

## Procesos de choque y su legado en meteoritos

### *Shock processes and their legacy in meteorites*

**CARLES E. MOYANO-CAMBERO Y JOSEP M. TRIGO-RODRÍGUEZ**

*Grupo de Meteoritos, Cuerpos Menores y Ciencias Planetarias. Instituto de Ciencias del Espacio (CSIC-IEEC), Campus UAB, Facultat de Ciències, C5-p2, 08193 Bellaterra (Barcelona), Spain. moyano@ice.csic.es, trigo@ice.csic.es*

**Resumen** Los cuerpos progenitores de los meteoritos que hallamos en la Tierra, ya sean planetas, asteroides o cometas, se encuentran diseminados por el Sistema Solar. A pesar de las grandes distancias que suelen separarlos la abundancia de objetos es tal que las colisiones son bastante comunes. En función de las dimensiones de los dos cuerpos y de sus velocidades relativas, las colisiones pueden implicar bien la implantación del proyectil en el objeto mayor o bien la desintegración de ambos como consecuencia de choques mucho más violentos que generan grandes ondas de choque a través de los cuerpos. A causa de los eventos que producen craterización, algunos materiales pueden ser eyectados fuera de su campo gravitatorio. Las colisiones disruptivas generan cientos de rocas de menor tamaño que son desviadas de sus órbitas bajo la influencia de fuerzas no gravitatorias. Al decrecer sus semiejes mayores, tras millones de años, entran en resonancias planetarias en donde pueden adquirir la excentricidad necesaria para transitar por un tiempo la región próxima a la Tierra. Si se produce un encuentro, en las condiciones adecuadas, esas rocas sobrevivirán a la entrada a través de nuestra atmósfera y conservaran en su interior claves sobre la historia formativa y colisional de su cuerpo progenitor. De este modo, estudiando lo que conocemos como efectos de choque en meteoritos podemos saber más de los energéticos procesos que permiten esta transferencia de material, y de sus consecuencias en cuerpos progenitores de características muy distintas.

**Palabras clave:** Impactos, meteoritos, procesado espacial, cráteres, ondas de choque, impedancia de choque, procesado colisional, minerales transformados por choque, grado de choque.

**Abstract** *The parent bodies of meteorites we find on Earth, whether they are planets, asteroids or comets, are spread around the Solar System. Despite the large distances between them, the abundance of objects is such that collisions are quite common. Depending on the dimensions of the two bodies and on their relative velocities, collisions can lead to the absorption of the projectile in the largest object or the disintegration of both objects as a consequence of much more violent shocks which generate strong shock waves through the bodies. Due to the events which produce craterization, some materials may be ejected outside of its gravitational field. Disruptive collisions generate hundreds of smaller size rocks which are deviated from their orbits under the influence of non-gravitational forces. As their semimajor axes decrease, after millions of years, they enter in planetary resonance where they can acquire the necessary eccentricity to move for some time through the region close to the Earth. When an encounter takes place, under appropriate conditions these rocks will survive the entrance through our atmosphere and preserve clues on their parent bodies' formative and collisional history inside. Thereby, studying what we know as shock effects in meteorites we can know more about the energetic processes that allow this transference of material, and about their consequences in parent bodies with very different features.*

**Keywords:** *Impacts, meteorites, space weathering, craters, shock waves, shock impedance, collisional gardening, shocked minerals, shock degree.*

### IMPACTOS Y FORMACIÓN DE CRÁTERES

El caso más común de proceso de choque que puede enviar material a nuestro planeta se da cuando un cuerpo relativamente grande recibe el im-

pacto de un objeto menor, pero lo bastante masivo para causar un cráter. La energía transferida moldea el cráter y la onda expansiva es capaz de impulsar material de las paredes del mismo con energía suficiente para escapar del campo gravitatorio. El pri-

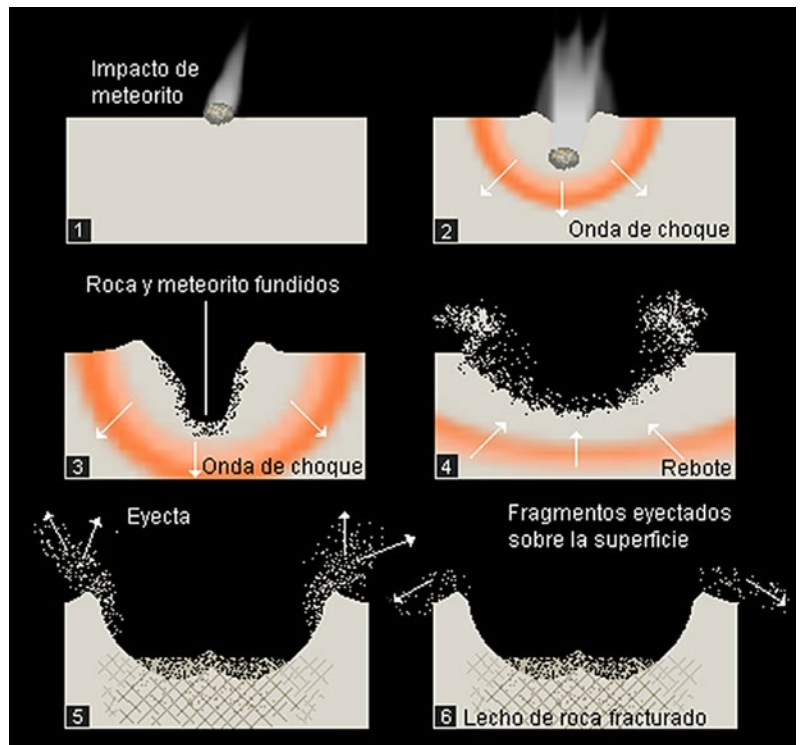
mer estadio de uno de estos procesos de impacto se da cuando el proyectil, el menor de los dos cuerpos, entra en contacto con la superficie del cuerpo objetivo donde, dependiendo de las propiedades de ambos objetos, penetrará hasta una profundidad no superior a una o dos veces su propio diámetro (Kieffer y Simonds, 1980), antes de transferir su energía cinética al objetivo en la forma de ondas de choque, que se crean en la frontera entre el material comprimido y el no comprimido del cuerpo que recibe el impacto (Melosh, 1989). Estas ondas se propagan a través del material de ambos cuerpos, transmitiendo la energía del impacto tanto en el objetivo como en el proyectil. El paso de las ondas a través de éste último, que se vuelven a reflejar al interior en cuanto alcanzan su límite superior, puede resultar finalmente en la completa fusión o incluso sublimación del proyectil, si hablamos de eventos lo suficientemente energéticos (Gault et al, 1968; Melosh, 1989). Del mismo modo, debido a la compresión y la reflexión de las ondas de choque aumentará la energía interna del material del cuerpo objetivo, fundiendo o produciendo la sublimación de un cierto volumen del mismo. De hecho, el proceso de compresión que transporta la onda térmica que atraviesa los minerales a gran velocidad lleva asociado un incremento de temperatura muy elevado que afecta al material durante un tiempo tan corto que el cuerpo prácticamente se comporta como un líquido. Se calcula que para velocidades mayores que 12 km/s el choque de presiones es suficientemente alto para fundir en su totalidad el proyectil y parte del material del objetivo, mientras que para velocidades mayores de 15 km/s suele ocurrir la sublimación. Estas velocidades son comunes en los cuerpos que viajan por el espacio, y de hecho pueden llegar a ser muy superiores. Sin embargo, cuando hablamos de planetas habría que tener en cuenta la deceleración producida por la presencia de atmósfera, como en el caso de Venus, la Tierra o Marte, así como la geometría del encuentro. Choques frontales, por ejemplo, incrementarían las velocidades relativas entre los cuerpos que impactan, es decir, la velocidad a la que se mueve el proyectil con respecto al objetivo. En cualquier caso, el efecto del impacto tiene un radio de acción que será visible alrededor del punto de colisión.

