



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

**ESTUDIO DE LA SISMICIDAD PRODUCIDA
POR LA INTERACCIÓN DE LA SUPERFICIE
TERRESTRE CON LAS ONDAS DE CHOQUE
ATMOSFÉRICAS PRODUCTO DE LA
FRAGMENTACIÓN SÚBITA DE UN CUERPO
PEQUEÑO EN LA ATMÓSFERA TERRESTRE**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

FÍSICO

P R E S E N T A:

MIGUEL ÁNGEL CHÁVEZ BERNAL



**DIRECTOR DE TESIS:
DRA. MARÍA GUADALUPE CORDERO
TERCERO
CIUDAD DE MÉXICO, 3 018**



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.

HOJA DE DATOS DEL JURADO

PRESIDENTE: Dra. María Dolores Maravilla Meza

VOCAL: Dr. Víctor Hugo Espíndola Castro

SECRETARIO: Dra. María Guadalupe Cordero Tercero

PRIMER SUPLENTE: Dra. Karina Elizabeth Cervantes

SEGUNDO SUPLENTE: Dr. Jaime Yamamoto Victorio

**SITIO DONDE SE DESARROLLÓ EL TEMA: INSTITUTO DE GEOFÍSICA,
UNAM.**

ASESOR DEL TEMA:

Dra. Guadalupe Cordero Tercero

SUSTENTANTE:

Miguel Ángel Chávez Bernal

Si después de esta vida yo volviera a nacer,

una sola cosa le pediría al creador:

Que mi madre volviera a ser mi madre.

AGRADECIMIENTOS

A mi madre por haberme dado la vida y hacer de mí la persona que soy. Por el apoyo incondicional que me ha brindado todo este tiempo. Porque gracias a su esfuerzo y tenacidad me ha de principio a fin para lograr cada una de mis metas. Porque es mi todo y a ella le debo todo. Gracias, madre.

A Dios, por haberme regalado a la madre más grande del mundo.

A mis dos hermanos. Óscar y Juan Carlos. Por el tiempo que permanecemos juntos.

A mi abuela, quien cuidó de mí como a uno de sus hijos y a mi abuelo, mi último gran amigo.

A todos mis tíos y tías. Por todos los años que me he convivido con ustedes, compartiendo experiencias y consejos.

A mis primos y primas. Por su gran aprecio y respeto.

A la Universidad Nacional Autónoma de México, por acogerme todos estos años. A la Facultad de Ciencias, por abrirme sus puertas y desarrollar en mí el amor por la ciencia. A todo el cuerpo docente y académico de esta hermosa facultad. Al Instituto de Geofísica, por respaldarme todo este tiempo mediante el otorgamiento de una beca y por hacer uso de sus instalaciones.

Un agradecimiento especial a mi asesor de tesis, la Dra. Guadalupe Cordero Tercero, por apoyarme de principio a fin en la realización de este proyecto. Por el tiempo que me dedicó y por sus enseñanzas y consejos. A todos mis sinodales, por apoyarme en la revisión de esta tesis. Así mismo agradezco al Dr. Víctor Hugo Espíndola Castro, miembro del Servicio Sismológico Nacional, por el enorme apoyo técnico que me brindó, imprescindible para el desarrollo de la tesis.

A mis amigos. Con quienes compartí grandes momentos en la Facultad.

Contenido

INTRODUCCIÓN	2
Capítulo I. MATERIALES QUE INGRESAN A LA ATMÓSFERA TERRESTRE	3
1.1. METEOROIDES DE ORIGEN ASTEROIDAL	4
1.2. METEOROIDES DE ORIGEN COMETARIO.....	5
Capítulo II. INTERACCIÓN DE UN CUERPO PEQUEÑO CON ATMÓSFERAS Y SUPERFICIES PLANETARIAS	6
2.1. CALENTAMIENTO.....	6
2.2. ABLACIÓN	7
2.3. FRAGMENTACIÓN	8
2.3.1. CLASIFICACIÓN DE LOS MODELOS DE FRAGMENTACIÓN.....	10
2.3.2. PRODUCCIÓN DE ONDAS DE CHOQUE.....	14
2.3.3. ONDAS DE CHOQUE Y PARÁMETROS IMPORTANTES.....	16
Capítulo III. REGISTROS SÍSMICOS	30
3.1. ONDAS SÍSMICAS.....	32
3.1.1. ONDAS SÍSMICAS DE CUERPO.....	33
3.1.2. ONDAS SÍSMICAS SUPERFICIALES.....	35
3.2. INTERPRETACIÓN DE SISMOGRAMAS	37
3.2.1. SISMOGRAMAS TECTÓNICOS.....	40
3.2.2. SISMOGRAMAS METEORÍTICOS	43
3.2.3. OTROS SISMOGRAMAS	56
3.2.4. DIFERENCIAS ENTRE UN SISMOGRAMA TECTÓNICO Y UN SISMOGRAMA METEORÍTICO.	58
Capítulo IV. METODOLOGÍA DE LA INVESTIGACIÓN	64
Capítulo V. ANÁLISIS DE RESULTADOS	65
Capítulo VI. CONCLUSIONES	82
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	84
REFERENCIAS ELECTRÓNICAS	89
APÉNDICE A	90

INTRODUCCIÓN

El estudio de los cuerpos cósmicos que ingresan a la atmósfera terrestre es un tema que ha sido abordado desde hace varios años. Gracias a las observaciones realizadas en las últimas décadas, se han podido estudiar distintas propiedades y características de los mismos, como por ejemplo su composición química, trayectoria, luminosidad, ionización, etcétera.

Uno de los temas más interesantes al abordar el análisis de los meteoroides que ingresan a nuestra atmósfera es la sismicidad que, en caso de cumplir con ciertas variables físicas y condiciones de entorno, pueden llegar a producir sus ondas de choque al acoplarse con la superficie. La literatura científica que aborda el tema data de los años cincuenta y, si bien los avances han sido enormes, hasta el momento han sido pocos los registros sísmicos confirmados debidos a eventos meteoríticos. Países como Canadá, Estados Unidos, la Comunidad Europea y Japón son naciones que se encuentran a la vanguardia en la investigación de este fenómeno, principalmente debido a la vasta red sismológica que poseen así como a la instrumentación óptica adecuada para el estudio del mismo.

En el presente trabajo se expone, en el primer capítulo, la terminología básica adecuada para abordar el estudio del fenómeno. En el segundo capítulo se exponen las distintas etapas de interacción por las que atraviesa un meteoroide al ingresar a la atmósfera terrestre, haciendo énfasis en la etapa de fragmentación y los diversos modelos que la describen, para después abordar una serie de variables físicas importantes de los meteoroides tales como la energía liberada y la altura de la fragmentación, magnitud de daño y altura crítica, culminando con la definición de una onda de choque, su relación con la fragmentación del objeto y su posible acoplamiento con la superficie terrestre para la producción de un sismo.

En el tercer capítulo se presentan una serie de fundamentos teóricos de sismicidad, su objeto de estudio y las características de los registros sísmicos tectónicos; culminando con el establecimiento de las características, similitudes y diferencias entre los registros sísmicos debidos a eventos tectónicos y meteoríticos, constituyendo así el objetivo principal de esta tesis, el cual es la caracterización de un registro sísmico producto actividad meteorítica.

En el cuarto capítulo se expone la metodología que se siguió para la obtención de resultados, mientras que en el quinto capítulo se aborda el estudio de tres registros sísmicos en nuestro país con alta probabilidad de ser producto de eventos meteoríticos. Se caracteriza cada uno de ellos basados en el marco teórico expuesto previamente a lo largo de este trabajo.

Capítulo I.

MATERIALES QUE INGRESAN A LA ATMÓSFERA TERRESTRE

Ha sido estimado que cada año, alrededor de 3,700 toneladas de objetos de naturaleza asteroidal y cometaria ingresan a la atmósfera terrestre (Ceplecha *et al.*, 1998). De dicha cantidad, alrededor del 1% del material sobrevive a los efectos ablativos de la atmósfera de nuestro planeta y golpea la superficie (Baldwin, 1963). Las partículas de más de 50 micras producen un fenómeno lumínico conocido como meteoro debido a su interacción con la atmósfera de la Tierra. Aunque en los medios de comunicación la palabra meteoro también se utiliza incorrectamente para denominar al propio objeto, su nombre correcto es meteoroides.

La mayor parte de la población de estos objetos está claramente vinculada a cometas y asteroides. Ocasionalmente también ingresan a la atmósfera de la Tierra fragmentos de la Luna y Marte, y objetos de origen artificial tales como escombros espaciales.

Un meteoroides es un objeto sólido natural con un tamaño que oscila entre 10 μm y 1 metro moviéndose a través del espacio interplanetario. Los meteoroides pueden ser objetos primarios o derivados de la fragmentación de cuerpos celestes más grandes, en particular, asteroides o cometas. Cuando el tamaño de éstos es inferior entonces podemos decir que se trata de un micrometeoroides (Rubin and Grossman, 2010).

La interacción entre la atmósfera y estos cuerpos puede dar lugar, para ciertos tamaños y velocidades, a fenómenos luminosos popularmente llamados estrellas fugaces, meteoros en lenguaje formal, o en caso de ser más brillantes que el planeta Venus, a “bolas de fuego”, también conocidas como bólidos. La Figura 1 muestra la terminología básica utilizada para hablar sobre meteoroides que interactúan con la atmósfera de nuestro planeta. El intervalo de velocidades de los meteoroides que colisionan con la atmósfera está entre los 11.2 km/s y los 72.8 km/s (Ceplecha *et al.*, 1998).

De acuerdo a la naturaleza de estos objetos, pueden clasificarse en dos grupos: meteoroides asteroidales y meteoroides cometarios. Por lo general, los objetos de procedencia asteroidal poseen una mayor densidad que los cometarios.

1.1. METEOROIDES DE ORIGEN ASTEROIDAL

Como su nombre lo indica, este tipo de objetos son aquellos que provienen de un asteroide, es decir de cuerpos rocosos o metálicos cuyas dimensiones no superan a las de un planeta. En nuestro sistema solar la mayoría de los asteroides se localiza entre las órbitas de Marte y Júpiter. Los asteroides poseen formas irregulares (figura 2). Probablemente se originaron a partir de las colisiones de cuerpos aún mayores que no llegaron a formar un planeta debido a la influencia gravitacional de Júpiter. De acuerdo con (Williams, 1993), es necesario que tenga lugar una colisión entre un asteroide y algún otro cuerpo celeste para que ocurra la eyección de fragmentos de diversas dimensiones; cada uno de estos fragmentos da origen, de acuerdo a su tamaño, a un micrometeoroides o bien a un meteoroides desplazándose a través del espacio.

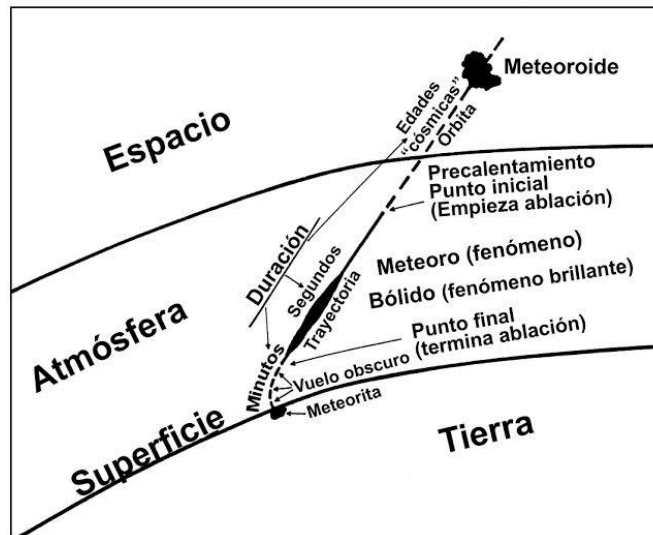


Figura 1. Terminología básica en meteorítica. Fuente: Ceplecha y coautores (1998).



Figura 2. Asteroide Gaspra. Fuente: Norton y Chitwood (2008).

1.2.METEOROIDES DE ORIGEN COMETARIO

Los cometas son cuerpos celestes constituidos por hielos y silicatos que orbitan alrededor del Sol en distintas trayectorias (figura 3). A gran distancia (entre las 5 y 10 UA) desarrollan una atmósfera que envuelve al núcleo, llamada *coma*. Dicha coma está formada por gas y polvo. A medida que el cometa se acerca al sol, el viento solar azota la coma y se generan las *colas* características. Una de las colas está formada por polvo y la otra por gas ionizado. La formación de un meteoroide a partir de los desechos del núcleo cometario ha sido estudiada por Whipple (1950) y Plavec (1957). Cuando el cometa se aproxima al Sol, el material cometario comienza a sublimarse y entonces una numerosa cantidad de fragmentos de roca incrustados en el hielo del núcleo son expulsados por la emisión de los gases desprendidos. Así, a lo largo de la trayectoria de un cometa son liberadas grandes cantidades de material rocoso que sigue aproximadamente la órbita de dicho cuerpo celeste. Cuando la Tierra atraviesa la órbita de un cometa, estos fragmentos penetran en la atmósfera y se manifiestan en forma de *estrellas fugaces*.

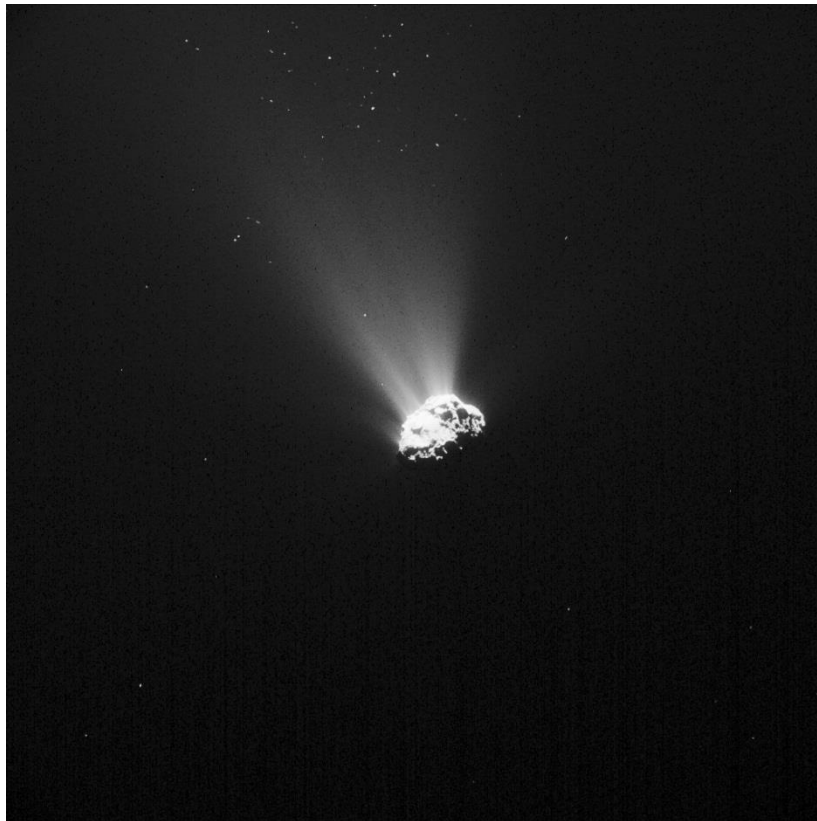


Figura 3. Cometa Rosetta (Churyumov-Gerasimenko). Fuente: Norton y Chitwood (2008).

Capítulo II

INTERACCIÓN DE UN CUERPO PEQUEÑO CON ATMÓSFERAS Y SUPERFICIES PLANETARIAS

La interacción de un cuerpo pequeño con la atmósfera y la superficie de un planeta pueden estudiarse a partir de una serie de fenómenos físicos. Dependiendo de la masa y la velocidad del objeto, la interacción de éste con la atmósfera puede pasar por una o todas las siguientes etapas: calentamiento, ablación, fragmentación, fenómenos lumínicos e impactos.

2.1. CALENTAMIENTO

De acuerdo con Cepplecha y coautores (1998), la fase de calentamiento es ocasionada por el impacto de las moléculas que constituyen la atmósfera con la superficie del meteoroide. Por debajo de los 100 km de altitud, la presión hidrodinámica a la que se somete un meteoroide al entrar en contacto con las partículas atmosféricas se vuelve un factor importante, produciendo una considerable resistencia al movimiento del cuerpo. El objeto comienza entonces a convertir parte de su energía cinética en calor, el cual comienza a fundir su superficie. Al mismo tiempo, tiene lugar la emisión de una luz tenue a medida que la temperatura asciende cerca de los 1,700 K. La luz producida por la interacción del meteoroide con la atmósfera es generada por dos mecanismos diferentes que operan de manera simultánea: en primer lugar, la estructura sólida del meteoroide se hace incandescente cuando el punto de fusión del material que lo constituye es alcanzado; esto por sí mismo emite luz sin embargo no una cantidad suficiente como para ser observada, pero a medida que el calentamiento continúa, el aire que rodea al meteoroide comienza a calentarse simultáneamente con éste. En el segundo mecanismo, los átomos atmosféricos que rodean al cuerpo comienzan a ionizarse; casi inmediatamente después, esos mismos átomos recapturan sus propios electrones, liberando luz en el proceso. Este proceso puede llegar a abarcar una enorme masa esférica de aire de cientos de metros de radio, esto constituye lo que popularmente se denomina “*bola de fuego*” (figura 4) que observamos en el cielo (Norton y Chitwood, 2008).

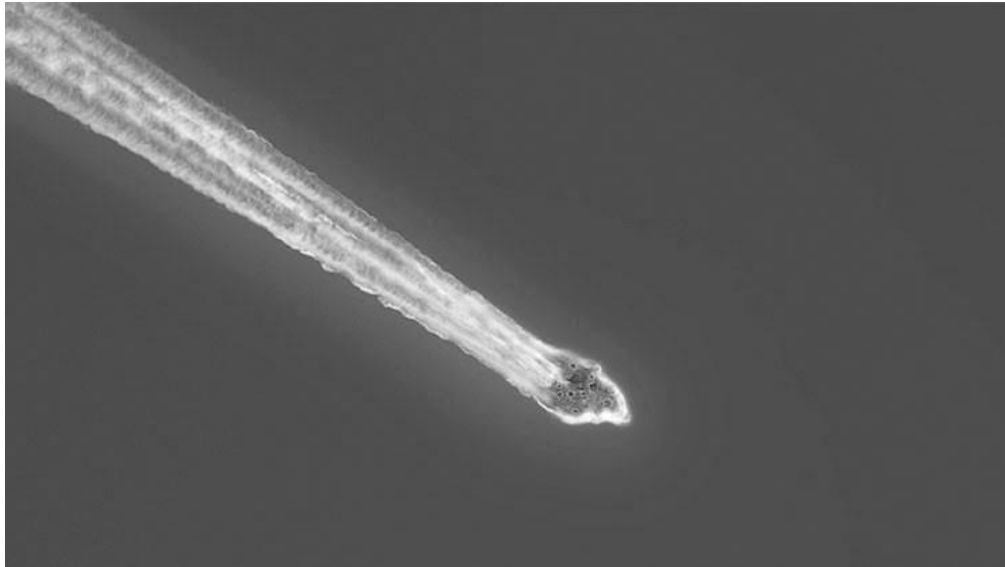


Figura 4. Un meteoroido ingresando a la atmósfera terrestre. Fuente: Norton y Chitwood (2008).

2.2.ABLACIÓN

Según Ceplecha y coautores (1998), la ablación es la segunda etapa en la interacción de la atmósfera con un meteoroido luego de la etapa de calentamiento. En términos generales, "la ablación se define como la eliminación de la masa de un meteoroido a través de las transformaciones de fase de su capa superficial desde un estado sólido a uno líquido o gaseoso" (Bronshten, 1983).

Comienza con la fusión de la superficie del meteoroido y continúa con la evaporación del material del mismo a temperaturas próximas a los 2,500 K. A medida que la presión hidrodinámica aumenta con el ingreso a la atmósfera, la parte frontal del objeto se calienta hasta la incandescencia, se derrite y comienza entonces a perder masa. Esta masa desprendida alcanza el punto de fusión debido a las altas temperaturas y fluye dentro de la corriente de aire detrás de la "bola de fuego" formando un largo tren de partículas el cual arrastra consigo este material pero ahora en forma de gotas líquidas, las cuales se evaporan rápidamente. El gradiente de temperatura hacia el interior del cuerpo decae rápidamente desde la superficie por lo que el material debajo de la superficie permanece sin alteración.

Para dos objetos con la misma masa, se tiene que la resistencia que ejerce la atmósfera sobre ellos dependerá de sus velocidades de ingreso, en particular, a mayor velocidad el objeto sufrirá mayor ablación. La figura 5 muestra la relación entre la velocidad de entrada de un objeto metálico de una tonelada con respecto al porcentaje de la masa inicial retenida al llegar a la superficie terrestre (Bischoff, 2001). En ella se comparan los resultados para velocidades de ingreso iniciales de 19 y 39 km/s a ángulos de entrada de 45° . El cuerpo con

mayor velocidad sufre una mayor pérdida de masa, reteniendo solamente alrededor de un 55 % de su masa inicial. En comparación, el objeto que se desplaza con una velocidad inferior retiene alrededor del 86 % (Norton y Chitwood, 2008).

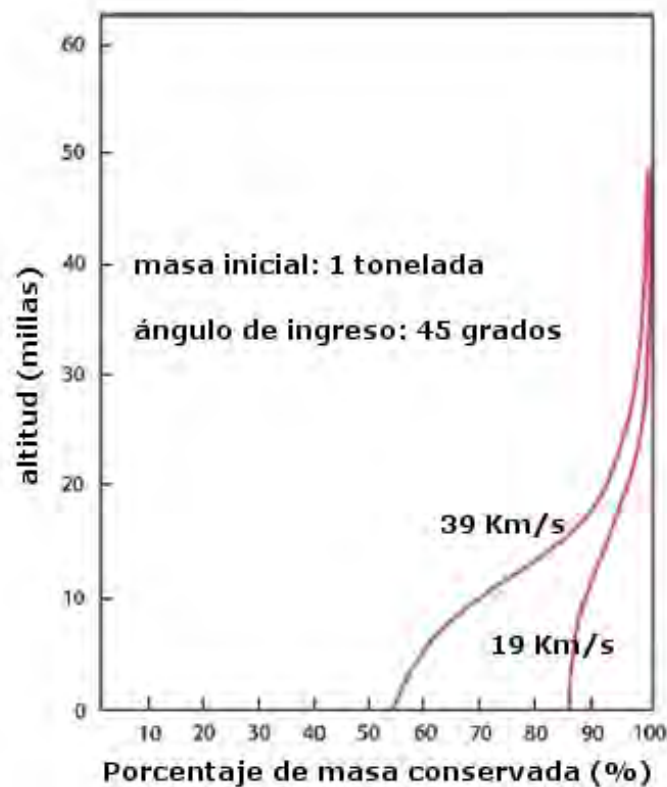


Figura 5. Dado un objeto con una cierta masa (1 tonelada en el caso de la gráfica), su velocidad de entrada determina la cantidad de masa final que tendrá cuando choque contra la superficie terrestre. Fuente: Norton y Chitwood (2008).

2.3.FRAGMENTACIÓN

La fragmentación de un meteoroide es uno de los principales temas en la investigación de la interacción de este tipo de cuerpos con la atmósfera. Los mecanismos propuestos de fragmentación están basados en dos principios, la tensión termomecánica, mencionada por Lang (1977), y la presión hidrodinámica citada por Baldwin y Sheaffer (1971).

La fragmentación de un meteoroide depende de las particularidades de cada cuerpo. La presencia de defectos preexistentes, planos de debilidad en la superficie del meteoroide, su rotación, así como su geometría y estructura interna pueden influir de manera importante en su fragmentación. El número de fragmentos producidos puede variar entre dos y una considerable cantidad de ellos. Desde hace tiempo existen en la literatura diversos modelos

que pretenden describir la dinámica de la separación de dos o más fragmentos de un meteoroide durante su ingreso a la atmósfera de nuestro planeta (Barri, 2008). La noción de la dispersión de los fragmentos de un meteoroide fue abordada por vez primera por Passey y Melosh, (1980). Ellos determinaron que “un meteoroide que pasa a través de la atmósfera comienza a fragmentarse cuando la presión hidrodinámica de las moléculas atmosféricas excede la resistencia del material del cual está conformado”. Por otra parte, proponen que la dispersión de los fragmentos es ocasionada por al menos tres mecanismos: la interacción de sus frentes de choque, por el desprendimiento súbito del fragmento desde un objeto en rotación, o por las presiones transversales producidas por la presión aerodinámica ejercida por la atmósfera, concluyendo finalmente que son las interacciones de los frentes de choque la principal causa de la dispersión de los fragmentos. Desde entonces, numerosos modelos de fragmentación han sido propuestos. La gran mayoría de ellos basados en la idea de que la presión hidrodinámica ejercida sobre el meteoroide es el mecanismo principal que desencadena su fragmentación. Un modelo basado en este principio se dice que está propuesto bajo aproximaciones hidrodinámicas.

Es posible que el fenómeno de fragmentación no tenga lugar. Esto se da en cuerpos de dimensiones pequeñas. Por otra parte es muy poco probable que un cuerpo de grandes dimensiones impacte con la superficie del planeta. Sólo si el objeto supera algunos cuantos metros en tamaño y si es lo suficientemente resistente, la desaceleración del cuerpo será pequeña y entonces golpeará la superficie antes de que su velocidad abandone el régimen hipersónico. En tal caso la consecuencia física es la producción de un cráter debido al impacto (figura 6). Con aproximadamente 1186 metros de diámetro y 170 metros de profundidad, el cráter de Barringer o cráter del meteorito de Arizona, se estima que fue producido por el impacto de un asteroide de unos 50 metros con la superficie de la Tierra a no menos de 12 km/s (Melosh y Collins, 2005).

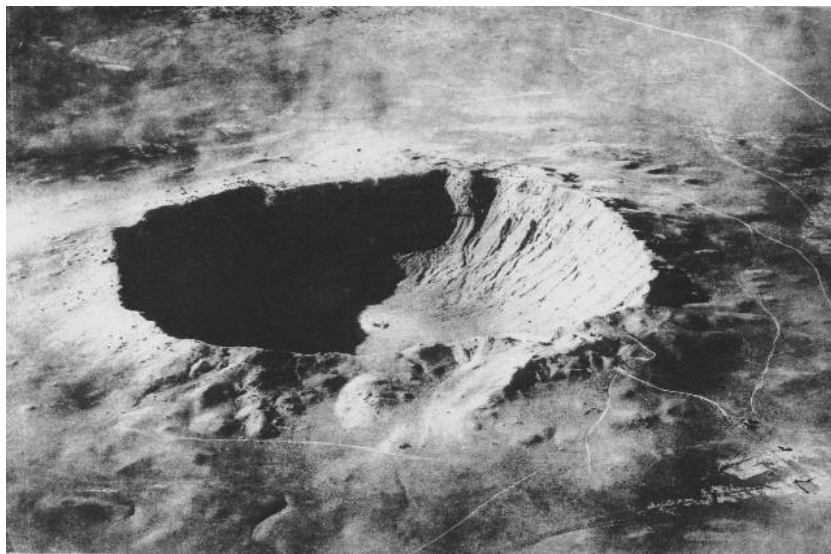


Figura 6. Cráter Barringer, norte de Arizona. Fuente: Abbot (1929).

2.3.1. CLASIFICACIÓN DE LOS MODELOS DE FRAGMENTACIÓN

Diversos modelos de fragmentación han sido propuestos basados en el principio de la presión hidrodinámica que ejerce la atmósfera sobre los cuerpos. Fundamentalmente existen tres tipos de aproximaciones diferentes para la descripción del movimiento de los fragmentos de un meteoróide. La primera considera esencialmente el incremento que sufre la sección transversal del objeto debido a su fragmentación. Un segundo tipo de enfoque se basa en el comportamiento de una cantidad finita de fragmentos que interactúan uno con otro a través de la presión que ejercen sus frentes de choque. Por último, el modelo de capas es un enfoque que considera al meteoróide como un conjunto compacto de esferas que se dispersan. Todos los modelos se resuelven por medio de métodos numéricos.

2.3.1.1. MODELOS DE ENJAMBRE

Después de la fragmentación, se considera que todos los trozos se mueven alrededor del centro de masa y que la sección transversal efectiva del meteoróide, vista como la sección transversal de todos los trozos en conjunto, se propaga de manera isotrópica a través del aire. La sección transversal efectiva aumenta con la dispersión de los fragmentos. Se considera que el enjambre de fragmentos posee un único frente de choque. En este tipo de modelos pueden incluirse los propuestos por Hills y Goda (1993), Svetsov y coautores (1995) e Ivanov y Ryzhanskii (1997), entre otros.

2.3.1.2. MODELOS QUE CONSIDERAN INTERACCIÓN ENTRE FRAGMENTOS

En este tipo de modelos se considera la contribución e interacción de los fragmentos y subfragmentos (en el caso de modelos de fragmentaciones sucesivas) dispersados debido al desarrollo de frentes de choque individuales (figura 7), la fuerza transversal de dispersión depende de la distancia entre los fragmentos (Barri, 2008). Para abordar el problema se considera una dispersión homogénea e isotrópica. Los modelos con interacción entre fragmentos se desarrollan a partir de modelos geométricos adecuados para determinar la contribución de cada uno de los objetos dispersados. Artemieva y Shuvalov (2001), por ejemplo, consideran que los fragmentos dispersados son elementos con dimensiones y formas constantes (figuras 8 y 9). Se sugiere que la expansión de los fragmentos no es en realidad tan uniforme como en el caso de los modelos de enjambre. Finalmente se considera que el proceso de fragmentación puede ser sucesivo, es decir, algunos de los fragmentos dispersados pueden volver a fragmentarse en otros más pequeños.

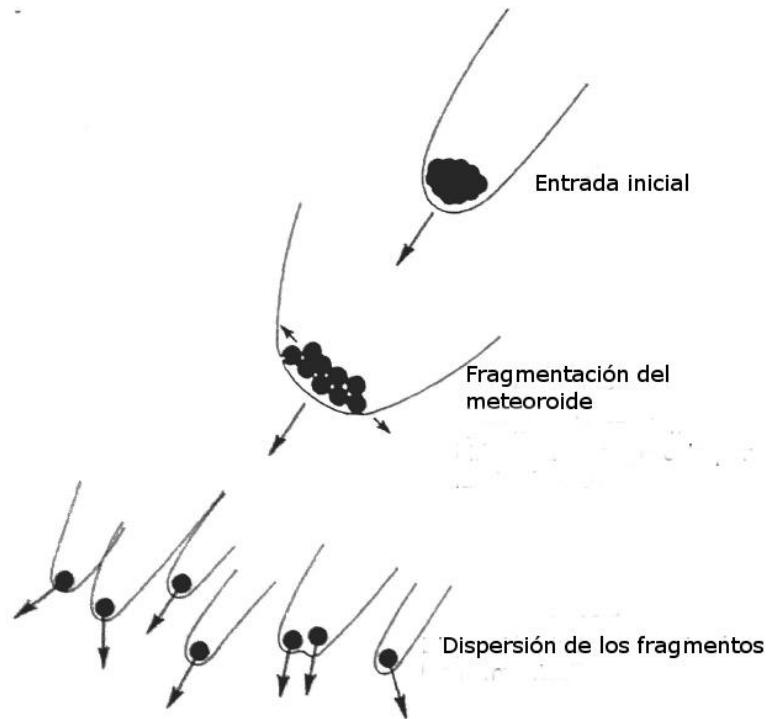


Figura 7. Diagrama esquemático de la fragmentación de un cuerpo meteórico durante su ingreso a la atmósfera terrestre. Se muestran los frentes de choque individuales de los fragmentos dispersados. Fuente: Melosh (1989).

