



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

“Estimación de la velocidad más probable de impacto con la Tierra de los asteroides que cruzan su órbita”

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE

F I S I C O

P R E S E N T A:

RAUL VELAZQUEZ SANCHEZ

DIRECTORA DE TESIS:

DRA. MARIA GUADALUPE CORDERO TERCERO

2004



FACULTAD DE CIENCIAS
SECCION ESCOLAR



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE MÉXICO
MEXICO

ACT. MAURICIO AGUILAR GONZÁLEZ
Jefe de la División de Estudios Profesionales de la
Facultad de Ciencias
Presente

Comunicamos a usted que hemos revisado el trabajo escrito:
 "Estimación de la velocidad más probable de impacto con la Tierra de los
 asteroides que cruzan su órbita"

realizado por Raúl Velázquez Sánchez

con número de cuenta 9251729-5 , quien cubrió los créditos de la carrera de: Física

Dicho trabajo cuenta con nuestro voto aprobatorio.

Atentamente

Director de Tesis
 Propietario

Dra. María Guadalupe Cordero Tercero Ma. Guadalupe Cordero T.

Propietario

M. en C. María del Rocío Chicharro Serra

Propietario

M. en C. Daniel Flores Gutiérrez

Suplente

Dra. Ana María Soler Arrechalde

Suplente

M. en C. Julieta Fierro Gossman

Consejo Departamental de

Alicia Zarzosa Pérez

M. en C. Alicia Zarzosa Pérez
 Coordinadora de Licenciatura



FACULTAD DE CIENCIAS
 DEPARTAMENTO DE FÍSICA

DEDICATORIAS

A mis padres:

Por todo lo que han hecho por mi, por el apoyo que siempre me han brindado en todos los aspectos de mi vida. Los amo.

A mi esposa Genoveva:

Quien en todo momento ha estado luchando a mi lado. Sin su apoyo no hubiera alcanzado esta meta.

A mis dos pequeñas hijas:

Fernanda Paola y Karla Daniela por llenar mi vida de alegría. Son mi fuente de motivación. Las adoro.

A mis hermanos:

Estéfana, Jorge, Saturnino, Margarita, Guadalupe y Juan Carlos, con mi profunda admiración y respeto por el coraje y la valentía con que han luchado para lograr sus metas.

A mis sobrin@s:

Alejandro, Jorge Alberto, Gabriela, Gerardo, José Ángel y Oscar Daniel.

A mis cuñad@s

A mis suegros:

Adán y Fernanda. Gracias por permitirme formar parte en su familia.

A Esmeralda por su constante apoyo familiar. Gracias.

A mi gran amigo Vicente Chávez:

A quien le tengo un gran afecto por sus atinados consejos.

A mis amigos y compañeros:

Arturo Reyes, Juan Manuel Romero y Consuelo Sánchez.

A los compañeros del cubil pirata. Gracias por sus asesorías de computación.

A Rosaura Gómez quien siempre estuvo atenta con los trámites administrativos.

AGRADECIMIENTOS

A Dios por permitir que mi sueño se hiciera realidad. Gracias DIOS.

A la Universidad Nacional Autónoma de México y a la Facultad de Ciencias por los conocimientos adquiridos.

A mi asesora de tesis:

Dra. María Guadalupe Cordero Tercero, a quien agradezco infinitamente su gran e inmensa colaboración y ayuda desinteresada. Agradezco su paciencia y motivación para lograr que se realizara este trabajo. Lupita, mil gracias.

A la Dra. Ana María Arrechalde, a la M. en C. María del Rocío Chicharro, al M. En C. Daniel Flores y a la M. En C. Julieta Fierro, por las atinadas correcciones y comentarios a este trabajo.

A todos los investigadores del departamento de investigaciones solares y planetarias del Instituto de Geofísica, por todas las facilidades que me brindaron desde el primer día que inicié este trabajo.

Al instituto de Geofísica por el uso de sus instalaciones.

INDICE GENERAL

INTRODUCCION	1
CAPITULO 1 CRATERISMO DE IMPACTO	3
1.1 Cráteres de impacto	3
1.2 Morfología y clasificación de los cráteres de impacto	5
1.3 Proceso de craterismo	7
1.3.1 Proceso de formación de cráteres de impacto	7
1.3.2 Fase 1 Contacto y Compresión	9
1.3.3 Aproximación de impacto plano	10
1.3.4 Fase 2 Excavación	11
1.3.5 Distribución de la Eyecta	14
1.3.6 Fase 3 Modificación	16
1.3.7 Impactos oblicuos	17
1.4 Craterismo en el Sistema Solar Interior	18
1.4.1 Frecuencia de impacto	18
1.4.2 Cráteres de Impacto en Mercurio	19
1.4.3 Cráteres de Impacto en Venus	20
1.4.4 Cráteres de Impacto en la Tierra	20
1.4.5 Colisiones con la Tierra	25
1.4.6 Cráter Chicxulub	27
1.4.7 Cráteres de Impacto en la Luna	28
1.4.8 Cráteres de Impacto en Marte	29
CAPITULO 2 ASTEROIDES CERCANOS A LA TIERRA (NEAs)	31
2.1 Descubrimiento de asteroides	31
2.2 Clasificación de asteroides	32
2.2.1 Clasificación por su composición	32
2.2.2 Clasificación por su posición	33
2.3 Asteroides cercanos la Tierra (NEAs)	36
2.3.1 Asteroides Apolo	36
2.3.2 Asteroides Amor	36
2.3.3 Asteroides Atón	37
2.4 Órbitas de los NEAs	37
2.4.1 Origen de los asteroides que cruzan la órbita de la Tierra (ECAs)	38
CAPITULO 3 VELOCIDAD DE IMPACTO CON LA TIERRA DE LOS ECAs	40
3.1 Descripción de la muestra de los ECAs	40
3.1.1 Caracterización de la muestra	40
3.1.2 Brillo y Albedo	40
3.1.3 Prueba de completez de la magnitud absoluta (H) de los ECAs	41
3.1.4 Distribución de los diámetros de los ECAs	44
3.2 Caracterización de los parámetros orbitales de los ECAs	45
3.2.1 Función de distribución de las inclinaciones	45

3.2.2 Relación entre la excentricidad y la inclinación	45
3.2.3 Función de distribución del semieje mayor de los ECAs	46
3.2.4 Relación entre la excentricidad y el semieje mayor de los ECAs	47
3.3 Velocidad de impacto con la Tierra de los ECAs	48
3.3.1 Modelos geométricos para calcular la velocidad de impacto	48
3.3.2 Primer modelo de impacto	50
3.3.3 Segundo modelo de impacto	52
3.3.4 Tercer modelo de impacto	55
3.4 Energía	58
CAPITULO 4 CONCLUSIONES	60
APENDICES	62
Apéndice A	63
Apéndice B	64
Apéndice C	67
Apéndice D	68
Apéndice E	70
REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS	71

INTRODUCCION

El trabajo que a continuación se presenta se centra en hacer una estimación de la velocidad más probable de impacto con la Tierra de los asteroides que cruzan su órbita. Con esto se pretende determinar uno de los parámetros importantes en el proceso de formación de cráteres de impacto: la velocidad.

El craterismo de impacto no sólo es el proceso externo que más modifica las superficies planetarias en todos los cuerpos con corteza sólida visible en el Sistema Solar, sino que además proporciona información muy valiosa sobre la historia geológica de los planetas, el ancho de sus cortezas y la presencia o ausencia de agua, entre otras cosas. El tamaño de un cráter de impacto depende de una serie de parámetros tanto del blanco (planeta, satélite, asteroide o cometa); como del proyectil (asteroide, cometa). Del planeta importan principalmente el tipo de rocas que componen su corteza y el valor de la aceleración gravitacional en su superficie. Del proyectil importa su composición química, sus condiciones físicas como son densidad, porosidad, su masa (o tamaño) y su velocidad.

Dado que es muy complicado integrar todas las variables involucradas, aquí sólo vamos a estudiar la velocidad de impacto más probable con la que los asteroides que cruzan la órbita de la Tierra podrían chocar con ella. Para esto utilizamos algunos parámetros orbitales y datos físicos de los asteroides llamados Apolo y Atón (que son los dos grupos de asteroides que cruzan la órbita de la Tierra), proporcionados por el centro de planetas menores de Cambridge Massachusetts. Con estos datos se realiza un análisis de completez de la muestra y se calculan las velocidades con la que impactarían estos cuerpos con la Tierra, considerando 3 modelos geométricos en que podría impactar un objeto. En uno de ellos se utiliza que el ángulo de impacto más probable es de 45° . (Shoemaker,1962).

Comúnmente, para llevar a cabo los cálculos de la energía cinética del cuerpo que produjo un cráter de impacto se considera que su velocidad es del orden de 20 km/s o bien el promedio entre dos valores extremos: por un lado la velocidad de escape debido al campo gravitacional de la Tierra ≈ 11.2 km/s y por otro la velocidad máxima que se daría si el asteroide que impactará con la Tierra se encontrará sobre la órbita de la Tierra viajando en sentido retrógrado la cual equivaldría a 71.2 km/s. En este contexto, la estimación de la velocidad más probable de impacto que se realiza en este trabajo es una contribución que permitirá acotar el valor esperado de la velocidad con la que colisionan los cuerpos cercanos a la Tierra

En la sección 1.1 se pone de manifiesto de manera general la importancia que tiene el craterismo de impacto en el conocimiento de la historia geológica y las características corticales de un planeta con corteza sólida visible.

En la sección 1.2 se describe la morfología y clasificación de los cráteres de impacto. En la sección 1.3 se presenta el proceso de formación de un cráter de impacto y los diferentes fenómenos físicos ocurridos durante las fases de contacto y compresión, excavación y modificación. En la sección 1.4 se hace un análisis comparativo de los cráteres de impacto en los planetas interiores del sistema solar.

En el capítulo 2 se discuten los diferentes grupos de asteroides, de acuerdo a su trayectoria; destacando los asteroides cercanos a la Tierra (por sus siglas en Inglés NEAs) que agrupan a los asteroides tipo Apolo, Amor y Atón, los cuales se diferencian por sus parámetros orbitales.

En el capítulo 3 se discuten las ecuaciones que determinan la velocidad de impacto de los asteroides que cruzan la órbita de la Tierra (por sus siglas en inglés ECAs), es decir los asteroides de los grupos Apolo y Atón. Así mismo se hace un análisis gráfico sobre algunos parámetros orbitales.

Finalmente, en el capítulo 4 se presentan las conclusiones a las que se llegó después de realizar este trabajo. Haciendo un análisis sobre la función de distribución de la velocidad se concluye que la velocidad de impacto más probable con la Tierra de los asteroides que cruzan su órbita es de 13 km/s, aproximadamente.

CAPITULO I

CRATERISMO DE IMPACTO

En un pasado remoto, la Tierra fue víctima de choques violentos, provocados por cuerpos de dimensiones gigantescas que dejaron cicatrices a las que los geólogos llaman cráteres de impacto.

La atmósfera terrestre es bombardeada diariamente por toneladas de material que viaja sin rumbo por el espacio. Aunque la fuerza gravitacional los atrae, el rozamiento con la atmósfera actúa como freno por lo que la mayor parte de ellos se desintegra en el aire pero los que consiguen atravesarla chocan con la superficie y pueden producir cráteres de impacto cuyo tamaño depende de la energía cinética del material (meteoritos).

1.1. Cráteres de impacto.

Los cráteres de impacto son depresiones circulares que deja el choque de un meteorito en la superficie de un planeta, satélite o cuerpo menor. El tamaño y la forma del cráter dependen de la velocidad, ángulo de impacto, composición y tamaño del proyectil, así como de la aceleración gravitacional y presencia o no de una atmósfera en el planeta que recibe el impacto.

El estudio de los cráteres de impacto tuvo su origen en 1610 cuando Galileo dirigió su telescopio de 1 1/2 pulgada hacia la Luna y observó gran cantidad de manchas circulares. Galileo reconoció que esas manchas eran en realidad depresiones debido al levantamiento de los bordes.