Tras un tiempo no superior a unos pocos segundos empezará el proceso de excavación del cráter en sí (Fig. 1). Las ondas de choque se propagan hacia el interior del cuerpo impactado, causando que el material se desplace alejándose del punto de impacto en una dirección radial. Las ondas que respondiendo al impacto se dirigen a la superficie del cuerpo se ven reflejadas, produciendo ondas de rarefacción que se propagan de vuelta hacia el interior del cuerpo objetivo (Melosh, 1989). La combinación de estas ondas con las ondas de choque principales genera lo que se conoce como "cavidad transitoria" (Dence, 1968; Grieve y Cintala, 1981). Las diferentes trayectorias del material en distintas regiones provocan la división de esta cavidad transitoria en una "zona excavada", cuyo material es eyectado más allá de la cavidad, y una "zona desplazada", que permanece en el interior (Stöffler et al., 1975). El material eyectado, o eyecta, estará formado por materiales que han sufrido diferentes grados de choque. Si el

impacto es lo bastante fuerte, el material puede ser eyectado con la velocidad suficiente para escapar de la gravedad del cuerpo progenitor. Esto requiere impactos muy energéticos para el caso de la Tierra, donde la velocidad de escape es de 11,2 km/s, mientras que el mismo proceso resulta más sencillo en Marte, la Luna o Vesta, con velocidades de escape de 5,03, 2,38 y 0,36 km/s (Tabla I), respectivamente, por no hablar de cuerpos de menores dimensiones. Tras un tiempo que puede llegar a ser de alrededor de un minuto para los cráteres más grandes (Melosh, 1989), llega un punto en el que las ondas de choque y rarefacción no pueden seguir excavando o desplazando las rocas y el material fundido, terminando así el proceso de excavación y dejando una capa de material fundido y restos de rocas como revestimiento de la cavidad transitoria.

Tras la excavación se da un proceso de modificación del cráter, cuyos efectos dependen del tamaño de la cavidad transitoria en relación al cuerpo que ha recibido el impacto y de las propiedades de las rocas que forman el cráter (véase p.e.

Fig. 1: Dibujo representando de modo simple el proceso de craterización. Tras el impacto (1) las ondas de choque penetran en el cuerpo impactado (2). El material se desplaza en dirección radial alejándose del punto de impacto, y tanto parte de este material como el cuerpo que impacta se funden o subliman (3). Momentos después, la onda "rebota" (4) expulsando parte del material en forma de eyecta (5). Parte de este material puede escapar del campo gravitatorio del cuerpo progenitor; lo demás volverá a caer, tanto en el exterior como el interior del cráter (6).



CUERPO	VELOCIDAD DE ESCAPE (KM/S)
Mercurio	4,25
Venus	10,46
La Tierra	11,19
Marte	5,03
La Luna	2,38
Ceres	0,51
Vesta	0,36

Tabla I. Velocidades de escape medias de la superficie de varios cuerpos del Sistema Solar. Se incluyen los cuerpos de donde más comúnmente nos llegan los meteoritos diferenciados (Marte, la Luna y Vesta) y otros de los que se ha especulado que podrían llegar fragmentos (Mercurio y Venus). También hemos incluido el planeta menor Ceres por ser el único que se encuentra en el cinturón de asteroides entre Marte y Júpiter. La Tierra se incluye como referencia.

Melosh y Ivanov, 1999). Uno de los efectos es el alzamiento del suelo del cráter, principalmente en su zona central, al descomprimirse parte del material que ha sido sometido a la mayor presión. De hecho modelos numéricos sugieren que la máxima profundidad de la cavidad transitoria se alcanza antes que el máximo diámetro (Kenkmann et al., 2000), de modo que el alzamiento del fondo del cráter puede empezar antes de que se termine el proceso de excavación de la cavidad. Una vez haya acabado, las paredes del cráter que se han alzado como consecuencia del impacto habitualmente caen por efecto de la gravedad, al no tener un empuje que las sustente (Osinski, 2006). En el siguiente artículo de este monográfico se pueden encontrar más detalles del proceso de craterización en función de la naturaleza de proyectil y objetivo.