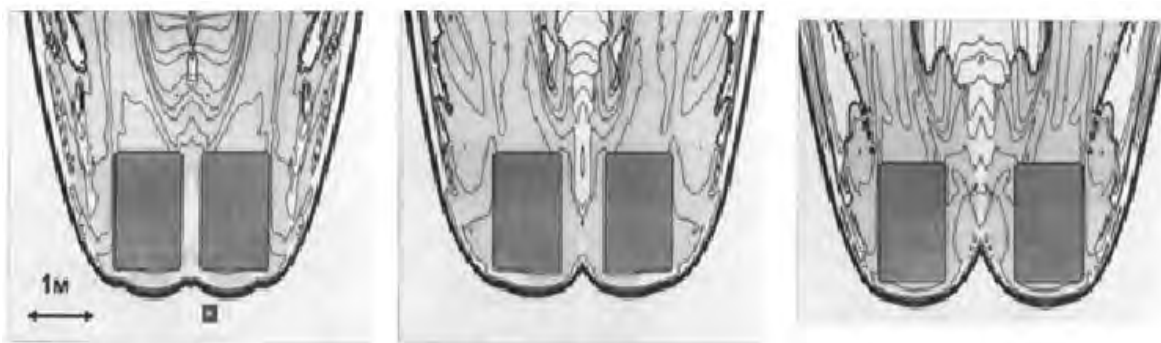


Figura 8. Distribuciones de vapor y contornos de densidad para varias distancias entre los fragmentos a una altura de 50 km. Fuente: Artemieva y Shuvalov (2001).

Las primeras estimaciones relativas a la contribución de los frentes de choque individuales de los fragmentos dispersados fueron realizadas por Passey y Melosh (1980). Encontraron que la velocidad U con la que dos fragmentos se separan puede describirse mediante la relación:

$$U = V \sqrt{\frac{3}{2} C \frac{\rho_a}{\rho_m}}$$

en donde C es llamada la constante de repulsión (que se encuentra en el intervalo de 0.02 a 1.5; siendo ésta adimensional), ρ_m es la densidad del meteoróide, ρ_a es la densidad del aire y V es la velocidad de ingreso del meteoróide. Otros modelos que también consideran la contribución de los frentes de choque a la dispersión de los fragmentos son los propuestos por Baldwin y Sheaffer (1971), Borovicka y coautores (1998), y Artemieva y Shuvalov (2001), entre otros.

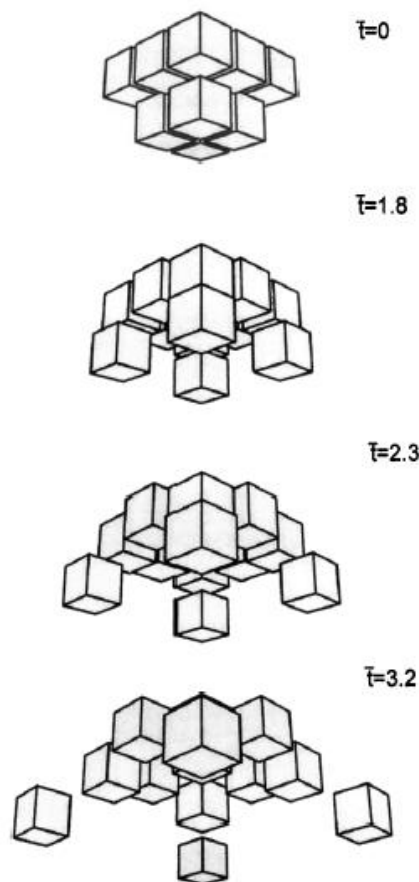


Figura 9. La evolución de un meteoróide de condrita fragmentado en 13 cubos idénticos a una altura de 70 km. Fuente: Artemieva y Shuvalov (2001).

2.3.1.3. MODELOS DE CAPAS

El modelo de capas para la fragmentación de un meteoróide que ingresa a la atmósfera es una propuesta reciente. En este modelo, un meteoróide es considerado como un conjunto compacto de fragmentos esféricos (figura 10). El modelo capa-por-capa está construido sobre la base de las soluciones analíticas del trabajo de Barri (2008) y los datos numéricos obtenidos por Zhdan (2004). Se consideran los casos de cuerpos cilíndricos y esféricos; consiste de varias etapas y se enfoca en el análisis de la interacción entre una capa externa y otra interna que se dispersan de forma sucesiva. Las capas en este modelo son arreglos constituidos por partículas esféricas. Cada una de estas partículas representa los fragmentos que se desprenden del meteoróide.

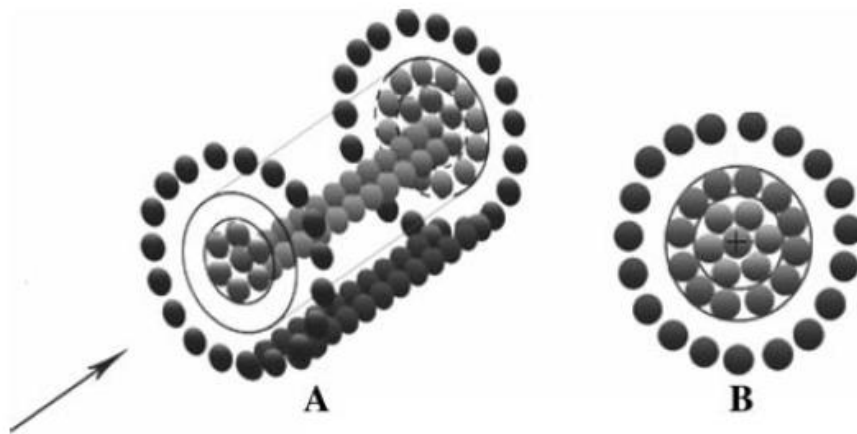


Figura 10. Esquema del modelo de dispersión de fragmentos capa-por-capa en el caso cilíndrico (A) y esférico (B). Fuente: Barri (2008).

En este modelo, la fragmentación del objeto ocurre por etapas sucesivas. Cada una de ellas consiste en la separación de una capa. La fragmentación del cuerpo meteorítico tiene lugar, al igual que los modelos anteriores, cuando la presión hidrodinámica ejercida por las partículas atmosféricas sobrepasa la resistencia del material que conforma el meteoróide. La interacción entre capas es efectiva cuando la distancia entre la capa exterior y la interior, aún intacta, alcanza la medida del radio de la región interior, entonces, la siguiente capa se convierte en una capa exterior la cual comienza a alejarse de la parte principal del cuerpo en un proceso secuencial (Barri, 2008).

De acuerdo con Barri (2008), el tiempo total de dispersión por capas no depende de la cantidad de fragmentos. El tiempo de dispersión es en realidad una fracción muy corta del tiempo total que le lleva a un meteoróide recorrer la atmósfera, por tanto, la fragmentación del objeto y la dispersión de sus fragmentos será casi simultánea.

2.3.2. PRODUCCIÓN DE ONDAS DE CHOQUE

En mecánica de fluidos se define a una onda de choque como “la propagación de una discontinuidad en las propiedades termodinámicas y mecánicas de un medio: presión, masa, energía, temperatura y velocidad” (Benest y Froeschle, 1998). Se trata de una discontinuidad producida por un objeto que se desplaza a una velocidad superior a la del sonido a través de un medio. Al Igual que una onda ordinaria, una onda de choque lleva energía y puede propagarse a través de un medio. Para un meteoróide que ingresa a la atmósfera terrestre a velocidades hipersónicas, dicho medio es el aire. Una onda de choque se caracteriza por un cambio abrupto y discontinuo, en la presión, temperatura y densidad del medio (Anderson, 2001). De este modo, cuando un meteoróide penetra las capas más densas de la atmósfera, genera un tren de ondas el cual, debido a la velocidad a la que se desplaza el objeto (Mach 35 a Mach 340), en cada instante del trayecto se encontrará por detrás del mismo. El tren de ondas está envuelto por una superficie cónica llamada *cono de Mach* (β) que, de acuerdo con Revelle (1974a), para tales velocidades, el frente de onda de este cono tiende a aproximarse, en realidad, a una forma cilíndrica (figura 11). Durante este ingreso, “la dirección de propagación de las ondas de choque es perpendicular a la trayectoria que sigue el meteoróide”, (Revelle, 1976). Éstas se generan a distancias cercanas a él; posteriormente, al cabo de un tiempo, tras propagarse y perder energía, la velocidad de éstas decrece a tal punto que se convierten en una onda de sonido. La velocidad de esta onda variará entre los 280 y los 340 m/s a alturas entre los 100 km y la superficie debido a la variación de la densidad del aire (ver figura 11(a)).

Cuando la presión hidrodinámica excede la resistencia del material que constituye el meteoróide, el cuerpo sufre una fragmentación súbita y se libera una gran cantidad de energía. Para un observador, dicha fragmentación se manifiesta por medio de una explosión (en inglés se le denomina *airburst*, es decir, una “explosión aérea”), la cual produce ondas de choque cuyo frente es esférico (figuras 11(b) y 12), propagándose de forma isotrópica a través del medio. Cuando la energía de estas ondas disminuye, se convierten en ondas acústicas que se desplazan a través de la atmósfera. En capítulos posteriores se profundizará el estudio acerca de la producción y el comportamiento de las ondas de choque debidas a meteoroides.

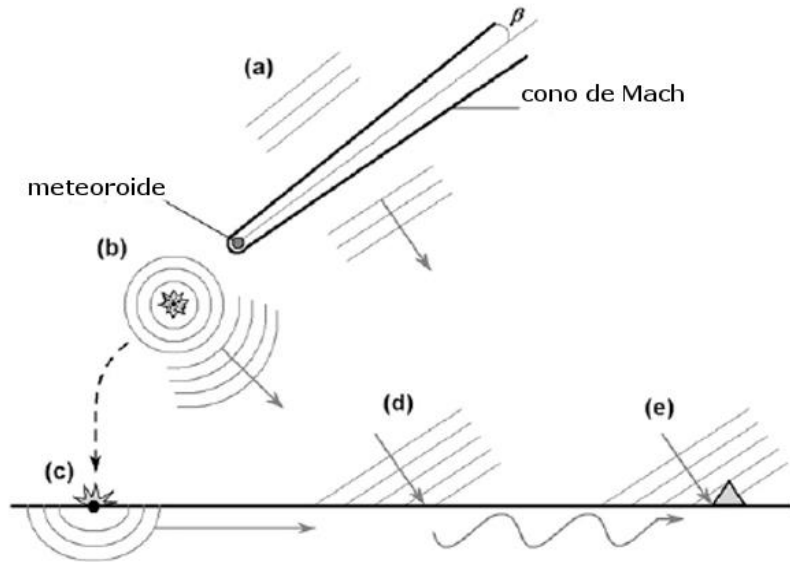


Figura 11. Generación de ondas a partir de las ondas de choque producidas por la fragmentación de un meteoróide durante su ingreso a la atmósfera terrestre, así como la interacción de éstas con la superficie. (a) Producción de ondas de choque durante el ingreso del meteoróide. (b) Producción de la onda de choque debida a la fragmentación súbita del objeto. (c) Generación de ondas sísmicas debidas al impacto del meteoróide con la superficie. (d) Las ondas sísmicas producidas en este esquema viajan a través de la superficie de la Tierra por lo que su velocidad es mayor que la velocidad de las ondas acústicas que siguen viajando en la atmósfera y tocan la superficie en (e) por lo que llegan primero, razón por la que se les conoce como ondas precursoras (f). Propagación de las ondas sísmicas y su detección a través de una estación sísmica (indicada por un triángulo). Fuente: Edwards y coautores (2008).

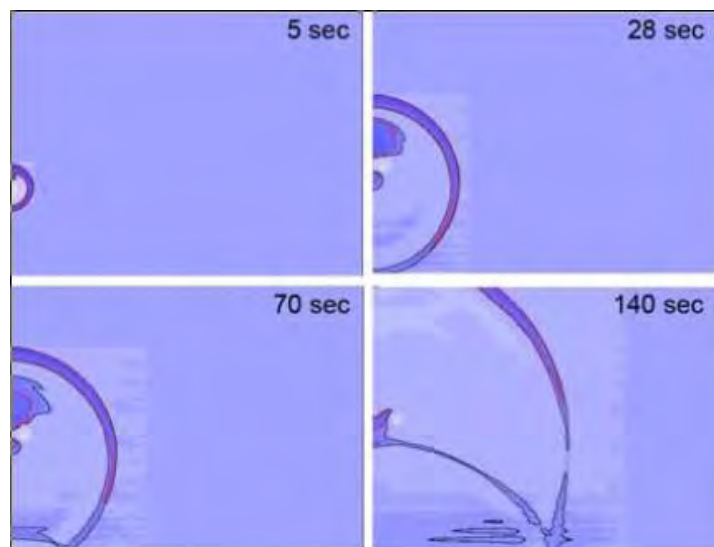


Figura 12. Propagación de una onda de choque producto de la explosión aérea (airbust) de 200 Kt a una altura de 20 km. Fuente: Artemieva y Shuvalov (2013).

Shuvalov y Trubetskaya (2006) afirman que los siguientes escenarios son posibles:

- a) Los meteoroides rocosos con dimensiones inferiores a los 10 m se desaceleran a grandes altitudes, de modo tal que al fragmentarse y producir ondas de choque, estas se atenúan a medida que se desplazan a través de la atmósfera y alcanzan la superficie en forma de un paquete débil de ondas acústicas. En pocas ocasiones presentan eventos de airburst.
- b) Los asteroides con dimensiones entre 20 y 100 metros se desaceleran a altitudes que van de los 20 a los 30 km. En este caso, al fragmentarse, las ondas de choque producidas interactúan con mayor energía con la superficie, ocasionando daños materiales y posible actividad sísmica. En este rango se incluyen los eventos de Tunguska (1908) y el de Cheliábinsk (2013), por mencionar algunos ejemplos. Objetos de estas dimensiones presentan el fenómeno airburst.
- c) Los objetos con dimensiones mayores a los 100 m generalmente alcanzan la superficie terrestre. En este caso el asteroide produce un cráter de impacto cuyo tamaño es, en primera aproximación, 10 veces la dimensión original del objeto.

Los factores que determinan si se da un caso u otro son la energía cinética del objeto, sus dimensiones, el ángulo de ingreso y la composición, entre otros (Shuvalov et al. 2016).

2.3.3. ONDAS DE CHOQUE Y PARÁMETROS IMPORTANTES

Las características y efectos de las ondas de choque producidas por explosiones meteoríticas en el aire han sido estudiadas a través de los datos empíricos obtenidos por las detonaciones de dinamita y explosiones nucleares controladas, en su mayoría efectuadas en las décadas de los 40, 50 y 60 (Nafi Toksöz y Ben-Menahem, 1964; Hunt et al., 1960; Harkrider et al., 1974; Pfeffer y Zarichny, 1962; Harkrider, 1964 y Hills y Goda, 1993). Se han modelado eventos explosivos en la atmósfera y se han comparado con las explosiones meteoríticas para estimar, entre otras cosas, la altura de la explosión, la energía liberada por la explosión, la propagación de las ondas de choque y la posible interacción entre ésta última y la superficie terrestre. De acuerdo con Popova y colaboradores (2013), no hay analogía perfecta entre una explosión controlada y las explosiones meteoríticas, esto principalmente debido a que las primeras ocurren cuando se les deja caer desde cierta altura (caída vertical) mientras que normalmente los meteoroides ingresan a ángulos agudos. Mientras más vertical es la entrada de un meteoroide, la ablación y fragmentación serán más intensas debido a que los cambios en la densidad atmosférica son más rápidos. A pesar

de no ser procesos similares, la detonación de TNT o armas nucleares nos da una idea de cómo se generan ondas sísmicas a partir de explosiones aéreas.

Durante un evento en el que ocurren explosiones aéreas existe una serie de parámetros importantes que es conveniente estudiar. Para fines de este trabajo, se consideran dos que son de suma importancia: uno de ellos es la altura de fragmentación (explosión; airstrike), el otro es la energía liberada durante la explosión.

2.3.3.1. ALTURA DE LA EXPLOSIÓN DE UN METEOROIDE

La altura de la explosión de un cuerpo cósmico es un evento que depende de las propiedades físicas y orbitales del objeto. Para explicar adecuadamente este fenómeno se suelen emplear simulaciones numéricas o bien análisis de los datos recabados a partir de algunos eventos observados.

Los estudios de Shuvalov y coautores (2016) y Shuvalov y Trubetskaya (2007; 2008), sobre la fragmentación súbita y las explosiones aéreas debidas a la interacción de cuerpos cósmicos con la atmósfera, permiten determinar ciertos parámetros dadas algunas condiciones iniciales, así como visualizar la evolución de una onda de choque y su posible interacción con la superficie. El estudio de Shuvalov y coautores (2016) contempla el análisis para cuerpos asteroidales y cometarios. Ellos modelan el caso de un cuerpo esférico y rocoso con un diámetro de 40 metros (figura 13), velocidad de ingreso de 18 km/s y densidad de 2650 kg/m^3 (la habitual para el granito) y ángulo de ingreso vertical (siguiendo los parámetros de los modelos basados en explosiones controladas). La energía total liberada resulta de $1.4 \times 10^{16} \text{ J}$ (equivalentes a 3.4 Mt). Puede observarse que a altitudes próximas a los 30 km el objeto comienza a sufrir deformaciones en su corteza. Al mismo tiempo, las perturbaciones de las ondas de choque se hacen presentes en su superficie debido a las inestabilidades hidrodinámicas de Rayleigh-Taylor¹ y Kelvin-Helmholtz² (Svetsov y coautores, 1995), las cuales ocurren de manera casi simultánea, de acuerdo con Thompson (2006). Aproximadamente a alturas de entre 20 y 25 kilómetros, y como resultado de la expansión de la sección transversal efectiva del meteorode, producto del

¹ Se produce cuando dos fluidos, con diferente densidad, separados por una interfaz plana entre ellos y con un campo gravitacional perpendicular a dicha interfaz, interactúan de modo tal que, si el fluido con mayor densidad se localiza en la parte superior y el de menor densidad en la parte inferior, cualquier tipo de perturbación ocasiona que el fluido más denso se desplace hacia abajo a través del fluido menos denso. El sistema entonces pasará a adquirir una configuración inestable. La ruptura de este equilibrio produce un patrón de penetración en forma de “seta” u hongo invertido. Este efecto es conocido como inestabilidad de Rayleigh-Taylor (Svetsov y coautores, 1995).

² Este fenómeno ocurre cuando dos fluidos con diferentes densidades y separados por una interfaz plana se desplazan a través de ella con velocidades diferentes, siempre que el fluido con mayor densidad se localice en la parte inferior del sistema.

incremento de la presión hidrodinámica a la que es sometido, la estructura del objeto presenta una deformación continua y cada vez más significativa. Cuando más se desplaza (a alturas próximas a los 18 y 15 kilómetros) el objeto se fragmenta y las ondas de choque se propagan en el aire junto con una gran cantidad de fragmentos.

Cuando el objeto se encuentra a alturas entre los 10 y los 6 kilómetros, de acuerdo con la simulación, los fragmentos del meteoroide se evaporan totalmente y entonces el tren formado por partículas y gas se convierte en un chorro de vapor que comienza a desacelerarse a alturas cercanas a los 6 km. La onda de choque, por otra parte, se propaga con una amplitud correspondiente a un exceso de presión (por encima de la presión atmosférica normal) de 20 kPa (0.2 Bar; 3.0 psi), alcanza la superficie terrestre e interactúa con ella. Los resultados para objetos con dimensiones de 20 metros en adelante (con presencia de airburst de acuerdo con Shuvalov y Trubetskaya (2006); ver sección anterior) a distintos ángulos de entrada se muestran en las Tablas 1 y 2 para los casos de objetos asteroidales y cometarios. La interpretación de los resultados de Shuvalov y colaboradores (2016) sugiere que los meteoroides de origen cometario se fragmentan a mayores altitudes que aquellos de origen asteroidal. Esto puede ser debido a la baja densidad que poseen con respecto a los segundos, de acuerdo con Wasson (2003).

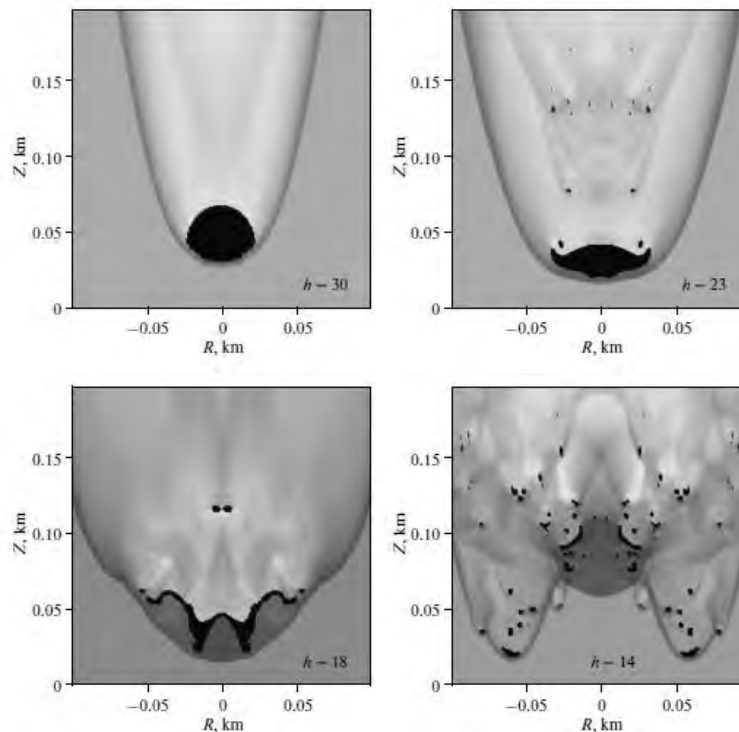


Figura 13. Proceso de fragmentación y evolución de la onda de choque de un meteoroide de 40 m de diámetro con un ángulo de ingreso vertical sobre la atmósfera terrestre. Fuente: Shuvalov y colaboradores (2016).

Tabla 1: Alturas efectivas de explosiones meteoríticas (en kilómetros) para objetos asteroidales con velocidad de ingreso de 18 km/s, diámetro D y diversos ángulos de ingreso α . Tomado de Shuvalov y colaboradores (2016).

D (m)	$\alpha=90$	$\alpha=60$	$\alpha=45$	$\alpha=30$	$\alpha=15$	$\alpha=10$	$\alpha=5$
20	16	18	19	23	29	32	25
40	10	13	14.5	16	21	25	29
70	3	6	8	13	19	23	26
100			0.2	8	13	16	21
200				1	6	12	18
500						0	7.5

Tabla 2: Alturas efectivas de explosiones meteóricas (en kilómetros) para objetos de origen cometario con velocidad de ingreso de 18 km/s, diámetro D y con diversos ángulos de ingreso α . Tomado de Shuvalov y colaboradores (2016).

D (m)	$\alpha=90$	$\alpha=60$	$\alpha=45$	$\alpha=30$	$\alpha=15$	$\alpha=10$	$\alpha=5$
40	15	18	21	25	31	32	36
100		6	8	14	18	24	28
200				5.3	10	18	21
500						6	12.5

La altura de la explosión meteorítica (airbust) es un parámetro muy importante. Una de las razones para serlo es porque representa la altura a la cual el objeto se fragmenta y desde donde las ondas de choque asociadas se propagan a través de la atmósfera. Hills y Goda (1993) propusieron una relación para determinar la altura de fragmentación de un meteoróide. Al tratarse de un modelo desarrollado bajo la aproximación hidrodinámica, se tiene que la fragmentación tendrá lugar cuando la presión ejercida por las moléculas de aire sobre la superficie del meteoróide iguale su resistencia:

$$S = P = \rho_{aire} V^2 \dots \dots \dots (1)$$

En donde S es la resistencia del material del objeto, P es la presión hidrodinámica a la cual se somete, V es la velocidad del meteoróide a una altura dada y ρ_{aire} es la densidad atmosférica que depende de la altura.

$$\rho_{aire} = \rho_0 e^{\frac{h}{H}}$$

donde $\rho_0 = 0.001293 \text{ g/cm}^3$ representa la densidad atmosférica en la superficie y H es la escala de altura atmosférica, que en la Tierra es de 8 km.

En los experimentos numéricos de Hills y Goda, ellos consideran que el ángulo de entrada de los objetos con respecto a la horizontal es de 90 grados. Con lo anterior, obtienen que la altura de fragmentación para velocidades de ingreso $V = 20 \text{ Km/s}$ son de $h_{frag} = 50 \text{ km}$ en el caso de meteoroides de origen cometario y de $h_{frag} = 32 \text{ a } 19 \text{ km}$ para objetos rocosos. Para el caso de cuerpos metálicos la altura de fragmentación puede ser de $h_{frag} = 7.6 \text{ km}$ o incluso que no se fragmenten antes de impactar con la superficie. Shuvalov y coautores (2016) proponen una fórmula equivalente a (1), que considera ángulos de ingreso:

$$\frac{h_t}{H} = -1.3 \ln \left\{ \frac{D}{H} \left(\frac{\rho_m}{\rho_0} \right)^{\frac{2}{3}} \text{sen } \alpha \right\} + 1 \dots \dots \dots (2)$$

en donde h_t es la altura de fragmentación del meteoroide, D es el diámetro del objeto, H representa la escala de altura que en esta ocasión consideran de 7.5 km; ρ_0 es la densidad atmosférica en la superficie de la Tierra, ρ_m es la densidad del meteoroide y α es el ángulo de ingreso del objeto. Las diferencias entre los modelos propuestos por Hills y Goda (1993) y los de Shuvalov y coautores (2016) con respecto a las alturas efectivas de explosiones meteoríticas son mínimas, encontrándose variaciones de únicamente de 2 a 3 km (figura 14). Por otro lado, las relaciones (1) y (2) son altamente concordantes para objetos con dimensiones de más de 20 metros (para los cuales es segura la fragmentación en el aire). La fragmentación de cuerpos con dimensiones inferiores, según Shuvalov y Trubetskaya (2006), no genera ondas de choque suficientemente energéticas para producir un efecto apreciable en la superficie.

Para objetos menores a 20 metros, el modelo de Shuvalov y colaboradores (2016) no aplica. Los casos de Tunguska y Cheliábinsk resultan ser eventos para los cuales las aproximaciones son aceptables debido a las dimensiones de dichos objetos. En el caso del fenómeno de Cheliábinsk, el tamaño del objeto se estima fue de 19 metros (Popova et al. 2013; Borovička et al., 2016; Brown et al., 2013; Tazuin et al., 2013), mientras que en el caso de Tunguska, estuvo dentro del rango de los 50 a los 1200 metros (Ben-Menahem 1975; Lyne et al., 1996; Sekanina ,1983; Chyba et al., 1993).

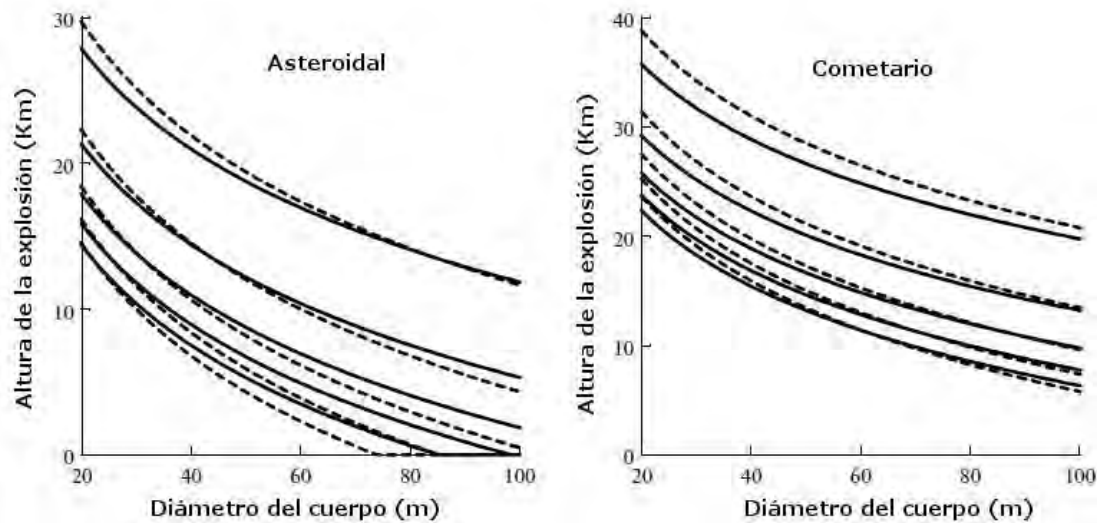


Figura 14. Comparación entre el modelo de Shuvalov y coautores (2006) -líneas continuas- y el modelo de Hills y Goda (1993)-líneas punteadas-. Se muestra la relación entre el diámetro de meteoroides asteroidales y cometarios con la altura efectiva de la explosión aérea a distintos ángulos de ingreso. Cada curva punteada representa un ángulo de entrada distinto: 90, 60, 45, 30 y 15 grados en orden de abajo hacia arriba. La gráfica de la izquierda considera una densidad de 3300 Kg/m³, la típica para objetos asteroidales; la gráfica de la derecha considera una densidad de 1000 Kg/m³ para objetos cometarios. La escala de altura atmosférica se considera de 8 km. Fuente: Shuvalov y colaboradores (2016).

2.3.3.2. ENERGÍA LIBERADA DURANTE LA EXPLOSIÓN DE UN METEOROIDE EN LA ATMÓSFERA

La energía que se libera durante la explosión de un meteoroides en la atmósfera determina el efecto de sus ondas de choque sobre la superficie. Mientras más energética resulta la explosión del objeto, es posible que las ondas de choque ocasionen daños materiales a diversos tipos de construcciones, es por esto que es de suma importancia conocer este parámetro. La estimación de la energía liberada por la fragmentación de un meteoroides tiene su fundamento en los experimentos efectuados durante la detonación de cargas explosivas controladas. Si las ondas de choque producidas por una de estas cargas es lo suficientemente energética, entonces dichas ondas alcanzarán la superficie y producirán una interacción con ella, la cual se traducirá en forma de actividad sísmica o en daños en la superficie (este tema será abordado posteriormente con mayor detalle). Por otro lado, si no son lo suficientemente energéticas no tendrán un efecto apreciable sobre la superficie.

A medida que las ondas de choque se propagan en la atmósfera, pierden energía a tal punto de convertirse en ondas acústicas. Estas ondas presentan una atenuación dependiente

de la frecuencia, por tanto, si el objeto se fragmenta a grandes altitudes, es de esperarse que la información de tal evento en la superficie sea cada vez más difícil de obtener. Ante esta dificultad, suele emplearse el análisis de ondas de infrasonido (entre los 0.01 y los 20 Hz) producidas durante la propia explosión ya que, de acuerdo con Edwards y colaboradores (2008), estas ondas pierden poca energía durante su recorrido además de que son capaces de interactuar con suficiente energía con la superficie como para inducir un movimiento que pueda ser medible. De acuerdo con Lobanovsky (2013), el empleo de métodos acústicos para la determinación de energías explosivas es suficiente para obtener una excelente aproximación de la energía que se libera.

El cálculo de la energía liberada en la atmósfera debido a la explosión de un objeto meteorítico emplea información de las ondas infrasónicas. Es así que la energía que se produjo durante los eventos de Tunguska y Cheliábinsk fue determinada empleando el análisis de las señales infrasónicas que produjeron (Artemieva y Shuvalov, 2013). La forma actual en la que se determina la energía cinética de un meteoróide está basada en el análisis de señales infrasónicas producidas durante el evento de fragmentación acompañado por el uso de curvas de calibración obtenidas de manera empírica, originalmente concebidas para la interpretación de explosiones controladas. Los primeros trabajos enfocados en determinar la energía liberada por un meteoróide fueron realizados por Revelle (1974a), Golitsyn y coautores (1978), Cepelcha y coautores (1998) y más recientemente por Lobanovsky (2013). A continuación se describirán tres maneras distintas en las que puede calcularse la energía que libera un objeto cósmico al fragmentarse en la atmósfera, estas son: (a) a través de la estimación de la longitud de recorrido de la onda infrasónica asociada, (b) a través de la estimación de la máxima concentración de energía de las ondas de infrasonido producidas y (c) a través de las curvas de calibración elaboradas por el Centro de Aplicaciones Técnicas de la Fuerza Aérea de los Estados Unidos (AFTAC) Lobanovsky (2013).

2.3.3.2.1. ESTIMACIÓN A TRAVÉS DE LA LONGITUD DE RECORRIDO DE LAS ONDAS INFRASÓNICAS

Cuando un meteoróide se fragmenta y sus ondas de choque se atenúan hasta convertirse en ondas infrasónicas, la energía de la explosión del objeto puede estimarse en términos del radio de alcance de estas ondas de la siguiente manera:

$$R \approx E_e^{\frac{1}{3}} \quad (3)$$

en donde E_e representa la energía de la explosión del meteoróide en la atmósfera y R es el recorrido de las ondas de infrasonido. Para grandes distancias la ecuación (3) se reescribe como:

$$L_{max} \approx E_e^{\frac{1}{2}} \quad (4)$$

En donde R es sustituida por L_{max} y representa la longitud del recorrido de la onda, esto queda justificado por el hecho de que la onda podría recorrer más de una vez la superficie de la Tierra, por lo que el término “radio” no tendría sentido.

