



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

Estudio de la importancia de la energía de ondas
de choque atmosféricas, debidas a la interacción
de asteroides y cometas con la atmósfera terrestre
primitiva, en la producción de compuestos
orgánicos de interés astrobiológico

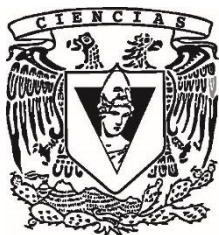
T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

Licenciada en Ciencias de la Tierra

PRESENTA:

Ana Emilia Pérez Rodríguez



TUTORA

Dra. María Guadalupe Cordero Tercero

Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2020



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Índice general

Resumen.....	1
Introducción	2
Capítulo 1. Características de los impactores	4
1.1. Asteroides.....	4
1.1.1. Clasificación taxonómica	4
1.1.2. Clasificación por sus órbitas	6
1.1.3. Composición química basada en meteoritas	7
1.2. Cometas	8
Capítulo 2. Interacción impactor-atmósfera	11
2.1. Ablación.....	11
2.2. Meteoros	12
2.3. Fragmentación.....	12
2.4. Ondas de choque en la atmósfera	13
2.4.1. Ondas de choque	13
2.4.2. Ondas de choque generadas por asteroides y meteoroides	14
2.5. Estudios experimentales y simulaciones de ondas de choque.....	15
2.5.1. Ondas de choque como fuentes de energía en la producción de moléculas orgánicas	15
2.5.2. Síntesis de compuestos orgánicos a partir de ondas de choque en la atmósfera.....	16
2.5.3. Síntesis de compuestos a partir de ondas de choque producidas por cavitación.....	19
2.5.4. Experimentos recientes	21
Capítulo 3. Atmósfera de la Tierra primitiva.....	25

3.1. Atmósfera primitiva	25
3.2. Origen del agua en la Tierra	26
3.3. Posible composición de la atmósfera primitiva.....	28
Capítulo 4. Metodología	32
4.1. Función de distribución de magnitudes de los asteroides	32
4.2. Energía aportada por asteroides de 4.2 a 3.8 Ga	38
Capítulo 5. Resultados y discusión.....	44
5.1. Masa de compuestos generados en la atmósfera terrestre.....	44
5.2. Limitantes instrumentales	49
5.3. Modelos atmosféricos	50
Conclusiones.....	52
Referencias	54

Índice de figuras

Figura 1.1. Regiones aproximadas que caracterizan a las clases C, X y S de asteroides.	5
Figura 1.2. Esquema de las órbitas de los asteroides cercanos a la Tierra	6
Figura 1.3. Partes de un cometa.	9
Figura 2.1. Fenómenos meteoríticos y productos generados por impactores.	13
Figura 2.2. Esquema de la onda de choque generada por un impactor en la atmósfera..	15
Figura 4.1. Función de distribución acumulada de la magnitud absoluta de asteroides del Cinturón Principal y de NEA's.	33
Figura 4.2. Intervalos donde se obtiene el mejor ajuste de las funciones de distribución acumulada de la magnitud absoluta de asteroides.....	36
Figura 4.3. Función de distribución acumulada esperada de la magnitud absoluta de impactores que chocaron con la Tierra entre 4.2 y 3.8 Ga.	38

Índice de tablas

Tabla 2.1 Producción de compuestos obtenidos de Gilvarry y Hochstim (1963).....	16
Tabla 2.2 Condiciones experimentales y resultados de Bar-Nun y colaboradores (1970)	18
Tabla 2.3 Condiciones experimentales y resultados de Sedaghat y colaboradores (2010)	20
Tabla 2.4 Resumen de estudios de producción de moléculas orgánicas por medio de ondas de choque	23
Tabla 3.1 Composición química de las atmósferas de Venus, Tierra y Marte.....	30
Tabla 4.1. Clasificación SMASSI de clases espectrales del Cinturón Principal y de los NEA's.....	39
Tabla 4.2. Diámetros calculados de los impactores a partir de su valor de H y un valor promedio de albedo de 0.26	41
Tabla 4.3 Energía cinética de asteroides.....	42
Tabla 5.1 Masa de compuestos producidos considerando un 50% de la energía cinética inicial del asteroide.	47
Tabla 5.2 Masa de compuestos producidos considerando un 10% de energía inicial del asteroide.....	48

Resumen

Los cuerpos menores del sistema solar (asteroides y núcleos cometarios) impactan con la atmósfera terrestre a velocidades hipersónicas, lo que permite la formación de ondas de choque en el gas. Estas ondas movilizan al material de la atmósfera cediéndole su energía, la cual favorece reacciones químicas que pueden modificar la composición inicial de la atmósfera.

En la etapa posterior a la formación de la Tierra, la frecuencia de impactos con asteroides (vistos éstos como remanentes de la acreción planetaria), era alta, tal como lo atestigua la gran cantidad de cráteres de impacto en la Luna. Por lo tanto, hubo una gran formación de ondas de choque derivadas de la interacción de estos cuerpos con la atmósfera terrestre. Algunos experimentos han mostrado que la energía de ondas de choque en la atmósfera terrestre pudo haber producido reacciones químicas capaces de generar moléculas de interés astrobiológico en la Tierra primitiva.

El objetivo de este trabajo fue estudiar la importancia que estas ondas pudieron tener en la producción de compuestos de interés astrobiológico en un periodo comprendido entre 4.2 Ga y 3.8 Ga; el cual corresponde a la etapa previa a la cual se piensa que posiblemente se originó la vida en nuestro planeta.

Para llevar a cabo el objetivo, se hizo una estimación de la función de distribución de tamaños de los cuerpos que impactaron a la Tierra durante ese periodo y, dadas dos velocidades típicas de impacto, se obtuvo la energía cinética de estos cuerpos. A partir de ella, se estimó la energía cedida a la atmósfera mediante la onda de choque y se calculó la cantidad de compuestos orgánicos que pudieron producirse con ayuda de resultados obtenidos en experimentos de laboratorio.

La cantidad resultante de compuestos, si bien es un límite superior a la cantidad real de compuestos que pudieron producirse, indica que las ondas de choque como mecanismo de producción de compuestos merecen ser consideradas en el estudio del origen de la vida. Sin embargo, hay que tener cuidado porque en este no se consideran otros factores, como la destrucción de las mismas moléculas formadas.

Introducción

La Tierra es el único lugar donde se sabe que existe la vida, sin embargo, el cómo sucedió sigue siendo un misterio. Los fósiles más antiguos, aunque aún en debate, tienen una edad de 3.7 Ga (Dodd et al., 2017), por lo que la vida se tuvo que originar antes de ese momento. Posiblemente ocurrió en las últimas etapas del bombardeo pesado o finalizando éste, por lo que se asume que entre 3.9 y 3.85 Ga se encontraban los requerimientos necesarios para generar a un ser vivo a partir de materia inerte (Ehrenfreund et al., 2002).

A partir del experimento de Miller y Urey (1959), en el cual utilizaron un modelo de atmósfera reductora a la cual le aplicaron energía en forma de descargas eléctricas, resultando en la síntesis de aminoácidos, se han propuesto distintos mecanismos que generen las condiciones necesarias para llevar a cabo estas reacciones químicas.

En este trabajo se estudió la energía de ondas de choque generadas en la atmósfera por impactos con asteroides, las cuales modifican la atmósfera al elevar la temperatura y la presión del gas, induciendo reacciones químicas que logran sintetizar compuestos orgánicos de importancia prebiótica. Esto tuvo el objetivo de evaluar si las ondas de choque atmosféricas fueron importantes en la generación de compuestos orgánicos en la Tierra primitiva.

En el Capítulo 1 se habla de los tipos de cuerpos del Sistema Solar que pueden colisionar contra la Tierra y generar ondas de choque en la atmósfera, en esencia asteroides y cometas, aunque el estudio girará en torno a los asteroides debido a que sobrepasan en número a los núcleos cometarios y por lo tanto son los que más contribuirían a la formación de compuestos.

En el Capítulo 2 se tratan las interacciones entre el impactor y la atmósfera de la Tierra, los cambios que ocurren en ambos, los fenómenos lumínicos que ocasionan, la evidencia física que dejan en caso de que el material no se pierda durante el trayecto por la atmósfera y las ondas de choque generadas por la alta velocidad inicial de los asteroides. Se discuten también algunos estudios previos sobre la síntesis de compuestos por medio de ondas de choque, utilizando simulaciones numéricas o

experimentos de laboratorio, donde se presentan valores de producción de compuestos bajo distintos modelos atmosféricos.

En el Capítulo 3 se discute la composición de la atmósfera durante el eón Hadeano. Las primeras ideas consistían en una atmósfera de carácter reductor en la cual la síntesis de moléculas como los aminoácidos se podía realizar fácilmente. Sin embargo, esta idea ha ido cambiando hacia una atmósfera de composición neutra, similar a las atmósferas de Venus y Marte. También se trata el tema del origen del agua en la Tierra, la cual pudo ser agregada por material rico en volátiles proveniente del Sistema Solar exterior.

En el Capítulo 4 se explican los procedimientos realizados durante este estudio. Con los datos utilizados se obtiene una función de distribución de la magnitud absoluta de los asteroides, la cual se utiliza para proponer una función de distribución de tamaños de los asteroides que chocaron con la Tierra entre 4.2 Ga y 3.8 Ga. A partir de estos datos y de otras consideraciones, se calcula la energía cinética que pudieron tener estos impactores así como la energía de las ondas de choque producidas.

En el Capítulo 5 se muestra la masa resultante de los compuestos orgánicos de interés astrobiológico que pudo producirse por la energía cedida por las ondas de choque a la atmósfera. Se discute la importancia de los eventos de impacto como aporte energético para la formación de compuestos orgánicos. Así mismo, se mencionan los alcances y limitaciones de este trabajo de tesis, ya sea por las herramientas de análisis utilizadas o por la diferencia entre los resultados obtenidos en experimentos de laboratorio y modelos numéricos en los cuales se basan algunos de los cálculos realizados.

Por último, en el Capítulo 6 se exponen las conclusiones de este trabajo. Si bien existen muchas incógnitas y variables que afectan la formación de estos compuestos, la energía aportada por los asteroides en las primeras etapas de la Tierra es un factor que debe tomarse en consideración como fuente de producción de moléculas de interés prebiótico.

Capítulo 1

Características de los impactores

Los objetos que pueden colisionar contra un cuerpo planetario (ya sea con su atmósfera, con su superficie sólida, o con ambas), son los cuerpos pequeños del Sistema Solar, los cuales se componen de minerales (que a su vez forman rocas) y/o volátiles (ya sea en su estructura cristalina o en forma de hielo). Estos cuerpos son la evidencia más directa que se tiene hoy en día acerca de los bloques formadores de planetas terrestres y núcleos sólidos de los gigantes gaseosos (Vernazza y Beck, 2017). Las consecuencias de una colisión dependerán de la naturaleza tanto del blanco (superficie) como de las características químicas y físicas del proyectil (impactor).

Debido al objetivo de este trabajo, se les dará más importancia a los asteroides, sin embargo, también se hará una descripción somera de los cometas.

1.1. Asteroides

Los asteroides son cuerpos menores del Sistema Solar, remanentes de los planetésimos que dieron origen a los planetas que existen en la actualidad. Se encuentran principalmente en el Cinturón Principal, localizado entre las órbitas de Marte y Júpiter, aunque pueden encontrarse en diversas regiones del Sistema Solar. En este trabajo son de especial interés aquellos con órbitas cercanas a la Tierra.

1.1.1. Clasificación taxonómica

Una manera de organizar a estos objetos cósmicos consiste en observar sus respuestas espectrales, las cuales dependen de sus características superficiales tales como tamaño de grano, mineralogía y grado de meteorización, entre otras. La espectroscopía es una técnica que ayuda a determinar estas características, al registrar los espectros de los cuerpos en longitudes de onda que van del ultravioleta (UV) al infrarrojo (IR). Las longitudes de onda más grandes dan información sobre su albedo, el

cual se encuentra estrechamente relacionado con su composición superficial (DeMeo et al., 2015).

De acuerdo con su espectro, se distinguen tres grupos principales de asteroides: S, C y X. El espectro de la clase taxonómica S evidencia una composición de sílice, y se caracteriza por la absorción en el intervalo entre $1\ \mu\text{m}$ y $2\ \mu\text{m}$. Los asteroides de la clase C presentan una superficie de bajo albedo y su espectro tiene una pendiente baja, es casi plano (DeMeo et al., 2015). La Figura 1.1 muestra cómo se pueden clasificar los asteroides de acuerdo con la región que ocupan en un diagrama donde se hace la gráfica de dos componentes principales de análisis (PCA por sus siglas en inglés), las cuales transforman el espectro de los asteroides en un nuevo conjunto de variables no relacionadas entre sí, permitiendo el análisis más riguroso de los mismos (Burbine y Bell, 1991). Se nota como los asteroides de la clase X se encuentran en una región contigua a las de las clases C y S. El límite con los asteroides tipo S está relativamente bien definido, pero no hay un límite natural con la clase C, pues sus regiones se traslapan, para definir la diferencia entre ambas clases se requiere utilizar el valor del albedo (Bus y Binzel, 2002).

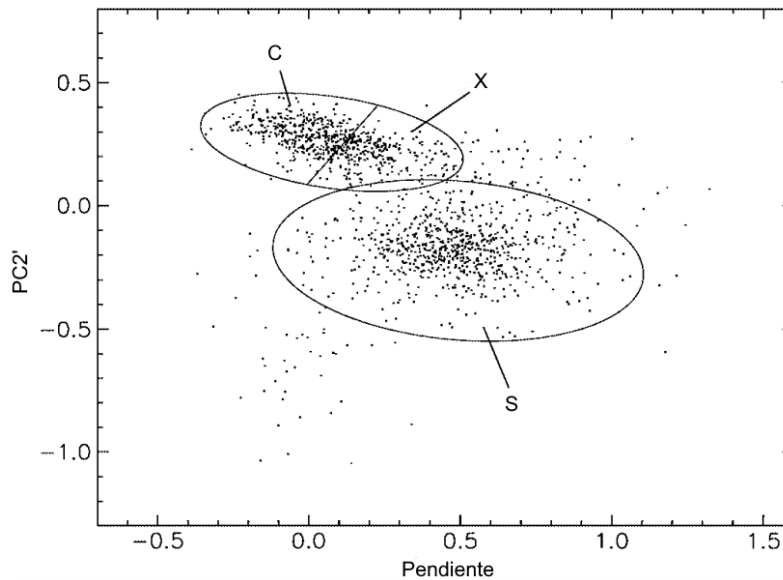


Figura 1.1. Regiones aproximadas que caracterizan a las clases C, X y S de asteroides. Se hace la gráfica de dos componentes principales de análisis (PCA por sus siglas en inglés): 1) la pendiente del mejor ajuste de cada espectro y 2) PC2' el cual es un componente sensible a la presencia de una banda de absorción de $1\ \mu\text{m}$. Modificada de Bus y Binzel (2002).

Existen otras clasificaciones taxonómicas (A, D, K, L, T, O, Q) que no entran dentro de estos tres grupos, ya que sus espectros presentan características muy distintas entre sí, pero estas clases presentan un número de asteroides muy bajo en comparación con los S, C y X (Bus y Binzel, 2002).

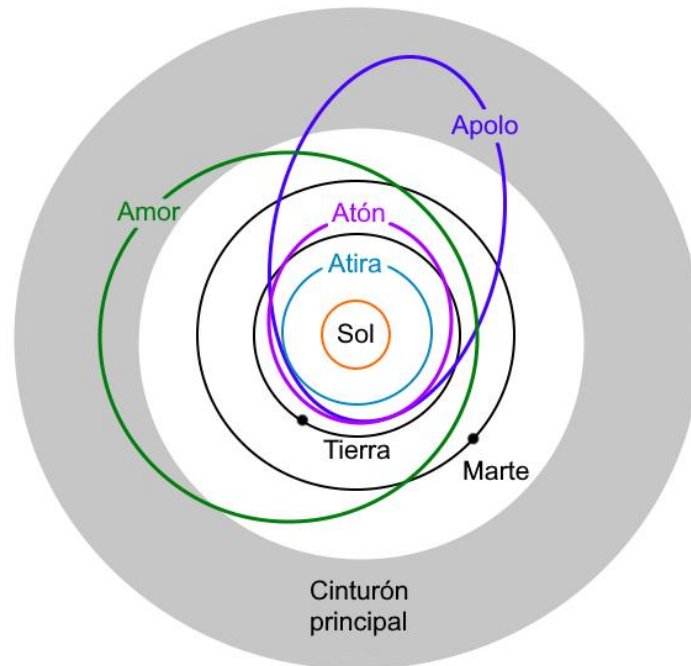


Figura 1.2. Esquema de las órbitas de los asteroides cercanos a la Tierra. La imagen es ilustrativa, no se encuentra a escala. Imagen modificada de Michel (2013)¹.