Una vez terminado todo el proceso de impacto, los materiales que hayan sobrevivido albergarán rastros del choque en distintas formas. En el momento en que las ondas de choque terminan de cruzar los materiales fundidos, éstos se enfrían y recristalizan, conservando en su estructura claves del proceso, e incluso los materiales que hayan conservado el estado sólido mostrarán signos del aumento de temperatura y presión (fracturas y mosaicismo, entre otros), menor o mayor en función de la distancia al sitio del impacto. Pero no solo los materiales que forman las zonas cercanas al cráter conservaran estos efectos, pues también los fragmentos eyectados contendrán información sobre el impacto. Así, ya sea por las rocas expulsadas durante el proceso o por otras eyectadas durante un segundo impacto que libera material previamente afectado por choque, a nuestro planeta llegan meteoritos que relatan la historia colisional del cuerpo y la presencia de uno o más impactos (Rubin et al., 2005; Trigo-Rodríguez et al., 2014). De este modo, estas rocas viajeras contienen una pléyade de información de gran interés.

## TRANSMISIÓN DE LAS ONDAS DE CHOQUE

La forma como se propagan las ondas producidas tras un impacto a través de las rocas desprendidas que nos llegan como meteoritos es un proceso muy complejo a escala microscópica. En función de sus propiedades cada material reacciona de un modo distinto, tanto en los efectos que sufre debido al choque como en la capacidad de transmitirlo, de modo que los primeros instantes del choque son caóticos. Así, la cuantía de la presión a la que es sometido un determinado material en el instante en que lo alcanza el frente de choque, llamada pico inicial de presión y que va acompañado de un incremento de temperatura, puede variar mucho entre distintos puntos de un mismo cuerpo. De hecho, aunque el equilibrio entre las presiones de distintas fases materiales se alcanza con bastante rapidez, las variaciones de temperatura a escala milimétrica pueden tardar segundos en equilibrarse.

Para comprender el efecto del paso de las ondas a través de un meteorito, resulta imprescindible su observación a través del microscopio óptico y, particularmente, en modo de polarización. También la

realización de experimentos con materiales similares, como los de recuperación de choque, nos permiten conocer cómo se recupera un determinado material de la deformación por colisión.

Por otro lado, conocer el proceso concreto de transmisión y expansión del choque requiere establecer modelos matemáticos. La teoría física sobre la propagación de las ondas de choque y el texto fundamental sobre el que todavía se basan los estudios de este campo es el publicado por Zel'dovich y Raizer (1966). Sin embargo, aquí simplificaremos nuestra exposición acerca de la transmisión de estas ondas a través de materiales mediante un modelo continuo que promedia las fluctuaciones puntuales. Esta aproximación generalmente proporciona resultados satisfactorios a escala centimétrica, que es la que solemos estudiar en meteoritos (DeCarli et al., 2002; Sharp y DeCarli, 2006). Usar este tipo de modelos más simples y menos estrictos facilita su aplicación directa para comprender mejor los efectos de choque en meteoritos. Este modelo simplificado propone una onda de choque bidimensional que se desplaza por un material en una dirección perpendicular al frente de choque.

Estos modelos plantean sistemas de ecuaciones simplificados que permiten delimitar las condiciones iniciales y finales del choque. Asumiendo que en el sistema se conserva la energía, el momento y la masa del conjunto, se establecen relaciones entre la presión, la densidad y la energía interna de un material antes y después del paso de la onda de choque, así como entre la velocidad del frente de ondas y la velocidad que adquieren las partículas que forman el material tras el paso del choque (Fig. 2). Otra relación que se usa a menudo en el estudio de ondas de choque es la ecuación de estado del material, normalmente llamada Hugoniot, que permite conectar las dos velocidades mencionadas. La ventaja de escoger esta configuración se encuentra en el hecho de que la velocidad del frente de ondas puede ser medida directamente, mientras que la velocidad de las partículas puede ser deducida a partir de la velocidad libre de superficie (McQueen, 1964).

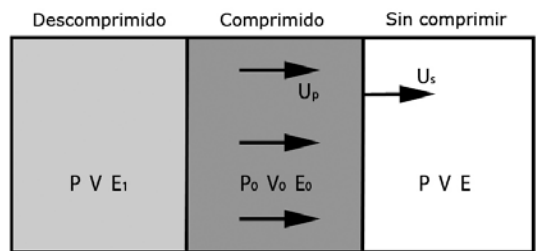


Fig. 2: Esquema del paso de una onda de choque bidimensional a través de un material. La presión, volumen específico (inverso de la densidad) y energía interna del material antes del choque ( $P$ ,  $V$  y  $E$ , respectivamente) cambian al ser comprimido en el momento que la onda de choque pasa a través suyo ( $P_0$ ,  $V_0$  y  $E_0$ ). Un tiempo después se libera la presión y el material regresa a las condiciones iniciales de presión y volumen específico, pero solo se recupera la porción mecánica de la energía ( $E_1$ ) ganada en la compresión. La onda (que se desplaza a través del material a velocidad  $U_p$ ) confiere a las partículas una determinada velocidad ( $U_s$ ). Adaptado de Sharp y DeCarli, 2006.



Conocer la temperatura que se alcanza tras la compresión también es de gran importancia en este tipo de estudios. Para ello hay que tener en cuenta que cuando se comprime un material la energía se redistribuye en una contribución mecánica y otra térmica. La parte mecánica se libera en la descompresión por procesos adiabáticos, es decir, que no implican transmisión de calor ni de materia entre el sistema y el medio que lo rodea. La energía residual, que es la parte térmica y a la que normalmente se llama calor residual, se puede usar para determinar la temperatura posterior al choque conociendo la capacidad calorífica (cantidad de energía en forma de calor necesaria para hacer variar la temperatura de un objeto hasta un valor concreto) de los materiales del meteorito. Con esta temperatura se puede estimar el incremento de temperatura alcanzada tras la compresión que, a veces, induce metamorfismo colisional o de choque del que hablaremos más adelante (Rubin, 2002). Para ver en más detalle los cálculos y las ecuaciones que se utilizan ver Sharp y DeCarli (2006).

### LOS MODELOS Y EXPERIMENTOS DE CHOQUE FRENTE A LOS PROCESOS REALES DE PROCESADO COLISIONAL.

Cuando se estudian los eventos de choque en meteoritos mediante modelos o experimentos hay que tener en cuenta diversos factores que influyen sobre los resultados y pueden alterar nuestra interpretación de los mismos. En los experimentos de recuperación de choque hay una limitación en las condiciones de choque que podemos simular en los laboratorios terrestres. Así, hoy en día no es posible representar con exactitud los eventos naturales, dadas las diferencias inevitables de presión, temperatura e historia evolutiva del choque en general.