La primera especulación que se dio sobre el origen de los cráteres de impacto fue hecha por Robert Hooke en 1665, él sugirió que dichos cráteres son el resultado de la actividad volcánica, aunque también consideró a los cráteres como resultado de un impacto de algún objeto proveniente del espacio exterior (Melosh, 1989).

En 1791 J.H. Schröter, después de hacer comparaciones entre los cráteres lunares y depresiones topográficas en la Tierra, concluyó que los cráteres lunares eran de origen volcánico debido a que no se conocían otros procesos que produjeran cadenas montañosas circulares. Similarmente, Kant en 1787 reportó haber observado erupciones volcánicas en la Luna. (Melosh, 1989).

La siguiente persona, después de Hooke, en proponer que los cráteres eran producto del impacto de un objeto extraterrestre fue Gruit Guisen, quien en 1829 propuso que los cráteres lunares habían sido el resultado de un bombardeo cósmico en el pasado (Melosh, 1989).

Uno de los soportes más serios sobre la hipótesis de impacto fue hecho por G. K. Gilbert en 1893 en un estudio que hizo sobre la Luna. Gilbert, describió los cráteres de la Luna desde una perspectiva geológica, reconociendo la relación tamaño-morfología. El concluyó que sólo un impacto podría explicar la formación de cráteres.

Posteriormente, ya para la década de los 30 los trabajos sobre cráteres lunares mostraron cada vez más evidencia de que dichos cráteres tienen su origen en un impacto.

La primera relación entre una estructura terrestre y el impacto de un meteorito fue establecida por D. M. Barringer en 1906. Barringer sostuvo que el Cráter Meteoro en Arizona fue producido por el impacto de un meteorito de hierro (los meteoritos de éste tipo son conocidos como meteoritos férricos) que chocó con la Tierra a alta velocidad.

El primer criterio geológico formal para el reconocimiento de una estructura de impacto en ausencia del meteorito fue establecida por R.S. Dietz quien encontró ciertas características peculiares en las rocas fracturadas. Los mejores resultados del estudio geológico de los cráteres terrestres comenzaron en la era de la misión Apolo.

Todos los cuerpos interiores de nuestro Sistema Solar han sido duramente sometidos al impacto de asteroides y cometas. Las superficies de la Luna, Marte, y Mercurio, donde los procesos geológicos cesaron hace millones de años, registran claramente este bombardeo, mientras que los planetas gaseosos como Júpiter, Saturno, Urano y Neptuno no pueden mostrar cráteres aunque sí se encuentran cráteres de impacto en sus satélites (Kowal, 1996). Si se toma el caso de la Luna se puede ver que su superficie está llena de cráteres de impacto, dichos cráteres pueden ser observados debido a que no hay atmósfera y los procesos geológicos como el viento solar y la afluencia de otros impactos son los únicos que han modificado las estructuras antiguas.

La superficie de la Tierra también ha sido bombardeada por cientos de miles de asteroides, sin embargo muestra relativamente pocos cráteres, esto es debido a diferentes factores tales como la erosión por el viento y el agua, la vegetación, la actividad humana, la constante renovación de la superficie terrestre y la protección que la atmósfera ejerce sobre la Tierra.

Los cráteres originados siempre son mucho más grandes que los cuerpos que lo producen, debido a la gran cantidad de energía que libera el impacto de un cuerpo sólido a una velocidad de varios kilómetros por segundo. Se estima que el diámetro de un cráter de impacto es aproximadamente 10 veces mayor que el diámetro del proyectil que lo formó al menos en el caso de la Luna (Barnes-Svarney, 1996).

El craterismo de impacto es importante, ya que su estudio nos permite obtener información sobre la historia geológica, la presencia de agua y el ancho de la corteza. Otro aspecto importante de los cráteres de impacto radica en que su densidad superficial es uno de los mejores indicadores de la edad relativa de la corteza de un planeta (dado que las superficies más antiguas suelen poseer más densidad de cráteres), sobre todo si su corteza no ha sufrido o no está sufriendo un proceso de renovación parecido al que opera en la Tierra. (Cordero, 1997).

1.2 Morfología y clasificación de los cráteres de impacto.

Diversos factores determinan las características de un cráter de impacto, siendo la intensidad del impacto (velocidad, masa y ángulo de impacto del proyectil) el de mayor importancia. Por su morfología, los cráteres se clasifican en simples, complejos y cuencas multianillo. En la Luna los cráteres simples presentan un diámetro inferior a 15 km, los complejos entre 15 km y 150 km y las cuencas multianilladas mayores a 150 km. Cabe mencionar que la clasificación de los cráteres no se hace con respecto a su tamaño, se hace con respecto a su morfología, pero ha resultado que los cráteres que tienen una cierta morfología corresponden, en su mayoría, a un cierto diámetro. Estos límites cambian cuando consideramos cráteres de impacto en cuerpos distintos a la Luna debido a la diferencia en el valor de la aceleración gravitacional (Hamblin y Christiansen, 1990). En la figura 1.1 se muestran los tres tipos de cráteres de impacto de acuerdo a su morfología.

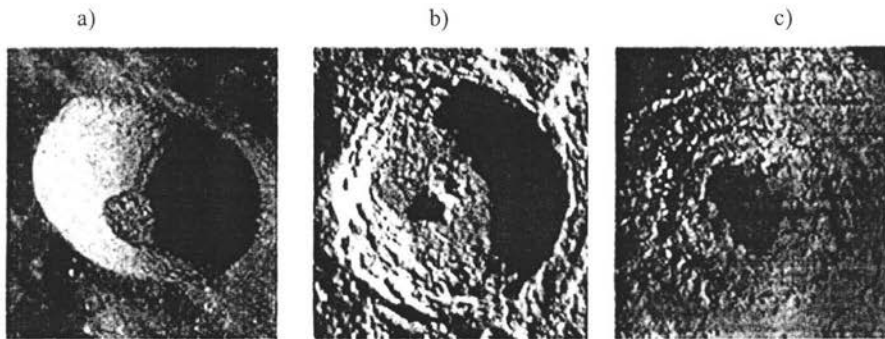


Figura 1.1 Cráteres lunares. De izquierda a derecha, a) Alfrancus C es un cráter simple con 10km de diámetro, b) Tycho es un cráter complejo, con 85km de diámetro, c) Oriental es una cuenca multianillada, con 900km de diámetro (Romano,2002).

Los cráteres simples tienen forma cóncava con bordes inclinados, mientras que los complejos muestran un pico central (figura 1.2). (Romano,2002).

Investigaciones geológicas sobre las elevaciones centrales de los cráteres complejos terrestres, han mostrado que dichas elevaciones están constituidas de rocas deformadas y fracturadas que originalmente se encontraban por debajo del cráter transiente (se le llama cráter transiente al que se forma cuando todo el material ha sido expulsado, pero no es visible debido al colapso del material de las paredes del cráter, así como del mismo material expulsado que cae dentro del cráter).

Así mismo se ha encontrado que los picos centrales podrían originarse por un proceso de “rebote” en el cual las rocas que se encuentran por debajo del cráter transiente son sumamente comprimidas por la fuerza del impacto de tal forma que “saltan” de forma elástica una vez que la compresión ya es mínima, de esa manera el piso del cráter se “levanta” dentro de la estructura del cráter. (Romano,2002).

Los cráteres de tipo cuenca casi siempre presentan anillos montañosos concéntricos, que pierden altitud de los bordes al centro. El interior de los cráteres está recubierto por material vítreo, producto de la fusión originada en el momento del impacto.

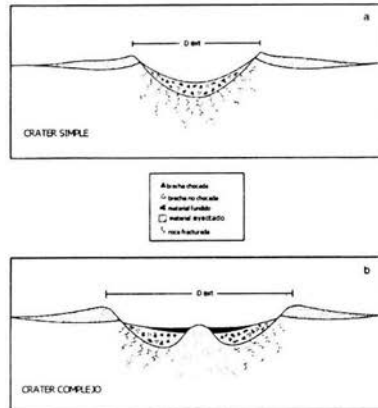


Figura 1.2 Morfología de un cráter simple y un complejo; una de las principales características que los diferencian es la presencia de la elevación central en los cráteres complejos. <http://www.lpi.usra.edu/publications/slidesets/impacts.html>

1.3 proceso de craterismo

1.3.1 Proceso de formación de cráteres de impacto.

La formación de un cráter de impacto es un proceso continuo que comienza cuando el proyectil hace contacto con la superficie planetaria y termina con la remoción de material que ha sido emplazado alrededor del cráter. Sin embargo, para poder estudiar mejor este fenómeno

es usual dividir este proceso en tres etapas o fases, caracterizadas por diferentes fenómenos físicos. Las fases son: **contacto y compresión, excavación y modificación.** (figura 1.3)

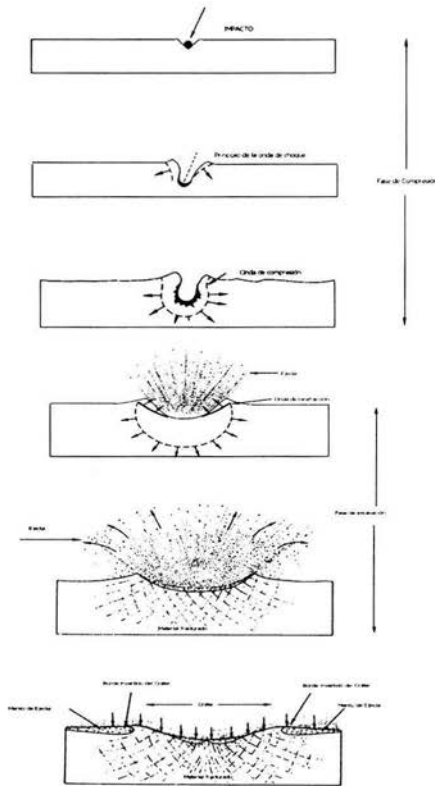


Figura 1.3. Esta figura muestra las tres fases del proceso de formación de un cráter: contacto y compresión, excavación y modificación. (http://rst.gsfc.nasa.gov/Sect18/Sect18_2.html).

Aunque no es posible definir exactamente cuando termina una fase y cuando comienza la siguiente, el propósito real de la división es que se comprendan los procesos que ocurren durante el impacto y la formación del cráter (Melosh, 1989).

Para explicar el proceso de la formación de un cráter, se realizan varios experimentos en laboratorio como son la simulación de impactos en blancos de diferente material utilizando distintos tipos de proyectiles que son lanzados a diferentes ángulos y velocidades que van entre 10 km/s y 30 km/s. Estos experimentos producen efectos similares a los de la colisión de un meteorito con las superficies planetarias.

1.3.2 Fase 1 Contacto y Compresión.

La fase de contacto y compresión es la primera de las tres fases del proceso de formación de un cráter y es la más breve. Esta primera fase está caracterizada por la generación de altas presiones, temperaturas y velocidades, todas localizadas dentro de una región comparable al tamaño del proyectil, así como por una partición de energía. La duración de esta fase está dada por

$$\tau = \frac{L}{V_i} \quad (1.1)$$

donde τ es un intervalo de tiempo que delimita la fase de contacto y compresión, L es el diámetro del proyectil y V_i la velocidad de impacto.

El tiempo de esta fase, es el tiempo que le lleva a la onda cruzar (dentro del blanco) una distancia igual al diámetro del proyectil.

Esta fase comienza justamente cuando el bólido hace contacto con la superficie planetaria (blanco). La duración de dicha fase depende de la masa, la velocidad de impacto, y de la composición tanto del proyectil como del blanco y puede variar desde 10^{-3} segundos para un proyectil de silicatos de 10 metros de diámetro golpeando a 10 km/s, hasta 10^{-1} segundos para un proyectil de 1 km de diámetro bajo las mismas condiciones, por eso literalmente se dice que la duración de ésta fase es menor que un parpadeo de ojos (Melosh, 1989).