1.1.2. Clasificación por sus órbitas

Otra manera de clasificar a los asteroides consiste en agruparlos por su posición en el Sistema Solar y el comportamiento de su órbita alrededor del Sol. La mayoría de los asteroides identificados se localizan entre las órbitas de Marte y Júpiter, en una región conocida como Cinturón Principal de asteroides, la cual marca la división entre

¹<https://www-n.oca.eu/MarcoPolo-R/NEAs/MarcoPolo-RNEAs.html>

planetas terrestres y gigantes gaseosos. Los asteroides Troyanos se encuentran en los puntos de Lagrange de Júpiter, "compartiendo órbita con él". Estos son puntos de equilibrio donde la suma de todas las fuerzas involucradas es igual a cero. Reciben este nombre debido a que los asteroides más grandes de estas zonas fueron nombrados en honor a héroes de la Guerra de Troya (Nardo, 2004). Después de pasar la órbita de Neptuno se localizan los objetos transneptuniáneos, asociados al cinturón de Kuiper, el cual es un disco muy difuso que contiene poca cantidad de objetos en comparación con el cinturón principal (Duncan et al., 1995).

Otra categoría corresponde a los asteroides cercanos a la Tierra (NEA's por sus siglas en inglés), los cuales podrían representar un gran peligro para los seres vivos ya que son los que tienen mayor probabilidad de impactar con el planeta, y por ende, los de mayor relevancia para este estudio. Dentro de los NEA's existen subclasificaciones dependiendo de sus órbitas: 1) Los asteroides tipo Amor son aquellos cuyo perihelio (q) es mayor a 1.017 UA y menor a 1.3 UA; 2) Los asteroides tipo Apolo tienen un semieje mayor (a), mayor a 1 UA y un perihelio menor a 1.017 UA; 3) Los asteroides tipo Atón son los que tiene $a < 1 AU$ y un afelio (Q) mayor 0.983 UA y 4) Los asteroides tipo Atira son aquellos cuyas órbitas se encuentran totalmente dentro del área delimitada por la órbita terrestre. Los asteroides Amor se encuentran en órbitas cercanas a la Tierra, pero nunca la cruzan, a diferencia de los Apolo y los Atón que la intersectan en proyección y que en algún momento la pueden intersectar físicamente (Figura 1.2). Alrededor del 90% de los NEA's reconocidos se encuentran dentro de las categorías Amor y Apolo (Binzel et al., 2015).

1.1.3. Composición química basada en meteoritas

Borovička y colaboradores (2015), mencionan que los humanos poseían muestras de asteroides previamente al reconocimiento del primero, sin tener idea del origen del material. Un ejemplo de esto se observa en la comunidad mexicana del valle del Toluca cuyos miembros utilizaron una meteorita metálica de nombre Xiquipilco (actualmente Toluca), para la fabricación de armas y herramientas. Cuando Hernán Cortés les preguntó el origen del metal, pues esperaba la localización de una mina para

poder explotarla, señalaron el cielo (Lara Lima, 2008). También se tiene registro de herramientas elaboradas con meteoritas, por culturas mucho más antiguas que la mexicana, tal es el caso de la daga de Tutankamón que fue fabricada con el material de una meteorita metálica (Comelli et al., 2016). No obstante, se desconoce si en todos los casos llegaron a observar su caída o sólo encontraron las rocas en la superficie terrestre. En 1794, el primer humano en reconocer el origen extraterrestre de algunas rocas fue el científico Ernst Chladni; posteriormente, a inicios de siglo XIX, la comunidad científica aceptó la idea de las rocas provenientes del cielo (Borovička et al., 2015).

Las meteoritas se clasifican con base en su composición mineralógica, pero de forma sencilla se pueden clasificar en metálicas y no metálicas, existiendo algunas con ambas componentes. Las metálicas están compuestas principalmente por hierro y una cantidad menor de níquel, junto con otros elementos en forma de traza. Las no metálicas se componen por silicatos como el olivino y el piroxeno, en muchas ocasiones presentan hierro metálico. Las meteoritas no metálicas más comunes son las condritas, las cuales contienen estructuras esféricas llamadas condros, por lo cuales reciben su nombre. Se componen por una gran cantidad de silicatos y otros minerales, los cuales, según su cantidad presente en la roca, definen una subclase de condritas (Borovička et al., 2015).

Las condritas ordinarias posiblemente tengan su origen en los asteroides tipo S, debido a que presentan gran similitud en la forma de sus espectros y en su mineralogía; se espera que estos asteroides tengan una composición silíceo (Vernazza et al., 2015). Los asteroides tipo C reciben su nombre por la conexión con las condritas carbonáceas, pues sus espectros son similares. Los asteroides X son más difíciles de asociar a un tipo de meteorita por sus variadas características, algunos se asocian a condritas carbonáceas, ricas en hierro o de enstatita (DeMeo et al., 2015).

1.2. Cometas

Los cometas son remanentes de los planetésimos que conformaron a los gigantes gaseosos. Se formaron durante las primeras etapas del sistema solar a

distancias considerablemente alejadas del Sol, por lo que tienen una gran cantidad de compuestos volátiles (en forma de hielo), en su composición. Comúnmente han permanecido en el cinturón de Kuiper o en la nube de Oort, siendo éstos los reservorios de donde provienen los cometas que se observan en el sistema solar interior. La composición de los cometas provee un registro de la nebulosa solar primitiva al tiempo de su formación. (Bockelèe-Morvan, 2011). El núcleo es la parte sólida del cometa, el cual está compuesto por una parte rocosa y otra volátil, cuya proporción puede variar dependiendo del cometa en cuestión (Keller y Kührt, 2020). El 80% del hielo presente corresponde al agua (H_2O), aunque contienen también hielos de otros compuestos como lo son el monóxido de carbono (CO), el dióxido de carbono (CO_2), el metano (CH_4), el metanol (CH_3OH), el ácido sulfhídrico (H_2S) y el amoniaco (NH_3). En la mayoría de los cometas predomina la presencia del CO_2 sobre el CO . La parte rocosa del cometa está formada principalmente por silicatos, entre los que dominan olivinos ricos en Mg y piroxenos. Además de estos componentes, en el núcleo del cometa se han encontrado varios compuestos orgánicos complejos que pudieron haber sido una fuente del material que dio origen a la vida en la Tierra (Bockelèe-Morvan, 2011).

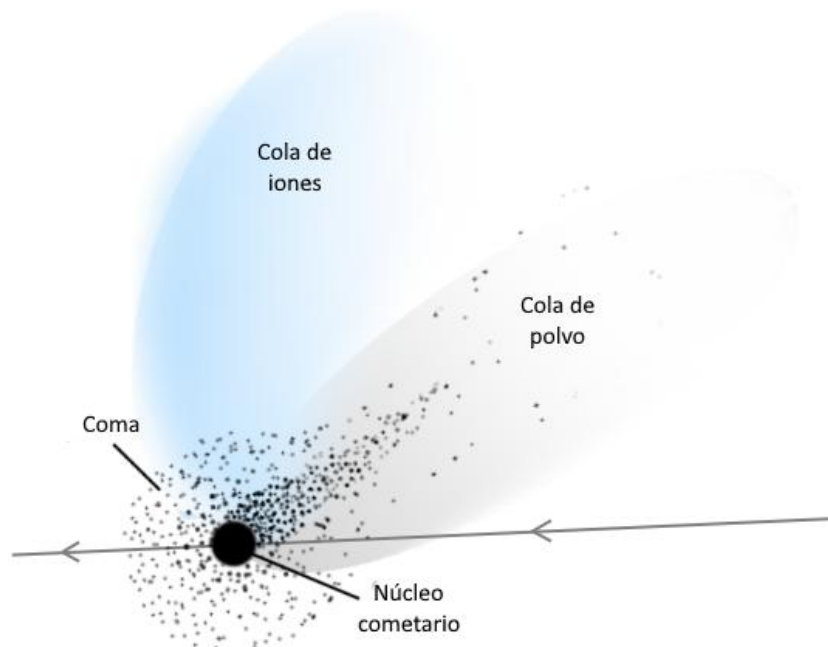


Figura 1.3. Partes de un cometa. El Sol se localizaría en la parte inferior izquierda de la imagen, provocando la forma de la cola de iones. La línea gris indica la trayectoria del cometa. Imagen modificada de Miller (2006).

Cuando un cometa se encuentra más allá de la órbita de Plutón, los volátiles se encuentran totalmente solidificados, es decir, en forma de hielo, pero cuando se encuentran a una distancia menor a 3 UA del Sol, éstos se comienzan a sublimar, formando la coma. La coma del cometa se observa como una nube difusa alrededor del núcleo la cual está compuesta por el hielo sublimado del núcleo y, en menor cantidad, polvo. (Miller, 2006).

La cola de iones se compone de moléculas de la parte volátil del núcleo cometario, las cuales son ionizadas debido a la fotoionización e intercambio de carga ocasionadas por el campo magnético solar, se localizan en dirección opuesta a la posición del Sol (Coates, 1997). En cambio, la cola de polvo se forma por partículas que se mueven alejándose del Sol, pero por ser más densas que las partículas gaseosas, oponen mayor resistencia al empuje ocasionado por el viento solar, y su forma no se encuentra en dirección totalmente contraria, como en el caso de la cola de iones (Brandt, 2014), como puede observarse en la Figura 1.3.

Capítulo 2

Interacción impactor-atmósfera

Cuando material interplanetario entra a la atmósfera de la Tierra ocurren distintos procesos dependiendo de la composición, velocidad relativa, ángulo de impacto y tamaño de los cuerpos. En este capítulo se tratará sobre algunos aspectos de la compleja interacción entre los asteroides y la atmósfera terrestre.

2.1. Ablación

El primer contacto del impactor con la Tierra es con las capas más altas de la atmósfera las cuales son poco densas. En esa zona, el polvo interplanetario se desacelera y puede permanecer en zonas altas de la atmósfera sin sufrir alteración antes de caer lentamente a la superficie terrestre. Objetos de mayor tamaño (meteoroides² y asteroides), logran alcanzar capas atmosféricas más densas, en las cuales comienzan a desarrollar un frente de choque con el aire que están comprimiendo. Desde que el cuerpo entra a la atmósfera, las partículas en ella interaccionan con él y lo empiezan a calentar, el gas en el frente de choque también se calienta. Estos dos efectos calientan al impactor al grado de que lo funden y lo evaporan, restándole material, a este fenómeno de pérdida de masa se le conoce como ablación. Cuando el objeto alcanza velocidad terminal, la ablación cesa y el último material fundido de su superficie se convierte en una capa delgada de vidrio denominada corteza de fusión, la cual puede observarse en las meteoritas recuperadas (Melosh, 1989).

² Un meteoroides es un objeto de naturaleza asteroidal o cometaria cuya longitud se encuentra entre 500 μm y 1 m.

2.2. Meteoros

El meteoro es la luz producida por la interacción del impactor con la atmósfera (Koschny et al., 2019). Esta luz incandescente se genera por la evaporación e ionización del material de la superficie del objeto impactor, y se conoce coloquialmente como estrella fugaz. A los meteoros se les asigna una magnitud (una medida de su brillo) en comparación con las estrellas. Cuando los meteoros tienen un brillo igual o mayor al del planeta Venus, se le cambia el nombre por el de bólido. Los asteroides de unos cuantos metros son los responsables de producir este tipo de fenómeno lumínico. Estos objetos pueden aguantar el paso por la atmósfera y llegar a la superficie dejando una evidencia sólida denominada meteorita. Los asteroides de un par de decenas de metros y mayores son los responsables de generar superbólidos, aunque no son eventos muy comunes. Estos pueden llegar a provocar daños en la población debido a las ondas de choque producidas, como es el caso de Cheliábinsk, Rusia. Estos fenómenos y la evidencia dejada por ellos se muestran en la Figura 2.1 (Trigo-Rodríguez, 2013).

2.3. Fragmentación

Conforme un impactor atraviesa la atmósfera de un cuerpo planetario, encuentra capas de gas de mayor densidad en un periodo de tiempo muy corto, esto provoca un cambio brusco en la presión del aire sobre el objeto. Cuando esta presión excede la resistencia del material provoca su fragmentación, generando una explosión súbita que libera gran cantidad de energía y forma ondas de choque. La fragmentación ha sido modelada de diversas formas, la más reciente ha sido con el modelo de “hot cake”, donde la nueva nube de material formada por los fragmentos del objeto original se expande en forma de “hot cake”, aumentando el área de arrastre atmosférico. A estos fragmentos dispersados también suele llamárseles nube de detritos (Register et al., 2020).

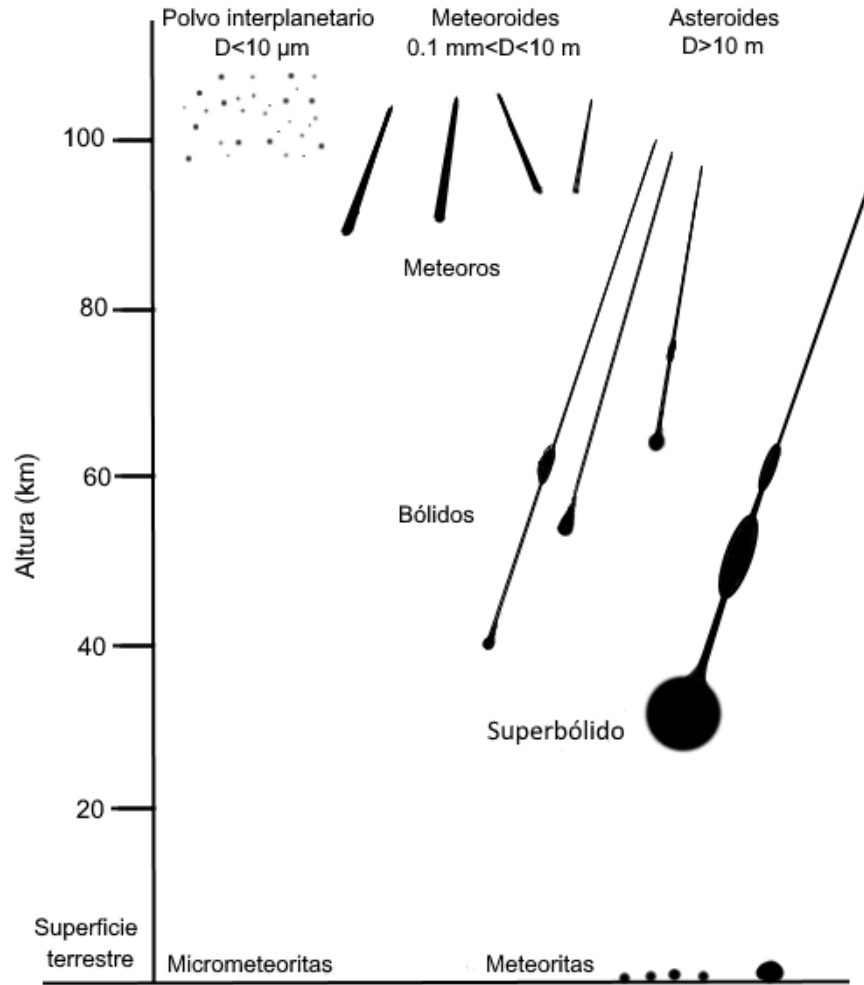


Figura 2.1. Fenómenos meteoríticos y productos generados por impactadores. El esquema muestra los fenómenos observados a distintas alturas de la atmósfera y según el tamaño del objeto que entra a la atmósfera terrestre. Figura modificada de Trigo-Rodríguez (2013).

2.4. Ondas de choque en la atmósfera

2.4.1. Ondas de choque

Antes de hablar acerca de las ondas de choque generadas por la interacción de meteoroides y asteroides con la atmósfera, se debe tener clara la definición de onda de choque. Un objeto en movimiento con velocidad mayor a la velocidad del sonido en el medio genera una perturbación denominada onda de choque. Esta perturbación es una superficie que separa un flujo supersónico de uno subsónico. El paso de la onda de

choque por un medio provoca un cambio brusco en sus parámetros termodinámicos (Silber et al., 2018).

2.4.2. Ondas de choque generadas por asteroides y meteoroides

Los cuerpos planetarios que ingresan a la atmósfera de la Tierra tienen una velocidad mínima de 11.2 km s^{-1} y una máxima de 72.8 km s^{-1} (Melosh, 1989), las cuales superan por mucho a la velocidad del sonido en el aire. Al entrar a estas velocidades, en la parte “frontal” del asteroide o meteoroides comprime el gas atmosférico formando una onda de choque. El aire comprimido se calienta lo que a su vez calienta el asteroide (Figura 2.2). Estas ondas de choque pueden aproximarse con la forma de un cilindro donde una gran cantidad de energía se libera por unidad de distancia recorrida por el impactor. El radio de esta región, R_0 , puede expresarse, según Silber y colaboradores (2018), de la siguiente forma:

$$R_0 = \left(\frac{E_0}{p_0}\right)^{0.5} \quad (2.1)$$

donde E_0 es la energía depositada por unidad de distancia y p_0 es la presión ambiente.

