito fibroso, pleocroica no a parches, algunos cristales presentan alteración en planos preferenciales, pero no es intensiva; **kamacita** (con intercrecimiento de **taenita** en algunos cristales, formando textura plesítica) (~5%), en granos sub a euhedrales de tamaños entre pocos µms hasta 0,8 mm; **cromita** (tr), **Plagioclasa** (~2%), en cristales subhedrales >100 µms y < a 500 µms.

Mineralogía Secundaria: productos de alteración corresponden a óxidos de hierro afectando a granos de Fe-Ni ([0-100%], <50%>), como halos y troilita ([0-40%], <10%>), como porosidad en el interior de algunos granos. W2 en esta muestra.

Estado de choque S2: No se observan muchas fracturas afectando al corte, algunas venillas rellenas con opacos, aunque no muy abundantes, y brechización local con desarrollo de *melt pockets*. En algunos granos de olivino se observan fracturas planares irregulares.

Observación: Corteza de fusión bien desarrollada en algunos de los bordes de la muestra. Se observa textura tipo *spinifex* de olivinos inmediatamente bajo los primeros µms de la corteza fundida.

Pampa B (L4/5 /S4/ W3)



Descripción

Aspecto general de la muestra. Textura condritica, granoblástica, con efectos de shock dado por fracturamiento intenso También se observa color anaranjado producto de la presencia de óxidos de Fe producto de la meteorización.

Componentes: Condruos. Corresponden aproximadamente a un 10 % del volumen, sus tamaños van desde < 500 μms hasta 1,2mm, con formas subesféricas, moderadamente definidos. Condruos de menor tamaño obliterados por textura de recristalización por efectos del metamorfismo termal mediano-alto experimentado (L5 en corte analizado). Los tipos de condruos que se preservan son en su mayoría OB, PO y RO. **Matriz.** Corresponde aproximadamente a un 70% del volumen, y tiene textura granoblástica media, dada por cristales de olivino y piroxenos de tamaños < 200 μms , y abundantes opacos < 5 μms . Presenta fragmentos de cristales subhedrales a euhedrales bien desarrollados de olivino y piroxeno (~10% en total) de tamaños entre 250 y 600 μms . La atraviesan venillas rellenas por opacos.

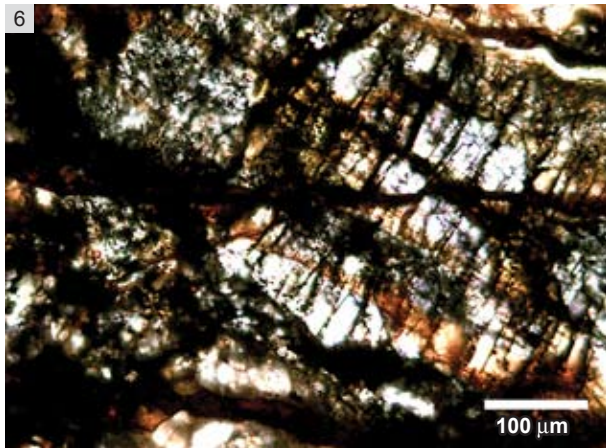
Mineralogía Primaria: Olivino (~50%) sub a euhedral presente en condruos, en la matriz euhedral recristalizado en textura granular, y como fragmento dentro de la matriz en cristales subhedrales >200 μm , **piroxenos** (~30%), principalmente ortopiroxenos en matriz subhedrales y como fragmentos >200 μm en la matriz, **troilita** (~5%) cristales sub a euhedrales, de tamaños entre 100 μms hasta 500 μms , pleocroica a parches, parcialmente alterada a óxidos de Fe; **kamacita** (~3%), en granos sub a euhedrales de tamaños entre pocos μms hasta 0,8 mm; **cromita** (~2%) en cristales subhedrales de hasta 400 μms . No se observa Plagioclasa.

Mineralogía Secundaria: productos de alteración corresponden a óxidos de hierro afectando a granos de Fe-Ni ([0-100%], <70%>), como halos y troilita ([0-40%], <20%>), como porosidad en el interior de algunos granos. W3 en esta muestra.

Estado de choque S4: Extinción ondulosa en olivinos, en sectores puntuales se observa desarrollo de textura mosaico y PDF's (*Planar Deformation Features*) en algunos granos de olivinos. También se observan finas venillas de opacos afectando dominios de la matriz y condruos y presencia de pleocroismo a parches en troilita, que evidencia un alto grado de shock.

Observación: Corteza de fusión presenta fragmentos de plagioclasa subhedral y posible cuarzo subredondeado, posiblemente agregados en el momento de la caída desde el suelo.

Pampa C (L4/S5/W4)



Descripción

Aspecto general de la muestra. Textura condritica, con intensos efectos de shock dado por oscurecimiento general del corte (*blackening*), producto de opacos finos pervasivamente diseminados tanto en la matriz como en condruos, así como también abundantes venillas de shock rellenas con opacos.

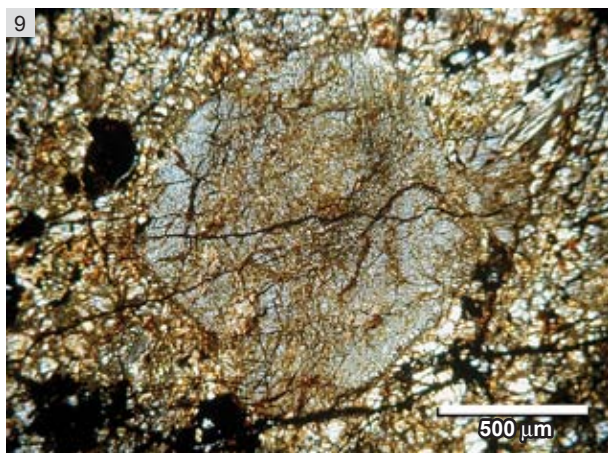
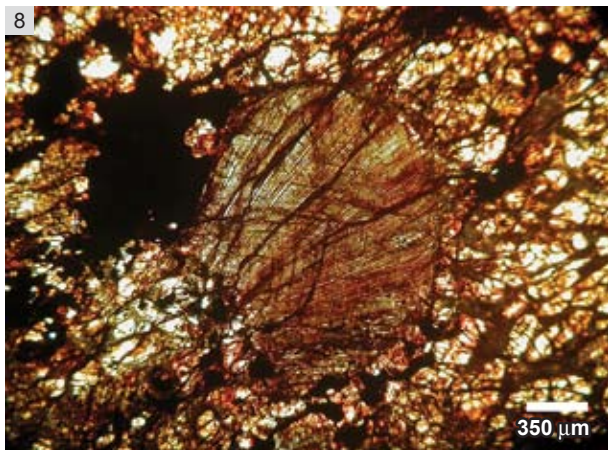
Componentes: Condruos. Corresponden aproximadamente a un 30 % del volumen, sus tamaños van desde $< 500 \mu\text{ms}$ hasta 2,5 mm, con formas subesféricas, bien a moderadamente definidos. Condruos de menor tamaño obliterados por textura de shock. Los tipos de condruos que se preservan son en su mayoría PR, PO, OB y criptocristalinos. **Matriz.** Corresponde aproximadamente a un 40% del volumen, y tiene textura granoblástica fina, dada por cristales de olivino, piroxenos, cromita en asociación a plagioclasa dentro de los denominados *melt pockets* generados por metamorfismo de choque y abundantes opacos $< 5 \mu\text{ms}$ diseminados en toda la matriz, con algunos dominios preferenciales en fracturas. Presenta fragmentos de cristales subhedrales a euhedrales de olivino y piroxeno ($\sim 10\%$ en total) de tamaños entre 250 y 500 μms . Opacos que incluyen cristales de Fe-Ni, troilita, cromita y numerosas venillas rellenas por opacos, finas y gruesas como se ve en la Fig 6, corresponden aprox. a 20% vol del corte.

Mineralogía Primaria: Olivino ($\sim 40\%$) sub a euhedral presente en condruos, en la matriz y como fragmentos dentro de ésta en cristales subhedrales $> 200 \mu\text{ms}$, **piroxenos** ($\sim 30\%$), principalmente ortopiroxenos en matriz subhedrales $< 100 \mu\text{ms}$ y como fragmentos $> 200 \mu\text{ms}$ en la matriz, **troilita** ($\sim 5\%$) cristales sub a euhedrales, de tamaños entre pocos μms hasta 500 μms , parcialmente alterada a óxidos de Fe; **kamacita** ($\sim 3\%$), en granos sub a euhedrales de tamaños entre pocos μms hasta 0,7 mm, altamente alterado; **cromita** ($\sim 2\%$) en cristales subhedrales de hasta 200 μms .

Mineralogía Secundaria: productos de alteración ($> 10\%$) corresponden a óxidos de hierro afectando a granos de Fe-Ni ([50-100%], $< 90\% >$), como reemplazo total con relictos del grano original y troilita ([10-50%], $< 30\% >$), en el clivaje interior de algunos granos, pero principalmente en dominios de venillas gruesas de opacos. También la alteración afecta a los silicatos en los bordes de granos y fracturas. Grado meteorización W4.

Estado de choque S5: *Blackening* es la característica fundamental de este alto grado de metamorfismo de choque. Se observa además extinción ondulosa en olivinos, en sectores puntuales se observa desarrollo de textura mosaico y PDF's en algunos granos de olivinos. Venillas finas de opacos descritas son producto de shock, aunque las más gruesas parecieran ser posteriores, desarrolladas producto de meteorización, rellenas de opacos grises, pero también sin relleno, con porosidad asociada.

Pampa D (L5/S2/W2-3)



Descripción

Aspecto general de la muestra. Textura condritica, granoblástica gruesa. También se observa color anaranjado producto de la presencia de óxidos de Fe producto de meteorización intensa.

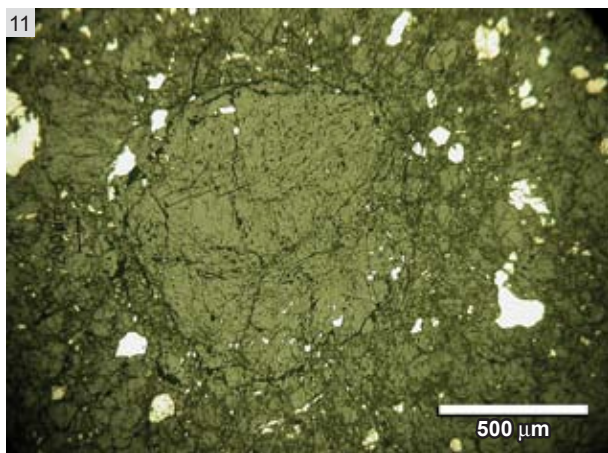
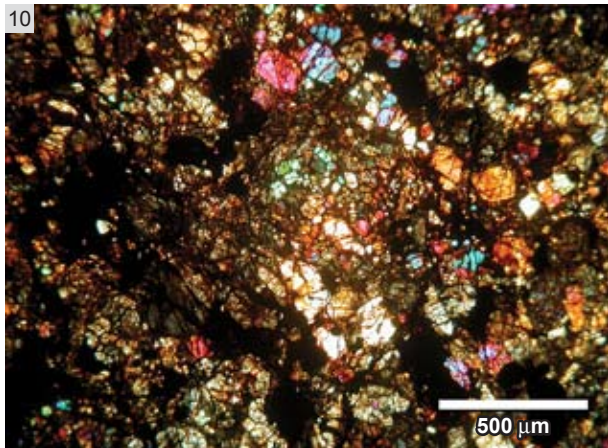
Componentes: Condruos. Corresponden aproximadamente a un 25 % del volumen, sus tamaños van desde < 500 μms hasta 2 mm, con formas subsféricas, moderadamente definidos y fragmentos de condruos. Los de menor tamaño se encuentran obliterados por textura de recristalización por efectos del metamorfismo termal mediano-alto experimentado (L5). Los tipos de condruos que se preservan son en su mayoría vítreos, PO, RP y BO. **Matriz.** Corresponde aproximadamente a un 15% del volumen, y tiene textura granoblástica media, dada por cristales de olivino y piroxenos de tamaños menores a 200 μms. Presenta fragmentos de cristales subhedrales a euhedrales bien desarrollados de olivino y piroxeno (~50% en total) de tamaños entre >200 μms y 1mm. La atraviesan venillas rellenas por opacos, de grosor mediano y fino, así como también venillas abiertas (en menor cantidad), con porosidad, que cortan las rellenas, posteriores, también rellenas en sus bordes por productos de alteración.

Mineralogía Primaria: Olivino (~40%) sub a euhedral presente en condruos, en la matriz euhedral recristalizado en textura granular, y como fragmento dentro de la matriz en cristales subhedrales >200 μm, **piroxenos** (~30%), principalmente ortopiroxenos en matriz subhedrales a euhedrales y como fragmentos >200 μm en la matriz, **troilita** (~6%) cristales sub a euhedrales, de tamaños entre pocos μms hasta 0,8 mm, pleocroica pero no a parches, parcialmente alterada a óxidos de Fe en hábito planar; **kamacita** con textura plesítica por intercrecimiento de taenita en algunos granos (~4%), en cristales sub a euhedrales de tamaños entre pocos μms hasta 0,8 mm; **cromita** (~2%) en cristales subhedrales de hasta 400 μms. Asociaciones presentes: Kam-Tae-Troi, Troi-Cro, Troi-Kam.

Mineralogía Secundaria: productos de alteración (~20%) corresponden a óxidos de hierro afectando a granos de Fe-Ni ([20-90%], <50%>), como halos y troilita ([0-50%], <20%>), en el clivaje interior de los granos, pero principalmente en dominios de venillas de opacos, tanto dentro de los cristales como las abiertas, que cruzan el corte. Grado meteorización W3 en este corte.

Estado de choque S2: Extinción recta generalizada en olivinos y piroxenos, ondulosa solo en sectores puntuales, fracturas irregulares predominantes. Venillas de opacos finas afectando dominios de la matriz, condruos y fragmentos de cristales, así como presencia de pleocroismo no a parches en troilita, evidencian un grado de shock bajo a medio.

Pampa G (L5/S2/W3)



Descripción

Aspecto general de la muestra. Textura condritica, granoblástica gruesa, con fracturamiento intenso. También se observa color anaranjado producto de la presencia de óxidos de Fe producto de meteorización intensa.

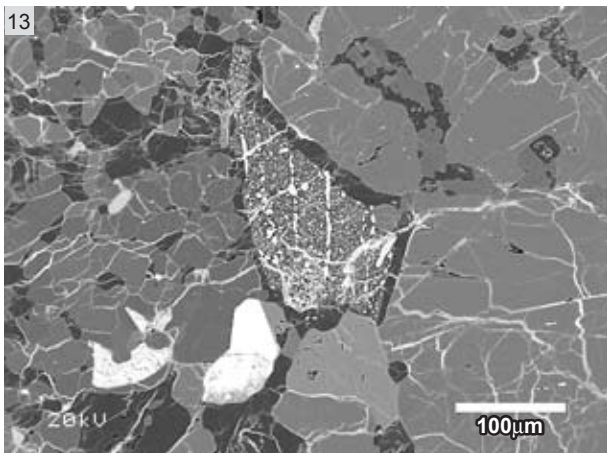
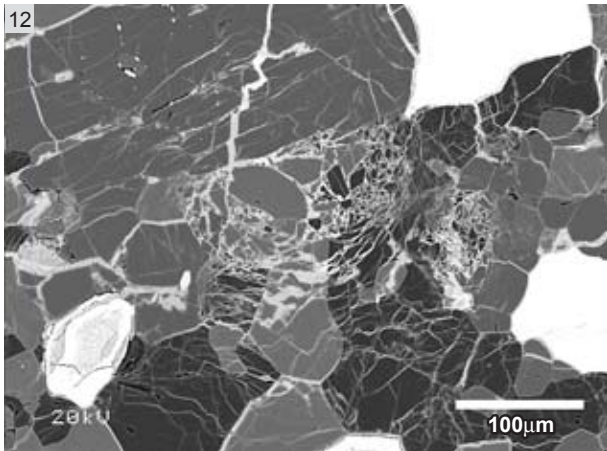
Componentes: Condruos. Corresponden aproximadamente a un 15 % del volumen, sus tamaños van desde < 500 μms hasta 1,2 mm, con formas subesféricas, moderadamente definidos. Condruos de menor tamaño obliterados por textura de recristalización por efectos del metamorfismo termal mediano-alto experimentado (L5). Los tipos de condruos que se preservan son en su mayoría POP, PO y RP. **Matriz.** Corresponde aproximadamente a un 15% del volumen, y tiene textura granoblástica media, dada por cristales de olivino y piroxenos de tamaños menores a 200 μms. Presenta fragmentos de cristales subhedrales a euhedrales bien desarrollados de olivino y piroxeno (~50% en total) de tamaños entre >200 μms y 1mm. La atraviesan numerosas venillas rellenas por opacos, de grosor mediano y fino, así como también venillas abiertas, con porosidad, que cortan las rellenas, posteriores.

Mineralogía Primaria: Olivino (~40%) sub a euhedral presente en condruos, en la matriz euhedral recristalizado en textura granular, y como fragmento dentro de la matriz en cristales subhedrales >200 μm, **piroxenos** (~30%), principalmente ortopiroxenos en matriz subhedrales a euhedrales y como fragmentos >200 μm en la matriz, **troilita** (~3%) cristales sub a euhedrales, de tamaños entre pocos μms hasta 0,5 μm, pleocroica pero no a parches, parcialmente alterada a óxidos de Fe en hábito planar; **kamacita** (~4%), en cristales sub a euhedrales de tamaños entre pocos μms hasta 0,8 mm, totalmente reemplazada por óxidos de Fe; **chromita** (~3%) en cristales subhedrales de hasta 400 μms, sin alteración.

Mineralogía Secundaria: productos de alteración (~20%) corresponden a óxidos de hierro afectando a granos de Fe-Ni ([20-80%], <40%>), como halos y troilita ([0-40%], <20%>), y en venillas afectando todo el corte. Grado meteorización W3 en este corte.

Estado de choque S2: Extinción ondulosa suave generalizada en olivinos y piroxenos, fracturas irregulares predominantes, pero set de fracturas planares se pueden observar en algunos granos de olivino y piroxeno. Venillas de opacos afectando dominios de la matriz, condruos y fragmentos de cristales, así como presencia de pleocroismo no a parches en troilita, evidencian un grado de shock bajo a medio.

Observaciones: Alta porosidad dada por venillas abiertas que cruzan todo el corte, originadas por meteorización, y de la disolución de los opacos, principalmente del Fe-Ni.



Descripción

Aspecto general de la muestra. Textura condritica, granoblástica media, con fracturamiento moderado y finas venas de choque visible. Color anaranjado producto de la presencia de óxidos de Fe producto de meteorización intensa.

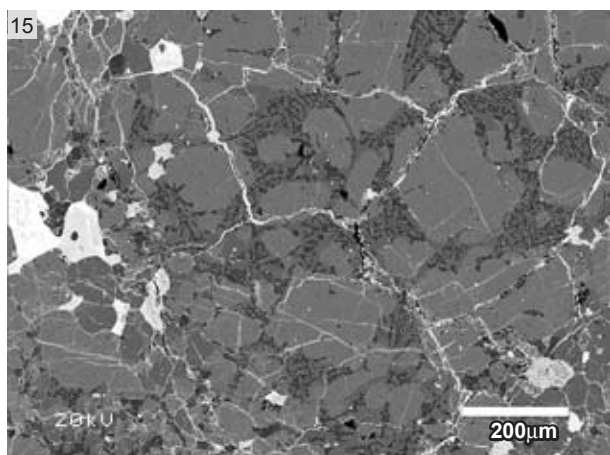
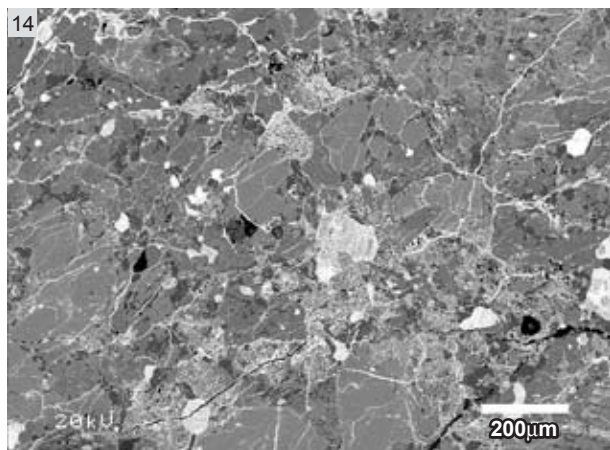
Componentes: Condruulos. Corresponden aproximadamente a un 25 % del volumen, sus tamaños van desde < 200 μms hasta 1,0 mm, con formas subsféricas, moderadamente definidos. Los tipos de condruulos que se preservan son en su mayoría POP y BO.

Matriz. Corresponde aproximadamente a un 45% del volumen, y tiene textura granoblástica media, dada por cristales de olivino y piroxenos de tamaños menores a 200 μms. Presenta fragmentos de cristales subhedrales a euhedrales bien desarrollados de olivino y piroxeno (~20% en total) de tamaños entre >200 μms y 1mm. **Mineralogía Primaria: Olivino** (~45%) sub a euhedral presente en condruulos, en la matriz euhedral recrystalizado en textura granular, y como fragmento dentro de la matriz en cristales subhedrales >200 μm, **piroxenos** (~30%), principalmente ortopiroxenos en matriz subhedrales a euhedrales y como fragmentos >200 μm en la matriz, **troilita** (~2%) cristales sub a euhedrales, de tamaños entre pocos μms hasta 0,4 μm, pleocroica pero no a parches, parcialmente alterada a óxidos de Fe en hábito planar; **kamacita** (~3%), en cristales sub a euhedrales de tamaños entre pocos μms hasta 0,5 mm, reemplazada por óxidos de Fe en halos; **cromita** (~3%) en cristales subhedrales de hasta 500 μms, sin alteración. **Plagioclasa** (~2%) euhedral intersticial en granos entre 50-100 μm.

Mineralogía Secundaria: productos de alteración (~15%) corresponden a óxidos de hierro afectando a granos de Fe-Ni ([0-90%], <50%>), como halos y troilita ([0-30%], <10%>), en venillas de choque afectando dominios intramineral y venillas abiertas de meteorización. Grado meteorización W3 en este corte.

Estado de choque S3: Extinción ondulosa generalizada en olivinos y piroxenos, fracturas planares predominantes (PDF's). Venillas de opacos afectando dominios intracristalinos en condruulos y fragmentos de cristales es frecuente. Presencia de pleocroismo a parches en troilita evidencian un grado de shock medio a alto.

Observaciones: Se observa corteza de fusión relictas, con pequeños cristales de magnetita.



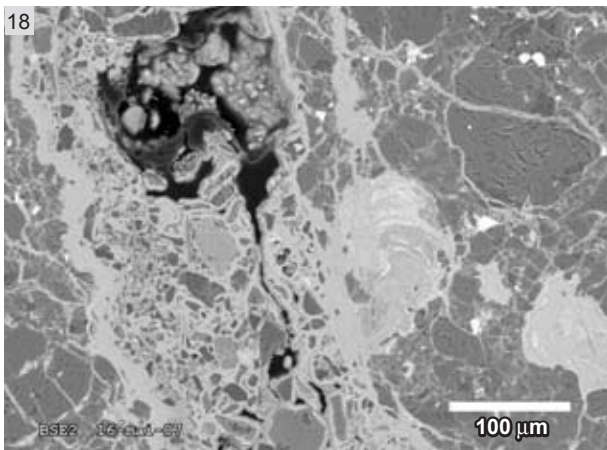
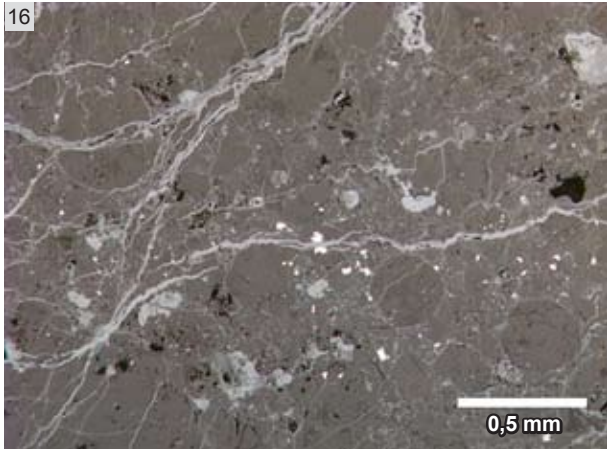
Descripción

Aspecto general de la muestra. Textura condritica, granoblástica media, con fracturamiento intenso y finas venas de choque visible. Color anaranjado producto de la presencia de óxidos de Fe producto de meteorización intensa.

Componentes: Condruos. Corresponden aproximadamente a un 20 % del volumen, sus tamaños van desde < 500 μm s hasta 2,2 mm, con formas subesféricas, moderadamente definidos. Condruos de menor tamaño obliterados por textura de recristalización por efectos del metamorfismo termal mediano-alto experimentado (L5). Los tipos de condruos que se preservan son en su mayoría PO, POP, BO y vítreos. **Matriz.** Corresponde aproximadamente a un 50% del volumen, y tiene textura granoblástica media, dada por cristales de olivino y piroxenos de tamaños menores a 200 μm s. Presenta fragmentos de cristales subhedrales a euhedrales bien desarrollados de olivino y piroxeno (~15% en total) de tamaños entre >200 μm s y 1mm. **Mineralogía Primaria: Olivino** (~40%) sub a euhedral presente en condruos, en la matriz euhedral recristalizado en textura granular, y como fragmento dentro de la matriz en cristales subhedrales >200 μm , **piroxenos** (~20%), principalmente ortopiroxenos en matriz subhedrales a euhedrales y como fragmentos >200 μm en la matriz, **troilita** (~5%) cristales sub a euhedrales, de tamaños entre pocos μm s hasta 0,4 μm , pleocroica pero no a parches, parcialmente alterada a óxidos de Fe en hábito planar; **kamacita** (~2%), en cristales sub a euhedrales de tamaños entre pocos μm s hasta 0,3 mm, reemplazada por óxidos de Fe en halos; **chromita** (~1%) en cristales subhedrales de hasta 500 μm s, sin alteración. **Plagioclasa** (~2%) euhedral intersticial en granos entre 50-100 μm .

Mineralogía Secundaria: productos de alteración (~20%) corresponden a óxidos de hierro afectando a granos de Fe-Ni ([30-100%], <80%>), como halos y troilita ([10-50%], <30%>), y en venillas de choque afectando dominios intramineral. Silicatos también son afectados en fracturas y bordes. Grado meteorización W5 en este corte.

Estado de choque S4: Extinción ondulosa generalizada en olivinos y piroxenos, fracturas planares predominantes (PDF's) y mosaicismo a nivel local. Venillas de opacos afectando dominios intracristalinos en condruos y fragmentos de cristales es frecuente, y genera entramado denso. Presencia de pleocroismo a parches en troilita, bolsones fundidos y *blackening* localizados evidencian un grado de shock alto.



Descripción

Aspecto general de la muestra. Textura condritica, granoblástica media, con fracturamiento intenso y finas venas de choque visible. Color anaranjado producto de la presencia de óxidos de Fe producto de meteorización intensa.

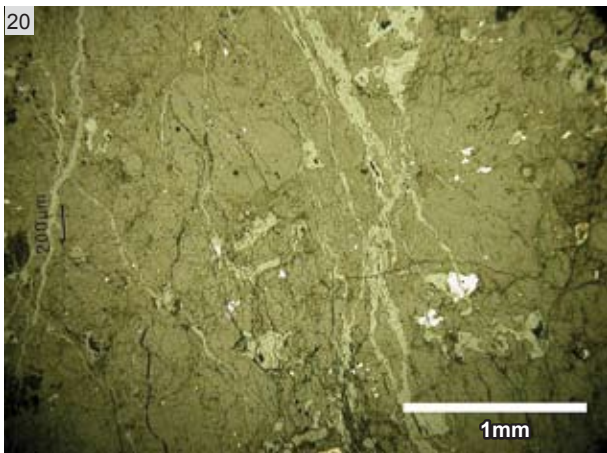
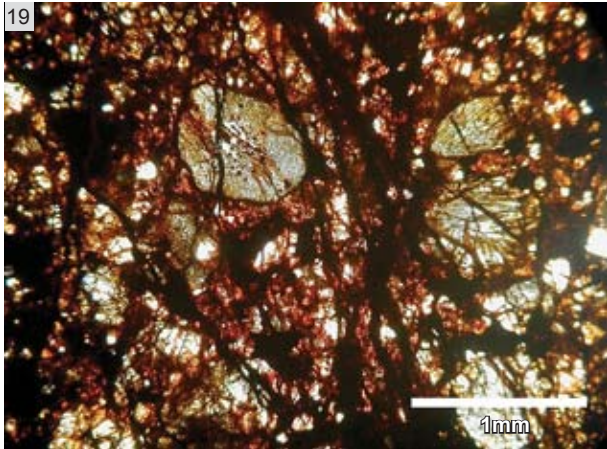
Componentes: Condruos. Corresponden aproximadamente a un 45 % del volumen, sus tamaños van desde < 100 µms hasta 2,2 mm <500µm>, con formas esféricas, bien definidos. Los tipos de condruos que se preservan son en su mayoría PO, POP y vítreos.

Matriz. Corresponde aproximadamente a un 25% del volumen, y tiene textura granoblástica fina a media, dada por cristales de olivino y piroxenos de tamaños menores a 200 µms. Presenta fragmentos de cristales subhedrales a euhedrales bien desarrollados de olivino y piroxeno (~5% en total) de tamaños entre >200 µms y 500µm. **Mineralogía Primaria: Olivino** (~40%) sub a euhedral presente en condruos, en la matriz euhedral recrystalizado en textura granular, y como fragmento dentro de la matriz en cristales subhedrales >200 µm, **piroxenos** (~25%), principalmente ortopiroxenos en matriz subhedrales a euhedrales y como fragmentos >200 µm en la matriz, **troilita** (~5%) cristales sub a euhedrales, de tamaños entre pocos µms hasta 300 µm, pleocroica normal, parcialmente alterada a óxidos de Fe en hábito planar; **kamacita** (~5%), en cristales sub a euhedrales de tamaños entre pocos µms hasta 1 mm, reemplazada completamente por óxidos de Fe en halos; **cromita** (~1%) en cristales subhedrales de hasta 500 µms, sin alteración. **Plagioclasa** (~2%) euhedral intersticial en granos entre 50-100 µm.

Mineralogía Secundaria: productos de alteración (~20%) corresponden a óxidos de hierro afectando a granos de Fe-Ni <100%>, como reemplazo total y troilita ([0-50%], <20%>), en venillas de choque afectando dominios intramineral pero manifestándose principalmente en numerosas vetillas gruesas rellenas y abiertas, asociadas a meteorización. Silicatos también son afectados en fracturas y bordes. Grado meteorización W5 en este corte.

Estado de choque S2: Extinción ondulosa suave generalizada en olivinos y piroxenos, fracturas irregulares predominantes. Venillas de opacos moderadas afectando dominios de la matriz, condruos y fragmentos de cristales, así como presencia de pleocroismo no a parches en troilita, evidencian un grado de shock bajo a medio.