Del mismo modo, la porosidad de los materiales que sufren el choque puede tener un efecto notable sobre cómo se transmite éste. Debido a las altas presiones se suele eliminar buena parte de dicha porosidad al comprimir el material, y durante la liberación de la presión se recupera muy poco, llegando su ecuación de estado final a ser la misma que la de una roca sólida de igual mineralogía. Sin embargo, es la porosidad previa al evento la que tiene consecuencias para el calor residual, provocando que las temperaturas posteriores al choque puedan ser mucho más altas en materiales porosos. Por otro lado, la velocidad a la que se libera presión en un material comprimido es mayor que la velocidad con la que se transmite la onda de choque a través de las porosidades, permitiendo que el choque se atenúe rápidamente en un objeto poroso. De este modo se explica que los asteroides más porosos y primitivos, representativos de los primeros de estos cuerpos que se formaron en el Sistema Solar (Blum et al., 2006; Trigo-Rodríguez, 2012a,b) como el no diferenciado 253 Mathilde (Fig. 3), puedan poseer cráteres cuyas dimensiones implicarían impactos catastróficos en asteroides monolíticos formados por materiales más compactos. De hecho, se piensa que 253 Mathilde debe ser el progenitor de un grupo de



Fig. 3: Imagen del asteroide 253 Mathilde tomada por la sonda NEAR Shoemaker. Tanto su espectro de reflexión y albedo como su estructura y profundos cráteres de impacto sugieren que es un objeto poroso y posiblemente progenitor de ciertos materiales primitivos conocidos con el nombre de condritas carbonáceas.

condritas carbonáceas (véase artículo 3 de este monográfico). De estos cuerpos no diferenciados nos llegan los meteoritos que denominamos condritas a través de procesos de impacto y fragmentación.

Existen innumerables evidencias en la literatura de los procesos continuos de choque que han acontecido a lo largo de los eones. En general se produce lo que denominaríamos ajardinamiento colisional (*collisional gardening*) de la superficie del asteroide, en la que quedan implantados parte de los materiales de los numerosos proyectiles que lo van bombardeando. Tal proceso genera brechas regolíticas que contienen clastos de composición anómala y de los que hablamos en el artículo 4 de este monográfico. Un interesante caso que estudiamos fue la condrita ordinaria H Plainview que contiene clastos extremadamente ricos en carbono posiblemente producidos por proyectiles de naturaleza cometaria (Rubin et al., 2005). Los minerales que forman estos clastos fueron calentados por los impactos y evidencian haber estado parcialmente fundidos (Fig. 4). Estos procesos, unidos a la irradiación por rayos cósmicos y a la fatiga térmica asociada a los cambios de temperatura, son comunes en objetos sin atmósfera y se conocen conjuntamente como procesado espacial (*space weathering*, ver fig. 5). La base de tal procesado es que las propiedades primigenias de tales cuerpos van siendo modificadas en función del tiempo, alterándose sus propiedades físico-químicas. Por ello, es muy importante comparar espectros de reflexión de meteoritos con los de sus plausibles asteroides progenitores y así comprender mejor el grado de procesado superficial que han sufrido (Trigo-Rodríguez et al., 2014).

Volviendo a las grandes colisiones, la resistencia que ofrecen los distintos materiales al paso de las ondas de choque, llamada *impedancia de choque*, tiene influencia en el ritmo al que se transmite el efecto del impacto. Además, al transmitirse entre materiales de distinta impedancia se puede producir una onda

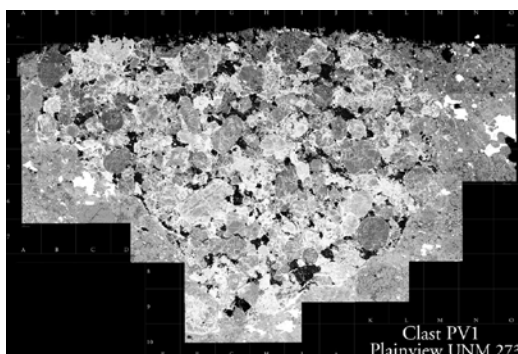
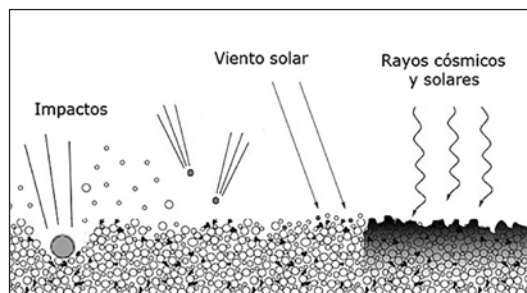


Fig. 4: Mosaico realizado con microscopio electrónico del clasto PV1 de la condrita ordinaria de tipo H Plainview. La matriz rica en carbono ha sufrido grafitización y los cóndrulos un calentamiento suficiente como para fusionar sus bordes (Adaptada de Rubin et al., 2005).

Fig. 5. Tipos de procesado espacial (space weathering) acaecidos sobre la superficie de un cuerpo sin atmósfera. Los impactos directos más grandes crean cráteres y contribuyen a la formación de regolito repartiendo fragmentos del propio cuerpo receptor por su superficie, mientras que los impactos menores depositan ajeno sobre la misma. El viento solar, los rayos cósmicos y la radiación solar modifican progresivamente la mineralogía de los materiales de las capas más externas.



de reflexión. Esto se da cuando, al pasar de un material de alta impedancia a otro con un valor menor, se produce una onda de liberación de presión que se desplaza por el material de alta impedancia en dirección contraria a la de choque, con tal de equilibrar las presiones de choque y velocidades de partículas de ambos materiales, que deben ser los mismos. Si tras esto la onda halla otra capa de material de alta impedancia, las presiones y velocidades de partículas deben ser iguales para ambos materiales de nuevo, de modo que una onda residual se verá reflejada de vuelta a través del material de baja impedancia hacia la primera capa. Este proceso se repite hasta que la capa intermedia, la de baja impedancia, alcanza la presión de choque que había en la primera capa de alta impedancia, lo que permitirá a la onda "escapar" a través de la tercera capa (Sharp y DeCarli, 2006). Aunque parezca complejo, este proceso puede durar menos de un microsegundo si la capa de baja impedancia es del orden de un milímetro. Hay que remarcar que el estado final de esta capa no es el mismo al que hubiera llegado tras cruzarla una única onda de choque, pudiendo haber fuertes variaciones en el valor del calor residual.