En la Figura 2.2 se muestra un diagrama de la onda de choque generada por el meteoroides o asteroide. La superficie paraboloide que delimita el campo de flujo de aire alrededor del meteoroides o asteroide es una extensión del frente de choque. El frente y la capa de choque se caracterizan por tener un fuerte gradiente de temperatura, presión y velocidad. Esta zona es de un tamaño tan pequeño y el gas presente se mantiene durante un intervalo de tiempo muy corto, por lo que las colisiones entre las moléculas son limitadas y las reacciones químicas son prácticamente nulas, entonces los efectos químicos ocurren en la superficie paraboloide donde posteriormente se trasladará el gas ubicado en el frente de choque (Silber et al., 2018).

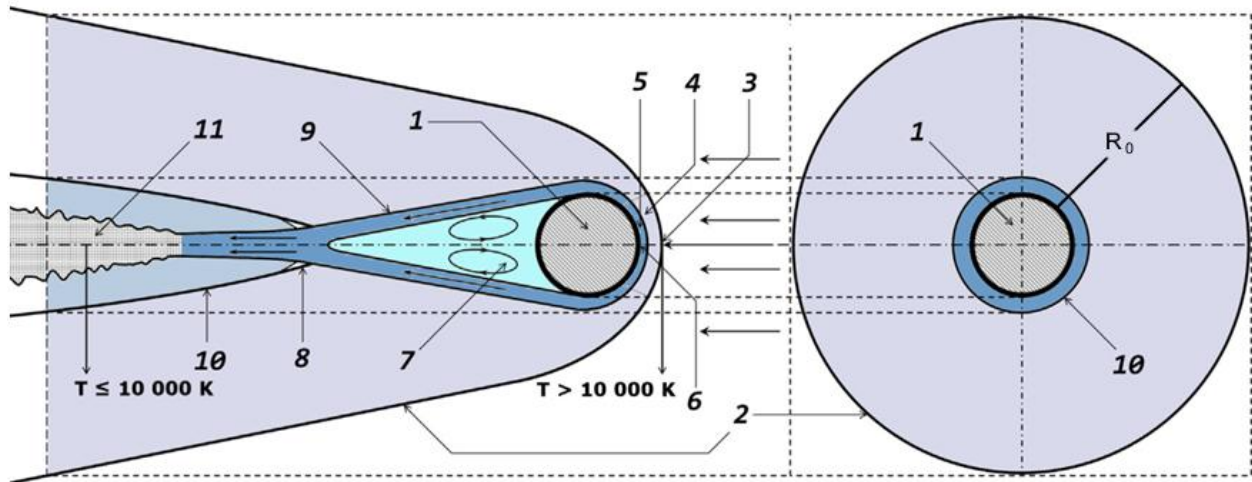


Figura 2.2. Esquema de la onda de choque generada por un impactor en la atmósfera. Se considera un cuerpo esférico que se mueve de izquierda a derecha con velocidad hipersónica. El dibujo de la izquierda representa al proyectil visto de perfil, mientras que la figura de la derecha lo representa visto de frente. El diagrama no se encuentra a escala. (1) Meteoroides o asteroides; (2) envoltura cilíndrica de la onda de choque; (3) frente de choque; (4) región sónica; (5) capa límite; (6) punto de estancamiento; (7) región turbulenta; (8) el cuello y región de recompresión; (9) capa "libre" de cizalla; (10) región de recompresión del frente de choque; (11) región de "plasma" turbulento y expansión adiabática. Figura modificada de Silber y colaboradores (2018).

2.5. Estudios experimentales y simulaciones de ondas de choque

2.5.1. Ondas de choque como fuentes de energía en la producción de moléculas orgánicas

Gilvarry y Hochstim (1963) fueron los primeros en pensar en las ondas de choque generadas en impactos sobre la atmósfera como fuente de energía para producir moléculas orgánicas. Ellos mencionan que la onda de choque generada por la interacción de un meteoroides o asteroides con la atmósfera terrestre produce un aumento de temperatura en la región de la atmósfera que perturba de entre 5,000 y 10,000 K. Para calcular la cantidad de compuestos formados, ellos realizan simulaciones en una atmósfera como la actual, en la cual impacta un asteroide de 1 km de diámetro produciendo una estela en forma de cilindro con diámetro igual al del asteroide. Dentro de esta estela se encuentran 10^{10} kg de aire cuya temperatura

aumenta hasta 2,000 K. La abundancia de compuestos que se formarían por este evento se presenta en la Tabla 2.1.

Gilvarry y Hochstim (1963), hacen notar la importancia de los impactos en las primeras etapas de la Tierra, debido a que su frecuencia era mucho mayor a la observada en el presente. En el tiempo en que escribieron su artículo, había mucha controversia en la comunidad científica por la teoría de la tectónica de placas, una de las hipótesis alternativas de la formación de las cuencas oceánicas, era que se habían formado por impactos de planetésimos durante el precámbrico en presencia de una hidrósfera. Aunque actualmente la tectónica de placas se acepta como el principal mecanismo modelador de la corteza terrestre, las colisiones pudieron haber sido importantes para el origen de la vida.

Tabla 2.1 Producción de compuestos obtenidos de Gilvarry y Hochstim (1963). Se considera una onda de choque provocada por el paso de un asteroide de 1 km.

Compuesto	Masa producida (kg)
NO	10^8
O	10^7
CO ₂	10^6
CO	10^5
NO ₂	10^4
N ₂ O	10^2

2.5.2. Síntesis de compuestos orgánicos a partir de ondas de choque en la atmósfera

Bar-Nun y colaboradores (1970) realizaron experimentos en una mezcla de gases simulando la atmósfera primitiva de la Tierra, a la cual le aplicaron ondas de choque. La composición gaseosa consistió en 3.3% en peso de CH₄, 11% de etano (C₂H₆) y 5.6% de NH₃, los cuales fueron diluidos con argón, al cual le corresponde el peso restante de la mezcla. Al inducir las ondas de choque, la temperatura de los gases se eleva entre 2000 y 4000 K. Se realizaron experimentos en dos reactores (Casos A y B) utilizando la mezcla de gases previamente descrita para ambos reactores. En el

Caso A se aplicaron tres ondas de choque en el modelo atmosférico, la presión del gas fue controlada antes de aplicar cada uno de los choques. En el Caso B se aplicaron cuatro ondas de choque, y al igual que el Caso A, la presión fue controlada en cada uno. En la Tabla 2.2 se muestran las presiones del gas antes de la incidencia de una onda de choque, las velocidades alcanzadas por éstas y las temperaturas del gas después del paso de la onda de choque en cada serie, así como los aminoácidos encontrados para cada grupo.

El valor estimado de la energía aportada a las muestras en los experimentos de Bar-Nun y colaboradores (1970), fue de 4 a 5×10^{11} erg mol⁻¹, mientras que la energía absorbida por los reactivos fue de 2×10^8 ergs, produciendo una cantidad de 3.7×10^{-5} moles de aminoácidos, lo cual equivale a 2.2×10^{19} moléculas, por lo que se tiene una producción de 1.1×10^{11} moléculas por erg de energía absorbida por los reactivos (en el artículo, los autores mencionan que se obtiene 5×10^{10} moléculas por erg de energía aplicada, pero en este trabajo se volvió a realizar el cálculo y se obtuvo el valor anterior). Los autores consideran un flujo representativo de entrada de masa de material extraterrestre en la Tierra primitiva de 2×10^{-14} g cm⁻² s⁻¹ con velocidades de 35 km s⁻¹, con un flujo de energía anual de alrededor de 10^{-1} cal cm⁻² año⁻¹. De acuerdo con sus cálculos, en una atmósfera reductora (que duró 10^9 años), la producción total de moléculas orgánicas fue de ~ 30 kg cm⁻², con lo que se obtiene una masa de 1.53×10^{20} kg.

Se realizaron otros estudios utilizando simulaciones numéricas, como es el caso de Chameides y Walker (1981), quienes llevaron a cabo un modelo químico hidrodinámico con distintos modelos de la atmósfera primitiva involucrando H₂O, CH₄, CO₂ y nitrógeno molecular (N₂). En este caso, ellos consideraron atmósferas de carácter reductor y neutro al modificar el carbono, el cual se podía encontrar en la forma de CO₂ o CH₄. En ambas posibilidades variaron el valor del cociente C/O entre 0 y 1.

Sus simulaciones corresponden a la energía de descarga de relámpagos, es decir, energías del orden de 10^5 J m⁻¹. Mencionan que sus resultados pueden ser aplicables para energías que van desde 10^4 J m⁻¹ a 10^6 J m⁻¹. En atmósferas reductoras, la producción que obtienen para ácido cianhídrico (HCN) es de $10^{16} - 10^{17}$ moléculas J⁻¹, mientras que, en atmósferas neutras, la producción de monóxido de

nitrógeno (NO) también corresponde a un valor de $10^{16} - 10^{17}$ moléculas J^{-1} . Se encuentra una relación inversa en la producción de NO y HCN según el valor del cociente C/O, favoreciendo la formación de NO cuando hay más oxígeno que carbono (atmósfera rica en CO₂), y mayor formación de HCN cuando hay más carbono que oxígeno (atmósfera rica en CH₄ con una pequeña cantidad de agua) (Chameides y Walker, 1981).

Tabla 2.2 Condiciones experimentales y resultados de Bar-Nun y colaboradores (1970). Ambos casos mostrados contienen la mezcla descrita en el texto. Los aminoácidos se encontraron después de aplicar las ondas de choque con las velocidades indicadas.

	Presión inicial (torr)	Velocidad (km s ⁻¹)	Temperatura estimada (K)	Concentración de aminoácidos (μmol/10 mL)
Caso A	69	1.08	1600	Glicina: 73.00
	35	1.30	3000	Alanina: 34.50 Valina: 00.55
	35	1.30	3000	Leucina: 0.105
Caso B	110	0.95	1000	Glicina: 62.50
	30	1.30	3000	Alanina: 17.60
	20	1.42	3500	Valina: 3.25
	15	1.42	3500	Leucina: 0.27

McKay y Borucki (1997) realizaron experimentos utilizando un láser para simular ondas de choque considerando dos modelos para la atmósfera de la Tierra primitiva. El primero contiene CH₄, H₂O, CO₂, N₂ y sulfuro de hidrógeno (H₂S); el segundo está compuesto de H₂ y CO₂. Ellos consideran estas composiciones atmosféricas asumiendo que los cometas contribuyeron significativamente al aporte de volátiles en esa época. En sus experimentos utilizaron un láser de 1.06 μm de Nd-YAG (Nd-itrio-aluminio-granate) para generar ondas de choque de alta temperatura. Los gases producidos fueron determinados utilizando un cromatógrafo de gases acoplado a un espectrómetro de masas. Los autores suponen que se sintetiza agua a partir de CH₄ y CO₂, dejando

un exceso de hidrógeno molecular (H_2). La producción de moléculas en los experimentos realizados con el primer modelo atmosférico fue de $\sim 10^{17}$ moléculas J^{-1} . En la segunda mezcla se transfiere O del CO_2 al H_2 , lo cual genera H_2O y CO en cantidades molares equivalentes, con una producción de 0.5×10^{17} moléculas J^{-1} . Todos los componentes encontrados, así como su respectiva producción de moléculas, se detallan en la Tabla 2.4 (McKay y Borucki, 1997).

Para que los procesos en su primer modelo atmosférico puedan llevarse a cabo se requiere una cantidad mínima de CH_4 en la atmósfera. Ocurre un problema debido a que éste tiene un tiempo de vida corto en la atmósfera pues sufre desintegración fotoquímica, por lo que es necesario que el aporte de este compuesto debido a material cometario haya sido mayor que su pérdida por procesos fotoquímicos. Esto implicaría una cierta tasa mínima de impactos de núcleos cometarios para mantenerlo en la atmósfera de la Tierra, pues los procesos de desgasificación del manto no aportan CH_4 en la cantidad necesaria (McKay y Borucki, 1997).

2.5.3. Síntesis de compuestos a partir de ondas de choque producidas por cavitación

Otro mecanismo propuesto para la síntesis de compuestos orgánicos es la cavitación, el cual es un proceso donde existe formación y colapso de burbujas debido a cambios de presión. El resultado de este colapso genera ondas de choque que elevan la temperatura y la presión local hasta $\sim 5,000$ K y $\sim 1,000$ bar, respectivamente (Sedaghat et al., 2010). Inclusive se ha sugerido que este proceso tiene una mayor eficiencia energética en comparación con los relámpagos y los impactos con asteroides. Se ha demostrado que los lugares donde es más factible que se lleve a cabo la cavitación es en las olas marinas, cascadas, ríos y en fuentes hidrotermales, siendo este último uno de los escenarios propuestos como generadores de moléculas prebióticas (Kalsou et al., 2017).

Sedaghat y colaboradores (2010) realizaron experimentos de laboratorio para sintetizar aminoácidos induciendo cavitación. Utilizaron un sistema de agua y formamida ($H(C=O)NH_2$), debido a que esta segunda molécula es una de las más

simples que se utilizan para estudiar sistemas biológicos, dado que podría formar enlaces tipo amida, los cuales están asociados al enlace péptido. En un dispositivo de ultrasonido colocaron las muestras de formamida y agua. Las distintas condiciones experimentales utilizadas, así como los aminoácidos encontrados se muestran en la Tabla 2.3.

Tabla 2.3 Condiciones experimentales y resultados de Sedaghat y colaboradores (2010). La síntesis de aminoácidos ocurre por irradiación ultrasónica de una disolución de agua-formamida.

Frecuencia (kHz)	Formamida (% molar)	Tiempo (horas)	Temperatura (°C)	Aminoácidos encontrados (mmol)		
				Gly	Ala	Asx
493	10	24	20	-	-	-
		120	20	-	-	-
		120	ΔT^b	0.11	0.18	0.11
	40	24	20	-	-	-
		120	20	0.09	0.28	0.22
		120	ΔT^b	0.04	0.27	0.14
2.5 ^a	24	ΔT^b	-	-	-	
	72	ΔT^b	0.15	0.35	0.13	
1600	10	24	20	-	-	-
		72	20	-	-	-
		120	20	-	-	-
	40	120	ΔT^b	0.03	0.08	0.04
		24	20	-	-	-
		120	ΔT^b	0.03	0.11	0.05
2.5	24	20 ^b	-	-	-	
	120	ΔT^b	0.03	0.25	0.04	

^a Sedaghat y colaboradores (2010) muestran un valor correspondiente a 25, sin embargo, en el texto hablan de un valor correspondiente a 2.5. Debido a que esto parece un error de edición, en este trabajo se hace la corrección.

^b ΔT indica que la temperatura no fue controlada, sino que se permitió que ésta aumentara desde temperatura ambiente hasta aproximadamente 60°C.

Los autores concluyen que la temperatura es un factor clave en la formación de aminoácidos en el experimento que llevaron a cabo, ya que no se encontraron aminoácidos con los experimentos realizados manteniendo el sistema a una temperatura ambiente (20° C), exceptuando el caso de 493 kHz con una concentración de 40% molar de formamida; mientras que en la mayoría de los casos donde se permitió que la temperatura aumentara, se encontraron aminoácidos presentes. Un segundo factor clave parece ser el tiempo de reacción, ya que mientras mayor sea el

tiempo en que el sistema se encuentre sometido a efectos de cavitación, es más probable encontrar concentración de aminoácidos.

Para una frecuencia de 1600 kHz no hay cambios para el caso de la glicina y el ácido aspártico para distinta concentración de formamida, éste último presenta una ligera variación, pero los autores no presentan errores en sus datos, es posible que la variación se encuentre dentro del intervalo de error. En el caso de la producción alanina se observa una disminución y luego un aumento al aumentar la concentración de formamida, es curioso notar este comportamiento inusual, aunque no es clara la razón de este comportamiento.

Un estudio realizado por Kalson y colaboradores (2017) muestra la eficiencia de síntesis orgánica por medio de sonoquímica inducida por cavitación. Ellos utilizaron métodos computacionales para representar el colapso de burbujas en la cavitación y simulaciones de dinámica molecular acoplada a metodología de química inducida por choques. Los sistemas que manejaron utilizaron diferentes fuentes de carbono (CO, CO₂, CH₄) y de nitrógeno (N₂, NH₃), generando diferentes combinaciones, con las cuales se realizó la simulación tanto en ausencia como en presencia de HCN. Los sistemas representan distintas composiciones atmosféricas en las cuales existe una transición de carácter reductor a oxidante.