La Yesera 07* (H6/S2/W5)



Descripción

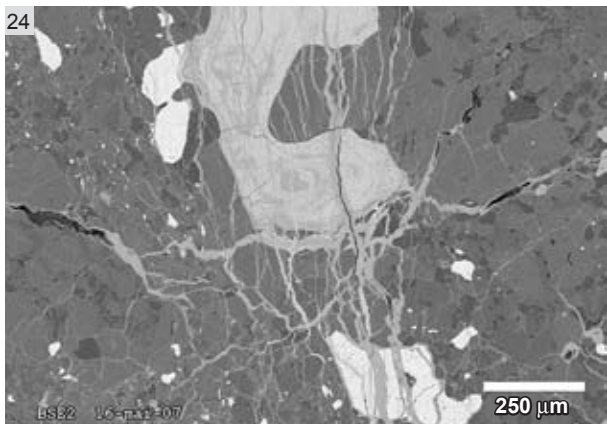
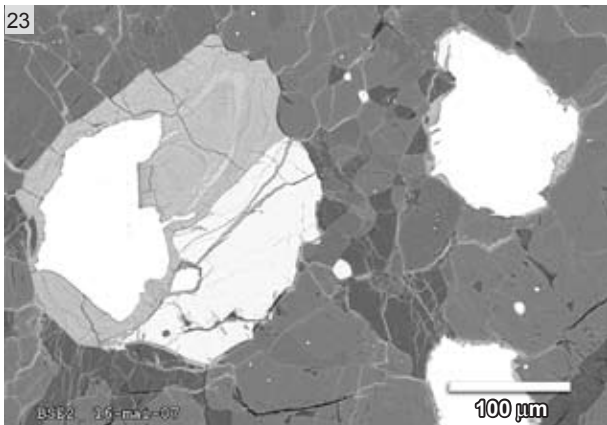
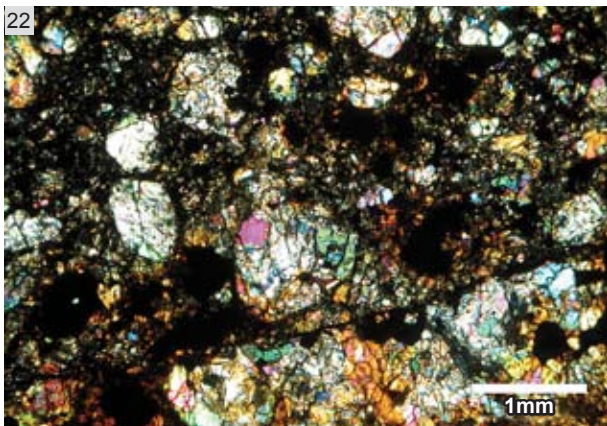
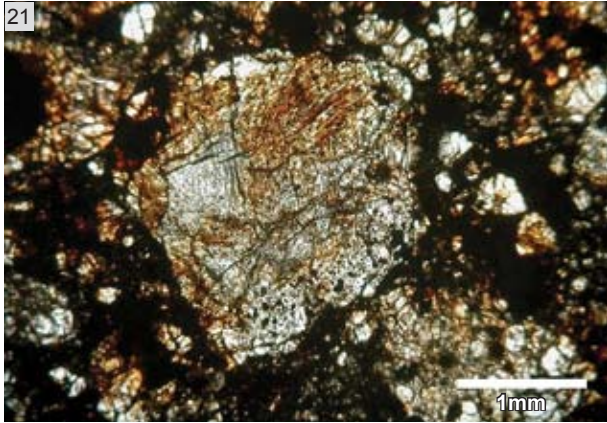
Aspecto general de la muestra. Textura condritica, granoblástica, fracturamiento intenso. Presenta meteorización intensa (color anaranjado general) dado por los productos de alteración (óxidos de Fe).

Componentes: Condruos. Corresponden aproximadamente a un 40 % del volumen, sus tamaños van desde 300 µms hasta 1mm, con formas subsféricas, moderadamente definidos. Condruos de menor tamaño obliterados por recristalización por alto grado de metamorfismo termal (H6). Los tipos de condruos que se preservan son en su mayoría PO, POP, radiales de olivino y vítreos. **Matriz.** Corresponde aproximadamente a un 35% del volumen, y tiene textura granoblástica media a gruesa, dada por cristales de olivino y piroxenos de tamaños menores a 200 µms, con cristales subhedrales a euhedrales bien desarrollados también de olivino y piroxeno (~10% total) de tamaños entre 200 y 500 µms. Presenta ~1% de plagioclasa subhedral >100 µms. Atravesada por numerosas venillas rellenas de opacos.

Mineralogía Primaria: Olivino (~40%) sub a euhedral presente en condruos, en la matriz euhedral recristalizado en textura granular, y como fragmento dentro de la matriz en cristales subhedrales >200 µm, **piroxenos** (~30%), principalmente ortopiroxenos en matriz subhedrales y menormente que olivinos como fragmentos >200 µm en la matriz; **troilita** (~5% convertido parcialmente a óxidos de Fe) sub a euhedral, de tamaños entre pocos µms hasta 450 µms, pleocroica no a parches, casi completamente alterada a óxidos de Fe, en hábitos planares; relictos de **kamacita** (~10% convertidos a óxidos de Fe), en granos anhedrales a subhedrales de tamaños entre pocos µms hasta 1 mm, completamente alteradas a óxidos de Fe; **cromita** (~1%), **Plagioclasa** (~2%), en cristales subhedrales entre >100 µms y < 500 µms.

Mineralogía Secundaria: productos de alteración (~15%) corresponden a óxidos de hierro afectando a granos de Fe-Ni <100%>, como reemplazo total y troilita ([0-50%], <20%>), pero principalmente en venillas por shock (más finas) y venillas por meteorización (más gruesas, cortando a las primeras), que corresponden a un ~20%, y que presentan porosidad en algunos casos. Silicatos también son afectados en fracturas y bordes. Grado meteorización W5 en este corte.

Estado de choque S2: Extinción ondulosa suave generalizada en olivinos y piroxenos, fracturas irregulares predominantes. Venillas de opacos finos afectando dominios de la matriz, condruos y fragmentos de cristales genera textura enrejada, así como presencia de pleocroismo no a parches en troilita, evidencian un grado de shock bajo a medio.



Aspecto general de la muestra. Textura de brecha, predomina tipo petrológico 6, con inclusión de fragmento de tipo petrológico 4 (interfase se muestra en fig. 11), ambos con textura condritica, con efectos de shock y meteorización dado por color anaranjado general entregado por los productos de alteración (óxidos de Fe). Se observa fracturamiento moderado de todo el corte.

Componentes: Condruos. Corresponden aproximadamente a un 15 % del volumen, sus tamaños van desde < 1mm hasta 1,5 mm, con formas subesféricas, mal definidos. El porcentaje lo dan principalmente los condruos de mayor tamaño, debido a la recristalización de la matriz, dado el alto tipo petrológico (LL6) de este sector, que oblitera los condruos de menor tamaño. Los tipos de condruos que se preservan son en su mayoría POP, BO, radiales de piroxeno y vítreos. En el sector de tipo petrológico LL4, este porcentaje aumenta aproximadamente a un 30%, con condruos mejor definidos y de menores tamaños (rango entre 200 µms y 1,5 mm, promedio 0,8 mm). **Matriz. Sector LL6.** Corresponde aproximadamente a un 65% del volumen, y tiene textura granoblástica media a gruesa, dada por cristales de olivino y piroxenos de tamaños menores a 200 µms, atravesada por venillas rellenas de opacos. **Sector LL4.** Corresponde aproximadamente a un 50% del volumen, y es de grano fino, con gran abundancia de minerales opacos y atravesada por finas venillas rellenas de opacos.

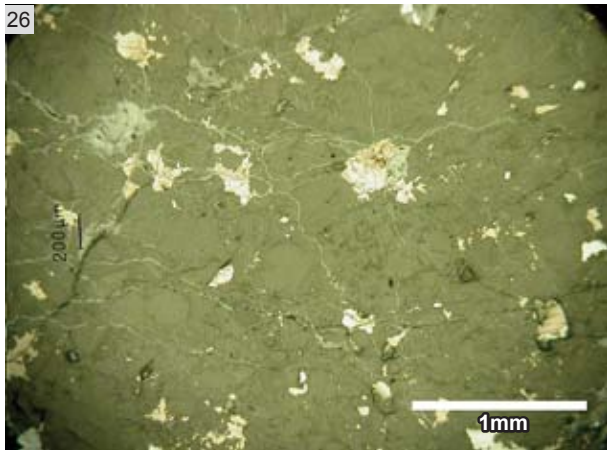
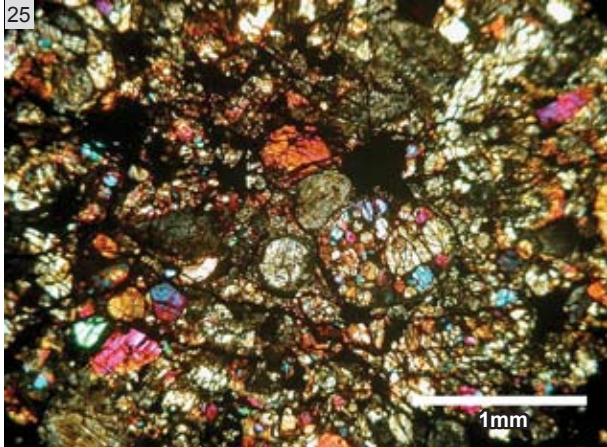
Fragmentos cristalinos: cristales subhedrales a euhedrales bien desarrollados de olivino y piroxeno (~10% total en sector LL6, 5% en sector LL4) de tamaños entre 200 µms y 1,2 mm. Plagioclasa subhedral >100 µms escasa en sector LL6.

Mineralogía Primaria: Olivino (~50%) sub a euhedral presente en condruos, en la matriz euhedral recristalizado en textura granular, y como fragmento dentro de la matriz en cristales subhedrales >200µm, **piroxenos** (~40%), principalmente ortopiroxenos en matriz subhedrales y menormente que olivinos como fragmentos >200µm en la matriz, **troilita** (~5%) sub a euhedral, de tamaños entre pocos µms hasta 0,4 mm, en hábito fibroso, pleocroica no a parches, algunos cristales presentan alteración en planos preferenciales, o generando porosidad interna por disolución posiblemente; **kamacita** (~5%), en granos sub a euhedrales de tamaños entre pocos µms hasta 0,8 mm; **cromita** (tr), **Plagioclasa** (tr en sector LL6), en cristales subhedrales >100 µms y < a 500 µms.

Minerales Secundarios: productos de alteración corresponden a óxidos de hierro afectando a granos de Fe-Ni ([0-100%], <30%>), como halos y troilita ([0-100%], <20%>), como porosidad en el interior de algunos granos y en planos preferenciales. Los granos de kamacita casi totalmente reemplazados se encuentran en dominios cercanos a la zona más externa del corte, donde el número de venillas por meteorización es mayor. Otros dominios secundarios se desarrollan en fracturas rellenas de opacos grises producidas por meteorización, que traspasan gran parte del corte y puntualmente generan porosidad, en las venillas rellenas de opacos producto de shock, y especialmente en la matriz con gran cantidad de opacos.

Estado de choque S2: Extinción ondulosa suave generalizada en olivinos y piroxenos, fracturas irregulares predominantes. Venillas de opacos finos afectando dominios puntuales de algunos condruos y pleocroismo normal de troilita evidencian un grado de shock bajo.

Chile M1 Pampa* (H5/S2/W3)



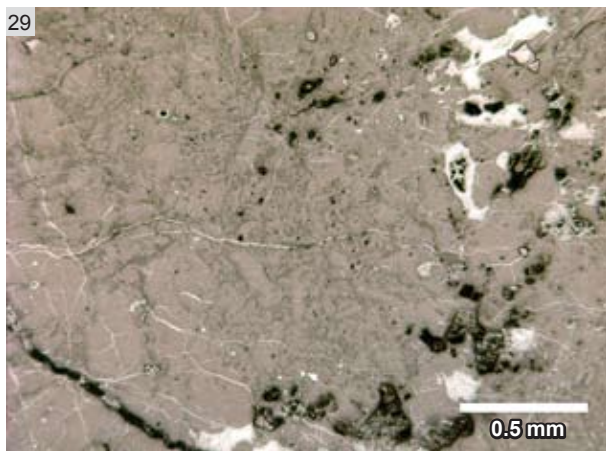
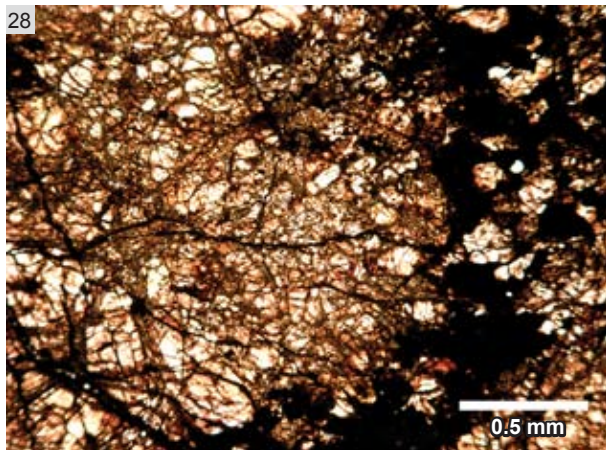
Descripción

Aspecto general de la muestra. Textura condritica, granoblástica, venillas rellenas de opacos visibles. **Componentes:** **Condrulos.** Corresponden aproximadamente a un 50 % del volumen, sus tamaños van desde 250 μms hasta 1,2 mm, promedio 0,5 mm, con formas subesféricas, moderadamente definidos. Condrulos de menor tamaño obliterados por recristalización por grado de metamorfismo termal (H5). Los tipos de condrulos que se preservan son en su mayoría POP, radiales de piroxeno y olivino y BO. **Matriz.** Corresponde aproximadamente a un 30% del volumen, y tiene textura granoblástica media a gruesa, dada por cristales de olivino y piroxenos de tamaños menores a 200 μms , atravesada por numerosas venillas rellenas de opacos. **Fragmentos cristalinos:** cristales subhedrales a euhedrales bien desarrollados de olivino y piroxeno (~10% total) de tamaños entre 200 y 500 μms . Plagioclasa subhedral >100 μms escasa.

Mineralogía Primaria: Olivino (~50%) sub a euhedral presente en condrulos, en la matriz euhedral recristalizado en textura granular, y como fragmento dentro de la matriz en cristales subhedrales >200 μm , **piroxenos** (~35%), principalmente ortopiroxenos en matriz subhedrales y menormente que olivinos como fragmentos >200 μm en la matriz; **troilita** (~7%) sub a euhedral, de tamaños entre pocos μms dispersos en la matriz hasta 0,5 mm, pleocroica normal; **kamacita** (~8%), en granos subhedrales, de tamaños entre pocos μms hasta 1,2 mm; **cromita** (tr), **Plagioclasa** (tr), en cristales subhedrales a anhedrales entre >100 μms y 200 μms , intersticial. Asociaciones observadas: Kam-Troi.

Mineralogía Secundaria: productos de alteración corresponden a óxidos de hierro afectando a granos de Fe-Ni ([0-100%], <40%>), como halos y troilita ([0-100%], <30%>), en planos preferenciales que cruzan el mineral. Los granos de kamacita casi totalmente reemplazados se encuentran en dominios cercanos a la zona más externa del corte, donde el número de venillas por meteorización es mayor. Otro dominio de alteración se da en venillas finas de shock, así como también en fracturas no rellenas producidas por meteorización, que puntualmente generan porosidad.

Estado de choque S2: Extinción ondulosa suave generalizada en olivinos y piroxenos, fracturas irregulares predominantes. Venillas de opacos finos afectando dominios de la matriz, condrulos y fragmentos de cristales genera textura enrejada. Localmente se observan estados más altos de choque reflejado por la presencia de melt pockets, sin embargo el estado general es de un grado de shock bajo a medio.



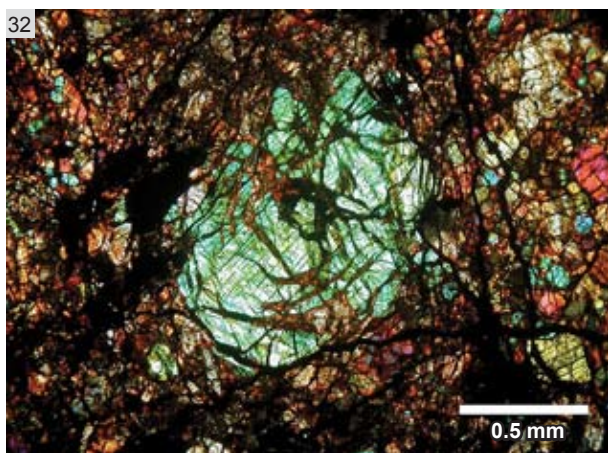
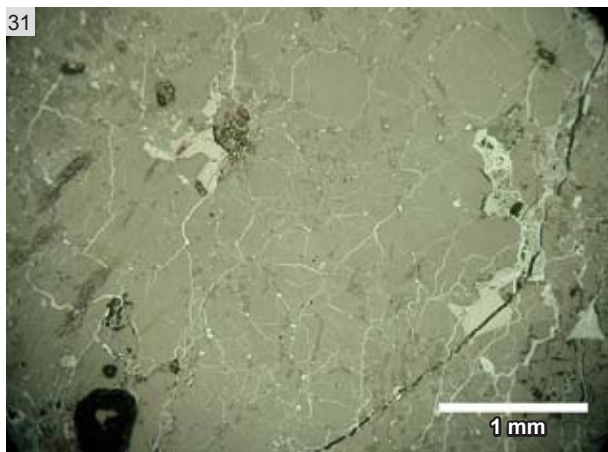
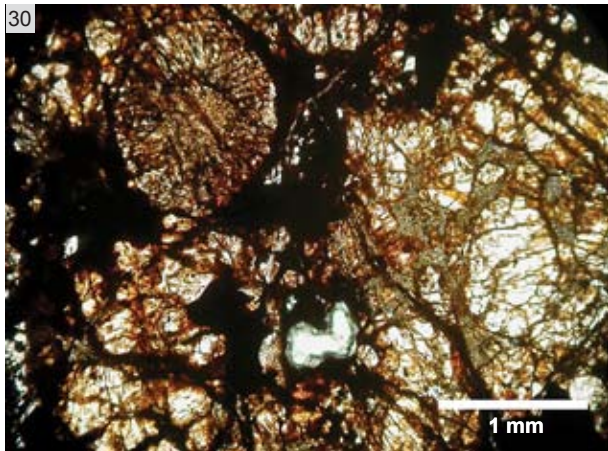
Descripción

Aspecto general de la muestra. Textura condritica, granoblástica, venillas rellenas de opacos visibles. **Componentes:** **Condruos.** Corresponden aproximadamente a un 20 % del volumen, sus tamaños van desde 0,5 mm hasta 1,2 mm, promedio 0,6 mm, con formas subsféricas, moderadamente definidos. Condruos de menor tamaño obliterados por recristalización por grado de metamorfismo termal (L/LL6). Los tipos de condruos que se preservan son en su mayoría radiales de piroxeno, POP, vítreos y BO. **Matriz.** Corresponde aproximadamente a un 60% del volumen, y tiene textura granoblástica media a gruesa, dada por cristales de olivino y piroxenos de tamaños menores a 200 μms, atravesada por numerosas venillas rellenas de opacos (~5%). **Fragmentos cristalinos:** cristales subhedrales a euhedrales bien desarrollados de olivino y piroxeno (~10% total) de tamaños entre 200 y 500 μms. Plagioclasa subhedral >100 μms y anhedral intersticial asociada a melt pockets, junto con cromita.

Mineralogía Primaria: **Olivino** (~48%) sub a euhedral presente en condruos, en la matriz euhedral recristalizado en textura granular, y como fragmento dentro de la matriz en cristales subhedrales >200μm, **piroxenos** (~39%), principalmente ortoproxenos en matriz subhedrales y menormente que olivinos como fragmentos >200μm en la matriz; **troilita** (~2%) sub a euhedral, de tamaños entre pocos μms dispersos en la matriz hasta 0,4 mm, pleocroica normal; **kamacita** (~3%), en granos subhedrales, de tamaños entre pocos μms hasta 0,8 mm; **cromita** (~1%), entre pocos μms hasta 0,4 mm, algunos dentro de condruos; **Plagioclasa** (~2%), en cristales subhedrales a anhedrales entre >100 μms, intersticial y en *melt pockets*. Asociaciones observadas: Kam-Troi; Cro-Plag.

Mineralogía Secundaria: productos de alteración corresponden a óxidos de hierro afectando a granos de Fe-Ni ([0-100%], <60%>), como halos, troilita ([0-70%], <30%>), en planos preferenciales que cruzan el mineral, y silicatos máficos cercanos a opacos. Los granos de kamacita casi totalmente reemplazados se encuentran en dominios cercanos a las zonas atravesadas por red de fracturas semiabiertas y venillas rellenas de opacos grises producto de la meteorización (más gruesas y cruzando todo el corte, a diferencia de las venillas de shock). Otro dominio lo conforman las venillas finas de shock, que conforman una trama que afecta puntualmente a condruos, fragmentos cristalinos y matriz.

Estado de choque S2: Extinción ondulosa suave generalizada en olivinos y piroxenos, fracturas irregulares predominantes. Venillas de opacos finos afectando dominios de la matriz, condruos y fragmentos de cristales genera textura enrejada. Localmente se observan estados más altos de choque reflejado por la presencia de *melt pockets*, sin embargo el estado general es de un grado de shock bajo a medio.



Descripción

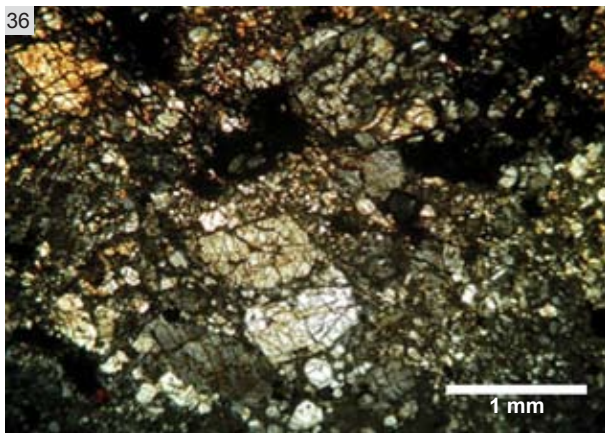
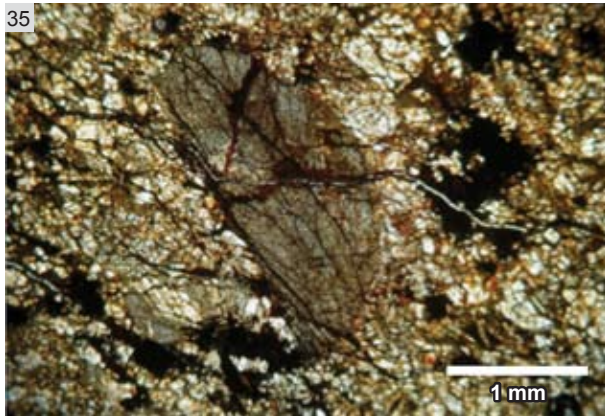
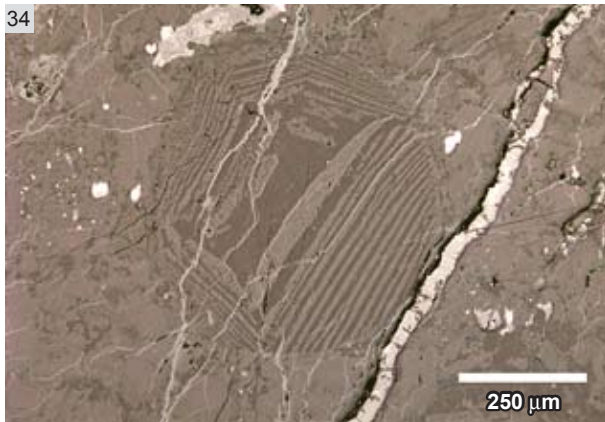
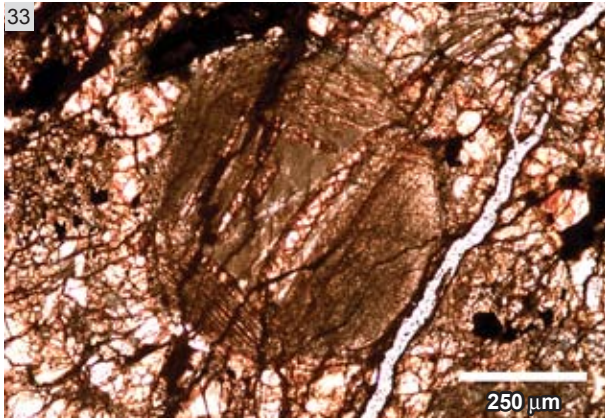
Aspecto general de la muestra. Textura condritica, granoblástica, venillas rellenas de opacos visibles. Color anaranjado por meteorización intensa.

Componentes: Condruos. Corresponden aproximadamente a un 30 % del volumen, sus tamaños van desde 0,5 mm hasta 1,5 mm, promedio 0,6 mm, con formas subsféricas, moderadamente definidos. Condruos de menor tamaño obliterados por recristalización por grado de metamorfismo termal (L6). Los tipos de condruos que se preservan son en su mayoría radiales de piroxeno, POP, BO y vítreos. **Matriz.** Corresponde aproximadamente a un 50% del volumen, y tiene textura granoblástica media a gruesa, dada por cristales de olivino y piroxenos de tamaños menores a 200 μm , atravesada por numerosas venillas rellenas de opacos (~5%) y fracturas no rellenas producto de meteorización. **Fragmentos cristalinos:** cristales subhedrales a euhedrales bien desarrollados de olivino y piroxeno (~15% total) de tamaños entre 200 μm y 1 mm. Plagioclasa subhedral >100 μm y anhedral intersticial.

Mineralogía Primaria: Olivino (~50%) sub a euhedral presente en condruos, en la matriz como cristales euhedrales pequeños recristalizados en textura granular, y como fragmento dentro de la matriz en cristales subhedrales >200 μm , **piroxenos** (~38%), principalmente ortopiroxenos en matriz subhedrales y menormente que olivinos como fragmentos >200 μm en la matriz; **troilita** (~2%) sub a euhedral, de tamaños entre pocos μm dispersos en la matriz hasta 0,4 mm, pleocroica normal; **kamacita** (~3%), en granos subhedrales, de tamaños entre pocos μm hasta 0,8 mm; **chromita** (~1%), entre pocos μm hasta 0,3 mm; **Plagioclasa** (~1%), en cristales subhedrales a anhedrales entre >100 μm , intersticial. Asociaciones observadas: Kam-Troi.

Mineralogía Secundaria: productos de alteración corresponden a óxidos de hierro afectando a granos de Fe-Ni ([0-100%], <70%>), como halos, troilita ([0-70%], <20%>), en planos preferenciales que cruzan el mineral, y silicatos máficos cercanos a opacos. Otro dominio lo conforman las venillas finas de shock, que conforman una trama que afecta puntualmente a condruos, fragmentos cristalinos y matriz, pero principalmente las venillas abiertas asociadas a meteorización y que generan porosidad local.

Estado de choque S3: Extinción ondulosa generalizada en olivinos y piroxenos, fracturas irregulares predominantes, pero se observan fracturas planares (PDF's) bien desarrolladas en diferentes direcciones en algunos dominios locales en condruos y en olivinos principalmente (fig. 19). Venillas de opacos finos afectando dominios de la matriz, condruos y fragmentos de cristales genera textura enrejada.



Descripción

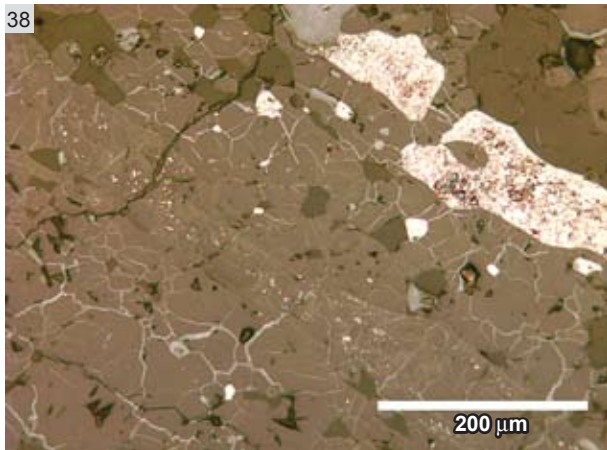
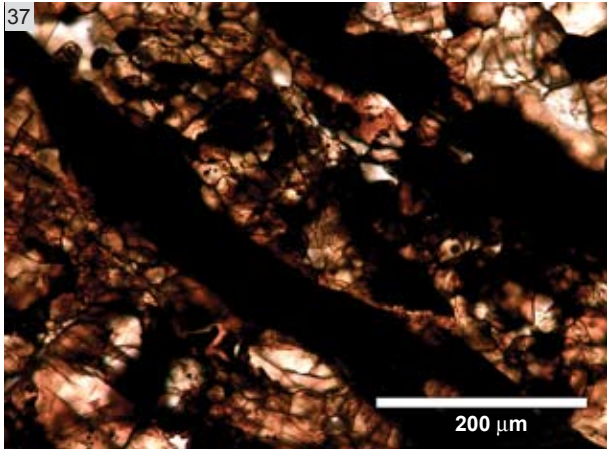
Aspecto general de la muestra. Textura condritica, granoblástica, venillas rellenas de opacos visibles. Fracturamiento moderado generando porosidad secundaria. Color anaranjado por meteorización intensa.

Componentes: Condruos. Corresponden aproximadamente a un 20 % del volumen, sus tamaños van desde 0,4 mm hasta 1,5 mm, promedio 0,8 mm, con formas subesféricas, bien definidos (L4), algunos son fragmentos. Los tipos de condruos que se preservan son en su mayoría radiales de piroxeno, BO con mesostasis vítrea y PO. **Matriz.** Corresponde aproximadamente a un 70% del volumen, y tiene textura granoblástica media a gruesa, dada por cristales de olivino y en algunos sectores abundantes clinopiroxenos grises, de tamaños menores a 200 µms. Fracturas sin relleno atraviesan el corte (~3% total). **Fragmentos cristalinos:** cristales subhedrales a euhedrales bien desarrollados de olivino y piroxeno (~10% total) de tamaños entre 200 µms y 1 mm. En algunos sectores se observan abundantes clinopiroxenos grises, algunos estriados, caacteristicos de los tipos petrológicos bajo el grado 5. Plagioclasa subhedral >100 µms escasa, intersticial.

Mineralogía Primaria: Olivino (~40%) sub a euhedral presente en condruos, en la matriz euhedral recristalizado en textura granular, y como fragmento dentro de la matriz en cristales subhedrales >200µm, **piroxenos** (~40%), principalmente clinopiroxenos grises en matriz (fig. 23) subhedrales y menormente que olivinos como fragmentos >200µm en la matriz; **troilita** (~3%) sub a euhedral, de tamaños entre pocos µms dispersos en la matriz hasta 400 µms, pleocroica normal; **kamacita** (~2%), en granos anhedrales a subhedrales, de tamaños entre pocos µms hasta 0,5 mm; **chromita** (tr), subhedral; **Plagioclasa** (tr), en cristales anhedrales intersticiales. Asociaciones observadas, pero poco frecuentes: Kam-Troi.

Mineralogía Secundaria: productos de alteración corresponden a óxidos de hierro afectando a granos de Fe-Ni ([0-100%], <60%>), como halos y generando disolución de los granos y porosidad secundaria asociada, troilita ([0-50%], <20%>), en planos preferenciales que cruzan el mineral, y silicatos máficos cercanos a opacos. Los granos de kamacita casi totalmente reemplazados se encuentran en dominios cercanos a las zonas atravesadas por red de fracturas semiabiertas y venillas rellenas de opacos grises producto de la meteorización que representan un ~3%. Otro dominio lo conforman las venillas finas de shock (~2%), que afecta puntualmente a condruos, fragmentos cristalinos y matriz.

Estado de choque S3: Extinción ondulosa generalizada en olivinos y piroxenos, fracturas irregulares predominantes, con algunas fracturas planares en dominios locales de condruos y olivinos. Venillas de opacos finos afectando dominios de la matriz, condruos y fragmentos de cristales genera textura enrejada.