De la ecuación (4), tenemos que la longitud máxima del recorrido de la onda infrasónica L_{max} en una primera aproximación es proporcional a la raíz cuadrada de la energía de la explosión. Por otra parte, si se sabe la energía E^* y la longitud de recorrido máximo L^* de una fuente determinada, la energía de cualquier otra explosión puede ser evaluada a partir de estos valores que se consideran de referencia (la referencia en cuestión es la llamada “Bomba del Zar”, la mayor explosión termonuclear detonada por el hombre. Según estimaciones, la energía de su explosión estuvo entre los 57 y los 58.6 Mt). Dado lo anterior, y conociendo la longitud máxima de recorrido de las ondas producidas por una explosión, su energía se determina como:

$$E_a = E^* \left(\frac{L_{max}}{L^*} \right)^2 \quad (5)$$

en donde E_a representa la energía de la explosión a partir de las estimaciones infrasónicas.

Para considerar la influencia de la altitud, se comparan resultados previos de la detonación de cargas explosivas con los resultados obtenidos aplicando la ecuación (5), la diferencia en términos porcentuales resulta de un 5% de acuerdo con Lobanovsky (2013) y por tanto la ecuación (5) puede expresarse en términos de la altura de la explosión, H, usando una aproximación lineal dada por:

$$E_a = E^* \left(\frac{L_{max}}{L^* - kH} \right)^2 \quad (6)$$

donde k es el coeficiente que representa la influencia de la altura de la explosión en la longitud máxima de recorrido de la onda infrasónica y que se deriva a partir de los resultados basados en la detonación de cargas explosivas. De esta manera es posible

determinar la energía de la explosión independientemente de la naturaleza del objeto a partir de la altura de su explosión y conociendo los parámetros E^* , L^* y k para una cierta longitud máxima de recorrido de las ondas infrasónicas (Lobanovsky, 2013).

2.3.3.2.2 ESTIMACIÓN A TRAVÉS DE LA MÁXIMA CONCENTRACIÓN DE ENERGÍA DE LAS ONDAS INFRASÓNICAS

En este método toma relevancia el diámetro de la bola de fuego asociada a un meteoróide que atraviesa la atmósfera. La bola de fuego en cuestión opera como un dipolo de media onda, en el cual la longitud de la onda infrasónica emitida es igual al doble de su longitud de recorrido o alcance ($2L = \lambda$). Bajo este principio y teniendo en cuenta la referencia de la bomba del Zar, cuya bola de fuego tuvo un radio máximo, R_{max} de 4.6 km; la velocidad de onda c en este punto es independiente de la energía de la explosión y resulta ser de aproximadamente de 0.54 km/s, entonces la frecuencia de la onda puede determinarse mediante:

$$\vartheta^* = \frac{c}{2[2R_{max}]} = \frac{c}{4R_{max}} \quad (7)$$

La fórmula anterior puede reescribirse en términos de la energía de la explosión de la siguiente forma:

$$\vartheta^* = 0.116E_e^{-\frac{1}{3}} \quad (8)$$

Con la frecuencia ϑ^* estimada en Hertz y la energía de la explosión E_e medida en megatones (Mt).

2.3.3.2.3 ESTIMACIÓN A TRAVÉS DE CURVAS DE CALIBRACIÓN-AFTAC

Los planteamientos de Lobanovsky (2013) son altamente eficaces cuando se conoce con gran precisión la velocidad del meteoróide y datos sobre su trayectoria. Alternativamente, el Centro de Aplicaciones Técnicas de la Fuerza Aérea de los Estados Unidos (AFTAC) ha desarrollado una formulación para resolver este problema, con la ventaja de solamente depender de una variable. Los valores de dicha variable son determinados a partir de mediciones infrasónicas. La AFTAC utiliza dos formulaciones diferentes dependiendo de la energía de la explosión:

$$\log\left(\frac{E_S}{2}\right) = 3.34 \log(P) - 2.58, \quad \frac{E_S}{2} \leq 100 \text{ kt} \quad (9)$$

$$\log\left(\frac{E_S}{2}\right) = 4.14 \log(P) - 3.61, \quad \frac{E_S}{2} \geq 40 \text{ kt} \quad (10)$$

Donde P es el periodo de la onda de máxima amplitud, en segundos. La energía de la fuente E_S está dada en kt, de acuerdo con Cepulecha y coautores (1998). El término $\frac{1}{2}$ en las ecuaciones anteriores está relacionado con el hecho de que aproximadamente la mitad de la energía liberada durante el proceso, en el caso de explosiones controladas, es liberada en forma de radiación electromagnética, mientras que la otra mitad es la energía detectada por los aparatos de infrasonido (Glasstone, 1977).

Una segunda formulación, también propuesta por la AFTAC, está dada por:

$$\log(E_S) = 2 \log(P) + 2.94 \log \Delta - 1.84, \quad (11)$$

Está relacionada con la máxima amplitud de la onda infrasonica, P , dada en pascales (Pa) y con Δ , que es la distancia en grados que existe entre la carga (fuente) y un receptor.

Otra fórmula es la obtenida en pruebas nucleares francesas (Edwards et al., 2006). En este caso la expresión es:

$$\log(E_S) = 2 \log(P) + 3.52 \log R - 10.62, \quad (12)$$

La cual involucra la amplitud de la onda infrasonica (en Pa) y R , el alcance sobre el terreno en kilómetros, con la energía de la explosión. Un comparativo entre las fórmulas (11) y (12) se muestra en figura 15:

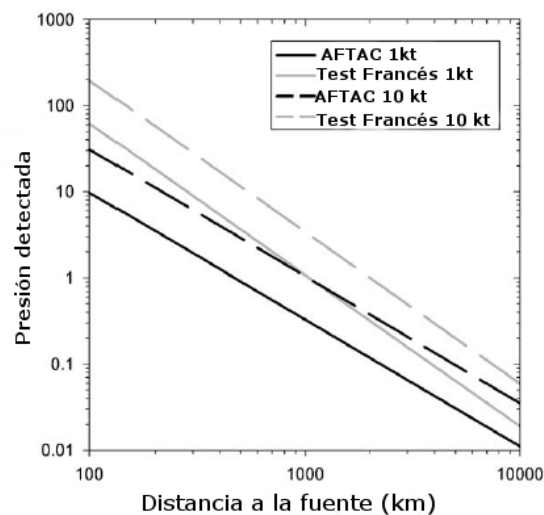


Figura 15. Comparativo de los pruebas de calibración para los casos AFTAC y las pruebas nucleares francesas. Fuente: Edwards y coautores (2006).

De acuerdo con Edwards y colaboradores (2006), los objetos pequeños (0.1 a 10 m de diámetro), liberan cantidades de energía inferiores a los 7 kt. Cuando esto ocurre, la amplitud de la onda de choque se atenúa mucho más rápido que cualquier detonación controlada utilizada para generar curvas de calibración, por lo que para objetos con estas dimensiones es recomendable el análisis infrasónico.

La comparación efectuada por el ANSI (Instituto Nacional Estadounidense de Estándares) entre la curva de amplitud pico a pico para dos test de prueba, el primero de ellos una explosión controlada de 1 kt (NE en la figura) y el segundo una detonación de 1,134 Kg (2500 lb) de una carga explosiva química (HE en la figura) con la explosión de un meteoróide en la atmósfera muestra que la presión de la onda de choque de un meteoróide pequeño (figura 16) presenta diferencias considerables en amplitud con respecto a ambas pruebas. De hecho muestra que la energía de la onda de choque para objetos pequeños decae mucho más rápidamente con la distancia que en cualquiera de las pruebas de referencia.

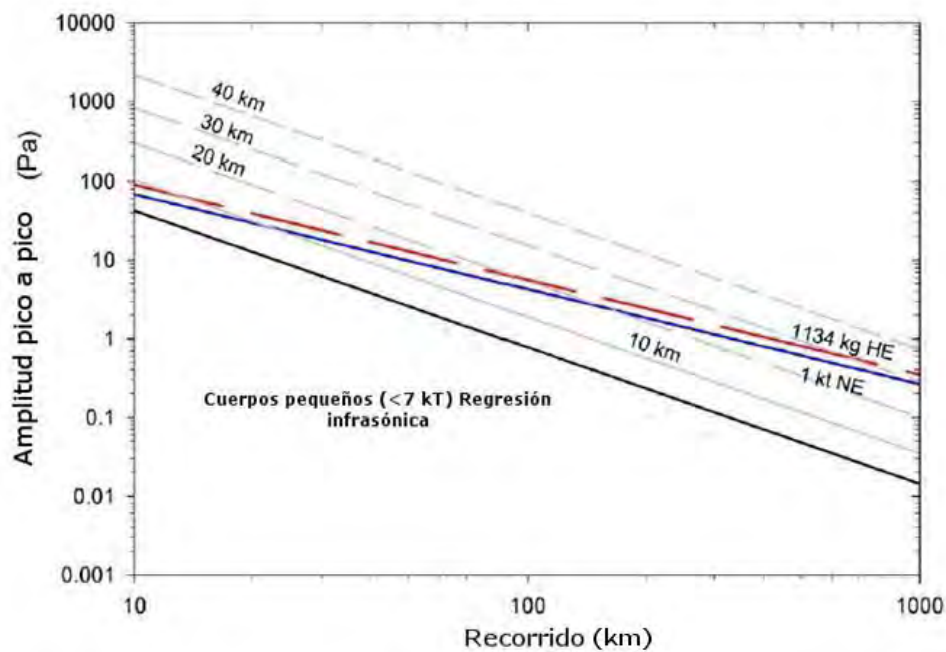


Figura 16. Comparación entre los test HE (rojo) y NE (azul). Las líneas punteadas indican las amplitudes de las ondas infrasónicas, obtenidas mediante modelos, para un meteoróide pequeño a distintas alturas. Fuente: Edwards y colaboradores (2006).

Por otro lado, el análisis efectuado para cuerpos con dimensiones mayores a 10 m, los cuales liberan cantidades de energía mayores a 7 kt (Edwards et al. 2006), muestra un comportamiento en amplitud que se ajusta mejor a los test NE y HE. Esto significa que para

objetos con estas dimensiones puede emplearse con toda seguridad cualquiera de las referencias obteniendo menores incertidumbres en comparación con el caso de cuerpos más pequeños (figura 17).

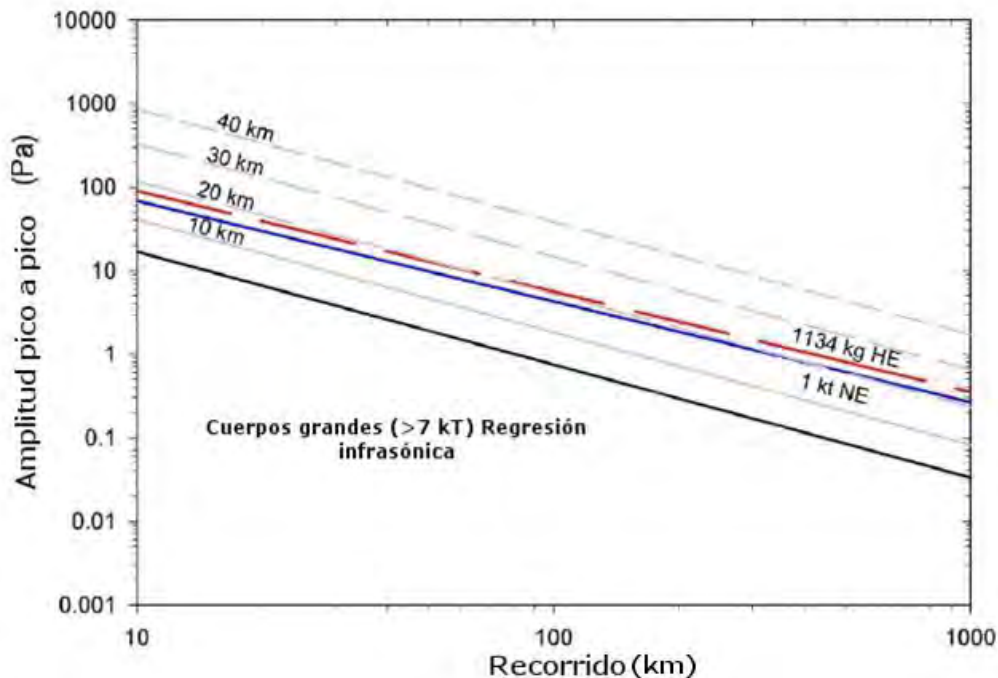


Figura 17. Comparación entre los test HE (rojo) y NE (azul). Las líneas punteadas indican las amplitudes de las ondas infrasónicas para un meteoroido pequeño a distintas alturas. Fuente: Edwards y colaboradores (2006).

2.3.3.3. MAGNITUD DE DAÑO Y ALTURA CRÍTICA

La energía debida a la fragmentación de un meteoroido es liberada en la atmósfera y las ondas de choque asociadas pueden llegar a ocasionar daños diversos. Si estas son lo suficientemente energéticas, como se mencionó anteriormente, pueden inducir actividad sísmica y perturbaciones diversas tales como fracturas en las estructuras de algunos edificios, ventanas, fallos en el suministro de energía eléctrica, lesiones diversas en el ser humano, etcétera. De acuerdo con Artemieva y Shuvalov (2013), la presión sobre la superficie aumenta con el incremento de la energía de las ondas de choque, y por otro lado decrece entre mayor sea la altura de la explosión.

Teniendo en cuenta lo anterior, Hills y Goda (1993) proponen la ecuación dada por:

$$r_4 = ah - bh^2E^{-\frac{1}{3}} + cE^{\frac{1}{3}}, \quad (13)$$

proveniente de datos experimentales sobre pruebas nucleares diversas ocurridas en los años 40 y 50. La ecuación anterior fue proporcionada por Johndale Solem (Theoretical Division, LANL) con $a = 2.09$, $b = 156 \text{ erg}^{1/3}/\text{cm}$, $c = 0.0146 \text{ cm/erg}^{1/3}$ y es válida para alturas menores a los 65 km y para cargas menores a 1 Gt. La ecuación (13) define a r_4 , el radio de un área circular sobre la superficie terrestre dentro de la cual la onda de choque ejerce una presión de 4 psi ($=2.8 \times 10^5 \text{ dinas/cm}^2 = 0.27 \text{ Bar} = 27.5 \text{ kPa}$) la cual se considera una presión lo suficientemente intensa como para ocasionar daños estructurales en algunos edificios y árboles. h es la altura de la explosión y se considera que el centro de la superficie circular es un punto sobre la superficie localizado justo debajo del punto de la explosión. Si en la ecuación (14) r_4 y h están en km y E en Mt (megatonnes de TNT; 1 Mt = 4.2×10^{22} erg), entonces los valores de las constantes cambian ($a = 2.09$, $b = 0.449$, $c = 5.08$) (Glasstone, 1977).

A partir de (13) también puede definirse, dada una carga explosiva determinada, una altura crítica h_c tal que si su energía se libera por arriba de esta altura, no son producidos efectos observables sobre la superficie. Esto sucede a una altura:

$$h_c = \frac{a}{2b} \left[1 + \left(1 + \frac{4bc}{a^2} \right)^{\frac{1}{2}} \right] E^{\frac{1}{3}} = 6.42 \text{ km} \left(\frac{E}{\text{Mt}} \right)^{\frac{1}{3}} \quad (14)$$

También puede conocerse la altura óptima, h_{opt} para la cual el radio de devastación es máximo, dada una carga determinada E :

$$h_{opt} = \frac{a}{2b} E^{\frac{1}{3}} = 2.33 \text{ km} \left(\frac{E}{\text{Mt}} \right)^{\frac{1}{3}} = 0.36 h_c \quad (15)$$

Y finalmente el radio de máxima destrucción para una explosión que sucede a la altura óptima es:

$$r_4 = \left(\frac{a^2}{4b} + c \right) E^{\frac{1}{3}} = 7.5 \text{ km} \left(\frac{E}{\text{Mt}} \right)^{\frac{1}{3}} \quad (16)$$

A continuación se presentan resultados derivados de las formulaciones anteriores para los casos de los eventos de Cheliábinsk y Tunguska. Ambos acontecimientos involucran objetos cuyas dimensiones superan los 10 metros y por tanto resultaron significativos en cuanto a la interacción con la superficie.

- **EL CASO CHELIÁBINSK**

El caso del evento de Cheliábinsk ocurrió el 15 de febrero de 2013 en la ciudad homónima, ubicada en Rusia, en la región sur de los Montes Urales, aproximadamente a las 9:20, hora local (Borovička et al., 2016). Este evento involucró un objeto de dimensiones próximas a los 19 metros, pudiendo considerarse como dimensión límite para el caso de cuerpos pequeños (Brown et al., 2013). De acuerdo con Krasnov y colaboradores (2014), la altura de la explosión del meteoróide tuvo lugar dentro del intervalo de los 15 a los 25 kilómetros (con un brillo máximo a los 23.3 km de altura). El ingreso del meteoróide ocurrió a un ángulo de 20^0 y el objeto poseía una densidad de $3,200 \text{ Kg/m}^3$ aproximadamente. Cuando se aplica la ecuación (2), se tiene que la altura de la explosión es de 23.8 km, lo cual encaja dentro del intervalo determinado por Krasnov y coautores (2014). Usando la ecuación (6) y tomando como referencia la bomba del Zar, y $k=0.36$, se obtiene una energía debida a la explosión de 56.8 kt de TNT.

- **EL CASO TUNGUSKA**

La caída del objeto de Tunguska fue un evento ocurrido el 30 de junio de 1908 en la región de Tunguska, Siberia, en Rusia. Las dimensiones del objeto son aún motivo de discusión, principalmente debido a que no ha sido posible determinar la naturaleza del objeto (asteroidal o cometario). Lyne y coautores (1996) mencionan un intervalo de tamaño entre 60 y 190 m, dependiendo de la naturaleza del cuerpo. De acuerdo con Svetsov (2007), la explosión del meteoróide ocurrió entre los 6.5 y los 10.5 kilómetros. Los resultados de Shuvalov y coautores (2016) indican un intervalo de 6.8 a 8.3 kilómetros. De acuerdo con Ben-Menahem (1975), el ángulo de ingreso fue de 15^0 . Empleando la ecuación (6), se determina que la energía liberada durante la explosión del objeto de Tunguska fue de 14.4 Mt de TNT.

Los resultados obtenidos y en particular la aplicación de la ecuación (2) están sujetos a ciertos parámetros iniciales. Como se mencionó anteriormente, son válidos para objetos mayores a los 20 metros, meteoroides cometarios o asteroidales con densidades entre los $1,000$ y los $4,000 \text{ kg/m}^3$ y ángulos de entrada mayores a los 5^0 . Por otra parte, se prueba que el modelo de Hills y Goda (1993), clasificado en este trabajo como un modelo de enjambre, y el modelo de Shuvalov y coautores (2016), clasificado como modelo con interacción entre fragmentos, presentan resultados bastante parecidos (ver figura 14).

Capítulo III

REGISTROS SÍSMICOS

La sismología es la ciencia que estudia los aspectos relacionados con el origen, la ocurrencia y la dinámica de terremotos o sismos. Gran parte de sus métodos e instrumentos de observación se desarrollaron a lo largo del siglo XX (Espíndola y Jiménez, 1984). Lay y Wallace (1995) definen la sismología como el estudio de la generación, propagación y registro de ondas elásticas en la Tierra (y en otros cuerpos celestes) así como de las fuentes que las producen a través del empleo de sismógrafos, que son dispositivos que registran el movimiento de la superficie terrestre como función del tiempo.

De acuerdo con Kulhánek (1990), un terremoto se define como una poderosa y repentina manifestación de la liberación, en forma de ondas, de la energía acumulada durante un cierto intervalo de tiempo en las placas litosféricas de la Tierra. En cualquier caso, un sismo comienza cuando se produce un choque o deslizamiento de las placas tectónicas a una cierta profundidad bajo la corteza terrestre, en un punto denominado foco o hipocentro. La proyección vertical del foco sobre la superficie terrestre recibe el nombre de epicentro (Barbat, 1983). Algunas distancias relacionadas con la producción de sismos son la distancia epicentral y la distancia focal, D y R , respectivamente (ver figura 18). La primera representa la distancia existente entre el epicentro y una cierta estación sísmica sobre la superficie. La segunda representa la distancia que hay entre el foco y la misma estación.

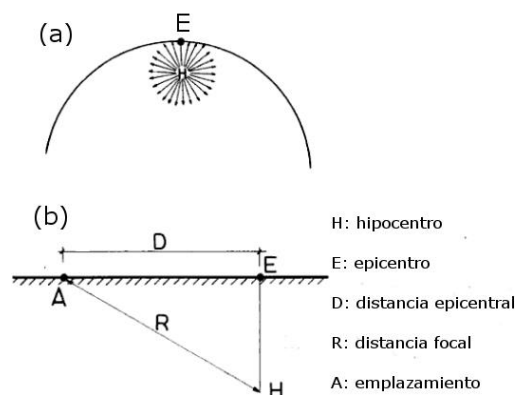


Figura 18. Algunos términos sísmicos importantes. Fuente: Barbat (1983).

En el presente trabajo se clasifican los sismos en tres tipos: tectónicos, meteoríticos y artificiales.

Una de las más valiosas contribuciones de la sismología al entendimiento de la dinámica de nuestro planeta es la denominada Tectónica de placas. En ella, la parte superior de la Tierra se considera dividida en dos capas con propiedades de deformación distintas. La primera de ellas es la litósfera, la capa sólida más externa y rígida de la superficie. El espesor de la litósfera es variable, oscilando entre los 50 y los 300 km (Artemieva, 2011). La segunda de ellas es la astenósfera, que es la zona superior del manto que está debajo de la litósfera, aproximadamente entre 30 y 130 kilómetros de profundidad y hasta los 670 km (Jordan, 1979). Por lo general la astenósfera es un tanto más deformable que la litósfera y es sobre ella que se mueven las placas tectónicas. La litósfera está fragmentada en 12 placas tectónicas mayores (existen otras placas con dimensiones inferiores las cuales reciben el nombre de placas secundarias) las cuales se desplazan entre 2 y 10 cm por año de manera continua (Kulháněk, 1990) sobre la astenósfera subyacente.

El vocablo latino *tellus* llegó a nuestro idioma como telúrico. Se trata de un adjetivo que se usa para calificar a aquello vinculado al planeta Tierra. Así, la idea de movimiento o sismo telúrico, por lo tanto, hace referencia a un sismo que es debido a diferentes mecanismos que ocurren en el interior de nuestro planeta, por ejemplo a actividades tectónicas. Existen tres mecanismos por los cuales puede desencadenarse un sismo y son la actividad de fallas geológicas, procesos volcánicos y derrumbes. Cuando la energía sísmica se libera repentinamente en algún punto dado P cerca de la superficie de un medio homogéneo (figura 19), parte de esa energía se propaga a través del cuerpo por medio de ondas sísmicas llamadas de cuerpo. La parte restante de la energía se extiende sobre la superficie terrestre propagándose en forma de ondas llamadas superficiales (Lowrie, 2011).

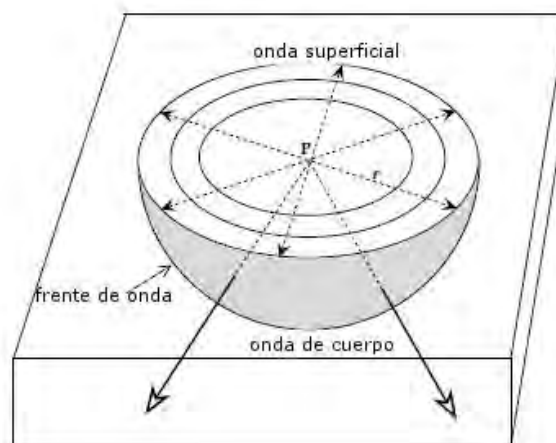


Figura 19. Propagación de una perturbación sísmica en el punto P en un medio homogéneo. La propagación viaja como una onda de cuerpo a través del medio y como una onda de superficie a lo largo de la superficie del medio. Fuente: Lowrie (2011).

3.1. ONDAS SÍSMICAS

Una perturbación que viaja a través de un medio elástico recibe el nombre de onda elástica. De acuerdo con Nava (2002), cuando esta onda elástica se desplaza a través de un medio como la Tierra, recibe el nombre de onda sísmica.

Al conjunto de todos los puntos en el espacio que son alcanzados simultáneamente por una onda se le llama frente de onda (figura 20). Si se compara con el experimento de dejar caer un objeto sobre la superficie de un lago, los frentes de onda representan entonces los círculos concéntricos que viajan alejándose del lugar donde cayó el cuerpo que ocasionó la perturbación inicial (fuente). Por otro lado, si se trazan líneas perpendiculares a los frentes de onda (en la figura 20 representados por líneas punteadas), dichas líneas representan la dirección de propagación de las ondas. Estas líneas reciben el nombre de rayos y son de gran utilidad para describir las trayectorias de las ondas sísmicas.

Una onda sísmica deforma el terreno por el que pasa, lo cual indica que puede hacer un trabajo, por lo tanto, corresponde a energía que se desplaza en un medio elástico. En el caso de ondas generadas por sismos tectónicos, la energía es la que se encontraba almacenada como energía de deformación en las rocas (Nava, 2002). La teoría de la elasticidad (Landau y Lifshitz, 1969) menciona que existen dos tipos de ondas elásticas: las ondas de cuerpo y las ondas superficiales.

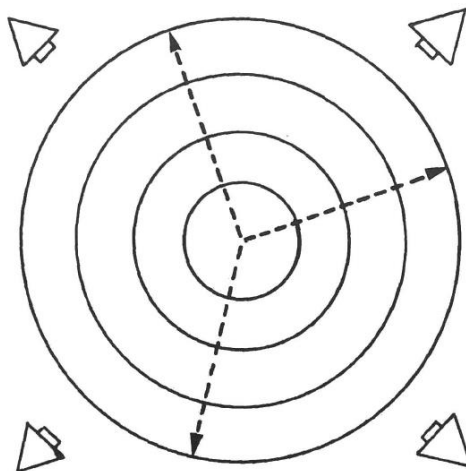


Figura 20. Frentes de onda circulares propagándose hacia afuera. Los rayos, perpendiculares a los frentes de onda, indican la trayectoria de propagación. Fuente: Nava (2002).

3.1.1. ONDAS SÍSMICAS DE CUERPO

Las ondas sísmicas de cuerpo son ondas que se propagan al interior de la Tierra y en general, se desplazan más rápido que las ondas sísmicas superficiales. Existen dos tipos de ondas de cuerpo: las ondas compresionales y las ondas de corte (Shearer, 2009). De acuerdo con Kulháněk (1990), las primeras se desplazan 1.7 veces más rápido que las segundas y pueden hacerlo a través de medios sólidos, líquidos e incluso gaseosos.

Las ondas compresionales reciben el nombre de ondas P o primarias, debido a que son normalmente las primeras en ser detectadas en las estaciones sísmicas. Por otro lado, las ondas de corte reciben el nombre de ondas S o secundarias. Una onda compresional tiene una velocidad de propagación dada por

$$V_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad (17)$$

En donde V_p es la velocidad de la onda, K es el módulo de compresibilidad, μ es el módulo de corte o rigidez y ρ es la densidad del material a través del cual se propaga la onda. La ecuación (17) indica que este tipo de ondas puede propagarse a través de medios sólidos, líquidos y gaseosos debido a que todos ellos son medios compresibles ($K \neq 0$).

Las ondas compresionales son ondas longitudinales (figura 21), lo cual significa que el suelo es alternadamente comprimido y dilatado en la dirección de la propagación. Sus velocidades típicas son 330 m/s en el aire, 1450 m/s en el agua y cerca de 5000 m/s en el granito (<http://www.smis.org.mx/sismicidad.html>).

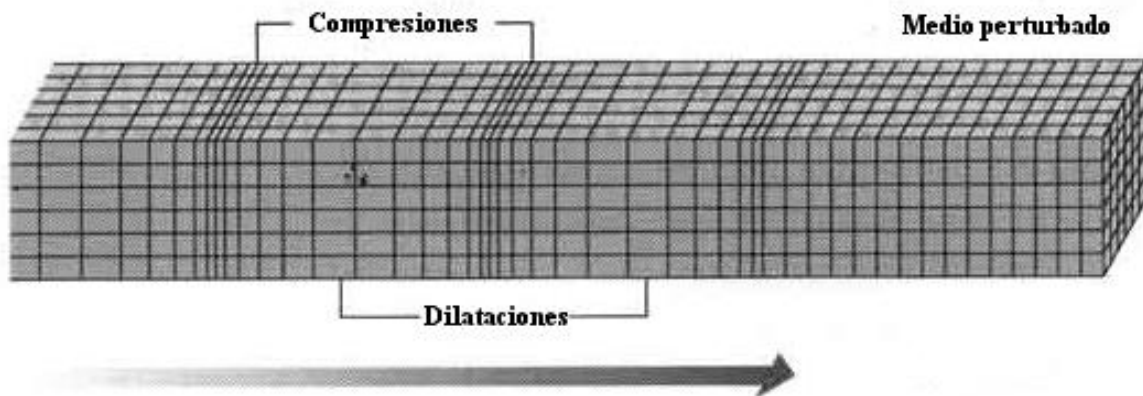


Figura 21. Propagación de las ondas P a través del medio. Fuente: Bolt (1976).

Las ondas de corte reciben el nombre de ondas S o secundarias, debido a que son el segundo tipo de ondas de cuerpo en ser detectadas en las estaciones sísmicas. Bajo la acción de una onda de corte los líquidos y gases no poseen rigidez, así que no pueden propagarse en estos medios, por lo tanto en ellas $\mu=0$ y su velocidad de propagación está dada por:

$$V_S = \sqrt{\frac{K}{\rho}} \quad (18)$$

Las ondas S son ondas transversales o de cizalla, lo cual significa que el suelo es desplazado perpendicularmente a la dirección de propagación, alternadamente hacia un lado y hacia el otro (figura 22). La velocidad de una onda S es alrededor del 58 % de la velocidad de una onda P para cualquier material sólido. En contraparte, la amplitud de la onda S es regularmente mayor a la amplitud de la onda P y también son más intensas, por tanto son este tipo de ondas las que producen la mayor parte del daño a las edificaciones durante un terremoto. Las ondas S solamente se propagan a través de medios sólidos (Bolt, 1976).

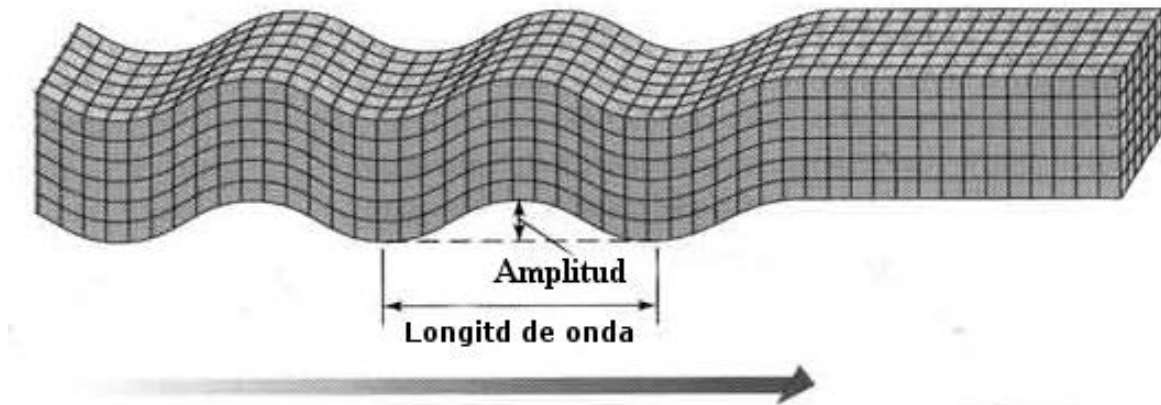


Figura 22. Propagación de las ondas S a través del medio. Fuente: Bolt (1976).