Sus resultados muestran que el metano es la fuente de carbono que resulta más eficiente para sintetizar una variedad amplia de compuestos orgánicos. Adicionalmente, cuando se tiene un sistema de CH₄ y NH₃ como fuente de nitrógeno, las moléculas obtenidas contienen gran número de carbonos. Además de los casos previamente mencionados, se observa de manera general que la adición de HCN resulta benéfica para crear una amplia gama de moléculas orgánicas, aunque el rendimiento cambia dependiendo de la fuente de nitrógeno utilizada.

2.5.4. Experimentos recientes

Navarro-González y colaboradores (2019) realizaron experimentos acerca de la fijación de nitrógeno en Marte durante sus etapas tempranas. Los autores se dedicaron a simular ondas de choque por medio de un láser para observar el efecto que tendría el

impacto de asteroides en ese planeta. Ahí se menciona que el principal gas presente en la atmósfera entre 4.5 Ga y 4.1 Ga era el CO₂.

Los modelos atmosféricos utilizados en su estudio contienen CO₂, N₂ y H₂ en diferentes proporciones. Se modificó la cantidad de CO₂ y N₂, tanto en ausencia como en presencia de 10% y 20% de H₂. Se utilizaron reactores de 1 L para colocar los modelos atmosféricos a presión de 1 bar. Para simular las ondas de choque producidas por impactos se utilizó un láser de emisión de pulsos de Nd:YAG de 1.06 μm, la energía del láser fue de 250 mJ por pulso de 5-7 ns operando a 10 Hz. Se estimó que la energía disipada fuera del reactor fue entre 20% y 30%. La velocidad inicial de la onda de choque generada de esta forma es mayor a 60 km s⁻¹ a 20 ns, mientras que la temperatura alcanzada fue cercana a 17,000 K. Los reactores se expusieron a los pulsos del láser desde 0 hasta 30 minutos, en intervalos de 5 minutos. Para identificar los componentes resultantes de la mezcla gaseosa se utilizó un cromatógrafo de gases acoplado a un espectrómetro de masas (Navarro-González et al., 2019).

Se logró identificar principalmente NO gracias a su patrón de fragmentación; el óxido nitroso (N₂O) se identificó en muy poca cantidad, representando <0.06% de la señal del NO. En el caso de una atmósfera sin presencia de H₂ se observa que hay un incremento de un orden de magnitud (1.9×10¹⁵ a 1.3×10¹⁶ moléculas J⁻¹) en la producción de NO cuando el valor del cociente CO₂/(CO₂ + N₂) pasa de 0.98 a 0.80, llegado a este punto, el número de moléculas producidas se conserva hasta que el cociente es 0.50, a partir de ese punto, la producción baja hasta 4.9×10¹³ para 1 % de CO₂ en la atmósfera. Cuando los modelos presentaban 10% y 20% de H₂, la producción de NO aumentó 170% y 260%, respectivamente, respecto a los casos mencionados más arriba (Navarro-González et al., 2019).

Tabla 2.4 Resumen de estudios de producción de moléculas orgánicas por medio de ondas de choque.

Autores	Tipo de prueba	Composición atmosférica	Condiciones experimentales	Resultados	
				Compuesto	Producción (moléculas J ⁻¹)
Bar-Nun y colaboradores (1970)	Experimento	Reductora 3.3% CH ₄ 11% C ₂ H ₆ 5.6% NH ₃ 80.1 % Ar	$E = 4 \times 10^{11} \text{ erg mol}^{-1}$ $= 40,000 \text{ J mol}^{-1}$ $T = 2,000 - 4,000 \text{ K}$	Aminoácidos	1.1×10^{18}
Chameides y Walker (1981)	Modelo	Reductora N H C O C/O≈1	$E = 10^5 \text{ J mol}^{-1}$ $T = 2,000 - 5,000 \text{ K}$	HCN	10^{16}
	Modelo	Neutra N H C O C/O≈0	$E = 10^5 \text{ J mol}^{-1}$ $T = 2,000 - 5,000 \text{ K}$	NO	10^{16}

Tabla 2.4 Resumen de estudios de producción de moléculas orgánicas por medio de ondas de choque (continuación).

Autores	Tipo de prueba	Composición atmosférica	Condiciones experimentales	Resultados					
				Compuesto	Producción (moléculas J ⁻¹)				
McKay y Borucki (1997)	Experimento	Reductora H ₂ O 42% CO ₂ 29% CH ₄ 22% N ₂ 4.3% H ₂ S 3.7%	$T = 2,500 K$ $E = 2 J$	C ₂ H ₂ , HCN, C ₆ H ₄	5.0×10^{17}				
				CH ₃ NH ₂ , C ₂ H	10^{17}				
				C ₂ , C ₂ N ₂ H ₄ , CO ₂ H ₂ , C ₂ O ₂ H ₄ , C ₆ H ₆ , S ₂	5.0×10^{16}				
				HCHO	2.0×10^{16}				
				CH ₃ SH	1.0×10^{16}				
				C ₂ H ₆	2.0×10^{14}				
				C ₂ H ₄	5.0×10^{14}				
				Experimento	Reductora H ₂ 2/3 CO ₂ 1/3	$T = 2,500 K$	H ₂ O y CO	5.0×10^{16}	
				Navarro y colaboradores (2019)	Experimento	Neutra CO ₂ H ₂ N ₂ $0 < \alpha^1 < 1$	$T = 17,000 K$ $V = 60 km s^{-1}$ $P = 1 bar$ $E = 6.42 \times 10^{10} J$	NO	$\alpha = 0.01$ 4.9×10^{13}
									$\alpha = 0.80$ 1.3×10^{16}
$\alpha = 0.98$ 1.9×10^{15}									

¹ $\alpha = CO_2 / (CO_2 + N_2)$

Capítulo 3

Atmósfera de la Tierra primitiva

La atmósfera terrestre no ha sido la misma desde que ésta se formó hace aproximadamente 4.5 Ga. De hecho, la Tierra tuvo una atmósfera primaria que se perdió (Taylor, 2010). La atmósfera actual de nuestro planeta es producto de procesos químicos, físicos y biológicos. En particular, el gran evento de oxidación ocurrido hace unos 2.5-2.3 Ga, causado por las cianobacterias, diferenció apreciablemente a nuestra atmósfera de las atmósferas de los planetas vecinos (Schirrmeister et al., 2015). Debido a esto, sólo se pueden hacer conjeturas razonables de cómo era la atmósfera terrestre primitiva.

3.1. Atmósfera primitiva

Kasting (1993) menciona que la formación del planeta Tierra por colisiones de planetésimos duró entre 10 y 100 millones de años; durante este proceso, el núcleo terrestre se formaba de manera simultánea con la acreción. Los impactos pudieron aportar los volátiles que formarían una atmósfera transiente durante la acreción. Una evidencia de dicha atmósfera es la isotopía de los gases nobles en la atmósfera actual, los cuales pudieron haberse fraccionado por el escape hidrodinámico del hidrógeno. Esto ocurre porque el hidrógeno arrastra consigo los isótopos ligeros, dejando una atmósfera enriquecida en isótopos pesados. Una prueba de esto es el alto nivel de $^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ en la atmósfera terrestre, que excede al del Sol. El escape hidrodinámico es un buen mecanismo para explicar estas abundancias isotópicas, ya que la radiación UV del Sol tenía mayor intensidad durante el periodo de acreción, por lo que proveyó de grandes cantidades de energía al gas y propició el escape de isótopos ligeros. Después de haber finalizado la etapa de acreción, este mecanismo no resultó tan eficiente para la reducción de elementos ligeros, pues la radiación UV del Sol disminuyó.

La abundancia del carbono capturado en la corteza terrestre indica la presencia de una atmósfera primitiva que pudo contener aproximadamente 10 bar

de $\text{CO}_2 + \text{CO}$, junto con un 1 bar de N_2 , durante los primeros millones de años de la Tierra (Kasting, 1993). Estas presiones exceden a las presiones actuales de la Tierra (1 bar) y de Marte (0.007 bar), pero no se acercan a la presión de Venus (92 bar) (Taylor, 2010). Aunque las presiones de estos planetas difieren considerablemente, las composiciones de Venus y Marte son semejantes (Tabla 3.1), por lo que pueden ofrecer una idea de la composición atmosférica de la Tierra primitiva.

3.2. Origen del agua en la Tierra

Taylor (2010), propone la idea de la pérdida de las atmósferas planetarias primigenias por la radiación del Sol cuando éste se encontraba en la fase T-Tauri, por lo que las atmósferas que existen actualmente son secundarias. El origen de esta atmósfera secundaria se atribuye a la desgasificación por actividad volcánica y a ventilas conectadas con el interior del planeta.

Albarède (2009) cuestiona la idea del surgimiento de un océano primitivo formado por desgasificación de volátiles atrapados en el manto terrestre, pues es posible que los planetésimos que formaron a la Tierra no estuvieran enriquecidos en compuestos volátiles. Él sugiere que los embriones planetarios formados en el Sistema Solar interior se encontraban altamente empobrecidos en volátiles por las altas temperaturas del Sol. Posteriormente, las perturbaciones en las órbitas de los asteroides, debidas a su interacción gravitacional con los planetas gigantes, provocó el choque de estos con la Tierra. Cuando esto ocurrió, se añadieron a nuestro planeta materiales ricos en volátiles que proporcionaron la cantidad de agua que se observa hoy en día.

En un principio se tenía la idea de que la Tierra se encontraba empobrecida en volátiles respecto al Sol debido a procesos de volatilización durante su acreción o por pérdida debida a impactos. Albarède (2009), propone un mecanismo de acreción incompleta, donde los volátiles de una nube molecular caliente no pudieron condensarse en la proto-Tierra y posteriormente hubo incorporación de volátiles proveniente de material formado en regiones más lejanas al Sol. En este

mecanismo de acreción, el gas de la nebulosa que dio origen al Sistema Solar fue barrido por la radiación causada por el Sol joven, antes de que la temperatura disminuyera lo suficiente para que los elementos volátiles pudieran condensarse y enriquecer a los planetas terrestres. Los gases de la nebulosa solar pueden dividirse en grupos que tienen temperaturas de condensación en un intervalo de temperatura angosto, por lo cual pueden clasificarse de acuerdo con su naturaleza refractaria o volátil. Debido a esto la acreción del material ocurrió como un proceso escalonado permitiendo la condensación de un grupo de elementos tras otro mientras la temperatura descendía.

La Tierra se formó en su mayor parte por material que se encontraba entre el Sol y la línea de nieve. Una forma de saber esto consiste en analizar el cociente K/U el cual sirve para medir el empobrecimiento relativo de elementos volátiles respecto a los refractarios. En la fotosfera solar y en las condritas carbonáceas se obtiene un cociente K/U ~60,000, mientras que en la Tierra el valor es de ~10,000, indicando un empobrecimiento de 85% respecto a la nebulosa solar. Así mismo se ha determinado un empobrecimiento de 92-98% de Zn, Ag, As, Sb, Pb y S. Un planeta que presenta una carencia grande de elementos moderadamente volátiles no pudo haber sido provisto de cantidades grandes de agua (Albarède, 2009).

Una hipótesis de la adquisición del agua terrestre consistía en haber sido traída por medio de núcleos cometarios, pero esto no parece ser un mecanismo viable pues al observar el cociente D/H de los núcleos cometarios y del agua del océano existe una incompatibilidad entre ellos.

Una hipótesis alternativa consiste en la acreción de embriones planetarios formados en la región del cinturón de Kuiper que posteriormente se agregaron a la Tierra en sus últimas etapas de formación. Modelos dinámicos sugieren que la acreción de embriones ocurrió de manera local, donde el material se encontraba deshidratado. Estos modelos indican la posterior migración de material hidratado de la región exterior del Sistema Solar (Albarède, 2009). Esta hipótesis, denominada “revestimiento tardío”, propone que material condrítico proveniente del cinturón de asteroides, o inclusive más lejos, se agregó a la Tierra después de la formación del sistema Tierra-Luna. El Pb es un elemento volátil, por lo que

utilizar el sistema Pb-Pb funciona para datar la llegada del “revestimiento tardío” (late veneer, en inglés). De hecho, las abundancias de Pb en la Tierra se explican por el aporte de material condrítico, proveniente de regiones cercanas a la línea de nieve. La datación por el sistema Pb-Pb muestra que este material es entre 50 y 160 Ma más joven que el Sistema Solar, lo que apoya la idea de que este elemento volátil llegó después de que la Tierra ya se había formado (Albarède, 2009).

Cuando se habla acerca de la vida y su origen, inmediatamente se piensa en la necesidad de tener agua líquida por la importancia que tiene ésta en los seres vivos. Sin embargo, la importancia del agua es tal para la vida que se encuentra relacionada indirectamente con ella desde etapas previas al origen de ésta. La adición de agua al manto terrestre provocó que sus características reológicas cambiaran, a su vez, el agua es un requisito para el funcionamiento de la tectónica de placas (Albarède, 2009). La tectónica de placas en la Tierra es la principal responsable de moldear las características superficiales del planeta, así como de modificar la composición y el comportamiento de la atmósfera. El hecho de que la vida pudiera formarse en la Tierra depende directamente de sus características geológicas.

3.3. Posible composición de la atmósfera primitiva

La paradoja del Sol joven sugiere que el eón Hadeano debía tener una temperatura menor al punto de congelamiento del agua, ocasionada por la baja luminosidad de la estrella en esa época (Kasting, 1993). Sin embargo, el registro geológico indica que la temperatura era suficiente para mantener el agua líquida, lo cual se apoya con el análisis de zircones datados en una formación de 4.3 Ga, los cuales muestran condiciones de cristalización en un ambiente con agua en estado líquido y en con oleaje (Mojzsis, 2001).

Para poder tener este escenario debieron existir gases de efecto invernadero lo suficientemente eficientes como para mantener el agua en estado líquido. Un candidato propuesto es el CH₄, aunque la dificultad radica en el origen

que pudo haber tenido. El CH₄ es complicado en el contexto de la Tierra primitiva porque no hay una fuente que lo proporcione en las cantidades suficientes; la mayoría del CH₄ que existe actualmente es de origen biológico, por tanto, no existía CH₄ de este origen al inicio de la historia terrestre (Kasting, 1993).

Kasting (1990) habla acerca de las nuevas ideas que comenzaron a surgir sobre la composición de la atmósfera primitiva. Tales ideas apoyaban más la hipótesis de una atmósfera reductora, pues este modelo atmosférico es conveniente como escenario prebiótico porque se ha demostrado que aminoácidos y otros compuestos orgánicos son fácilmente sintetizables en ese ambiente al utilizar descargas eléctricas. El metano y el amoniaco son compuestos reductores propicios para la formación de los compuestos orgánicos importantes para el origen de la vida, sin embargo, es poco probable que se hayan encontrado presentes en la atmósfera primitiva. El hecho de que se encuentren o no en la atmósfera depende de la variación del estado de oxidación del magma del manto superior, es decir, de la fugacidad del O₂. Como no se tiene evidencia de metano y amoniaco en las etapas tempranas de la Tierra, la composición atmosférica pudo contener CO₂ y N₂, junto con CO, H₂ y gases sulfúricos reducidos en menor cantidad, pues tales componentes se encuentran presentes en los gases liberados por actividad volcánica (Kasting, 1993).

Chyba y colaboradores (1990) hablan acerca de la adquisición de agua y moléculas orgánicas complejas por la acreción de asteroides tipo C y núcleos cometarios como un “revestimiento tardío” durante el periodo del bombardeo pesado (4.5x10⁹ años a 3.8x10⁹ años). Mencionan la importancia del aporte de esta molécula a la atmósfera primitiva, entre otras cosas, porque con la introducción de agua en la atmósfera reductora, ésta pudo convertirse en una atmósfera neutra rica en CO₂ y N₂. Las atmósferas ricas en dióxido de carbono se asocian a una “acreción caliente”, en la cual existe una formación rápida del núcleo, esto produce un manto superior oxidado y por consiguiente también lo estará el carbono liberado. Si consideramos que el carbono secuestrado actualmente en las plataformas continentales proviene del carbono atmosférico existente en la Tierra primitiva, éste corresponde a ~60 bar de CO₂, si éste fuera

liberado a la atmósfera, se tendría una presión de 10 a 20 bar de dióxido de carbono. Esta idea concuerda con la solución a la paradoja del Sol débil ya que este gas de efecto invernadero pudo mantener el calor superficial de la Tierra con la radiación emitida por el Sol en esa etapa.

Una atmósfera rica en N_2 es fundamental debido a su importancia para la generación de moléculas prebióticas, sin embargo, este elemento necesita encontrarse en formas fijadas como en iones de amonio (NH_4^+) y de nitrato (NO_3^-), pues la mayoría de los organismos pueden aprovechar el nitrógeno de esta manera, mientras que en su forma de nitrógeno molecular es difícilmente utilizable. El N_2 presenta un triple enlace que requiere un alta energía de activación para poder romperlo (948 kJ mol^{-1}). En las etapas de la Tierra primitiva debió existir uno o varios mecanismos abióticos encargados de romper el enlace para fijar el nitrógeno con otros elementos para que así pudiera ser utilizado con fines biológicos (Nna-Mvondo et al., 2005).