Descripción

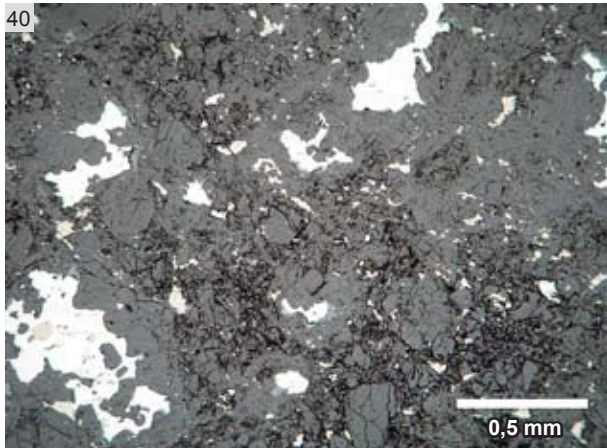
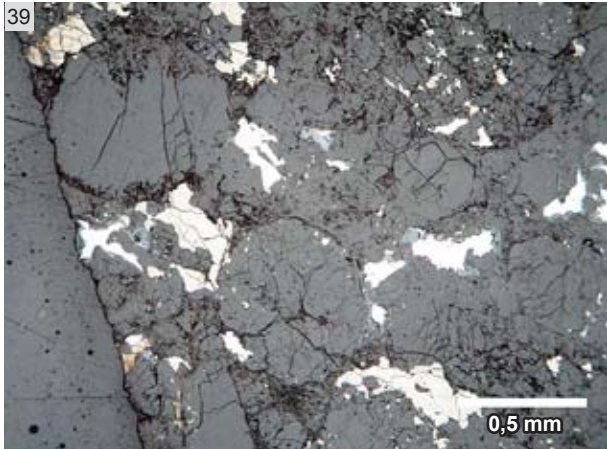
Aspecto general de la muestra. Textura condritica, granoblástica, venillas rellenas de opacos visibles. Color anaranjado por meteorización intensa.

Componentes: Condruos. Corresponden aproximadamente a un 30 % del volumen, sus tamaños van desde 0,5 mm hasta 1,8 mm, promedio 0,6 mm, con formas subsféricas, moderadamente definidos. Condruos de menor tamaño obliterados por recristalización por grado de metamorfismo termal (L6). Los tipos de condruos que se preservan son en su mayoría radiales de piroxeno, POP, BO y vítreos. **Matriz.** Corresponde aproximadamente a un 50% del volumen, y tiene textura granoblástica media a gruesa, dada por cristales de olivino y piroxenos de tamaños menores a 200 μms, atravesada por numerosas venillas rellenas de opacos (~5%) y fracturas no rellenas producto de meteorización. **Fragmentos cristalinos:** cristales subhedrales a euhedrales bien desarrollados de olivino y piroxeno (~15% total) de tamaños entre 200 μm y 1 mm. Plagioclasa subhedral >100 μms y anhedral intersticial.

Mineralogía Primaria: Olivino (~50%) sub a euhedral presente en condruos, en la matriz como cristales euhedrales pequeños recristalizados en textura granular, y como fragmento dentro de la matriz en cristales subhedrales >200μm, **piroxenos** (~38%), principalmente ortopiroxenos en matriz subhedrales y menormente que olivinos como fragmentos >200μm en la matriz; **troilita** (~2%) sub a euhedral, de tamaños entre pocos μms dispersos en la matriz hasta 0,4 mm, pleocroica normal; **kamacita** (~3%), en granos subhedrales, de tamaños entre pocos μms hasta 0,8 mm; **cromita** (~1%), entre pocos μms hasta 0,3 mm; **Plagioclasa** (~1%), en cristales subhedrales a anhedrales entre >100 μms, intersticial. Asociaciones observadas: Kam-Troi.

Mineralogía Secundaria: productos de alteración corresponden a óxidos de hierro afectando a granos de Fe-Ni ([0-100%], <50%>), como halos, troilita ([0-70%], <20%>), en planos preferenciales que cruzan el mineral, y silicatos máficos cercanos a opacos. Presentes de manera importante en vetillas de opacos por choque. Así como también, pero en menor grado, en vetillas de meteorización abiertas localmente.

Estado de choque S2: Extinción ondulosa moderada generalizada en olivinos y piroxenos, fracturas irregulares predominantes (planares solo localmente). Venillas de opacos finos afectando dominios de la matriz, condruos y fragmentos de cristales. Junto con el pleocroismo normal en troilita, evidencian un grado de shock bajo a medio.



Descripción

Aspecto general de la muestra. Textura condritica, granoblástica, fracturamiento moderado visible. **Componentes:**
Condruos. Corresponden aproximadamente a un 45 % del volumen, sus tamaños van desde 200 μms hasta 1,5 mm, promedio 0,6 mm, con formas subesféricas, moderadamente definidos. Los tipos de condruos que se preservan son en su mayoría vítreo, PO, POP, radiales de piroxeno y olivino. **Matriz.** Corresponde aproximadamente a un 30% del volumen, y tiene textura granoblástica media a gruesa, dada por cristales de olivino y piroxenos de tamaños menores a 200 μms , atravesada por numerosas venillas rellenas de opacos. **Fragmentos cristalinos:** cristales subhedrales a euhedrales bien desarrollados de olivino y piroxeno (~10% total) de tamaños entre 200 y 500 μms . Plagioclasa subhedral >100 μms escasa.

Mineralogía Primaria: Olivino (~40%) sub a euhedral presente en condruos, en la matriz euhedral recristalizado en textura granular, y como fragmento dentro de la matriz en cristales subhedrales >200 μm , **piroxenos** (~30%), principalmente ortopiroxenos en matriz subhedrales y menormente que olivinos como fragmentos >200 μm en la matriz; **troilita** (~4%) sub a euhedral, de tamaños entre pocos μms dispersos en la matriz hasta 450 μms , pleocroica normal; **kamacita** (~8%), en granos anhedrales a subhedrales, que generan embahiamientos e inclusión de silicatos, de tamaños entre pocos μms hasta 2 mm, en la matriz y en bordes de condruos; **cromita** (~1%), **Plagioclasa** (<1%), en cristales subhedrales entre >100 μms y 200 μms . Asociaciones observadas: Kam-Troi.

Mineralogía Secundaria: productos de alteración corresponden a óxidos de hierro afectando a granos de Fe-Ni ([0-50%], <20%>), como halos y troilita ([0-30%], <10%>), en planos preferenciales que cruzan el mineral. Otro dominio de alteración se da en venillas finas de choque, aunque estas son escasas, así como también en fracturas no rellenas producidas por meteorización, que puntualmente generan porosidad (escasas).

Estado de choque S3: Extinción ondulosa generalizada en olivinos y piroxenos, fracturas irregulares, con desarrollo local de PDF's en cristales de olivino. Venillas de opacos finos afectando dominios de la matriz, condruos y fragmentos de cristales, pleocroismo normal en troilita, evidencian un grado de shock medio.



Descripción

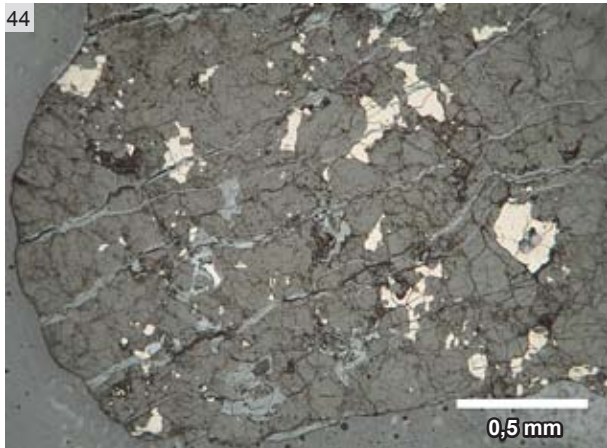
Aspecto general de la muestra. Textura condrítica, granoblástica, opacos más pequeños, troilita más dominante.

Componentes: Condrulos. Corresponden aproximadamente a un 25 % del volumen, sus tamaños van desde 200 μm hasta 2 mm, promedio 0,8 mm, con formas subsféricas, moderadamente definidos. Los tipos de condrulos que se preservan son en su mayoría radiales de piroxeno y PO. **Matriz.** Corresponde aproximadamente a un 55% del volumen, y tiene textura granoblástica media, dada por cristales de olivino y piroxenos de tamaños menores a 200 μm . Fracturas sin relleno atraviesan el corte. **Fragmentos cristalinos:** cristales subhedrales a euhedrales bien desarrollados de olivino y piroxeno (~10% total) de tamaños entre 200 y 500 μm . Plagioclasa subhedral >100 μm escasa.

Mineralogía Primaria: Olivino (~45%) sub a euhedral presente en condrulos, en la matriz euhedral recristalizado en textura granular, y como fragmento dentro de la matriz en cristales subhedrales >200 μm , **piroxenos** (~25%), principalmente ortopiroxenos en matriz subhedrales y menormente que olivinos como fragmentos >200 μm en la matriz; **troilita** (~6%) sub a euhedral, de tamaños entre pocos μm dispersos en la matriz hasta 400 μm , pleocroica normal; **kamacita** (~4%), en granos anhedrales a subhedrales, de tamaños entre pocos μm hasta 1,2 mm, en la matriz y en bordes de condrulos; **cromita** (~1%), subhedral <200 μm >; **Plagioclasa** (<1%), en cristales subhedrales entre >100 μm y < 200 μm . Asociaciones observadas, pero poco frecuentes: Kam-Troi.

Mineralogía Secundaria: productos de alteración corresponden a óxidos de hierro afectando a granos de Fe-Ni ([0-20%], <5%>), como halos. La troilita no se observa siendo reemplazada por óxidos de Fe, sin embargo se observa una textura porosa, por posible disolución en algunos granos. Otro dominio de alteración se da fracturas no rellenas producidas por meteorización, que puntualmente generan porosidad.

Estado de choque S3: Extinción ondulosa generalizada en olivinos y piroxenos, fracturas irregulares, con desarrollo local de PDF's en cristales de olivino. Venillas de opacos finos afectando dominios de la matriz, condrulos y fragmentos de cristales, pleocroismo normal en troilita, evidencian un grado de shock medio.



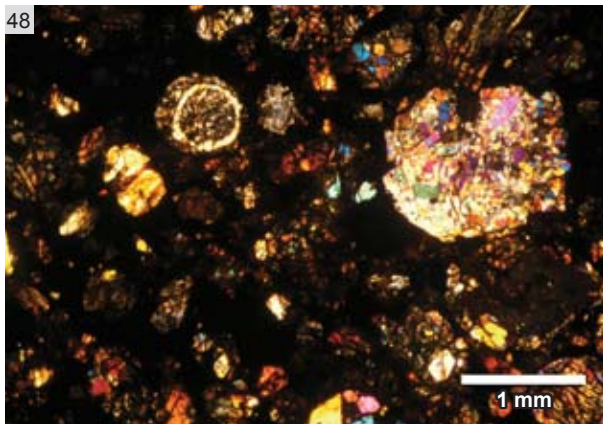
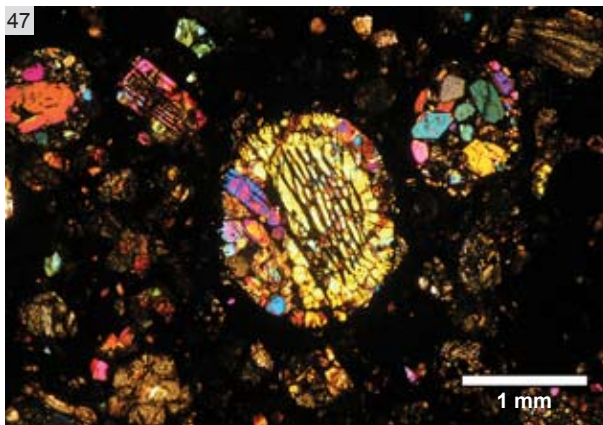
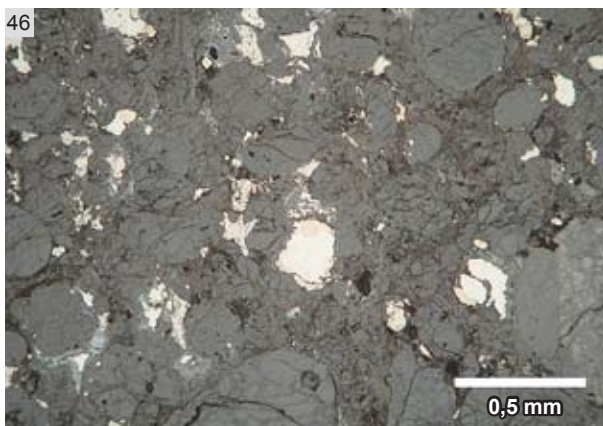
Descripción

Aspecto general de la muestra. Textura condrítica, granoblástica, fracturamiento moderado visible, venillas de óxidos de Fe en dirección preferencial cruzan todo el corte, color anaranjado por meteorización intensa. **Componentes:**
Condrulos. Corresponden aproximadamente a un 30 % del volumen, sus tamaños van desde 200 μms hasta 2,2 mm, promedio 0,6 mm, con formas subsféricas, moderadamente definidos. Condrulos de menor tamaño obliterados por recristalización por grado de metamorfismo termal (H6). Los tipos de condrulos que se preservan son en su mayoría radiales de piroxeno PO y BO. **Matriz.** Corresponde aproximadamente a un 35% del volumen, y tiene textura granoblástica media a gruesa, dada por cristales de olivino y piroxenos de tamaños menores a 200 μms . Plagioclasa subhedral >100 μms visible. **Fragmentos cristalinos:** cristales subhedrales a euhedrales bien desarrollados de olivino y piroxeno (~20% total) de tamaños entre 200 μms y 1 mm.

Mineralogía Primaria: Olivino (~40%) sub a euhedral presente en condrulos, en la matriz euhedral recristalizado en textura granular, y como fragmento dentro de la matriz en cristales subhedrales >200 μm , **piroxenos** (~30%), principalmente ortopiroxenos en matriz subhedrales y menormente que olivinos como fragmentos >200 μm en la matriz; **troilita** (~4%) sub a euhedral, de tamaños entre pocos μms dispersos en la matriz hasta 450 μms , pleocroica a parches; **kamacita** (~6%), en granos anhedrales a subhedrales, de tamaños entre pocos μms hasta 1 mm, casi totalmente reemplazados por óxidos de Fe; **cromita** (<1%), **Plagioclasa** (<1%), en cristales subhedrales entre >100 μms y < 200 μms .

Mineralogía Secundaria: productos de alteración (~10%) corresponden a óxidos de hierro afectando a granos de Fe-Ni ([70-100%], <100%>), como halos y troilita ([0-40%], <20%>), en planos preferenciales que cruzan el mineral, aunque muchos granos no presentan alteración visible. El principal dominio de alteración sin embargo se produce en set de fracturas gruesas rellenas producidas por meteorización (5%), que presentan dirección preferencial, que puntualmente generan porosidad.

Estado de choque S3: Extinción ondulosa generalizada en olivinos y piroxenos, fracturas irregulares, con desarrollo local de PDF's en cristales de olivino. Venillas de opacos finos afectando dominios de la matriz, condrulos y fragmentos de cristales, pleocroismo normal en troilita, evidencian un grado de shock medio.



Aspecto general de la muestra. Textura condritica, fracturamiento intramineral moderado visible. Sin desarrollo de venillas de meteorización. **Componentes:** **Condulos.** Corresponden aproximadamente a un 70 % del volumen, sus tamaños van desde 200 μms hasta 1,6 mm, promedio 0,4 mm, con formas esféricas, bien definidos. Los tipos de condulos predominantes son PO, POP, BO y vítreos. **Matriz.** Corresponde aproximadamente a un 10% del volumen, y tiene textura granular muy fina, oscura a luz transmitida. **Mineralogía Primaria:** **Olivino** (~45%) sub a euédral presente en condulos, en la matriz euédral recristalizado en textura granular, y como fragmento dentro de la matriz en cristales subhedrales $>200 \mu\text{m}$, **piroxenos** (~25%), ortopiroxenos euédrales en condulos; **troilita** (~5%) sub a euédral, de tamaños entre pocos μms dispersos en la matriz hasta 0,5 mms, pleocroica a parches, en algunos casos en asociación con kamacita; **kamacita** (~8%), en granos anhedrales a subhedrales, de tamaños entre pocos μms hasta 1 mm; **chromita** ($<1\%$), **Plagioclasa** ($<1\%$), en cristales subhedrales entre $>100 \mu\text{ms}$ y $<200 \mu\text{ms}$. **Mineralogía Secundaria:** productos de alteración (~10%) corresponden a óxidos de hierro afectando a granos de Fe-Ni ([0-100%], $<20\%>$), como halos y troilita ([0-30%], $<10\%>$), en clivaje, aunque muchos granos no presentan alteración visible. **Estado de choque S2:** Extinción ondulosa moderada generalizada en olivinos y piroxenos, fracturas irregulares predominantes (planares solo localmente). Venillas de opacos finos afectando dominios de la matriz, condulos y fragmentos de cristales. pleocroismo normal en troilita, con algunos granos con extinción a parche asociado a grados mayores de metamorfismo por choque, evidencian un grado de shock bajo a medio.



Descripción

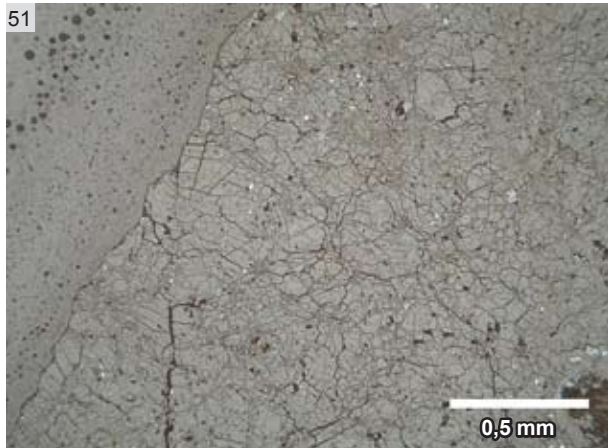
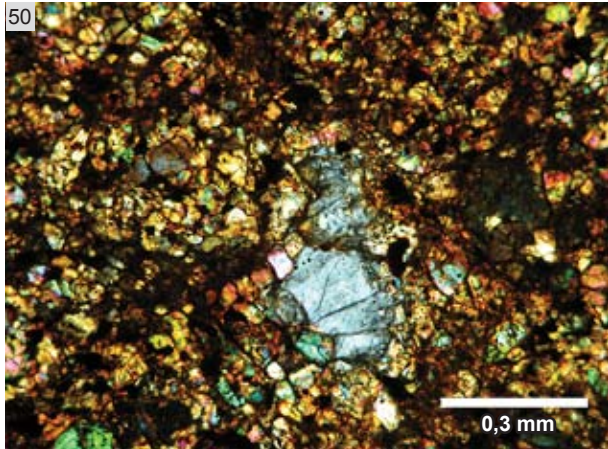
Aspecto general de la muestra. Textura condritica, granoblástica, fracturamiento intenso visible, venillas finas rellenas de opacos y abiertas, producto de meteorización.

Componentes: Condruos. Corresponden aproximadamente a un 20 % del volumen, sus tamaños van desde 0,5 mm hasta 2 mm, promedio 0,4 mm, con formas subesféricas, moderadamente definidos. Condruos de menor tamaño obliterados por recristalización por grado de metamorfismo termal (H6). Los tipos de condruos que se preservan son en su mayoría tipo PO. **Matriz.** Corresponde aproximadamente a un 55% del volumen, y tiene textura granoblástica media a gruesa, dada por cristales de olivino y piroxenos de tamaños menores a 200 μms . Plagioclasa subhedral >100 μms visible. **Fragmentos cristalinos:** cristales subhedrales a euhedrales bien desarrollados de olivino y piroxeno (~10% total) de tamaños entre 200 μms y 0,5 mm.

Mineralogía Primaria: Olivino (~45%) sub a euhedral presente en condruos, en la matriz euhedral recristalizado en textura granular, y como fragmento dentro de la matriz en cristales subhedrales >200 μms , **piroxenos** (~30%), principalmente ortopiroxenos en matriz subhedrales y menormente que olivinos como fragmentos >200 μm en la matriz; **troilita** (~6%) sub a euhedral, de tamaños entre pocos μms dispersos en la matriz hasta 0,8 mm, pleocroica a parches, afectada por alteración que genera porosidad en su superficie; **kamacita** (~4%), en granos anhedrales a subhedrales, de tamaños entre pocos μms hasta 0,8 mm, con bordes de alteración en algunos granos, aunque la mayoría se ven frescos; **cromita** (<1%), **Plagioclasa** (<1%), en cristales subhedrales entre >100 μms y < 200 μms .

Mineralogía Secundaria: productos de alteración corresponden a óxidos de hierro afectando a granos de Fe-Ni ([0-20%], <5%>), como halos y troilita ([0-20%], <5%>), como porosidad en el interior de algunos granos. Dominios secundarios desarrollados en fracturas producidas por meteorización y en las escasas venillas rellenas de opacos producto de shock.

Estado de choque S2: Extinción ondulosa suave generalizada en olivinos y piroxenos, fracturas irregulares predominantes. Venillas de opacos finos afectando dominios puntuales de algunos condruos, evidencian un grado de shock bajo.



Descripción

Aspecto general de la muestra. Textura granoblástica, opacos más pequeños y poco abundantes, con fracturamiento intenso y color anaranjada producto de meteorización intensa.

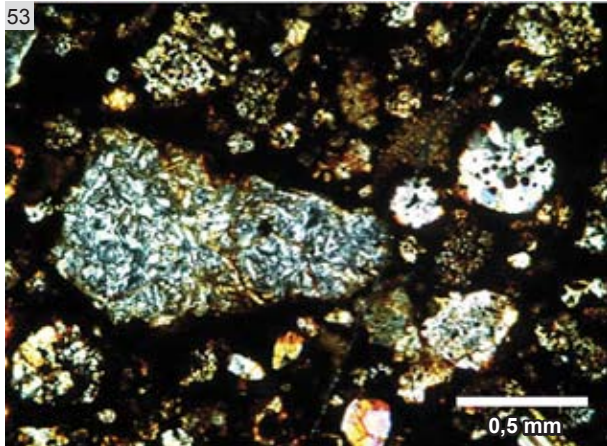
Componentes: Condruos. Corresponden aproximadamente a un 10 % del volumen, sus tamaños van desde 0,5 mm hasta 2 mm, promedio 0,6 mm, con formas subesféricas, moderadamente definidos. Condruos de menor tamaño obliterados casi totalmente por recristalización por alto grado de metamorfismo termal (LL6). Los tipos de condruos que se preservan son en su mayoría BO y PO. **Matriz.** Corresponde aproximadamente a un 65% del volumen, y tiene textura granoblástica media, dada por cristales de olivino y piroxenos de tamaños menores a 200 μms . Fracturas sin relleno atraviesan el corte. **Fragmentos cristalinos:** cristales subhedrales a euhedrales bien desarrollados de olivino y piroxeno (~20% total) de tamaños entre 200 μm y 1,2 mm, promedio 0,4 mm. Plagioclasa subhedral >100 μms visible.

Mineralogía Primaria: Olivino (~40%) sub a euhedral presente en condruos, en la matriz euhedral recristalizado en textura granular, y como fragmento dentro de la matriz en cristales subhedrales >200 μm , **piroxenos** (~30%), principalmente ortopiroxenos en matriz subhedrales y menormente que olivinos como fragmentos >200 μm en la matriz; **troilita** (~3%) sub a euhedral, de tamaños entre 200 μms dispersos en la matriz hasta 0,7 mm, promedio 0,4 mm pleocroica normal; **kamacita** (~2%), en granos anhedrales a subhedrales, de tamaños entre 100 μms hasta 0,5 mm, promedio 0,2 mm en la matriz, reemplazados parcialmente a óxidos de Fe. Algunos granos están disueltos, generando porosidad; **cromita** (<1%), subhedral; **Plagioclasa** (~3%), en cristales subhedrales entre >100 μms y 300 μms , y anhedrales en asociación a cromita, abundante.

Mineralogía Secundaria: productos de alteración corresponden a óxidos de hierro afectando a granos de Fe-Ni ([0-100%], <80%>), como halos y generando disolución de algunos granos, y porosidad asociada a ésta y a troilita ([0-50%], <20%>), en hábitos planares intracristal. Otro dominio de alteración se da en fracturas no rellenas producidas por meteorización, que puntualmente generan porosidad.

Estado de choque S3: Extinción ondulosa generalizada en olivinos y piroxenos, fracturas irregulares, con desarrollo local de PDF's en cristales de olivino. Venillas de opacos finos afectando dominios de la matriz, condruos y fragmentos de cristales, pleocroismo normal en troilita, evidencian un grado de shock medio.

San Juan 009 (CO3.8/S1/W1)



Descripción

Descripción presentada al Comité de Nomenclatura de la Meteoritical Society, por el primer condrito carbonaceo encontrado en Chile.

History: A single stone was found in a deflation surface of the San Juan area, in the Atacama Desert, northern Chile, by the 2007 CEREGE-Universidad de Chile scientific expedition (Millarca Valenzuela, Jerome Gattacceca and Clement Suavet). This is the first carbonaceous chondrite found in the Chilean territory.

Physical characteristics: (J. Gattacceca, CEREGE) A single stone of 45,56 g without fusion crust and a smooth dark brown outer surface. The interior has the same dark brown color. Grain density is 3.25 g/cc. $\log \chi = 4.69$ indicate maximum metallic Fe-Ni content of 8.9 wt%.

Petrography: (M. Valenzuela *U.Chile*, M. Bourot-Denise *MNHNP*, J. Gattacceca, C. Suavet *CEREGE*). Sharply define type I chondrules are dominant (~50% vol) and range in size from few tens of microns up to 1mm, with average ~200 μm . Type II chondrules are rather scarce (~2% vol), CAIs and AOIs account for about ~5 vol% of the meteorite, dark matrix is ~30% vol, and the rest correspond to fractured olivines, pyroxenes (~ 8% vol) and opaques phases (5% vol) as nodules of Fe-Ni and troilite and possible magnetite.

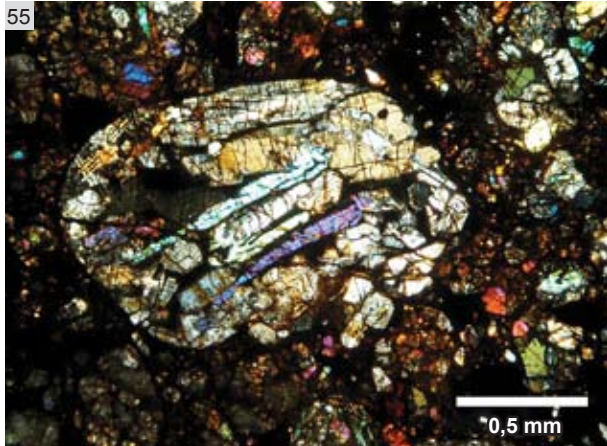
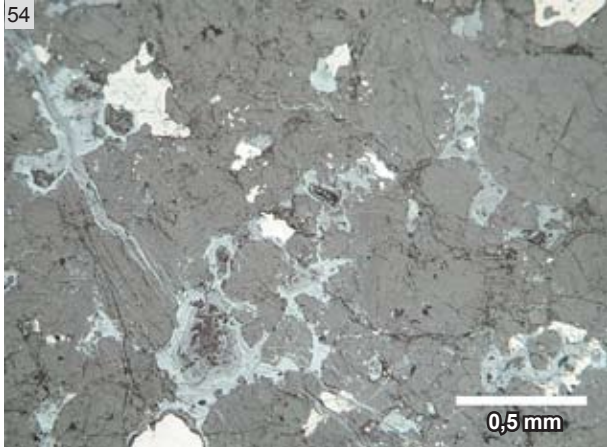
Mineral compositions and geochemistry:

Olivines ranges from $\text{Fa}_{0,27}$ to $\text{Fa}_{57,4}$ (mean value $\text{Fa}_{17,3}$, n=29). The highest values are found in type II chondrules (Fa_{47-57}). Low-Ca pyroxenes are in the range $\text{Fs}_{0,76-3,39}$ (mean value $\text{Fs}_{1,68}$, n=19). Terrestrial age obtained by ^{14}C measurements done at *UAz AMS* laboratory (T. Jull, M. Leclerc, M. Valenzuela) is less than 1.3 ka. The average of two oxygen isotope analyses of acid-washed 1.5 mg bulk samples (C. Suavet, C. Sonzogni, A. Alexandre, J. Gattacceca, *CEREGE*) is $\delta^{17}\text{O} = -7.98 \text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = -4.78 \text{‰}$, and $\Delta^{17}\text{O} = -5.49 \text{‰}$.

Type specimens: 38g and one polished-thin section are on deposit at *U.Chile*, 4g and one polished section at *CEREGE*, and one polished section at *MNHNP*.

Classification:

Carbonaceous chondrite (CO3). The meteorite is basically unshocked (S1) and has minor weathering.



Descripción

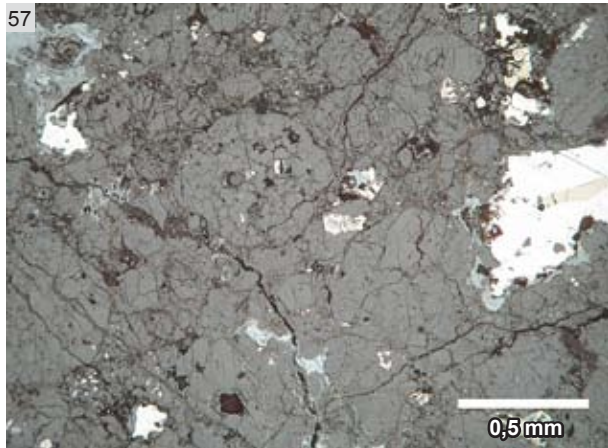
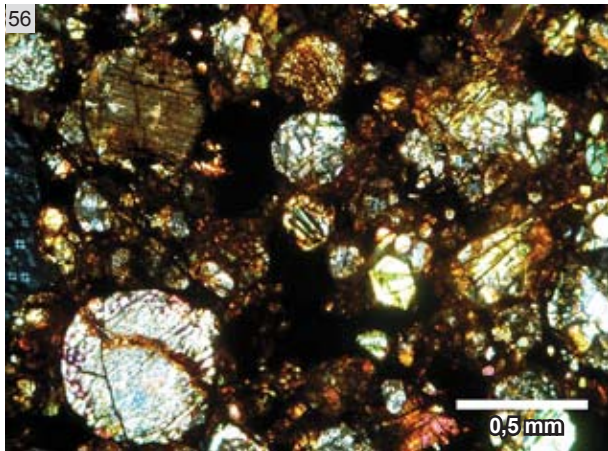
Aspecto general de la muestra. Textura condritica, granoblástica, fracturamiento moderado visible, venillas finas y anchas rellenas de opacos y abiertas, producto de meteorización.

Componentes: Condruos. Corresponden aproximadamente a un 60 % del volumen, sus tamaños van desde pocos μms hasta 1,8 mm, de forma seriada, con formas subesféricas, bien definidos, típicos para condritos de bajo grado metamórfico termal (H3,8). Los tipos de condruos que se preservan son en su mayoría tipo PO, POP, vítreos y radiales de piroxeno. **Matriz.** Corresponde aproximadamente a un 10% del volumen, y tiene textura granoblástica fina, dada por cristales de olivino y piroxenos de tamaños menores a 200 μms . **Fragmentos cristalinos:** cristales subhedrales a euhedrales bien desarrollados de olivino y piroxeno (~5% total) de tamaños entre 200 μms y 0,5 mm.

Mineralogía Primaria: Olivino (~40%) sub a euhedral presente en condruos, en la matriz euhedral recristalizado en textura granular, y como fragmento dentro de la matriz en cristales subhedrales >200 μms , **piroxenos** (~30%), principalmente ortopiroxenos en matriz subhedrales y menormente que olivinos como fragmentos >200 μm en la matriz; **troilita** (~4%) sub a euhedral, de tamaños entre pocos μms dispersos en la matriz hasta 0,5 mm, promedio 0,3, pleocroica a parches, afectada por alteración que genera porosidad en su superficie, pero solo en algunos granos; **kamacita** (~6%), en granos anhedrales a subhedrales, de tamaños entre pocos μms hasta 0,8 mm, promedio 0,5 mm, con bordes de alteración en la mayoría de los granos; **chromita** (<1%). Asociaciones presentes: Kam-Troi.

Mineralogía Secundaria: productos de alteración corresponden a óxidos de hierro afectando a granos de Fe-Ni ([0-100%], <45%>), como halos y troilita ([0-40%], <10%>), como porosidad o en hábito planar en el interior de algunos granos. El reemplazo total de algunos granos de kamacita se da preferencialmente en las zonas afectadas por fracturas anchas rellenas que cruzan todo el corte, y que corresponden al dominio principal donde se observan productos de alteración (~5%vol.). La matriz de silicatos también se ve teñida por óxidos en sus bordes, sobre todo en los sectores con granos más finos.