Inmediatamente después del primer contacto se originan ondas esféricas y concéntricas (ondas de choque), resultantes de la presión ejercida por el impacto, dichas ondas se propagan por la superficie de ambos cuerpos, es decir una onda viaja dentro del proyectil hacia la parte posterior (parte aún no chocada) y la otra viaja a través del blanco hacia abajo. (figura 1.4).

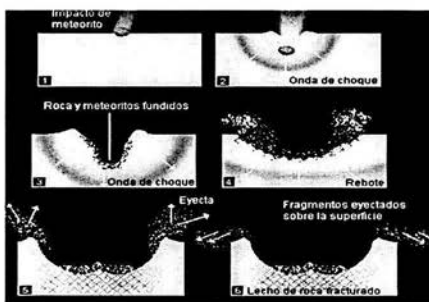


Figura 1.4. Propagación de la onda de choque. los esquemas 1,2 y 3 representan los fenómenos físicos de la fase de contacto y compresión, mientras que los esquemas 4,5 y 6 representan los fenómenos físicos de la fase de excavación

(http://es.wikipedia.org/wiki/Geolog%C3%ADa_de_Mercurio)

La onda de choque que viaja en el proyectil alcanza rápidamente la parte posterior y se refleja hacia atrás como una onda rarefactada que adiabáticamente libera al material de la presión, este proceso termodinámico se da debido a que la onda rarefactada viaja lo suficientemente rápido como para impedir que se produzca un intercambio de calor con el medio circundante. Lo anterior ocasiona que el material que había sido comprimido por la onda de choque, ahora es descomprimido por la onda de rarefacción (Romano, 2002).

En la interfase (área donde el proyectil y el blanco están en contacto directo, formando así un solo cuerpo) ambos cuerpos alcanzan la misma presión y, por consiguiente, la misma velocidad. Pese al breve lapso de tiempo, dicha presión es suficiente como para producir cambios drásticos en el estado físico y químico de las rocas implicadas.

1.3.3 Aproximación de impacto plano

La presión ejercida durante la fase de contacto y compresión, puede ser estimada por medio de una técnica llamada “Aproximación de Impacto Plano” que consiste en suponer que el proyectil no es un cuerpo esférico o de simetría irregular si no más bien una placa que se extiende lateralmente en forma infinita, con un grosor igual al diámetro del proyectil. Por otro lado, el blanco es representado por un semi-espacio compuesto del mismo material del cual estaría constituido el blanco. Esta fase a su vez se subdivide en tres partes; momento de contacto, fin de la compresión y fin de la fase.

La ventaja que existe al aproximar al proyectil como un bloque lateralmente infinito es que reduce el problema de impacto bidimensional o tridimensional a una aproximación unidimensional. Por otra parte, esta técnica omite la onda de rarefacción que se propaga a través del **proyectil** hacia la interfase de ambos cuerpos por lo que se obtiene una sobreestimación de la presión media en la interfase.

Como se trata de un choque inelástico, las condiciones en el choque quedan determinadas aplicando las ecuaciones de Hugoniot, estas ecuaciones son derivadas de la ecuaciones de conservación de masa, momento y energía.

$$\begin{aligned} \rho(U - u_p) &= \rho_0 U \\ P - P_0 &= \rho_0 u_0 U \\ E - E_0 &= (P + P_0)(V_0 - V) / 2 \end{aligned} \tag{1.2}$$

Donde $V = 1/\rho$ y $V_0 = 1/\rho_0$ que son los volúmenes específicos por unidad de masa del material comprimido y del no comprimido, respectivamente, P la presión, u_p la velocidad de las partículas detrás del frente de choque, u_0 la velocidad de las partículas no perturbadas, ρ y ρ_0 la densidad de los medios atrás y enfrente de la onda de choque respectivamente.

Las tres ecuaciones anteriores no especifican completamente las condiciones en ambos lados del choque, por eso hace falta una cuarta ecuación que involucre la presión escalar, el volumen específico y la energía interna necesaria, esta ecuación generalmente se conoce como ecuación de estado.

$$P = P(V,E). \quad (1.3)$$

Con respecto a la energía transferida en el impacto, se puede decir que la energía cinética inicial del proyectil se particiona en energía interna y cinética del proyectil y energía interna y cinética del blanco.

La aproximación de impacto plano da una buena estimación de la presión media del choque, así como la partición de energía que se desarrolla durante la corta vida de esta fase. Así mismo, esta técnica es adecuada para evaluar la energía transferida del proyectil, la velocidad inicial de las partículas (al momento del choque) y la velocidad de la onda rarefractada en el blanco. Esta técnica representa una buena estimación de los parámetros que intervienen en el choque entre un proyectil y la superficie planetaria siempre y cuando el impacto sea vertical, de otra manera, esta técnica no es recomendable ya que la aplicación de esta técnica a impactos altamente oblicuos es incierta.

1.3.4 Fase 2 Excavación

La segunda fase del proceso de craterización es la fase de excavación, la cual tiene una duración mayor que la anterior. Esta fase está caracterizada por dos procesos muy importantes que son: la expansión de la onda de choque producida en la fase de contacto y compresión y el flujo de excavación.

El proceso inicial es la expansión dentro del blanco de la onda de choque que se produjo en la fase anterior, esta onda se expande y se debilita, conforme se propaga dentro del blanco. El decaimiento de la energía de la onda se debe a que su energía se extiende sobre un gran volumen de material y a la pérdida de energía en el material comprimido por el choque.

El flujo de excavación es quien se encarga de abrir el cráter. Este flujo en el blanco tiene una duración mucho mayor que la expansión de la onda, ya que el tiempo que dura el flujo de excavación es el tiempo necesario para que el cráter transiente quede totalmente formado.

Las masas y temperaturas del material fundido y vaporizado son determinados exclusivamente por los detalles del flujo de excavación y su interacción con la fuerza gravitacional del planeta. Las velocidades del flujo de excavación son mayores en el punto de contacto que en otros puntos y decaen aproximadamente como $1/r$ a partir del punto de contacto. La velocidad máxima del flujo de excavación está entre una sexta y una décima parte de la velocidad de impacto. Las altas velocidades de impacto son aproximadamente de 40km/s, por tanto el flujo de excavación nunca es mayor a 6km/s. Esta velocidad decrece rápidamente después del impacto. (Melosh, 1989).

Otra de las características de esta fase es la geometría del flujo de excavación (flujo de material eyectado) formado por el paso de la onda choque (figura 1.5).

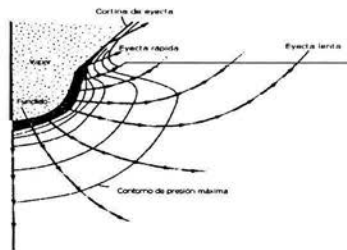


Figura 1.5. Esta figura esquematiza la geometría del flujo de excavación. Las flechas ilustran el flujo de excavación. Los vectores de velocidad son conectados por líneas de chorro, en donde los vectores de velocidad son ortogonales a líneas de igual presión (Melosh, 1989).

En esta figura las curvas muestran puntos de igual presión, mientras que las flechas representan los vectores de velocidad del material conectados por líneas de chorro, donde los vectores de velocidad son perpendiculares a las líneas de igual presión.

El flujo de material termina cuando rebasa el nivel de la superficie original; por encima de este nivel comienza a moverse en trayectorias balísticas formando así una figura de cono invertido la cual recibe el nombre de cortina de eyecta (ver figura 1.6).

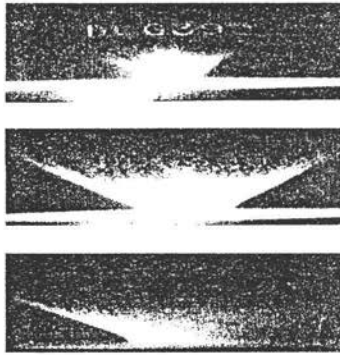


Figura 1.6. Esta figura muestra la cortina de eyecta producida en experimentos de laboratorio a pequeña escala, la cual tiene la forma de un cono invertido cuando se expande (Melosh, 1989).

Los fragmentos de eyecta en esta cortina rara vez interactúan unos con otros, la forma aparentemente coherente del cono se debe a la coincidencia de muchos fragmentos que siguen su propia trayectoria libre. La forma detallada de la cortina de eyecta es controlada por la velocidad, ángulo y tiempo en que las partículas que la componen son arrojadas. Las velocidades son tan altas que en algunas ocasiones llegan a ser mayores a la velocidad de escape del planeta en donde impactó el asteroide, de tal forma que algunos fragmentos pueden llegar a formar cráteres de impacto en otros cuerpos planetarios o quedarse en el medio interplanetario. (Melosh,1989).

En experimentos a escalas más pequeñas que se han llevado a cabo en el vacío, la cortina de eyecta muestra un cono invertido el cual hace un ángulo de 45^0 con respecto a la superficie del blanco. (Melosh,1989).

Estudios teóricos y experimentales de la formación del cráter han mostrado que originalmente el flujo de excavación abre la cavidad hemisférica. La primer cavidad que se forma lo hace en la fase de contacto y compresión, cuando el diámetro es comparable al diámetro del proyectil. Ya en la fase de excavación, la cavidad continúa aumentando de tamaño aunque cada vez más lentamente hasta alcanzar su profundidad máxima. El tiempo requerido para que el cráter crezca a su máxima profundidad, (M_p), por debajo de la superficie de preimpacto (superficie original) es aproximadamente el tiempo que le lleva a un objeto caer libremente la misma distancia.

$$T_d = (2M_p/g)^{1/2} \tag{1.4}$$

Aún después de que el cráter ha dejado de crecer hacia abajo, el crecimiento lateral continúa. Finalmente, la excavación cesa cuando el material ha dejado de ser expulsado hacia el exterior, por lo tanto el diámetro final (D_f) queda establecido (diámetro aparente medido en la superficie de preimpacto) (figura 1.7).

El cráter resultante es así más amplio que un hemisferio y se parece más a un paraboloides de revolución.

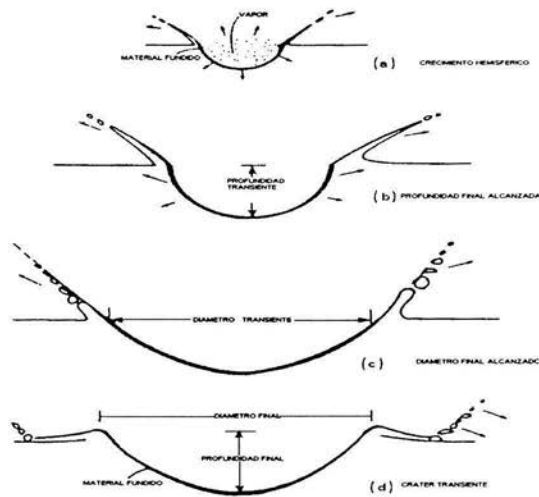


Figura 1.7. Formación de un cráter. (a)Primeramente el cráter se forma de manera hemisférica en un tiempo muy corto después del impacto, (b) posteriormente se sigue expandiendo aunque ya a menor velocidad, hasta alcanzar la profundidad máxima, (c) y una vez que ha alcanzado su máxima profundidad, el cráter sigue creciendo radialmente, (d) y por último se muestra el cráter resultante al que se le llama cráter transiente (Melosh, 1989).

1.3.5 Distribución de la eyecta

Las primeras observaciones que se hicieron de los cráteres de la Luna por medio de un telescopio revelaron que su cavidad era circular, sin embargo fue hasta los años 60's cuando estudios geológicos realizados en el cráter de Arizona mostraron que el borde de los cráteres no está compuesto en su totalidad del material eyectado, sino que aproximadamente el 50% de la altura del borde de los

cráteres es debido a la elevación estructural de la superficie de preimpacto. Esta elevación se da principalmente debido a la deformación plástica de la terraza debajo del borde

Una vez que ha comenzado la fase de excavación, gran cantidad de materia (mezcla de material del proyectil y del blanco) es arrojada hacia el exterior del cráter a grandes velocidades en trayectorias balísticas.