En lo que respecta a los modelos de propagación de ondas de choque hay que valorar las aproximaciones que se van a usar. Al usar modelos simplificados se trabaja generalmente a escalas relativamente grandes, representando valores medios de velocidades de choque, velocidades de partículas y presión. A una escala más pequeña, del tamaño de los minerales o inferior, los cambios en la velocidad de la onda de choque debidos a su paso por diferentes materiales pueden hacer que el frente de choque sea muy irregular. Estos frentes se refractan al pasar por materiales de distinta impedancia, como se ha explicado, pudiendo colisionar entre ellos y dando lugar a picos de alta presión durante nanosegundos en escalas micrométricas. A pesar de que este tipo de fenómenos no afecta a la interpretación más general del choque en una determinada muestra, sí que nos impide conocer la evolución del mismo a pequeña escala.

## METAMORFISMO DE CHOQUE Y CLASIFICACIÓN DE CHOQUE EN METEORITOS

Cada meteorito relata una historia de impactos y eyección distinta. Unos pueden provenir de cuerpos pequeños no diferenciados, requiriendo un impacto mediano para separarse del débil campo gravitatorio de su cuerpo progenitor, mientras que otros, como los originarios de Marte, en general requieren energías de impacto mayores para

ser expulsados del planeta. Asimismo, meteoritos derivados de un mismo cuerpo pueden provenir de zonas más cercanas o más distantes al punto de impacto, siendo excavados a distintas profundidades, o incluso en escenarios peculiares que les han permitido evitar parte de la onda de choque y aun así ser eyectados. Es por eso por lo que existe una clasificación de los grados de choque que sufren los meteoritos, y que se establece en función de diversos parámetros, como la deformación y la transformación observable en los minerales que los constituyen.

Además de los procesos de deformación mismos, a energías elevadas se producen procesos de transformación que se usan para medir el grado de choque en meteoritos. Los materiales meteoríticos proporcionan información valiosa sobre los siguientes procesos:

1. La fusión total o parcial por choque que a veces genera materiales fundidos por el impacto (*impact melts*).
2. La transformación de un mineral en un polimorfo de alta presión (material que conserva esencialmente la misma composición pero que ve alterada su estructura cristalina).
3. La formación de cristales diaplécticos (cristal formado por presión a partir de uno o varios minerales sin fundirse).
4. La recristalización de materiales altamente deformados.

Mediante este tipo de transformaciones en estado sólido, así como por cristalización de fundidos silicatados en lo que conocemos como venas y bolsas de fusión, se forman los minerales de alta presión que se hallan en meteoritos (Chen et al., 1996). Éstos representan un registro del proceso de choque y permiten restringir las condiciones del mismo. Sin embargo, resulta difícil medir con exactitud la presión de transformación y es por ello que comúnmente se estudia la cristalización, pues con ella se pueden establecer límites para dicha presión, que una vez procesada puede relacionarse con la presión recibida por la muestra.

Dada su utilidad para interpretar correctamente tanto la presión como la duración de un choque, los procesos de transformación y cristalización fueron usados a finales del siglo pasado para clasificar el grado de choque en condritas ordinarias, estableciendo seis categorías distintas (Tabla II) a partir de los efectos observables a través de un microscopio petrográfico en el olivino y la plagioclasa, minerales comunes en la mayoría de condritas y acondritas (Stöffler et al., 1991). Este sistema de clasificación, bastante simple, resulta muy útil para diferenciar los grados de metamorfismo en meteoritos.

Conocer los mecanismos concretos a través de los cuales los minerales se transforman en sus polimorfos de alta presión proporciona, además, información sobre la cinética de los efectos de choque. Estos mecanismos se dividen en desplazativos, reconstructivos y martensíticos. En los primeros la diferencia entre los polimorfos es pequeña, siendo generalmente desplazamientos menores de las posiciones de los átomos que permiten que el po-

GRADO	PRESIÓN	PRINCIPALES EFECTOS
S1 (sin choque)	Hasta 5 GPa	Fuerte extinción óptica, fracturas irregulares.
S2 (muy débil)	5-10 GPa	Extinción ondulatoria, fracturas irregulares.
S3 (débil)	15-20 GPa	Olivino: fracturas planares. Plagioclasa: Extinción ondulatoria. Venas de choque opacas, formación incipiente de bolsas de fusión a veces interconectadas.
S4 (moderado)	30-35 GPa	Olivino: Mosaicismo débil. Plagioclasa: Isotropía par- cial, deformación planar. Bolsas de fusión, venas de fusión interconectadas.
S5 (fuerte)	45-55 GPa	Olivino: Mosaicismo fuerte, características de deformación planar. Plagioclasa: Transforma- ción en masquelinita. Formación intensa de bol- sas de fusión y venas.
S6 (muy fuerte)	75-90 GPa	Olivino: Transformación en ringwoodita, fusión. Plagioclasa: Fusión por choque.

Tabla II. Grados progresivos de metamorfismo de choque en condritas ordinarias. Los efectos de choque en olivino y plagioclasa son los que se usan más comúnmente para establecer la clasificación. A cada grado de choque le corresponde una cantidad necesaria de presión para producirlo. Los valores de presión se presentan en gigapascales (GPa). Información de Stöffler et al., 1991.

limorfo de alta presión vuelva espontáneamente a su versión original de baja presión cuando se relaje. En los mecanismos reconstructivos se produce ruptura y reconstrucción de enlaces, cambiando así la estructura del cristal (aunque en ocasiones la nueva estructura tienen relación cristalográfica y límites de grano coherentes con la inicial), lo que requiere mayor energía de activación y temperaturas más altas. En los cambios de fase martensíticos, que se dan en metales, se produce reordenamiento de las posiciones de los átomos por cizallamiento, de modo que la fase inicial y la final quedan relacionadas por una serie de fallas de apilamiento (Porter y Easterling, 1978).