Estado de choque S2: Extinción ondulosa moderada generalizada en olivinos y piroxenos, fracturas irregulares predominantes, evidencian un grado de shock bajo.



Descripción

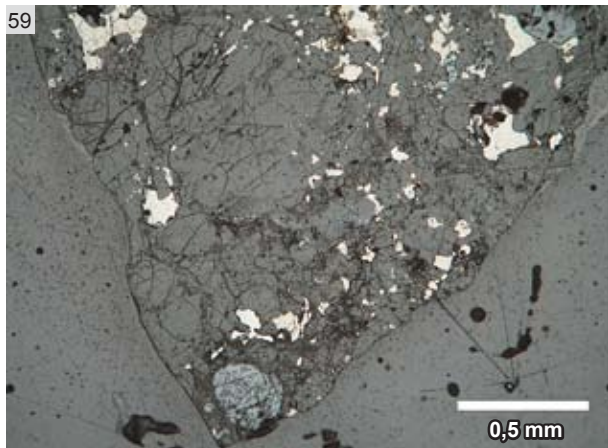
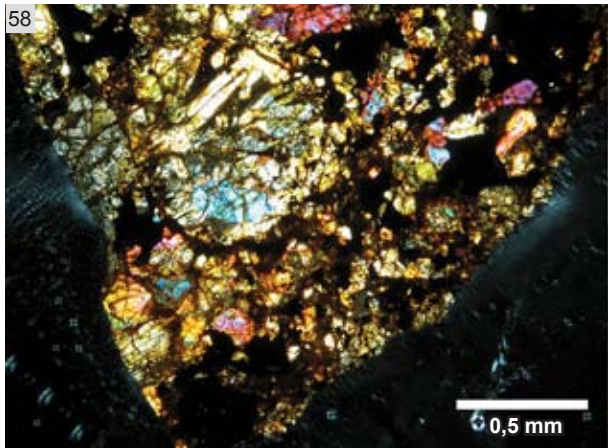
Aspecto general de la muestra. Textura condritica, granoblástica, fracturamiento intenso visible, venillas finas rellenas de opacos y otras anchas y abiertas, producto de meteorización (~5%).

Componentes: Condruos. Corresponden aproximadamente a un 60 % del volumen, sus tamaños van desde pocos μms hasta 1 mm, promedio 0,5 mm, con formas subesféricas, bien a moderadamente definidos, más pequeños con bordes menos nítidos. Los tipos de condruos que se preservan son en su mayoría tipo PO, POP y BO. **Matriz.** Corresponde aproximadamente a un 30% del volumen, y tiene textura granoblástica fina, dada por cristales de olivino y piroxenos de tamaños menores a 200 μms . **Fragmentos cristalinos:** cristales subhedrales a euhedrales bien desarrollados de olivino y piroxeno (~5% total) de tamaños entre 200 μms y 0,5 mm.

Mineralogía Primaria: Olivino (~45%) sub a euhedral presente en condruos, en la matriz euhedral recristalizado en textura granular, y como fragmento dentro de la matriz en cristales subhedrales >200 μms , **piroxenos** (~25%), principalmente ortopiroxenos en matriz subhedrales y menormente que olivinos como fragmentos >200 μm en la matriz; **troilita** (~3%) sub a euhedral, de tamaños entre pocos μms dispersos en la matriz hasta 0,5 mm, promedio 0,4 mm, pleocroica a parches, afectada por alteración en hábito planar intracrystal, que en algunos granos genera porosidad en su superficie; **kamacita** (~5%), en granos anhedrales a subhedrales, de tamaños entre pocos μms hasta 1 mm, promedio 0,4 mm, con bordes de alteración en la mayoría de los granos de sectores más cercanos al borde; **cromita** (<1%). Asociaciones presentes: Kam-Troi.

Mineralogía Secundaria: productos de alteración corresponden a óxidos de hierro afectando a granos de Fe-Ni ([0-100%], <30%>), como halos y troilita ([0-40%], <20%>), como porosidad o en hábito planar en el interior de algunos granos. El reemplazo total de algunos granos de kamacita se da preferencialmente en las zonas más externas del corte, que coincide donde hay más fracturas abiertas producto de meteorización. Los sectores más internos presentan granos casi frescos.

Estado de choque S2: Extinción ondulosa moderada generalizada en olivinos y piroxenos, fracturas irregulares predominantes, y algunos sets de fracturas planares en olivinos evidencian un grado de shock medio.



Descripción

Aspecto general de la muestra. Textura condritica, granoblástica, fracturamiento moderado visible, y color anaranjado intenso producto de la meteorización.

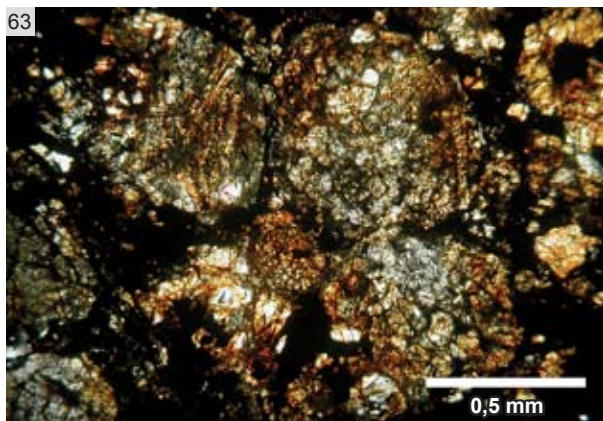
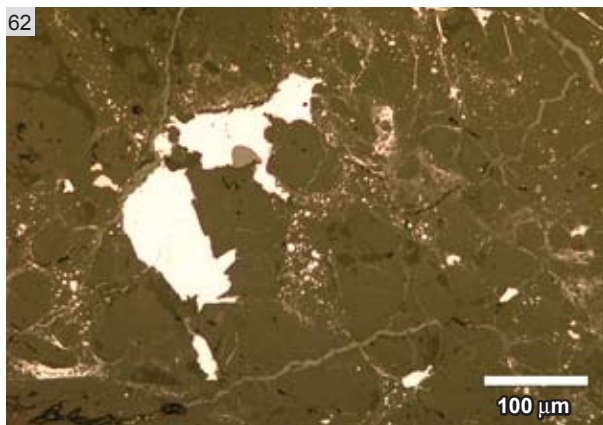
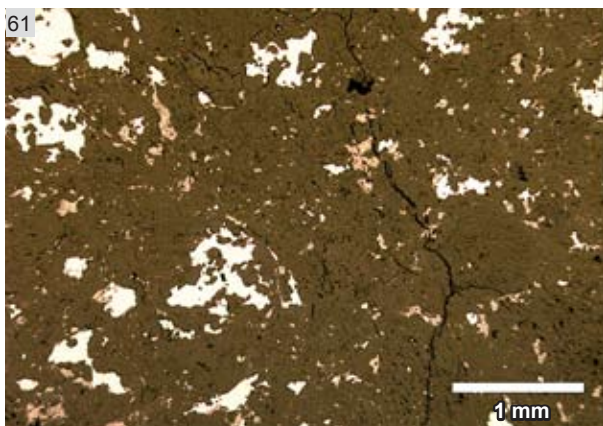
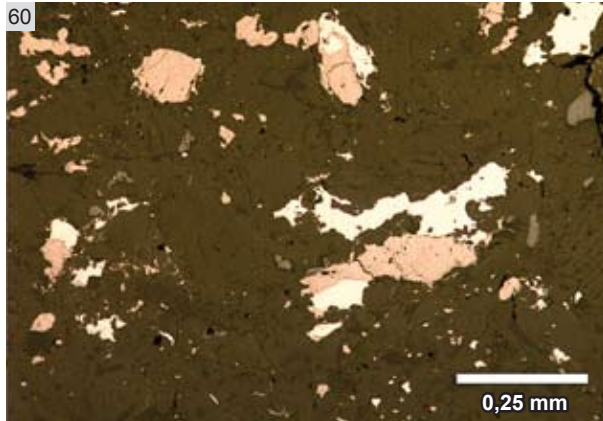
Componentes: Condruos. Corresponden aproximadamente a un 30 % del volumen, sus tamaños van desde 0,2 mm hasta 1,4 mm, promedio 0,5 mm, con formas subsféricas, moderadamente definidos. Condruos de menor tamaño obliterados por recristalización por grado de metamorfismo termal (H5). Los tipos de condruos que se preservan son en su mayoría tipo PO, BO, radiales de piroxeno y vítreos. **Matriz.** Corresponde aproximadamente a un 50% del volumen, y tiene textura granoblástica media a gruesa, dada por cristales de olivino y piroxenos de tamaños menores a 200 μms . Plagioclasa subhedral >100 μms visible. **Fragmentos cristalinos:** cristales subhedrales a euhedrales bien desarrollados de olivino y piroxeno (~5% total) de tamaños entre 200 μms y 0,5 mm.

Mineralogía Primaria: Olivino (~40%) sub a euhedral presente en condruos, en la matriz euhedral recristalizado en textura granular, y como fragmento dentro de la matriz en cristales subhedrales >200 μms , **piroxenos** (~30%), principalmente ortopiroxenos en matriz subhedrales y menormente que olivinos como fragmentos >200 μm en la matriz; **troilita** (~5%) sub a euhedral, de tamaños entre pocos μms dispersos en la matriz hasta 0,6 mm, promedio 0,3 mm, pleocroica normal, afectada por alteración que genera porosidad en su superficie; **kamacita** (~10%), en granos anhedrales a subhedrales, de tamaños entre pocos μms hasta 0,6 mm, promedio 0,3 mm, con bordes de alteración en algunos granos, aunque la mayoría se ven frescos; **chromita** (<1%), **Plagioclasa** (<1%), en cristales subhedrales entre >100 μms y 200 μms .

Mineralogía Secundaria: productos de alteración corresponden a óxidos de hierro afectando a granos de Fe-Ni ([0-100%], <30%>), como halos y troilita ([0-20%], <10%>), como porosidad en el interior de algunos granos. Los granos de kamacita casi totalmente reemplazados se encuentran en dominios cercanos a la zona más externa del corte, donde el número de venillas por meteorización es mayor. Otros dominios secundarios se desarrollan en fracturas rellenas de opacos grises producidas por meteorización, que traspasan gran parte del corte y puntualmente generan porosidad, y en las pocas venillas rellenas de opacos producto de shock. Se observó magnetita como reemplazo en una condruo.

Estado de choque S2: Extinción ondulosa suave generalizada en olivinos y piroxenos, fracturas irregulares predominantes. Venillas de opacos finos afectando dominios puntuales de algunos condruos, evidencian un grado de shock bajo.

Estación Imlac (H 3.8/5 S4 W1)



Descripción

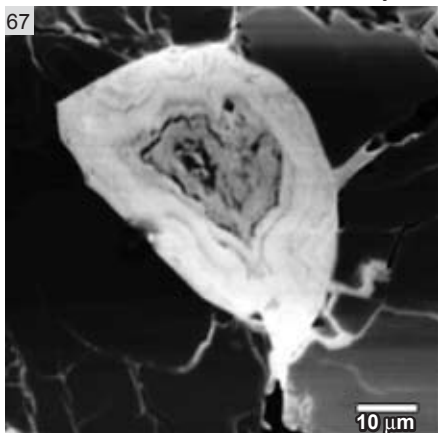
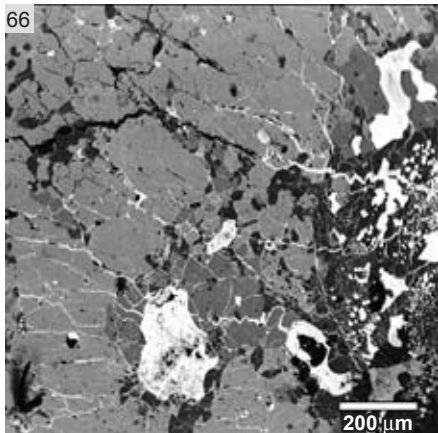
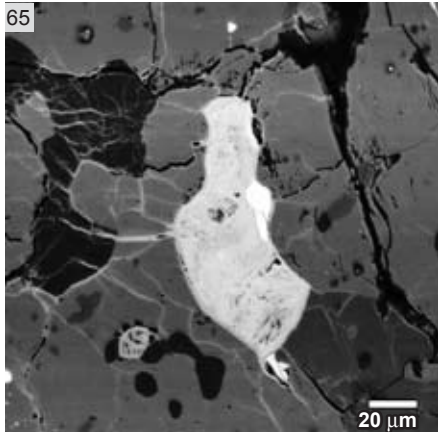
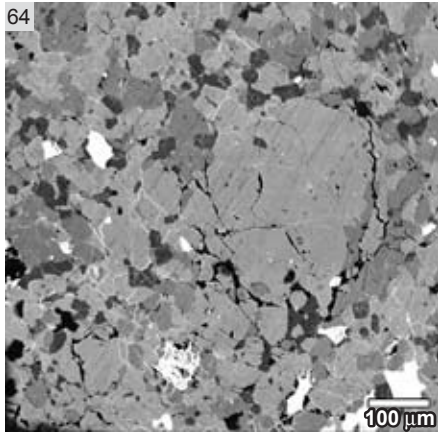
Aspecto general de la muestra. Textura de brecha, predomina tipo petrológico 5, con inclusión de fragmento de tipo petrológico 3.8, ambos con textura condrítica, con efectos de shock visibles y fracturamiento moderado de todo el corte.

Componentes: Condrulos. Sector H5: Corresponden aproximadamente a un 30 % del volumen, sus tamaños van desde 0,2 mm hasta 1,4 mm, promedio 0,5 mm, con formas subesféricas, moderadamente definidos. Condrulos de menor tamaño obliterados por recrystalización por grado de metamorfismo termal (H5). Los tipos de condrulos que se preservan son en su mayoría tipo PO, BO, radiales de piroxeno y vítreos; **Sector 3.8:** Porcentaje mayor (~50%), tamaños entre 200 μm y 0,7 mm, de tipos PO predominantemente. **Matriz. Sector H5:** 50% del volumen, con textura granoblástica media a gruesa, dada por cristales de olivino y piroxenos de tamaños menores a 200 μms. **Sector H3.8:** Matriz oscura y más fina, representa aprox. un 15%. **Fragmentos cristalinos:** cristales subhedrales a euhedrales bien desarrollados de olivino y piroxeno (~5% total) de tamaños entre 200 μms y 0,5 mm, en sector H5.

Mineralogía Primaria: Olivino (~40%) sub a euhedral presente en condrulos, en la matriz euhedral recrystalizado en textura granular, y como fragmento dentro de la matriz en cristales subhedrales >200 μms, **piroxenos** (~30%), principalmente ortopiroxenos en matriz subhedrales y menormente que olivinos como fragmentos >200μm en la matriz; **troilita** (~5%) sub a euhedral, de tamaños entre pocos μms dispersos en la matriz hasta 1 mm, promedio 0,4 mm, pleocroica a parches; **kamacita** (~10%), en granos anhedrales a subhedrales, de tamaños entre pocos μms hasta 2 mm, promedio 0,6 mm, con granos mayoritariamente frescos; **cromita** (<1%), **plagioclasa** (<1%), subhedral entre >100 – 200 μms. Asociación Kam-Troi principalmente en sector H3.8.

Mineralogía Secundaria: productos de alteración (~5%) corresponden a óxidos de hierro afectando a granos de Fe-Ni ([0-100%], <10%>), como halos y troilita ([0-20%], <2%>), como porosidad en el interior de algunos granos. Pocas fracturas, sin relleno.

Estado de choque S3: Extinción ondulosa generalizada en olivinos y piroxenos, mosaicismo localizado, fracturas planares, con desarrollo local de PDF's en cristales de olivino y blackening en sectores. Venillas de opacos finos afectando dominios de la matriz, condrulos y fragmentos de cristales son frecuentes, pleocroismo a parches en troilita, evidencian un grado de shock a alto.



Aspecto general de la muestra. Textura granoblástica media a gruesa, condruos relictos, fracturamiento moderado visible, y color anaranjado intenso producto de la meteorización. En sectores puntuales se ven texturas brechosas,

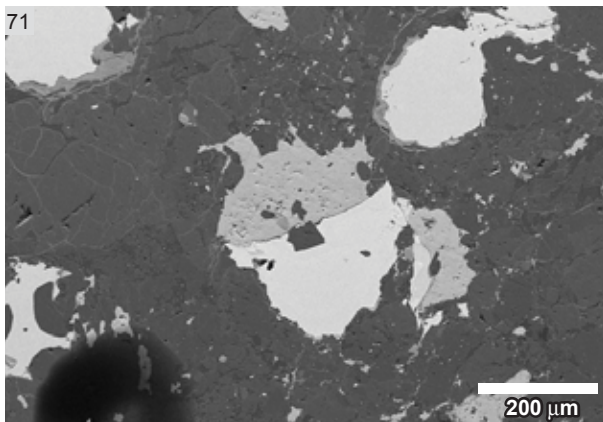
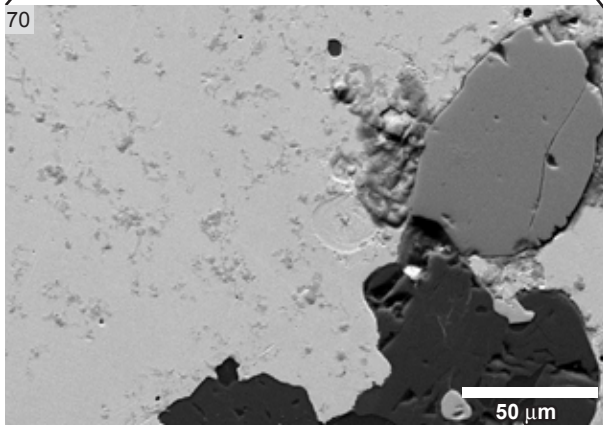
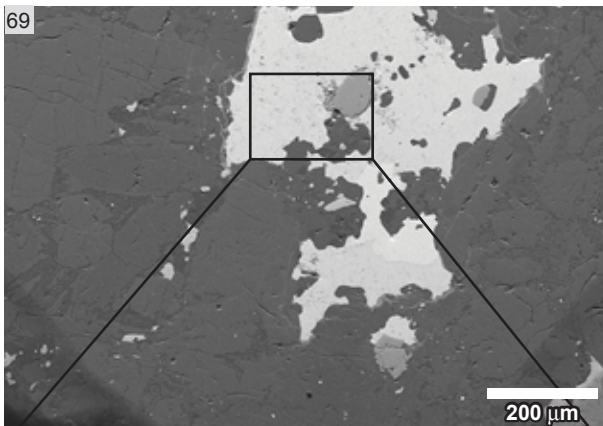
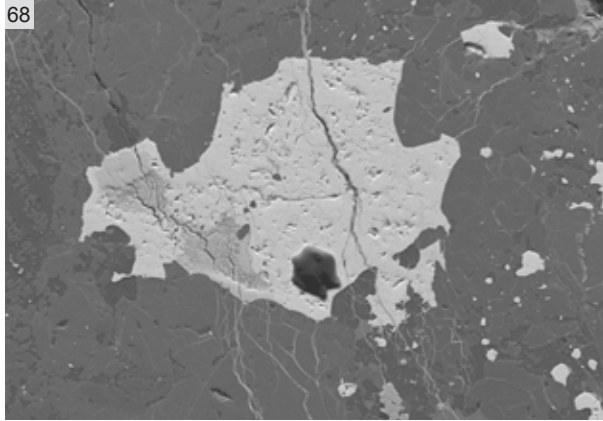
Componentes: Condruos. 30 % del volumen, con tamaños entre 0,5 - 3,5 mm, <0,8 mm>, con formas subesféricas, pobremente definidos en algunos casos, por alto grado de recristalización con la matriz, asociado a alto grado de metamorfismo termal (LL6). Los tipos de condruos predominantes son tipo PO, POP, BO y granulares OP. **Matriz.** ~40% del volumen, y tiene textura granoblástica media a gruesa, dada por cristales de olivino, piroxenos y opacos (cromita, troilita, Fe-Ni metal, hematita, espinela) más feldespatos intersticiales de tamaños menores a 200 μms. **Fragmentos cristalinos:** cristales subhedrales a euhedrales bien desarrollados de olivino y piroxeno (~15% total) de tamaños entre 200μms y 1 mm los olivinos, y hasta 0,3mm los piroxenos. **Fragmentos brechosos** presentes en algunas muestras, dada por fragmentos de condruos y cristales individuales que forman agregados angulares de hasta 3.5mm de largo.

Mineralogía Primaria: Olivino (~55%) sub a euhedral presente en condruos, en la matriz euhedral recristalizado en textura granular, y como fragmento dentro de la matriz en cristales subhedrales >200 μms, **piroxenos** (~20%), principalmente ortopiroxenos en matriz subhedrales y menormente que olivinos como fragmentos >200 μm en la matriz; **troilita** (~5%) sub a euhedral, de tamaños entre pocos μms dispersos en la matriz hasta 0,6 mm, promedio 0,3 mm, pleocroica normal, afectada por alteración que genera porosidad en su superficie; **kamacita** (~2%), en granos anhedrales a subhedrales, de tamaños entre pocos μms hasta 0,8 mm, promedio 0,2 mm, alterados a óxi-hidróxidos de hierro; **cromita** (<1%), **Plagioclasa** (<1%), en cristales subhedrales entre >100 - 200 μms.

Mineralogía Secundaria: productos de alteración corresponden a óxidos de hierro afectando a granos de Fe-Ni ([10-100%], <50%>), como halos y troilita ([0-50%], <20%>), como porosidad en el interior de algunos granos. Otros dominios secundarios se desarrollan en fracturas rellenas de opacos grises producidas por meteorización, que traspasan gran parte del corte y puntualmente generan porosidad, en las pocas venillas rellenas de opacos producto de shock, y en los bordes de silicatos, sobretodo de la matriz. W3 en este corte.

Estado de choque S2: Extinción ondulosa incipiente en olivinos y piroxenos, predomina extinción recta, y fracturas irregulares predominantes, cualidades del estado S2. Venillas opacas de choque con formación incipiente de bolsones fundidos (interconectados en algunos sectores), S3 localmente.

Rencoret (H6 S3 W3)



Descripción

Aspecto general de la muestra. Textura condritica, granoblástica, fracturamiento moderado, y color anaranjado intenso producto de la meteorización.

Componentes: Condruos. Corresponden aproximadamente a un 30 % del volumen, sus tamaños van desde 0,3 mm hasta 1,6 mm, promedio 0,5 mm, con formas subsféricas, moderadamente definidos. Condruos de menor tamaño obliterados por recristalización por grado de metamorfismo termal (H6). Los tipos de condruos que se preservan son en su mayoría tipo PO, BO, radiales de piroxeno y vítreos. **Matriz.** Corresponde aproximadamente a un 50% del volumen, y tiene textura granoblástica media a gruesa, dada por cristales de olivino y piroxenos de tamaños menores a 200 μm s. Plagioclasa subhedral >100 μm s visible. **Fragmentos cristalinos:** cristales subhedrales a euhedrales bien desarrollados de olivino y piroxeno (~5% total) de tamaños entre 200 μm s y 0,5 mm.

Mineralogía Primaria: Olivino (~35%) sub a euhedral presente en condruos, en la matriz euhedral recristalizado en textura granular, y como fragmento dentro de la matriz en cristales subhedrales >200 μm s, **piroxenos** (~30%), principalmente ortopiroxenos en matriz subhedrales y menormente que olivinos como fragmentos >200 μm en la matriz; **troilita** (~7%) sub a euhedral, de tamaños entre pocos μm s dispersos en la matriz hasta 0,6 mm, promedio 0,3 mm, pleocroica normal, afectada por alteración que genera porosidad en su superficie y sobrecrecimiento de alteración postcorte; **kamacita** (~13%), en granos anhedrales a subhedrales, de tamaños entre pocos μm s hasta 1,8 mm, promedio 0,5 mm, con bordes de alteración en algunos granos; **cromita** (~2%), **Plagioclasa** (<1%), en cristales subhedrales entre >100 – 200 μm s.

Mineralogía Secundaria: productos de alteración corresponden a óxidos de hierro afectando a granos de Fe-Ni ([0-70%], <20%>), como halos y troilita ([0-30%], <10%>), al interior de algunos granos. Los granos de kamacita casi totalmente reemplazados se encuentran en dominios cercanos a la zona más externa del corte, donde el número de venillas por meteorización es mayor (W3 localmente). venillas finas rellenas de opacos producto de shock, conforman otro dominio. Silicatos en la matriz se ven alterados, en borde de granos y fracturas. W2 en general en este corte.

Estado de choque S3: Extinción ondulosa generalizada en olivinos y piroxenos, mosaicismo localizado, fracturas planares, con desarrollo local de PDF's en cristales de olivino. Venillas de opacos finos afectando dominios de la matriz, condruos y fragmentos de cristales son frecuentes, pleocroismo a parches en troilita, evidencian un grado de choque medio.

Anexo B

TABLAS INFORMACIÓN GENERAL

B.1. Abundancia de los mayores tipos de meteoritos

B.2. Elementos mayores en los principales grupos de meteoritos

Tabla B.1. Abundancia meteoritos según tipo (Meteoritical Bulletin a Febrero 2011)

Meteoritos	Caídos	(%)	Encontrados	(%)	Antártica	(%)	Total	(%)
ROCOSOS								
Condritos								
Carbonaceos	43	0,1	1266	3,1	868	2,1	1309	3,2
Ordinarios	843	2,1	34475	85,2	25863	63,9	35318	87,3
Tipo petrológico 3	41	0,1	1799	4,4		0,0	1840	4,5
Enstatita	17	0,0	482	1,2	369	0,9	499	1,2
Rumuruti	1	0,0	110	0,3	32	0,1	111	0,3
Kakangari	1	0,0	2	0,0	1	0,0	3	0,0
No Agrupados	5	0,0	46	0,1	15	0,0	51	0,1
Fundidos (impacto)	0	0,0	76	0,2	35	0,1	76	0,2
	910	2,3	36457	90,1	27183	67,2	37367	92,4
Acondritos Primitivos								
Acapulcoita-Iodranita	2	0,0	83	0,2	42	0,1	85	0,2
Brachinitas	0	0,0	18	0,0	4	0,0	18	0,0
Winonaitas	1	0,0	19	0,0	7	0,0	20	0,0
No Agrupados	0	0,0	8	0,0	0	0,0	8	0,0
	3	0,0	128	0,3	53	0,1	131	0,3
Acondritos Diferenciados								
Aubritas	9	0,0	56	0,1	43	0,1	65	0,2
Ureilitas	6	0,0	267	0,7	106	0,3	273	0,7
HED's								
Howarditas	16	0,0	186	0,5	104	0,3	202	0,5
Eucritas	34	0,1	512	1,3	248	0,6	546	1,4
Diogenitas	11	0,0	208	0,5	131	0,3	219	0,5
Acon. Lunares	0	0,0	134	0,3	33	0,1	134	0,3
Acon. Marcianos	4	0,0	93	0,2	24	0,1	97	0,2
Angritas	1	0,0	17	0,0	3	0,0	18	0,0
No Agrupados	0	0,0	36	0,1	7	0,0	36	0,1
	81	0,2	1509	3,7	699	1,7	1590	3,9
Rocosos no clasificados								
	40	0,1		0,0	3	0,0	51	0,1
TOTAL ROCOSOS	1034	2,6	38094	94,2	27938	69,1	39139	96,8
ROCOSO-HIERRO								
Palasitas	4	0,0	80	0,2	28	0,1	84	0,2
Mesosideritos	7	0,0	158	0,4	51	0,1	165	0,4
TOTAL ROCOSO-HIERRO	11	0,0	238	0,6	79	0,2	249	0,6
HIERRO								
Magmaticos								
IC	0	0,0	12	0,0	0	0,0	12	0,0
IIAB	6	0,0	111	0,3	32	0,1	117	0,3
IIC	0	0,0	8	0,0	0	0,0	8	0,0
IID	3	0,0	18	0,0	1	0,0	21	0,1
IIE	2	0,0	19	0,0	4	0,0	21	0,1
IIF	1	0,0	5	0,0	0	0,0	6	0,0
IIG	0	0,0	6	0,0	0	0,0	6	0,0
IIIAB	11	0,0	273	0,7	41	0,1	284	0,7
IIIE	0	0,0	15	0,0	0	0,0	15	0,0
IIIF	0	0,0	9	0,0	0	0,0	9	0,0
IVA	4	0,0	68	0,2	3	0,0	72	0,2
IVB	0	0,0	13	0,0	0	0,0	13	0,0
total	27	0,1	557	1,4	81	0,2	584	1,4
No-magmáticos								
Complejo IAB	10	0,0	238	0,6	25	0,1	248	0,6
IIE	2	0,0	19	0,0	4	0,0	21	0,1
total	12	0,0	257	0,6	29	0,1	269	0,7
No Agrupados	4	0,0	105	0,3	27	0,1	109	0,3
No clasificados en grupos	7	0,0	87	0,2	9	0,0	94	0,2
TOTAL HIERRO	50	0,1	1006	2,5	146	0,4	1056	2,6
TOTAL METEORITOS	1095	2,7	39338	97,3	28163	69,6	40444	100,0

Tabla B.2. Elementos mayores en los principales grupos de meteoritos (en Hutchison, 2004)

wt%	Condritos carbonaceos							Ordinarios			Rumuruti	Enstatita	
	CI	CM	CO	CV	CK	CR	CH	H	L	LL	R	EL	EH
Si	10,5	12,9	15,9	15,6	15,1	15,3	13,3	16,9	18,5	18,9	15,8	18,6	16,7
Ti	0,042	0,058	0,078	0,098	0,13	0,11	0,047	0,06	0,063	0,062	0,05	0,058	0,045
Al	0,86	1,18	1,43	1,75	1,61	1,27	1,06	1,13	1,22	1,19	1,07	1,05	0,81
Cr	0,265	0,305	0,355	0,36	0,366	0,375	0,343	0,366	0,388	0,374	0,362	0,305	0,315
Fe	18,2	21	24,8	23,5	23,6	24	40,4	27,5	21,5	18,5	24,25	22	29
Mn	0,19	0,17	0,165	0,145	0,146	0,17	0,106	0,232	0,257	0,262	0,228	0,163	0,22
Mg	9,7	11,7	14,5	14,5	14,8	13,9	12,3	14	14,9	15,3	12,9	14,1	10,6
Ca	0,92	1,27	1,58	1,9	1,72	1,38	1,14	1,25	1,31	1,3	1,2	1,01	0,85
Na	0,49	0,41	0,41	0,33	0,319	0,323	0,182	0,64	0,7	0,7	0,659	0,58	0,68
K	0,056	0,04	0,035	0,031	0,029	0,03	0,021	0,078	0,083	0,079	0,068	0,074	0,08
P	0,102	0,09	0,104	0,099	0,043	0,122	0,1	0,108	0,095	0,085	0,07	0,117	0,2
Ni	1,07	1,2	1,4	1,34	1,27	1,36	2,45	1,6	1,2	1,02	1,44	1,3	1,75
Co	0,051	0,058	0,069	0,066	0,064	0,067	0,115	0,081	0,059	0,049	0,07	0,067	0,084
S	5,9	3,3	2	2,2	1,58	1,31	0,25	2	2,2	2,3	4,07	3,3	5,8
H ₂ O	18	12,6	0,6	2,5	0,8	5,7	0,1						
C	3,2	2,2	0,45	0,56	0,1	1,44	0,8	0,11	0,09	0,12	0,058	0,36	0,4
O	30	32	36,5	34,8	35,5	31,2	25,6	35,7	37,7	40	37,3	31	28
(Fe ⁰)/(Fe ^t)	0,00	0,00	0,10	0,10	0,00	0,43	0,85	0,60	0,30	0,15	0,00	0,74	0,65
Ir(ppb)	460	595	735	760	767	642	1030	760	490	360	614	525	565
Au(ppb)	144	165	184	144	136	139	202	215	162	140	183	225	330

Tabla B.3. Elementos mayores recalculados sin volátiles de los principales grupos de meteoritos, y principales razones elementales (en Hutchison, 2004).

wt%	Condritos carbonaceos								Ordinarios			Rumuruti	Enstatita	
	CI	CM	CO	CV	CK	CR	CH	H	L	LL	R	EL	EH	
Si	24,7	25,6	26,1	26,1	25,5	26,2	18,6	16,9	18,5	18,9	15,8	18,6	16,7	
Ti	0,1	0,12	0,12	0,17	0,22	0,18	0,07	0,09	0,1	0,1	0,09	0,09	0,08	
Al	2,03	2,35	2,36	2,93	2,72	2,18	1,48	1,76	2,02	2,06	1,84	1,76	1,32	
Cr	0,63	0,61	0,58	0,6	0,62	0,64	0,48	0,57	0,64	0,64	0,62	0,52	0,51	
Fe	42,9	41,7	40,8	39,4	39,9	41,1	56,4	43	35,7	32	41,7	37	47,3	
Mn	0,44	0,34	0,27	0,24	0,25	0,29	0,15	0,36	0,43	0,46	0,4	0,27	0,36	
Mg	22,9	23,2	23,9	24,2	25	23,8	17,2	21,9	24,7	26,4	22,1	23,7	17,3	
Ca	2,17	2,53	2,59	3,18	2,91	2,36	1,59	1,96	2,18	2,25	2,07	1,7	1,39	
Na	1,15	0,81	0,67	0,55	0,53	0,55	0,25	1	1,16	1,21	1,13	0,97	1,1	
K	0,14	0,07	0,06	0,05	0,05	0,05	0,03	0,12	0,13	0,14	0,12	0,13	0,13	
P	0,22	0,18	0,18	0,17	0,07	0,2	0,14	0,17	0,16	0,15	0,12	0,2	0,33	
Ni	2,52	2,39	2,3	2,24	2,15	2,33	3,42	2,51	1,99	1,77	2,47	2,18	2,86	
Co	0,13	0,12	0,11	0,11	0,11	0,11	0,16	0,12	0,09	0,08	0,12	0,12	0,14	
Radios atómicos														
Mg/Si	1,066	1,042	1,053	1,066	1,127	1,045	1,063	0,954	0,925	0,928	0,934	0,871	0,731	
Al/Si(x10 ⁴)	855	955	940	1168	1109	865	828	693	684	655	704	585	505	
Ca/Si(x10 ⁴)	615	692	695	853	799	631	598	520	497	482	533	380	358	
Fe/Si	8719	8177	7847	7578	7855	7875	15222	8177	5838	4913	7696	5934	8730	
Ca/Al	0,72	0,72	0,74	0,73	0,72	0,73	0,72	0,75	0,73	0,74	0,76	0,65	0,71	

ANEXO C

DATOS DIFERENTES METODOLOGÍAS UTILIZADAS EN LA TESIS

C.1. Datos edades terrestres ^{14}C

C.2. Datos parámetros hiperfinos Espectroscopia Mössbauer

C.3. Datos análisis microsonda olivinos

C.4. Datos elementos químicos

C.5. Procedimiento análisis elementos mayores en meteoritos
(Jarosewich, 1990)

Tabla C.1. Datos edades terrestres 14C, primer grupo muestras.