Dado que las ondas de cuerpo se propagan a través del interior de la Tierra, la velocidad de este tipo de ondas depende de la densidad y propiedades elásticas de las rocas y el suelo por el que pasan. En todos los terremotos las ondas P arriban primero. El efecto es muy parecido a una estampida sónica que resuena y hace vibrar las ventanas. Posteriormente arriban las ondas S con su característico movimiento de cizalla que sacude la superficie vertical y horizontalmente. (Bolt, 1981).

El desplazamiento de las partículas en el terreno durante el paso de una onda S puede ser en cualquier dirección perpendicular a la de propagación, pero en algunas ocasiones pueden desplazarse en una sola dirección. Cuando esto ocurre se dice que las ondas están polarizadas. La componente vertical de la onda S se denota a menudo por SV, mientras que la componente horizontal se denota por SH (figura 22).

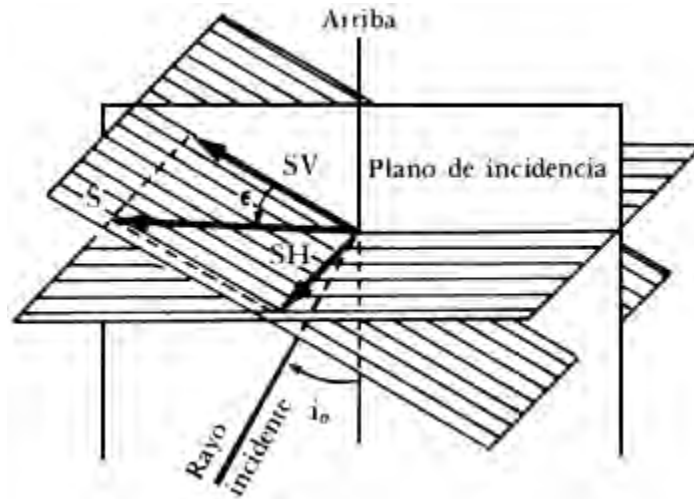


Figura 23. La onda S y sus componentes SV y SH. Fuente: Nava (2002).

3.1.2. ONDAS SÍSMICAS SUPERFICIALES

De acuerdo con Kulhánek (1990), las ondas sísmicas superficiales son aquellas que se propagan a lo largo de la superficie terrestre. Existen dos tipos de ondas sísmicas superficiales: las ondas Rayleigh (L_R) y las ondas Love (L_Q), a veces también conocidas como ondas R y L, respectivamente (Lowrie, 2011). En general, las ondas L poseen una velocidad de propagación que resulta inferior a cualquiera de las ondas de cuerpo.

De acuerdo con Lowrie (2011), las ondas Rayleigh (L_R) son ondas que producen un movimiento elíptico retrógrado del suelo en el plano de propagación de la onda (figura 24) y cuya amplitud disminuye casi exponencialmente con la profundidad.

Las ondas Love (L_Q), de acuerdo con Espindola J y Jiménez (1984), se propagan esencialmente de la misma forma en que se propagan las ondas S, que mueven el suelo de lado a lado en un plano horizontal paralelo a la superficie de la Tierra, en ángulo recto a la dirección de propagación (figura 25). De acuerdo con Bolt (1981), los efectos de las ondas Love son las sacudidas horizontales que actúan sobre los cimientos de las estructuras y que tienden a ocasionar daños. Al igual que para las ondas Rayleigh, su amplitud se incrementa a medida que se encuentran cerca de la superficie y por el contrario, disminuye casi exponencialmente con la profundidad (Kulhánek, 1990), en consecuencia, los terremotos

poco profundos generan ondas superficiales grandes, pero a medida que la profundidad del foco aumenta, las ondas superficiales tienden a disminuir su intensidad.

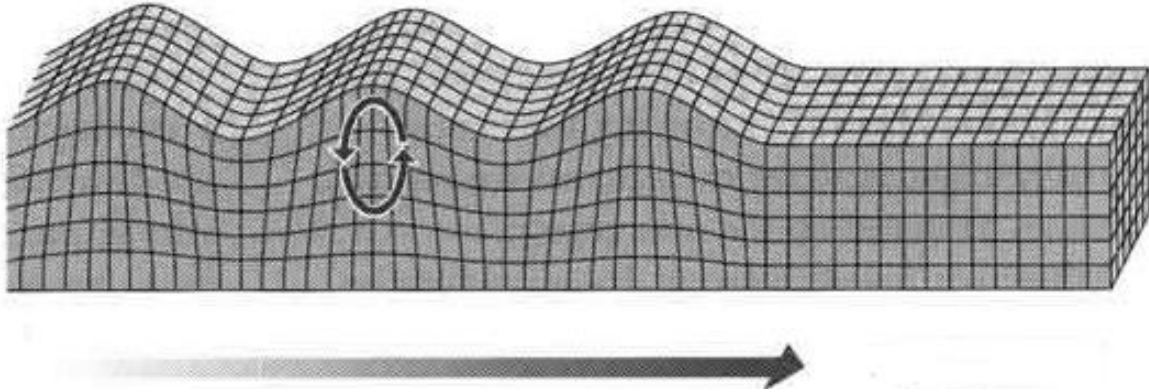


Figura 24. Propagación de las ondas Rayleigh a través del medio. Fuente: Bolt (1976).

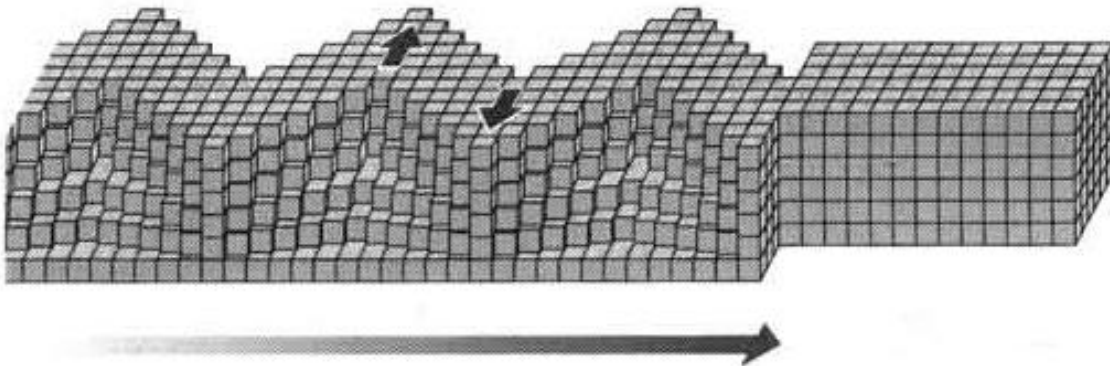


Figura 25. Propagación de las ondas Love a través del medio. Fuente: Bolt (1976).

Las ondas L tienen una propiedad llamada velocidad de dispersión. La velocidad de propagación de las ondas superficiales dispersadas no es invariante (en periodo o frecuencia) como es el caso de las ondas de cuerpo, pero tiende a incrementarse con el aumento del periodo. En general puede afirmarse que $V_{R,L} < V_S < V_P$ en donde $V_{R,L}$ representa la velocidad de las ondas Rayleigh o Love, V_S representa la velocidad de las ondas S y V_P la velocidad de las ondas P.

3.2.INTERPRETACIÓN DE SISMOGRAMAS

De acuerdo con Ben-Menahem (2009), un sismógrafo, también llamado sismómetro, es un instrumento para medir sismos provocados por los movimientos de las placas litosféricas. La evolución del sismómetro ha sido constante a partir de su aparición en 1842. A pesar de que han alcanzado actualmente un alto grado de desarrollo eléctrico y electrónico, el principio básico de funcionamiento es el del sismógrafo mecánico. Éste consiste de una masa suspendida por un resorte atado a un soporte acoplado al suelo. Cuando el soporte se sacude al paso de las ondas sísmicas, la inercia de la masa hace que ésta permanezca un instante en el mismo sitio de reposo. Posteriormente cuando la masa sale del reposo, tiende a oscilar. Sin embargo, ya que esta oscilación posterior del péndulo no refleja el verdadero movimiento del suelo, es necesario amortiguarla. Actualmente se logra por medio de bobinas o imanes que ejercen las fuerzas amortiguadoras de la oscilación libre de la masa. Si se sujeta un lápiz a la masa suspendida para que pueda hacer marcas en un papel pegado sobre un cilindro que gira a velocidad constante, se podrá registrar una componente del movimiento del suelo (figura 26). Este instrumento detectará la componente vertical del movimiento del suelo y se conoce como sismógrafo vertical (los hay también horizontales). El papel donde traza el movimiento se conoce como sismograma (figura 26).

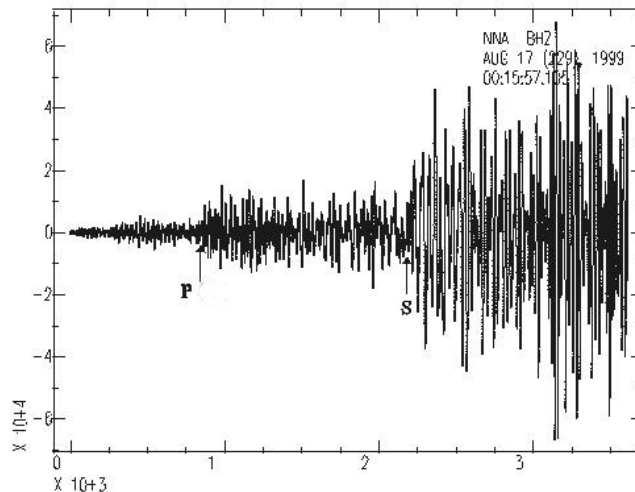


Figura 26. Imagen típica de un sismograma. Se indica el arribo de las ondas P y S. Fuente: Kulhánek (1990).

En un sismómetro de movimiento vertical (figura 27), una masa se monta sobre una barra horizontal articulada en un pivote para que únicamente pueda moverse en un plano vertical. Un lápiz unido a dicha barra horizontal escribe sobre un tambor en rotación previamente fijado al dispositivo mientras que la barra conserva su posición horizontal por

un resorte. Esto asegura un bajo acoplamiento entre la masa y el mecanismo, el cual es colocado de manera firme sobre el suelo. El movimiento vertical del suelo es transmitido al dispositivo al detectarse una onda sísmica, pero no así a la masa ni al lápiz, los cuales permanecen estacionarios. El lápiz realiza entonces un trazo de la vibración vertical del dispositivo sobre un papel fijo al tambor rotatorio. Este trazo constituye el sismograma de movimiento vertical de la onda sísmica (Lowrie, 2011).

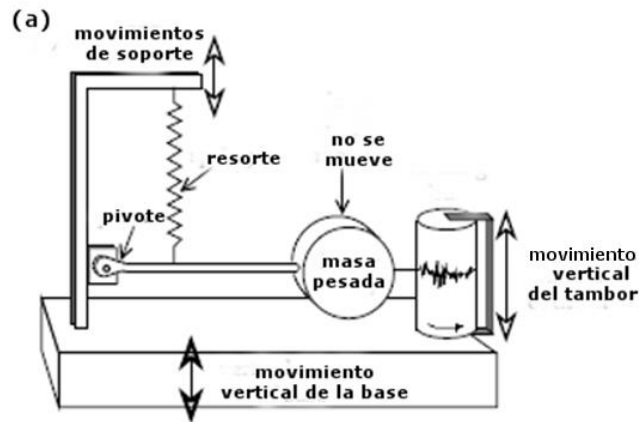


Figura 27. Diagrama esquemático que ilustra el principio de funcionamiento del sismómetro de movimiento vertical. Fuente: Lowrie (2011).

El mecanismo de funcionamiento del sismógrafo horizontal (figura 28) es bastante similar al del sismógrafo vertical. Como antes, la masa se monta sobre una barra horizontal, pero el punto de apoyo está articulado casi verticalmente de modo tal que la masa se limita a oscilar en un plano casi horizontal. El sismómetro de movimiento horizontal oscila alrededor de su posición de equilibrio como un péndulo horizontal (de hecho el dispositivo es el que se mueve, no la masa). De igual forma que el sismógrafo vertical, un lápiz o haz luminoso adherido a la masa estacionaria escribe sobre un tambor giratorio (que en este caso posee un eje horizontal) registrando el movimiento relativo entre la masa y el dispositivo. La traza del movimiento detectado con este instrumento es el sismograma de movimiento horizontal de la onda sísmica (Lowrie, 2011).

Tradicionalmente, durante décadas los sismómetros se construyeron con masas suspendidas, sin embargo los sismómetros modernos funcionan electromagnéticamente. Un sismómetro electromagnético responde al movimiento relativo que existe entre un imán y una bobina de alambre. Uno de estos elementos es fijado a la carcasa del instrumento (y de este modo a la Tierra). El otro se suspende mediante un resorte y constituye el elemento de inercia, es decir, la componente del sismómetro que no se mueve instantáneamente con el desplazamiento del suelo debido a su resistencia a moverse. Dos tipos de diseño son posibles, en el primero, el imán es el elemento móvil y la bobina se fija a la carcasa. En el otro tipo, los papeles se invierten (figura 29). Una bobina de alambre fijada a una masa

inercial se encuentra suspendida entre los polos de un imán, el cual se fija al resto del dispositivo y por tanto al suelo. Cualquier movimiento de la bobina dentro del campo magnético producido por el imán induce un voltaje en la bobina proporcional a la razón de cambio del flujo magnético. Durante el arribo de las ondas sísmicas, la vibración del suelo con respecto a la masa es convertida a un voltaje por inducción en la bobina (Lowrie, 2011). El voltaje es amplificado y se transmite a través de un circuito eléctrico y de ahí a un ordenador o bien a un dispositivo que grabe la señal sobre papel para obtener un sismograma.

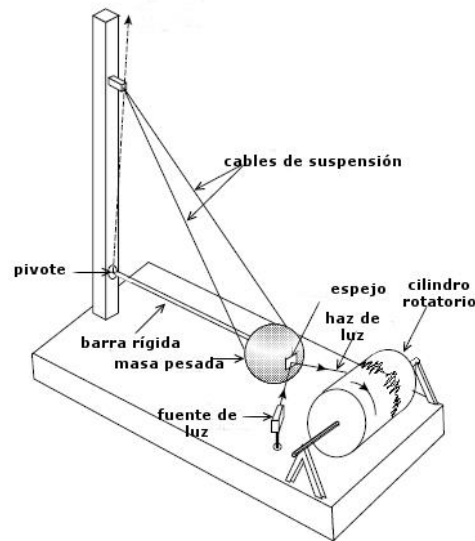


Figura 28. Diagrama esquemático que ilustra el principio de funcionamiento del sismómetro de movimiento horizontal. Fuente: Lowrie (2011).

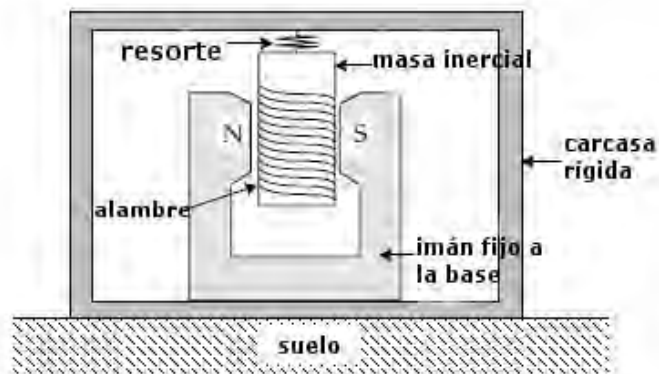


Figura 29. Diagrama esquemático que ilustra el principio de funcionamiento del sismómetro electromagnético. Fuente: Lowrie (2011).

3.2.1. SISMOGRAMAS TECTÓNICOS

Al igual que las ondas del sonido o las de la luz, las ondas sísmicas se reflejan y se refractan. Pueden hacerlo en las diversas capas terrestres o bien en la superficie de la Tierra obedeciendo la Ley de Snell (Cruz-Reyna, 1994). El punto del sismograma donde comienza una fase sísmica es llamado arribo y el tiempo correspondiente es llamado tiempo de arribo de la fase. Es uso general expresar todos los tiempos de arribo referidos al Tiempo Coordinado Universal (UCT), que es radiado por varias estaciones en el mundo entero y ha venido a remplazar al Tiempo Medio de Greenwich (GMT). De acuerdo con Udías y Mezcuca (1997), “el registro gráfico de un terremoto obtenido por un sismógrafo recibe el nombre de sismograma, y su apariencia depende de la distancia a la que se encuentre del epicentro, su magnitud, su profundidad y el tipo de instrumento utilizado”. De acuerdo con estos parámetros, es posible establecer las características generales de un sismograma en los siguientes tres tipos. La descripción de las fases sísmicas mencionadas se muestra en el Apéndice A.

i. Terremotos locales.

Se considera que un terremoto es local cuando éste ocurre a distancias angulares de menos de 10° ($\sim 1,112$ Km) del punto de observación. Son registradas las ondas que son producto de la transmisión y reflexión de las ondas sísmicas en la corteza y el manto superior (Udías y Mezcuca, 1997). Como la estructura de la corteza es diversa, en un sismograma de terremoto local pueden distinguirse varias fases³ (figura 30).

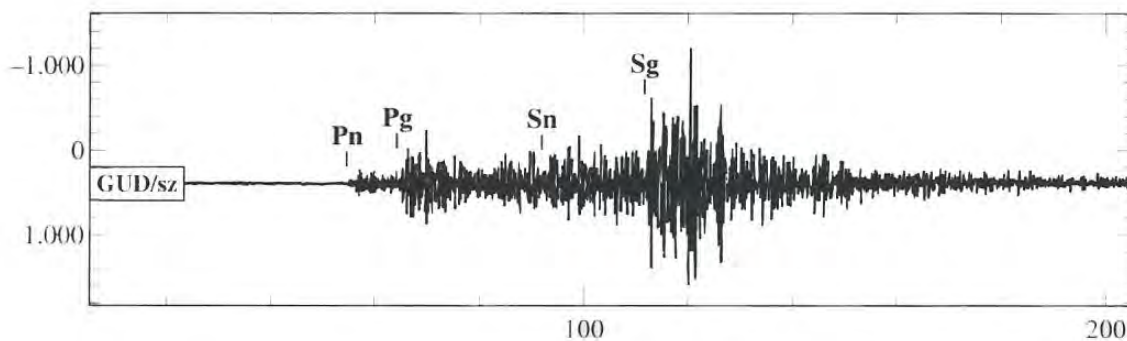


Figura 30. Registro de la estación de periodo corto GUD (Guadarrama, Madrid) a 320 km del terremoto del 20 de octubre de 1986 en Sierra Loja, Granada. Fuente: Udías y Mezcuca (1997).

³ Cada onda (de cuerpo, superficial, directa, reflejada, etc.) que puede distinguirse en un sismograma recibe el nombre de fase sísmica, o bien, simplemente fase. Fuente: Nava (2002).

Las ondas más significativas son las que se transmiten a través de la capa superior o granítica de la corteza (P_g y S_g) y las refractadas críticas en el Moho (P_n y S_n). En ocasiones pueden apreciarse también el arribo de ondas refractadas críticas asociadas a la discontinuidad entre la corteza superior e inferior (P^* y S^*). La fase más destacable de este tipo de registros es la fase S_g (L_g), la cual incluye ondas superficiales canalizadas en la capa granítica de la corteza.

ii. Telesismos⁴ ($10^0 < \Delta < 105^0$)

Las fases más importantes son las ondas P y S que se transmiten por el interior del manto. Las amplitudes más destacadas en el sismograma corresponden a las ondas superficiales (figura 31). En la componente vertical se registran las ondas Rayleigh, mientras en las horizontales las ondas Love que arriban antes que las ondas Rayleigh. En terremotos profundos, la producción de ondas superficiales es menos eficaz, por lo cual pueden observarse las distintas ondas internas (Kulháněk, 1990). Además de las ondas P y S directas, desde distancias relativamente cortas, pueden observarse las ondas reflejadas en el núcleo PcP, ScS y PcS (Udías y Mezcua, 1997). Otra familia de ondas que suelen aparecer son las reflejadas una o más veces en la superficie PP, PPP, SS, SSS, PS, y PsP. En terremotos profundos es destacable la onda pP, ya que el intervalo pP-P permite evaluar la profundidad del foco. Para distancias próximas a 60 grados, aparecen luego de la onda P, la PcP poco después de un minuto y después la onda PP, después de la S, la onda ScS (aproximadamente un minuto y medio después) y la onda SS (figura 32). Si la distancia es mayor a los 80^0 , aparecen antes de la onda S la onda SKS⁵, refractada en el interior del núcleo.

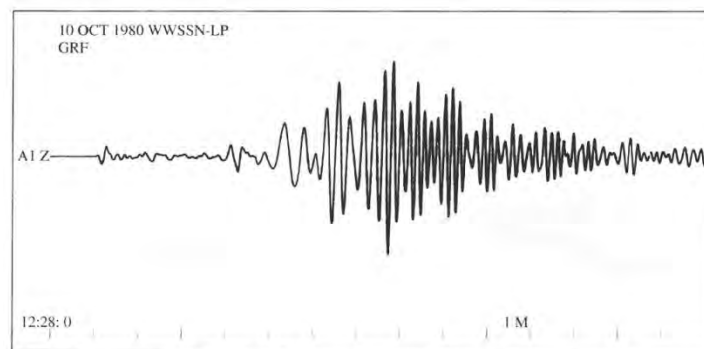


Figura 31. Registro de largo periodo, componente vertical del terremoto de Azores (10 de octubre de 1980) registrado en la estación de Graffenberg (Alemania) a 3,296 Km. El tren de ondas que predomina corresponde a las ondas Rayleigh. Fuente: Udías y Mezcua (1997).

⁴ Un telesismo es un evento sísmico que ha ocurrido a más de 1,000 km de distancia del observador. Fuente: Nava (2002).

⁵ En realidad esta onda empieza a aparecer desde los 62^0 , pero entre los 62^0 y 83^0 es difícil separarla de la onda ScS, la cual arriba casi al mismo tiempo. Fuente: Udías y Mezcua (1997).

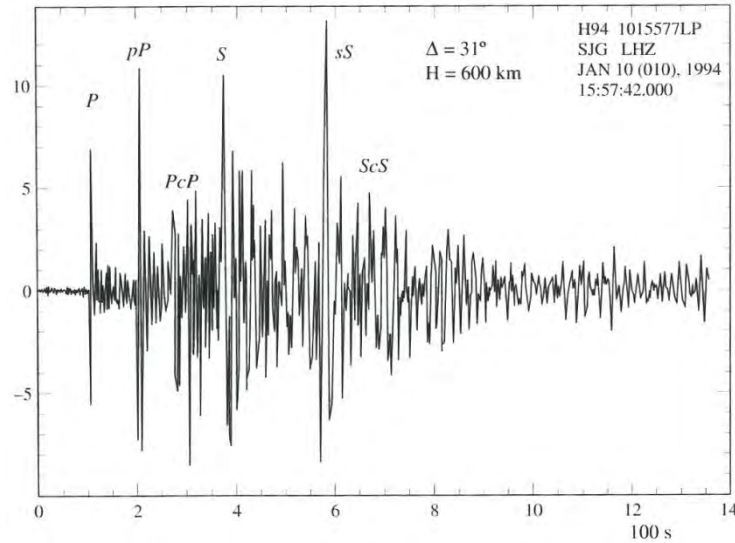


Figura 32. Registro de un sismógrafo de banda ancha de la estación SJG (Puerto Rico) a 31° de distancia de un terremoto profundo en Perú (10 de octubre de 1994). Fuente: Udías y Mezcua (1997).

iii. Telesismos ($105^{\circ} < \Delta < 180^{\circ}$)

De acuerdo con Udías y Mezcua (1997), a partir de la distancia de 105° las ondas P y S directas desaparecen y en su lugar comienzan a aparecer las ondas que penetran el núcleo. Debido a lo complejo que significa la refracción y reflexión de las ondas en el núcleo interno y externo, la apariencia de los sismogramas varía mucho de unas distancias a otras. Entre los 105° y los 143° aparece la continuación de la onda P en forma de P difractada y las ondas PKiKP y PKIKP reflejadas y refractadas en el núcleo interno (figura 33). También son apreciables las ondas PKP₁, PKP₂, PKS, PP, PKS, SKS y PPP.

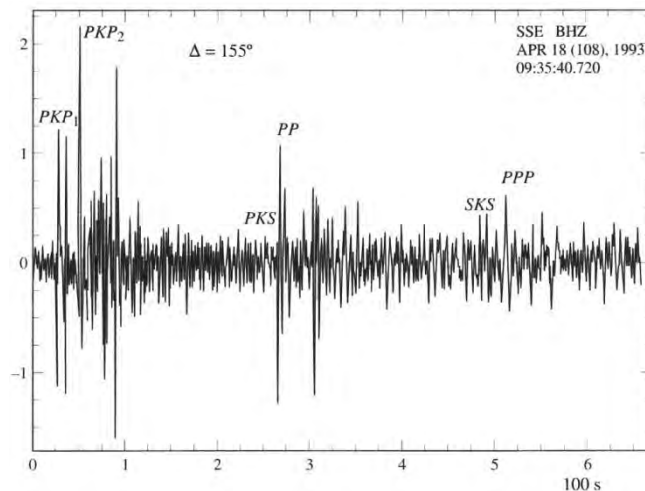


Figura 33. Registro de un sismógrafo de banda ancha de la estación SSE (China) a 155° de distancia de un terremoto profundo en Perú (13 de abril de 1994). Fuente: Udías y Mezcua (1997).

3.2.2. SISMOGRAMAS METEORÍTICOS

Una onda sonora es una onda longitudinal. Si dicha onda se propaga en un medio elástico y continuo, genera una variación local de presión o densidad, la cual se transmite en forma de onda esférica periódica o cuasi periódica. Mecánicamente, las ondas sonoras son un tipo de onda elástica.

Las variaciones de presión o densidad del medio producen el desplazamiento de las moléculas que lo conforman. Cada molécula transmite la vibración a las que se encuentran cerca de ella, provocando un movimiento en cadena. Las diferencias de presión generadas por la propagación del movimiento de las moléculas del medio producen en el oído humano una sensación que se describe como sonido. De acuerdo con Le Pichon y coautores (2009), “una gama de frecuencias de deformación pueden ser producidas en el gas. Las ondas sonoras en la atmósfera se vuelven audibles para el ser humano si el rango de estas frecuencias se localiza entre los 20 y los 20 000 Hz”. Así, una onda sonora que atraviesa el aire perturba el estado de equilibrio de dicho gas por medio de compresiones y rarefacciones. Las ondas sonoras son elásticas, por tanto, cuando las partículas del aire son desplazadas, una fuerza proporcional a dicho desplazamiento actúa sobre ellas para devolverlas a su estado original.

Por otro lado, del mismo modo que existe el espectro electromagnético, podemos hablar del espectro de sonido. Dentro de éste podemos reconocer al ultrasonido el cual se caracteriza por ser sonido cuyas frecuencias son superiores a los 20,000 Hz. Es imperceptible para el oído humano, sin embargo puede ser detectado e incluso emitido por animales como el murciélago con fines de orientación. En el otro extremo del espectro se encuentra el sonido cuya frecuencia está por debajo de los 20 Hz. Por definición, las ondas sónicas cuya frecuencia se encuentra por debajo de esta magnitud reciben el nombre de ondas infrasónicas, o simplemente infrasonido. De acuerdo con Willis (2004), nuestro planeta es una gran fuente de infrasonido que se produce de forma natural en sucesos tales como las erupciones volcánicas, los terremotos, tornados, tormentas eléctricas, el ingreso de meteoroides a la atmósfera, etcétera. Artificialmente también es producido por detonaciones de cargas controladas, el vuelo de vehículos supersónicos o hipersónicos e incluso por algunas actividades industriales.

Cuando un meteoroides ingresa a la atmósfera es posible, en algunos casos, detectar ondas infrasónicas, sin embargo, según Le Pichon y colaboradores (2009), todo depende de ciertas condiciones y características de propagación:

- 1) El infrasonido se propaga con mayor efectividad en la parte superior de la atmósfera terrestre.

- 2) La velocidad de propagación de las ondas infrasónicas es la misma que la velocidad del sonido, es decir, 343 m/s a 20⁰ C en el aire.
- 3) La propagación del infrasonido depende de dos factores atmosféricos: la temperatura y la velocidad del viento.
- 4) Para que las ondas infrasónicas puedan ser detectadas, son necesarias ciertas dimensiones del objeto (por ende, energía cinética del cuerpo). Está claro que los objetos demasiado pequeños no podrán ser identificados por los aparatos terrestres.
- 5) Es indispensable contar con el equipo y material humano necesarios para detectar ondas infrasónicas en la superficie. Es necesario disponer de un conjunto de antenas/estaciones receptoras y dispositivos capaces de detectar las variaciones de presión atmosféricas que tienen lugar durante la entrada de un meteoróide en la atmósfera debidas a la producción de las ondas de choque asociadas al cuerpo previo y durante su fragmentación. El aparato en cuestión recibe el nombre de *microbarómetro*, dispositivo inventado en 1900.
- 6) Las ondas infrasónicas se caracterizan por ser ondas de baja frecuencia, por lo tanto, la atenuación a la que son sometidas por parte de las moléculas presentes en el aire es mínima y en consecuencia se propagan a grandes distancias. Esto permite la posibilidad de que sean detectadas por alguna de las estaciones infrasónicas. El intervalo más frecuente en que se perciben ondas infrasónicas debidas a eventos meteoríticos va de los 0.1 a los 10 Hz (Edwards et al., 2008) (figura 34).

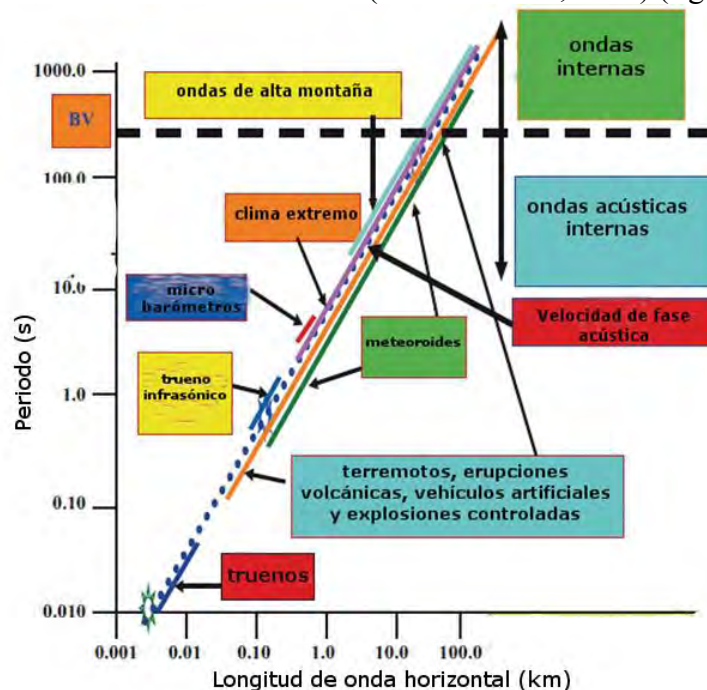


Figura 34. Fuentes y regímenes de las ondas atmosféricas. Fuente: Le Pichon y coautores. (2009).

La teoría de producción de sonido debida a meteoroides fue propuesta por Revelle (1974,1976) y complementada después por otros investigadores. Esta puede resumirse en los siguientes puntos:

- Se propone una aproximación cilíndrica al cono de Mach característico de los vuelos de aviones supersónicos a la cual se le denomina región balística⁶(figura 35).
- En dicha región balística, el radio R_0 , que recibe el nombre de radio explosivo, es el radio de un cilindro que podría generarse si toda la energía de la explosión hiciera trabajo sobre la atmósfera circundante. Representa una zona de propagación de ondas no lineales y queda determinado por:

$$R_0 = \left(\frac{E_0}{p}\right)^{1/2} \dots \dots \dots (19)$$

en donde E_0 es la energía por unidad de longitud a lo largo de la onda de choque cilíndrica y p representa la presión atmosférica.

- La energía del meteoroides puede expresarse como:

$$E_0 = \frac{1}{2} \rho_0 v^2 C_D S \dots \dots \dots (20)$$

con C_D el coeficiente de arrastre y S el área de sección transversal del cuerpo.