El ritmo al que se desarrolla una transformación depende de la presión y por lo tanto puede ser usado para restringir los posibles valores de ésta. De hecho, la transformación depende de una cierta energía de activación, que disminuye rápidamente si se sobrepasa la presión límite de la fase. En otros casos, sin embargo, el ritmo de transformación depende de la entalpía de activación, y por lo tanto de la temperatura, mientras que un aumento de la presión disminuye el ritmo (Mosenfelder et al., 2001). En general las transformaciones requieren altas temperaturas para proporcionar la energía que permita superar las barreras cinéticas para alcanzar las fases de alta presión.

Hay varios minerales cuyas transformaciones en su versión de alta presión han sido bien estudiadas, principalmente para aplicar los conocimientos adquiridos al respecto en el campo de los meteoritos. Una de estas transformaciones es la de olivino en ringwoodita, presente en meteoritos que han sufrido un grado elevado de choque, que es un agregado policristalino con la misma composición que el olivino y formado probablemente por compresión durante el choque (Chen et al., 1996). Por su parte los piroxenos, minerales comunes en meteoritos del mismo modo que el olivino, se sabe que se transforman en majorita, akimotoita y en perovskita mediante diferentes mecanismos (Tomioka y Fujino, 1997). La plagioclasa se transforma por medio de dos mecanismos distintos en hollandita (Tomioka et al., 2000; Gillet et al., 2000), y en ambos casos puede ser usada para determinar presiones de choque, teniendo en cuenta las diferencias entre los dos casos. Otra interesante transformación involucra merilita, que puede ser transformada por el choque en polimorfos de alta presión (Llorca y Trigo-Rodríguez, 2006; Trigo-Rodríguez et al., 2014). También se halla diamante en algunos meteoritos, en una fase anisotrópica y con orientación preferente (Bundy y Kasper, 1967) que sugiere una transformación por mecanismos de baja temperatura, pero una temperatura superior durante la liberación de presión para evitar que se vuelva a transformar en grafito. Sin embargo, uno de los minerales más estudiados en este campo es la masquelinita, cristal diaplético formado por transformación del feldespato plagioclasa debido al metamorfismo de choque (Milton y DeCarli, 1963). La transformación de este mineral tiene lugar durante eventos de compresión y se ve favorecida por las altas temperaturas, si bien éstas no son un requisito indispensable (Tabla III).

En las venas de fusión que se han mencionado con anterioridad, así como a su alrededor, son comunes este tipo de minerales producto de las altas presiones (Smith y Mason, 1970), por lo que estas zonas son de especial interés para interpretar las condiciones y duración de los choques (véase p.e. Chennaoui et al., 2005). El hecho de que sea fácil hallar estas fases en la proximidad de las venas se debe a que aparentemente estas zonas alcanzan altas temperaturas locales, lo que es consistente con los resultados de los experimentos estáticos que muestran que estas transformaciones son lentas a temperaturas moderadas. De hecho se cree que estas altas temperaturas pueden mantenerse durante un tiempo relativamente prolongado, y por lo tanto es probable que las transformaciones en estado sólido ocurran en su interior y a su alrededor con presiones de choque equilibradas, y no durante picos transitorios de alta presión (Sharp y DeCarli, 2006).

Tabla III. Ejemplos de transformaciones de minerales en sus polimorfos de choque y el grado de choque necesario para que se produzca la transformación.

MINERAL	POLIMORFO	GRADO DE CHOQUE NECESARIO
Olivino	Ringwoodita	S6
Piroxeno	Majorita, akimotoita y perovskita	Variable
Plagioclasa	Hollandita	S4
Grafito	Diamante	S2
Plagioclasa	Masquelinita	S5



## VENAS DE FUSIÓN COMO REGISTROS DE LOS PROCESOS DE CHOQUE

Como hemos dicho, las venas y bolsas de fusión tienen una especial relevancia para interpretar los efectos de choque. Así, más allá de los modelos básicos, es la interacción de las ondas con las grietas y poros la que nos proporciona información sobre la heterogeneidad de la presión localizada y la temperatura en una roca real. Sin embargo, no podemos más que especular sobre la porosidad que tenía un meteorito previamente al evento de choque. Si el cuerpo progenitor se contiene grietas de varios centímetros de ancho u otras heterogeneidades de una escala relativamente grande, el período caótico inicial durante el que se equilibran las presiones puede ser de cientos de  $\mu\text{s}$ , lo que puede conllevar la creación de venas de fusión de mayor tamaño durante los eventos de choque, según análisis aproximados (Sharp y DeCarli, 2006).

En los meteoritos que han sufrido choques moderados o fuertes (Fig. 6) son comunes este tipo de venas, opacas y con grosores comprendidos entre 1  $\mu\text{m}$  y varios milímetros (Stöffler et al., 1991). Se forman cuando colisionan distintas ondas de choque, así como por el calentamiento producido por la fricción entre bandas de cizallamiento y por el colapso de fracturas abiertas o poros durante la compresión del choque. En el interior de estas venas, como se ha comentado, se encuentran casi todos los minerales cristalinos de alta presión de los meteoritos, lo que les confiere un gran valor para interpretar los efectos de las transformaciones por choque para cuantificar las presiones máximas a las que los materiales han sido sometidos. De hecho, la cristalización de los minerales de alta presión en las venas, junto a información de los procesos de fusión a altas presiones, es una alternativa al estudio de las deformaciones y transformaciones en estado sólido para restringir las presiones de choque (Chen et al., 1996). Además, presentan la ventaja de dejar un registro de la presión de choque en función del tiempo de hasta varios cientos de milisegundos, dado que el enfriamiento de las venas se produce por conducción de calor al resto del meteorito, relativamente frío, empezando en los bordes de la vena y progresando hasta su interior (Sharp y DeCarli, 2006). Por otro lado, de estas venas y bolsas podemos extraer otras informaciones de gran interés, como atestiguan los

estudios sobre gases de la atmósfera marciana atrapados en ellas (Bogard y Johnson, 1983), y que son un resultado del gas a alta presión que se difunde en este tipo de regiones calientes que después se enfrían por conducción (Fig. 7).