Total cosmogenic 14C extractions														
Lab Number	User name	Type	Weight (g)	Fm	+/-	CO2 (cc)	Diluted (cc)	14C atoms	14C/g	dpm/kg	+/-	Saturated Activity	Age	+/-
Samples of Atacama meteorites														
R3379R2	Pampa A	L6 S4W2	0,3492	1,137	0,012	0,132	0,132	3,733E+06	1,069E+07	2,460	0,20	51,1	25,1	1,5
R3380R	Pampa B	L45 S4W3	0,06809	0,6658	0,0057	0,0908	0,091	1,151E+06	1,691E+07	3,891	1,01	51,1	21,3	2,5
R3381R	Pampa C	L4 S5 W4	0,03603	0,4276	0,0085	0,169	0,169	1,491E+06	4,139E+07	9,525	1,93	51,1	13,9	2,1
R3382R	Pampa D	L5 S2 W2	0,04457	0,686	0,03	0,120	0,120	1,781E+06	3,996E+07	9,196	1,60	51,1	14,2	1,9
R3383R	Pampa G	L5 S2 W3	0,06433	0,498	0,0071	0,217	0,217	2,523E+06	3,922E+07	9,024	1,08	51,1	14,3	1,6
R3384R	La Yesera 01	H6 S2 W3	0,05212	0,6669	0,0081	0,179	0,179	2,849E+06	5,465E+07	12,577	1,33	46,4	10,8	1,6
R3385R	La Yesera 02	LL5	0,04873	0,509	0,015	0,077	0,077	5,387E+05	1,105E+07	2,544	1,42	55,2	25,4	4,8
R3386R	La Yesera 03	L5	0,07108	0,1894	0,0041	0,434	0,434	1,778E+06	2,501E+07	5,755	0,98	51,1	18,1	1,9
R3387C	La Yesera 04	L5 S4 W5	0,06519	3,274	0,052	0,097	0,097	8,558E+06	1,313E+08	30,210	1,16	51,1	4,3	1,3
R3388C	La Yesera 05	H4/5	0,05107	0,365	0,03	0,0388	0,039	-1,829E+05	-3,581E+06	-0,824	1,35	46,4	>29,2	blank
R3402	La Yesera 07	H6	0,10322	0,551	0,014	0,0738	0,074	5,811E+05	5,629E+06	1,295	0,67	46,4	29,6	4,5
R3389R	La Yesera 09	LL6/4	0,0318	0,6000	0,011	0,131	0,131	1,674E+06	5,264E+07	12,113	2,18	55,2	12,5	2,0
R3396R	Chile M1	H5	0,05009	0,7004	0,0098	0,343	0,343	6,330E+06	1,264E+08	29,081	1,44	46,4	3,9	1,4
R3397R	Chile M4	LL6	0,04139	0,662	0,016	0,0596	0,060	5,463E+05	1,320E+07	3,037	1,67	55,2	24,0	4,7
R3397R	Chile M4	L	0,04139	0,662	0,016	0,0596	0,060	5,463E+05	1,320E+07	3,037	1,67	51,1	23,3	4,7
R3398R2	Chile M7	L6	0,04019	0,093	0,017	0,091	0,091	-3,465E+05	-8,623E+06	-1,984	1,76	51,1	>27,9	blank
R3399R	Chile M8	L4	0,04032	0,267	0,0082	0,226	0,226	1,148E+06	2,847E+07	6,552	1,72	51,1	17,0	2,5
R3400R2	Chile M9	L6	0,4889	0,2725	0,0061	0,294	0,294	1,718E+06	3,513E+06	0,808	0,14	51,1	34,3	2,0
R3390R	San Juan 01	L5	0,041	0,0799	0,0077	0,241	0,241	-3,563E+04	-8,762E+05	-0,202	1,70	51,1	>28,1	blank
R3391R	San Juan 02	H6	0,033	0,1236	0,005	0,376	0,376	7,484E+05	2,250E+07	5,177	2,09	46,4	18,1	3,6
R3423	SJM 2	H5	0,12212	0,395	0,012	0,258	0,258	2,345E+06	1,921E+07	4,420	0,58	46,4	19,4	1,7
R3424	SJM 3	L 5(?)	0,08804	0,0683	0,0083	0,216	0,216	-1,654E+05	-1,878E+06	-0,432	0,79	51,1	>34,5	blank
R3426	SJM 5	H3.6	0,06661	0,5352	0,0074	0,36	0,360	4,960E+06	7,446E+07	17,135	1,06	46,4	8,2	1,4
R3427	SJM 6	H6	0,07965	0,5703	0,0073	0,239	0,239	3,336E+06	4,189E+07	9,638	0,88	46,4	13,0	1,5
R3428	SJM 7	LL6	0,07998	0,4765	0,0029	1,462	1,462	1,948E+07	2,435E+08	56,041	0,93	55,2	-0,1	1,3
R3429	SJM 8	CO3	0,05741	0,3244	0,0019	2,22	2,220	2,016E+07	3,511E+08	80,790	1,29	50,6	-3,9	1,3
R3430R2	SJM 9	H3.8	0,0492	0,2317	0,004	0,471	0,471	2,553E+06	5,190E+07	11,943	1,42	46,4	11,2	1,6
R3431	SJM 10	H4(5)	0,09557	0,6944	0,0099	0,144	0,144	2,290E+06	2,396E+07	5,514	0,73	46,4	17,6	1,7
R3432	SJM 11	H5	0,07976	0,8334	0,0057	0,602	0,602	1,386E+07	1,738E+08	39,995	0,91	46,4	1,2	1,3
R3392R	Rencoret	H6	0,04218	0,1580	0,0120	0,207	0,207	3,518E+05	8,341E+06	1,919	1,64	46,4	26,3	7,2
R3393	Paposo	LL6	0,08148	0,2640	0,0340	0,0388	0,039	-2,953E+05	-3,624E+06	-0,834	0,85	55,2	>34,5	blank
R3401	Estacion Imilac	H5	0,05576	0,4035	0,0022	1,565	1,565	1,760E+07	3,157E+08	72,637	1,30	46,4	-3,7	1,3
R3394R	Lutschaunig's S	L6	0,03729	0,5879	0,0067	0,193	0,193	2,678E+06	7,182E+07	16,527	1,86	51,1	9,3	1,6
R3395R	Cobija	H6	0,03326	0,3334	0,0067	0,121	0,121	5,718E+05	1,719E+07	3,956	2,08	46,4	20,4	4,5

Tabla C.2 Parámetros hiperfinos espectros Mössbauer medidos a 300K (parte 1)

Meteorite	Olivine			Pyroxene			Para Fe ³⁺			Troilite				Fe-Ni			
	IS mm/ s	QS mm/ s	W mm/ s	IS mm/ s	QS mm/ s	W mm/ s	IS mm/ s	QS mm/ s	W mm/ s	IS mm/ s	QS mm/ s	W mm/ s	B _{hf} T	IS mm/ s	QS mm/ s	W mm/ s	B _{hf} T
Lutschauning	1.21	2.91	0.49	1.20	2.25	0.65	0.31	0.65	0.63	0.76	-0.16	0.56	31.4	-0.15	0.36	0.61	33.9
La Yesera 09	1.17	3.00	0.35	1.17	2.28	0.68	0.42	0.67	0.45	0.76	-0.13	0.54	31.6	0.01	0.12	0.94	34.7
La Yesera 02	1.17	2.99	0.34	1.15	2.25	0.68	0.46	0.63	0.47	0.74	-0.12	0.60	31.6	-	-	-	-
Pampa B	1.10	2.79	0.42	1.08	2.12	0.55	0.41	0.54	0.45	0.74	-0.68	0.54	29.5	-	-	-	-
Est. Imilac	1.17	2.97	0.49	1.13	2.19	0.45	0.43	0.65	0.60	0.77	-0.11	0.58	31.6	-0.02	-0.04	0.49	34.7
Pampa D	1.18	3.00	0.32	1.19	2.21	0.42	0.35	0.77	0.45	0.76	-0.16	0.52	31.9	-	-	-	-
Chile M9	1.21	3.13	0.35	1.23	2.25	0.40	0.33	0.77	0.55	-	-	-	-	0.39	-0.14	0.78	29.7
Chile M1	1.19	3.03	0.38	1.13	2.27	0.38	0.43	0.59	0.46	0.80	-0.19	0.50	32.2	-	-	-	-
Chile M8	1.14	2.90	0.42	1.10	2.16	0.49	0.43	0.62	0.58	0.74	-0.07	0.78	29.5	-	-	-	-
Rencoret	1.15	2.95	0.31	1.10	2.18	0.34	0.41	0.61	0.42	0.74	-0.07	0.54	29.5	-	-	-	-
San Juan 02	1.17	3.03	0.44	1.10	2.23	0.44	0.48	0.58	0.44	0.76	-0.09	0.39	31.3	-	-	-	-
Chile M4	1.18	3.00	0.34	1.14	2.23	0.37	0.45	0.59	0.44	-	-	-	-	0.39	-0.14	0.78	29.7
Pampa G	1.17	3.01	0.33	1.20	2.12	0.39	0.38	0.76	0.52	-	-	-	-	-	-	-	-
Chile M7	1.15	2.94	0.37	1.15	2.10	0.34	0.41	0.82	0.64	-	-	-	-	-	-	-	-
La Yesera 05	1.16	2.98	0.36	1.13	2.20	0.39	0.46	0.59	0.45	-	-	-	-	-	-	-	-

IS: ± 0.1; QS: ± 0.1; W : ± 0.05; B_{hf}: ± 1T;

Tabla C.2 Parámetros hiperfinos espectros Mössbauer medidos a 300K (parte 2)

Meteorite	Goethite				Magnetite 1				Magnetite 2				Hematite			
	IS mm/s	QS mm/s	W mm/s	B _{hf} T	IS mm/s	QS mm/s	W mm/s	B _{hf} T	IS mm/s	QS mm/s	W mm/s	B _{hf} T	IS mm/s	QS mm/s	W mm/s	B _{hf} T
Lutschauning	0.37	-0.26	0.35	34.0	0.22	0.01	0.50	48.8	0.67	0.04	0.50	46.0	-	-	-	-
La Yesera 09	0.32	-0.26	0.35	36.0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
La Yesera 02	0.31	-0.26	0.35	36.0	-	-	-	-	-	-	-	-	0.37	-0.20	0.75	51.8
Pampa B	0.30	-0.25	0.35	34.0	0.16	0.10	0.45	48.0	0.51	0.00	0.40	45.0	-	-	-	-
Est. Imilac	0.31	-0.26	0.35	36.3	0.22	0.13	0.65	49.5	0.70	-0.20	0.65	46.3	-	-	-	-
Pampa D	0.30	-0.25	0.35	34.0	0.27	0.01	0.50	49.3	0.67	0.04	0.75	46.0	0.39	-0.20	0.50	51.8
Chile M9	0.31	-0.18	0.35	34.5	0.26	0.00	0.40	49.2	0.41	0.00	0.38	46.1	0.39	-0.02	0.36	52.0
Chile M1	0.31	-0.28	0.35	33.8	0.26	-0.01	0.40	49.2	0.41	0.00	0.38	45.5	0.35	-0.20	0.35	51.3
Chile M8	0.33	-0.21	0.35	36.5	0.26	-0.01	0.50	49.2	0.41	0.00	0.38	46.2	0.37	-0.20	0.76	51.0
Rencoret	0.30	-0.25	0.35	34.0	0.27	-0.01	0.45	49.0	0.67	0.04	0.40	46.0	0.37	-0.20	0.60	51.2
San Juan 02	0.31	-0.20	0.35	35.5	0.27	0.10	0.38	49.0	0.68	0.04	0.38	46.0	0.21	-0.20	0.62	50.6
Chile M4	0.33	-0.21	0.35	34.5	0.26	-0.01	0.50	49.2	0.41	0.00	0.38	46.1	0.37	-0.20	0.55	51.5
Pampa G	0.35	-0.25	0.35	34.0	0.27	-0.01	0.64	49.5	0.30	0.05	0.64	46.2	0.38	-0.14	0.43	51.7
Chile M7	0.36	-0.27	0.35	34.8	0.26	0.00	0.50	49.2	0.67	0.00	0.38	46.1	0.35	-0.04	0.55	50.0
La Yesera 05	0.31	-0.20	0.35	34.0	0.27	0.01	0.35	49.3	0.57	0.04	0.95	46.0	0.42	-0.20	0.35	51.1

IS: ± 0.1 ; QS: ± 0.1 ; W : ± 0.05 ; B_{hf}: ± 1 T;

Tabla C.2 Parámetros hiperfinos espectros Mössbauer medidos a 4,2K (parte 3)

Meteorite	Olivine					Pyroxene					Troilite				Fe-Ni			
	IS mm/s	QS mm/s	W mm/s	ω MHz	B_{hf} T	IS mm/s	QS mm/s	W mm/s	ω MHz	B_{hf} T	IS mm/s	QS mm/s	W mm/s	B_{hf} T	IS mm/s	QS mm/s	W mm/s	B_{hf} T
Lutschauning	1.21	2.91	0.49	8.4	0.9	1.20	2.25	0.65	1.4	14.6	0.77	-0.12	0.40	33.0	-0.05	-0.12	0.53	34.7
La Yesera 09	1.17	3.00	0.35	4.5	4.1	1.17	2.28	0.68	2.2	14.2	0.77	-0.11	0.40	32.9	0.01	0.12	0.94	34.7
La Yesera 02	1.17	2.99	0.34	5.2	4.4	1.15	2.25	0.68	2.3	14.4	0.77	-0.05	0.57	32.8	-	-	-	-
Pampa B	1.10	2.79	0.42	5.3	3.3	1.08	2.12	0.55	1.4	13.8	0.76	-0.10	0.37	33.0	-	-	-	-
Est. Imilac	1.17	2.97	0.49	5.3	0.9	1.13	2.19	0.45	2.0	13.8	0.77	-0.12	0.41	32.8	-0.02	-0.04	0.49	34.7
Pampa D	1.05	2.67	0.46	8.2	1.1	1.08	1.92	0.60	1.7	14.0	0.78	-0.09	0.42	32.8	-	-	-	-
Chile M9	1.21	3.13	0.35	6.5	3.3	1.23	2.25	0.40	1.8	13.5	-	-	-	-	0.34	-0.14	0.76	29.6
Chile M1	1.19	3.03	0.38	3.7	3.7	1.13	2.27	0.38	2.2	14.2	0.78	-0.16	0.37	33.0	-	-	-	-
Chile M8	1.14	2.90	0.42	6.2	1.0	1.10	2.16	0.49	2.1	13.8	0.78	-0.05	0.54	32.4	-	-	-	-
Rencoret	1.15	2.95	0.31	6.8	1.2	1.10	2.18	0.34	3.2	13.9	0.76	-0.13	0.49	32.5	-	-	-	-
San Juan 02	1.17	3.03	0.44	4.4	0.9	1.10	2.23	0.44	2.9	13.6	0.77	-0.09	0.41	32.8	-	-	-	-
Chile M4	1.18	3.00	0.34	4.2	3.2	1.14	2.23	0.37	1.8	13.2	-	-	-	-	0.34	-0.14	0.614	29.64
Pampa G	1.17	3.01	0.33	5.1	2.8	1.20	2.12	0.39	1.7	13.5	-	-	-	-	-	-	-	-
Chile M7	1.15	2.94	0.37	5.4	3.0	1.15	2.10	0.34	2.8	13.5	-	-	-	-	-	-	-	-
La Yesera 05	1.16	2.98	0.36	3.7	3.5	1.13	2.20	0.39	1.0	15.7	-	-	-	-	-	-	-	-

IS: \pm 0.1; QS: \pm 0.1; W : \pm 0.05; B_{hf} : \pm 1T;

Tabla C.2 Parámetros hiperfinos espectros Mössbauer medidos a 4,2K (parte 4)

Meteorite	Goethite				Magnetite 1				Magnetite 2				Hematite				Akaganeite			
	IS mm/s	QS mm/s	W mm/s	B _{hf} T	IS mm/s	QS mm/s	W mm/s	B _{hf} T	IS mm/s	QS mm/s	W mm/s	B _{hf} T	IS mm/s	QS mm/s	W mm/s	B _{hf} T	IS mm/s	QS mm/s	W mm/s	B _{hf} T
Lutschauning	0.38	-0.26	0.372	50.6	0.03	-0.06	0.42	51.6	0.534	-0.89	0.42	51.0	-	-	-	-	0.26	-0.14	0.81	49.3
La Yesera 09	0.37	-0.26	0.433	50.6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.39	-0.22	0.52	49.2
La Yesera 02	0.37	-0.22	0.352	50.3	-	-	-	-	-	-	-	-	0.33	-0.20	0.34	53.5	0.36	-0.16	0.84	48.4
Pampa B	0.36	-0.23	0.51	50.6	0.03	-0.06	0.63	51.6	0.53	-0.89	0.63	51.0	-	-	-	-	0.37	-0.32	0.66	49.3
Est. Imilac	0.34	-0.21	0.35	50.3	0.03	-0.06	0.45	51.6	0.53	-0.89	0.45	51.0	-	-	-	-	0.40	-0.24	0.75	48.2
Pampa D	0.34	-0.23	0.392	50.7	0.03	-0.06	0.63	51.6	0.53	-0.89	0.63	51.0	0.30	-0.06	0.40	53.6	0.36	-0.35	0.51	49.2
Chile M9	0.37	-0.22	0.406	50.4	0.03	-0.06	0.65	51.6	0.53	-0.89	0.65	51.0	0.43	-0.20	0.45	53.0	0.39	-0.33	0.88	48.0
Chile M1	0.37	-0.21	0.418	50.5	0.03	-0.06	0.52	51.6	0.53	-0.89	0.57	51.0	0.37	-0.20	0.55	53.1	0.43	-0.32	0.83	48.1
Chile M8	0.36	-0.21	0.419	50.3	0.03	-0.06	0.53	51.6	0.53	-0.89	0.63	51.0	0.32	-0.20	0.31	53.0	0.37	-0.24	0.72	49.7
Rencoret	0.36	-0.20	0.441	50.6	0.03	-0.06	0.63	51.6	0.53	-0.89	0.63	51.0	0.32	-0.18	0.39	53.0	0.42	-0.26	0.66	48.7
San Juan 02	0.35	-0.26	0.455	50.2	0.03	-0.06	0.63	51.6	0.53	-0.89	0.63	51.0	0.29	-0.11	0.38	53.2	0.42	-0.15	0.60	49.8
Chile M4	0.38	-0.26	0.414	50.2	0.03	-0.06	0.52	51.6	0.53	-0.89	0.57	51.0	0.37	-0.20	0.45	53.1	0.42	-0.11	0.78	49.3
Pampa G	0.37	-0.21	0.414	50.3	0.03	-0.06	0.77	51.6	0.53	-0.89	0.62	51.0	0.36	-0.15	0.39	52.9	0.33	-0.27	0.66	49.0
Chile M7	0.34	-0.20	0.432	50.7	0.03	-0.06	0.41	51.6	0.53	-0.89	0.41	51.0	0.38	-0.21	0.45	53.2	0.38	-0.28	0.64	49.0
La Yesera 05	0.36	-0.21	0.403	50.7	0.03	-0.06	0.42	51.6	0.53	-0.89	0.32	51.0	0.40	-0.10	0.30	53.7	0.35	-0.11	0.62	48.0

IS: ± 0.1; QS: ± 0.1; W : ± 0.05; B_{hf}: ± 1T

Tabla C.4. Datos basales química elementos mayores (parte 1)

LABORATORIO QUIMICO													
CERTIFICADO DE ANALISIS Nº 2008-034R													
(CORRELATIVO Nº 428)													
REMITE	MILLARCA VALENZUELA												
	TESISTA DEPTO. GEOLOGIA - U. DE CHILE												
MUESTRAS	METEORITOS												
PROYECTO	TERCEROS												
QUIMICO	F. LLONA - L. MORALES - J. BUSTAMANTE												
Muestra	Si	Fe	Mg	Mn	Al	Ca	Na	K	Ti	P	Ni	Cr	Co
	%	%	%	%	%	%	%	ppm	ppm	ppm	%w	%w	%w
Estación Imilac	18,0	21,9	14,3	0,219	1,03	1,00	1,30	865	274	1181	1,629	0,339	0,079
Chile M1	15,8	21,8	12,6	0,200	0,97	0,97	1,30	780	267	1146	1,621	0,289	0,082
Cobija	17,0	23,9	13,8	0,226	0,93	1,01	**	**	261	1075	1,125	0,151	0,045
La Yesera 001	15,4	21,8	12,3	0,228	1,05	1,07	**	**	302	1036	0,904	0,349	0,051
Rencores	14,7	19,0	11,6	0,210	1,05	0,98	1,32	975	266	1063	1,314	0,366	0,061
San Juan 002	16,4	24,1	13,2	0,217	0,97	1,24	**	**	252	1062	1,164	0,284	0,055
Pampa C	18,3	20,7	13,2	0,236	1,12	1,23	1,83	1136	270	1110	0,887	0,327	0,044
Pampa B	17,4	19,3	14,2	0,229	1,06	1,08	1,37	870	246	899	1,008	0,382	0,045
La Yesera 003	18,0	20,2	10,7	0,206	1,13	1,29	1,40	950	277	935	0,642	0,384	0,034
La Yesera 004	18,5	20,9	14,6	0,231	1,02	1,04	2,07	960	259	921	0,965	0,366	0,046
Pampa D	18,7	21,5	13,4	0,228	1,05	1,09	1,40	949	271	895	0,687	0,371	0,035
Pampa G	17,7	22,8	12,0	0,226	1,07	1,09	2,78	1232	279	1094	0,806	0,38	0,045
San Juan 001	17,0	17,6	12,9	0,241	1,07	1,26	1,76	1191	277	886	0,534	0,307	0,032
Lutschaunig's Stone	17,8	21,4	14,2	0,244	1,02	1,10	**	**	255	1015	1,364	0,331	0,078
Chile M4	17,6	19,4	12,7	0,240	1,08	1,08	1,81	1028	287	1023	0,867	0,359	0,045
Chile M7	17,2	22,8	11,9	0,224	1,12	1,10	1,31	760	280	1161	0,76	0,389	0,042
Chile M9	18,5	19,8	14,2	0,227	1,07	0,99	1,33	825	263	970	0,977	0,274	0,046
Pampa A	16,8	20,1	13,9	0,232	1,01	1,09	1,40	845	255	948	1,281	0,267	0,058
La Yesera 002	18,6	19,3	14,3	0,248	1,10	1,05	1,67	880	279	870	0,792	0,255	0,038
Chile M8	17,1	19,8	12,8	0,224	1,05	1,13	1,36	1014	262	1095	0,842	0,334	0,046
La Yesera 005	15,1	24,5	10,9	0,188	0,94	1,01	1,34	1104	239	1192	1,314	0,265	0,062
La Yesera 009	16,6	18,2	13,2	0,236	1,04	1,14	**	**	268	923	1,14	0,394	0,053

** No hay muestra para el análisis

C.5. PROCEDIMIENTO PARA ANÁLISIS QUÍMICO METEORITOS (Traducido de Jarosewich, 1990)

1) MUESTREO

El muestreo es un aspecto crítico del análisis de meteoritos debido a que la cantidad de material es limitada, usualmente. Más aún, algunos meteoritos no son homogéneos y el muestreo requiere cuidado especial. A partir de observaciones petrográficas, Keil (1962) estimó que una muestra de 10 g es suficiente para proporcionar muestreo representativo para un condrito ordinario. En la experiencia del autor, este valor es una estimación razonable. Sin embargo, meteoritos brechizados, condritos con metal grueso y irons con inclusiones de silicatos requieren muestras de mayor tamaño. Por ejemplo, fue necesario disolver aproximadamente 15 g de meteorito para cada análisis de los mesosideritos Barea y Emery a fin de asegurar una muestra representativa (Mason y Jarosewich, 1973). Wahl (1950), Wiik (1956) y Heide y Brückner (1968) describen algunas de las dificultades encontradas en el muestreo de meteoritos.

Varios modelos propuestos para muestreo de rocas (eg. Wilson, 1964) involucra la preparación de material en una escala de muestra de mano; debido a la escasez de material meteorítico, estos procedimientos simplemente no son aplicables. Al igual que en otras disciplinas, la experiencia, la intuición y el cuidado son importantes al momento de muestrear.

Una ilustración de lo que aparece como un muestreo inadecuado es la discrepancia entre los análisis de Krymba hechos por (1) Dyakonova y Kharitonova (1960) y por (2) Jarosewich y Dodd (1981). O bien Krymba es in homogéneo o existe otro problema de muestreo que causa la marcada discrepancia en hierro metálico (1. Fe(m) 4,71%; 2. Fe(m) 0,34%). Esta diferencia es demasiado grande como para asociarla a errores analíticos. Otro ejemplo de muestreo inadecuado es el de dos análisis del condrito L Saratov realizados por el autor. El primero fue realizado en una muestra de 2,4 g que contenía un grano grande de metal, el segundo fue realizado en una muestra de 10, 4 g más homogénea. El primer análisis puede ser interpretado como un análisis inferior de un condrito H, mientras que el segundo análisis cae dentro del rango de condritos L (Jarosewich y Dodd, 1985).

En algunas circunstancias es preferible muestrear y analizar fragmentos o inclusiones separadamente. Este tipo de análisis fueron realizados en el iron IIE Weekeroo Station (Olsen y Jarosewich, 1970); inclusiones del condrito CV Allende (Clarke et al., 1970) y otros.

Cuando fue posible, una cantidad grande de muestra, entre 8 y 20 g, fue usada para obtener una muestra representativa y para proporcionar material para trabajos futuros, aunque sólo entre 1 y 2,5 g se requieren para un análisis. Para el estudio de meteoritos antárticos, cuando es posible, 20 g del meteorito son preservados a fin de asegurar polvos homogéneos y representativos.

2) PREPARACION MUESTRA

La preparación de polvo para análisis químico requiere planificación y atención al detalle. La muestra debe ser pulverizada para que pueda ser fácilmente disuelta en ácidos. Para meteoritos sin metal (acondritos, condritos carbonáceos), la preparación es relativamente simple: la muestra es molida y tamizada en malla 100. Desafortunadamente, esta técnica no es posible para meteoritos que contienen metal (condritos, mesosideritos y irons con inclusiones silicatadas).

La preparación utilizada por el autor es molienda, tamizaje y separación de la muestra en dos fracciones, una gruesa (principalmente el metal) y otra fina (principalmente silicatos). La muestra es pulverizada (Fritsch vibrating micropulverizer) y luego pasada por una malla de nylon de 100. De esta forma, dos porciones son obtenidas: una más fina que la malla 100, que consiste principalmente de silicatos más metal y sulfuro fino, y otra más gruesa que la malla 100, que consiste principalmente de granos de metal. Cada porción es pesada con exactitud para determinar las proporciones relativas. Luego, una cantidad representativa de cada fracción es pesada para el análisis. La ventaja de este método sobre métodos convencionales de cuarteo o separación del polvo es que el metal puede ser proporcionado en forma exacta.

La recuperación de la muestra con esta técnica es casi cuantitativa. Con una preparación cuidadosa, dependiendo de la condición en que se encuentra el meteorito, <0,1 g de 5-20 g de muestra es perdido. La pérdida es un poco mayor en el caso de meteoritos meteorizados.

Para meteoritos iron no se requiere una preparación especial, excepto limpiar las superficies. Cuidado se debe tener en el muestreo cuando existen inclusiones como schreibersita, silicatos, carburos, sulfuros y cromita que no son fáciles de ver.

3) PROCEDIMIENTO ANALITICO

El procedimiento descrito anteriormente por el autor incluía la disolución de la muestra en HCl analizando por separado la parte soluble al ácido de la insoluble. Actualmente toda la muestra es analizada para elementos mayores y menores.

La principal ganancia del análisis de las fracciones solubles e insolubles al ácido está en la estimación del Fe₂O₃ en meteoritos meteorizados. Debido a que el Fe₂O₃ puede ser calculado fácilmente a partir de los datos de microsonda de olivinos y piroxenos y de la química total, análisis separados de las porciones solubles e insolubles al ácido son aplicados sólo a condritos meteorizados de los grupos H3, L3 y LL3, que presentan composiciones variables de los olivinos. También este tipo de análisis pueden ser utilizados para mesosideritos y meteoritos iron con inclusiones silicatadas.

El procedimiento simplificado se presenta a continuación, ver Hillebrand et al. (1953), Sandell (1959), Peck (1964) y Maxwell (1968) para mayor detalle.

Seis alícuotas diferentes del polvo homogenizado son tomadas para análisis:

1. Si, Al, Fe, Mg, Ca, Ti, Cr y H ₂ O- (humedad)	0,5-1 g
2. Ni, S, Mn, P y Co	0,5-1 g
3. Hierro metálico	0,3-0,5 g
4. H ₂ O+ (agua interna)	0,5 g
5. Na y K	50-100 mg
6. Carbon	50-150 mg

4) ELEMENTOS MAYORES

Una de las modificaciones necesarias del método convencional del análisis de silicatos es el tratamiento del polvo de meteorito con HCl para disolver el metal y el FeS antes de la fusión. Este paso es necesario para evitar la reacción entre el metal y el crisol de platino. La muestra disuelta es filtrada, el residuo (principalmente piroxeno, feldespato y cromita) es encendido y fusionado con Na₂CO₃, luego que la torta de fusión es disuelta en HCl diluido y combinado con el filtrante. El resto del análisis es continuado como se delinea a continuación:

Si: separado como SiO₃ de la solución de HCl

Fe: tritratado con K₂Cr₂O₇

Al: precipitado con 8-hidroxiquinolina

Ti: determinado colorimétricamente con Tirone.