- El radio de la explosión está directamente relacionado con la fuerza de arrastre, también puede expresarse como una función del número de Mach y del diámetro del meteoroides:

$$R_0 \approx M d_m \dots \dots \dots (21)$$

donde d_m es el diámetro del meteoroides y M el número de Mach.

- Después de que la onda de choque ha recorrido una distancia próxima a $10R_0$, su periodo fundamental τ_0 puede expresarse en términos de la frecuencia fundamental de la onda de choque f_0 como:

$$f_0 = \frac{1}{\tau_0} = \frac{C_s}{2.81R_0} \dots \dots \dots (22)$$

⁶ La región balística (en inglés denominada ballistic shock) es el equivalente hipersónico al cono de Mach que produce un avión supersónico tras su paso en la atmósfera terrestre. La forma que describirá la primera será cilíndrica, mientras que para el caso supersónico se trata de una forma cónica.

donde C_s representa la velocidad local del sonido. El factor 2.81 se determinó experimentalmente (Few, 1969) y numéricamente (Plooster, 1970). Esta frecuencia recibe el nombre de fundamental porque es la frecuencia de la onda a la amplitud máxima del pulso de presión según se registra en superficie por los microbarómetros.

- De las ecuaciones (19) a (22) puede decirse que los meteoroides cada vez más rápidos o más grandes producirán frecuencias cada vez más bajas, por ende, el sonido producido tenderá siempre al intervalo infrasónico del espectro.

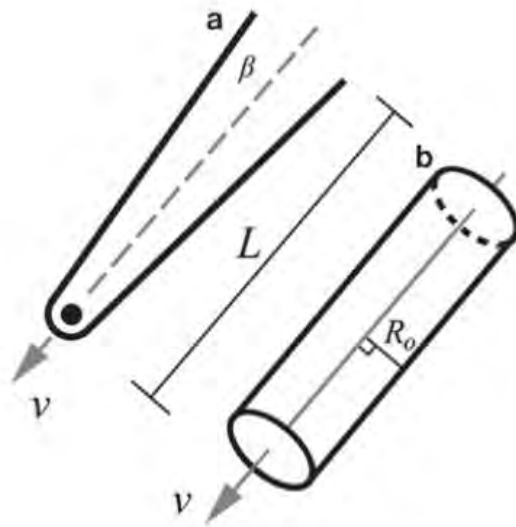


Figura 35. Comparación entre el cono de Mach (a) para el caso hipersónico caracterizado por el ángulo β y la onda de choque balística (b), aproximada por un cilindro de longitud L y radio explosivo R_0 . Fuente: Le Pichon y colaboradores (2009).

- De acuerdo con Revelle (1974), la onda de choque balística pasa por varias etapas durante el trayecto del meteoroides en la atmósfera. Comienza a hacerlo como una onda de choque no lineal en la región R_0 , la cual se caracteriza por tener un gran exceso de presión con respecto a la presión ambiental y por tener una velocidad de propagación superior a la velocidad del sonido. Luego de haber recorrido varias distancias de magnitud R_0 , la onda de choque no lineal comienza poco a poco a adquirir un estado de no linealidad débil. Debido a lo anterior, la velocidad de propagación de esta onda de choque tiende a aproximarse a la velocidad de propagación de las ondas sónicas. Así mismo, las diferencias de presión comienzan a decrecer, aunque aún no lo suficiente, por lo tanto se presenta un efecto de atenuación de las ondas, de modo que su amplitud disminuye y los efectos dispersivos modifican el frente de onda. Este estado de

no linealidad débil prevalece durante un cierto tiempo, el cual dependerá, entre otras cosas, de la altura y la frecuencia de la onda de choque, hasta que finalmente la amplitud ha disminuido lo suficiente como para que la onda adquiera un estado de propagación lineal en donde la atenuación es ya muy poca (figura 36).

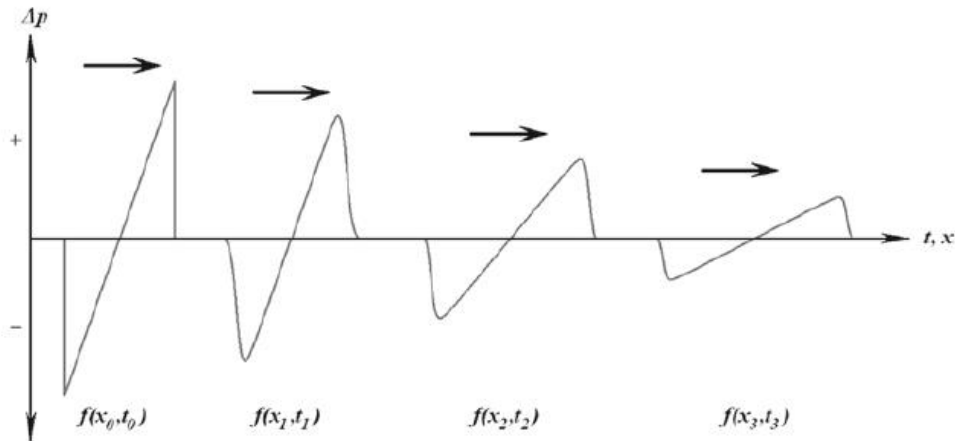


Figura 36. Diagrama que muestra la transición de una onda balística altamente no lineal a una onda débilmente no lineal. A medida que la onda de choque se propaga hacia la derecha, la sobrepresión disminuye y la dispersión variable en distintas partes del tren de ondas incrementa el periodo fundamental de la onda de choque. Fuente: Le Pichon et al. (2009).

- La producción de sonido durante un evento meteorítico no está asociada con el fenómeno ablativo, sino más bien con el arrastre atmosférico, esto es, la interacción de las ondas de choque con las partículas atmosféricas a medida que el objeto se desplaza por la atmósfera a velocidades hipersónicas.

Del mismo modo que existen sismogramas producto de eventos telúricos, se tienen también registros para el caso de eventos meteoríticos. A diferencia de los primeros, los cuales registran el desplazamiento del suelo con respecto al tiempo con el propósito de analizar la intensidad del movimiento y prevenir desastres, los registros meteoríticos pueden obtenerse mediante dos vías: medición de la presión debida a las ondas de choque y medición del movimiento vertical del suelo, como se describirá en los párrafos siguientes.

➤ MEDICIÓN DE LA PRESIÓN DEBIDA A LAS ONDAS DE CHOQUE.

Cuando un objeto cósmico ingresa a nuestra atmósfera produce ondas de choque si sus dimensiones son las adecuadas (figura 37). Si se dispone de una red de estaciones capaces de registrar los cambios de presión en la atmósfera asociados al evento empleando microbarómetros, puede llevarse a cabo un registro del cambio de presión debido a la

propagación de las ondas de choque cuando éstas alcanzan la superficie en forma de ondas infrasonicas. Los registros de este tipo miden la diferencia de presión en la atmósfera antes y después del evento con respecto al tiempo. Los primeros registros de este tipo datan desde el evento de Tunguska en 1908 (figura 38).

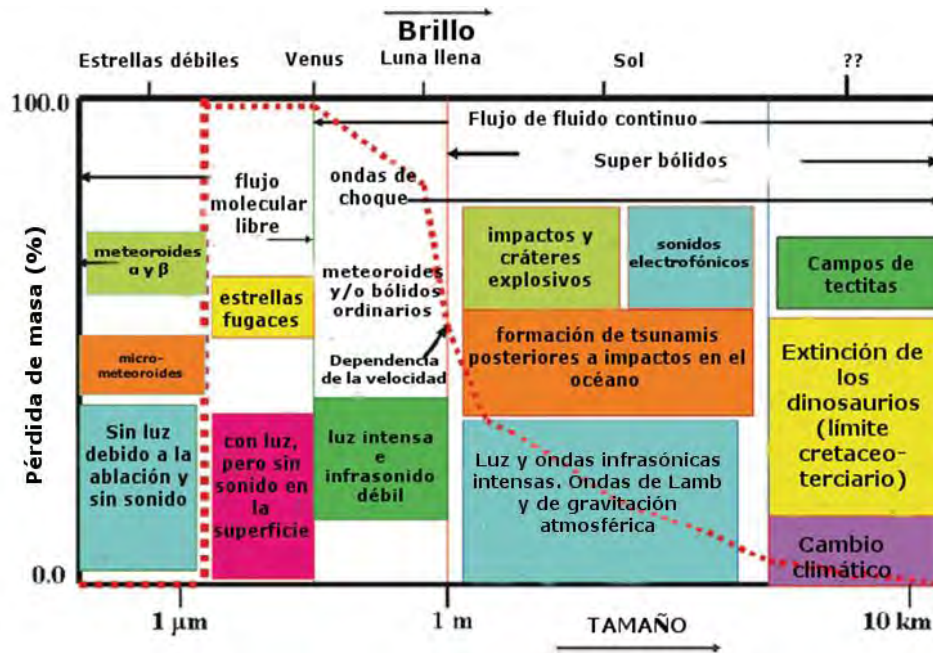


Figura 37. Espectro de interacción meteoroides-atmósfera (pérdida de masa vs tamaño/brillo) y los fenómenos producidos y esperados en la atmósfera. La línea punteada representa la pérdida de masa esperada para las distintas etapas que atraviesa el objeto la cual es altamente dependiente de la velocidad. Fuente: Le Pichon y colaboradores (2009).

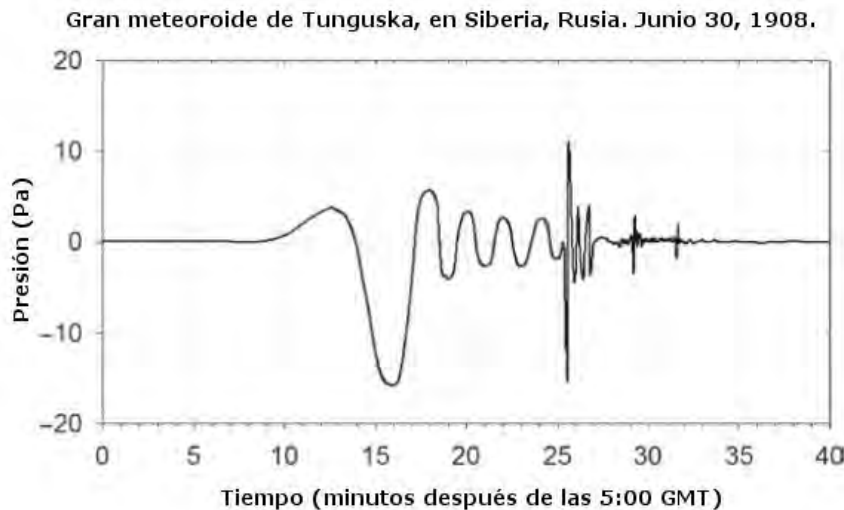


Figura 38. Traza de las señales de presión atmosférica registradas en Europa debido al evento de Tunguska, Siberia, Rusia en 1908. Fuente: Whipple (1950).

De acuerdo con Edwards y coautores (2008) y con DuMond (1946), los eventos meteoríticos tienen asociada una forma de onda infrasonica típica (figura 39), onda que en la literatura recibe en numerosas ocasiones el nombre de “pulso u onda N⁷”. Edwards clasifica las regiones de propagación de infrasonido en tres principales: no balística, cuasi balística y balística (figura 40), definidas así en términos de la propagación del infrasonido en cada una de ellas.

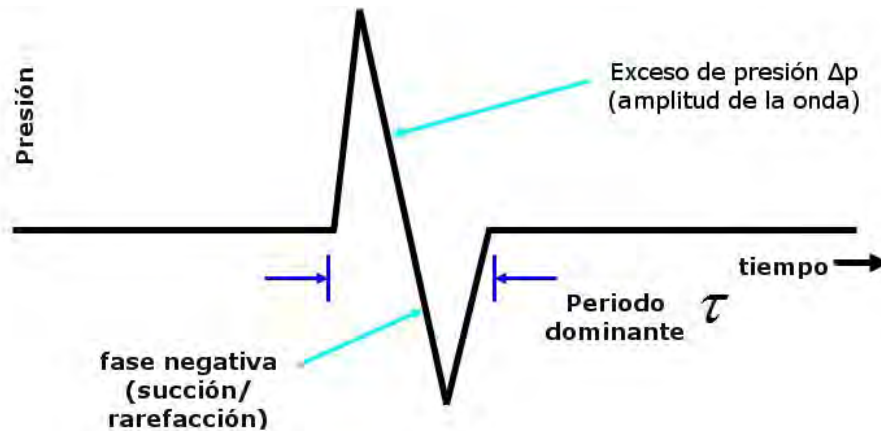


Figura 39. Perfil de presión de un pulso u onda N como función del tiempo. Fuente: DuMond (1946).

La onda o pulso N consiste en un incremento abrupto en la presión seguida por una disminución cuasi lineal de la misma a valores inferiores a la original debido al fenómeno de rarefacción del aire. A partir de (22), el periodo dominante está dado por:

$$\tau_0 = \frac{1}{f_0} = \frac{2.81R_0}{C_s} \dots \dots \dots (23)$$

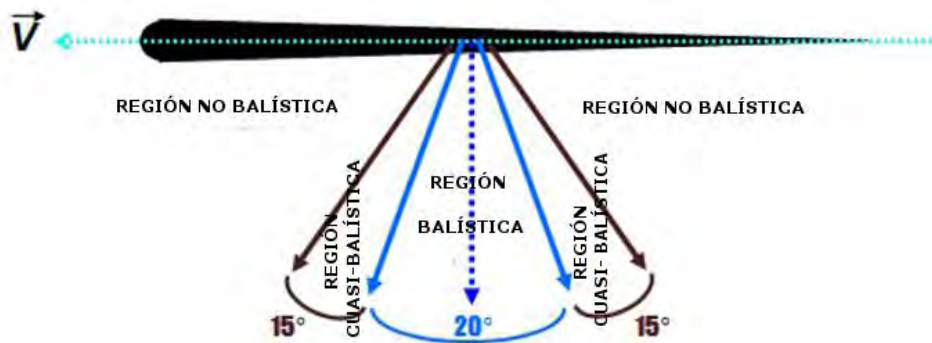


Figura 40. Regiones de propagación de las ondas sonoras producidas por un meteoróide durante su ingreso a la atmósfera de la Tierra. Fuente: Edwards y coautores (2008).

⁷ Un pulso N es una onda de periodo variable relacionada con la presión que ejerce una onda de choque con el aire. Fuente: Kanamori y colaboradores (1991).

No todos los registros infrasónicos muestran la presencia de ondas N bien definidas; un segundo tipo de registro dentro de la región balística es la presencia de patrones más complejos, por ejemplo oscilaciones de dos o tres ciclos de amplitud que terminan abruptamente (figura 41). En general, de acuerdo con Le Pichon y coautores (2009), los pulsos N están presentes en la región conocida como altamente balística, definida por Edwards y coautores (2008), (ver figura 40). Fuera de ella, no es posible su observación y lo que se percibe son ondas dispersas o estructuralmente más complejas debido al fenómeno de fragmentación del objeto (figura 42). Por otro lado, en la zona cuasi-balística, la cual es una región transicional, se pueden apreciar características tanto balísticas como no balísticas (figura 43).

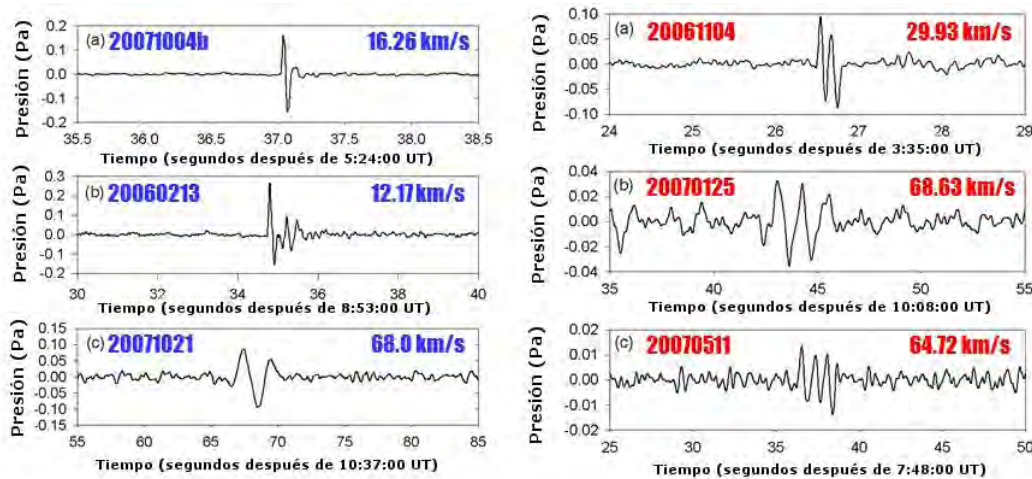


Figura 41. Ejemplos de observación de ondas o pulsos N para ondas de choque en la región balística asociadas con meteoroides. **Izquierda:** (a) SOMN# 20071004b: velocidad 16.26 km/s, $R_o \gg 2.4$ m, (b) SOMN# 20060213: velocidad = 12.70 km/s, $R_o \gg 4.5$ m (c) SOMN# 20071021, velocidad = 68.0 km/s, $R_o \gg 5.7$ m. **Derecha:** pulsos asociados a eventos meteoríticos con presencia de varios ciclos que terminan de manera abrupta. (a) SOMN# 20061104: velocidad = 29.93 km/s, $R_o \gg 2.7$ m (b) SOMN#20070125: velocidad = 68.63 km/s, $R_o \gg 7.4$ m (c) SOMN# 20070511: velocidad = 64.72 km/s, $R_o \gg 3.2$ m.. Fuente: Le Pichon y colaboradores (2009).

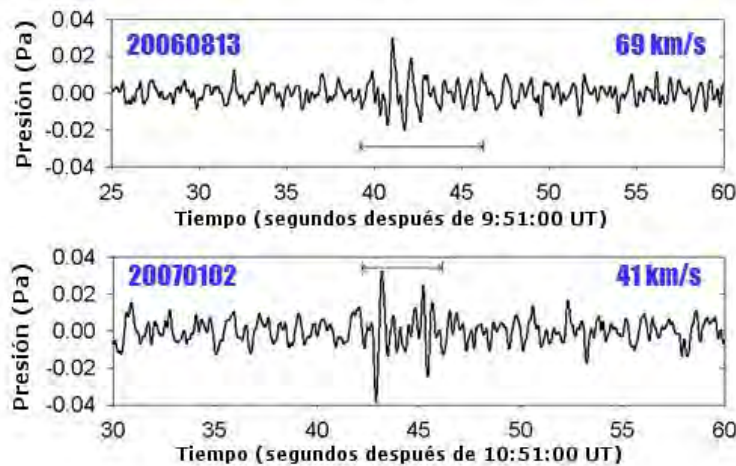


Figura 42. Registro que puede encontrarse en un evento meteorítico en las zonas no balísticas. No hay presencia de pulsos N, sino más bien una serie de ondas dispersas. Estos registros son asociados a posibles fragmentaciones del objeto. Fuente: Le Pichon y colaboradores (2009).

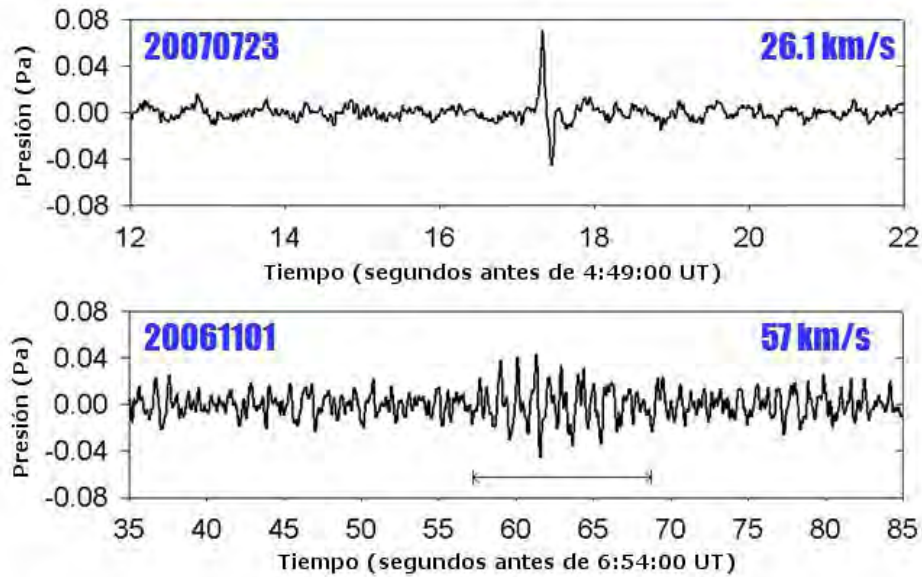


Figura 43. Pulsos asociados a eventos meteoríticos en la región cuasi-balística. En esta región es posible observar características balísticas y no balísticas. Arriba: SOMN# 20070725 como registro del tipo balístico. Debajo, SOMN# 20061101 como ejemplo de registro no balístico. Fuente: Le Pichon y colaboradores (2009).

De acuerdo con varios autores (Kanamori et al., 1991; Le Pichon et al., 2009; Edwards et al., 2008; Revelle, 1974b; 1976; Revelle et al., 2004; D’Auria et al., 2006; Tauzin et al., 2013; Hedlin et al., 2010; Ishihara et al., 2012) la existencia de pulsos N está fuertemente relacionada con eventos de ingreso de meteoroides a la atmósfera.

➤ MEDICIÓN DEL MOVIMIENTO VERTICAL DEL SUELO.

La segunda forma de registro que puede obtenerse de un evento meteorítico es el movimiento del suelo. Esto ocurre cuando las ondas de choque del meteoróide se acoplan con la superficie terrestre, sin embargo, para que esto suceda es indispensable que el objeto cumpla con ciertas características. La más importante de ellas es su energía cinética ya que de ella dependerá la producción de infrasonido (Le Pichon et al. 2009). Entre mayor sea ésta, la intensidad de las ondas de choque asociadas será también mayor. Cuando las ondas de choque son lo suficientemente intensas, no se atenúan completamente en la atmósfera y entonces alcanzan la superficie en forma de ondas infrasónicas. Como se mencionó anteriormente, estas ondas arribarán más o menos intensas dependiendo de la zona de propagación (figura 40). Si lo hicieron en dirección perpendicular a la dirección de movimiento del objeto entonces es altamente probable que se acoplen con el suelo. El resto

es posible que se atenúe totalmente antes de llegar a la superficie. Aunque la frecuencia del sonido emitido por una meteoróide sea demasiado baja, puede ser detectada por un sismómetro y quedar plasmada en un sismograma.

Las señales infrasónicas producidas por un meteoróide durante su paso por la atmósfera han sido materia de estudio desde hace mucho tiempo. La mayor parte del sonido producido por la interacción del meteoróide con la atmósfera tiene bajas frecuencias. Debido a ello, el infrasonido se propaga con poca pérdida de energía, es por esto que puede emplearse y detectarse a distancias de cientos a miles de kilómetros (Hedlin et al., 2010). La entrada de un meteoróide a la atmósfera terrestre es un evento que pone a prueba siempre la capacidad para medir y detectar el infrasonido y las señales sísmicas tanto atmosféricas como en la superficie (en caso de un impacto). El caso del meteoróide de Cheliábinsk, por ejemplo, fue un evento para el cual se detectaron fases sísmicas y señales infrasónicas asociadas a las ondas de choque debido a la fragmentación del objeto en la atmósfera por parte de una numerosa cantidad de estaciones de infrasonido IMS⁸ (Kitov et al., 2014). De acuerdo con Cumming (1989), existen tres mecanismos mediante los cuales las ondas infrasónicas pueden acoplarse con la superficie: el acoplamiento directo, el acoplamiento precursor y el acoplamiento por impacto.

Aunque Cumming menciona lo anterior, es importante aclarar que nosotros no estamos de acuerdo con él, ya que el acoplamiento por impacto no involucra ondas infrasónicas.

i. Acoplamiento directo

Es el mecanismo mediante el cual las ondas sísmicas son el resultado del incremento de presión que sufre la superficie debido al acoplamiento con una onda infrasónica incidente resultado de la atenuación de una onda de choque de un cuerpo cósmico que se propaga o fragmenta en la atmósfera. El acoplamiento directo es el mecanismo del cual hay más evidencia en los registros sísmicos sobre el acoplamiento de las ondas infrasónicas con la superficie terrestre. De acuerdo con MacCarthy (1955), varios de los registros sísmicos han podido ser relacionados con eventos meteoríticos debido a la aparición de sismos posteriores al paso de meteoroides través de la atmósfera. El acoplamiento directo puede identificarse en un sismograma teniendo en cuenta las siguientes propiedades:

- De acuerdo con varios autores (Tauzin et al., 2013; Ishihara et al., 2012; Kanamori et al., 1991; Manville et al., 2004; Edwards et al., 2006; Edwards

⁸ Siglas de la International Monitoring System. Es una red mundial de tecnología observacional que ayuda a verificar el cumplimiento o la violación de los tratados internacionales relacionados con el tratado de prohibición de ensayos nucleares (CTBT). Fuente: Department Of State. The Office of Website Management (2011).

et al., 2008; Revelle 1976; 1974b) los registros sísmicos que caracterizan a un evento meteorítico de esta naturaleza son las ondas P en forma de pulsos N o W debido a la sobrepresión que las ondas infrasónicas ejercen sobre la superficie. Dichos pulsos son un registro sísmico directamente relacionado con las ondas infrasónicas al acoplarse al suelo (figuras 44 y 45).



Figura 44. Registro sísmológico de la estación CMB de Berkeley. Se observa el movimiento del suelo debido al acoplamiento de la onda de choque. El suelo es empujado hacia abajo, luego hacia arriba por la onda de presión, luego, el suelo se recupera elásticamente. Fuente: <http://seismo.berkeley.edu/blog/2012/04/23/meteors-on-seismograms.html>.

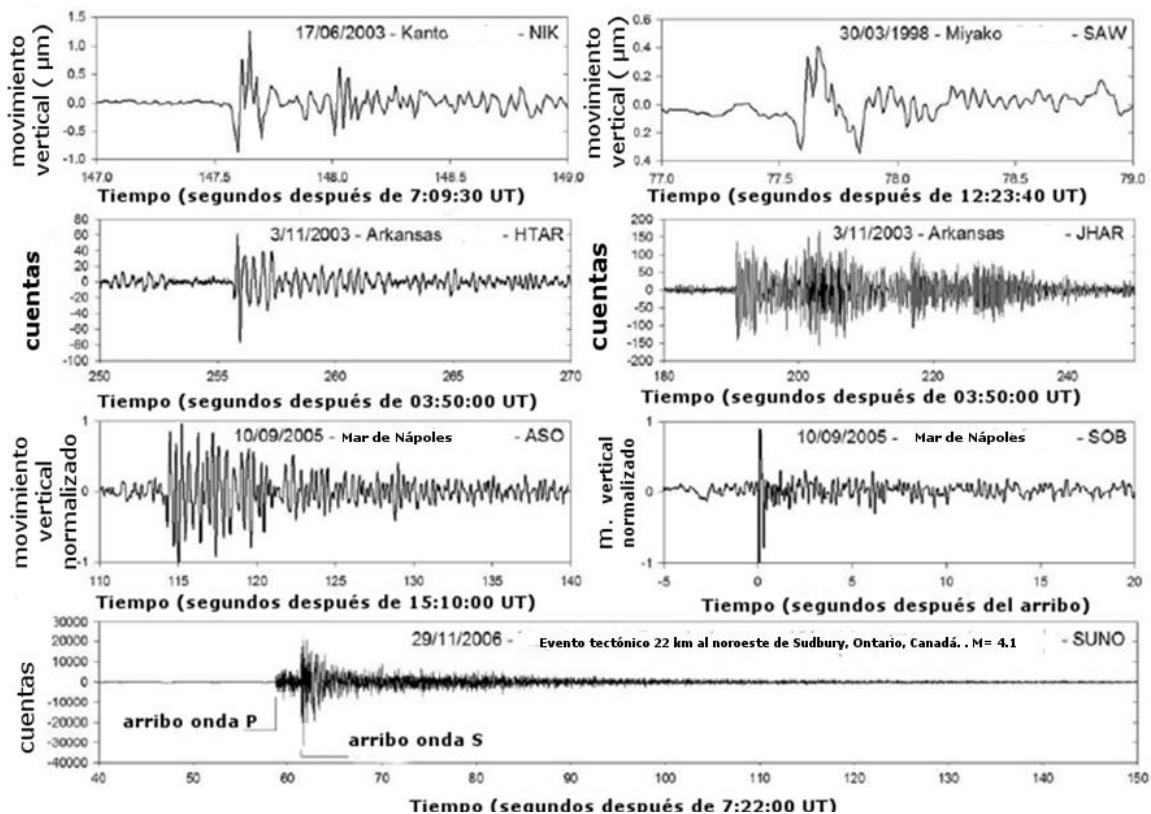


Figura 45. Sismogramas asociados a eventos meteoríticos (arriba), comparados con un sismograma de un evento telúrico local (abajo). Fuente: Edwards y coautores (2008).

ii. Acoplamiento precursor

El acoplamiento precursor es el resultado de la generación de ondas superficiales o de cabeza debido a ondas infrasónicas incidentes a determinados ángulos de incidencia con respecto al suelo. Estas ondas se propagan de manera independiente a las ondas infrasónicas incidentes de manera directa (figura 46).

Estas ondas preceden al acoplamiento directo. El acoplamiento precursor se da cuando en una interfaz fluido-sólido la velocidad horizontal de la onda atmosférica se adapta con precisión a la velocidad horizontal de un modo de onda sísmica Rayleigh (la velocidad más rápida de la onda Rayleigh permite a esta onda superficial dejar atrás a las ondas directamente acopladas), (Ben-Menahem y Singh, 1981). Bajo esta situación, los modelos predicen la generación de una onda sísmica de propagación independiente. En el caso de un meteoróide, este modo de excitación produciría la propagación de ondas sísmicas en la superficie a lo largo de la proyección de la trayectoria del objeto sobre el suelo, mientras que en caso de que se fragmente, produciría ondas con simetría cilíndrica a partir del punto donde se fragmentó (Edwards y colaboradores, 2008). La velocidad horizontal de una onda infrasónica está dada por la velocidad acústica dividida por el seno del ángulo de incidencia e (figura 47), de esta forma, una condición necesaria para que este fenómeno ocurra es que el modo de la onda acoplada debe tener una mayor velocidad que la velocidad de la onda infrasónica en el aire (Edwards y colaboradores, 2008).

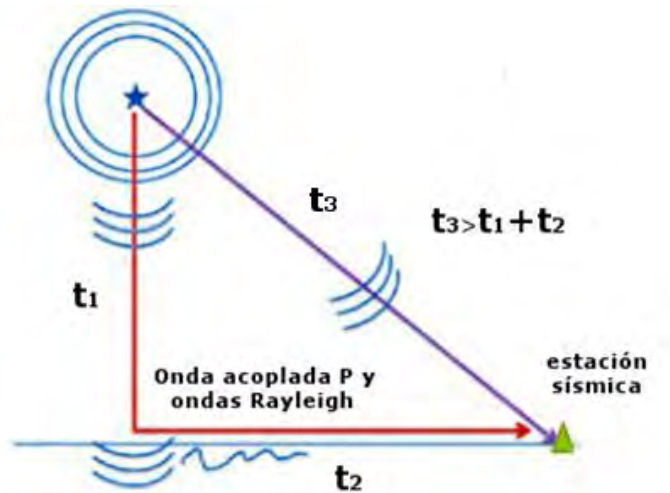


Figura 46. La presencia de las ondas Rayleigh en un sismograma meteorítico es debido a que éstas arriban antes que las ondas directas a la estación sísmica debido al menor tiempo de recorrido. Fuente: Tapia y Trigo-Rodríguez (2013).

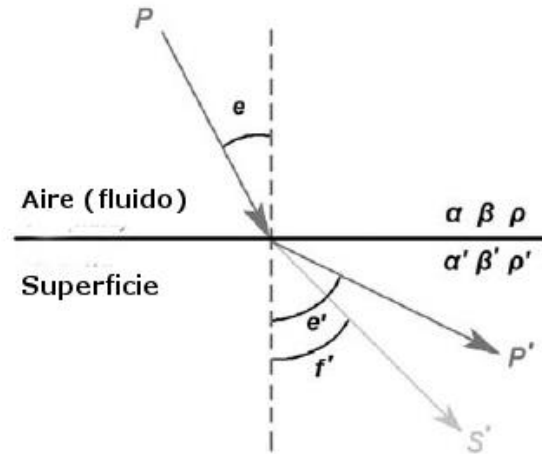


Figura 47. Geometría entre una interfaz fluido-sólido. Fuente: Ben-Menahem y Singh (1981).