En las venas, tras el choque, los fundidos silicatados tienen que ser sobreenfriados con respecto a la fase líquida, lo que proporciona suficiente energía libre para activar los procesos de cristalización. Combinado con las altas temperaturas que se alcanzan, y que permiten acelerar la difusión y el crecimiento, se logra disminuir los impedimentos para la cristalización. El sobreenfriamiento no requiere grandes presiones para formar las fases de alta presión, por lo que empleando la cristalización de las venas de fusión para estimar los valores de presión se obtienen valores más precisos (Sharp y DeCarli, 2006).

## CONCLUSIONES

Los impactos de distinta magnitud que acontecen sobre los cuerpos de nuestro sistema planetario tienen una influencia notable en sus propiedades, tal y como atestiguan los meteoritos que nos llegan desde objetos muy diversos. Los minerales de alta presión y las venas de choque generadas en meteoritos nos permitirán tasar y datar tales procesos. Estudiando estas muestras y la forma en que los procesos de choque quedan registrados en ellas nos puede ayudar en gran medida a desentrañar parte de esta historia de impactos y colisiones.

La alta presión y temperatura asociadas a impactos tienen un efecto claramente perceptible en la textura y mineralogía de los meteoritos. A través de modelos y experimentos así como del estudio mineralógico de las muestras con técnicas como la espectroscopia Raman es posible llegar a entender estos procesos, e incluso a estimar su magnitud. Coordinando estos estudios con otros campos se pueden incluso evaluar aspectos astrobiológicos tan interesantes como, por ejemplo, los interrogantes sobre la posible supervivencia de microorganismos en rocas eyectadas de superficies planetarias. Esto último también requiere modelar el efecto de los rayos cósmicos a lo largo de los millones de años que pasan desde que la roca queda expuesta al medio interplanetario hasta que alcanza la Tierra como meteorito.

Fig. 6: Imagen de microscopio electrónico en la que se aprecian diferentes efectos producidos por el choque en una sección delgada del meteorito Chelyabinsk, caído en Rusia el 15 de Febrero de 2013 tras provocar un impresionante superbólido. En esta imagen de la condrita de tipo LL5, con un grado de choque de S4, se observan múltiples fracturas producidas por choque (gris oscuro o negro), así como venas de grosor variable de material fundido y recristalizado (entre gris claro y blanco).

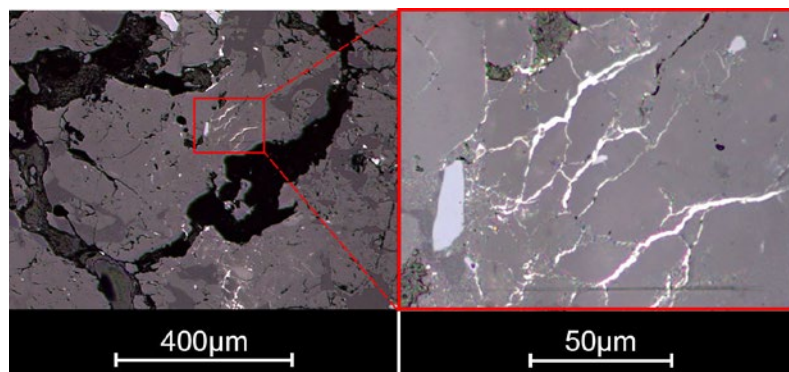
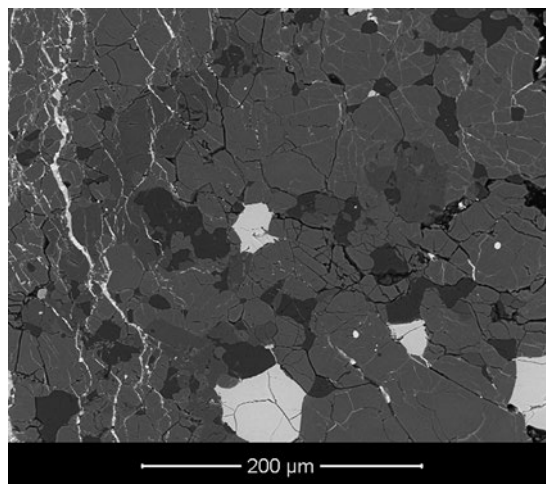


Fig. 7: Imágenes ópticas de campo brillante de venas de fusión en una sección de la condrita marciana Tissint. En la imagen de la izquierda se aprecian venas de fusión oscuras de varias decenas de  $\mu\text{m}$  de amplitud. En la derecha se muestran ampliadas venas blancas de pocos  $\mu\text{m}$ . Adaptado de Moyano-Camero et al.; 2012.