Ca: precipitado con oxalato de amonio.

Cr: determinado colorimétricamente con 1,5-difenilcarbohidrazido

Mg: precipitado con fosfato de amonio di-básico.

FeO: calculado de la sustracción de Fe(m) y Fe(S) a partir del Fe(t). FeO puede ser determinado directamente en meteoritos que no contienen metal. Debido a que la determinación química directa del FeO es siempre sospechosa debido a interferencias, el valor calculado es preferido. Para condritos C1 y C2, FeO es químicamente determinado a fin de calcular el Fe₂O₃.

Fe₂O₃: en análisis de silicatos convencionales, el Fe²⁺O₃ es determinado por diferencia, sustrayendo el FeO determinado químicamente a partir del Fe(t). Como el FeO no puede ser determinado directamente en condritos y muchos otros meteoritos, es calculado primero de análisis de microsonda de olivinos y piroxenos (SiO₂, MgO y FeO) y a partir de estos óxidos en la muestra total. De esta forma, FeO calculado, junto con Fe(m) y Fe(S) es sustraído de Fe(t) y lo que queda es reportado como Fe₂O₃. Estos valores de Fe₂O₃ son relativamente inciertos debido a los errores aditivos de la microsonda y de los resultados químicos.

5) ELEMENTOS MENORES

Una muestra para análisis de elementos menores es disuelta en HF-HNO₃-Br-agua y es filtrada en un frasco de 100 ml. Alícuotas son tomadas para el Ni, S, P y Co.

Ni: precipitado con dimetilglioxima

S: precipitado con BaCl₂

P: determinado colorimétricamente con molibdovanadato

Mn: determinado colorimétricamente como permanganato

Co: determinado colorimétricamente con sal 2-nitrosa.

6) OTROS CONSTITUYENTES

Fe (m): la muestra es disuelta en una solución de HgCl_2 , filtrada y titulada con $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ (Riot, 1941)

H_2O^+ : determinada con el método Penfield (Peck, 1964).

H_2O^- : pérdida de peso a 110°C

C: la muestra es calcinada en un horno de alta frecuencia y el CO_2 es medido por conductividad termal usando un analizador de carbón LECO.

Na, K: la muestra es disuelta en $\text{HF-H}_2\text{SO}_4$ y los elementos son determinados por emisión de flama.

7) METEORITOS METALICOS (IRONS)

La muestra del siderito (iron) es disuelto en agua regia. La solución es filtrada en un frasco y es diluida a volumen. Alícuotas son tomadas para la determinación del Ni, Co y P.

Ni, Co: determinado igual como se describió en "elementos menores".

P: determinado coloriméticamente con azul de molibdeno.

Existen dos maneras de presentar los resultados analíticos. Pueden ser presentados de forma convencional como óxidos o como elementos con el oxígeno presentado por separado (Wiik, 1969). El autor de esta paper prefiere reportar los datos como óxidos y otras fases como sulfuros, SO_3 , CO_2 , S elemental, H_2O , Fe(m) y Fe_2O_3 . Este tipo de representación permite una mejor interpretación de los resultados en términos de su mineralogía y da una perspectiva más clara de la condición del meteorito.

Ya que los datos químicos son usados para varios cálculos, es a menudo útil conocer la precisión de los métodos utilizados. En la experiencia del autor, la precisión de los análisis de meteoritos es similar a aquellos obtenidos para silicatos de rocas, con excepción del FeO y del Fe (m). A diferencia de los análisis instrumentales, donde la precisión es expresada en términos de las desviaciones estándares basadas en la estadística de conteo, la precisión de análisis de silicatos clásicos es expresada como una simple desviación (+/-) con respecto al resultado promedio (Groves, 1951), o como un acuerdo entre dos o más análisis en porcentajes absolutos (Peck, 1964). Los siguientes errores son expresados en términos de lo último: SiO_2 , 0,20%; TiO_2 , 0,01%; Al_2O_3 , 0,05%; FeO , 0,25%; Cr_2O_3 , 0,02%; MnO , 0,005%; MgO , 0,10%; CaO , 0,03%; Na_2O , 0,02%; K_2O , 0,005%; H_2O^+ , 0,1%; H_2O^- , 0,02%; Fe(m), 0,2%; S, 0,05%; Fe(t), 0,15%; Ni, 0,03%; Co, 0,005%; C, 0,005%. Los datos para elementos mayores y trazas en "The Allende Referente Material" (Jarosewich et al., 1987) puede ser usado también como una guía para la precisión para diferentes métodos.

Finalmente, la suma es un indicador aproximado de la cualidad de los análisis para los elementos mayores. Mason (1965) describe el criterio para análisis aceptables basados en la química y la mineralogía. De esta forma, es generalmente aceptado que uno de las pruebas para un buen análisis es una suma entre 99,5% y 100,5%. Sin embargo, una buena suma no es necesariamente indicativa de un buen análisis, la mejor forma de asegurar la calidad de los datos es la comparación de los resultados con la mineralogía. Algunas variaciones en la suma pueden ser esperadas en meteoritos alterados.

Tabla resultados condritos ordinarios

Nº analisis	H chondrites						L chondrites						LL chondrites					
	falls		finds		Antartic		falls		finds		Antartic		falls		finds		Antartic	
	26	n.d.	19	n.d.	4	n.d.	54	n.d.	12	n.d.	11	n.d.	12	n.d.	2	n.d.	4	n.d.
SiO2	36,60	0,55	36,96	0,81	36,90	0,64	39,72	0,55	39,68	0,53	39,64	1,15	40,60	0,54	40,73		41,18	0,61
TiO2	0,12	0,01	0,12	0,01	0,12	0,01	0,12	0,01	0,13	0,01	0,13	0,01	0,13	0,02	0,12		0,13	0,01
Al2O3	2,14	0,15	2,18	0,15	2,20	0,13	2,25	0,15	2,29	0,07	2,29	0,10	2,24	0,08	2,23		2,36	0,10
Cr2O3	0,52	0,03	0,52	0,03	0,49	0,06	0,53	0,04	0,51	0,06	0,54	0,03	0,54	0,03	0,54		0,54	0,03
FeO	10,30	1,16	9,93	1,95	10,86	2,44	14,46	1,07	14,40	2,11	15,88	1,94	17,39	2,06	16,10		17,69	1,34
MnO	0,31	0,02	0,32	0,02	0,31	0,02	0,34	0,02	0,34	0,01	0,31	0,03	0,35	0,02	0,34		0,35	0,01
MgO	23,26	0,38	23,34	0,53	23,19	0,43	24,73	0,41	24,63	0,43	24,72	0,59	25,22	0,44	24,46		25,08	0,71
CaO	1,74	0,09	1,72	0,11	1,75	0,09	1,85	0,10	1,86	0,11	1,85	0,08	1,92	0,11	1,95		2,02	0,07
Na2O	0,86	0,04	0,69	0,16	0,88	0,13	0,95	0,05	0,86	0,13	0,88	0,08	0,95	0,06	0,62		0,93	0,07
K2O	0,09	0,01	0,08	0,02	0,10	0,02	0,11	0,01	0,10	0,02	0,10	0,02	0,10	0,02	0,08		0,10	0,00
P2O5	0,27	0,03	0,26	0,05	0,25	0,04	0,22	0,04	0,23	0,04	0,22	0,03	0,22	0,04	0,22		0,24	0,08
H2O+	0,32	0,44	1,57	0,13	1,09	0,82	0,37	0,45	0,84	0,60	0,51	0,61	0,51	0,55	1,72		0,53	0,43
H2O-	0,12	0,11	0,07	0,01	0,41	0,13	0,09	0,07	0,27	0,21	0,27	0,14	0,20	0,14	0,41		0,23	0,10
Fe(m)	15,98	1,53	15,08	1,93	14,35	1,79	7,03	0,95	6,39	1,50	5,59	1,66	2,44	1,61	5,53		2,21	0,90
Ni	1,74	0,09	1,62	0,13	1,75	0,07	1,24	0,10	1,20	0,09	1,20	0,10	1,07	0,13	0,90		0,71	0,29
Co	0,08	0,02	0,08	0,01	0,08	0,01	0,06	0,01	0,06	0,01	0,06	0,01	0,05	0,01	0,04		0,05	0,01
FeS	5,43	0,38	5,35	0,76	4,90	0,54	5,76	0,80	6,01	0,52	5,29	1,23	5,79	1,04	3,58		5,04	1,27
C	0,11	0,18	0,12	0,08	0,16	0,15	0,12	0,10	0,14	0,12	0,12	0,30	0,22	0,21	0,35		0,05	0,07
Total	99,99	0,30	100,00	0,00	99,77	0,35	99,99	0,29	99,94	0,35	99,59	0,24	99,92	0,24	99,93		99,42	0,14
Fe(t)	27,45	0,84	26,19	1,25	25,63	0,85	21,93	0,80	21,42	0,93	21,30	1,28	19,63	0,68	20,38		19,16	0,74

ANEXO D

PUBLICACIONES

D.1. Gattacceca, Valenzuela et al., 2011.

D.2. Valenzuela et al., 2007

METEORITICS & PLANETARY SCIENCE

Description of the densest meteorite collection area in hot deserts: the San Juan meteorite field (Atacama Desert, Chile)

Journal:	<i>Meteoritics & Planetary Science</i>
Manuscript ID:	Draft
Manuscript Type:	Article
Date Submitted by the Author:	n/a
Complete List of Authors:	Gattacceca, Jérôme; CEREGE (CNRS/Aix-Marseille University) Valenzuela, Millarca; Universidad de Chile, Dpto. Geologia Uehara, Minoru; CEREGE (CNRS/Aix-Marseille University) Jull, Timothy; University of Arizona, Arizona AMS Laboratory Giscard, Marlène; Imperial College, IARC Rochette, Pierre; CEREGE (CNRS/Aix-Marseille University) Braucher, Régis; CEREGE Suavet, Clement; MIT, EAPS Gounelle, Matthieu; Museum national d'Histoire naturelle, LMCM Morata, Diego; Universidad de Chile, Dpto. Geologia Munayco, Pablo; CBPF Bourot-Denise, Michèle; Museum national d'Histoire naturelle, LMCM Demory, François; CEREGE (CNRS/Aix-Marseille University)
Keywords:	Find(s), South America, Weathering, age(s) < Terrestrial

SCHOLARONE™
Manuscripts

1
2
3 1 **Description of the densest meteorite collection area in hot deserts: the San Juan**
4
5 2 **meteorite field (Atacama Desert, Chile)**
6
7
8 3
9

10 4 Gattacceca J.¹, Valenzuela M.², Uehara M.¹, Jull T.³, Giscard M.^{3,4}, Rochette P.¹, Braucher
11
12 5 R.¹, Suavet C.⁵, Gounelle M.⁶, Morata D.², Munayco P.⁷, Bourot-Denise M.⁶, Demory F.¹
13
14 6

15
16
17 7 ¹CEREGE (CNRS/Aix-Marseille University), BP 80, 13545 Aix-en-Provence Cedex 4,
18
19 8 France
20
21

22 9 ² Universidad de Chile, Dpto. Geologia, Chile Plaza Ercilla 803, Santiago, Chile
23
24

25 10 ³ Arizona AMS Laboratory, University of Arizona, Tucson, USA
26
27

28 11 ⁴ Natural History Museum, London, UK
29

30 12 ⁵ EAPS Department, MIT, 77 Massachusetts Av., Cambridge, 02139-4307MA, USA
31
32

33 13 ⁶ LMCM, Museum national d'Histoire naturelle, CP52, 61 rue Buffon, 75005 Paris, France
34
35

36 14 ⁷ CBPF, Rua Xavier Sigaud 150, 222909-180 Rio de Janeiro, Brazil
37
38
39
40
41

42 17 **Abstract**
43
44
45

46 19 We describe the geological, morphological, and climatic setting of the San Juan meteorite
47
48 20 dense collection area (DCA) in the Central Central Depression of the Atacama Desert (Chile).
49
50

51 21 Our recovery activity yielded 48 meteorites within a 3.88 km² area, corresponding to a
52
53 22 minimum of 36 different falls. The recovery density is in the range 9-12 falls/km² depending
54
55 23 on pairing, making it the densest among meteorite DCAs in hot deserts. This high meteorite
56
57 24 concentration is linked to the long-standing (several Myr) hyperaridity of the area, the
58
59 25 associated old surface ages (> Ma), and very low denudation rate (~0.3 m/Ma maximum). The
60

1
2
3 26 San Juan meteorite population is characterized by old terrestrial ages that range from zero to
4
5 27 beyond 40 ka, and limited weathering compared to other DCAs in hot desert. Chemical
6
7
8 28 weathering in San Juan is slow and apparently mainly controlled by the initial porosity of
9
10 29 meteorites. As in the Antarctic and other hot deserts, there is an overabundance of H
11
12 30 chondrites and a shortage of LL chondrites compared to the modern falls population,
13
14 31 suggesting a recent (< few ka) change in the composition of the meteorite flux to Earth.
15
16
17 32
18
19 33
20
21

22 34 **1. Introduction**

23
24 35

25
26 36 Hot deserts meteorite finds amount to about 25% of the total number of known meteorites,
27
28 37 and are the second source of meteorites after Antarctica which provides about 70% of the
29
30 38 total (Meteoritical Bulletin Database, <http://www.lpi.usra.edu/meteor/>). In particular,
31
32 39 thousands of meteorites have been recovered in Northern Africa (e.g. Schlüter et al., 2002),
33
34 40 the Arabian Peninsula (Hofmann et al., 2009), Australia (Bevan et al., 1998). More than a
35
36 41 thousand meteorites have also been recovered in the desert plains of the southwestern USA
37
38 42 (e.g., Zolensky et al., 1990). Conversely, only very few meteorites had been recovered from
39
40 43 the largest South American desert: the Atacama. The Central Depression of the Atacama
41
42 44 Desert is the driest hot desert in the world with mean annual rainfalls as low as 0.5 mm in
43
44 45 some areas. It is also the oldest continuously arid region on Earth (Clarke, 2006). This hyper-
45
46 46 aridity, and associated very low erosion rates, have been ongoing for about 25 Ma (Dunai et
47
48 47 al., 2005). As a consequence this area is potentially a very favorable place for the recovery of
49
50 48 meteorites. Yet only 64 unpaired meteorites have been recovered in the Atacama Desert since
51
52 49 the 19th century. Most of these meteorites (41) are iron and stony-iron meteorites found during
53
54 50 the period of intense mining activity spanning from the 19th century to the early 20th century
55
56 51
57
58
59
60

1
2
3 51 (Muñoz et al., 2006). The limited number of meteorites and the anomalously low number of
4
5 52 stony meteorites can be attributed to the lack of field work specifically dedicated to meteorite
6
7
8 53 recovery.
9

10 54 In this paper, we present the outcome of meteorite recovery expeditions that we organized in
11
12 55 the Central Depression of the Atacama Desert. We describe the geologic and morphological
13
14 56 settings of a new dense collection area (DCA) that yielded 48 meteorites, discuss the pairing
15
16 57 of the new finds and estimate the recovery density. The statistical properties of this meteorite
17
18 58 collection (mass distribution, group distribution, etc) are also discussed.
19
20
21
22 59
23
24 60
25
26

27 61 **2. Geology, geomorphology, climate**

28
29 62

30
31 63 The investigated area (~four by one km) is located at an altitude of ~1700 masl in the Central
32
33 64 depression of the Atacama Desert in Chile (Fig. 1). The area is centered on 25.44°S latitude
34
35 65 and 69.87°W longitude. In the following, the area is named San Juan area, the name of a
36
37 66 close-by former mining train station.
38
39
40

41 67 The investigated surface is developed on Tertiary and Quaternary colluvium and alluvium. It
42
43 68 is not affected by the present day river system that is episodically active due to precipitation
44
45 69 in the Andean range. It has a gentle and homogeneous slope of ~1.5°. It consists of a rocky
46
47 70 deflation surface, as evidenced by locally well-developed desert pavement (Fig. 2A) and the
48
49 71 presence of ventifacts (Fig. 2B). A thin (centimetric) sand layer is located beneath the
50
51 72 surfaces rocks and gravels. "Caliche", found immediately below the sand (Fig. 2C), is
52
53 73 composed primarily of gypsum and anhydrite as shown by X-ray diffraction analyses. Surface
54
55 74 gravels and boulders consist primarily of andesites (Fig. 2D). Lighter-colored granitoids are
56
57
58
59
60

75 also present but covered with a dark desert varnish. The abundance of boulders is variable at
76 the scale of a few tens of meters.

77 Quartz pebbles were collected on the investigated surface for exposure age determination
78 using in situ produced ^{10}Be . The three studied pebbles indicate very consistent minimum
79 exposure ages of 1.52 ± 0.06 , 1.48 ± 0.09 and 1.40 ± 0.07 Ma (Table 1) when neglecting
80 denudation. On the other hand, if erosional steady state has been reached, the measured ^{10}Be
81 concentration indicates a maximum denudation rate of 30 ± 2 cm/Ma.

82 Pluviometry and temperature data are available from the Aguas Verdes meteorological station
83 ($25^{\circ}24'\text{S}$, $69^{\circ}57'\text{W}$, altitude 1560 masl) for the 1988-2008 timespan (data from the Centro de
84 Información de Recursos Hídricos, Dirección General de Aguas, Ministerio de Obras
85 Públicas, Chile). Over this period, minimum monthly average temperatures are in the -3 to
86 12°C range (average 4°C). Maximum monthly average temperatures are in the 18 to 31°C
87 range (average 25°C). For the 1988-2008 interval, the average rainfall was 5 mm. The
88 maximum annual rainfall was 34 mm, with only four years with a rainfall above 20 mm, and
89 14 years with a rainfall below 2 mm. This is notably lower than the values observed in other
90 hot deserts where meteorites are collected. For instance the average annual rainfall in the Dar al
91 Gani collection area (Libya) is 10 to 20 mm (Schlüter et al., 2002), 20 to 40 mm in the Dhofar
92 collection area in Oman (data from the National Center for Atmospheric Research, Boulder,
93 USA), and it is about 250 mm in the Australian Nullarbor Plain (Bevan, 1996). In addition to
94 the very low pluviometry, the San Juan area is also characterized by low relative humidity.
95 Several days of *in situ* hygrometry monitoring in October 2010 indicates relative humidity
96 ranging from 0.1 during the day to 44% at night, with a median value of 21%. The mean
97 monthly average relative humidity for the Aguas Verdes meteorological station is 44%, but
98 this place is probably wetter than the San Juan area due to its lower position in the main bed
99 of the Quebrada (intermittent river) Taltal.

1
2
3 100
4
5
6 101
7
8 102
9
10 103
11
12
13 104
14
15 105
16
17 106
18
19 107
20
21 108
22
23 109
24
25 110
26
27 111
28
29 112
30
31 113
32
33 114
34
35 115
36
37 116
38
39 117
40
41 118
42
43 119
44
45 120
46
47 121
48
49 122
50
51 123
52
53 124
54
55
56
57
58
59
60

3. Laboratory methods and techniques

Classification of the meteorites was performed mostly at CEREGE (J. Gattacceca and M. Uehara), and partially at the University of Chile (M. Valenzuela) using classic techniques. Petrographic types (according to Van Schmus and Wood, 1967) were determined using a Leica DM microscope. Shock stage was determined on polished thin sections using the scheme of Stöffler et al. (1991). Weathering grade was determined on polished sections according to Wlotzka (1993). When necessary, SEM imaging was performed with a Hitachi S-3000N microscope at CEREGE. Electronic microprobe analyses were performed with a Cameca SX100 calibrated with natural standards at Camparis facility (Université Paris 6). Magnetic susceptibility was measured at CEREGE with a KLY2 instrument from Agico equipped with a large (65 cm³) coil. The magnetic susceptibility values given below were obtained by measuring the anisotropy of magnetic susceptibility with 15-position scheme, so that there is no effect of the sample shape in particular. Grain density was determined with a Quantachrome helium pycnometer at CEREGE. Regarding exposure ages discussed in §2, the chemical treatment of the samples was carried out at CEREGE. Samples were prepared for cosmogenic nuclide concentration measurements following chemical procedures adapted from Brown et al. (1991) and Merchel and Herpers (1999). All the data reported in this study (table 1) have been measured at ASTER AMS facility at CEREGE. After addition in each sample of ~100 µl of an in-house 3.10⁻³ g/g ⁹Be carrier solution prepared from deep-mined phenakite (Merchel et al., 2008), all ¹⁰Be concentrations were normalized to ¹⁰Be/⁹Be SRM 4325 NIST standard with an assigned value of (2.79±0.03) 10⁻¹¹. This standardization is equivalent to 07KNSTD within rounding error.

1
2
3 125 Analytical uncertainties (reported as 1σ) include uncertainties associated with AMS counting
4
5 126 statistics, AMS external error (0.5%), and chemical blank measurement. Long term
6
7 127 measurements of chemically processed blank yield ratios on the order of $(3.0\pm 1.5)\cdot 10^{-15}$ for
8
9 128 ^{10}Be (Arnold et al., 2010). The Stone (2000) model polynomial has been used to determine
10
11 129 surficial production rate assuming a sea-level high-latitude (SLHL) production rate of 4.49
12
13 130 at/g/yr for ^{10}Be .
14
15 131 ^{14}C terrestrial ages of the meteorites were measured at the NSF-AMS Laboratory, University
16
17 132 of Arizona. About 0.1g of crushed sample was leached with phosphoric acid at 70°C , rinsed
18
19 133 and further heated at 500°C for 1 hour in order to remove terrestrial contamination. The
20
21 134 sample was then mixed with iron chips (as a combustion accelerator) and combusted in a RF
22
23 135 furnace. The carbon dioxide thus produced was quantitatively reduced to graphite and
24
25 136 analyzed in a NEC Pelletron 3MV accelerator mass spectrometer. These procedures are
26
27 137 described in more details in Jull et al. (1989) and Jull et al. (1993).
28
29
30
31
32
33

138

139 **4. Meteorites from the San Juan area**

140

141 **4.1. Generalities**

142

143 Meteorites were recovered during search campaigns jointly organized by CEREGE and the
144 University of Chile between 2007 and 2009. The study area was searched on foot in a
145 systematic way along a grid of parallel walking lines separated by a distance of 10 m, so that
146 the maximum searching distance for each hunter is 5 m on each side. A total of 48 meteorites
147 were recovered over a continuous investigated area of 3.88 km^2 (Fig. 3). Details about the 48
148 recovered meteorites are given in Table 2. The meteorites from San Juan have been reported
149 in the Meteoritical Bulletins n°95, 97 and 99 (Weisberg et al., 2009; 2010; 2011) under the

1
2
3 150 names San Juan 003 to San Juan 053. San Juan 001 and 002 (collected previously by private
4
5 151 collectors) as well as San Juan 025 and San Juan 039 (collected by our group) were found in
6
7
8 152 close-by but different areas, and are not considered here.
9

10 153 Due to the ubiquitous presence of dark magmatic rocks (Fig. 4C), the search pace was kept
11
12 154 low. Indeed, it takes much more time to search a given surface in the Atacama than on a
13
14
15 155 homogeneously bright-colored surface like in Dhofar or Dar al Gani areas. From stone
16
17 156 counting over several randomly chosen 1 m^2 surface, it can be estimated that in the 5 g to 1 kg
18
19 157 mass range, there is one meteorite for 10 million terrestrial boulders (Fig. 2D). As a result the
20
21 158 yield was only 0.7 meteorite per man and per day. In the field meteorites were identified by
22
23 159 their brownish color (Fig. 4A-B) due to weathering of metallic minerals that contrasts with
24
25 160 the grey to black color of most magmatic boulders. In some cases, the shape and size of the
26
27 161 meteorites are additional clues. However faceting by the wind generated flat shapes that are
28
29 162 not typical of meteorites encountered in other hot deserts. The flattening, quantified as $F = h /$
30
31 163 $\sqrt{(l \cdot w)}$ (where h, l, w are the height, length and width of the meteorite), is 0.59 (s.d. 0.16). The
32
33 164 efficient deflation makes that the meteorites are only slightly buried, with a maximum buried
34
35 165 height of ~ 10 mm and a typical buried height of a few mm.
36
37
38
39
40

41 166 Meteorite recognition distances range up to a few meters (Fig. 5A). Although these distances
42
43 167 show that even small meteorites in the 10-50 g range could be identified up to the maximum
44
45 168 searching distance of 5 m, they are not a good indicator of recovery efficiency because they
46
47 169 depend on individual hunter's searching strategy. A better proxy is given by the distances
48
49 170 between the meteorites and the walking grid. Meteorites being located randomly with respect
50
51 171 to the grid, these distances should be homogeneously represented between 0 and 5 m. Fig. 5B
52
53 172 shows that this is not the case, with a deficit in the 2 to 5 m range. This deficit suggests that
54
55 173 about 50% of the meteorites located more than 2 m away from the walking grid were not
56
57
58 174 spotted.
59
60

1
2
3 175 Meteorite masses range from 10 to 814 g, with 80% below 240 g (Fig. 6A). Comparison of
4
5 176 the mass distribution with that of other hot desert collections (Fig. 6B) shows that only foot-
6
7
8 177 searching of meteorite, as performed in the Nullarbor plains, Roosevelt County, and the
9
10 178 present study, allows efficient recovery of meteorites with mass below 40 g, whereas
11
12 179 meteorites with mass above 1 kg, that are absent in San Juan, are over-represented in the other
13
14 180 meteorite collection areas where search by car is preferred.

15
16
17 181 All these meteorites but one (San Juan 008, a CO3 chondrite) are ordinary chondrites. There
18
19 182 is a noteworthy lack of stony achondrites, in particular meteorites from the HED clan which
20
21 183 should account for about 6% of the collection based on falls statistics. This is explained by the
22
23 184 extreme difficulty to identify them in the field because of their generally low amount of
24
25 185 metallic FeNi minerals that prevents the apparition of the brownish colour that allowed
26
27 186 recognition of the other meteorites in the field. In fact, in the San Juan area it is almost
28
29 187 impossible to recover meteorites with low amount of metallic FeNi (HED meteorites, about
30
31 188 half of aubrites, Martian meteorites and angrites, see Rochette et al., 2009).

32
33
34
35
36 189

37
38
39 190

40 41 191 **4.2. Relative abundance by group and type**

42
43 192

44
45
46 193 Pairing is a crucial aspect before group distribution, ages distribution, meteorite density, or
47
48 194 meteorite flux to Earth can be discussed. Out of the many parameters that can be used for
49
50 195 pairing (e.g., Benoit et al., 2000), we used the meteorite class and group, the petrographic
51
52 196 texture, the petrographic type (Van Schmus and Wood, 1967), the shock stage (Stöffler et al.,
53
54 197 1991), the terrestrial age, and the weathering grade (Wlotzka, 1993). Meteorites belonging to
55
56 198 the same group could sometimes be differentiated based on olivine and pyroxene
57
58 199 compositions. For the meteorites with a petrographic type 3, we refined the sub-type based on
59
60

1
2
3 200 the Cr content of ferroan olivines (Brearley and Jones, 2005) and the percentage mean
4
5 201 deviation (PMD) of the fayalite content of olivine (Sears et al., 1980). Less conventional
6
7
8 202 pairing criteria were used: magnetic susceptibility (e.g., Rochette et al., 2003; Folco et al.,
9
10 203 2006) and anisotropy of magnetic susceptibility (e.g., Gattacceca et al., 2005), grain density
11
12 204 (e.g., Consolmagno et al., 2008). For meteorite falls, magnetic susceptibility χ (expressed in
13
14
15 205 the following as $\log \chi$ with χ in $10^{-9} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$) can be used as a pairing tool because intra-
16
17 206 meteorite variation - s.d. 0.06 for H and L groups, 0.09 for LL group - is smaller than inter-
18
19 207 meteorite variation within a group - s.d. 0.10 for H and L groups, 0.30 for LL group (Rochette
20
21 208 et al., 2009). However, for meteorite finds the initial magnetic susceptibility is modified by
22
23 209 weathering, which result in a larger spread (at the group scale) than for falls (Fig. 7A). If H
24
25 210 and L chondrites cannot be readily distinguished because of this effect, magnetic
26
27 211 susceptibility is a good proxy to weathering stage, as it decreases with increasing weathering
28
29 212 (Fig. 7B). Anisotropy of magnetic susceptibility is related to the preferential orientation of
30
31 213 magnetic minerals in the meteorite. For ordinary chondrite falls, it is mostly related to the
32
33 214 shock stage, with an increasing degree of anisotropy with increasing shock stage (Gattacceca
34
35 215 et al., 2005). It is more unpredictable for meteorite finds because of weathering but can still
36
37 216 be used as a pairing criterion. For strongly magnetic meteorites (with $\log \chi > 5$, typically H
38
39 217 chondrites in the San Juan collection), the anisotropy of magnetic susceptibility is
40
41 218 significantly biased by the sample shape, and is a reliable parameter only if measurements are
42
43 219 performed on samples with isometric shapes (see discussion in Gattacceca et al., 2005).
44
45 220 Shock stage was considered a reliable proof of non pairing only when two meteorites
46
47 221 displayed a difference of at least two shock stages, in agreement with the ± 1 uncertainty given
48
49 222 by Stöffler et al. (1991). The same applies for weathering grade that was defined on a
50
51 223 polished section and may not be representative of the bulk weathering state, as opposed to
52
53 224 magnetic susceptibility which is a bulk measurement.
54
55
56
57
58
59
60

1
2
3 225 Table 3 displays the number of meteorites by classification, before and after maximum
4
5 226 pairing, for the San Juan collection as well as for falls, and Antarctic and hot desert finds. For
6
7
8 227 the type abundances in hot deserts, only Dhofar meteorites have been used because of a bias
9
10 228 towards the underdeclaration of high petrographic types in other areas. Like in the meteorite
11
12 229 falls, Antarctic, and hot desert meteorite populations, the two most common types that were
13
14 230 found in the San Juan area are H5 and L6 chondrites, with sixteen and eight meteorites
15
16 231 respectively. If we consider that all the pairing possibilities suggested by the above-mentioned
17
18 232 criteria are real (what is called maximum pairing in Table 3), these numbers are reduced to a
19
20 233 minimum number of eight H5 and five L6 chondrites. However, in view of the large number
21
22 234 of H5 and L6 chondrites, it is very likely that some meteorites that are considered as possibly
23
24 235 paired correspond to different falls. Indeed, there are too many H5 before pairing (compared
25
26 236 to falls statistics), but too few after maximum pairing so that the truth lies probably
27
28 237 somewhere in between. With this in mind, the group abundances in San Juan appear roughly
29
30 238 similar to the falls, Antarctic and hot desert populations, with a slight tendency for an
31
32 239 overabundance of H chondrites and a shortage of LL chondrites in the San Juan population
33
34 240 compared to the modern falls population. The population of meteorites recovered in North
35
36 241 Africa and the Arabic peninsula show the same departure from modern falls population
37
38 242 (Table 3). It is noteworthy that the same observation was also made by Harvey and Cassidy
39
40 243 (1989) by comparing the Antarctic population and the modern falls population using a more
41
42 244 refined statistical approach. This was interpreted as a likely variation in the delivery of
43
44 245 meteoritic material to Earth over the short timescale represented by meteorite falls (a few
45
46 246 hundred years). The San Juan population supports the same hypothesis, which would indicate
47
48 247 that change in the composition of the meteorite flux is indeed fairly recent, well shorter than
49
50 248 the San Juan accumulation duration which is above 30 ka (see §4.3). Compared to the other
51
52 249 meteorite populations (falls, Antarctic, Dhofar), there is an excess of type 3 meteorites in the
53
54
55
56
57
58
59
60

1
2
3 250 San Juan population both for H and L chondrites. We have no satisfactory explanation for this
4
5 251 observation other than a statistical bias due to a low number of meteorites.
6
7

8 252

9
10 253 **4.3. Terrestrial ages and weathering**
11

12 254

13
14
15 255 ^{14}C dating of twenty-two meteorites indicates ages ranging from 0 to above 40 ka (the limit of
16
17 256 the ^{14}C technique), with half of the ages older than 20 ka (Table 1). Other DCAs in hot desert
18
19 257 show younger spectra of terrestrial ages: The proportion of meteorite older than 20 ka is 17%
20
21 258 in the Acfer DCA in Algeria (Wlotzka, 1995; Neupert et al., 1997), 30% in the Dar al Gani
22
23 259 DCA in Libya (Welten et al., 2004), 8 % in the Daraj DCA in Libya (Jull et al., 1990), and
24
25 260 51% in the Nullarbor DCA in Australia (Jull et al., 2010). This points to a better preservation
26
27 261 of meteorites in the Atacama desert than in the Sahara, in agreement with a drier climate (see
28
29 262 §2) and the absence of wetter periods in the last Myr (e.g., Dunai et al., 2005) as opposed to
30
31 263 the occurrence of several wetter episodes in the Sahara since 20 ka (see discussion and
32
33 264 references in Bland et al., 1998). A more exhaustive dataset of terrestrial ages of the San Juan
34
35 265 meteorite collection will be published in a forthcoming paper.
36
37

38
39 266 Despite being an overall older meteorite collection, the San Juan collection shows less
40
41 267 pronounced weathering than the other meteorite population from hot deserts (Fig. 8A). About
42
43 268 40% (resp. 70%) of San Juan meteorites have a weathering grade W1 (resp. W2) or lower,
44
45 269 and no meteorite has a weathering grade higher than W3. L and H chondrites share the same
46
47 270 weathering grade distribution. There is no correlation between terrestrial ages and weathering
48
49 271 grade as observed for meteorites from the Nullarbor DCA (Jull et al. 2010). There is also no
50
51 272 correlation between terrestrial ages and magnetic susceptibility. This indicates that time is not
52
53 273 the primary factor controlling chemical weathering in the San Juan DCA, or to put this a
54
55 274 different way, that chemical weathering is not removing meteorites in the timescale of ^{14}C , as
56
57
58
59
60

1
2
3 275 observed in all other desert meteorite areas (e.g. Bland et al. 1996; Jull 2006). There are
4
5
6 276 several San Juan meteorites with terrestrial ages in excess of 20 ka and with a weathering
7
8 277 grade W1. Weathering grade is also not correlated to the mass of the stones, indicating that
9
10 278 small stones are not preferentially more weathered than large ones. The way meteorites
11
12 279 disappear in the San Juan area may not be so much linked to chemical weathering but more to
13
14
15 280 eolian erosion, a conclusion also supported by the flat shape of the meteorites. In the absence
16
17 281 of significant rainfall, we propose that chemical weathering is mostly controlled by the initial
18
19 282 porosity of the meteorites. As discussed in e.g., Consolmagno et al. (2008), porous meteorites
20
21 283 will weather rapidly because moisture can penetrate the stones, until the weathering products
22
23 284 have filled porosity sufficiently to prevent penetration of moisture, thus reducing dramatically
24
25 285 the weathering rate. Testing this idea require to estimate the original porosity of the
26
27 286 meteorites. Porosity in ordinary chondrites is mostly controlled by shock (Gattacceca et al.,
28
29 287 2005), with a sharp decrease of porosity between shock stages S2 and S3. Using shock stage
30
31 288 as a proxy to the initial porosity, we show (Fig. 8B) that meteorites with higher initial
32
33 289 porosity (S1 and S2, with porosity around 10%) are generally more weathered than meteorites
34
35 290 with lower initial porosity (S3 and S4, with porosity around 5%). This indicates that the initial
36
37 291 porosity may indeed be the main factor controlling weathering in the San Juan DCA.
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47

292

293

294 **4.4. Meteorite concentration**

295

52 296 A total of 48 meteorites were found over 3.88 km², yielding a meteorite recovery density of
53
54 297 12.4 meteorites/km², accounting for 1840 g of meteorite per km². After maximum pairing,
55
56 298 these number are reduced to 36 meteorites and 9.3 meteorites/km² (with a minimum meteorite
57
58 299 mass of 10 g). This is above the meteorite concentration described in all other DCAs in hot
59
60

1
2
3 300 deserts: Dar al Gani in Libya (0.1 meteorite/km² after pairing, Schlüter et al., 2002), Nullarbor
4
5 301 plains in Australia (1 meteorite/km², Bevan et al., 1998), and even Roosevelt County (5
6
7 302 meteorites/km² after pairing, Zolensky et al., 1989) where deflation has excavated surfaces as
8
9
10 303 old as ~100 ka resulting in a high concentration of meteorites (Zolensky et al., 1992).
11
12 304 Moreover, about 25% (resp. 20%) of meteorites from Roosevelt County (resp. Nullarbor
13
14 305 plains) have masses under 10 g, so that the meteorite concentration is reduced to ~4 (resp.
15
16 306 0.8) meteorites >10 g per km² for comparison with San Juan where all meteorites are above
17
18 307 10 g. Fig. 9 displays the recovery density in the San Juan area, as a function of meteorite total
19
20 308 masses.