Aunque este modo de acoplamiento cuenta con un solo caso documentado en la literatura, en Yellowknife, Canadá en 1985 (Anglin y Haddon, 1987), existen también otros probables registros de acoplamientos precursoros en Texas y Edmonton (figura 48).

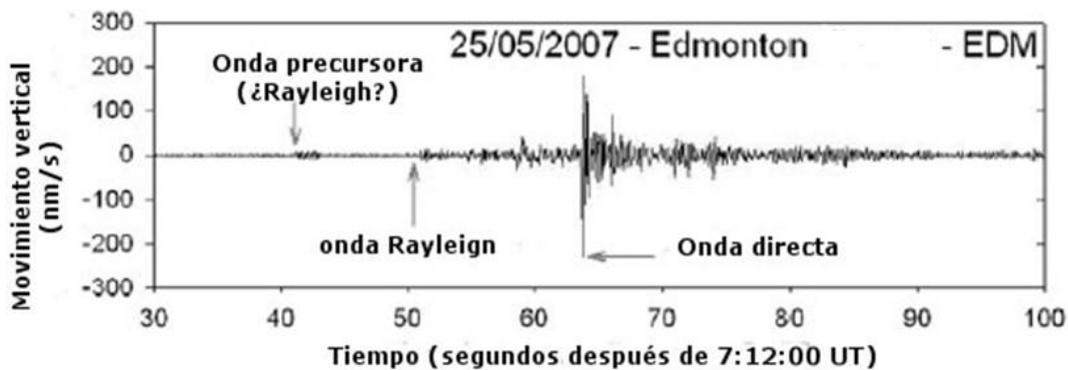


Figura 48. Sospecha de una onda precursora la cual llega varios segundos antes que el tren de ondas asociado a la onda aérea directa para un bólido observado cerca de Edmonton, Canadá el 25 de mayo de 2007. Sin embargo, ante la falta de más observaciones, la identificación es provisional. Fuente: (Edwards y colaboradores, 2008).

iii. Acoplamiento por impacto

De acuerdo con Cumming, el acoplamiento por impacto se caracteriza por la generación de ondas de cuerpo y superficiales debido al impacto de un meteoróide sobre la superficie terrestre. En nuestro planeta, la gran mayoría de los meteoroides que ingresan a la atmósfera son reducidos, por efectos ablativos, a pequeñas partículas. Por otro lado, la desaceleración de los mismos a velocidades terminales de sólo unos cuantos metros por

segundo (por tanto una disminución de su energía cinética) hacen extremadamente poco probable la producción de un movimiento del suelo que sea cuantificable más allá de unos pocos kilómetros de la fuente (Johnston, 1987). Hasta el momento solamente ha existido un caso, el del evento de Columbia Británica en Canadá (figura 49), para el cual ha sido publicada una interpretación con base en los datos obtenidos sobre la producción de ondas sísmicas luego del impacto de un meteoróide sobre la superficie (Halliday y Blackwell, 1971).

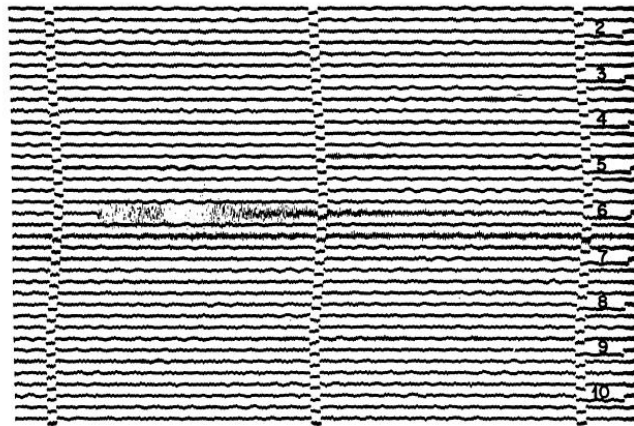


Figura 49. Una porción del sismograma del Fuerte Saint James mostrando el arribo de una onda superficial para el impacto del meteoróide a las 5h 58m 10s sobre la línea 19 de la traza. Fuente: Halliday y Blackwell, (1971).

3.2.3. OTROS SISMOGRAMAS

Un tercer tipo de sismograma corresponde a aquellos que son producto de la detonación controlada de cargas químicas o nucleares, el ingreso de escombros espaciales o incluso el ingreso de vehículos espaciales (Kanamori et al. 1991), por esta razón también podrían llamarse artificiales. Aunque es un hecho que la detonación de estas cargas representa el fundamento para estimar la energía explosiva liberada por la fragmentación de meteoroides en la atmósfera, como se mencionó en el capítulo 2, los sismogramas que se obtienen son diferentes en periodo y amplitud, pero similares en cuanto a fases sísmicas y formas de onda. La diferencia de amplitudes es entendible, depende de la energía cinética ya que los fenómenos airburst en la atmósfera terrestre son menos efectivos que una detonación que implique fisión, por tanto un fenómeno de fragmentación implicará, en promedio, una explosión 10 veces menos intensa y, por lo menos, 100 veces menos efectiva para producir movimiento en la superficie (Foschini, 1998).

Los fenómenos explosivos controlados han tenido modificaciones a través del tiempo. En un comienzo, durante la Guerra Fría, la detonación de armas convencionales y nucleares era realizada en la atmósfera, a determinadas altitudes, sin embargo, con el paso del tiempo y debido a diversos factores, las pruebas tendieron a efectuarse de manera subterránea; en

cualquier caso, una explosión genera una esfera de ondas compresionales que viajan en todas las direcciones. Un sismograma mostrará una señal fuerte y repentina de ondas P, sin embargo, la presencia de ondas S es prácticamente nula en cualquiera de los tipos de pruebas mencionadas. Además, una explosión subterránea genera ondas superficiales que son más pequeñas que las esperadas para la mayoría de los terremotos (figura 50).



Figura 50. Propagación de las ondas de choque debida a la detonación de una carga explosiva subterránea. Fuente: FAS, Global Security.

Uno de los ejemplos más representativos de este tipo de sismogramas han sido los obtenidos como producto de las pruebas nucleares subterráneas efectuadas por Corea del Norte (figura 51). Puede observarse un patrón de forma característica para las fases sísmicas debidas a estos ensayos.

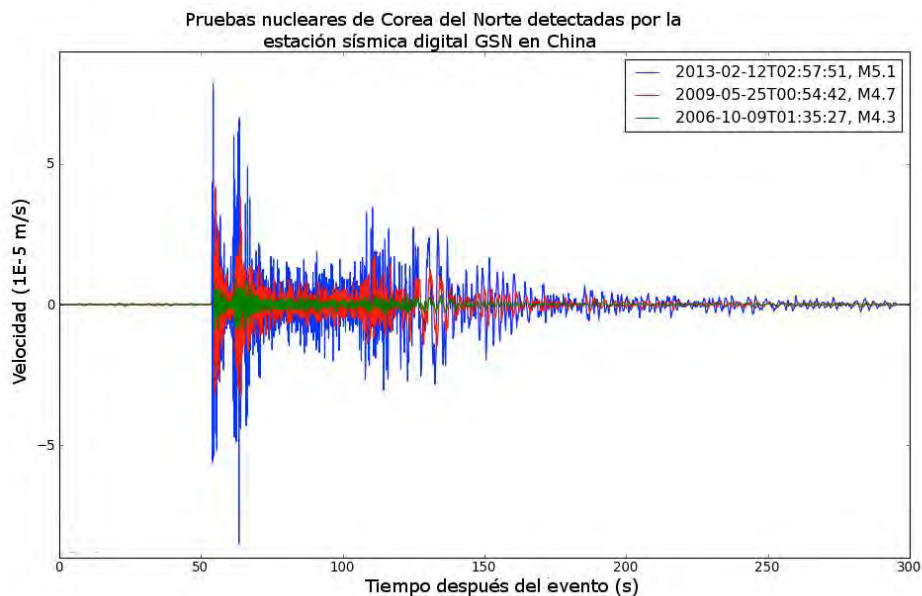


Figura 51. Registros sísmicos y magnitudes tomados de una estación china para las tres pruebas nucleares efectuadas por Corea de Norte. Fuente: IRIS DMC.

Como puede verse, en estos sismogramas se tiene un incremento abrupto en el desplazamiento vertical del suelo, representado por una onda P de gran amplitud. En general, un sismograma debido a una explosión atmosférica o subterránea, o el ingreso de vehículos espaciales, carece o presenta ondas S poco legibles, de acuerdo con Harkrider y colaboradores (1974). Por otro lado, la amplitud de las ondas P queda determinada por la cantidad de carga explosiva (figura 52).

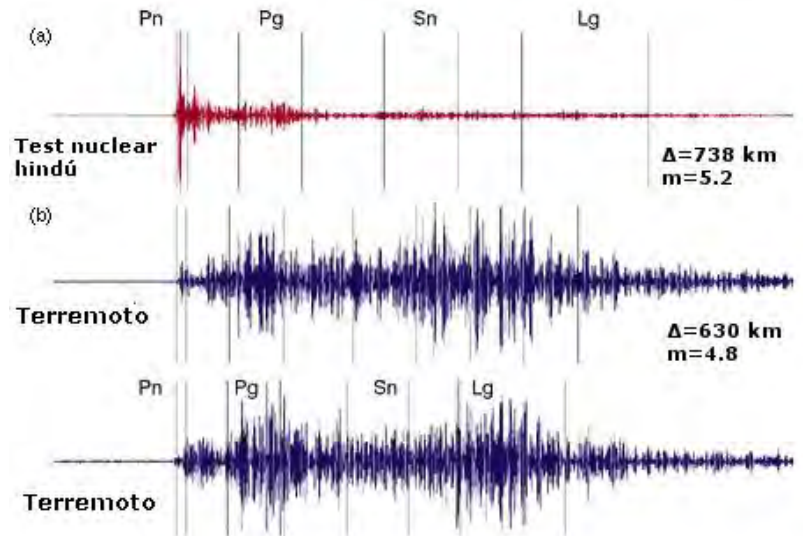


Figura 52. Arriba, registro sísmico de una prueba nuclear hindú. Abajo, registros sísmicos de eventos telúricos captados por la estación sísmica NIL (Pakistán). Las fases sísmicas más importantes están indicadas por líneas verticales. Fuente: Stephen C.(1998).

3.2.4. DIFERENCIAS ENTRE UN SISMOGRAMA TECTÓNICO Y UN SISMOGRAMA METEORÍTICO.

La primera diferencia existente entre un registro sísmico tectónico y uno meteorítico está relacionada con los medios y las vías que permiten su detección. En el caso de un evento tectónico, los sismómetros instalados en la superficie permiten estimar la intensidad del movimiento del suelo con respecto al tiempo de duración del evento. Los sismogramas que se obtienen muestran las características del movimiento y permiten así la prevención de desastres mediante la construcción de edificaciones más resistentes.

Para el caso de un evento meteorítico existen dos vías de detección. Se mencionó con anterioridad que dichos medios son los registros barométricos y los registros sísmicos. El estudio de eventos meteoríticos y sus posibles repercusiones en la superficie terrestre (descartando un posible impacto) de acuerdo con Edwards y colaboradores (2008) y Revelle (1976) consiste del siguiente proceso en cuanto a la obtención de datos barométricos:

1. Los meteoroides son detectados utilizando cámaras de video y software especializado en la detección de movimiento.
2. Se determinan las trayectorias, velocidades y masas fotométricas.
3. Los microbarómetros detectan las primeras señales. Se analiza un intervalo de tiempo de por lo menos 15 minutos.
4. Cuando es posible, se determinan el ángulo de ingreso, velocidad y aceleración, todo mediante el empleo de las cámaras de video y software.
5. Las condiciones atmosféricas se reconstruyen a partir del modelo ideal, esto para analizar la propagación del infrasonido debido a algunas variables atmosféricas.
6. Se elabora un trazado de rayos desde la trayectoria medida por el software y se compara con el azimut observado o con la traza de velocidad para confirmar que la fuente infrasónica es debida a un meteoroide.
7. Sólo las señales que sobreviven a este proceso son garantía de ser infrasonido debido a meteoroides (descartando así otro tipo de fuentes). En caso de ser necesario se elabora un filtrado de la señal el cual puede ser pasa alta o pasa bajas dependiendo de la señal obtenida y la frecuencia de corte del dispositivo (figura 53).

La obtención de información sísmica o barométrica para eventos meteoríticos requiere un esfuerzo y dificultad técnica adicional en comparación con los registros sísmicos tectónicos; esto se debe a varias razones, entre ellas, las condiciones meteorológicas adecuadas para el caso de los registros barométricos, así como la altitud, energía explosiva y la existencia de estaciones sísmicas cerca del suceso para el caso de los registros sísmicos.

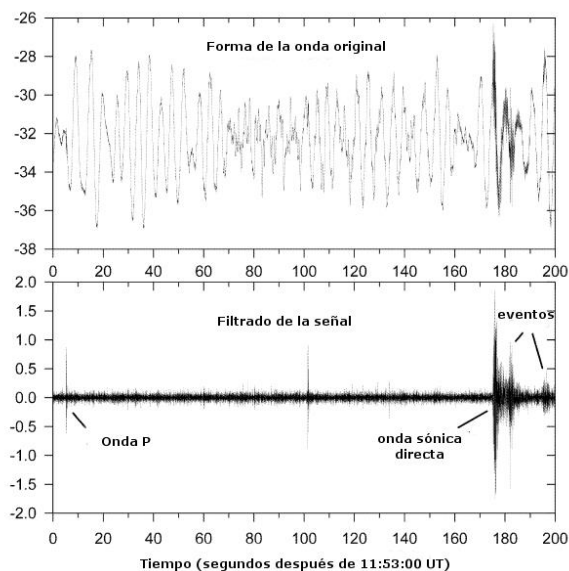


Figura 53. Registro de la estación MORC y descripción de fases sísmicas para el evento de Morávka. Arriba, la señal sísmica original. Abajo, señal infrasónica filtrada (pasa alto con remoción de frecuencias mayores a 25 Hz). Fuente: : Brown y colaboradores (2013).

Teniendo en cuenta lo anterior, es posible agrupar las diferencias que pueden encontrarse entre un sismograma producto de un evento telúrico y uno debido a la fragmentación de un meteoroides en la atmósfera en los siguientes puntos:

- Una de las primeras formas para distinguir un evento telúrico de un evento meteorítico es reconociendo la forma de onda que describen sus fases sísmicas. Las formas de onda de uno y otro evento presentan diferencias importantes (figura 54).

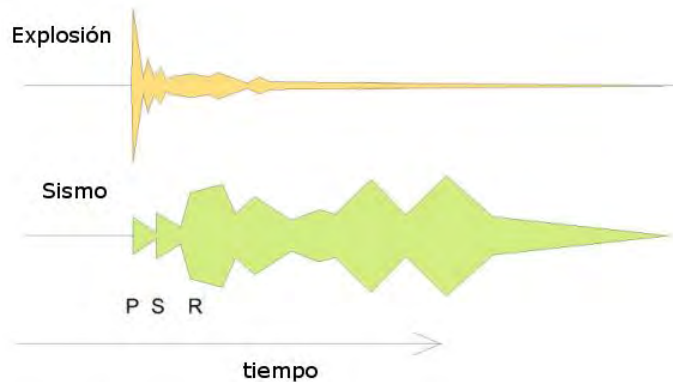


Figura 54. Forma de onda característica para eventos meteoríticos (arriba) y eventos telúricos (abajo). Fuente: Le Pichon y colaboradores (2009).

- Mientras que un sismo genera fuertes ondas S, los sismogramas de eventos meteoríticos carecen o poseen señales muy débiles de este tipo de ondas (figura 55).

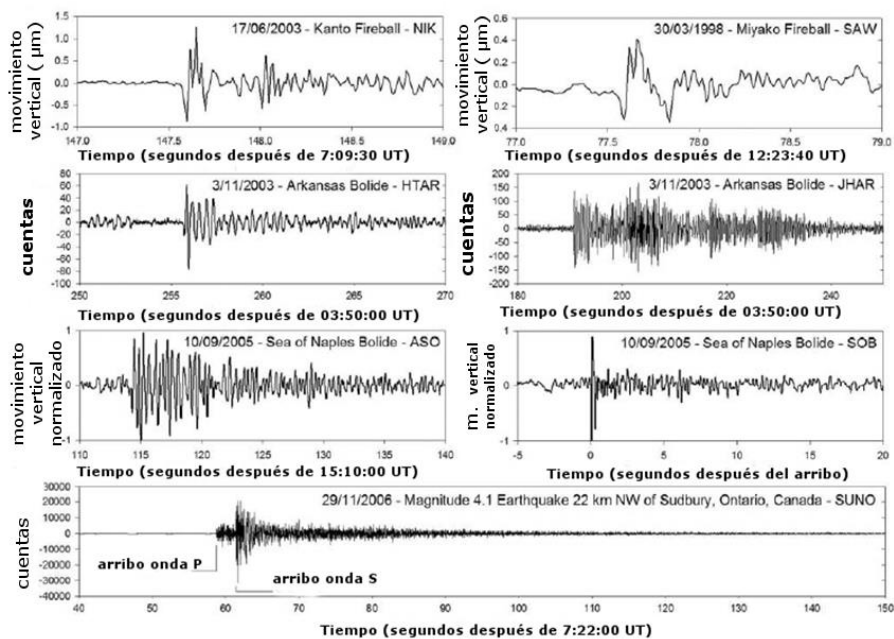


Figura 55. Sismogramas asociados a eventos meteoríticos comparados un sismograma de un evento telúrico local. Fuente: Edwards y coautores (2008).

- Como la fragmentación de un meteoróide genera ondas de choque que son esféricas y simétricas, estas irradian ondas P. Por el contrario, los sismos son el resultado del deslizamiento o ruptura de rocas a lo largo de la superficie, por ende, este mecanismo promueve los movimientos transversales característicos de las ondas S. Por lo tanto, se espera que un evento meteorítico muestre ondas P intensas y ondas S débiles, y que los sismos tectónicos muestren ondas P débiles y ondas S fuertes.
- En los registros sísmicos de eventos telúricos, las señales aumentan y disminuyen gradualmente. Por otro lado, como se mencionó anteriormente, para los sismogramas debidos a fenómenos de airburst se tiene en principio una onda P de gran amplitud, atribuida a la fragmentación del meteoróide, esto es, la señal aumenta abruptamente, seguido de su posterior disminución.
- Para caracterizar adecuadamente un evento meteorítico, debe estudiarse el respectivo sismograma y su traza infrasonica, en caso de estar disponible, esto requiere identificar cambios de presión atmosféricos debidos a la propagación de las ondas de choque del meteoróide en la atmósfera por medio de antenas y/o micrófonos (figura 55).

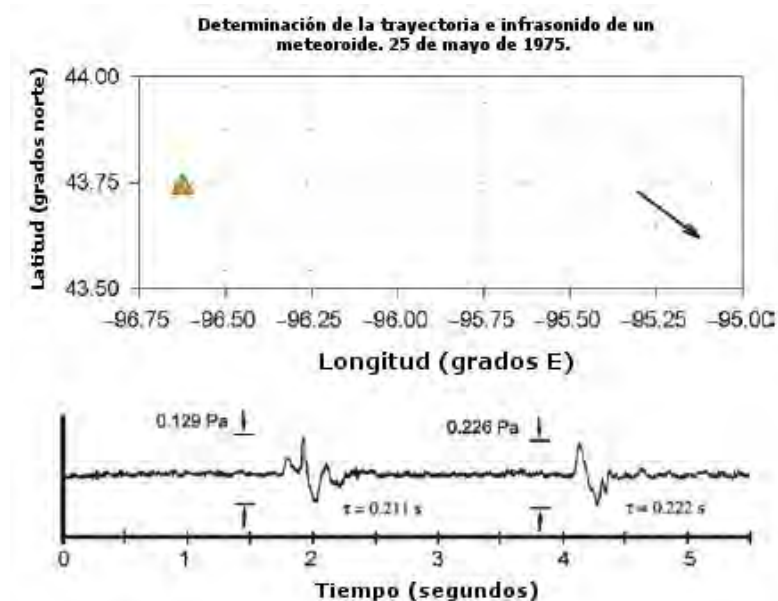


Figura 55. Primera observación de infrasonido de un meteoróide cuya trayectoria pudo ser determinada. Se observó fotográficamente viajando de 65,5 a 49,2 km de altitud, con una inclinación de 55,66 ° respecto a la horizontal, a una velocidad inicial de 16,5 km / s. Del análisis lumínico, la masa del meteoróide se estimó en 0,320 kg. Fuente: Le Pichon y colaboradores (2009).

- Un sismograma debido a un evento telúrico presenta ondas de cuerpo y ondas superficiales. Para el caso de un evento meteorítico, las fases sísmicas dependerán de la forma de acoplamiento que tengan las ondas infrasónicas con el suelo, es decir acoplamiento directo, precursor o impacto (ver sección 3.2.2, figura 45).
- Si se trata de un acoplamiento directo dentro de la región balística (acoplamiento perpendicular con respecto al suelo), se identifican ondas P de gran amplitud en forma de “pulsos N” (figura 57), sin embargo no hay presencia de ondas S por dos motivos: en primer lugar debido a que las ondas S no se pueden propagar en el aire, y en segundo lugar, debido al mecanismo del acoplamiento de las ondas infrasónicas, es decir, al no existir movimiento de cizalla en un acoplamiento que ocurre de manera perpendicular, no es posible identificar ondas de este tipo. Este tipo de acoplamiento es el más habitual entre los registros meteoríticos, con poco más del 90 % de los casos.

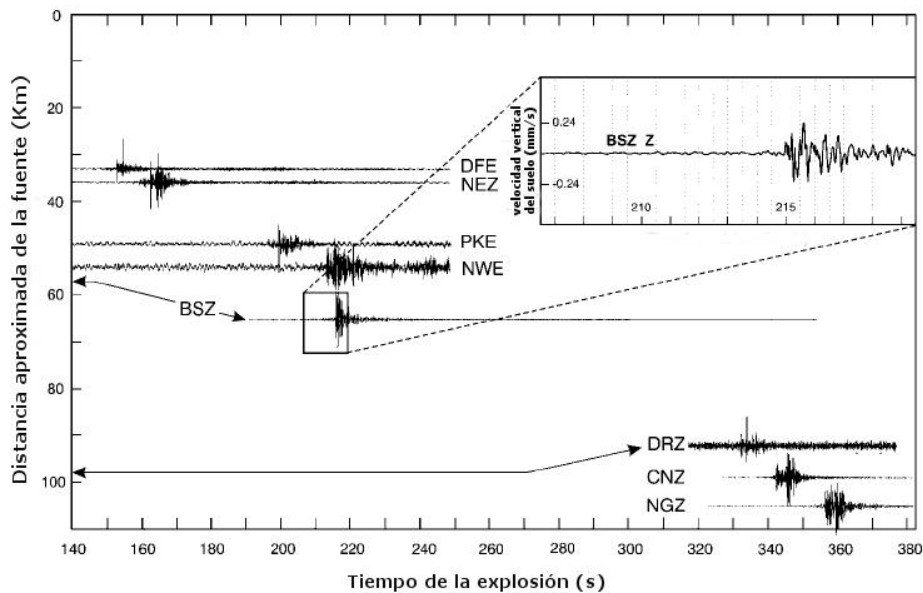


Figura 57. Registros sísmicos debidos a la interacción de la onda de choque del meteorito de Hawera con la superficie (7-jul-1999) durante su fragmentación. En el recuadro se resalta el registro sísmico del impacto en la estación BSZ. El sismograma de velocidad del movimiento vertical del suelo muestra un pulso N del debido a la onda de choque compresiva. Fuente: Manville y coautores (2004).

- Para el caso de un acoplamiento del tipo precursor, se tendrá la presencia de ondas Rayleigh como onda de cabeza (principal) debido al mecanismo de conversión de la onda infrasónica en este tipo de onda superficial (véase figura 48). Esto es, se observará en primer lugar esta fase sísmica y posteriormente la onda acoplada

directa, tal y como se mencionó en 3.2.2. La existencia de este tipo de acoplamiento es bastante raro.

- En caso de un impacto, habría presencia de ondas P y S intensas y por tanto, los registros sísmicos obtenidos serían muy parecidos a los registros sísmicos de eventos telúricos (Tauzin *et al.*, 2013).
- Para eventos meteoríticos es importante descartar la producción de registros sísmicos por otras posibles fuentes naturales (explosiones volcánicas, tormentas, etc.). El apoyo logístico, sobre todo el visual mediante la disposición de una red de video es altamente primordial para la realización de estos estudios. Cuando los datos se obtienen, como ya se mencionó, es necesario aplicar filtros a la señal sísmica obtenida para lograr una mejor interpretación de la información.

Capítulo IV

METODOLOGÍA DE LA INVESTIGACIÓN

La primera parte de esta tesis se basó en una investigación documental sobre el fenómeno. La información obtenida se obtuvo a través de la lectura de artículos de investigación y libros, principalmente.

Para la segunda parte, que concierne al análisis sísmico e interpretación de la información, se obtuvo el apoyo del Servicio Sismológico Nacional a través del Dr. Víctor Manuel Espíndola Castro, quien proporcionó los datos necesarios para la obtención de los sismogramas que se presentarán en el siguiente capítulo. El análisis de los datos y la elaboración de los sismogramas se realizaron mediante ORIGIN, un software especializado en el análisis de datos y la elaboración de gráficos de carácter científico. Mediante dicho software fue posible también la obtención del filtrado de la señal para cada uno de ellos.

La parte final, enfocada en cotejar las características y el potencial origen meteorítico de cada sismograma fue resultado de comparar la parte documental de este trabajo con el material obtenido mediante el análisis de datos.

Capítulo V

ANÁLISIS DE RESULTADOS.

De acuerdo con el sitio web oficial del Servicio Sismológico Nacional, actualmente se cuenta con cerca de 102 equipos para el registro de sismos, organizados en cuatro subredes: red de banda ancha, red del Valle de México, red del volcán Tacaná y la red convencional, siendo la primera de ellas la encargada de monitorear la sismicidad en las regiones de mayor potencial sísmico dentro de la República Mexicana.

En la presente investigación se aplicarán los conocimientos obtenidos en el análisis de los registros sísmicos de tres eventos potencialmente meteoríticos ocurridos en la República Mexicana. Dichos eventos son los de Puebla-Hidalgo en 2010, Zacatecas en 2011 y Puebla en 2016. A continuación se presenta la información recabada de cada uno de ellos.

EVENTO DE PUEBLA-HIDALGO

FECHA: 10 de febrero de 2010

HORA APROXIMADA DEL EVENTO: Entre 15:30 y 16:30 hrs. (21:30 y 22:30 GMT)

DESCRIPCIÓN: De acuerdo con (Cordero *et al.*, 2011), el lugar del fenómeno habría sido cerca del municipio de Ahuazotepec, Puebla, colindante con Cuautepec, Hidalgo. El estruendo en el cielo fue escuchado en Ahuazotepec y Huachinango, comunidades de Puebla, así como en Tulancingo, Cuautepec y Metepec, en Hidalgo y estuvo acompañado de vibraciones en techos de lámina y vidrios.

COORDENADAS GEOGRÁFICAS APROXIMADAS DEL EVENTO:

20⁰4'21.2'' N; 98⁰10'51.3'' W

Para el análisis de este evento se consideró la estación sísmica ORVM perteneciente a la Red del Valle de México. Las coordenadas geográficas de la estación son (19⁰35'29''N; 98⁰43'21''W).

La distancia aproximada entre el lugar del evento y la ubicación de la estación ORVM es de 77.92 km (figura 58).

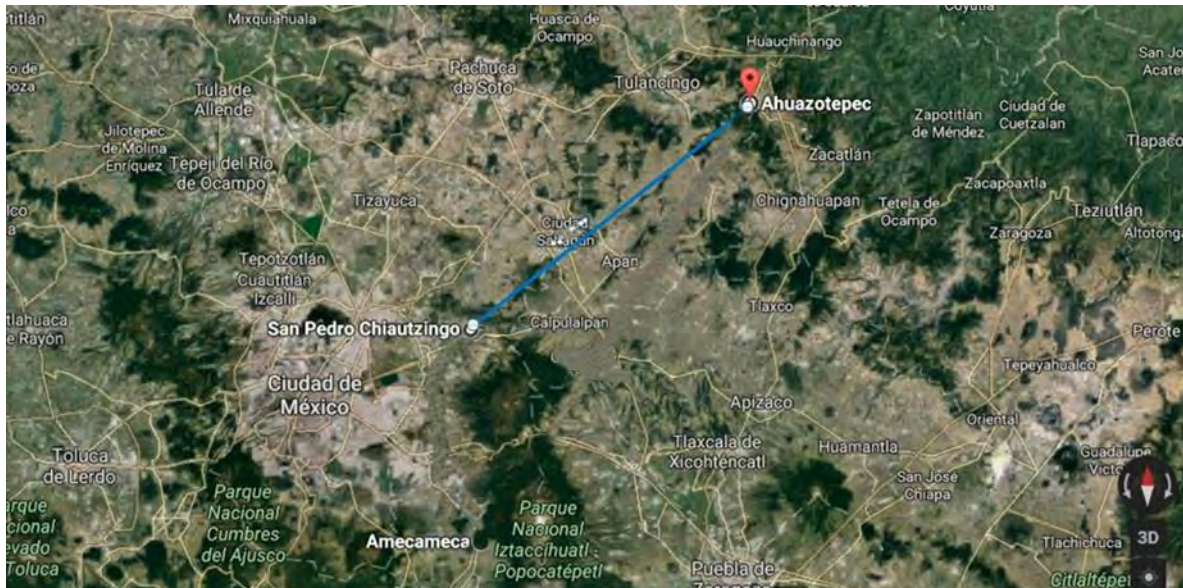


Figura 58. La línea azul indica la distancia entre la estación ORVM y el lugar más probable del evento en Ahuazotepec, Puebla. La distancia aproximada entre ambos sitios es de aproximadamente 77.92 km. Fuente: <https://www.google.com.mx/maps/dir/Amecameca,+Estado+de+M%C3%A9xico/San+Pedro+Chiutzingo,+Estado+de+M%C3%A9xico/Ahuazotepec,+Puebla/@19.3709983>

El sismograma correspondiente al evento de Puebla-Hidalgo fue filtrado con un pasa banda con frecuencias de corte mínima y máxima de 0.013 a 0.58 Hz, respectivamente, resultado de la transformada de Fourier aplicada a la señal sísmica (figura 59).

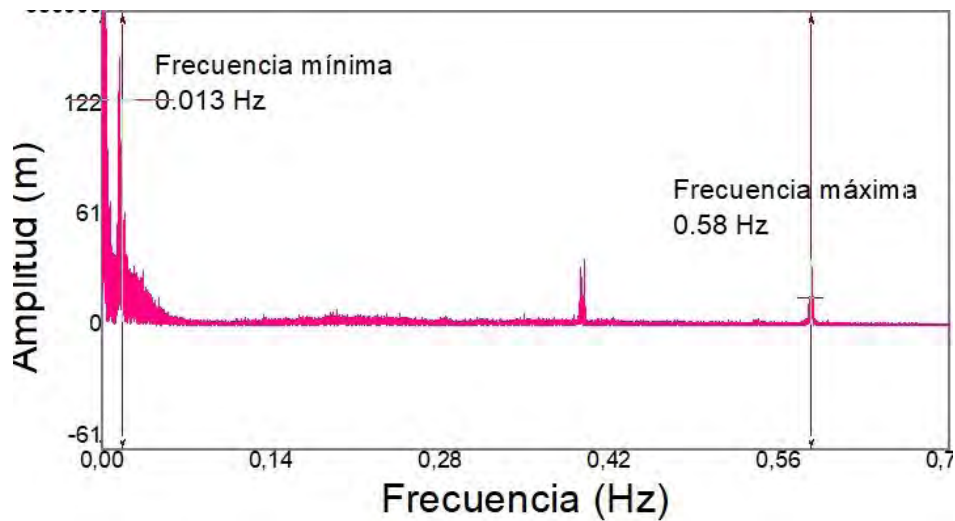


Figura 59. Análisis de Fourier de la señal sísmica del evento de Puebla-Hidalgo. Se encuentran frecuencias mínima de 0.013 Hz y máxima de 0.58 Hz.