Tabla 3.1 Composición química de las atmósferas de Venus, Tierra y Marte. Modificada de Taylor (2010).

	Venus	Tierra	Marte
Dióxido de carbono	96.00%	0.03%	95.00%
Nitrógeno	3.50%	77.00%	2.70%
Argón	0.7 ppm	0.93%	1.60%
Vapor de agua	0.01%	1.00%	0.03%
Oxígeno	0	21.00%	0.13%
Dióxido de azufre	150 ppm	0.2 ppb	0
Monóxido de carbono	40 ppm	0.12 ppm	700 ppm
Neón	5 ppm	18 ppm	2.5 ppm

Los principales componentes de las atmósferas actuales de los planetas terrestres se muestran en la Tabla 3.1. Se observan similitudes composicionales

en las atmósferas de Marte y Venus, principalmente en el contenido de dióxido de carbono, el cual corresponde al componente principal de las atmósferas de ambos planetas. En los demás componentes atmosféricos, se encuentran cantidades similares entre Marte y Venus, generalmente presentándose en cantidades mínimas (ppm). En la Tierra se tiene una composición muy distinta a lo encontrado en los planetas vecinos, siendo el nitrógeno el principal componente atmosférico y con una cantidad considerable de oxígeno, el cual está prácticamente ausente en los otros planetas. La presencia del oxígeno se atribuye a la actividad biológica iniciada hace 2.5 Ga aproximadamente, mientras que Marte y Venus no muestran evidencia de actividad biológica que haya modificado sus atmósferas desde sus inicios (Kasting, 1993).

La idea que se tenía hace algunas décadas acerca de la composición reductora de la atmósfera primitiva ha cambiado. Existe ahora la idea de que la Tierra primitiva tenía una atmósfera de carácter neutro, compuesta principalmente por CO₂, pues éste es el principal componente de los gases volcánicos. El CO₂ resulta ser un buen candidato para dar solución a la paradoja del Sol débil. Además, las composiciones atmosféricas de Venus y Marte, las cuales contienen más del 95% de su composición de CO₂, sostienen la hipótesis de que las atmósferas de los planetas terrestres tuvieron una alta proporción de CO₂ desde sus orígenes (Kasting, 1990).

Capítulo 4

Metodología

4.1. Función de distribución de magnitudes de los asteroides

El objetivo de este trabajo de tesis es calcular la energía depositada en la atmósfera por los asteroides que impactaron con nuestro planeta durante un periodo de 400 millones de años en los inicios de la historia geológica de la Tierra (entre 4.2 Ga y 3.8 Ga), para esto, se necesita tener una idea del número y tamaño de estos asteroides. La forma de conseguir esto es caracterizar los asteroides actuales según su tamaño y hacer una extrapolación al intervalo de tiempo mencionado.

Los datos utilizados para este trabajo fueron obtenidos del JPL Small-Body Database Search Engine³. Los asteroides analizados corresponden al Cinturón Principal y a los NEA's.

Lo primero que se hizo fue realizar una prueba de completez de las muestras de asteroides (Cinturón Principal y NEA's), con la intención de conocer los intervalos de magnitud absoluta (H), en los cuales ya se tienen registrados todos, o prácticamente todos, los asteroides y, a partir de esas contribuciones, hacer extrapolaciones razonables para el número de asteroides con H (magnitudes absolutas), mayores para las cuales las muestras ya no están completas.

Para realizar la prueba de completez se obtuvo el logaritmo natural de la frecuencia acumulada de la magnitud absoluta de los asteroides hasta un cierto valor de H , tanto para las muestras de los NEA's como del Cinturón Principal. En

³ https://ssd.jpl.nasa.gov/sbdb_query.cgi

la Figura 4.1 se puede notar claramente como la curva empieza con un comportamiento lineal y se empieza a “aplanar” para H mayores a ciertos valores. Este aplanamiento de la curva, que implica una desviación de la tendencia lineal observada para $H < 20$ en los NEA's y $H < 16$ para el Cinturón Principal, tiene dos explicaciones posibles: 1) los asteroides más pequeños, aquellos con valores grandes de H , son difíciles de observar debido a la sensibilidad de los instrumentos con los cuales son detectados y a su bajo albedo o 2) la distribución observada es la real y se han detectado todos o la mayoría de los asteroides existentes.

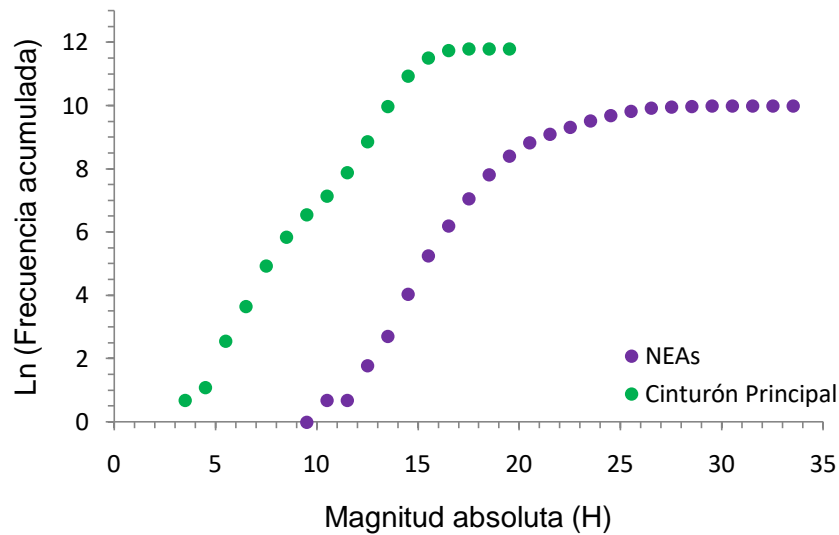


Figura 4.1. Función de distribución acumulada de la magnitud absoluta de asteroides del Cinturón Principal y de NEA's. Los datos corresponden a 134,405 y 21,871 asteroides observados, respectivamente.

De la función de distribución de tamaños de los cráteres de impacto en la Luna y Marte, se sabe que el número de impactores no disminuye conforme se consideran tamaños menores, por tanto, la segunda opción queda descartada. En la Figura 4.2 se muestran los intervalos de las muestras donde se encuentra el mejor ajuste lineal para cada caso. En estos intervalos se considera que las muestras están completas, en otras palabras, se tienen registrados todos (o prácticamente todos), los asteroides con esos valores de H .

El Cinturón Principal muestra completez en el intervalo $3 < H \leq 16$, la R^2 obtenida para esta sección tiene un valor de 0.99 y la ecuación correspondiente es:

$$\ln(F(\leq H)) = 0.91H - 2.40 \quad (4.1)$$

El mejor ajuste para los NEA's se encuentra en el intervalo $12 < H \leq 20$, el valor de R^2 es 0.98 y la ecuación para esta sección es:

$$\ln(F(\leq H)) = 0.97H - 10.19 \quad (4.2)$$

Este análisis muestra la distribución de los asteroides en la actualidad, sin embargo, el objetivo de este trabajo implica tener conocimiento de estos objetos en las primeras etapas de la Tierra. Neukum y colaboradores (2001) utilizaron la distribución de tamaños de cráteres sobre la superficie lunar para obtener una ecuación que relacionara el número de cráteres mayores a 1 km de diámetro por kilómetro cuadrado formados en un tiempo T dado:

$$N(D \geq 1km) = 5.44 \times 10^{-14}(e^{6.93T} - 1) + 8.38 \times 10^{-4}T \quad (4.3)$$

donde T es el tiempo en Ga.

Para obtener el número de asteroides impactados en la Tierra en sus primeras etapas se integró esta ecuación en el periodo de 4.2 Ga a 3.8 Ga. El límite superior de 4.2 Ga corresponde a una edad donde se tiene la certeza de la existencia de una corteza lunar, aunque gran parte de las edades de las Tierras Altas de la Luna determinadas a partir de muestras traídas en las misiones Apolo se encuentran entre 4.3 y 4.4 Ga. Sin embargo, las muestras presentan perturbaciones isotópicas que indican la posible presencia de un océano de magma donde solamente alguna fracción de la superficie se encontraba solidificada, por lo que no habría un registro certero de cráteres de impacto hasta una época más reciente (Carlson et al., 2014). La formación del 95% de los

cráteres lunares tuvo lugar entre 4 y 3 Ga, por lo que existe cierta incertidumbre en la etapa previa a este intervalo para el registro de cráteres de impacto lunares (Neukum, 2001). El límite inferior de 3.8 Ga corresponde a la edad estimada de los fósiles de mayor antigüedad en la Tierra (3,770 Ma), (Dodd et al., 2017). Por lo que se obtiene el siguiente número de cráteres por unidad de área:

$$\int_{3.8}^{4.2} \{5.44 \times 10^{-14} (e^{6.93T} - 1) + 8.38 \times 10^{-4} T\} dT = 0.0335 \text{ cráteres } km^{-2} \quad (4.4)$$

En la Luna, con un área de $3.8 \times 10^7 \text{ km}^2$, se formaron 1.2×10^6 cráteres de impacto de más de 1 km de diámetro en ese intervalo de tiempo. Asumiendo que la tasa de impacto fue la misma en la Tierra que en la Luna debido a su cercanía, en la Tierra con una superficie de $5.1 \times 10^8 \text{ km}^2$, se debieron haber formado 1.7×10^7 cráteres de impacto de más de 1 km de diámetro en ese periodo.

En primera aproximación, en la Luna se considera que un cráter de impacto fue formado por un asteroide de un diámetro equivalente a una décima parte del diámetro del cráter (Melosh, 1989). Lo anterior quiere decir que entre 4.2 Ga y 3.8 Ga se impactaron contra la superficie terrestre 1.7×10^7 asteroides con diámetros mayores o iguales a 100 m.

Lo que se necesita ahora es saber cuántos asteroides y de qué tamaño se impactaron contra la superficie terrestre entre 4.2 Ga y 3.8 Ga. No se sabe la función de distribución de tamaños de los asteroides en esa época, posiblemente fue diferente pues los impactos entre ellos pudieron ocasionar una evolución en la función de distribución de tamaños con el tiempo (Dohnanyi, 1968), así que, en primera aproximación, supondremos que tenía una forma similar a la actual.

De la Figura 4.2 y de las ecuaciones (4.1) y (4.2) se observa que las funciones de distribución de la magnitud absoluta (la cual puede ser transformada a una función de distribución de tamaños), de los asteroides del cinturón principal y de los NEA's tienen pendientes muy similares, razón por la cual se considerará que la función de distribución acumulada de la magnitud de los asteroides en las etapas tempranas de la historia geológica terrestre tenía una pendiente igual al promedio de las funciones mencionadas, es decir, de 0.94.

Considérese ahora la ecuación general de la recta:

$$y - y_0 = m(x - x_0) \quad (4.5)$$

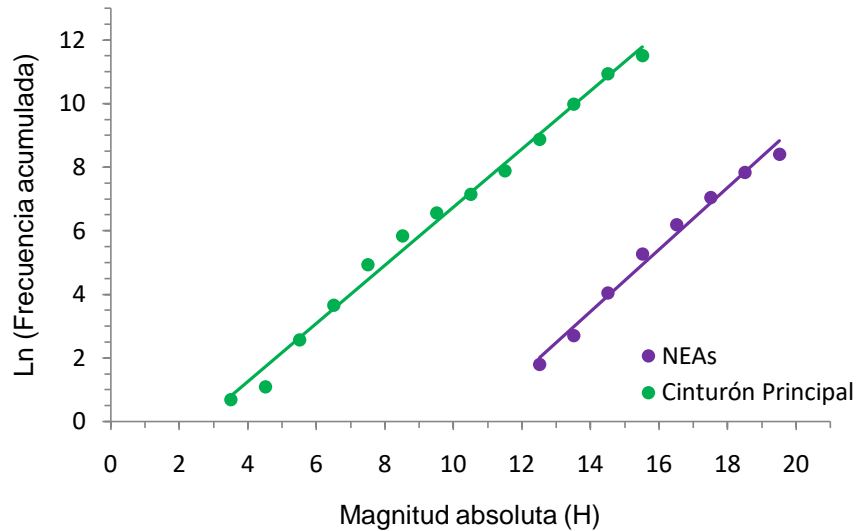


Figura 4.2. Intervalos donde se obtiene el mejor ajuste de las funciones de distribución acumulada de la magnitud absoluta de asteroides. En cada caso se indica el ajuste con una línea recta. El intervalo de completitud de los asteroides del Cinturón principal se encuentra en $3 < H \leq 16$, mientras que para los NEA's, la completitud se tiene en el intervalo $12 < H \leq 20$.

Si se quiere que esa recta represente a la función de distribución acumulada de la magnitud absoluta de los asteroides entre 4.2 Ga y 3.8 Ga, $m = 0.94$ y (x_0, y_0) es un punto sobre la recta. En este caso, $x_0 = 22.5$ es el valor de H correspondiente a asteroides de aproximadamente 100 m de diámetro y $y_0 = 16.65$ es el logaritmo natural del número de asteroides que impactaron la Tierra entre 4.2 y 3.8 Ga ($16.65 = \ln 1.7 \times 10^7$). Sustituyendo estos valores en la ecuación (4.5) se obtiene la expresión para la función de distribución de los asteroides en esa época:

$$\ln(F(H)) = 0.94H - 4.5 \quad (4.6)$$

En la Figura 4.3 se muestra el comportamiento de esta ecuación en comparación con el Cinturón Principal y los NEA's, así como otros estudios sobre la distribución de la magnitud absoluta de asteroides.

La ecuación utilizada por Neukum y colaboradores (2001) funciona para cráteres mayores a 1 km de diámetro, lo cual correspondería a impactores de diámetros mayores a 100 m; para casos menores se requiere de un ajuste diferente. Trilling y colaboradores (2017) estiman una distribución de los diámetros de asteroides con diámetros mayores a 10 m. El mejor ajuste que presentan los datos de su trabajo se encuentra para $H > 21$, con la ecuación:

$$\ln(F(\leq H)) = 1.08H - 14.38 \quad (4.7)$$

Se va a considerar, entonces, que la ecuación (4.7) rige la forma de la función de distribución de H para asteroides con $H \geq 22.5$, que corresponden aproximadamente a objetos menores de 100 m.

En la Figura 4.3, los círculos morados y verdes son las funciones de distribución de H de los NEAs y de los asteroides del Cinturón Principal, respectivamente, ya mostradas en la Figura 4.1. Los rombos azules muestran una estimación de esta función de distribución realizada por Poveda y colaboradores (1999) para los 457 NEAs conocidos en ese momento. Los rombos negros muestran la ecuación (4.6) dentro de su intervalo de validez y su extrapolación a H menores. Finalmente, los puntos rojos muestran la ecuación (4.7), que es la distribución propuesta por Trilling y colaboradores (2017) para asteroides de menos de 100 m. Como puede observarse, la estimación de Trilling y colaboradores es muy similar a la extrapolación de la ecuación (4.6).

Para obtener el número y el tamaño de los impactores que chocaron con la Tierra entre 4.2 y 3.8 Ga se utilizaron dos casos diferentes. En el Caso 1 se utilizó la ecuación (4.6) para todos los valores de H , extrapolando la función para $H \geq 22.5$. El Caso 2 utiliza esta misma ecuación para $H < 22.5$, mientras que a partir de $H \geq 22.5$ se utiliza una pendiente de 1.08, la cual se obtiene de la ecuación (4.7).