Para alcances balísticos pequeños comparados con el radio del planeta, el alcance de las partículas de material expulsado está dado por.

$$R_b = \left(\frac{V_e^2}{g} \right) \text{sen} 2\phi \quad (1.5)$$

Donde V_e es la velocidad de eyección, g es la aceleración de la gravedad y ϕ es el ángulo de eyección. (Ver las ecuaciones de la dinámica de movimiento con aceleración constante en el apéndice A).

Cuando el alcance es muy grande, es decir que el alcance es significativo con respecto al radio del planeta (blanco) R_p , la ecuación del alcance se vuelve más complicada (Melosh 1989).

$$R_b = 2R_p \tan^{-1} \left[\frac{\left(\frac{V_e^2}{R_p g} \right) \text{sen} \phi \cos \phi}{1 - \left(\frac{V_e^2}{R_p g} \right) \cos^2 \phi} \right] \quad (1.6)$$

Por otra parte se tiene que la eyecta (material arrojado al exterior del cráter) se extiende de manera continua aproximadamente a una distancia equivalente a un radio del cráter a partir del borde.

Una compilación de datos de cráteres lunares llevados a cabo por Moore y colaboradores, 1974, muestran que el radio promedio de la eyecta continua R_{ec} alrededor de un cráter de radio R está dado por

$$R_{ec} = (2.3 \pm 0.5) R^{1.006} \quad (1.7)$$

Esta relación es válida para distancias en cráteres lunares que van de 1.3 km a 436 km de diámetro, aproximadamente.

Es importante enfatizar que en los cuerpos planetarios con poca o nula atmósfera, una fracción de la masa total del material eyectado se escapa del campo gravitacional del cuerpo planetario pudiendo así impactarse en otros cuerpos.

1.3.6 Fase 3 Modificación

Esta fase, que corresponde a la tercera y última dentro del proceso continuo de la formación de un cráter, es a la que le lleva más tiempo dependiendo de si existe o no erosión, en alguna de las formas ya mencionadas en algún cuerpo planetario. Esta fase puede durar millones de años, incluso hay que hacer notar que cráteres producidos en la Luna hace miles de millones de años aún están sujetos a la modificación.

La modificación de un cráter se da con mayor rapidez en la Tierra que en la Luna debido a que la Luna no presenta erosión mientras que en la Tierra la modificación se da por varios factores, como son: el viento, la lluvia, el vulcanismo, el movimiento de placas tectónicas, etc.

Después de que el flujo de excavación cesa, las paredes del cráter se derrumban debido al colapso gravitacional.

En el momento en que empieza el colapso, se puede decir que ha comenzado la fase de modificación.

Los efectos de dicho colapso son los causantes de las alteraciones en la forma del cráter en donde el fondo del cráter (piso) asciende, así mismo pueden aparecer picos centrales, aunque aquí hay que enfatizar que la elevación de los picos centrales no se debe principalmente al derrumbamiento, sino más bien a la resistencia que opone el blanco a deformarse, ya que el blanco presenta un comportamiento elástico plástico (ver figura 1.2) de tal forma que cuando la energía es mínima como para seguir excavando el cráter se produce un rebote; a éste límite de deformación se le conoce como el límite de Hugoniot. Este límite va a variar dependiendo, por una parte del tamaño, composición y velocidad de impacto del proyectil y por otra parte de la composición del blanco.

El tiempo de colapso (derrumbamiento) es similar al tiempo de excavación, ocupando un intervalo de $(D/g)^{1/2}$. Este intervalo puede ir de unas decenas de segundos para cráteres de 10 km de

diámetro en la Tierra a 10 minutos aproximadamente para cráteres con diámetro de 300 km en la Luna debido a su poca gravedad superficial.

1.3.7 Impactos oblicuos

No todos los bólidos golpean las superficies planetarias exactamente de forma vertical. Algunos impactos pueden ser casi verticales, pero el ángulo más probable de impacto según Shoemaker es de 45° . (ver apéndice B). La probabilidad de impacto de un meteorito con una superficie a un ángulo entre θ y $\theta + d\theta$ es proporcional al $\sin\theta \cos\theta$ independientemente del campo gravitacional de la superficie planetaria (Shoemaker, 1962), esta probabilidad es prácticamente cero para impactos verticales o rasantes ($< 5^{\circ}$ ó 90°).

Se sabe que el ángulo de impacto tiene poco efecto en la forma final del cráter excepto para ángulos de incidencia muy bajos. (Pierazzo E. and H. J melosh, 2000).

La duración de la fase de contacto y compresión para impactos oblicuos es mayor que para impactos verticales.(como se mencionó anteriormente, la duración de dicha fase es el tiempo que le lleva a la onda recorrer una distancia igual al diámetro del proyectil). Sin embargo para impactos oblicuos la velocidad apropiada es la componente vertical de la velocidad de impacto, $V_i \sin \theta$. Por lo tanto $\tau = L / (V_i \sin \theta)$. (figura 1.8)

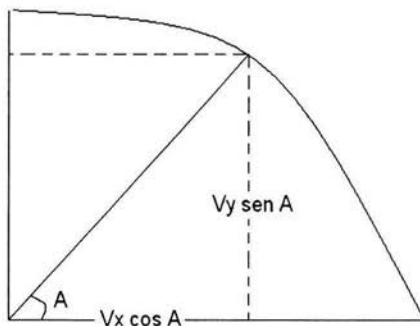


Figura 1.8. Para impactos oblicuos, la duración de la fase de contacto y compresión es mayor que para un impacto vertical debido a que la velocidad de impacto es la componente vertical de la velocidad $V_i \sin \theta$.

Conforme el ángulo crece con respecto a la horizontal, τ es menor, lo cual quiere decir que para un

ángulo igual a 90° , la ecuación anterior es de la forma $\tau = \frac{L}{V_i}$.

1.4 CRATERISMO EN EL SISTEMA SOLAR INTERIOR

1.4.1. FRECUENCIA DE IMPACTO

El bombardeo de asteroides, no solo sobre la Tierra sino sobre todos los planetas, fue muy intenso durante el periodo de acreción del Sistema Solar, hace unos 4600 millones de años. A partir de ese momento, la tasa de craterización disminuyó rápidamente. Esta tasa cayó a un nivel semejante al actual hace aproximadamente tres mil millones de años y desde entonces se ha mantenido constante. En la Figura 1.9 se muestra la curva donde se observa la disminución progresiva de la tasa de craterización sobre la Tierra, la Luna y los planetas interiores.

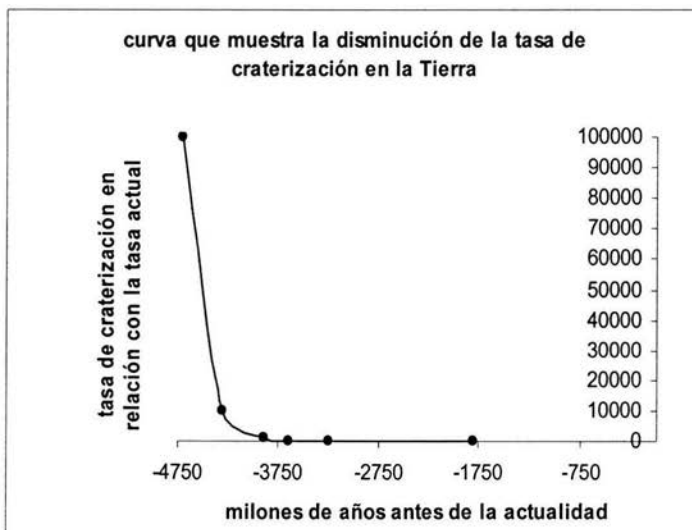


Figura 1.9. Muestra la relación de la tasa de craterización con la tasa actual de impactos con la Tierra. (Boot / Fitch 1986).

Según Greenberg el intervalo entre impactos de 10^3 megatones en la Tierra es aproximadamente de 63,000 años (Herrera,2000).

Reportes de la NASA han confirmado que un asteroide o cometa podría considerarse como peligroso para la civilización humana si pudiera producir un impacto en el que la energía fuera equivalente a 50,000 megatonnes de TNT o más (Kowal, 1996).

Más recientemente, los reportes de la UK (comisión investigadora para misión especial) con respecto a los NEOs peligrosos, es decir los ECAs, indicaron que las energías de impacto de 10^3 megatonnes deberían también considerarse como una amenaza para la vida humana ya que ellos pueden producir un daño regional. Para darnos una idea más amplia del daño, cabe hacer mención que la energía producida por la bomba atómica en Hiroshima fue de 15 kilotonnes de TNT y la de Nagasaki fue de 25 kilotonnes de TNT.

Por otra parte se estima que la probabilidad de colisión de los ECAs conocidos es sólo 18% de la tasa de colisión total. Esto implica que el 82% de la probabilidad de impacto proviene de algún ECA que todavía no se descubre, el cual podría causar la siguiente catástrofe. (Kowal, 1996).

1.4.2 CRATERES DE IMPACTO EN MERCURIO

Es el planeta más cercano al Sol, y el segundo más pequeño del Sistema Solar.

La sonda Mariner 10, contempló en 1974 un mundo que parece gemelo de la Luna, ya que todo el planeta está tachonado con cráteres de impacto de tamaños que van desde el mínimo detectable (1 km) hasta el enorme "ojo de buey" de la cuenca multianillo de Caloris, con 1,340 km de diámetro. La Cuenca Caloris fue causada por un proyectil que superaba los 100 kilómetros de diámetro, dicho impacto dio lugar a anillos montañosos concéntricos con alturas de tres kilómetros que arrojaron material a una distancia de los 600 u 800 kilómetros sobre la superficie del planeta.

Las ondas sísmicas producidas por el impacto en Caloris se enfocaron en el otro lado del planeta, dando lugar a una región de terreno caótico (zona montañosa). Después del impacto el cráter fue cubierto por flujos de lava.

1.4.3 CRATERES DE IMPACTO EN VENUS

El segundo planeta del sistema solar está cubierto de nubes y tiene una atmósfera muy densa, lo que dificulta su estudio desde la Tierra. De hecho es el único planeta terrestre con una atmósfera tan gruesa que no es posible observar su superficie aún con el telescopio más potente, por ello que la mayor parte de los conocimientos que se tienen del planeta se han obtenido mediante imágenes de radar (Ivanov et al,1992).

Gracias al mapeo que realizó la sonda Magallanes sobre la superficie de Venus se ha podido hacer una serie de estudios sobre la población de cráteres de impacto sobre su superficie. Aproximadamente 900 estructuras de impacto han sido identificadas en la superficie de Venus (Schäber et al,1992). En Venus el proceso de craterismo de impacto es afectado por la densa atmósfera del planeta y la alta temperatura superficial (Ivanov et al; 1992).

Una de las principales características que llamó la atención de los científicos fue la carencia de cráteres de impacto de diámetros menores que 2 km (Herrick y Phillips, 1994). La respuesta a éste fenómeno radica en la atmósfera de Venus: su gran espesor y su alta densidad funcionan, entre otras cosas, como un filtro que sólo permite la llegada a la superficie de meteoritos masivos. La excepción se produce cuando los meteoritos grandes se fracturan justo antes del impacto, dando lugar a los campos de cráteres.

Los volcanes y los fenómenos volcánicos son todavía más numerosos. Al menos el 85% de la superficie de Venus está cubierta por roca volcánica.

1.4.4 CRATERES DE IMPACTO EN LA TIERRA

En la Tierra los cráteres son continuamente borrados por la erosión y la redepositación, así como por la actividad volcánica y tectónica haciendo difícil observar cráteres de impacto, sobre todo porque existe muy poca superficie terrestre de más de 2000 millones de años.

Se han detectado en la tierra aproximadamente 152 cráteres de impacto caracterizándose por una geometría circular inusual o una forma oval, en su mayoría en Norte América, Europa y Australia donde las exploraciones han tenido lugar. (<http://axxon.com.ar/zap/123/c-ZappingASCrateres.htm>).