21
22
23
24 309 The meteorite concentration in San Juan can be deduced from the recovery density by taking
25
26 310 into account two above-mentioned biases: the impossibility to identify achondrites with low
27
28 311 metal content (HED meteorites and other rarer groups, see above), and the fact that some
29
30 312 meteorites were not spotted in the field. The achondrite deficit leads to a +8% correction
31
32 313 meteorite concentration. To take into account the 50% meteorites that were not spotted in the
33
34 314 2 to 5 m distance range (see §3.1), a 43% increase (i.e. only 70% of the total meteorites are
35
36 315 spotted) has to be made to the meteorite concentration. These two corrections amount to an
37
38 316 increase of 54% and give a meteorite concentration of 19.2 meteorites/km² before pairing and
39
40 317 14.3 meteorites/km² after maximum pairing.
41
42
43
44
45
46
47
48
49

50 320 **5. Conclusion**

51 321
52
53 322 We recovered 48 meteorites within a surface of 3.88 km² in the San Juan DCA,
54
55 323 corresponding to a minimum of 36 different falls. The San Juan area in the Central depression
56
57 324 of the Atacama desert is the densest meteorite collection area in hot desert described so far,
58
59
60

1
2
3 325 with a recovery density in the range 9-12 meteorites/km² for meteorites with total mass > 10
4
5
6 326 g, depending on pairing. The meteorite concentration can be estimated in the range 14-19
7
8 327 meteorites/km² for meteorites > 10g, after corrections for non recovered meteorites. The
9
10 328 reasons for this high concentration of meteorites are the long-standing (several Myr)
11
12 329 hyperaridity of the area, the associated very low denudation rate (~0.3 m/Ma maximum), and
13
14
15 330 the slow chemical weathering of meteorites that is mainly controlled by the initial porosity of
16
17 331 meteorites. Despite the high meteorite concentration, the ubiquitous presence of dark local
18
19 332 rocks and the dark color of the desert varnish make meteorite search in the San Juan area
20
21
22 333 difficult. Moreover adequate individual surfaces are limited to only a few km². It is therefore
23
24
25 334 unlikely that this area will provide large numbers of meteorites in the future.

26
27 335 The San Juan meteorite population is characterized by old terrestrial ages and limited
28
29 336 weathering compared to other DCAs in hot desert. As in the Antarctic meteorite population,
30
31 337 there is an overabundance of H chondrites and a shortage of LL chondrites compared to the
32
33 338 modern falls population, suggesting a recent (< few ka) change in the nature of the meteorite
34
35
36 339 flux to Earth.

37
38
39 340 The good preservation of meteorites for duration of and the apparently flat age distribution up
40
41 341 to about 35 ka make this area a good candidate to quantify the meteorite flux to Earth,
42
43 342 provided sufficient additional terrestrial ages are determined.
44
45

46 343

47
48 344

50 345 **Acknowledgements**

51
52
53 346 This project was partly funded by a CONICYT/CNRS Franco-Chilean programme. We
54
55 347 acknowledge C.Nevado (University Montpellier 2, France) for thin sections preparation
56
57 348 Montpellier. M. Arnold, G. Aumaître are thanked for their assistance during ¹⁰Be
58
59 349 measurements at the ASTER AMS national facility (CEREGE, Aix-en-Provence, France)
60

1
2
3 350 which is supported by the INSU/CNRS, the French Ministry of Research and Higher
4
5 351 Education, IRD and CEA. The work at the University of Arizona (USA) was supported by
6
7
8 352 NASA grant NNX09AM57G and instrumental support from NSF grant EAR0929458.
9

10 353

11
12 354

13
14
15 355 **Figure captions**

16
17 356 Figure 1 - General map and section of the Chilean Andes. The study area is indicated by the
18
19 357 star.
20
21

22 358

23
24 359 Figure 2 - Typical surface features of the San Juan area: a) desert pavement, b) basalt boulder
25
26 360 shaped by the wind (ventifacts), c) Caliche covered by a few centimeters of sand and gravels,
27
28 361 with joint patterns filled by sand, d) Typical surface with numerous igneous pebbles. The
29
30 362 1 m² square that is outlined contains 108 pebbles with mass above 5 g.
31
32
33

34 363

35
36 364 Figure 3 - Map of the investigated area with position of the meteorites. H chondrites are
37
38 365 indicated by circles, L chondrites by boxes, other meteorites by stars. The numbers between
39
40 366 parentheses correspond to the pairing groups defined in Table 2.
41
42

43 367

44
45 368 Figure 4 - A-B) Photographs of meteorite San Juan 34 seen from above (A) and from the side
46
47 369 (B). Note the flat shape (dimensions 15x82x33 mm), and the white lower part due to the
48
49 370 formation of caliche in the ground and marks the buried part of the meteorite (12 mm). C)
50
51 371 Photograph of an assortment of typical boulders found in the San Juan area. Only the stone
52
53 372 indicated by a red dot is a meteorite (San Juan 19, dimensions 38x38 mm).
54
55
56

57 373
58
59
60

1
2
3 374 Figure 5 - A) Meteorite mass versus recognition distance. b) Frequency distribution of
4
5 375 distances between meteorites and the walking gird.
6
7

8 376
9
10 377 Figure 6 - A) Frequency distribution of the masses of San Juan meteorites (40 g bins). B)
11
12 378 Frequency distribution of meteorite masses for the main meteorite collection areas in hot
13
14 379 deserts (40 g bins).
15
16

17 380
18
19 381 Figure 7 - A) Frequency distribution of magnetic susceptibility for H and L chondrites from
20
21 382 the San Juan DCA. B) Magnetic susceptibility versus weathering grade for H (circles) and L
22
23 383 (squares) chondrites from the San Juan DCA.
24
25

26 384
27
28 385 Figure 8 - A) Frequency distribution of weathering grades for meteorites from San Juan DCA
29
30 386 and the other main DCA in hot deserts. B) Frequency histogram of weathering grades as a
31
32 387 function of shock stage for San Juan meteorites.
33
34

35 388
36
37 389 Figure 9 – Recovery density in the San Juan area as a function of meteorite total masses
38
39 390 before (solid line) and after pairing (broken line).
40
41

42
43 391

44 392 **Tables**

45
46 393 Table 1 – Exposure ages for three quartz pebbles collected on the San Juan surface.
47
48

49 394

50 395

51 396 Table 2 - Classification and physical properties of meteorites from the San Juan area.
52
53

54
55 397 W: weathering grade (Wlotzka, 1993), S: shock stage (Stöffler et al., 1991), magnetic
56
57 398 susceptibility is given in $\log\chi$ with χ in 10^{-9} m³/kg, P and T: anisotropy degree and anisotropy
58
59 399 shape parameter (Jelinek, 1981). Possible pairing groups are indicated. PMD : percentage
60

1
2
3 400 mean deviation (for type 3 only). †: classified 3.6 in the Meteoritical Bulletin, reclassified 3.9
4
5 401 in this work. #: classified W3 in the Meteoritical Bulletin, reclassified W2 in this work. *:
6
7
8 402 classified W1 in the Meteoritical Bulletin, reclassified W2 in this work.
9

10 403
11
12 404 Table 3 - Relative abundance by group and types of meteorites from San Juan, falls,
13
14 405 meteorites from Antarctica, and from hot deserts.
15
16

17 406

18 407

19 408

20 409 **References**

21
22 410 Arnold M., Merchel S., Bourlès D.L., Braucher R., Benedetti L., Finkel R.C., Aumaître G.,
23
24 411 Gottdang A., and Klein M. 2010. The French accelerator mass spectrometry facility
25
26 412 ASTER: Improved performance and developments. *Nuclear Instruments and Methods in*
27
28 413 *Physics Research B* 268:1954–1959.
29

30 414 Benoit P. H., Sears D.W.G., Akridge J.M.C., Bland P.A., Berry P.A., and Pillinger C.T. 2000.
31
32 415 The non-trivial problem of meteorite pairing. *Meteoritics and Planetary Sciences* 35:393-
33
34 416 417.
35

36 417 Bevan A.W.R., Bland P.A., and Jull J.T. 1998. Meteorite flux on the Nullarbor Region,
37
38 418 Australia. In : *Meteorites: Flux with Time and Impact Effects*, edited by Grady M.M.,
39
40 419 Hutchison R., McCall R., and Rothery D.A. Geological Society, London, Special
41
42 420 Publications, 140, pp. 59-73.
43

44 421 Bevan A.W.R. 1996. Meteorites recovered from Australia. *Journal of the Royal Society of*
45
46 422 *Western Australia* 79:33-42.
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60

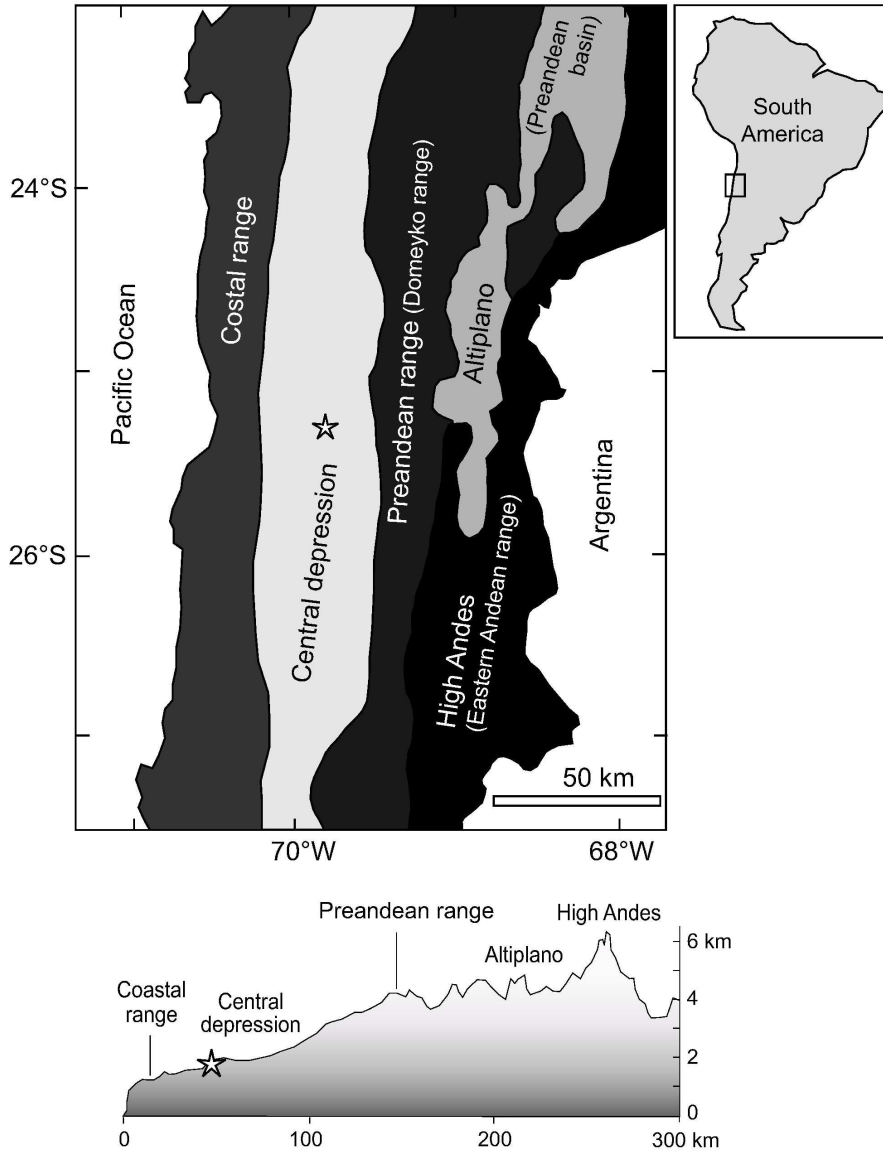
- 1
2
3 423 Bland P. A., Berry F. J. Smith T. B., Skinner S., and Pillinger C. T. 1996. Flux of meteorites
4
5 424 to the Earth and weathering in hot desert ordinary chondrite finds. *Geochimica et*
6
7 425 *Cosmochimica Acta* 60:2053–2059.
- 8
9
10 426 Bland P. A., Sexton A.S., Jull A. J. T., Bevan A. W. R., Berry F. J., THornley D. M., Astin T.
11
12 427 R., Britt D. T., and Pillinger C. T. 1998. Climate and rock weathering: a study of
13
14 428 terrestrial age dated ordinary chondritic meteorites from hot desert regions. *Geochimica et*
15
16 429 *Cosmochimica Acta* 60:2053-2059.
- 17
18
19 430 Brown E. T., Edmond J. M., Raisbeck G. M., Yiou F., Kurz M. D., and Brook E.J. 1991.
20
21 431 Examination of surface exposure ages of Antarctic moraines using in situ produced ^{10}Be
22
23 432 and ^{26}Al . *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55:2269-2283.
- 24
25
26 433 Clarke J. D. A. 2006. Antiquity of aridity in the Chilean Atacama Desert. *Geomorphology* 73:
27
28 434 101-114.
- 29
30
31 435 Consolmagno G. J., Britt D. T., and Macke R. J. 2008. The significance of meteorite density
32
33 436 and porosity. *Chemie der Erde* 68:1-29.
- 34
35
36 437 Dunai T. J., Gonzalez Lopez G. A., Juez-Larré J. 2005. Oligocene-Miocene age of aridity in
37
38 438 the Atacama Desert revealed by exposure dating of erosion-sensitive landforms. *Geology*
39
40 439 33:321-324.
- 41
42
43 440 Folco L., Rochette P., Gattacceca J., and Perchiazzi N. 2006. In situ identification, pairing and
44
45 441 classification of meteorites from Antarctica through magnetic susceptibility measurements.
46
47 442 *Meteoritics and Planetary Science* 41:343-353.
- 48
49
50 443 Gattacceca J., Rochette P., Denise M., Consolmagno G., and Folco L. 2005. An impact origin
51
52 444 for the foliation of ordinary chondrites. *Earth and Planetary Science Letters* 234:351-368.
- 53
54
55 445 Jelinek V. 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics* 79:63-67.
- 56
57
58 446 Jull A. J. T, Donahue D. J, and Linick T. W. 1989. Carbon-14 activities in recently fallen
59
60 447 meteorites and Antarctic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53: 2095-2100.

- 1
2
3 448 Jull A. J. T., Wlotzka F., Palme H., and Donahue D. J. 1990. Distribution of terrestrial age and
4
5 449 petrologic type of meteorites from western Libya. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54:
6
7 450 2895-2898.
8
9
10 451 Jull A. J. T., Donahue D. J., Cielaszyk E., and Wlotzka F. 1993. Carbon-14 terrestrial ages
11
12 452 and weathering of 27 meteorites from the southern high plains and adjacent areas (USA).
13
14 453 *Meteoritics and Planetary Science* 28:188-195.
15
16
17 454 Jull A. J. T., McHargue L. R., Bland P. A., Greenwood R. C., Bevan A. W. R., Kim K. J.,
18
19 455 LaMotta S. E., and Johnson J. A. 2010. Terrestrial ^{14}C and ^{14}C - ^{10}Be ages of meteorites
20
21 456 from the Nullarbor, Australia. *Meteoritics and Planetary Science* 45:1271-1283.
22
23
24 457 Koblitz J. 2005. MetBase – Meteorite Data Retrieval Software, version 7.1, Bremen,
25
26 458 Germany. CD-ROM.
27
28
29 459 Merchel S., and Herpers U. 1999. An update on radiochemical separation techniques for the
30
31 460 determination of long-lived radionuclides via accelerator mass spectrometry. *Radiochimica*
32
33 461 *Acta* 84:215-219.
34
35
36 462 Merchel S., Arnold M., Aumaître G., Benedetti L., Bourlès D. L., Braucher R., Alfimov V.,
37
38 463 Freeman S. P. H. T., Steier P., and Wallner A. 2008. Towards more precise ^{10}Be and ^{36}Cl
39
40 464 data from measurements at the 10-14 level: Influence of sample preparation. *Nuclear*
41
42 465 *Instruments and Methods in Physics Research B* 266:4921-4926.
43
44
45 466 Muñoz C., Guerra N., Martinez-Fris J., Lunar C., and Cerda J. 2007. The Atacama Desert: a
46
47 467 preferential arid region for the recovery of meteorites - Find location features and
48
49 468 strewfield distribution patterns. *Journal of Arid Environments* 71:188-200.
50
51
52 469 Neupert U., Michel R., Leya I., Neumann S., Schultz L., Scherer P., Bonani G., Hajdas I.,
53
54 470 Ivy-Ochs S., Kubik P. W., and Suter M. 1997. Ordinary Chondrites from the Acfer Region:
55
56 471 A Study of Exposure Histories. *Meteoritics and Planetary Science* 32:A98-A99.
57
58
59
60

- 1
2
3 472 Rochette P., Sagnotti L., Bourot-Denise M., Consolmagno G., Folco L., Gattacceca J., Osete
4
5 473 M. L., and Pesonen L. 2003. Magnetic Classification of stony meteorites: 1. Ordinary
6
7 474 chondrites. *Meteoritics and Planetary Sciences* 38:251-258.
8
9
10 475 Rochette P., Gattacceca J., Bourot-Denise M., Consolmagno G., Folco L., Kohout T.,
11
12 476 Pesonen L., and Sagnotti L. 2009. Magnetic Classification of Stony Meteorites: 3.
13
14 477 Achondrites. *Meteoritics and Planetary Sciences* 44:405-427.
15
16
17 478 Schlüter J., Schultz L., Thiedig F., Al-Mahdi B. O., and Abu Aghreb A. E. 2002. The Dar al
18
19 479 Gani meteorite field (Libyan Sahara): Geological setting, pairing of meteorites, and
20
21 480 recovery density. *Meteoritics and Planetary Science* 37:1079-1093.
22
23
24 481 Stöffler D., Keil K., and Scott E. R. D. 1991. Shock metamorphism of ordinary chondrites,
25
26 482 *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55:3845-3867.
27
28
29 483 Stone J. O. 2000. Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical*
30
31 484 *Research* 105:23753–23759.
32
33
34 485 Van Schmus W. R., and Wood J. A. 1967. A chemical-petrologic classification for the
35
36 486 chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 81:747-765.
37
38
39 487 Weisberg M. K., Smith C., Benedix G., Folco L., Righter K., Zipfel J., Yamaguchi A., and
40
41 488 Chennaoui Aoudjehane H. 2009. The meteoritical Bulletin, N° 95. *Meteoritics and*
42
43 489 *Planetary Science* 44:1-33.
44
45
46 490 Weisberg M. K., Smith C., Benedix G., Herd C. D. K., Righter K., Haack H., Yamaguchi A.,
47
48 491 Chennaoui Aoudjehane H., Grossman J. N. 2009. The meteoritical Bulletin, N° 97.
49
50 492 *Meteoritics and Planetary Science* 45:449-493.
51
52
53 493 Weisberg M. K., Smith C., Benedix G., Herd C. D. K., Righter K., Haack H., Yamaguchi A.,
54
55 494 Chennaoui Aoudjehane H., Grossman J. N. 2009. The meteoritical Bulletin, N° 97.
56
57 495 *Meteoritics and Planetary Science* 45:449-493.
58
59
60

- 1
2
3 496 Weisberg M. K. et al. 2011. The meteoritical Bulletin, N° 99. *Meteoritics and Planetary*
4
5 497 *Science* In preparation.
6
7
8 498 Welten K. C., Nishiizumi K., Finkel R. C., Hillegonds D. J., Jull A. J. T., Franke L., and
9
10 499 Schultz L. 2004. Exposure history and terrestrial ages of ordinary chondrites from Dar al
11
12 500 Gani region Libya. *Meteoritics and Planetary Science* 39:481-498.
13
14
15 501 Wlotzka F. 1993. A weathering scale for the ordinary chondrites (abstract). *Meteoritics*
16
17 502 28:460.
18
19
20 503 Wlotzka F. 1995. The Meteoritical Bulletin, No. 78. *Meteoritics* 30:792-796.
21
22 504 Zolensky M. E., Wells. G. L., and Rendell H. M. 1990. The accumulation rate of meteorite
23
24 505 falls at the Earth's surface: the viewn from Roosevelt County, New Mexico. *Meteoritics*
25
26 506 25:11-17.
27
28
29 507 Zolensky M. E., Rendell H. M., Wilson I., Wells G. I. 1992. The age of the meteorite
30
31 508 recovery surface of Roosevelt County, New Mexico, USA. *Meteoritics* 27:460-462.
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60

FIGURE 1



164x224mm (600 x 600 DPI)

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60



1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60

FIGURE 2

View Only

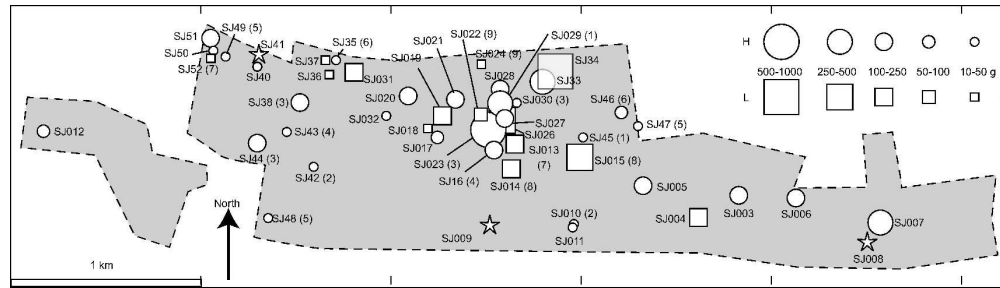


FIGURE 3

290x95mm (600 x 600 DPI)

Peer Review Only

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60

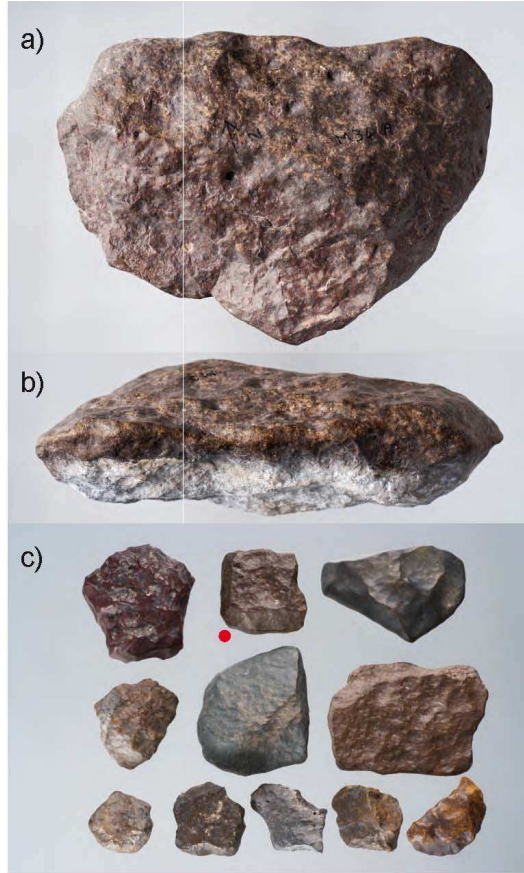


FIGURE 4

210x297mm (150 x 150 DPI)

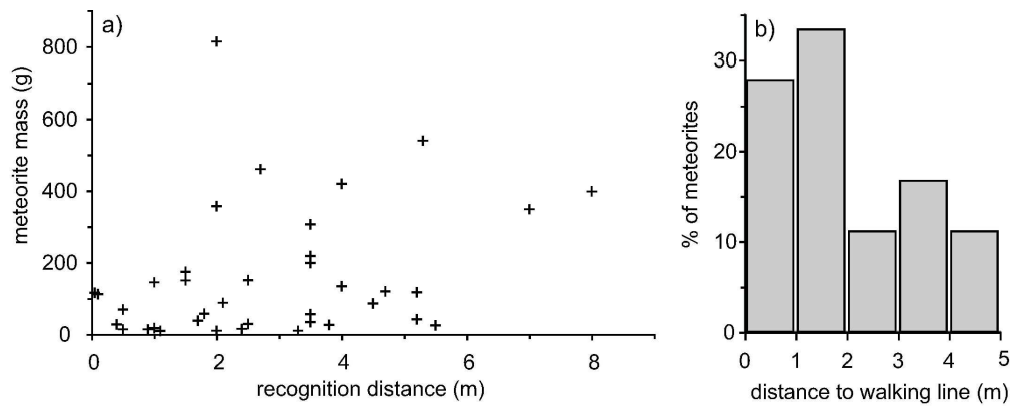


FIGURE 5

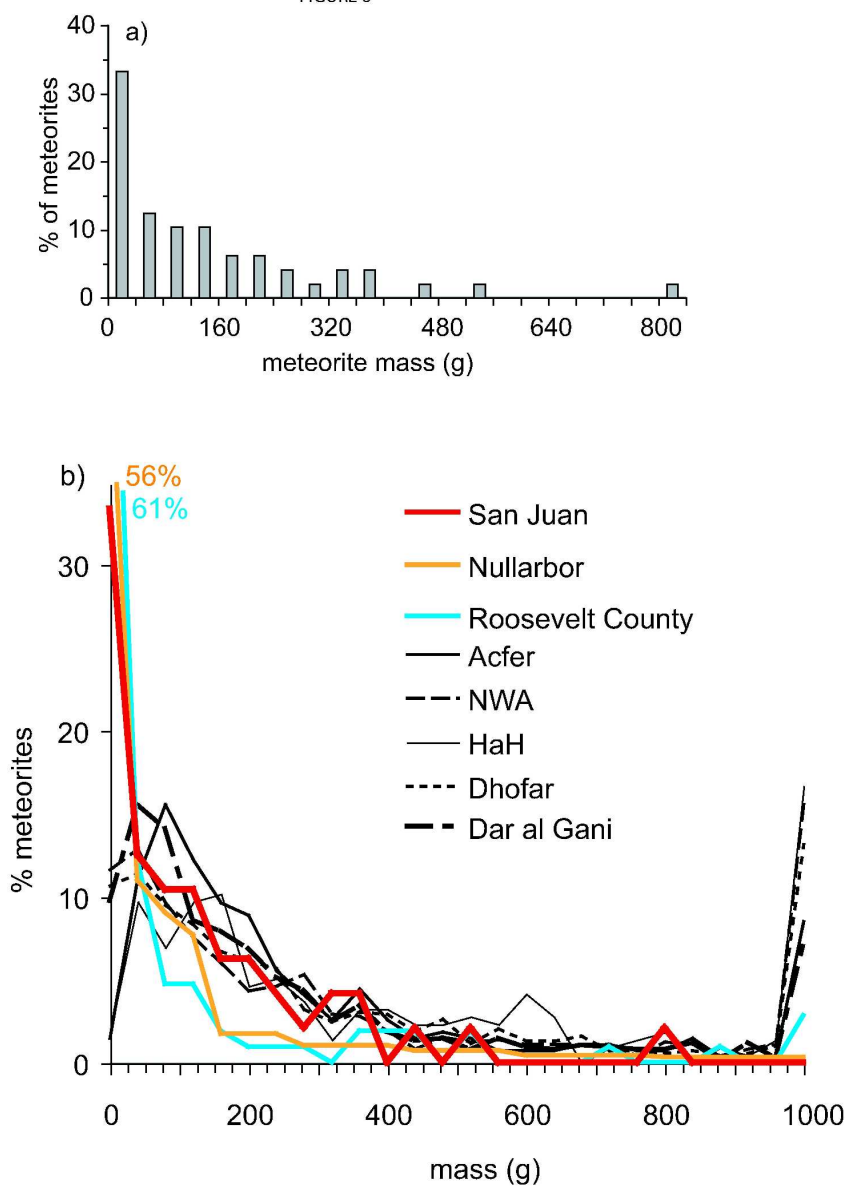
181x90mm (600 x 600 DPI)