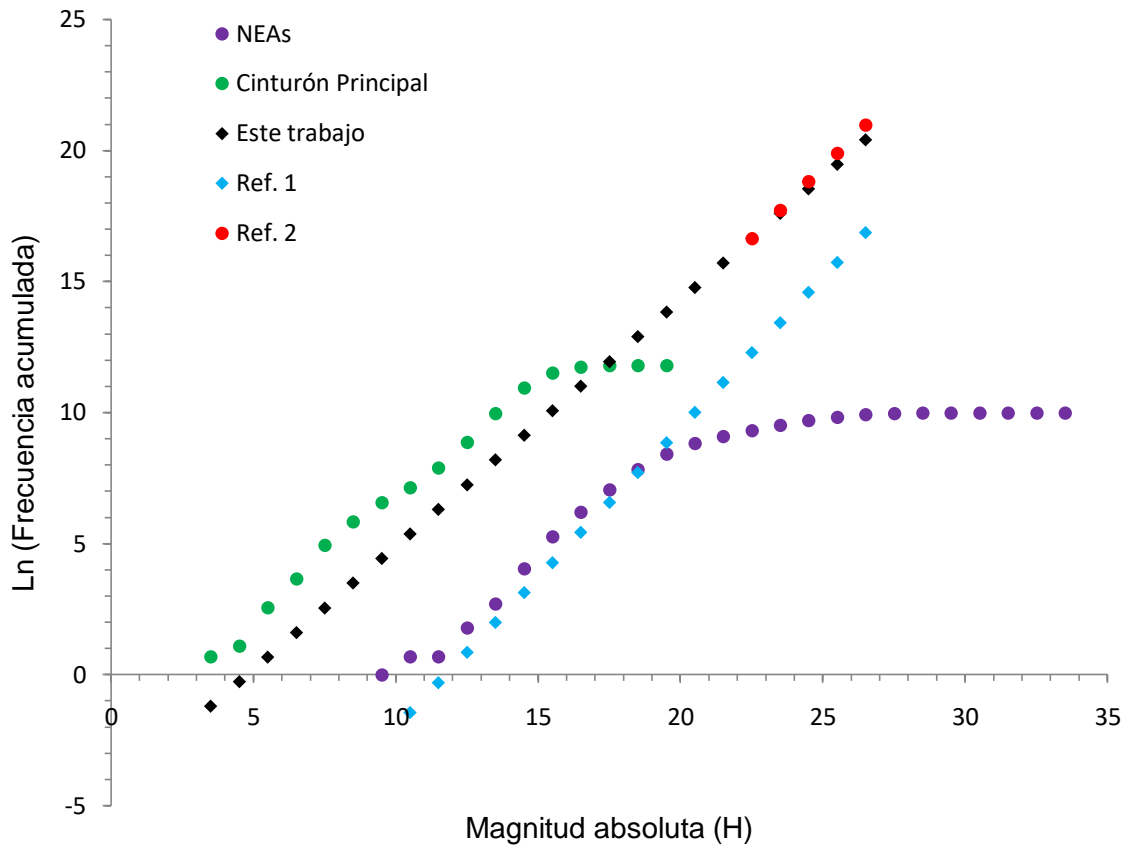


Figura 4.3. Función de distribución acumulada esperada de la magnitud absoluta de impactores que chocaron con la Tierra entre 4.2 y 3.8 Ga. Los rombos negros indican los datos estimados de los asteroides que chocaron con la Tierra en ese periodo. Los otros símbolos corresponden a las funciones de distribución acumulada de H de la muestra del Cinturón principal, de los NEA's y de otros estudios de la misma naturaleza. Ref. 1: Poveda y colaboradores (1999), Ref. 2: Trilling y colaboradores (2017).

4.2. Energía aportada por asteroides de 4.2 a 3.8 Ga

Se necesita conocer los diámetros de asteroides para poder determinar la energía de impacto, desafortunadamente, estos datos son escasos en el JPL Small-Body Database Search Engine, razón por la cual se empleó el valor de H para las pruebas de completitud y demás estimaciones realizadas hasta este momento; sin embargo, como ya se mencionó, se necesita saber las dimensiones

de los asteroides. Poveda y colaboradores (1999), mencionan que se puede estimar el diámetro, d , de un asteroide a partir de su magnitud absoluta, H , y de su albedo, p_v :

$$H = 30.61 - 5 \log d - 2.5 \log p_v \quad (4.8)$$

Tabla 4.1. Clasificación SMASSI de clases espectrales del Cinturón Principal y de los NEA's. Los detalles se mencionan en el texto. Datos obtenidos del JPL Small-Body Database Search Engine.

Población	Tipo	Todos los asteroides		Sección completa	
		Cantidad	Porcentaje	Cantidad	Porcentaje
Cinturón Principal	A	12	0.99	12	0.99
	B	55	4.53	54	4.44
	C	327	26.91	326	26.83
	D	8	0.66	8	0.66
	K	31	2.55	31	2.55
	L	43	3.54	43	3.54
	O	1	0.08	1	0.08
	R	4	0.33	4	0.33
	S	462	38.02	462	38.02
	T	12	0.99	12	0.99
	V	29	2.39	28	2.30
	X	231	19.01	231	19.01
	Total	1215	100	1212	100
NEA's	A	1	0.32	1	0.32
	B	6	1.92	6	1.92
	C	18	5.75	18	5.75
	D	4	1.28	4	1.28
	K	7	2.24	7	2.24
	L	8	2.56	7	2.24
	O	6	1.92	6	1.92
	Q	18	5.75	18	5.75
	R	1	0.32	1	0.32
	S	174	55.59	164	52.40
	T	5	1.60	5	1.60
	U	3	0.96	3	0.96
	V	14	4.47	14	4.47
X	48	15.34	46	14.70	
	Total	313	100	300	100

La página del JPL Small-Body Database Search Engine, también proporciona los tipos espectrales de algunos de los asteroides, muy pocos en realidad. En la Tabla 4.1 se muestran las estadísticas basadas en los datos de esa

página. Las columnas 3 y 4 se refieren a los asteroides para los cuales se conoce su tipo espectral. Las columnas 5 y 6 se refieren a los asteroides para los cuales se conoce su tipo espectral y que se encuentran dentro de los intervalos de completitud determinados en la sección 4.1. Como se observa en esta tabla, los asteroides tipo S representan más del 50% en la población de NEA's con clase espectral definida y 38 % de los asteroides con esta característica el Cinturón Principal. Debido a esto, se va a considerar el valor promedio del albedo de este tipo de asteroides, ($p_v = 0.26$), para estimar el tamaño de los asteroides a partir de su valor H .

A partir del valor del albedo promedio de los asteroides tipo S y de la ecuación (4.8) se pasa de una función de distribución de magnitud absoluta a una función de distribución de tamaños y a la estimación del número acumulado de impactores de esos tamaños que chocaron con la Tierra entre 4.2 Ga y 3.8 Ga considerando los dos casos mencionados anteriormente, y a su vez se obtiene el número de impactores por intervalo de H para ese mismo periodo de tiempo (Tabla 4.2).

Ahora bien, considerando una forma esférica para los asteroides:

$$V = \frac{4}{3}\pi r^3 \quad (4.9)$$

$$\rho = \frac{m}{V} \quad (4.10)$$

$$K = \frac{1}{2}mv^2 \quad (4.11)$$

donde V es el volumen del asteroide, r es su radio, ρ es su densidad, m es su masa, K su energía cinética y v su velocidad. La masa se obtiene a partir del radio y de considerar una densidad promedio para las condritas de $3,046 \text{ kg m}^{-3}$ (Britt y Consolmagno, 2004).

Tabla 4.2. Diámetros calculados de los impactores a partir de su valor de H y un valor promedio de albedo de 0.26. Las columnas 3 y 4 muestran el número acumulado de asteroides que chocaron con la Tierra entre 4.2 Ga y 3.8 Ga, mientras que las columnas 5 y 6 muestran el número de impactores por intervalo de H . El caso 1 se calcula empleando la ecuación (4.6) tanto dentro de su intervalo de validez como su extrapolación, mientras que el caso 2 se calcula empleando la ecuación (4.6) dentro de su intervalo de validez más una ecuación donde se considera la pendiente de la ecuación (4.7) para diámetros menores de 100 m.

H	Diámetro (m)	Número acumulado de asteroides		Número de asteroides por intervalo de H	
		Caso 1	Caso 2	Caso 1	Caso 2
3.5	5.2×10^5	3.0×10^{-1}	3.0×10^{-1}	3.0×10^{-1}	3.0×10^{-1}
4.5	3.3×10^5	7.6×10^{-1}	7.6×10^{-1}	4.7×10^{-1}	4.7×10^{-1}
5.5	2.1×10^5	2.0×10^0	2.0×10^0	1.2×10^0	1.2×10^0
6.5	1.3×10^5	5.0×10^0	5.0×10^0	3.0×10^0	3.0×10^0
7.5	8.2×10^4	1.3×10^1	1.3×10^1	7.8×10^0	7.8×10^0
8.5	5.2×10^4	3.3×10^1	3.3×10^1	2.0×10^1	2.0×10^1
9.5	3.3×10^4	8.4×10^1	8.4×10^1	5.1×10^1	5.1×10^1
10.5	2.1×10^4	2.1×10^2	2.1×10^2	1.3×10^2	1.3×10^2
11.5	1.3×10^4	5.5×10^2	5.5×10^2	3.4×10^2	3.4×10^2
12.5	8.2×10^3	1.4×10^3	1.4×10^3	8.6×10^2	8.6×10^2
13.5	5.2×10^3	3.6×10^3	3.6×10^3	2.2×10^3	2.2×10^3
14.5	3.3×10^3	9.2×10^3	9.2×10^3	5.6×10^3	5.6×10^3
15.5	2.1×10^3	2.4×10^4	2.4×10^4	1.4×10^4	1.4×10^4
16.5	1.3×10^3	6.0×10^4	6.0×10^4	3.7×10^4	3.7×10^4
17.5	8.2×10^2	1.5×10^5	1.5×10^5	9.4×10^4	9.4×10^4
18.5	5.2×10^2	4.0×10^5	4.0×10^5	2.4×10^5	2.4×10^5
19.5	3.3×10^2	1.0×10^6	1.0×10^6	6.2×10^5	6.2×10^5
20.5	2.1×10^2	2.6×10^6	2.6×10^6	1.6×10^6	1.6×10^6
21.5	1.3×10^2	6.6×10^6	6.6×10^6	4.1×10^6	4.1×10^6
22.5	8.2×10^1	1.7×10^7	1.7×10^7	1.0×10^7	1.0×10^7
23.5	5.2×10^1	4.4×10^7	5.0×10^7	2.7×10^7	3.3×10^7
24.5	3.3×10^1	1.1×10^8	1.5×10^8	6.8×10^7	9.7×10^7
25.5	2.1×10^1	2.9×10^8	4.3×10^8	1.7×10^8	2.9×10^8
26.5	1.3×10^1	7.3×10^8	1.3×10^9	4.5×10^8	8.5×10^8

Una vez determinada la masa, se obtiene la energía cinética para cada tamaño de asteroide (Tabla 4.3). Para esto se emplean dos valores para la velocidad: una velocidad de impacto típica para la Tierra de 20 km s^{-1} (Wheeler et al., 2017), y una velocidad de 13.2 km s^{-1} la cual es la velocidad más probable de impactos con asteroides que cruzan la órbita de la Tierra, según el estudio de la dinámica de NEA's (Velázquez-Sánchez, 2004).

Tabla 4.3 Energía cinética de asteroides. Se consideran dos velocidades de impacto probables.

H	Diámetro (m)	Energía cinética (J)	
		$v = 20 \text{ km s}^{-1}$	$v = 13.2 \text{ km s}^{-1}$
3.5	5.2×10^5	4.4×10^{28}	1.9×10^{28}
4.5	3.3×10^5	1.1×10^{28}	4.9×10^{27}
5.5	2.1×10^5	2.8×10^{27}	1.2×10^{27}
6.5	1.3×10^5	7.0×10^{26}	3.1×10^{26}
7.5	8.2×10^4	1.8×10^{26}	7.7×10^{25}
8.5	5.2×10^4	4.4×10^{25}	1.9×10^{25}
9.5	3.3×10^4	1.1×10^{25}	4.9×10^{24}
10.5	2.1×10^4	2.8×10^{24}	1.2×10^{24}
11.5	1.3×10^4	7.0×10^{23}	3.1×10^{23}
12.5	8.2×10^3	1.8×10^{23}	7.7×10^{22}
13.5	5.2×10^3	4.4×10^{22}	1.9×10^{22}
14.5	3.3×10^3	1.1×10^{22}	4.9×10^{21}
15.5	2.1×10^3	2.8×10^{21}	1.2×10^{21}
16.5	1.3×10^3	7.0×10^{20}	3.1×10^{20}
17.5	8.2×10^2	1.8×10^{20}	7.7×10^{19}
18.5	5.2×10^2	4.4×10^{19}	1.9×10^{19}
19.5	3.3×10^2	1.1×10^{19}	4.9×10^{18}
20.5	2.1×10^2	2.8×10^{18}	1.2×10^{18}
21.5	1.3×10^2	7.0×10^{17}	3.1×10^{17}
22.5	8.2×10^1	1.8×10^{17}	7.7×10^{16}
23.5	5.2×10^1	4.4×10^{16}	1.9×10^{16}
24.5	3.3×10^1	1.1×10^{16}	4.9×10^{15}
25.5	2.1×10^1	2.8×10^{15}	1.2×10^{15}
26.5	1.3×10^1	7.0×10^{14}	3.1×10^{14}

La energía depositada en la atmósfera en un evento de impacto asteroidal depende del tipo de material, tamaño y velocidad del impacto. En este trabajo se centró la atención en materiales condríticos con velocidades típicas de impacto,

los cuales tienden a depositar la mitad de su energía cinética inicial en la atmósfera (Hills y Goda, 1993). En el 2013, se calculó una energía de 470 kT para el asteroide de Cheliábinsk, y la energía estimada por unidad de altura (km) depositada en la atmósfera fue de 80 kT, lo cual equivale al 17% de la energía total inicial (Brown et al., 2013). Dados estos datos, en este trabajo se consideró que la energía que una onda de choque, producida por la entrada de un asteroide, puede depositar en la atmósfera entre un 10 % y un 50% de su energía cinética inicial. Estas energías son las que se tomaron en cuenta para estimar la cantidad de compuestos de interés astrobiológico producidos en la atmósfera terrestre mediante este proceso.

Capítulo 5

Resultados y discusión

5.1. Masa de compuestos generados en la atmósfera terrestre

Para obtener la masa de los compuestos orgánicos que pudieron haberse formado debido a la energía de las ondas de choque atmosféricas, producto de la entrada de asteroides y meteoroides a la atmósfera terrestre, se emplearon esencialmente tres cosas: a) los valores de producción (moléculas J^{-1}) reportados por varios autores (Tabla 2.4), b) la energía cinética de los impactores dependiendo de dos posibles velocidades de entrada (Tabla 4.3) y c) el número de colisiones con objetos de distintos diámetros ocurridas entre 4.2 Ga y 3.8 Ga (Tabla 4.2).

De acuerdo con distintos autores, la energía depositada en la atmósfera, a través de la onda de choque producida por la interacción de un cuerpo menor con la atmósfera, puede ser aproximadamente del 50% de la energía cinética inicial del cuerpo (Hills y Goda, 1993) o bien aproximadamente del 10% de esa energía (Brown et al., 2013). Las Tablas 5.1 y 5.2 muestran la masa estimada de distintos compuestos orgánicos que pudieron haberse producido en la atmósfera de la Tierra utilizando la energía de las ondas de choque. La primera y segunda columnas de estas tablas mencionan, respectivamente, a los autores citados en el capítulo 2 y los compuestos que obtuvieron de sus experimentos en el laboratorio o mediante simulaciones. Los casos 1 y 2 se refieren a los casos descritos al final de la sección 4.1 y que tienen que ver con las funciones de distribución de H (tamaño) que se consideran. Para cada caso, se calcula la energía cinética considerando dos valores para la velocidad de entrada como se mencionó en la sección 4.2. La diferencia entre las Tablas 5.1 y 5.2 radica en que la primera emplea el 50% de la energía cinética inicial para calcular la cantidad de compuestos que se formarían, mientras que en la segunda se muestran los resultados considerando que es sólo el 10 % de la energía cinética inicial la que se emplea. La masa de los compuestos de interés se calcula considerando los

resultados de los trabajos de los autores mencionados en la Tabla 2.4, en particular, la cantidad de compuesto producidos por unidad de energía.

El 10% de la energía cinética inicial de un objeto del tamaño de Cheliábinsk (17 m), es de un orden de magnitud de 10^{14} J, la cual es una cantidad importante aun siendo un cuerpo de tamaño “pequeño”. Esta energía se libera en un intervalo de tiempo muy corto, por lo que es difícil de reproducir en un laboratorio debido a las limitantes de espacio e instrumentos disponibles. En algunos experimentos con ondas de choque se utiliza un láser que libera cierta cantidad de energía, en forma de pulsos, durante un intervalo de tiempo muy grande en comparación con el evento real. Tal es el caso de Navarro y colaboradores (2018), quienes en su estudio utilizan un láser que libera 250 mJ de energía por pulso, exponiendo sus muestras durante 30 minutos, y alcanzando una energía neta de 6.42×10^{10} J, la cual es cuatro órdenes de magnitud menor al 10% de la energía de Cheliabinsk.

De los resultados mostrados en las Tablas 5.1 y 5.2, se observa que no hay una diferencia apreciable entre los valores obtenidos utilizando la distribución de Neukum más su extrapolación a objetos de menos de 100 m con la distribución de Neukum más la distribución de Trilling. La mayor diferencia encontrada entre dichos valores fue de 0.01%.