## BIBLIOGRAFÍA

- Blum, J., Schräpler, R., Davidson, B.J.R. y Trigo-Rodríguez, J.M. (2006). The physics of protoplanetary dust agglomerates. I. Mechanical properties and relations to primitive bodies in the solar system. *Astrophysical Journal*, 652, 1768-1781.
- Bogard, D.D. y Johnson, P. (1983). Martian gases in an Antarctic meteorite? *Science*, 221, 651-654.
- Bundy, F.P. y Kasper, J.S. (1967). Hexagonal diamond - a new form of carbon. *J. Chem. Phys.*, 46, 3437-3446.
- Chen, M., Sharp, T.G., El Goresy, A., Wopenka, B. y Xie, X. (1996). The majorite-pyrope + magnesiowüstite assemblage. Constraints on the history of shock veins in chondrites. *Science*, 271, 1570-1573.
- Chennaoui Aoudjehane, H., Jambon, A., Reynard, B. y Blanc, P. (2005). Silica as a shock index in shergottites: A catholuminescence study. *Meteoritics and Planetary Science*, 40, 1-14.
- DeCarli, P.S., Bowden, E., Jones, A.P. y Price, G.D. (2002). Laboratory impact experiments versus natural impact events. In *Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impacts and Beyond* (C. Koeberl y K.G. MacLeod, eds.), GSA Special Paper 356, Geological Society of America, Boulder, 595-605.
- Dence, M.R. (1968). Shock zoning at Canadian Craters: Petrography and structural implications. In *Shock Metamorphism of Natural Materials* (B.M. French y N.M. Short, eds.), Mono Book Corp., Baltimore, 169-184.
- Gault, D.E., Quaide, W.L. y Oberbeck, V.R. (1968). Impact cratering mechanics and structures. In *Shock Metamorphism of Natural Materials* (B.M. French y N.M. Short, eds.), Mono Book Corp., Baltimore, 87-99.
- Gillet, P., Chen, M., Dubrovinsky, L. y El Goresy, A. (2000). Natural NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-hollandite in the shocked Sixiangkou meteorite. *Science*, 287, 1633-1636.
- Grieve, R.A.F. y Cintala, M.J. (1981). A method for estimating the initial impact conditions of terrestrial cratering events, exemplified by its application to Brent crater, Ontario. *Proceedings of the Lunar and Planetary Science Conference*, Vol. 12B, 1607-1621.
- Kenkmann, T., Ivanov, B.A. y Stöffler, D. (2000). Identification of ancient impact structures: Lowangle faults and related geological features of crater basements. In *Impacts and the Early Earth*, Lecture Notes in Earth Sciences 91 (I. Gilmour y C. Koeberl, eds) Springer-Verlag, Berlin, 279-309.
- Kieffer, S.W. y Simonds, C.H. (1980). The role of volatiles and lithology in the impact cratering process. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, Vol. 18, 143-181.
- Llorca, J. y Trigo-Rodríguez, J.M. (2006). Raman spectroscopy of merrillite in Villalbeta de la Peña L6 ordinary chondrite, 37<sup>th</sup> Lunar and Planetary Science Conference, *Lunar and Planetary Institute publication*, abstract #1055.
- Milton, D.J. y DeCarli, P.S. (1963). Maskelynite: Formation by explosive shock. *Science*, 147, 144-145.
- McQueen, R.G. (1964). Laboratory techniques for very high pressures and the behavior of metals under dynamic loading. In *Metallurgy at High Pressures and High Temperatures* (K.S. Gschneider et al., eds.), Gordon and Breach, New York, 44-132.
- Melosh, H.J. (1989). *Impact Cratering: A Geologic Process*, Oxford University Press, New York.
- Melosh, H.J. y Ivanov, B.A. (1999). Impact crater collapse. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, Vol. 27, 385-415.
- Mosenfelder, J.L., Marton, F.C., Ross, C.R. II, Kerschhofer, L. y Rubie, D.C. (2001). Experimental constraints on the depth of olivine metastability in subducting lithosphere. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 127, 165-180.
- Moyano-Camero, C.E., Chennaoui Aoudjehane, H., Trigo-Rodríguez, J.M. y Mestres (2012). Raman characterization of minerals in the recently fallen Tissint shergottite. *75th Meteoritical Society @ Cairns*, abstract #5058.
- Osinski, G.R. (2006). The geological record of meteorite impacts. *Proceedings of the 1st International Conference on Impact Cratering in the Solar System*, European Space Agency Special Publication SP-612 (CD-ROM).
- Porter, D.A. y Easterling, K.E. (1978). Dynamic studies of the tensile deformation and fracture of pearlite using high-resolution 200-KV SEM. *Scandinavian J. Metall.*, 7, 55-56.
- Rubin, A.E. (2002). *Disturbing the Solar System*, Princeton University Press, New Jersey, EUA.
- Rubin, A.E., Trigo-Rodríguez, J.M., Kunihiro, T., Kallemeyn, G.W. y Wasson, J.T. (2005). Carbon-rich clast PV1 from the Plainview H-chondrite regolith breccias: formation from H3 chondrite material by possible cometary impact. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55, 3845-3867.
- Sharp, T.G. y DeCarli, P.S. (2006). Shock effects in meteorites. In *Meteorites and the early Solar System II* (Lauretta and McSween, eds.), The University of Arizona Press, Tucson, 653-677.
- Smith, J.V. y Mason, B. (1970). Pyroxene-garnet transformation in Coorara meteorite, *Science*, 168, 832.
- Stöffler, D., Gault, D.E., Wedekind, J. y Polkowski, G. (1975). Experimental hypervelocity impact into quartz sand: Distribution and shock metamorphism of ejecta, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 80, 4062-4077.
- Stöffler, D., Keil, K. y Scott, E.R.D. (1991). Shock metamorphism of ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55, 3845-3867.
- Tomioka, N. y Fujino, K. (1997). Natural (Mg,Fe)SiO<sub>3</sub>-ilmenite and -perovskite in the Tenham meteorite, *Science*, 277, 1084-1086.
- Tomioka, N., Mori, H. y Fujino, K. (2000). Shock-induced transition of NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> feldspar into a hollandite structure in a L6 chondrite, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 3997-4000.
- Trigo-Rodríguez, J.M. y Blum, J. (2009). Tensile strength as an indicator of the degree of primitiveness of undifferentiated bodies, *Planetary and Space Science*, 57, 243-249.
- Trigo-Rodríguez, J.M. (2012a). "Meteoritos", colección ¿Qué sabemos de?, Editorial Catarata-CSIC, Madrid.
- Trigo-Rodríguez, J.M. (2012b). *Las raíces cósmicas de la vida*, Barcelona, Ediciones UAB, colección de divulgación El espejo y la lámpara.
- Trigo-Rodríguez, J.M., Moyano-Camero, C.E., Llorca, J., Fornasier, S., Barucci, M.A., Belskaya, I., Martins, Z., Rivkin, A.S., Dotto, E., Madiedo, J.M. y Alonso-Azcárate, J. (2014). UV to far-IR reflectance spectra of carbonaceous chondrites - I. Implications for remote characterization of dark primitive asteroids targeted by sample-return missions. *Monthly Not. Royal Astr. Soc.*, 437, 227-240.
- Zel'dovich, Y.B. y Raizer, Y.P. (1966). *Physics of Shock Waves and High-Temperature Hydrodynamic Phenomena*, (W.D. Hayes y R.F. Probstein, eds.), Academic Press, Dover, NY. ■

*Este artículo fue solicitado desde ECT el día 22 de julio de 2013, y aceptado definitivamente para su publicación el 3 de diciembre de 2013*