En la figura 1.10 se muestran los cráteres de impacto registrados.

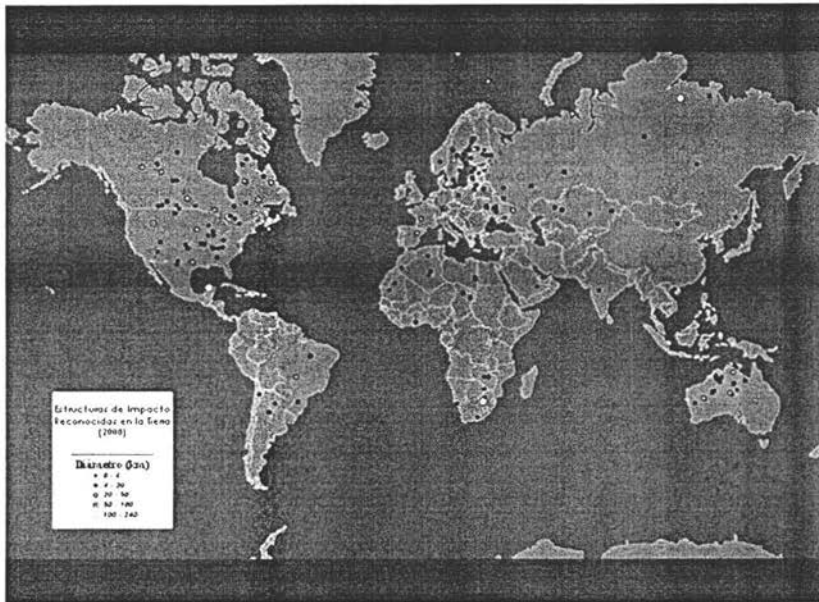


Figura 1.10. Esta figura muestra los cráteres de impacto registrados hasta ahora, de tal forma se puede apreciar qué partes de la Tierra tienen su corteza más joven (donde hay menos cráteres) <http://axxon.com.ar/zap/123/c-ZappingASCrateres.htm>.

Como se puede ver en la figura anterior, las zonas que representan mayor cantidad de cráteres son Norte América, Australia y Europa, esto obedece a varias circunstancias, primeramente a que el estudio de los cráteres de impacto es relativamente nuevo, a que corresponden a regiones de la Tierra donde la actividad científica y los recursos económicos permiten llevar a cabo una investigación sistemática del craterismo de impacto y a que la mayoría de ellos se localiza en los cratones, es decir, en partes de la corteza terrestre que no han presentado actividad tectónica y que han permanecido estable por más de un millón de años. En la tabla 1 se muestra una tabla con los cráteres de mayores dimensiones más grandes registrados en la Tierra. (<http://www.solarviews.com/eng/crater.htm>).

Tabla 1. Los cráteres de impacto más grandes en la Tierra.

<http://www.solarviews.com/eng/crater.htm>

Nombre	Latitud	Longitud	Diámetro (km)	Edad (Ma)
Chicxulub, Mexico	21°20'N	89°30'W	300	64.98 ± 0.05
Sudbury, Ontario, Canada	46°36'N	81°11'W	200	1850.00 ± 3.00
Acraman, Australia	32°1'S	135°27'E	160	570.00
Vredefort, South Africa	27°0'S	27°30'E	140	1970.00 ± 100.00
Manicouagan, Quebec, Canada	51°23'N	68°42'W	100	212.00 ± 1.00
Popigai, Russia	71°30'N	111°0'E	100	35.00 ± 5.00
Chesapeake Bay, Virginia, USA	37°15'N	76°5'W	85	35.5 ± 0.6
Puchezh-Katunki, Russia	57°6'N	43°35'E	80	220.00 ± 10.00
Kara, Russia	69°5'N	64°18'E	65	73.00 ± 3.00
Beaverhead, Montana, USA	44°36'N	113°0'W	60	600.00
Siljan, Sweden	61°2'N	14°52'E	55	368.00 ± 1.10
Toookoonooka, Queensland, Australia	27°0'S	143°0'E	55	128.00 ± 5.00
Charlevoix, Canada	47°32'N	70°18'W	54	357.00 ± 15.00
Kara-Kul, Tajikistan	39°1'N	73°27'E	52	25.00
Montagnais, Nova Scotia, Canada	42°53'N	64°13'W	45	50.50 ± 0.76
Araguainha Dome, Brazil	16°46'S	52°59'W	40	249.00 ± 19.00
Mjolnir, Norway	73°48'N	29°40'E	40	143 ± 20
Saint Martin, Canada	51°47'N	98°32'W	40	220.0 ± 32.00
Carswell, Saskatchewan, Canada	58°27'N	109°30'W	39	115.00 ± 10.00
Manson, Iowa	42°35'N	94°31'W	35	65.70 ± 1.00
Clearwater West, Quebec, Canada	56°13'N	74°30'W	32	290.00 ± 20.00
Azuara, Spain	41°10'N	0°55'W	30	130.00
Slate Islands, Ontario, Canada	48°40'N	87°0'W	30	350.00
Teague, Western Australia	25°52'S	120°53'E	30	1685.00 ± 5.00
Mistastin, Labrador, Canada	55°53'N	63°18'W	28	38.00 ± 4.00
Strangways, Northern Territory, Australia	15°12'S	133°35'E	25	470.00
Ust-Kara, Russia	69°18'N	65°18'E	25	73.00 ± 3.00

Tomando como referencia la clasificación de los diferentes tipos de cráteres en la Luna, se puede decir que, de acuerdo con esta clasificación, en la Tierra se encuentran de los tres tipos.

Un buen ejemplo de estructura simple es el cráter Barringer, en Arizona (Estados Unidos), que está bien preservado por haberse formado hace aproximadamente 50 mil años. Ese cráter se hizo mundialmente famoso por ser la primera estructura terrestre reconocida como resultado de un impacto. Su porción central está 147 m por debajo de la superficie de preimpacto, y sus bordes 47 m por encima del mismo nivel de referencia. (ver figura 1.11).



Figura 1.11. Vista aérea del cráter de Arizona, el cual está localizado cerca de Winslow, a 70km al Este de Flagstaff en Arizona. Este cráter tiene aproximadamente 1200 m de diámetro y 180 m de profundidad. Se cree que se formó hace aproximadamente 50,000 años. <http://axxon.com.ar/zap/123/c-ZappingASCrateres.htm>.

Como una estructura compleja podemos citar el cráter Gosses Bluff, en Australia, formado hace 142,5 millones de años el cual presenta una elevación central de 5 km de diámetro y 200 m de altura. El anillo lateral fue completamente erosionado por la acción del tiempo, dejando como testimonio del impacto apenas la elevación central, pero estudios geofísicos pudieron comprobar su diámetro total, que era originalmente de 24 km (figura 1.12). (Romano,2002).

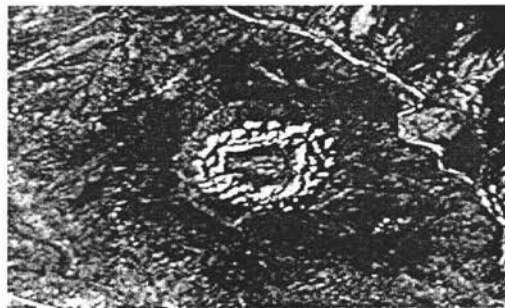
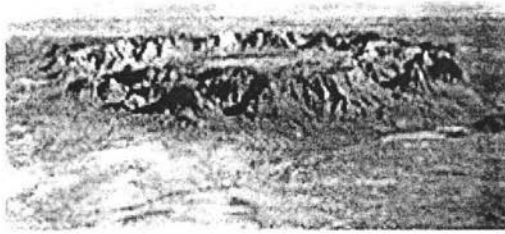


Figura 1.12. Cráter Gosses Bluff, en Australia. Arriba se aprecia su elevación central, testimonio del impacto. En la imagen satelital de abajo, se puede observar la huella de la estructura original de 24 km (Romano,2002)

Los cráteres del tipo cuenca, también existen en la superficie terrestre, más no están bien preservados. Un ejemplo de esa estructura que se encuentra bien preservada debido a su sepultamiento y baja actividad tectónica en el área es el cráter de Chicxulub, en el estado de Yucatán (México). (figura 1.13). Las modificaciones que imprimen los procesos que se producen en la superficie terrestre, enmascaran los cráteres de ese tipo que pueden confundirse con cuencas sedimentarias. (Romano,2002).

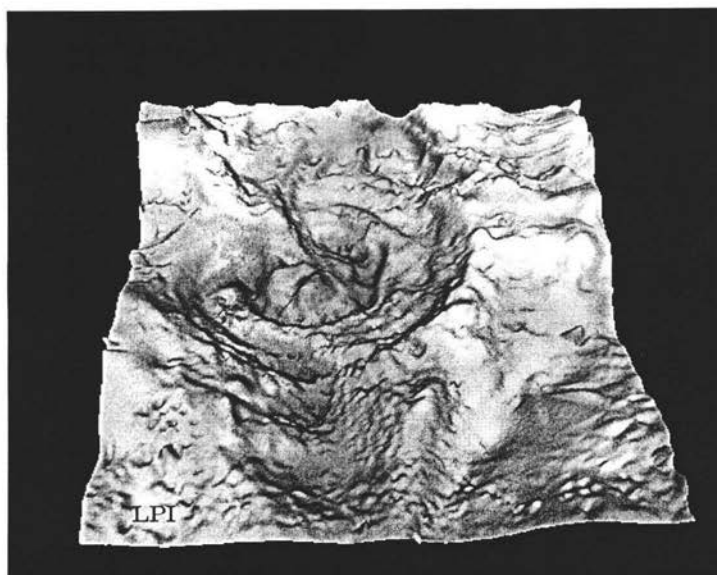


Figura 1.13. Estructura del Chicxulub obtenida por estudios gravimétricos (<http://axxon.com.ar/zap/123/c-ZappingASCrateres.htm>).

En la Tierra, el clima y la erosión en el área sometida al impacto alteran rápidamente la expresión superficial de la estructura; a pesar de la morfología inicial, los anillos de los cráteres y el material que ha sido expulsado son rápidamente erosionados, causando alteraciones en las estructuras a medida que las rocas más débiles en el fondo del cráter se van removiendo. Las rocas más resistentes se conservan como estructuras que sobresalen de las demás.

1.4.5 COLISIONES CON LA TIERRA

Primeramente hay que considerar la magnitud de la colisión. El parámetro principal involucrado en el impacto es la energía, la cual es transferida en gran medida a la Tierra, dicha energía está en función de la masa y la velocidad, de acuerdo con la siguiente ecuación.

$$E = \frac{1}{2} mV^2. \quad (1.11)$$

Todos los asteroides que cruzan las órbitas de los planetas pueden chocar ocasionalmente con ellos. La Tierra es un blanco de este bombardeo. Aunque la erosión ha borrado gran cantidad de trazas de impactos antiguos, se ha estimado que la Tierra ha recibido golpes por asteroides del tamaño de 1 km cada 300 000 años.

En la figura 1.14 se muestra la grafica de la relación entre el intervalo de tiempo y el diámetro o energía de un asteroide que choca con la Tierra.

Hace aproximadamente 65 millones de años los dinosaurios desaparecieron de la faz de la Tierra, así mismo plantas y otros animales desaparecieron masivamente, de hecho se calcula que el 90% de las especies que existían desaparecieron. Este evento marcó la transición de los períodos geológicos del Cretácico al Terciario llamado con frecuencia el límite K-T.

En 1979 varios científicos en los Estados Unidos y en otras partes del mundo propusieron que la extinción de masiva en el límite K-T fue causado por el impacto con un gran asteroide. Este impacto creó nubes de polvo y vapor de agua que impidieron el paso de los rayos del Sol por varios años, como consecuencia las plantas no pudieron llevar a cabo el proceso de fotosíntesis y por ende los animales perecieron de hambre. También se piensa que se produjeron incendios, agotamiento de la capa de ozono, y una variación en la temperatura (Kring y Durdo, 2003). La evidencia que estos científicos dieron fue la existencia de una capa de arcilla (barro) en los límites de la época geológica del K-T. Esta capa de arcilla es una capa rica en contenido de Iridio, el cual es raro en la Tierra, pero relativamente abundante en meteoritos. Esta teoría ha sido objeto de grandes debates. (Herrera,2000).