Para determinar estos límites, se eligen las frecuencias que tienen amplitud máxima, en la figura 59 éstas se encuentran marcadas con líneas verticales.

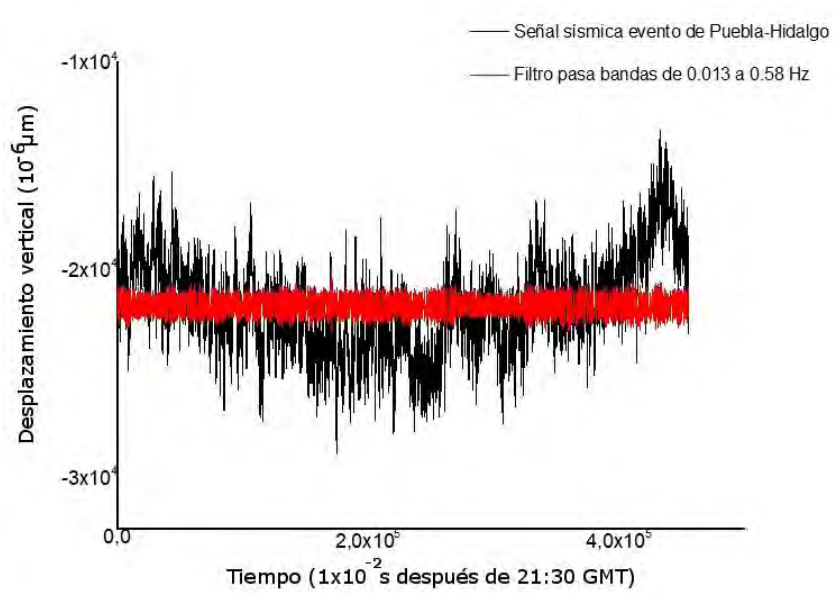


Figura 60. Registro sísmico de la estación ORVM del 10 de febrero de 2010. En negro se muestra el sismograma original; en rojo se muestra el resultado de aplicar un filtro pasa banda de 0.013 a 0.58 Hz a la señal. Fuente: SSN.

El sismograma correspondiente a la estación sísmica ORVM no presenta fases sísmicas definidas. Está constituido por ruido ambiental, es decir, agitación del suelo ocasionada por las diversas actividades humanas en torno a la zona, esto lo prueba el filtro pasa banda de 0.013 a 0.58 Hz que fue aplicado para la reducción del ruido. Al no poder obtener mayor información de este sismograma, podemos concluir que, el registro sísmico no detectó el evento meteorítico.

Uno de los principales factores que deben considerarse en el caso de no obtener mayor información es la distancia entre la estación sísmica y el evento (suponiendo este último a nivel del suelo), la cual es de 77.92 km aproximadamente.

EVENTO DE ZACATECAS

FECHA: 22 de febrero de 2011

HORA APROXIMADA DEL EVENTO: Entre 15:30 y 15:45 hrs. (21:30 y 21:45 GMT)

DESCRIPCIÓN: Evento que, ocurrido en un cerro cercano a la comunidad de Jarillas, municipio de Ojocaliente, provocó una explosión que se escuchó varios kilómetros a la redonda. Fuentes de la Secretaría de Gobierno del estado y del Ejército indicaron que el objeto no pudo ser localizado (<http://www.jornada.unam.mx/2011/02/23/estados/037n6est.>)

COORDENADAS GEOGRÁFICAS: tomadas de la localización del lugar aproximado; en este caso se consideran las coordenadas del municipio de Ojocaliente:

22°35'0'' N; 102°15'00'' W

De acuerdo con el Servicio Sismológico Nacional, la estación de banda ancha más próxima al sitio donde ocurrió el evento se localiza en Zacatecas, Zacatecas, (ZAIG), cuya localización geográfica es:

22°46'9'' N; 102°34'1'' W

La distancia aproximada entre el lugar del evento y la ubicación de la estación ZAIG es de 38.63 km (figura 61).

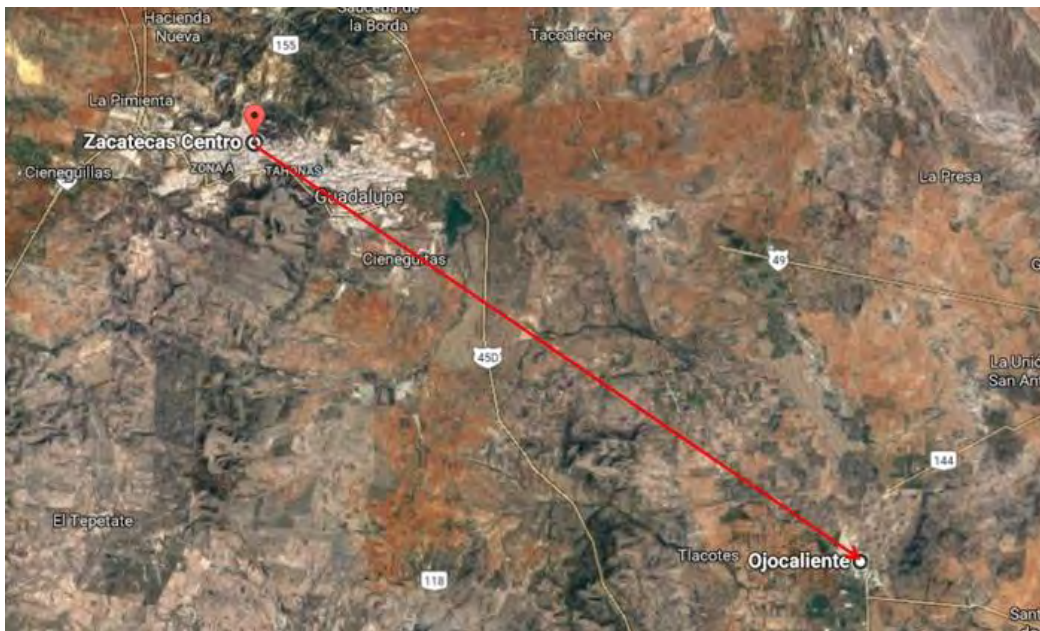


Figura 61. Ubicación de la estación sísmica en Zacatecas y el lugar probable de la ocurrencia del evento en Jarillas, Ojocaliente, Zacatecas. La distancia aproximada entre ambos lugares es de 38.63 km. Fuente: <https://www.google.com.mx/maps/dir/Ojocaliente,+Zacatecas/Zacatecas+Centro,+Zacatecas/>

El sismograma del evento de Zacatecas fue filtrado con un pasa banda con frecuencias de corte mínima de 0.17 Hz y máxima de 0.25, respectivamente, resultado de la transformada de Fourier aplicada a la señal (figura 62).

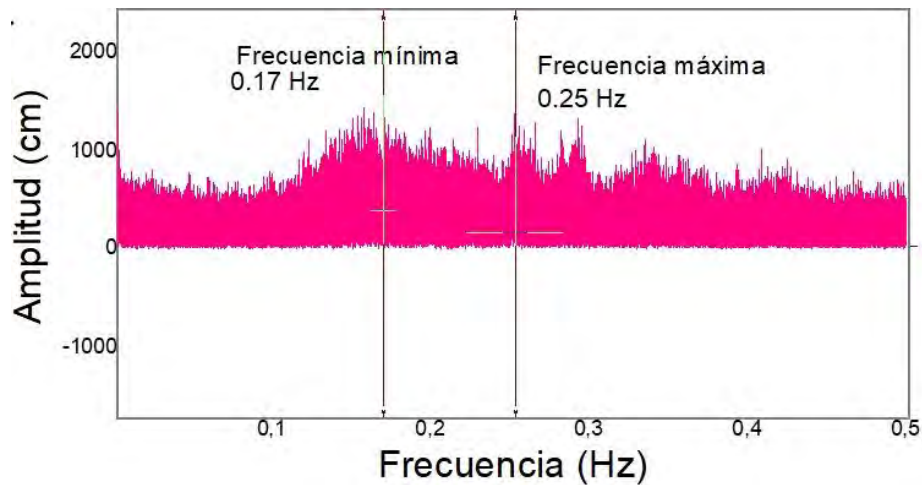


Figura 62. Análisis de Fourier de la señal sísmica del evento de Zacatecas. Se encuentran frecuencias mínima de 0.17 Hz y máxima de 0.25 Hz.

El sismograma y el filtro aplicado se muestran a continuación:

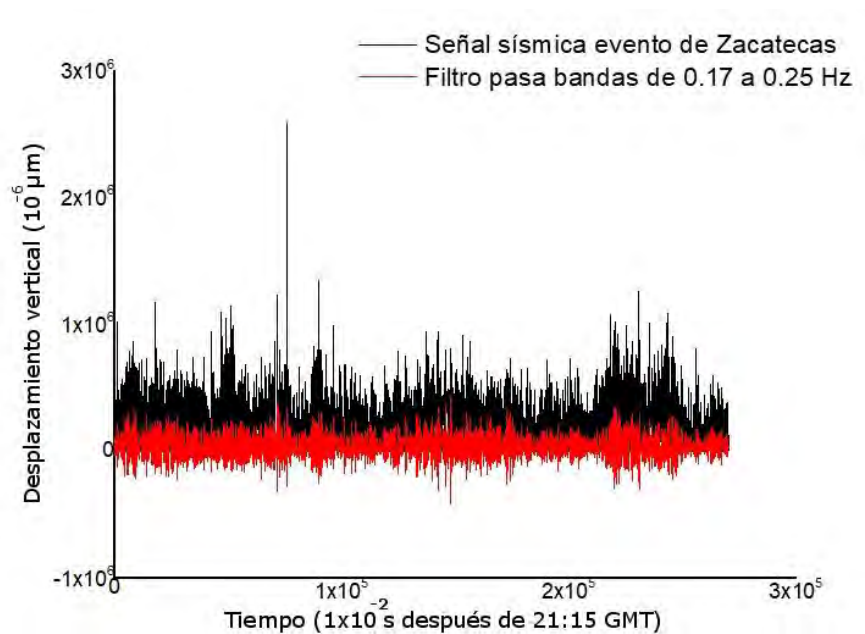


Figura 63. Registro sísmico de la estación ZAIG correspondiente al evento de Zacatecas 2011. En negro se muestra el sismograma original; en rojo se muestra el resultado de aplicar un filtro pasa banda de 0.17 a 0.25 Hz. Fuente: SSN.

El sismograma de la estación sísmica ZAIG se asemeja al de la estación VTVM en cuanto a la presencia de ruido ambiental, aunque cabe aclarar que el sismograma de la estación ZAIG muestra un nivel de ruido sísmico de mayor frecuencia, posiblemente como consecuencia de una mayor cercanía de las carreteras o de lugares con una mayor actividad industrial o humana en la zona. A este registro se aplicó un filtro pasa banda de 0.17 a 0.25 Hz para la reducción de la señal y posible obtención de información. Sin embargo, como puede observarse, tras la aplicación del filtro no pueden percibirse cambios sustanciales en la amplitud del sismograma capaces de definir por sí solos fases sísmicas importantes.

Al no poder obtener mayor información de este sismograma, podemos afirmar que el registro sísmico no muestra el evento meteorítico debido a la poca o nula información que presenta el sismograma correspondiente. La distancia entre la estación sísmica y el lugar (a nivel del suelo) de la probable ocurrencia del evento, nuevamente juega un papel muy importante para la no obtención de información, ya que la distancia entre ambas locaciones es de aproximadamente 38.63 km como mínimo. Lo cual también nos podría proporcionar una estimación del límite superior de la energía de fragmentación del meteoróide.

EVENTO DE PUEBLA

FECHA: 21 de mayo de 2016

HORA APROXIMADA DEL EVENTO: 01: 48: 36 horas. (6:48 GMT). A esta hora se dio el avistamiento del bólido por parte de las cámaras de video, aunque de acuerdo con observaciones del INAOE, pudo ocurrir a las 01: 48: 06 horas.

DESCRIPCIÓN: se trató de un fenómeno meteorítico caracterizado por una intensa luminosidad. Estuvo acompañado por un estruendo que pudo escucharse claramente y que, de acuerdo con los medios de comunicación y testigos, fue capaz de hacer vibrar los vidrios de algunas casas. Este evento fue videograbado por una numerosa cantidad de aficionados e incluso por cámaras localizadas en la capital del país. Hubo reportes desde Querétaro, Ciudad de México, Veracruz, Tlaxcala. En Puebla hubo testigos en Cholula, la misma ciudad de Puebla, Tepeaca, etc.

COORDENADAS GEOGRÁFICAS: No se tiene información precisa al respecto.

La estación de banda ancha más próxima al sitio donde ocurrió el evento es la estación del volcán Popocatepetl (PPIG), localizada entre los límites de Puebla y el Estado de México. Sus coordenadas geográficas son:

19⁰4'01'' N; 98° 37' 41" W

De acuerdo con información proporcionada por el Dr. Abraham Luna Castellanos, investigador del Instituto Nacional de Astrofísica Óptica y Electrónica, INAOE, Puebla; así como información obtenida a través de los medios de comunicación, el evento observado en la región centro de la República Mexicana pudo ser analizado en su trayectoria y velocidad con ayuda de videograbaciones públicas y particulares. El evento luminoso ocurrió aproximadamente a la 01: 48: 36 horas y fue registrado por lo menos durante 20 segundos, por lo que la velocidad del objeto se calculó en 15 km/s. El trayecto concuerda con los videos observados y la distancia a la que se pudo observar el fenómeno, cerca de 300 km en línea recta entre Cholula e Hidalgo en la dirección aproximada que se muestra en la figura 64.



Figura 64. Mapa de la trayectoria del meteoróide de Puebla. El trazado de la trayectoria fue realizada con ayuda de videograbaciones públicas y particulares.

Para el análisis de este registro, se utilizó un filtro pasa banda con frecuencia de corte mínima de 0.003 Hz y máxima de 0.12 Hz, producto de la transformada de Fourier aplicada a la señal original (figura 65).

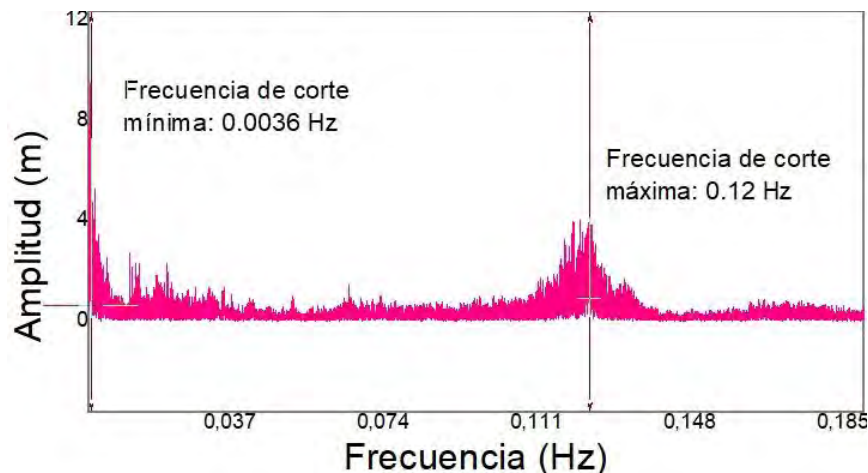


Figura 65. Selección de filtro y frecuencias de corte a través de la transformada de Fourier de la señal.

El Sismograma correspondiente y su caracterización se muestran a continuación:

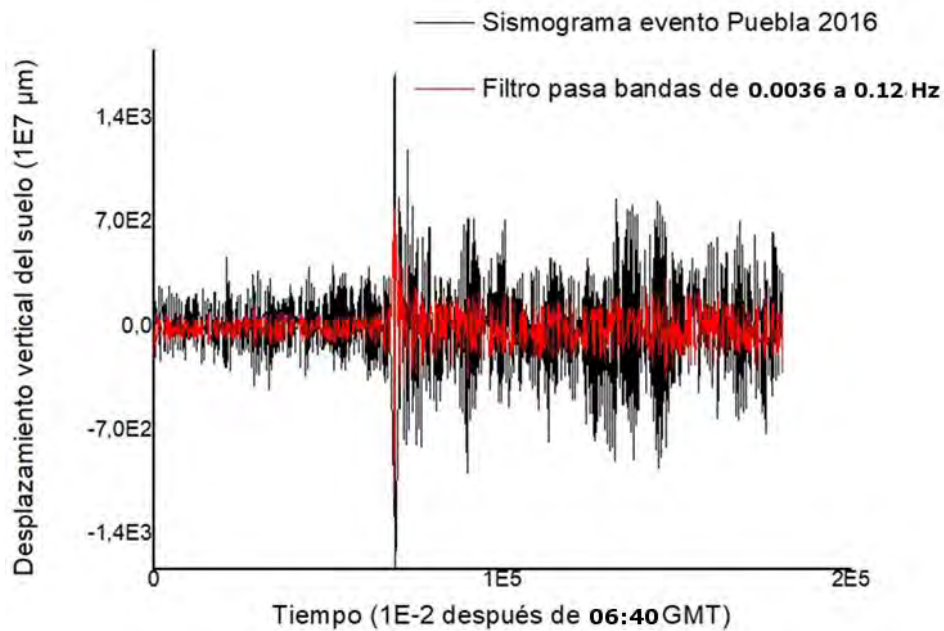


Figura 66. Registro sísmico de la estación PPIG correspondiente al evento de Puebla. En negro se muestra el sismograma original; en rojo se muestra un filtro pasa banda de 0.0036 a 0.12 Hz. Fuente: SSN.

De las figuras 60 y 63 se tiene que los eventos meteoríticos no fueron registrados por las estaciones sísmicas ya que así lo reflejan los sismogramas, a diferencia del sismograma de la figura 66, en el cual sí se observa una señal distinta al ruido de fondo. Debido a esto, en los párrafos siguientes solamente se analizará éste último evento.

CARACTERIZACIÓN DEL SISMOGRAMA DEL EVENTO DE PUEBLA

La caracterización del sismograma del evento de Puebla se realizó en dos partes, la primera consiste en la comparación con los sismogramas de eventos explosivos y meteoríticos hallados en la literatura científica. La segunda parte consistió en un comparativo con un sismograma producto de un evento explosivo del volcán Popocatepetl.

COMPARACIÓN CON EVENTOS EXPLOSIVOS Y METEORÍTICOS

El primer paso es hacer una comparación de la forma de onda de la señal sísmica obtenida. En la figura 67 podemos observar que la señal sísmica filtrada se asemeja más a la señal producida por una explosión en la atmósfera que a la señal producida por un movimiento tectónico.

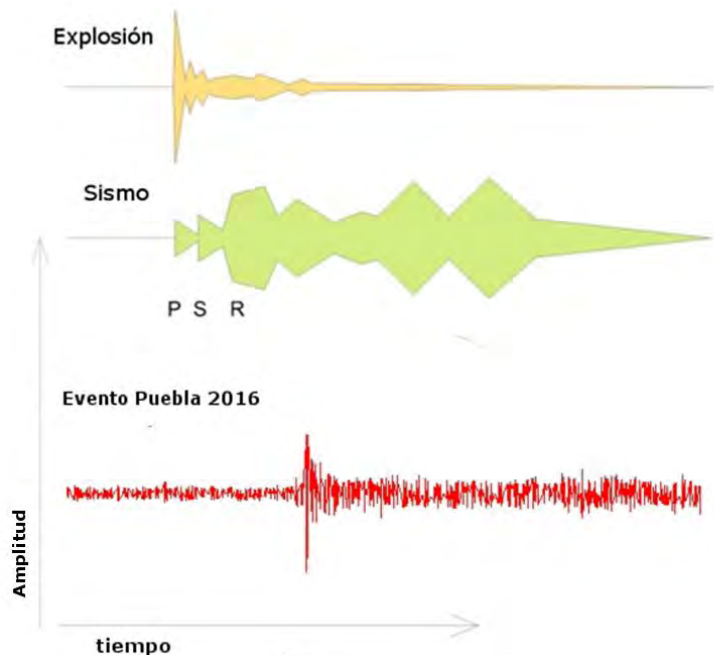


Figura 67. Comparativo entre las formas de onda asociadas a eventos explosivos, tectónicos y el sismograma del evento de Puebla. Se observa claramente un carácter explosivo asociado al sismograma del evento analizado.

En segundo lugar comparamos la señal filtrada con sismogramas relacionados con eventos meteoríticos (figura 68).

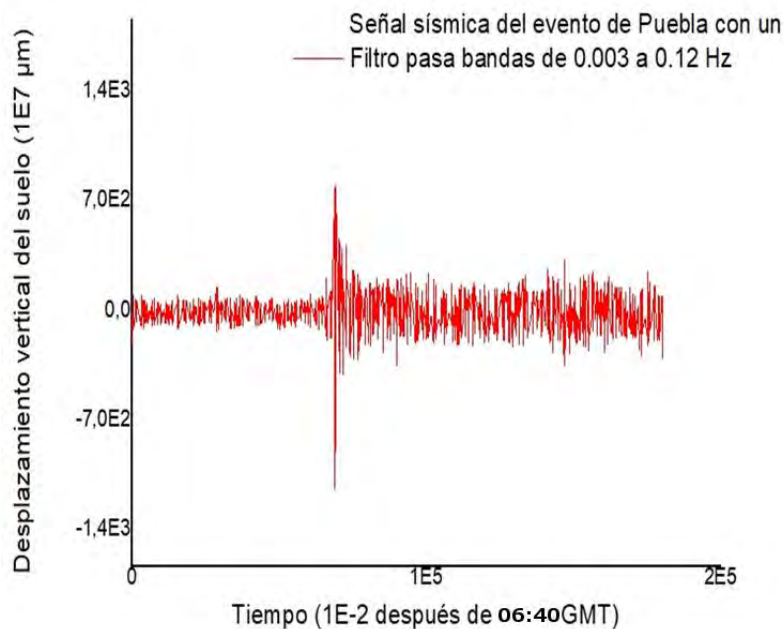
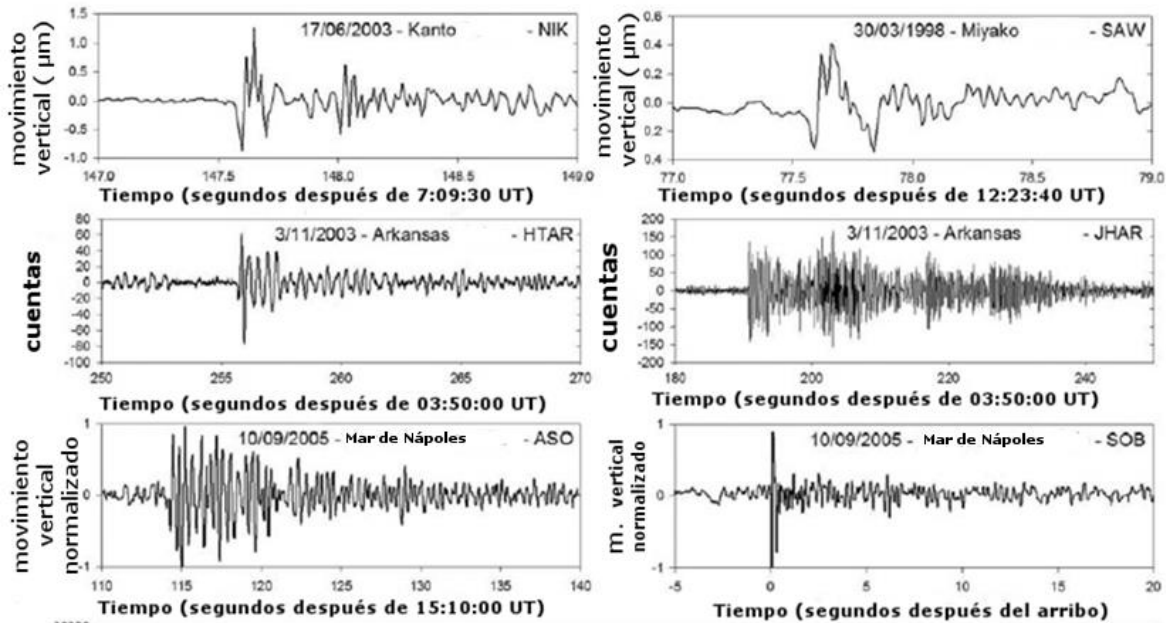


Figura 68. Comparativo entre algunos registros sísmicos debidos a fragmentación de meteoroides y el sismograma del evento de Puebla.

De la figura 68 se observa que, al igual que con los eventos meteoríticos registrados previamente, la señal del evento de Puebla no presenta ondas S y de hecho se asemeja al registro del evento de 2005 ocurrido sobre el mar de Nápoles.

En particular, lo comparamos con el registro sísmico del evento de Moravka estudiado por Brown y colaboradores (2003) (figura 69):

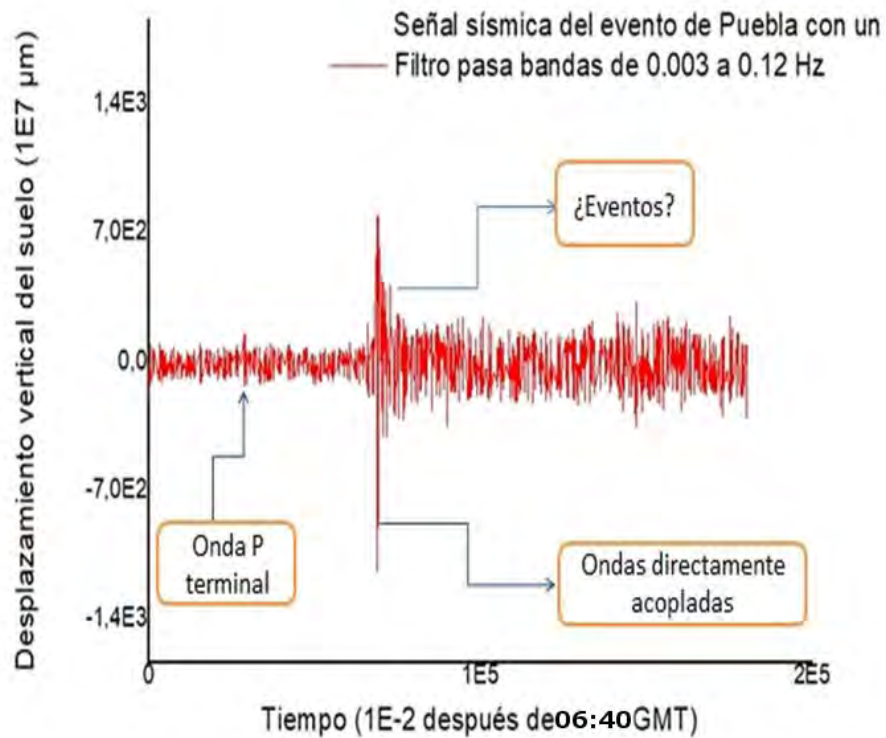
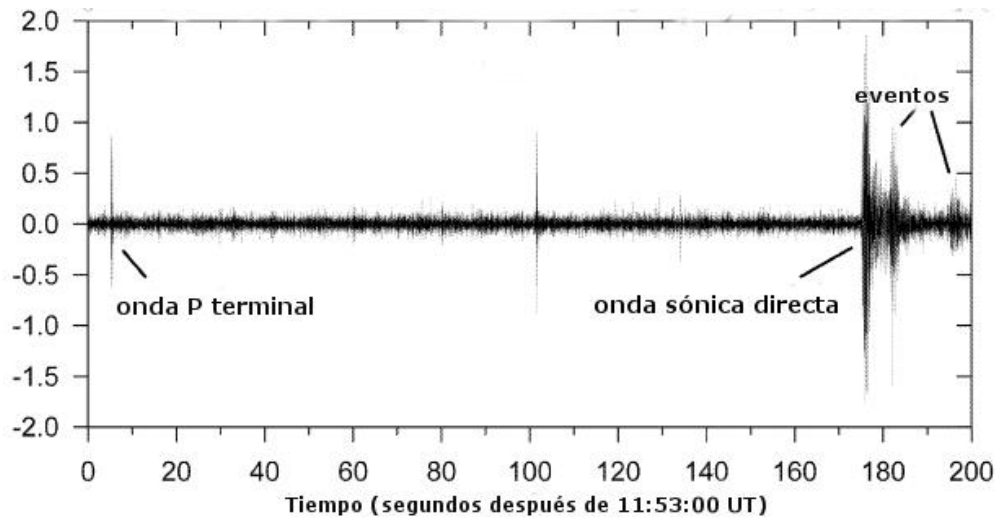


Figura 69. Comparativo entre el sismograma del meteoróide de Moravka y el sismograma del evento de Puebla 2016, indicando las fases sísmicas sobresalientes en cada uno de ellos.

El evento de Moravka ocurrió el 6 de mayo de 2000 sobre la República Checa. El bólido asociado fue registrado en videos, micrófonos de infrasonido, satélites, sismógrafos y también por observadores. El registro sísmico mostrado en la parte superior de la figura 69 muestra un ejemplo de las observaciones realizadas.

La onda P terminal mostrada en el registro del evento de Moravka indica el acoplamiento de una onda infrasónica que se origina en el punto “terminal del bólido”, entendido como el punto más bajo de la trayectoria observable del meteoróide (cuando deja de brillar). Esta onda es la primera en llegar al suelo y por tanto la primera en ser detectada.

Los “eventos” mostrados en la gráfica superior de la figura 69 se relacionan con fragmentaciones sucesivas del meteoróide. Comparando el registro de Puebla con el de Moravka, es probable que en él se hayan detectado tanto la onda P terminal como eventos de fragmentación.

El tercer paso consistió en buscar un pulso N en el sismograma del evento. Dicho pulso es una onda P característica de un acoplamiento de onda directa (figura 70).

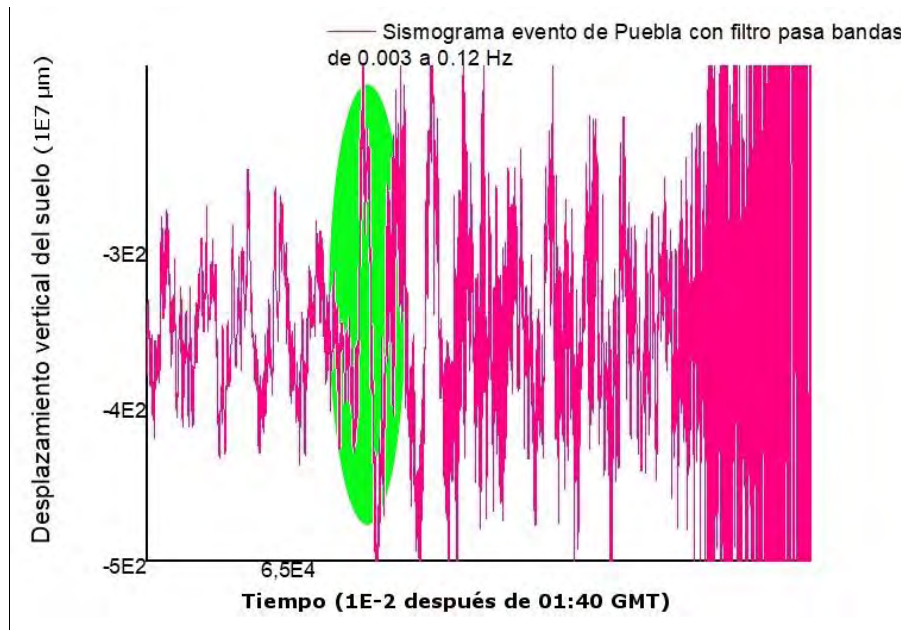


Figura 70. Presencia de pulso N en el sismograma del evento de Puebla 2016. La presencia de este tipo de onda es característica de un acoplamiento directo de la onda de sonido durante un evento meteorítico.