La masa mayor calculada corresponde a la leucina y fue de 1.1×10^{21} kg (Tabla 5.1), la cual excede en tres órdenes de magnitud a la masa total de la atmósfera terrestre actual (5.14×10^{18} kg) (Trenberth y Smith, 2005). De forma similar, la masa producida de varios compuestos iguala o supera en varios órdenes de magnitud a la masa de la atmósfera de la Tierra actual. Esto no puede ser posible simplemente porque, aunque toda la materia de la atmósfera se transforme en alguno de los compuestos reportados, es necesario que existan los reactivos necesarios. Sin embargo, hay que tomar en consideración algunos puntos:

1. Es importante notar que cada valor de las últimas cuatro columnas de las Tablas 5.1 y 5.2 se obtuvieron considerando que toda la energía depositada por la onda de choque en la atmósfera se utilizó para formar ese compuesto; lo cual indica que los valores mostrados en esas tablas son un

límite superior a la cantidad de compuestos que pudieron formarse. En la realidad, debieron haberse producido varios de los compuestos considerados y aquellos que se formaron también se pudieron destruirse bajo estas condiciones. Un estudio detallado de este proceso podría llevarse a cabo incluyendo análisis de cinética química y estimación de reactantes y productos, pero esto está fuera del alcance de este trabajo de tesis.

2. Estos valores pertenecen a un periodo de 400 millones de años, tiempo en el cual hubo reciclamiento de estos mismos componentes junto con los gases originales de la atmósfera primitiva. Inclusive ocurrió cierto aporte de material volátil por parte de los impactores (Albarède, 2009). En el caso del agua, los asteroides de composiciones condriticas pudieron ser una fuente apreciable pues contienen un promedio de 8.92 wt% (porcentaje en peso), (Braukmüller y et al., 2018) De acuerdo con estos datos, el aporte total de agua de los asteroides condriticos fue de 5.91×10^{18} kg durante estos 400 millones de años. Este valor es muy similar al de la masa de la atmósfera actual. De este modo, los asteroides pudieron “renovar” hasta cierto punto los componentes de la atmósfera terrestre a la par de que sus ondas de choque los transformaran en compuestos orgánicos.

3. Si comparamos los valores más grandes en las Tablas 5.1 y 5.2 con la masa de la atmósfera de Venus, que es de 4.87×10^{24} kg (Basilevsky y Head, 2003), ésta los excede al menos en tres órdenes de magnitud. La atmósfera de Venus se puede tomar como un ejemplo de la condición que pudo tener la Tierra primitiva, debido a que no ha sufrido los mismos eventos que modificaron las características atmosféricas de nuestro planeta. En el caso de que la atmósfera primitiva fuera de una masa similar a la venusina, los resultados tendrían mayor concordancia por la cantidad de reactivos disponibles para su síntesis.

Tabla 5.1 Masa de compuestos producidos considerando un 50% de la energía cinética inicial del asteroide. Estos valores corresponden al periodo de 4.2 a 3.8 Ga. Los datos de producción de moléculas están dados en la Tabla 2.4.

Autor	Compuesto	Cantidad producida (kg)			
		Caso 1		Caso 2	
		$v = 20\text{kms}^{-1}$	$v = 13.2\text{kms}^{-1}$	$v = 20\text{kms}^{-1}$	$v = 13.2\text{kms}^{-1}$
Bar-Nun y colaboradores (1970)	Glicina	6.4×10^{20}	2.8×10^{20}	6.4×10^{20}	2.8×10^{20}
	Alanina	7.6×10^{20}	3.3×10^{20}	7.6×10^{20}	3.3×10^{20}
	Valina	1.0×10^{21}	4.4×10^{20}	1.0×10^{21}	4.4×10^{20}
	Leucina	1.1×10^{21}	4.9×10^{20}	1.1×10^{21}	4.9×10^{20}
Chameides y Walker (1981)	HCN	2.1×10^{18}	9.1×10^{17}	2.1×10^{18}	9.1×10^{17}
	NO	2.3×10^{18}	1.0×10^{18}	2.3×10^{18}	1.0×10^{18}
McKay y Borucki (1997)	HCN	1.0×10^{20}	4.6×10^{19}	1.0×10^{20}	4.6×10^{19}
	H ₂ O	7.0×10^{18}	3.5×10^{18}	7.0×10^{18}	3.5×10^{18}
	CO	1.1×10^{19}	4.7×10^{18}	1.1×10^{19}	4.7×10^{18}
	C ₂ H ₂	1.0×10^{20}	4.4×10^{19}	1.0×10^{20}	4.4×10^{19}
	C ₆ H ₄	3.0×10^{20}	1.3×10^{20}	3.0×10^{20}	1.3×10^{20}
	CH ₃ NH ₂	2.4×10^{19}	1.0×10^{19}	2.4×10^{19}	1.0×10^{19}
	C ₂ H	1.9×10^{19}	8.5×10^{18}	1.9×10^{19}	8.5×10^{18}
	C ₂	9.3×10^{18}	4.1×10^{18}	9.3×10^{18}	4.1×10^{18}
	C ₂ N ₂ H ₄	2.2×10^{19}	9.5×10^{18}	2.2×10^{19}	9.5×10^{18}
	CO ₂ H ₂	1.8×10^{19}	7.8×10^{18}	1.8×10^{19}	7.8×10^{18}
	C ₂ O ₂ H ₄	2.3×10^{19}	1.0×10^{19}	2.3×10^{19}	1.0×10^{19}
	C ₆ H ₆	3.0×10^{19}	1.3×10^{19}	3.0×10^{19}	1.3×10^{19}
	S ₂	2.5×10^{19}	1.1×10^{19}	2.5×10^{19}	1.1×10^{19}
	HCHO	4.7×10^{18}	2.1×10^{18}	4.7×10^{18}	2.1×10^{18}
	CH ₃ SH	3.7×10^{18}	1.6×10^{18}	3.7×10^{18}	1.6×10^{18}
	C ₂ H ₆	4.7×10^{16}	2.0×10^{16}	4.7×10^{16}	2.0×10^{16}
C ₂ H ₄	1.1×10^{17}	4.7×10^{16}	1.1×10^{17}	4.7×10^{16}	
Navarro y colaboradores (2019)		1.1×10^{16}	5.0×10^{15}	1.1×10^{16}	5.0×10^{15}
	NO ^a	3.0×10^{18}	1.3×10^{18}	3.0×10^{18}	1.3×10^{18}
		4.4×10^{17}	1.9×10^{17}	4.4×10^{17}	1.9×10^{17}

^a Se obtienen tres resultados diferentes por las variaciones en su modelo atmosférico. La producción de moléculas utilizadas en orden descendente son 4.9×10^{13} , 1.3×10^{16} , y 1.9×10^{15} moléculas J⁻¹.

Tabla 5.2 Masa de compuestos producidos considerando un 10% de energía inicial del asteroide. Estos valores corresponden al periodo de 4.2 a 3.8 Ga. Los datos de producción de moléculas están dados en la Tabla 2.4.

Autor	Compuesto	Cantidad producida (kg)			
		Caso 1		Caso 2	
		$v = 20\text{kms}^{-1}$	$v = 13.2\text{kms}^{-1}$	$v = 20\text{kms}^{-1}$	$v = 13.2\text{kms}^{-1}$
Bar-Nun y colaboradores (1970)	Glicina	1.3×10^{20}	5.6×10^{19}	1.3×10^{20}	5.6×10^{19}
	Alanina	1.5×10^{20}	6.6×10^{19}	1.5×10^{20}	6.6×10^{19}
	Valina	2.0×10^{20}	8.7×10^{19}	2.0×10^{20}	8.7×10^{19}
	Leucina	2.2×10^{20}	9.8×10^{19}	2.2×10^{20}	9.8×10^{19}
Chameides y Walker (1981)	HCN	4.2×10^{17}	1.8×10^{17}	4.2×10^{17}	1.8×10^{17}
	NO	4.7×10^{17}	2.0×10^{17}	4.7×10^{17}	2.0×10^{17}
McKay y Borucki (1997)	HCN	2.1×10^{19}	9.1×10^{18}	2.1×10^{19}	9.1×10^{18}
	H ₂ O	1.4×10^{18}	6.1×10^{17}	1.4×10^{18}	6.1×10^{17}
	CO	2.2×10^{18}	9.5×10^{17}	2.2×10^{18}	9.5×10^{17}
	C ₂ H ₂	2.0×10^{19}	8.8×10^{18}	2.0×10^{19}	8.8×10^{18}
	C ₆ H ₄	5.9×10^{19}	2.6×10^{19}	5.9×10^{19}	2.6×10^{19}
	CH ₃ NH ₂	4.8×10^{18}	2.1×10^{18}	4.8×10^{18}	2.1×10^{18}
	C ₂ H	3.9×10^{18}	1.7×10^{18}	3.9×10^{18}	1.7×10^{18}
	C ₂	1.9×10^{18}	8.1×10^{17}	1.9×10^{18}	8.1×10^{17}
	C ₂ N ₂ H ₄	4.3×10^{18}	1.9×10^{18}	4.3×10^{18}	1.9×10^{18}
	CO ₂ H ₂	3.6×10^{18}	1.6×10^{18}	3.6×10^{18}	1.6×10^{18}
	C ₂ O ₂ H ₄	4.7×10^{18}	2.0×10^{18}	4.7×10^{18}	2.0×10^{18}
	C ₆ H ₆	6.1×10^{18}	2.6×10^{18}	6.1×10^{18}	2.6×10^{18}
	S ₂	5.0×10^{18}	2.2×10^{18}	5.0×10^{18}	2.2×10^{18}
	HCHO	9.3×10^{17}	4.1×10^{17}	9.3×10^{17}	4.1×10^{17}
	CH ₃ SH	7.5×10^{17}	3.3×10^{17}	7.5×10^{17}	3.3×10^{17}
C ₂ H ₆	9.3×10^{16}	4.1×10^{15}	9.3×10^{16}	4.1×10^{15}	
C ₂ H ₄	2.2×10^{16}	9.5×10^{15}	2.2×10^{16}	9.5×10^{15}	
Navarro y colaboradores (2019)		2.3×10^{15}	9.9×10^{14}	2.3×10^{15}	9.9×10^{14}
	NO ^a	6.1×10^{17}	2.6×10^{17}	6.1×10^{17}	2.6×10^{17}
		8.8×10^{16}	3.9×10^{16}	8.8×10^{16}	3.9×10^{16}

^a Se obtienen tres resultados diferentes por las variaciones en su modelo atmosférico. La producción de moléculas utilizadas en orden descendente son 4.9×10^{13} , 1.3×10^{16} , y 1.9×10^{15} moléculas J⁻¹.

5.2. Limitantes instrumentales

Al observar los resultados de las Tablas 5.1 y 5.2, los valores de se puede notar que las masas mayores se obtienen con la información de estudios más antiguos, mientras que los resultados obtenidos utilizando estudios más recientes arrojan masas varios órdenes de magnitud menor. Las diferencias podrían radicar en diversos factores experimentales, al modelo atmosférico considerado, o a que unos estudios se realizaron con simulaciones numéricas mientras otros fueron experimentos de laboratorio. Hay que considerar los diversos compuestos analizados en diferentes estudios, en aquellos donde los compuestos coinciden, como el HCN en Chameides y Walker (1981) y McKay y Borucki (1997), la producción en este último caso es 50 veces mayor al primero. En el caso de NO en Chameides y Walker (1981) y Navarro y colaboradores (2019) los resultados de éstos últimos pueden son similares o menores a los obtenidos en el primer estudio.

La diferencia en la cantidad de masa producida también puede estar influenciada por la forma de obtención de la producción de moléculas, pues los estudios realizados se llevaron a cabo a lo largo de casi 50 años. Es posible que los instrumentos utilizados en los trabajos más recientes tengan una mayor sensibilidad para detectar elementos y compuestos, por lo que arrojen resultados más precisos.

Aunque no sea posible recrear las condiciones reales en un laboratorio, se tiene una equivalencia utilizando un contexto diferente. Por ejemplo, las ondas de choque reales pueden depositar en la atmósfera energía varios órdenes de magnitud mayores que las energías que se pueden conseguir en el laboratorio, sin embargo, en algún punto, la energía de la onda de choque decaerá a valores similares a las energías replicadas en los laboratorios. En esas regiones, los resultados de los experimentos serían aplicables en todo rigor. Es posible, aunque no se puede asegurar, que en diferentes regímenes de energía se produzcan diferentes cantidades de moléculas, por lo que sería necesario el estudio de producción de moléculas al utilizar diferentes magnitudes de energía.

5.3. Modelos atmosféricos

Bar-Nun y colaboradores (1970) obtienen una masa de 1.53×10^{20} kg producida durante 10^9 años. Este valor es similar a los resultados de la Tabla 5.2, donde se utiliza el 10% de energía cinética inicial del asteroide para calcular la cantidad de compuestos que se producirían. Los resultados pueden ser un poco menores en los casos de glicina y alanina cuando se utiliza la velocidad de 13.2 kms^{-1} . Hay que considerar que los autores registran un valor de producción general para aminoácidos (glicina, alanina, valina y leucina); los resultados de las Tablas 5.1 y 5.2 de estos compuestos son diferentes debido a las distintas masas moleculares de cada aminoácido.

Si comparamos la producción de HCN obtenida en los experimentos de Chameides y Walker (1981) con la de McKay y Borucki (1997) (Tabla 2.4), se observa que hay una diferencia de dos órdenes de magnitud en la cantidad de masa resultante. Esto puede deberse a la composición atmosférica utilizada en cada caso, pues los primeros autores modelan una atmósfera con H_2 , N_2 , C y O, mientras que los segundos utilizan H_2O , CO_2 , CH_4 , N_2 y H_2S . Los componentes de este último modelo tienen una gran relevancia, pues las moléculas prebióticas son fácilmente sintetizables en ambientes reductores.

En el caso del NO podemos ver que se obtienen resultados similares en los experimentos de Chameides y Walker (1981) con los de Navarro y colaboradores (2019), debido a que ellos analizan moléculas similares. Las diferencias entre ambos experimentos radican en la forma en que generan la onda de choque y el modelo atmosférico empleado. Navarro y colaboradores (2019), utilizan una atmósfera compuesta por CO_2 , H_2 y N_2 , haciendo distintos experimentos en los que varían la cantidad de CO_2 y N_2 , así como la presencia o ausencia de H_2 . Los resultados de ambos grupos de trabajo son más similares cuando Navarro y colaboradores (2019) utilizan un valor $\text{CO}_2/(\text{CO}_2 + \text{N}_2) = 0.80$, mientras que Chameides y Walker (1981) utilizan mayormente N_2 (Tabla 2.4).

En los trabajos más antiguos existe una tendencia a utilizar modelos de atmósferas reductoras, debido a que hace algunas décadas se pensaba que era la composición de atmósfera terrestre primitiva más probable. Ciertos compuestos

reductores, como el CH_4 y el NH_3 , son propicios para la síntesis de ciertas biomoléculas. Sin embargo, recientemente la idea de la atmósfera primitiva ha cambiado por la de una composición neutra, aunque no sea el ambiente más ideal para la formación de moléculas de importancia para el origen de la vida.

Los resultados que involucran atmósferas neutras corresponden al NO. La mayor parte de éstos tiene el mismo orden de magnitud que la masa de la Tierra (10^{18} kg) cuando la energía de la onda de choque es del 50% de la energía cinética inicial (Tabla 5.1). Cuando se trata del 10%, los resultados suelen estar un orden de magnitud por debajo de la masa de la atmósfera de la Tierra actual (Tabla 5.2). Estos últimos valores apoyan la idea de las ondas de choque como un mecanismo importante para la producción de moléculas fundamentales para el origen de la vida.

La importancia de las ondas de choque generadas por impactos con asteroides radica en la síntesis de moléculas de importancia prebiótica. Tal es el caso del HCN, pues cumple un papel fundamental para formación de los precursores del ácido ribonucleico (ARN) y las proteínas, los cuales son los bloques fundamentales de la vida (Das et al., 2019). Otra molécula importante es el NO, la cual es una fuente importante de nitrógeno de uso primordial para organismos vivos. El HCN se forma preferentemente en atmósferas reductoras mientras que el NO se forma en atmósferas neutras y oxidantes (Navarro et al., 2019). Aunque se desconocen las características de la atmósfera temprana de la Tierra, la evidencia indica una posible composición neutra, por lo que el NO es el compuesto de mayor interés.

Conclusiones

La idea de ondas de choque como mecanismo de producción de moléculas orgánicas de interés astrobiológico se ha propuesto desde hace más de medio siglo (Gilvarry y Hochstim, 1963). Sin embargo, al estudio de estas ondas no ha tenido un desarrollo sustancial o significativo en el ámbito de impactos asteroidales; esto se debe en gran medida a la complejidad que requiere su estudio. No es posible su estudio *in situ* por el riesgo que implica el evento de impacto en sí: la temperatura y presiones alcanzadas crean condiciones difíciles para los instrumentos implicados en la toma de datos, ya que quedarían inutilizables, además de que no existen actualmente dichos instrumentos. Otro punto importante es la incertidumbre de conocer en qué momento y lugar exacto puede ocurrir un evento de impacto. Considerando colisiones de los objetos más grandes, la principal preocupación serían los daños que pueda causar a la sociedad como la conocemos actualmente, más que estudiar el mecanismo generador de ondas de choque y sus características.