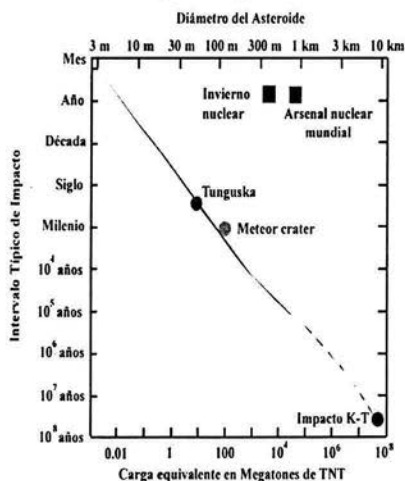


Figura 1.14. Esta figura muestra los intervalos típicos entre impactos con diferentes energías. La frecuencia de impacto puede tener una incertidumbre de un factor de 10 para energías cercanas a 0.01MT, y un factor de 3 para energías >100MT, asumiendo una velocidad de impacto de 20km/s y una densidad de 3gr/cm³ (http://rst.gsfc.nasa.gov/Sect18/Sect18_2.html).

1.4.6. Crater Chicxulub

Si la Tierra fue en verdad golpeada por un asteroide o cometa hace 65 millones de años, ¿donde está el cráter? El cráter en cuestión es el cráter de Chicxulub cercano a la costa de la península de Yucatán. Debido a que una parte de dicho cráter se encuentra debajo del Golfo de México, es complicado medir su verdadero tamaño, pero estudios sísmicos, magnéticos y gravimétricos han revelado una estructura circular de aproximadamente 180km de diámetro enterrada bajo un kilómetro de sedimentos, centrada en un pequeño pueblo llamado Chicxulub. Ver figura 1.13. De ahí el nombre del cráter (Herrera,2000).

Una de las características geofísicas asociadas con los grandes cráteres de impacto es una anomalía gravitacional negativa en el subsuelo (es decir un déficit de la masa observada respecto a la esperada); esta anomalía suele ser particularmente evidente en los cráteres de tamaño medio. En localidades alrededor del Golfo de México se presentan evidencias de depósitos de capas de arena hechas por tsunamis gigantes. Toda evidencia indica que el impacto ocurrió hace 65 millones de años precisamente en límite K-T.

Se estima que el objeto que formó el cráter de Chicxulub, tenía un diámetro aproximado de 10 km, una masa de 10^{15} kg y que golpeó a la Tierra a una velocidad de 20 km/s. Este impacto liberó una energía equivalente de 6×10^7 megatonnes de TNT.

Otro evento importante que no puede pasar desapercibido es la explosión ocurrida en Junio de 1908. Un objeto explotó sobre la región del río Tunguska en Siberia, se creó que dicho objeto pudo ser un meteorito rocoso; éste objeto tenía aproximadamente 50 metros de diámetro, así mismo se creó que dicho objeto explotó a 10 km de altura y debido a eso no produjo ningún cráter. Aunque no alcanzó el suelo, la onda de choque de la explosión en la atmósfera alcanzó un área de 200 km². Según estimaciones, la energía de la explosión fue de entre 10 y 20 megatonnes de TNT. (figura 1.15).



Figura 1.15. En el lugar del impacto, el bosque quedó carbonizado instantáneamente. Los árboles fueron arrancados de raíz y tumbados radialmente por el interior de una zona de 30 a 50 km a la redonda; los troncos caídos quedaron orientados en dirección al foco del impacto. (Booth/Fitch, 1986).

1.4.7. CRATERES DE IMPACTO EN LA LUNA

La historia de la Luna está ligada al debate de los orígenes de los cráteres. Aunque los cráteres de impacto son un evento raro o muy poco frecuente en nuestros días, sin duda es un proceso fundamental en la historia de un planeta. La Luna está marcada con millones de cráteres, los cuales van desde un tamaño microscópico hasta cráteres con cientos de kilómetros de diámetro.

Savage ha calculado que existe un millón de cráteres de más de 300 metros de diámetro además de 4000 millones de cráteres de 10 metros de diámetro (Sage, 1999).

Una de las diferencias entre los cráteres de impacto y los cráteres volcánicos, además de la estratigrafía invertida en el borde, es su simetría, ya que los cráteres de impacto son generalmente simétricos salvo para ángulos de impacto menores de 10 grados, mientras que los cráteres volcánicos son frecuentemente asimétricos o elongados. Los cráteres lunares muestran las diferentes morfologías mediante las cuales se han clasificado a los cráteres de impacto, de acuerdo con su tamaño y forma.

La antigüedad de los cráteres que se encuentran en el Mar de la Tranquilidad es de 3700 millones de años, en el Mar de las Lluvias es de 3500 y en el Océano de las tempestades de 3300. Se puede decir que la superficie de la Luna estaba casi igual que la actual hace 3000 millones de años y

sólo se ha modificado por pequeños impactos. La única erosión a la que se ven sometidos los cráteres lunares es a la formación de los cráteres posteriores, y sobre todo a la acción directa del viento solar. Al no presentar procesos erosivos, los cráteres en la Luna tienen una duración casi indefinida y por ello se puede establecer la antigüedad de un terreno según la densidad de cráteres que presente. Una formación geológica más antigua está sometida durante más tiempo al bombardeo de asteroides y por tanto tendrá más cráteres, mientras que una superficie más joven tendrá menor densidad de cráteres(Booth y Fitch,1986).

1.4.8. CRATERES DE IMPACTO EN MARTE

En términos de tamaño y forma los cráteres marcianos son semejantes a los cráteres de otros cuerpos planetarios. Los cráteres < 15 km de diámetro, son cráteres simples, cráteres con diámetro mayor son cráteres complejos y usualmente tienen picos centrales. Anillos concéntricos, en lugar de picos son característicos de muchos cráteres mayores de 100 km de diámetro, la misma transición ocurre en los cráteres de la Luna cuando exceden los 200 km de diámetro, debido posiblemente al efecto de su poca gravedad superficial.

La morfología del eyecta en Marte es única. El manto de eyecta de los cráteres en la Luna y Mercurio están usualmente cercanos al borde, esta característica es consistente con el emplazamiento balístico del eyecta, en contraste, gran cantidad de cráteres marcianos tienen depósitos de eyecta que aparecen como material que fluye sobre la superficie.

Los depósitos de eyecta continuo se extienden comúnmente de 1.5 a 2 veces el radio del cráter; en la Luna este valor es sólo aproximadamente 0.7 y en Mercurio (el cual tiene una gravedad similar a Marte) es de 0.5.

Los cráteres que presentan eyecta fluido son llamados cráteres de muralla. Uno de los ejemplos más espectaculares de cráteres amurallados es el cráter de 18 Km de diámetro llamado Yuty. Los cráteres amurallados normalmente tienen grandes picos centrales u hoyos los cuales pueden resultar de la expansión de material congelado como vapor durante el impacto. Si los cráteres de muralla realmente son el resultado de la incorporación de agua dentro del eyecta, estudios detallados de su distribución en el planeta pueden mostrar eventualmente variaciones regionales en el piso helado y los cráteres pequeños que presentan eyecta fluida pueden revelar la profundidad a la cual se podría encontrar agua por debajo de la superficie.

La única forma para estimar la edad absoluta en Marte es por medio de la comparación con los cráteres de la Luna. Si esta comparación es válida, el craterismo más intenso ocurrió durante el periodo de 4.5 a 3.9 mil millones de años. La frecuencia de grandes impactos en Marte (aproximadamente 1 por 100 millones de km^2) es mucho menor que en la Luna (8 por 10 millones de km^2) o Mercurio (1 por 10 millones de km^2).

CAPITULO II

ASTEROIDES CERCANOS A LA TIERRA

2.1 DESCUBRIMIENTO DE ASTEROIDES

La palabra asteroide significa “parecido a una estrella”. Esta descripción se debe a la apariencia visual de estos objetos vistos a través de un telescopio; los asteroides son llamados también “planetas menores”.

En 1766 Titius encontró una relación matemática que describe las distancias de los planetas al Sol. Johann Elert Bode redescubrió esta misma relación y la publicó; por lo que se conoce como la ley de Titius-Bode. Aunque esta ley no es realmente una ley por naturaleza, ya que falla para Neptuno y Plutón.

A continuación se muestra una tabla de la ley de Titius-Bode.

Tabla 2. Comparación de las distancias medidas a los planetas con las distancias predichas por la ley de Titius-Bode

planeta	N	Distancia predicha por T-B en U.A	Distancia actual en U.A
Mercurio	0	0.4	0.39
Venus	1	0.7	0.72
Tierra	2	1.0	1.00
Marte	4	1.6	1.52
Hueco	8	2.8	2.77 Ceres
Júpiter	16	5.2	5.20
Saturno	32	10.0	9.54
Urano	64	19.6	19.19
Neptuno	128	38.8	30.07
Plutón	256	77.2	39.53

Distancia (en U.A) = $0.4 + (0.3 \times N)$, donde N es 0,1,2,4,8,etc.

Lo interesante de esta ley es que haciendo los cálculos para $N = 8$, resulta una distancia de 2.8 U.A pero todavía a finales del siglo XVIII no se conocía un objeto que estuviera a esa distancia del Sol por lo que las opiniones se dividieron, y mientras que unos científicos pensaron que esta ley fallaba, otros se dedicaron a buscar el objeto "perdido", pero antes de iniciar esta búsqueda, el primero de enero de 1801 Giuseppe Piazzi en Sicilia, descubrió accidentalmente el "planeta". El lo llamó Ceres el cual tiene aproximadamente 980 km de diámetro.

Posteriormente, en 1802, Olbers encontró otro asteroide, Pallas, este segundo descubrimiento abrió la posibilidad de que podría haber muchos planetas menores. En 1804 su colega Kart Harding, encontró un tercer asteroide, Juno, más tarde en 1807, nuevamente Olbers encontró un nuevo asteroide, Vesta y posteriormente en el gran hueco, Kart Henkche encontró el quinto, Astraea en 1845(Kowal, 1996).

En los siguientes años fueron encontrados más asteroides, lo que hizo más interesante el asunto, ya que se formularon al menos dos teorías, en la primera se conjeturaba que estos asteroides eran parte de un planeta que se desintegró y en la segunda eran fragmentos, que nunca formaron un planeta. En la actualidad se conocen más de 6000 asteroides aunque no a todos se les ha calculado sus parámetros orbitales y se siguen encontrando aproximadamente 30 asteroides nuevos por año (Kowal, 1996).

2.2 CLASIFICACIÓN DE ASTEROIDES

No todos los asteroides tienen la misma composición, es por eso que se hace una clasificación de acuerdo a su composición, así mismo se puede hacer una clasificación de asteroides en función de sus órbitas alrededor del Sol.

2.2.1. Por su composición

Por su composición, los asteroides pueden ser clasificados en 18 grupos, (Britt y Lebofski, 1999), aunque en general se mencionan a tres grandes categorías: férricos, rocosos y férrico-rocosos (una combinación de las dos categorías). Los asteroides férricos tienen un porcentaje entre el 90% y 95% de hierro y entre el 5 % y el 10% de níquel. Los asteroides rocosos están compuestos de silicatos

con aproximadamente 10% de contenido metálico, estos asteroides son a su vez subdivididos en dos nuevas categorías: condritas y acondritas.

Según estudios de espectrofotometría se estima que los asteroides del tipo S (rocosos) representan el 60% de la población que se encuentra a 2.2 U.A del sol y su abundancia disminuye hasta representar sólo un 15% de la población ubicada a 3.0 U.A. Con los asteroides de tipo C ocurre lo contrario con 10% de la población a 2.3 U.A. y su número aumenta hasta ser el 80% de los asteroides a 3.3 U.A.