Por otra parte, al realizar el análisis de las componentes del sismograma (N-S, E-O y vertical Z) observando sus primeros desplazamientos, se encuentra:

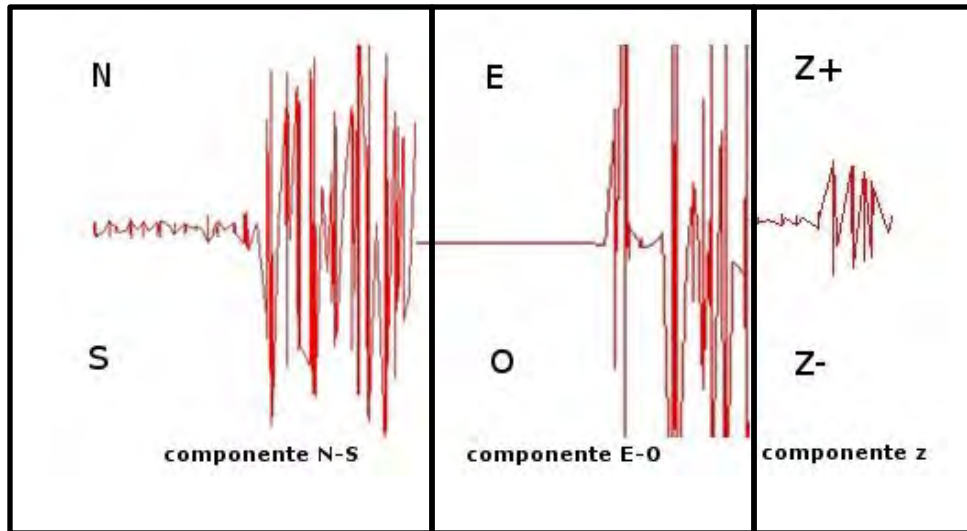


Figura 71. Análisis de las componentes del sismograma del evento de Puebla.

Tabla 3. Orientación de los desplazamientos para las distintas componentes del sismograma del evento de Puebla.

Componente del sismograma	Orientación del primer desplazamiento
N-S	Abajo
E-O	Arriba
Z	Arriba

Con base en las componentes de la estación PPIG (Fig. 71), se realizó un análisis vectorial para determinar la región de acoplamiento de las ondas infrasónicas con la superficie en el evento del meteoróide de Puebla. Esto se hace de la siguiente forma: se traza un sistema coordinado N-S y E-O, en el cual se localizan vectores cuya orientación quedará determinada por el primer arribo en cada una de las componentes del sismograma del evento de Puebla (positivo si es un desplazamiento hacia arriba; negativo si es un desplazamiento hacia abajo).

La componente N-S indica un primer arribo hacia abajo, es decir negativo, por lo que el vector apunta al sur. Luego, la componente E-O indica un primer arribo hacia arriba, es decir, positivo, por lo que el vector apunta hacia el este. Después de lo anterior, se traza la resultante correspondiente. Por último, la componente Z (vertical) indica un primer desplazamiento hacia arriba. La componente Z define la localización de la región de acoplamiento. Si el desplazamiento es hacia arriba, es decir positivo, la resultante del vector con componentes N-S y E-O se alejará de la región de acoplamiento; y por el contrario, si el desplazamiento es hacia abajo, es decir negativo, la resultante apuntará hacia la región de acoplamiento (figura 72).

De lo anterior, podemos afirmar que el acoplamiento de las ondas infrasónicas con la superficie ocurrió al noroeste de la ciudad de Puebla, lo cual concuerda con la trayectoria del meteoro de acuerdo con el mapa de la ruta del objeto de la figura 64.

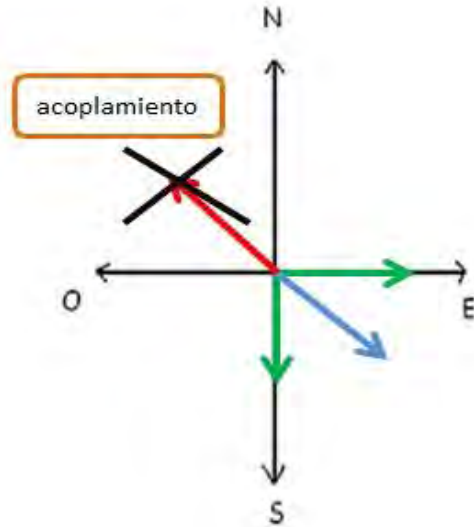


Figura 72. Análisis vectorial elaborado para determinar el lugar de acoplamiento de las ondas infrasónicas del meteoróide del evento de Puebla.

Finalmente, calculando el tiempo de arribo de la onda P y la onda Lg en el sismograma del evento de Puebla, es posible determinar, aproximadamente, el lugar de ocurrencia del evento sísmico producido. Esto se realiza mediante la relación:

$$D = (t_{Lg} - t_P) \frac{1}{\frac{1}{v_{Lg}} - \frac{1}{v_P}} \dots \dots \dots (24)$$

en donde D es la distancia epicentral, t_{Lg} y t_P son los tiempos de arribo de la onda superficial y onda P, respectivamente y v_{Lg} y v_P son las velocidades de cada una de ellas. Para sismos poco profundos, $v_{Lg} \cong 3.5 \text{ km/s}$, mientras que $v_P \cong 7.5 \text{ km/s}$ (Shearer, 2009). Ahora bien, $t_{Lg} - t_P \cong 5 \text{ s}$ (figura 73), por lo que se obtiene $D = 32.8 \text{ km}$.

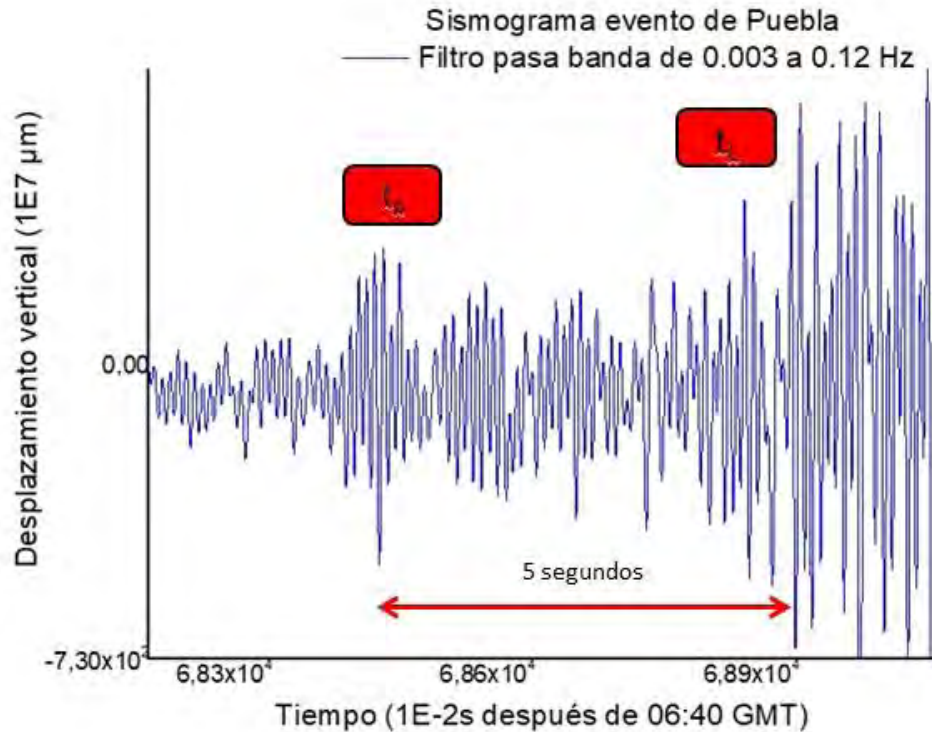


Figura 73. Estimación de la diferencia de tiempo de arribo entre las ondas P (t_p) y las ondas superficiales (t_{Lg}). La diferencia resulta de aproximadamente 5 segundos.

COMPARACIÓN CON EVENTO VOLCÁNICO

Después se comparó el sismograma del evento de Puebla con el sismograma debido a una explosión del volcán Popocatépetl. La razón principal por la que se hace esto es para evaluar si el sismograma obtenido puede atribuirse a algún evento volcánico, dada la cercanía entre la estación sísmica PPIG y el volcán Popocatépetl. Nuevamente el Servicio Sismológico Nacional facilitó los datos necesarios para la obtención del sismograma correspondiente, el cual se muestra en la figura 74. Es importante mencionar que la información para la obtención del registro sísmico del volcán Popocatépetl provino de la misma fuente que para el caso del evento de Puebla, es decir, la estación PPIG.

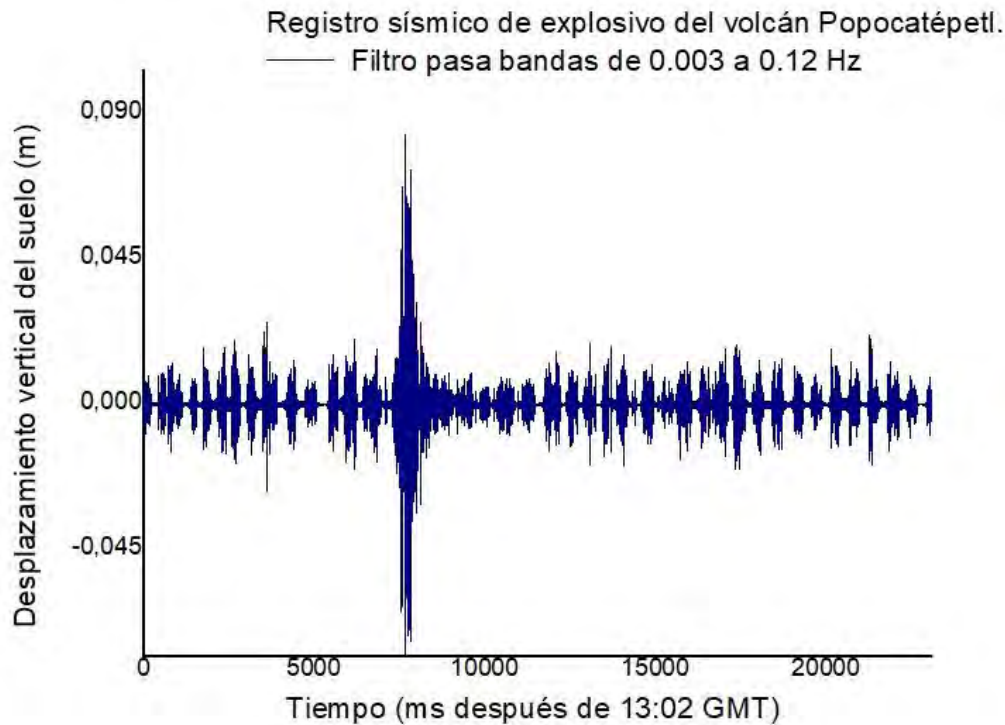


Figura 74. Sismograma correspondiente a un evento explosivo del volcán Popocatépetl el 17 de octubre de 2017. Fuente: SSN.

De acuerdo con Bormann (2002), la clasificación de las señales sísmicas volcánicas son las siguientes:

- a) **Sismos volcánico-tectónicos:** asociados a la fracturación que se produce como respuesta a cambios de esfuerzos en las áreas activas por movimiento de fluidos. Su frecuencia es, generalmente, mayor a los 5 Hz.
- b) **Sismos de largo periodo:** se atribuyen a las resonancias que existen en grietas, cavidades y conductos, debidos a cambios de presión en los fluidos que existen en los volcanes. Estos fenómenos son de baja frecuencia (1 a 3 Hz), o bien, de ultra-baja frecuencia (0.001 a 0.1 Hz).
- c) **Tremores volcánicos:** se caracterizan por la llegada de formas de onda de manera persistente o sostenida en el tiempo. El tremor refleja una vibración continua del suelo o pequeños movimientos muy frecuentes cuyas ondas se superponen. Si la señal mantiene una frecuencia constante, entonces se tiene un tremor armónico. Si por el contrario, la frecuencia es variable, se tendrá un tremor espasmódico.

Los eventos explosivos en volcanes pertenecen a la segunda categoría y, a partir del sismograma del evento del volcán Popocatepetl, puede verse claramente que representan eventos ocasionados por fuentes distintas. En particular se observa la presencia de los pulsos aislados (figura 74). Dichos pulsos pueden asociarse a movimientos de flujo o cambios en la presión del mismo, acompañados de un evento de explosión claramente observable. Por tanto, puede afirmarse que el sismograma del evento de Puebla no está asociado a fenómenos volcánicos.

CAPÍTULO VI

CONCLUSIONES.

De los análisis anteriores concluimos que:

1. Los sismogramas producidos por actividad telúrica y aquellos debidos a actividad meteorítica muestran diferencias sustanciales.
2. La posibilidad de obtener información sísmica para eventos meteoríticos depende de muchos factores, entre los que destacan la energía cinética, la altura de fragmentación del meteoróide y la proximidad de estaciones sísmicas.
3. Un sismograma producto de actividad meteorítica se caracteriza por poseer ondas P y ondas superficiales intensas, y ondas S nulas o casi imperceptibles. Además, tienen un carácter explosivo, por lo tanto, son muy similares a los registros sísmicos producto de la detonación de cargas controladas.
4. Los análisis de los sismogramas de Zacatecas y Puebla-Hidalgo no muestran información relevante a pesar de que los intervalos de tiempo analizados cubren la hora de ocurrencia de los eventos. Esto se debe a que la distancia entre el punto de fragmentación del meteoróide y la estación sísmica es suficientemente grande como para no ser detectada.
5. El registro sísmico del evento de Puebla comprende un intervalo de análisis de 30 minutos, a partir de las 01:40 hora local. Presenta una forma de onda similar a la producida por una explosión controlada, por tanto, podemos decir que el registro, en principio, no corresponde al de un evento tectónico.
6. Se observa la presencia de un pulso N y ondas de gran amplitud aproximadamente 11 minutos después del inicio del registro, a las 01:51 a.m. Considerando esto y tomando en cuenta que el bólido se apreció cerca de las 01:48 a.m., esto significa que puede hablarse de una altura de fragmentación cercana a los 50 km.

7. Se identifica la zona epicentral del evento a 32.8 km al noroeste de la estación PPIG, aproximadamente.
8. El filtro pasa banda permite observar una onda P terminal aproximadamente a las 01:50 a.m. que probablemente se asocie a una onda infrasónica proveniente de la proximidad del punto final de la trayectoria, por lo tanto, dicha onda arriba y se acopla con el suelo antes que ninguna otra.
9. El sismograma del evento de Puebla y el sismograma correspondiente a la explosión volcánica del Popocatepetl muestran diferencias sustanciales en forma y frecuencia. Este último está caracterizado por la presencia de formas de onda persistentes en el tiempo que pueden atribuirse a vibraciones o movimientos continuos del suelo antes y después del evento explosivo.
10. Finalmente, y ante la confirmación del SSN acerca de la no existencia de actividad volcánica ni actividad tectónica en el intervalo de tiempo analizado, se concluye que el sismograma del evento de Puebla es, muy probablemente, un registro sísmico debido a actividad meteorítica.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Anderson, J. D. (2001) *Fundamentals of aerodynamics*. 3rd ed. Boston: McGraw-Hill (McGraw-Hill series in aeronautical and aerospace engineering).
- Anglin, F. M. and Haddon, R. A. W. (1987) 'Meteoroid sonic shock-wave-generated seismic signals observed at a seismic array', *Nature*, 328, pp. 607–609.
- Artemieva, I. (2011) *The Lithosphere: An Interdisciplinary Approach*. Cambridge University Press.
- Artemieva, N. A. and Shuvalov, V. V. (2001) 'Motion of a fragmented meteoroid through the planetary atmosphere', *Journal of Geophysical Research*, 106, pp. 3297–3310.
- Artemieva, N. and Shuvalov, V. (2013) 'Chelyabinsk meteorite entry model and damage on the surface', *European Planetary Science Congress 2013, held 8-13 September in London, UK*.
- Baldwin, B. and Sheaffer, Y. (1971) 'Ablation and breakup of large meteoroids during atmospheric entry', *Journal of Geophysical Research*, 76, p. 4653.
- Baldwin, R. B. (1963) *The Measure of the Moon*. 1st edition. University of Chicago.
- Barbat, A. H. (1983) *Cálculo sísmico de las estructuras*. Barcelona: Editores Técnicos Asociados.
- Barri, N. G. (2008) 'A New Model for the Separation of Meteoroid Fragments in the Atmosphere', *Earth, Moon, and Planets*, 102(1–4), pp. 395–401.
- Benest, D. and Froeschle, C. (1998) 'Impacts on earth', in. *Impacts on Earth*. doi: 10.1007/b13592.
- Ben-Menahem, A. (1975) 'Source parameters of the siberian explosion of June 30, 1908, from analysis and synthesis of seismic signals at four stations', *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 11, pp. 1–35.
- Ben-Menahem, A. (2009) *Historical encyclopedia of natural and mathematical sciences*. 1st ed. New York: Springer (Springer reference).
- Ben-Menahem, A. and Singh, S. J. (1981) *Seismic Waves and Sources*. New York, NY: Springer New York.
- Bischoff, A. (2001) 'Meteorite classification and the definition of new chondrite classes as a result of successful meteorite search in hot and cold deserts', *Planetary and Space Science*, 49, pp. 769–776.
- Bolt, B. A. (1976) *Nuclear Explosions and Earthquakes: The Parted Veil*. San Francisco: W H Freeman & Co.
- Bolt, B. A. (1981) *Terremotos*. Barcelona: Editorial Reverté.

- Bormann, P. and International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior (eds) (2002) *New Manual of Seismological Observatory Practice (NMSOP)*. Potsdam: GeoForschungsZentrum.
- Borovicka, J. *et al.* (1998) 'Bolides produced by impacts of large meteoroids into the Earth's atmosphere: comparison of theory with observations. I. Benesov bolide dynamics and fragmentation', *Astronomy and Astrophysics*, 334, pp. 713–728.
- Borovička, J. *et al.* (2016) 'A catalog of video records of the 2013 Chelyabinsk superbolide', *Astronomy and Astrophysics*, 585, p. A90.
- Bronshten, V. A. (1983) *Physics of Meteoric Phenomena*. Dordrecht: Springer Netherlands.
- Brown, P. G. *et al.* (2003) 'The Morávka meteorite fall: 2 Interpretation of infrasonic and seismic data', *Meteoritics and Planetary Science*, 38, pp. 989–1003.
- Brown, P. G. *et al.* (2013) 'A 500-kiloton airburst over Chelyabinsk and an enhanced hazard from small impactors', *Nature*, 503(7475), pp. 238–241.
- Ceplecha, Z. *et al.* (1998) 'Meteor Phenomena and Bodies', *Space Science Reviews*, 84, pp. 327–471.
- Cordero, G., Cervantes –de la Cruz, K. y Gómez, E., The bolide of February 10, 2010: Observations in Hidalgo and Puebla, Mexico . *Geofísica Internacional*, 50, no. 1, 77-84, 2011.
- Chyba, C. F., Thomas, P. J. and Zahnle, K. J. (1993) 'The 1908 Tunguska explosion - Atmospheric disruption of a stony asteroid', *Nature*, 361, pp. 40–44.
- Cruz-Reyna, S. de la (1994) *Ciencias de la tierra hoy*. México, D.F.: Universidad Nacional Autónoma de México : Fondo de Cultura Económica.
- Cumming, G. L. (1989) 'Alberta bolide of June 1, 1982: interpretation of photographic and seismic records', *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26, pp. 1350–1355.
- D'Auria, L. *et al.* (2006) 'Seismic and acoustic detection of a bolide airburst in the Gulf of Naples (southern Italy)', *Journal of Geophysical Research*, 111(B10).
- Department Of State. The Office of Website Management, B. of P. A. (2011) *CTBT: International Monitoring System, U.S. Department of State*.
- DuMond, J. W. M. (1946) 'A Determination of the Wave Forms and Laws of Propagation and Dissipation of Ballistic Shock Waves', *The Journal of the Acoustical Society of America*, 18(1), p. 97.
- Edwards, W. N., Brown, P. G. and Revelle, D. O. (2006) 'Estimates of meteoroid kinetic energies from observations of infrasonic airwaves', *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 68, pp. 1136–1160.

- Edwards, W. N., Eaton, D. W. and Brown, P. G. (2008) 'Seismic observations of meteors: Coupling theory and observations', *Reviews of Geophysics*, 46(4).
- Espindola J, M. and Jiménez, Z. (1984) 'Terremotos y ondas sísmicas. Una breve introducción', *Cuadernos del Instituto de Geofísica. UNAM*, (1), pp. 1–45.
- Few, A. A. (1969) 'Power spectrum of thunder', *Journal of Geophysical Research*, 74, pp. 6926–6934.
- Foschini, L. (1998) 'Seismograms: a Useful Tool to Understand Meteoroid Airbursts', *WGN, Journal of the International Meteor Organization*, 26, pp. 131–133.
- Glasstone, S. (ed.) (2013) *Effects of Nuclear Weapons*. Literary Licensing, LLC.
- Golitsyn, G. S., Grigorev, G. I. and Dokuchaev, V. P. (1978) 'Generation of acoustic-gravity waves by meteor motion in the atmosphere', *Akademiia Nauk SSSR Fizika Atmosfery i Okeana*, 13, pp. 926–935.
- Halliday, I. and Blackwell, A. T. (1971) 'The Search for a Large Meteorite Near Prince George, British Columbia', *Meteoritics*, 6.
- Harkrider, D. G. (1964) 'Theoretical and Observed Acoustic-Gravity Waves from Explosive Sources in the Atmosphere', *Journal of Geophysical Research*, 69, pp. 5295–5321.
- Harkrider, D. G., Newton, C. A. and Flinn, E. A. (1974) 'Theoretical Effect of Yield and Burst Height of Atmospheric Explosions on Rayleigh Wave Amplitudes', *Geophysical Journal*, 36, pp. 191–225.
- Hedlin, M. A. H. *et al.* (2010) 'A study of acoustic propagation from a large bolide in the atmosphere with a dense seismic network', *Journal of Geophysical Research*, 115(B11).
- Hills, J. G. and Goda, M. P. (1993) 'The fragmentation of small asteroids in the atmosphere', *The Astronomical Journal*, 105, pp. 1114–1144.
- Hunt, J. N., Palmer, R. and Penney, W. (1960) 'Atmospheric Waves Caused by Large Explosions', *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series A*, 252, pp. 275–315.
- Ishihara, Y. *et al.* (2012) 'Infrasound/seismic observation of the Hayabusa reentry: Observations and preliminary results', *Earth, Planets, and Space*, 64, pp. 655–660.
- Ivanov, A. G. and Ryzhanskii, V. A. (1997) 'Fragmentation of a small celestial body on its interaction with the atmosphere of a planet', *Physics - Doklady*, 42, pp. 139–143.
- Johnston, A. C. (1987) 'Air blast recognition and location using regional seismographic networks', *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77(4), pp. 1446–1456.
- Jordan, T. H. (1979) 'Structural geology of the Earth's interior', *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 76(9), pp. 4192–4200.
- Kanamori, H. *et al.* (1991) 'Seismic excitation by the space shuttle Columbia', *Nature*, 349, p. 781.

- Kitov, I. *et al.* (2014) 'Joint interpretation of infrasound, acoustic, and seismic waves from meteorites: Chelyabinsk bolide and other events', in. *EGU General Assembly Conference Abstracts*, p. 6407.
- Krasnov, V. M. *et al.* (2014) 'Estimation of the power of the Chelyabinsk meteoroid blast from optical, seismic, and infrasonic observation data', *Acoustical Physics*, 60(2), pp. 155–162.
- Kulhánek, O. (1990) *Anatomy of seismograms*. Amsterdam: Elsevier (Developments in solid earth geophysics, 18).
- Landau, L. D. and Lifshitz, E. M. (1969) *Teoría de la elasticidad*. Reverte.
- Lang, B. (1977) 'Thermomechanical fracturing of meteorites during atmospheric passage', in. *IAU Colloq. 39: Comets, Asteroids, Meteorites: Interrelations, Evolution and Origins*, pp. 153–157.
- Lay, T. and Wallace, T. C. (1995) *Modern global seismology*. San Diego: Academic Press (International geophysics series, v. 58).
- Le Pichon, A., Blanc, E. and Hauchecorne, A. (eds) (2009) *Infrasound Monitoring for Atmospheric Studies*. Dordrecht: Springer Netherlands.
- Lobanovsky, Y. I. (2013) 'Acoustic Methods for Evaluation of High Energy Explosions', *ArXiv e-prints*, 1311,
- Lowrie, W. (2011) *Fundamentals of geophysics*. 2. ed., 4th printing. Cambridge: Cambridge Univ. Press.
- Lyne, J. E., Tauber, M. and Fought, R. (1996) 'An analytical model of the atmospheric entry of large meteors and its application to the Tunguska Event', *Journal of Geophysical Research*, 101, pp. 23207–23212.
- MacCarthy, G. R. (1955) 'Earth Tremors Produced by a Large Fireball', *Seismological Research Letters*, 26(2), pp. 20–20.
- Manville, V., Sherburn, S. and Webb, T. (2004) 'Seismic detection of the 7 July 1999 Hawera fireball', *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 47(2), pp. 269–274.
- Melosh, H. J. and Collins, G. S. (2005) 'Planetary science: Meteor Crater formed by low-velocity impact', *Nature*, 434, p. 157.
- Nafi Toksöz, M. and Ben-Menahem, A. (1964) 'Excitation of Seismic Surface Waves by Atmospheric Nuclear Explosions', *Journal of Geophysical Research*, 69, p. 1639.
- Nava, A. (2002) *Terremotos*. Fondo De Cultura Economica USA.
- Norton, O. R. and Chitwood, L. A. (2008) *Field guide to meteors and meteorites*. London: Springer (Patrick Moore's practical astronomy series).

- Passey, Q. R. and Melosh, H. J. (1980) 'Effects of atmospheric breakup on crater field formation', *Icarus*, 42, pp. 211–233.
- Pfeffer, R. L. and Zarichny, J. (1962) 'Acoustic-Gravity Wave Propagation from Nuclear Explosions in the Earth's Atmosphere.', *Journal of Atmospheric Sciences*, 19, pp. 256–263.
- Plavec, M. (1957) 'On the origin and early stages of the meteor streams.', *Publications of the Astronomical Institute of the Czechoslovak Academy of Sciences*, 30.
- Plooster, M. N. (1970) 'Shock Waves from Line Sources. Numerical Solutions and Experimental Measurements', *Physics of Fluids*, 13, pp. 2665–2675.
- Popova, O. P. *et al.* (2013) 'Chelyabinsk Airburst, Damage Assessment, Meteorite Recovery, and Characterization', *Science*, 342, pp. 1069–1073.
- Revelle, D. O. (1974a) 'Acoustics of meteors-effects of the atmospheric temperature and wind structure on the sounds produced by meteors', *Ph.D. Thesis*.
- Revelle, D. O. (1974b) 'Acoustics of meteors-effects of the atmospheric temperature and wind structure on the sounds produced by meteors', *Ph.D. Thesis*.
- Revelle, D. O. (1976) 'On meteor-generated infrasound', *Journal of Geophysical Research*, 81, pp. 1217–1230.
- Revelle, D. O., Brown, P. G. and Spurný, P. (2004) 'Entry dynamics and acoustics/infrasonic/seismic analysis for the Neuschwanstein meteorite fall', *Meteoritics and Planetary Science*, 39, pp. 1605–1626.
- Rubin, A. E. and Grossman, J. N. (2010) 'Meteorite and meteoroid: New comprehensive definitions', *Meteoritics and Planetary Science*, 45, pp. 114–122.
- Sekanina, Z. (1983) 'The Tunguska event - No cometary signature in evidence', *The Astronomical Journal*, 88, pp. 1382–1413.
- Shearer, P. M. (2009) *Introduction to seismology*. 2nd ed. Cambridge ; New York: Cambridge University Press.
- Shuvalov, V. and Trubetskaya, I. (2006) 'Numerical Modeling of Impact Induced Aerial Bursts', in. *37th Annual Lunar and Planetary Science Conference*.
- Shuvalov, V. V. *et al.* (2016) 'Determination of the height of the "meteoric explosion"', *Solar System Research*, 50, pp. 1–12.
- Shuvalov, V. V. and Trubetskaya, I. A. (2007) 'Aerial bursts in the terrestrial atmosphere', *Solar System Research*, 41, pp. 220–230.
- Svetsov, V. V., Nemtchinov, I. V. and Teterev, A. V. (1995) 'Disintegration of large meteoroids in Earth's atmosphere: Theoretical models.', *Icarus*, 116, pp. 131–153.

- Svettsov, V. V. (2007) 'Estimates of the energy of surface waves from atmospheric explosions and the source parameters of the Tunguska event', *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 43(7), pp. 583–591.
- Tauzin, B. *et al.* (2013) 'Seismoacoustic coupling induced by the breakup of the 15 February 2013 Chelyabinsk meteor', *Geophysical Research Letters*, 40, pp. 3522–3526.
- Thompson, M. J. (2006) *An Introduction to Astrophysical Fluid Dynamics*. Imperial College Press.
- Udías Vallina, A. and Mezcua, J. (1997) *Fundamentos de geofísica*. Madrid: Alianza.
- Wasson, J. T. (2003) 'Large aerial bursts: an important class of terrestrial accretionary events', *Astrobiology*, 3(1), pp. 163–179.
- Whipple, F. L. (1950) 'A comet model. I. The acceleration of Comet Encke', *The Astrophysical Journal*, 111, pp. 375–394.
- Williams, I. P. (1993) 'The dynamics of meteoroid streams (Invited)', in. *Meteoroids and their Parent Bodies*, p. 31.
- Willis, M. (2004) 'Infrasonic observations of open ocean swells in the Pacific: Deciphering the song of the sea', *Geophysical Research Letters*, 31(19).
- Zhdan, I. A., Stulov, V. P. and Stulov, P. V. (2004) 'Aerodynamic interaction of two bodies in a supersonic flow', *Physics - Doklady*, 49, pp. 315–317.

REFERENCIAS ELECTRÓNICAS

- Rademacher, H., Berkeley, University of California. Berkeley seismo blog. [15 octubre, 2016]. <<http://seismo.berkeley.edu/blog/2012/04/23/meteors-on-seismograms.html>>.
- Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica, SMIS. Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica. [20 julio, 2016]. <<http://www.smis.org.mx/sismicidad.html>>.
- IRIS DMC, Incorporated Research Institutions for Seismology, Special event: North Korea nuclear explosion [5 enero, 2016]. <<http://ds.iris.edu/ds/nodes/dmc/specialevents/2013/02/12/north-korea-nuclear-explosion/>>.
- Valadez, Alfredo. Periódico La Jornada. Cae meteorito en Zacatecas [10 marzo, 2016]. <<http://www.jornada.unam.mx/2011/02/23/estados/037n6est>>

APÉNDICE A

A continuación, en forma de tabla, las definiciones de las fases sísmicas mencionadas en el capítulo 3, apartado 3.2.1, de acuerdo a los convenios internacionales:

Terremotos locales.

FASE SÍSMICA	DESCRIPCIÓN
Pg	Ondas en la capa superior de la corteza
Sg	Ondas en la capa superior de la corteza
Pn	Ondas refractadas a lo largo del Moho
Sn	Ondas refractadas a lo largo del Moho
P*	Ondas en la capa inferior de la corteza
S*	Ondas en la capa inferior de la corteza

Telesismos ($10^0 < \Delta < 105^0$)

FASE SÍSMICA	DESCRIPCIÓN
PcP	Ondas P reflejadas en la frontera manto-núcleo
ScS	Ondas P reflejadas en la frontera manto-núcleo
PcS	Ondas P convertidas al reflejarse en la frontera manto-núcleo
PP	Ondas P reflejadas dos veces en la superficie libre
PPP	Ondas P reflejadas tres veces en la superficie libre
SSS	Ondas S reflejadas tres veces en la superficie libre
SS	Ondas S reflejadas dos veces en la superficie libre
PS	Ondas P reflejadas y convertidas en la superficie libre
PsP	Ondas P o S reflejadas y convertidas en la superficie libre
pP	Ondas P reflejadas en la superficie libre sobre la fuente como ondas P
SKS	Ondas S a través del manto que pasan a través del núcleo externo como ondas P

Telesismos ($105^{\circ} < \Delta < 180^{\circ}$)

FASE SÍSMICA	DESCRIPCIÓN
PKiKP	Ondas de núcleo (P) reflejadas en la discontinuidad del núcleo interno
PKIKP	Ondas de núcleo (P) que atraviesan el núcleo interno como ondas P
PKP1	Ondas P que pasan a través del núcleo externo sin identificación detallada
PKP2	Ondas P que pasan a través del núcleo externo sin identificación detallada
PKS	Ondas P convertidas en ondas S al refractarse del núcleo al manto
PP	Ondas P reflejadas dos veces en la superficie libre
SKS	Ondas S a través del manto que pasan a través del núcleo externo como ondas P
PPP	Ondas P reflejadas tres veces en la superficie libre