Pre-Review Only

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60

FIGURE 6



186x266mm (600 x 600 DPI)

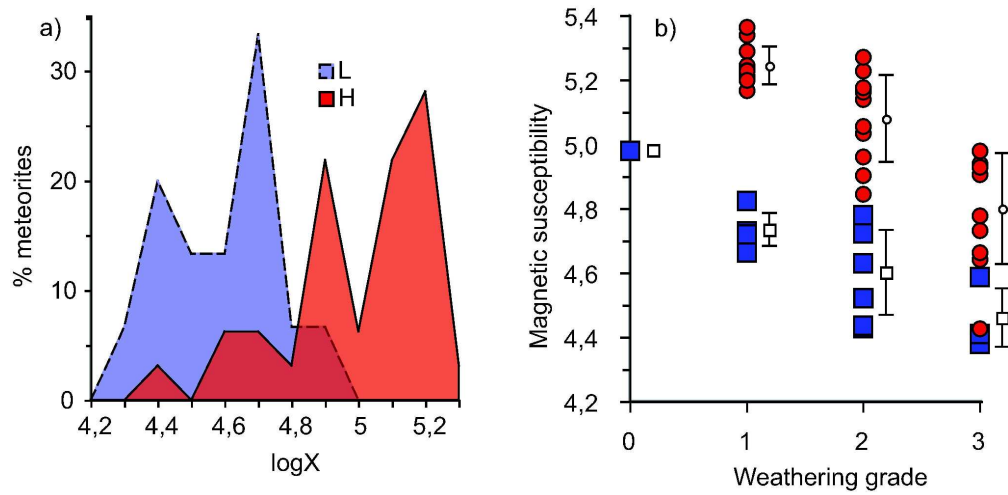


FIGURE 7

172x104mm (600 x 600 DPI)

Review Only

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60

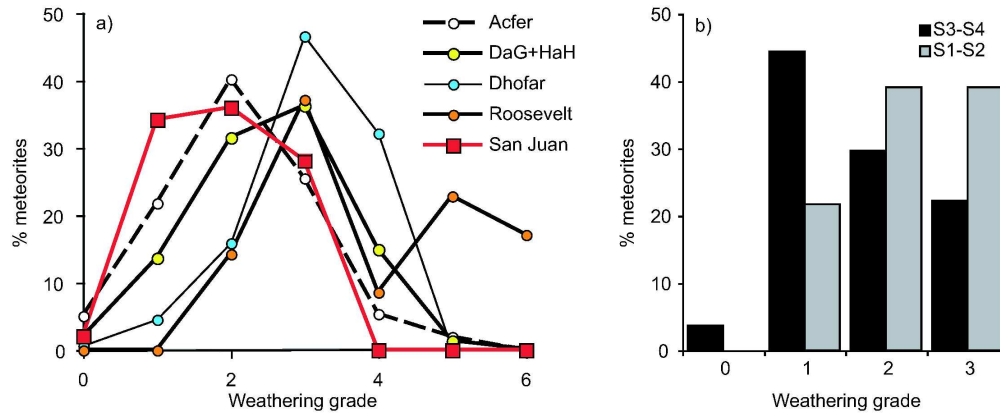


FIGURE 8

187x88mm (600 x 600 DPI)

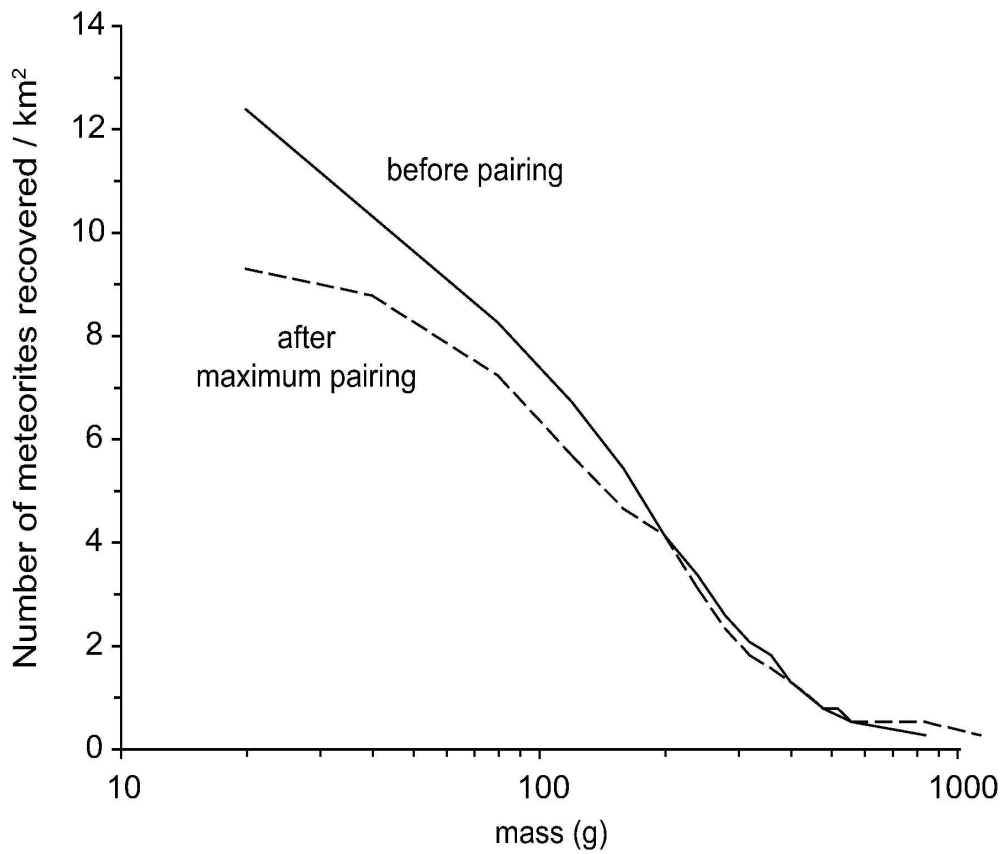


FIGURE 9

153x142mm (600 x 600 DPI)

Only

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49

Table 1: Information of the San Juan pebbles used for exposure dating.

Sample name	Latitude	Longitude	Elevation	Stone scaling	Thickness	Density	Topographic	[Be-10]	Minimum exposure ages	Maximum denudation rate
	(DD)	(DD)	(m)		(cm)	(g cm ⁻²)	Shielding	Matoms g ⁻¹	Ma	m/Ma
SJ-01	25.58	69.78	1720.00	2.73	3.00	2.50	1.00	13.13 ± 0.49	1.52 ± 0.06	0.29 ± 0.01
SJ-02	25.58	69.78	1720.00	2.73	3.00	2.50	1.00	12.93 ± 0.81	1.48 ± 0.09	0.30 ± 0.02
SJ-03	25.58	69.78	1720.00	2.73	3.00	2.50	1.00	12.45 ± 0.6	1.40 ± 0.07	0.32 ± 0.02

Peer Review Only

official name	TKW (g)	number of stones	classification	W	S	Fa (%)	PMD Fa (%)	Magnetic susceptibility logX	Anisotropy degree (P)	Anisotropy shape parameter (T)	grain density	Terrestrial age (ka)	± (ka)	pairing group
San Juan 029	398,5	1	H3 (3.2/3.5)	3	1	18,1	34,08	4,93	1,242	0,229	3,45	13,9	1,5	1
San Juan 045	9,9	1	H3 (3.2/3.5)	3	1	16,9	41,25	4,73	1,291	0,072	3,34			1
San Juan 042	13,9	1	H3 (3.7/3.8)	3	1	16,3	19,06	4,66	1,248	0,254	3,33			2
San Juan 010	21,1	1	H3 (3.8)	3	2	19,4	18,45	4,64	1,17	0,43	3,42	11,2	1,7	2
San Juan 006	240,0	1	H3 (3.9)†	2	2	19,0	2,76	4,90	1,266	0,729	3,35	8,2	1,4	
San Juan 027	199,2	1	H3-5 (3.2)	3	2	9,4 - 18,6	80,37	4,98	1,137	-0,327	3,44	>31,3		
San Juan 040	34,6	1	H3-5 (3.8/3.9)	2	2-2	18,4 - 19,3	12,40	4,96	1,149	0,116	3,35			
San Juan 011	33,7	1	H4	2	2	18,9		5,04	1,28	0,67	3,35	17,6	1,8	
San Juan 021	174,3	1	H4	3	1	18,5		4,94	1,158	0,417	3,38	20,6	2,2	
San Juan 028	150,5	1	H5	1	3	17,9		5,29	1,186	0,542	3,56			
San Juan 023	539,5	1	H5	2	3	19,0		5,23	1,382	0,774	3,47	20,9	2,1	3
San Juan 038	460,2	3	H5	1	3	18,8		5,34	1,281	0,401	3,54			3
San Juan 044	120,0	1	H5	1	3	19,2		5,23	1,49	0,328				3
San Juan 030	25,5	1	H5	1	3	18,7		5,24	1,446	0,29	3,51			3
San Juan 016	116,4	1	H5	2	1	18,3		5,16	1,169	0,267	3,52	29,5	5,4	4
San Juan 043	26,4	1	H5	1	2	18,7		5,25	1,299	0,938	3,43			4
San Juan 047	14,1	1	H5	1	2	18,6		5,17	1,53	0,606	3,52			5
San Juan 048	10,7	1	H5	1	2	18,8		5,17	1,532	0,373	3,46			5
San Juan 049	41,8	1	H5	1	1	18,9		5,21	1,543	0,365	3,46			5
San Juan 046	57,4	1	H5	2	3	18,9		4,85	1,447	0,25	3,40			6
San Juan 035	10,4	1	H5	3	2	19,1		4,78	1,581	0,05	3,37			6
San Juan 051	117,5	1	H5	1	1	19,3		5,20	1,207	-0,246	3,53			
San Juan 020	151,3	1	H5	3	3	18,2		4,98	1,205	0,283	3,46	25,7	4,1	
San Juan 003	210,0	1	H5	2	3	19,6		5,18	1,244	-0,23	3,33	19,4	1,8	
San Juan 012	66,8	1	H5	2	2	20,0		5,06	1,24	0,42	3,44	1,2	1,3	
San Juan 032	28,8	1	H5/6	2	3	18,9		5,27	1,285	0,537	3,50			
San Juan 005	200,0	4	H6	3	3	19,4		4,50	1,148	0,302	3,30	37,8	16,9	
San Juan 007	390,0	1	H6	2	2	20,5		5,14	1,142	-0,193	3,41	13,0	1,5	
San Juan 017	56,4	1	H6	3	2	18,7		4,91	1,164	0,563	3,46	17,5	2,0	
San Juan 033	356,9	5	H6	1	4	19,3		5,23	1,235	-0,641	3,47			
San Juan 050	29,4	2	H6	1	3	19,9		5,23	1,401	0,798	3,54			
San Juan 041	88,1	1	H/L6	2	4	22,5		4,59	1,574	0,945	3,34			
San Juan 013	145,0	1	L3 (3.9)	1	3	24,6	2,98	4,73	1,486	0,736	3,47	25,5	2,6	7
San Juan 052	49,0	1	L3 (3.9)	1	3	23,0	11,69	4,73	1,445	0,71	3,41			7
San Juan 031	218,4	1	L3 (3.8/3.9)	0/1	3	24,1	2,90	4,98	1,89	0,665	3,47			
San Juan 004	240,0	1	L4	2	3	24,7		4,78	1,295	0,586	3,39	>33,6		
San Juan 018	17,2	1	L5	1	3	24,0		4,82	1,49	0,636	3,41	35,2	9,2	
San Juan 037	11,4	1	L5	2	1	24,7		4,72	1,294	0,28	3,40			
San Juan 014	134,2	1	L6	3	3	24,4		4,38	1,179	0,45	3,37	32,2	6,2	8
San Juan 015	349,0	1	L6	2#	3	24,6		4,53	1,105	0,092	3,39	39,8	10,2	8
San Juan 019	181,3	2	L6	2	3	24,4		4,63	1,29	0,67	3,35	7,3	1,3	
San Juan 022	86,3	1	L6	2*	4	23,9		4,43	1,324	0,572	3,36	24,8	2,6	9
San Juan 024	15,2	1	L6	1	3	24,1		4,66	1,342	0,422	3,38			9
San Juan 026	306,8	1	L6	2	1	24,7		4,44	1,359	0,481	3,40			
San Juan 034	814,4	7	L6	1	4	25,0		4,72			3,35			
San Juan 036	27,6	1	L6	3	4	25,1		4,41	1,237	0,799	3,26			
San Juan 008	103,8	1	LL6	3	3	30,6		3,18	1,10	0,76	3,30	-0,1	1,3	
San Juan 009	45,6	1	CO3	2	1			4,69	1,09	0,25	3,25	-3,9	1,3	

Table 3 - Number and relative abundance of meteorites from the San Juan area, from Antarctica and for falls by classification

Classification	San Juan	San Juan	Abundance [†] after maximum pairing (%)	Falls1	Antarctic finds2	Hot desert finds3
	number#	Abundance [†] (%)		Abundance* (%)	Abundance* (%)	Abundance* (%)
H	31 (22)	64.6	61.1	42.1 (33.8)	44.6 (40.7)	51.1 (43.6)
H3	5 (3)	16.1	13.6	6	3.4	5
H4	2 (2)	6.5	9.1	15.6	24.1	19.4
H5	16 (8)	51.6	40.9	48.3	42	33.3
H5/6	1 (1)	3.2	4.5	0	0.3	11.2
H6	5 (5)	16.1	22.7	27.6	26.9	23.8
H3-5	2 (2)	6.5	9.1	1	0.1	0.6
H/L	1 (1)	2.1	2.8	0.4 (0.3)	0.0 (0.0)	0 (0)
L	14 (11)	29.2	30.6	46.4 (37.3)	39.6 (36.2)	40.2 (34.3)
L3	3 (2)	21.4	18.2	2	4.9	3.1
L4	1 (1)	7.1	9.1	5.4	6.4	8.8
L5	2 (2)	14.3	18.2	19.7	34.6	24.5
L6	8 (6)	57.1	54.5	70.4	53.7	57.4
LL	1 (1)	2.1	2.8	9.9 (7.9)	15.8 (14.4)	8.8 (7.5)
CO	1 (1)	2.1	2.8	(0.5)		

after maximum pairing between parentheses

† For petrographic types, the abundance is the abundance within the group

* Abundance within ordinary chondrites (respectively within total meteorites), and within the group for petrographic types

1: from Metbase 7.1

2: extracted from the Meteoritical Bulletin Database, September 2010

3: extracted from Metbase 7.1 (Koblitz, 2005), includes NWA, Dhofar, Dar al Gani, and Acfer meteorites

The abundances of petrographic types for hot desert meteorites is based only on meteorites from Dhofar (see text).

Room temperature ^{57}Fe Mössbauer spectroscopy of ordinary chondrites from the Atacama Desert (Chile): constraining the weathering processes on desert meteorites

M. Valenzuela · Y. Abdu · R. B. Scorzelli · M. Duttine ·
D. Morata · P. Munayco

© Springer Science + Business Media B.V. 2008

Abstract We report the results of a study on the weathering products of 21 meteorites found in the Atacama Desert (Chile) using room temperature ^{57}Fe Mössbauer spectroscopy (MS). The meteorites are weathered ordinary chondrites (OCs) with unknown terrestrial ages and include the three chemical groups (H, L, and LL). We obtained the percentage of all the Fe-bearing phases for the primary minerals: olivine, pyroxene, troilite and Fe–Ni metal, and for the ferric alteration products (composed of the paramagnetic Fe^{3+} component and the magnetically ordered Fe^{3+} components) which gives the percentage of oxidation of the samples. From the Mössbauer absorption areas of these oxides, the terrestrial oxidation of the Atacama OC was found in the range from ~5% to ~60%. The amount of silicates as well as the opaques decreases at a constant rate with increasing oxidation level.

Keywords Weathered ordinary chondrites · Iron oxi-hydroxides · Hot desert environments · Atacama Desert

1 Introduction

Ordinary chondrites (OCs), one of the most abundant type of known meteorites (~80%), are excellent standard geological samples to track the effects of terrestrial weathering because: (1) their initial composition before weathering is very well known from the analysis of modern falls [1–4], (2) all the iron in an equilibrated OCs is considered to be present as Fe^{2+} or Fe^0 (in silicates and sulphides in the first case, and Fe–Ni metal in the second), thus any

M. Valenzuela (✉) · D. Morata
Departamento de Geología, Universidad de Chile, Plaza Ercilla #803, Santiago, Chile
e-mail: edvalenz@cec.uchile.cl

Y. Abdu · R. B. Scorzelli (✉) · M. Duttine · P. Munayco
Centro Brasileiro de Pesquisas Físicas (CBPF/MCT), Xavier Sigaud 150, Rio de Janeiro, Brazil
e-mail: scorza@cbpf.br

Fe^{3+} present in an ordinary chondrite find (as opposed to an observed fall) may be interpreted as the product of terrestrial alteration that can be quantified by ^{57}Fe Mössbauer spectroscopy, (3) their terrestrial ages (i.e., the time they have spent on Earth since falling) can be constrained through ^{14}C [5], ^{81}Kr , ^{36}Cl [6] or ^{26}Al analyses to provide a chronology of events, and (4) because these meteorites fall more or less uniformly over the Earth's surface, they provide a standard sample to study weathering processes in very different environments.

The aim of this study is the identification and quantification of the weathering products of 21 weathered OCs found in two main areas of the Atacama Desert, northern Chile, one of the oldest and driest deserts in the world [7, 8], in order to understand the weathering processes operating in the Atacama Desert (AD), and to constrain the effect of the terrestrial environment on the primary signatures of this extraterrestrial material.

This study is being complemented with other techniques such as optical and scanning electron microscopy (SEM), X ray diffraction (XRD), physical and magnetic properties characterization, ^{14}C dating, and bulk and mineral grain chemistry of major and trace elements.

2 Background

Almost 90% of the normative mineralogy of ordinary chondrites is made up of olivine, pyroxene, troilite and Fe–Ni alloys, all of which contain Fe. The alteration products that have been recognized in desert OCs are mainly iron oxo/hydroxides (e.g., akaganéite, goethite, maghemite and magnetite) formed by the oxidation of the primary phases. As Mössbauer spectroscopy is extremely sensitive to changes in the Fe valence state, it can provide an overview of the effect of weathering on the whole sample and quantify the relative proportion of ferrous, ferric and metallic components, allowing the quantification of the oxidation of the samples.

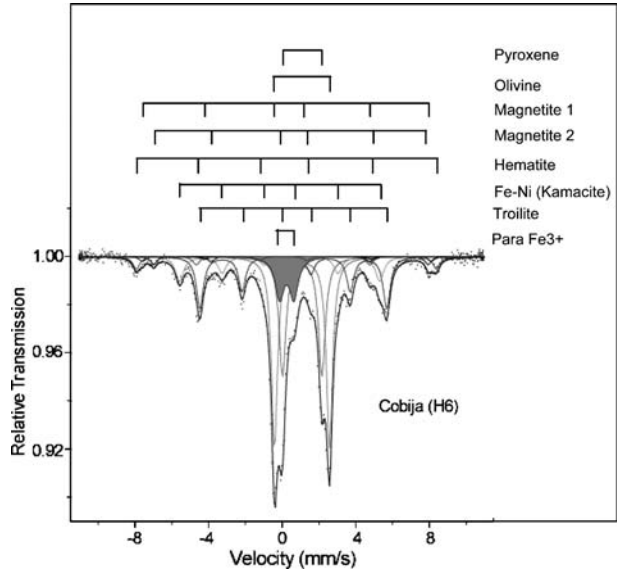
3 Experimental

About 1–2 g of sample taken from the outer part of the meteorites (but excluding any surviving fusion crust) were crushed to obtain powders for ^{57}Fe Mössbauer spectroscopy and XRD.

Mössbauer spectra were recorded at room temperature (RT), in high velocity, in transmission geometry using a $^{57}\text{Co}(\text{Rh})$ source, in a Halder spectrometer with 512 channels. The velocity of the drive shaft tracks the input waveform to the drive control unit. With a sinusoidal wave input, the shaft velocity changes uniformly in time, that is, the acceleration is constant and a velocity reference signal positive. The drive velocity was calibrated with the same source and a metallic iron foil at RT. Average recording time was 48 h per sample. Mössbauer absorbers containing ~250 mg of the bulk meteorite powdered sample were used. Isomer shifts were measured relative to $\alpha\text{-Fe}$. NORMOS code [9] was used for the spectrum analysis.

The phase quantification was done using the relative areas taken from fitted Mössbauer spectrum, since they are proportional to the number of resonant nucleus that represents the Mössbauer effect occurrence probability. It should be mentioned that, for a given temperature, this probability is not equal for all the phases. However, in this paper we

Fig. 1 RT Mössbauer spectrum of the Cobija (H6) meteorite



are considering as a good approximation, that all the phases have the same probability according to reported low temperature results in similar samples.

4 Results and discussion

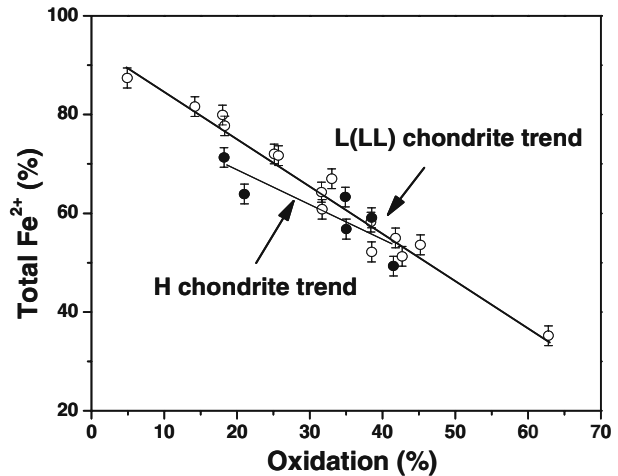
The first petrographic studies with traditional microscopy and SEM showed a wide range of weathering grades for the set of samples given by different patterns of alteration, mainly of the opaque phases, and also in shock veins [10]. From XRD, the alteration products detected were akaganéite, goethite, maghemite, hematite and magnetite [10, 11].

The relative proportions of the major Fe-bearing phases of the samples (as pyroxene, olivine, Fe–Ni and troilite), as well as the alteration products, were recognized and quantified by Mössbauer spectroscopy. As can be seen in Fig. 1, the Mössbauer spectrum shows an overlapping of paramagnetic and magnetic phases. The spectra were fitted with three quadrupole doublets, two of them attributed to Fe^{2+} , one associated to olivine ($IS=1.19$ mm/s; $QS=3.0$ mm/s) and the other to pyroxene ($IS=1.21$ mm/s; $QS=2.14$ mm/s). The third is due to Fe^{3+} ($IS=0.36$ mm/s; $QS=0.77$ mm/s) which can be associated to superparamagnetic oxides and/or iron hydroxides (small particles of goethite, akaganéite, lepidocrocite), that will be identified by low temperature measurements, under way. Finally, the magnetic components have been associated to large-particle goethite ($B_{\text{hf}}=38.2$ T), Fe–Ni ($B_{\text{hf}}=33.5$ T), troilite ($B_{\text{hf}}=32.5$ T), hematite ($B_{\text{hf}}=51.8$ T) and magnetite (two sextets $B_{\text{hf}}=49.1$ T and $B_{\text{hf}}=46.2$ T).

The samples show a wide range in total oxidation (between 4.9% and 62.8%), given by the presence of Fe-oxides appearing as magnetically ordered Fe^{3+} or as paramagnetic Fe^{3+} .

To study the weathering effect on the primary mineralogy of the samples we compare the spectral areas of ferromagnesian silicates (olivine and pyroxenes) and opaque (Fe–Ni and

Fig. 2 Spectral area of total Fe^{2+} (%) against total ferric oxidation derived from Mössbauer spectra recorded from weathered Atacama OCs, showing that ferromagnesian silicates are weathered almost at a constant rate



troilite) with the total amount of oxidation to determine which phases are most susceptible to weathering (Figs. 2 and 3). We can observe a decrease in primary phases with increasing oxidation, almost at a constant rate for the H and L–LL groups, suggesting that all iron-containing minerals within the meteorite are affected by weathering to some degree.

From the Mössbauer data we plot the percentage oxidation of the samples as a frequency histogram. Comparing this oxidation frequency distribution of the Atacama Desert (AD) OCs (Fig. 4c) with the oxidation frequency distribution of other hot desert OCs [12], from the Nullarbor Region (NR) and Roosevelt County (RC; Fig. 4a) and from the Sahara Desert (Fig. 4b) we can observe that AD OCs show a peak around 35%, similar to Sahara Desert samples, in contrast with the peak value between 40–45% of NR and RC samples.

The authors of Ref. [13] related this peak to the level of weathering required before meteorites begin to be eroded and lost from a population. As this property is related to the physical weathering of OCs, in principle it should be the same for all collection areas. Therefore, the difference we observe can be related to the stability and age of the accumulation surfaces. AD OCs display a distribution pattern similar to SD OCs that corresponds to a younger accumulation area compared with NR and RC [12].

5 Conclusions

The decrease in primary phases with increasing oxidation suggests that all iron-containing minerals within the meteorite are affected by weathering to some degree, as previously reported for OCs from other hot deserts [12].

Although we have not yet obtained the terrestrial ages of these meteorites we can suppose from the oxidation frequency distribution pattern that the main accumulation area, in which most of the samples have been found, can not be as old as the time required to reach the peak value of about 40–45%, found for other hot desert meteorites [12, 13].

Fig. 3 Spectral area of opaques (Fe–Ni and troilite) against total ferric oxidation, showing that both groups of Atacama OCs are affected at almost constant rate by weathering

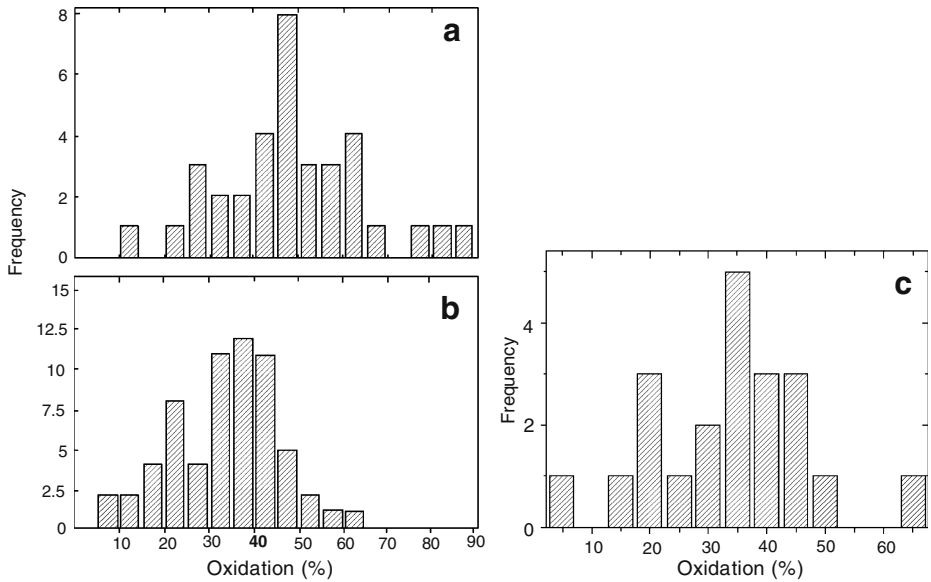
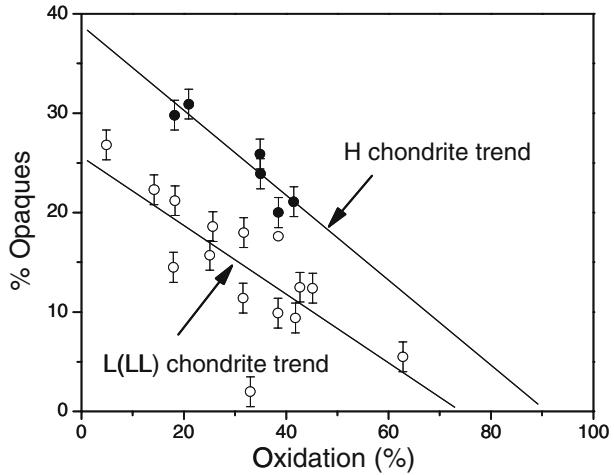


Fig. 4 Percentage oxidation (in 5% bins) against frequency for all the hot desert OCs studied by [12], split between (a) non-Sahara Desert (i.e., Roosevelt County and Nullarbor Region) samples and (b) Sahara Desert samples. **c** Shows the oxidation-frequency distribution for Atacama Desert (AD) samples obtained in the present study

As pointed out by [12], at least two factors are significant in determining the level of oxidation: terrestrial age and initial chemistry. H OCs should show, for a given terrestrial age, higher oxidation levels than L(LL) OCs, because of their high Fe–Ni content, so that the next step of terrestrial age dating will be crucial in understanding the weathering processes in the Atacama Desert.

Acknowledgments Thanks to Rodrigo Martínez, Edmundo Martínez and Enrique Stucken for the meteorite sample donations and to the Natural History Museum of London and Museo Nacional de Historia Natural de Chile for other sample loans. We are also grateful to the Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile and Edivaldo S. Filho from CBPF. Special thanks to CONICYT for a research stage grant at the CBPF, as well as CONICYT-BIRF for a grant supporting the doctoral studies of Millarca Valenzuela (2004–2007).

References

1. Jarosewich, E.: Chemical analyses of meteorites: a compilation of stony and iron meteorite analyses. *Meteoritics* **25**, 323–337 (1990)
2. Clayton, R.N., et al.: Oxygen isotope studies of ordinary chondrites. *Geochim. et Cosmochim. Acta* **55**, 2317–2337 (1991)
3. McSween, H.Y., et al.: The mineralogy of ordinary chondrites and implications for asteroid spectrophotometry. *Icarus* **90**, 107–116 (1991)
4. Kallemeyn, G.W., et al.: Ordinary chondrites: bulk compositions, classifications, lithophile-element fractionations, and composition-petrographic type relationships. *Geochim. et Cosmochim. Acta* **53**, 2747–2767 (1989)
5. Jull, A.J.T., et al.: Carbon-14 activities in recently fallen meteorites and Antarctic meteorites. *Geochim. et Cosmochim. Acta* **53**, 2095–2100 (1989)
6. Nishiizumi, K., et al.: Update on terrestrial ages of Antarctic meteorites. *Earth Planet. Sci. Lett.* **93**, 299–313 (1989)
7. Dunai, T.J., et al.: Oligocene–Miocene age of aridity in the Atacama Desert revealed by exposure dating of erosion-sensitive landforms. *Geology* **33**, 321–324 (2005)
8. Arancibia, G., et al.: K–Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of supergene processes in the Atacama Desert, Northern Chile: tectonic and climatic relations. *J. Geol. Soc.* **163**, (1), 107–118 (2006)
9. Brand, R. A.: NORMOS, Mössbauer fitting program (1992)
10. Valenzuela, M. et al.: Estudio de la meteorización de tres condritos ordinarios del Desierto de Atacama (N. Chile) a través de MEB, DRX y espectroscopía Mössbauer. Paper presented at the *XI Congreso Geológico Chileno*, Antofagasta, Chile, 7–11 August 2006 (2006)
11. Valenzuela, E.M. et al.: Weathering of ordinary chondrites from the Atacama Desert, Chile: first results from Mössbauer spectroscopy. Paper presented at the *69TH Annual Meeting of the Meteoritical Society*, Zürich, 6–11 August 2006 (2006)
12. Bland, P.A., et al.: Climate and rock weathering: a study of terrestrial age dated ordinary chondritic meteorites from hot desert regions. *Geochim. Cosmochim. Acta* **62**, 3169–3184 (1998)
13. Bland, P.A., et al.: ^{57}Fe Mössbauer spectroscopy studies of meteorites: implications for weathering rates, meteorite flux, and early solar system processes. *Hyperfine interact.* **142**, 481–494 (2003)