Cerca del 75% de todos los asteroides son de tipo C y 15% de tipo S y el 10% restante es una combinación de ambos tipos.

2.2.2 Por su posición

La vasta mayoría de los asteroides se encuentran dentro del cinturón principal de asteroides, localizado entre las órbitas de Marte y Júpiter entre 2.0 U.A y 3.5 U.A. del Sol, sin embargo existen otros asteroides que se encuentran fuera de dicho cinturón.

En Marzo de 1898, el Dr. Gustav Witt, de Berlín descubrió un objeto el cual se movía excepcionalmente a gran velocidad; cuando fue calculada su órbita, se encontró que este asteroide cruzaba la órbita de Marte, y que pasaba más tiempo en el interior de esta órbita. Este asteroide fue llamado Eros.

El siguiente asteroide con órbita inusual fue Aquiles, encontrado en 1906 por Max Wolf. Este viaja en la órbita de Júpiter, pero aproximadamente 60 grados por delante del planeta (de hecho oscila alrededor de un punto a 60 grados de Júpiter).

A primera instancia parece imposible que dos objetos ocupen la misma órbita, esto origina la pregunta de si Aquiles chocará en algún momento con Júpiter. La respuesta la dio el matemático francés, Joseph Louis Lagrange, quien encontró que ciertos objetos pequeños podrían viajar en la misma órbita que un objeto grande, tal como un planeta, siempre y cuando el objeto pequeño formara un triángulo equilátero con el planeta y el Sol. En otras palabras el ángulo formado entre los segmentos que van del Sol al asteroide y del Sol al planeta debe ser de 60 grados. Este objeto podría estar 60 grados por detrás o por delante del planeta sobre los puntos conocidos como puntos de Lagrange. La

razón por la cual los asteroides que se encuentran en los puntos Lagrangianos no chocan con el planeta es que en estos puntos hay un equilibrio de fuerzas.

En el caso de Aquiles, éste viaja cerca de uno de los puntos de Lagrange, el que precede a Júpiter (Júpiter va detrás). Otros asteroides han sido encontrados cerca de estos puntos y no ha habido efectos ya que Júpiter sigue en su órbita. Como Aquiles fue un héroe de la guerra troyana, los asteroides que se encontraron en los puntos de Lagrange, posteriores a Aquiles, fueron designados con nombres de héroes de esta guerra, en conjunto, a estos asteroides se les conoce como **asteroides troyanos**. Hoy en día se conocen cientos de ellos compartiendo la órbita de Júpiter. (ver figura 2.1).

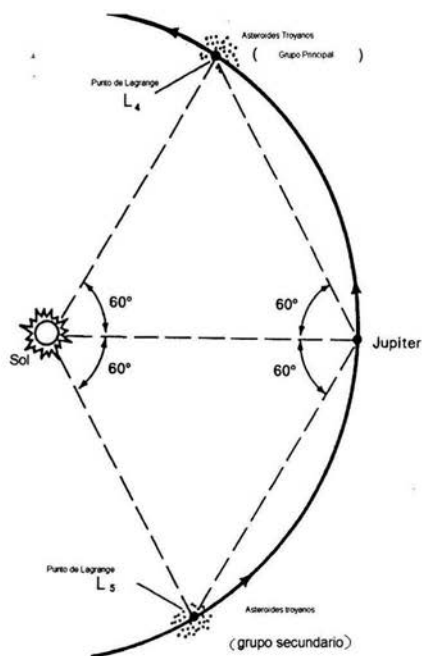


Figura 2.1 Los asteroides troyanos y los puntos lagrangianos estables L4 y L5 son dos puntos localizados a lo largo de la órbita de Júpiter, 60 grados hacia el frente y 60 grados hacia atrás, donde las fuerzas gravitacionales del sol y Júpiter mantienen a los asteroides en órbita (Kowal, 1996).

La figura 2.2. muestra un esquema del cinturón principal y los asteroides troyanos. Los dos círculos interiores representan las órbitas de la Tierra y de Marte. El círculo externo es la órbita de Júpiter. La posición de los 7000 asteroides (conocidos hasta mayo del 2004) es mostrada en este diagrama.

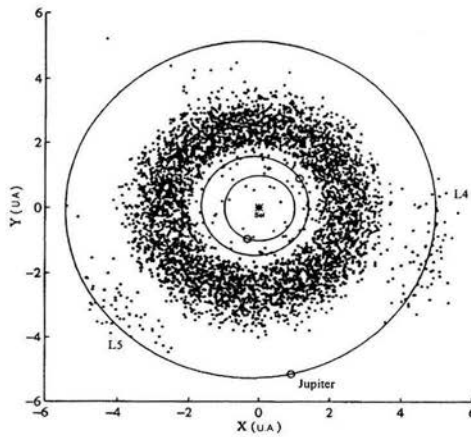


Figura 2.2. El cinturón principal y los asteroides troyanos. Los dos círculos interiores representan las órbitas de la Tierra y Marte. El círculo exterior es la órbita de Júpiter (Kowal, 1996).

Existe un tercer grupo conocido como asteroides cercanos a la Tierra de los cuales se tratará en mayor detalle en la siguiente sección

Otros asteroides, recorren las remotas regiones del Sistema Solar exterior. Entre las órbitas de Júpiter y Neptuno se encuentran objetos conocidos como Centauros, mientras que más allá de la órbita de Neptuno se encuentran los transneptunianos. La figura 2.3 muestra las órbitas de algunos de estos asteroides.

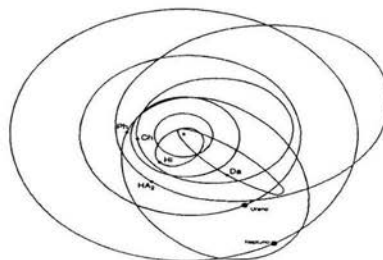


Figura2.3. Las órbitas de algunos asteroides que se encuentran más allá del cinturón principal. Este esquema muestra al asteroide 944 Hidalgo (Hi), 5335 Damocles (Da) y tres de los objetos Centauro; Chiron (Ch), Pólux (Ph) y 1993 Ha₂ asteroides con orbitas mas allá del cinturón principal (Kowal,1996).

2.3 Asteroides cercanos a la tierra (NEAs)

Como ya se mencionó, gran parte de los asteroides orbitan entre Marte y Júpiter, en el denominado cinturón principal de asteroides, aunque algunos describen trayectorias orbitales distintas. Los denominados NEOs, objetos cercanos a la Tierra, hacen referencia a los asteroides cuya órbita está relativamente cerca o que cruzan la órbita de la Tierra, tal es el caso de los tres grupos de asteroides llamados Apolo, Amor y Atón, los cuales se mueven por el Sistema Solar interior, sin rebasar la órbita de Júpiter.

La población de los objetos cercanos a la tierra (NEOs) está definido como el conjunto de asteroides pequeños con un perihelio (distancia mínima al sol) $q < 1.3$ U.A. y con un afelio (distancia máxima al sol) $Q > 0.983$ U.A. (Kowal, 1996)

2.3.1. Asteroides Apolo

Se conoce como asteroides Apolo a los asteroides cuyas órbitas discurren por el exterior de la terrestre, aunque al encontrarse su perihelio a distancias inferiores a una unidad astronómica, pueden llegar a cruzarse con ésta. Es decir, estos asteroides pasan más tiempo fuera de la órbita terrestre, pero en algún momento se aproximan al Sol cruzando la región donde está la órbita de la Tierra. Por esta razón existe la posibilidad, remota pero real, de que alguno de estos objetos pudiera llegar a chocar con nuestro planeta. Estos asteroides toman su nombre del asteroide más conocido del grupo: Apolo número 1862, descubierto en 1932.

Según los datos proporcionados por el centro de planetas menores al 31 de mayo del 2004, y haciendo un análisis sobre el porcentaje de los asteroides que forman los Neas, los Apolo conforman el 48% de un total de 2841 asteroides descubiertos hasta la fecha señalada.

2.3.2. Asteroides Amor

Las órbitas de éstos asteroides cruzan la órbita de Marte y se aproximan a la órbita de la Tierra. Los asteroides Amor fueron nombrados así después del descubrimiento del asteroide 1221. Estos

asteroides pueden estar a menos de 1,3 U.A del Sol (afelio) pero no llegan a pasar por el interior de la órbita de la Tierra, la cual está entre 0,983 y 1,017 UA del Sol.

Estos asteroides no cruzan la órbita de la Tierra, pero puede darse el caso de que por alguna colisión entre asteroides del mismo grupo o debido a alguna perturbación gravitacional con los planetas, su órbita fuese alterada de tal forma que pudiera cruzar la órbita de la Tierra e impactar con la misma. Tal es el caso del asteroide 1998FM5 que es del tipo Amor, cuya órbita cruza la de nuestro planeta. Estos asteroides conforman el 44% de los NEAs.

2.3.3. Asteroides Atón

En 1976 se encontró un asteroide, el cual orbita por dentro de la orbita de la Tierra, a este asteroide se le llamó 2062 Atón, los asteroides Atón tienen una distancia promedio menor a 1U.A y distancia en el afelio mayores a 0.983 U.A. Sus órbitas al igual que los Apolo intersectan la órbita de la Tierra, así que ellos tienen el potencial de poder impactar con la Tierra pero sólo cuando están cerca de uno de sus extremos (afelio), es decir que ocasionalmente pueden cruzar la órbita de la Tierra pero generalmente están más cerca del Sol que ésta. Estos asteroides conforman sólo el 8% de los NEAs.

2.4. Órbitas de los NEAs

En la Figura 2.4. Se muestran las órbitas de los asteroides Amor, Apolo y Atón en relación con el cinturón principal de asteroides, las elipses ilustran las órbitas de los tres asteroides tipo de cada grupo.

Podemos notar que los asteroides Amor cruzan la orbita de Marte y se acercan a la órbita de la Tierra aunque no la cruzan. Los Apolo cruzan la órbita de Marte, la Tierra y Venus (este planeta no se muestra) Los Atón siempre se encuentran por el interior de la órbita de la Tierra.

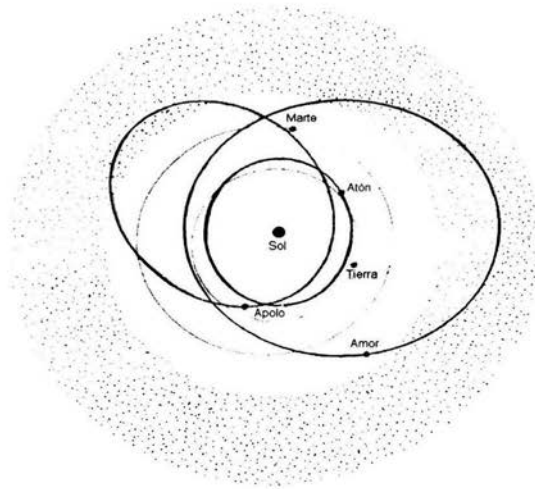


Figura 2.4. Órbitas de los NEO's y el cinturón principal de asteroides (Kowal,1996).

Aunque la probabilidad de impacto es mucho mayor para los Apolo, debido a su cantidad, los tres tipos pueden chocar con nuestro planeta. En promedio, cada 1400 años se produce un cráter de impacto de 1 km, de 10 km cada 100.000 años, de 100 km cada 14 millones de años y un cráter de más de 200 km cada 300 millones de años. En todos estos casos el desastre sería global para todo el planeta y podría significar el fin de nuestra civilización. (Herrera, 2000).

2.4.1 Origen de los asteroides que cruzan la órbita de la Tierra (ECAs)*

A causa de que los Apolo, Atón y Amor pueden colisionar con la Tierra y con otros planetas, estos asteroides tienen una expectativa de "vida" limitada. En promedio un asteroide de este tipo puede tener una vida de unos cuantos millones de años antes de chocar con algún planeta o ser expulsado del Sistema Solar (Kowal, 1996).