En este trabajo se estimaron las energías cinéticas de asteroides de distintos tamaños (Tabla 4.3) así como su aporte energético a la atmósfera mediante la generación de ondas de choque. Dada la energía cinética de un asteroide, se consideró que la energía de su onda de choque asociada pudo haber sido del 10% al 50% de su energía cinética inicial.

A partir de datos de la NASA se vio que la clase espectral S de asteroides es la más común en los NEA's (>50%), los cuales tiene un albedo promedio de 0.26, valor empleado para transformar el valor de magnitud absoluta a diámetros de asteroides, ya que los valores de diámetros para los asteroides en los datos de la NASA son muy escasos.

A partir de las pruebas de completez de los NEA's y de los asteroides del Cinturón Principal, se obtuvieron las funciones de distribución acumulada de la magnitud absoluta de estos asteroides. Como las pendientes de ambas funciones fueron muy similares, se propuso una función de distribución para los asteroides que chocaron con la Tierra entre 4.2 Ga y 3.8 Ga utilizando esta pendiente y el número de

cráteres de impacto formados en ese periodo en la Luna. La distribución resultante se acerca mucho a la distribución de los asteroides de Cinturón Principal actual, lo cual indica que la masa asteroidal de los objetos que chocaron con la Tierra fue una porción apreciable de la masa actual de los objetos en el Cinturón de asteroides.

Dadas las dos velocidades de impacto más probables de los asteroides (20 km s^{-1} y 13.2 km s^{-1}) los resultados obtenidos son del mismo orden de magnitud, por lo que no varían apreciablemente.

Observando los estudios que utilizan atmósferas neutras y reductoras, donde algunos compuestos importantes de estudio son el NO y HCN, respectivamente, se nota una diferencia en la cantidad de masa producida, pues la cantidad de HCN suele superar a la de NO en tres órdenes de magnitud. Algunos componentes presentes en atmósferas reductoras (CH_4 y NH_3) favorecen la síntesis de compuestos como el HCN. En el caso de las atmósferas neutras se forma NO, el cual también tiene importancia prebiótica, aunque no se genera con la misma eficiencia, pues la cantidad de masa producida es menor que la que se produciría en una atmósfera reductora. Es importante considerar la destrucción de los mismos compuestos producidos en estos ambientes, pues las altas energías momentáneas destruirían a las moléculas orgánicas.

La estimación de la masa de compuestos orgánicos producidos por el depósito en la atmósfera de parte de la energía cinética inicial del asteroide (Tablas 5.1 y 5.2), muestra que la entrada de asteroides a la atmósfera terrestre pudo ser un mecanismo importante para la generación de compuestos de interés astrobiológico. Sin embargo, se deben considerar aspectos como el reciclaje de compuestos en los ciclos geoquímicos y la determinación de un límite inferior de producción de compuestos con ayuda de la cinética química, pero esto está fuera del alcance de este trabajo de tesis.

Aún quedan muchas preguntas por resolver para tener una mejor comprensión del ambiente terrestre de hace más de 4,000 millones de años, los resultados obtenidos en este trabajo muestran que las colisiones con asteroides no tienen solamente un impacto catastrófico para la vida terrestre, sino que pudieron ser propicias para su aparición.

Referencias

- Albarède, F. 2009. Volatile accretion history of the terrestrial planets and dynamic implications. *Nature*, Vol. 461, No. 7268, pp. 1227–1233.
- Bar-Nun, A., Bar-Nun, N., Bauer, S. H. y Sagan, C. 1970. Shock Synthesis of Amino Acids in Simulated Primitive Environments. *Science*, Vol. 168, No. 3930, pp. 470–473.
- Basilevsky, A. T. y Head, J. W. 2003. The surface of Venus. *Reports on Progress in Physics*, Vol. 66, No. 10, pp. 1699–1734.
- Binzel, R. P., Reddy, V. y Dunn, T. 2015. *The Near-Earth Object Population: Connections to Comets, Main-Belt Asteroids, and Meteorites*. Michel, P., DeMeo, F. E., y Bottke, W. F. *Asteroids IV*. University of Arizona Press, pp. 243-256.
- Bockelee-Morvan, D. 2011. An overview of comet composition. *Proceedings of the International Astronomical Union 7*, Vol. S280, pp. 261–274.
- Borovička, J., Spurný, P. y Brown, P. 2015. *Small Near-Earth Asteroids as a source of meteorites*. Michel, P., DeMeo, F. E., y Bottke, W. F. *Asteroids IV*. University of Arizona Press, pp 257-280.
- Brandt, J. C. 2014. *Physics and Chemistry of Comets*. Spohn, T., Breuer, D. y Jhonson, T. V. (3ra Ed.) *Encyclopedia of the Solar System*. Elsevier, pp. 683-704.
- Braukmüller, N., Wombacher, F., Hezel, D. C., Escoube R., y Münker, C. 2018. The chemical composition of carbonaceous chondrites: Implications for volatile element depletion, complementarity and alteration. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 239, pp. 17–48.
- Britt, D. T., y Consolmagno, G. J. 2004. Meteorite Porosities and Densities: A Review of Trends in the Data. *Lunar and Planetary Science XXXV*, Vol. 2108.
- Brown, P. G., Assink, J. D., Astiz, L., Blaauw, R., Boslough, M. B., Borovička, J., Brachet, N., Brown, D., Campbell-Brown, M., Ceranna, L., Cooke, W., De Groot-Hedlin, C., Drob, D. P., Edwards, W., Evers, L. G., Garces, M., Gill, J., Hedlin, M., Kingery, A., Laske, G., Le Pichon, A., Mialle, P., Moser, D. E., Saffer, A., Silber, E., Smets, P., Spalding, R. E., Spurný, P., Tagliaferri, E., Uren, D., Weryk, R. J., Whitaker, R., Krzeminski, Z. 2013. A 500-kiloton airburst over Chelyabinsk and an enhanced hazard from small impactors. *Nature*, Vol. 503, No. 7475, pp. 238–141.

- Burbine, T. H., y Bell, J. F. 1991. Principal component analysis of asteroid spectra using ECAS and 52-color data. *Lunar and Planetary Science Conference XXII*, Vol. 22, pp. 155–156.
- Bus, S. J., y Binzel, R. P. 2002. Phase II of the small main-belt asteroid spectroscopic survey. A feature-based taxonomy. *Icarus*, Vol. 158, No. 1, pp. 146–177.
- Carlson, Richard W., Lars E. Borg, Amy M. Gaffney, y Maud Boyet. 2014. Rb-Sr, Sm-Nd and Lu-Hf isotope systematics of the lunar Mg-suite: The age of the lunar crust and its relation to the time of Moon formation. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, Vol. 372, No. 2024, pp. 1-21.
- Chameides, W. L., y Walker, J. C. G. 1981. Rates of fixation by lightning of carbon and nitrogen in possible primitive atmospheres. *Origins of Life*, Vol. 11, No. 4, pp. 291–302.
- Chyba, C. F., Thomas, P. J., Brookshaw, L. y Sagan, C. 1990. Cometary Delivery of Organic-Molecules to the Early Earth. *Science*, Vol. 249, No. 4967, pp. 366–373.
- Coates, A. J. 1997. Ionospheres and magnetospheres of comets. *Advances in Space Research*, Vol. 20, No. 2, pp. 255–266.
- Comelli, D., D’orazio, M., Folco, L., El-Halwagy M., Frizzi, T., Alberti, R., Capogrosso, V., Elnaggar, A., Hassan, H., Nevin, A., Porcelli, F., Rashed, M. G., Valentini, G. 2016. The meteoritic origin of Tutankhamun’s iron dagger blade. *Meteoritics and Planetary Science*, Vol. 51, No. 7, pp. 1301–1309.
- Das, T., Ghule, S., y Vanka, K. 2019. Insights into the Origin of Life: Did It Begin from HCN and H₂O? *ACS Central Science*, Vol. 5, No. 9, pp. 1532–1540.
- DeMeo, F. E., Alexander, C. M., Walsh, K. J., Chapman, C. R. y Binzel, R. P. 2015. *The Compositional Structure of the Asteroid Belt*. Michel, P., DeMeo, F. E., y Bottke, W. F. *Asteroids IV*. University of Arizona Press, pp. 13-42.
- Dodd, M. S., Papineau, D., Grenne, T., Slack, T. J., Rittner, M., Pirajno, F., O’Neil, J. y Little, C. T. S. 2017. Evidence for early life in Earth’s oldest hydrothermal vent precipitates. *Nature*, Vol. 543, No. 7643, pp. 60–64.
- Dohnanyi, J S. 1968. Collisional model of asteroids and their debris. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 74, No. 10, pp. 486–503.
- Duncan, M. J., Levison, H. F., y Budd, S. M. 1995. The Dynamical Structure of the Kuiper Belt. *The Astronomical Journal*, Vol. 110, No. 6, pp. 3073–3189.

- Ehrenfreund, P., Irvine, W., Becker, L., Blank, J., Brucato, J. R., Colangeli, L., Derenne, S., Despois, D., Dutrey, A., Fraaije, H., Lazcano, A., Owen, T. Robert, F. 2002. Astrophysical and astrochemical insights into the origin of life. *Reports on Progress in Physics*, Vol. 65, pp. 1427–1487.
- Gilvarry, J. J., y Hochstim, A. R. 1963. Possible Role of Meteorites in the Origin of Life. *Nature*, Vol. 197, pp. 624–625.
- Hills, J. G., y Goda, M. P. 1993. The Fragmentation of Small Asteroids in the Atmosphere. *The Astronomical Journal*, Vol. 105, No. 3, pp. 1114–1144.
- Kalson, N. H., Furman, D., y Zeiri, Y. 2017. Cavitation-Induced Synthesis of Biogenic Molecules on Primordial Earth. *ACS Central Science*, Vol. 3, No. 9, pp. 1041–1049.
- Kasting, J. F. 1990. Bolide impacts and the oxidation state of carbon in the Earth's early atmosphere. *Origins of Life and Evolution of the Biosphere*, Vol. 20, pp. 199–231.
- Kasting, J. F. 1993. Earth's Early Atmosphere. *Science*, Vol. 259, pp. 920–926.
- Keller, H. U., y Kührt, E. 2020. Cometary Nuclei—From Giotto to Rosetta. *Space Science Reviews*, Vol. 216, No. 14, pp. 1-26.
- Koschny, D., Soja, R. H., Engrand, C., Flynn, G. J., Lasue, J., Levasseur-Regourd, A. C., Malaspina, D., Nakamura, T. Poppe, A. R. Sterken, V. J. Trigo-Rodríguez, J. M. 2019. Interplanetary Dust, Meteoroids, Meteors and Meteorites. *Space Science Reviews*, Vol. 215, No.4.
- Lara-Lima, O. A. 2008. Meteoritos a la Mexicana. *Cienciorama*, 2008.
- McKay, C. P., y Borucki, W. J. 1997. Organic synthesis in experimental impact shocks. *Science*, Vol. 276, No. 5311, pp. 390–392.
- Melosh, H. J. 1989. Impact cratering: a geologic process. *Oxford monographs on geology and geophysics*. Oxford University Press.
- Michel P., MarcoPolo-R Misión [17 de agosto de 2020] <<https://www-n.oca.eu/MarcoPolo-R/NEAs/MarcoPolo-RNEAs.html>>
- Miller, R. 2006. *Asteroids, Comets, and Meteors*. Lerner Publishing Group. Minneapolis: Twenty-First Century Books.
- Miller, S. L., y Urey, H. C. 1959. Organic Compound Synthesis on the Primitive Earth. *Science*, Vol. 130, No.3370, pp. 245-251.

- Mojzsis, S. J., Harrison, T. M. y Pidgeon, R. T. 2001. Oxygen-isotope evidence from ancient zircons for liquid water at the Earth's surface 4,300 Myr ago. *Nature*, Vol. 409, pp. 178–181.
- Nardo, Don. 2004. *Comets and Asteroids*. Lucent Books.
- Navarro-González, R., Navarro, K. F., Coll, P., McKay, C. P., Stern, J. C., Sutter, B., Archer, P. D., Buch, A., Cabane, M., Conrad, P. G., Eigenbrode, J. L., Franz, H. B., Freissinet, C., Glavin, D. P., Hogancamp, J. V., McAdam, A. C., Malespin, C. A., Martín-Torres, F. J., Ming, D. W., Morris, R. V., Prats, B., Raulin, F., Rodríguez-Manfredi, J. A., Szopa, C., Zorzano-Mier, M. P., Mahaffy, P. R., Atreya, S., Trainer, M. G., Vasavada, A. R. 2019. Abiotic Input of Fixed Nitrogen by Bolide Impacts to Gale Crater During the Hesperian: Insights From the Mars Science Laboratory. *Journal of Geophysical Research: Planets*, Vol. 124, No. 1, pp. 94–113.
- Neukum, G., Ivanov, B. A. y Hartmann, W. K. 2001. Cratering Records in the Inner Solar System in Relation to the Lunar Reference System. *Chronology and Evolution of Mars*, Vol. 96, pp. 55–86.
- Nna-Mvondo, D., Navarro-González, R., Raulin, F. y Coll, P. 2005. Nitrogen fixation by corona discharge on the early precambrian earth. *Origins of Life and Evolution of the Biosphere*, Vol. 35, No. 5, pp. 401–409.
- Park, R. S., y Chamberlin, A. B. NASA. Jet Propulsion Laboratory. [17 de agosto de 2020] <https://ssd.jpl.nasa.gov/sbdb_query.cgi>
- Poveda, A., Herrera, M. A., García, J. L. y Curiooca, K. 1999. The diameter distribution of Earth-crossing asteroids. *Planetary and Space Science*, Vol. 47, No. 5, pp. 679–685.
- Register, P. J., Aftosmis, M. J., Stern, E. C., Brock, J. M., Seltner, P. M., Willems, S., Guelhan, A. y Mathias, D. L. 2020. Interactions between asteroid fragments during atmospheric entry. *Icarus*, Vol. 337, No. 113468, pp. 1-20.
- Schirrmeister, B. E., Gugger, M. y Donoghue, P.C. J. 2015. Cyanobacteria and the Great Oxidation Event: Evidence from genes and fossils. *Palaeontology*, Vol. 58, No. 5, pp. 1-17.

- Silber, E. A., Boslough, M., Hocking, W. K., Gritsevich, M., y Whitaker, R. W. 2018. Physics of meteor generated shock waves in the Earth's atmosphere – A review. *Advances in Space Research*, Vol. 62, No. 3, pp. 489–532.
- Sedaghat, S., Leveque, J.-M., Draye, M., 2010. Amino-Acid Synthesis in Aqueous Media Under Ultrasonic Irradiation. *Chemistry of Natural Compounds*, Vol. 46, pp. 75–78.
- Taylor, F. W. 2010. Planetary atmospheres. *Meteorological Applications*, Vol. 17, No. 4, pp. 393–403.
- Trenberth, K. E., y Smith, L. 2005. The mass of the atmosphere: A constraint on global analyses. *Journal of Climate*, Vol. 18, No. 6, pp. 864–875.
- Trigo-Rodríguez, Josep M. 2013. El fenómeno meteórico y las clases de meteoritos. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, Vol. 21, No. 3, pp. 234–242.
- Trilling, D. E., Valdes, F., Allen, L., James, D., Fuentes, C., Herrera, D., Axelrod T., y Rajagopal, J. 2017. The Size Distribution of Near-Earth Objects Larger Than 10 m. *The Astronomical Journal*, Vol. 154, No. 4, pp. 170.
- Velázquez-Sánchez, Raúl. 2004. Estimación de la velocidad más probable de impacto con la Tierra de los asteroides que cruzan su órbita. *Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México*.
- Vernazza, P. y Beck, P. 2017. *Composition of Solar System Small Bodies*. Elkins-Tanton, L. T., y Weiss, B. P., *Planetesimals: Early Differentiation and Consequences for Planets*. Cambridge University Press, pp. 269-297.
- Vernazza, P., Zanda, B., Nakamura, T., Scott, E. y Russell, S. 2015. *The Formation and Evolution of Ordinary Chondrite Parent Bodies*. Michel, P., DeMeo, F. E., y Bottke, W. F. *Asteroids IV*. University of Arizona Press, pp. 617-634.
- Wheeler, L. F., Register, P. J. y Mathias, D. L. 2017. A fragment-cloud model for asteroid breakup and atmospheric energy deposition. *Icarus*, Vol. 295, pp.149–169.