Los asteroides que cruzan la órbita de la Tierra pueden tener su origen en el cinturón principal de asteroides o en los cometas, aunque es probable que ambos orígenes contribuyan a la población presente de los asteroides que cruzan la Tierra.

* ECAs (Earth Cross Asteroids) son llamados los asteroides que cruzan la órbita de la Tierra

Los asteroides en el cinturón principal, tienen una órbita estable, dichas órbitas no cambian apreciablemente, al menos que algún asteroide sea perturbado por alguna influencia (colisión y/o perturbación gravitacional).

Es probable que alguna fracción de los asteroides que cruzan la órbita de la Tierra se haya originado por colisiones dentro del cinturón principal de asteroides seguido por perturbaciones de Júpiter o Marte.

Por otro lado, si los cometas tienen un núcleo sólido capaz de sobrevivir al paso por la atmósfera terrestre, entonces al menos algunos meteoritos podrían tener su origen en un cometa (Kowal, 1996).

Se ha estimado que al menos 1500 de los asteroides cercanos a la órbita de la Tierra tienen un diámetro mayor a 1 km. (ver figura 2.5).

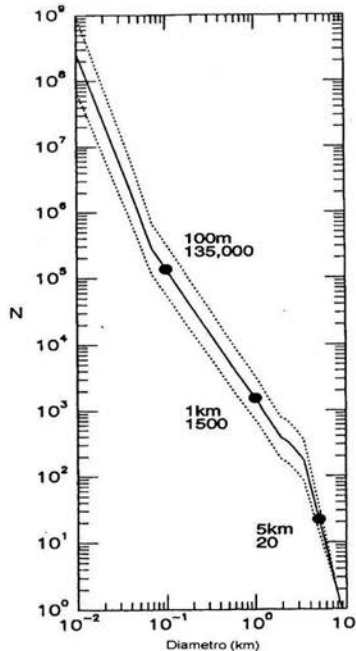


Figura 2.5. Número estimado de asteroides que cruzan la órbita de la tierra, N, mayores que un cierto diámetro (en km) (Mc Fadden, 1994).

De acuerdo a nuestros resultados obtenidos de la función de distribución de los diámetros podemos argumentar que la cantidad de asteroides mayores de 1 km es aproximadamente la misma.

CAPITULO 3

Velocidad de impacto con la Tierra de los ECAs

3.1 DESCRIPCIÓN DE LA MUESTRA DE ECAS

3.1.1 La muestra

Dentro del grupo de los Objetos Cercanos a la Tierra NEOs, (también llamados algunas veces NEAs) se encuentran los asteroides que cruzan su órbita y que se conocen como “asteroides cruzadores de la Tierra (ECAs, por sus siglas en inglés “Earth cross Asteroids”), los cuales tienen una probabilidad mayor de impactar con nuestro planeta. Los grupos de asteroides que conforman los ECAs son el grupo de los Apolo y el grupo de los Atón cuyas características orbitales ya fueron descritas en el capítulo anterior.

En este trabajo de tesis, se utilizan los datos de los asteroides Apolo y Atón proporcionados por el centro de planetas menores de Cambridge (E.E.U.U) actualizados hasta el 31 de mayo de 2004 (<http://cfa-www.harvard.edu/cfa/ps/lists/Unusual.html>).

3.1.2 Brillo y Albedo

El brillo aparente de un asteroide depende tanto del tamaño de los objetos como de la distancia que los separa del observador. Como la distancia entre la Tierra y el asteroide no es constante debido al movimiento relativo de cada uno, es conveniente definir una magnitud absoluta que indique su brillo

intrínseco independientemente de su distancia. La magnitud absoluta se define como la magnitud que tendría un asteroide si estuviera a una unidad astronómica tanto de la Tierra como del Sol y estuviera totalmente iluminado (Barnes-Svarney,1996).

Por otra parte, el brillo también depende del albedo del objeto (cociente entre la intensidad de la luz reflejada respecto de la intensidad de luz incidente). Algunos asteroides reflejan 3 ó 4 % de la luz incidente (Barnes-Svarney,1996). Sin embargo otros reflejan hasta el 40% de ésta. La luz que no es reflejada, es absorbida por el asteroide, esta radiación causa que el asteroide de alguna manera almacene cierta cantidad de calor hasta alcanzar un equilibrio térmico a partir de entonces el calor es radiado como radiación infrarroja (Barnes-Svarney,1996).

Gran cantidad de asteroides que emiten en la longitud de onda del infrarrojo fueron descubiertos durante la misión IRAS (satélite astronómico equipado con cámaras de infrarrojo).

En la siguiente sección se hace un análisis sobre la función de luminosidad de los ECAs, mediante la cual se puede hacer una transformación para poder hacer una estimación de los diámetros de los asteroides que cruzan la órbita de la Tierra.

3.1.3 Prueba de completez de la magnitud absoluta fotográfica de los ECAs

La función de distribución acumulada $N(d)$ de los diámetros de los ECAs es derivada de una función exponencial que representa la distribución de las magnitudes absolutas fotográficas de los asteroides.

En la figura 3.1 se observa que en el intervalo de magnitudes absolutas fotográficas $14 \leq H \leq 15.5$, la muestra presenta completez, es decir, que se puede asegurar que en ese intervalo se tienen todos o casi todos los asteroides que existen con esa magnitud.

Poveda y colaboradores (Poveda et al,1999) mostraron que la distribución de las magnitudes absolutas de los NEAs tiene la forma funcional,

$$N(\leq H) \approx e^{aH} \tag{3.1}$$

La ecuación de la recta definida por los puntos donde la muestra es completa (figura 3.1) está dada por

$$Y = 1.3737X - 17.435 \tag{3.2}$$

Por lo que la ecuación (3.1) se transforma en

$$N = e^{1.3737H - 17.435}$$

O bien en

$$N = Ae^{1.3737H} \quad (3.3)$$

donde

$$A = e^{-17.435} = 2.6 \times 10^{-8}$$

Con albedos y densidades apropiados la función de luminosidad dada por la ecuación 3.3 se puede transformar para encontrar la función de distribución de los diámetros.

Adoptando la relación de Shoemaker (Shoemaker, 1982) que relaciona la magnitud absoluta y el diámetro, se tiene que

$$H = 30.61 - 5 \log d - 2.5 \log p_v \quad (3.4)$$

donde d es el diámetro del asteroide en metros y p_v es el albedo del asteroide. En este caso vamos a tomar $p_v = 0.155$, que corresponde al albedo de un asteroide tipo S (Poveda, et al., 1999), debido a que la mayoría de los asteroides cercanos a la Tierra son de este tipo (Kowal, 1996).

Sustituyendo (3.4) en (3.3) tenemos

$$N(\geq d) = Ae^{aH} = Ae^{1.3737(30.61 - 5 \log d - 2.5 \log p_v)} \quad (3.5)$$

de donde obtenemos que

$$N(\geq d) = (7.8 \times 10^{11})(d^{-2.98}) \quad (3.6)$$

Por otro lado tenemos que a pesar de todos las investigaciones para determinar la proporción de asteroides de tipo S con respecto a los de tipo C no se ha encontrado una evidencia clara para asumir que la población de los asteroides tipo S sea mayor que la población de tipo C o viceversa (Poveda et al., 1996). Por esta razón Poveda y colaboradores consideran tres posibilidades.

- a) El mismo número de asteroides tipo S y tipo C.
- b) Población compuesta de 70% de asteroides tipo S y 30% de asteroides tipo C.
- c) Población compuesta de 70% de asteroides tipo C y 30% de asteroides tipo S.

Nosotros tomaremos exclusivamente el caso (b) debido a que como se mencionó anteriormente los asteroides de tipo S constituyen la mayoría de los asteroides cercanos a la Tierra.

De acuerdo a la proporción de asteroides tipo S y tipo C, se tiene la siguiente distribución de los diámetros de los ECAs (esta función es válida para los tres casos lo único que cambia es la proporción).

$$N_{s+c}(>= d) = (1 + \lambda)n(d) = 7.8 \times 10^{11} d^{-2.98} (1 + \lambda)$$

donde $\lambda = 0.3/0.7 = 0.428$.

Finalmente tenemos que

$$N_{s+c}(>= d) = 1.1138 \times 10^{12} d^{-2.98} \tag{3.7}$$

que es la función de distribución acumulada esperada de los diámetros de los asteroides que cruzan la órbita de la Tierra.

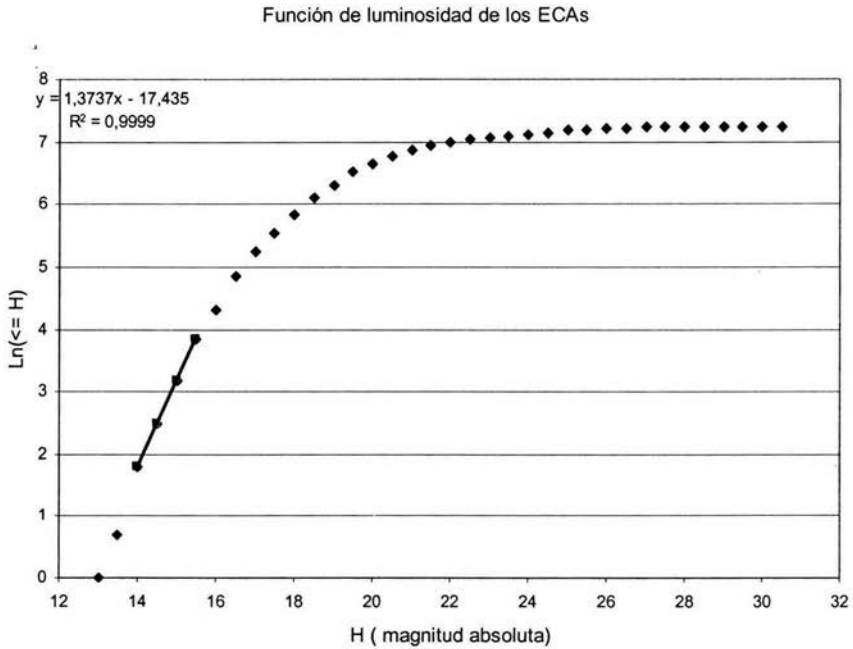


Figura 3.1 Gráfica que muestra la distribución acumulada de la magnitud absoluta de los ECAs. Donde se muestra una completéz para el intervalo que va de $14 < H \leq 15.5$.

3.1.4 Distribución de los diámetros de los ECAs

Partiendo de la ecuación (3.7) se hizo la función de distribución acumulada de los diámetros de los asteroides que cruzan la órbita de la Tierra (ver figura 3.2) y lo que se obtuvo es que los asteroides con diámetros mayores o iguales a 1 km son aproximadamente 1500, esto concuerda con la estimación de la figura 2.5. De igual forma los resultados obtenidos en este trabajo, fueron comparados con la función de distribución de Poveda (Poveda et al.,1999) y de Mc,Fadden, 1994) encontrando bastante semejanza, en la cantidad de asteroides mayores o iguales a 1 km que cruzan la órbita terrestre. En otros puntos de la gráfica, las rectas que representan la distribución son diferentes aunque no significativamente. Esto puede deberse al, esto se debe quizá al intervalo de completéz en la distribución de magnitud absoluta fotográfica, ya que como se mencionó anteriormente nuestra distribución tiene una completéz que está entre $14 < H \leq 15.5$ y la completéz de Poveda et al. está entre $12 < H \leq 15.5$.

El interés de saber la cantidad de asteroides con diámetros mayores o iguales a 1 km que cruzan la órbita de la Tierra obedece a que asteroides con ese diámetro representan un gran peligro para la vida ya que provocarían una catástrofe global. De acuerdo con la figura 1.14, este tipo de eventos tienen una periodicidad de cien mil años.

En la figura 3.2 se muestran las funciones de distribución acumulada del diámetro de los asteroides que cruzan la órbita de la Tierra.

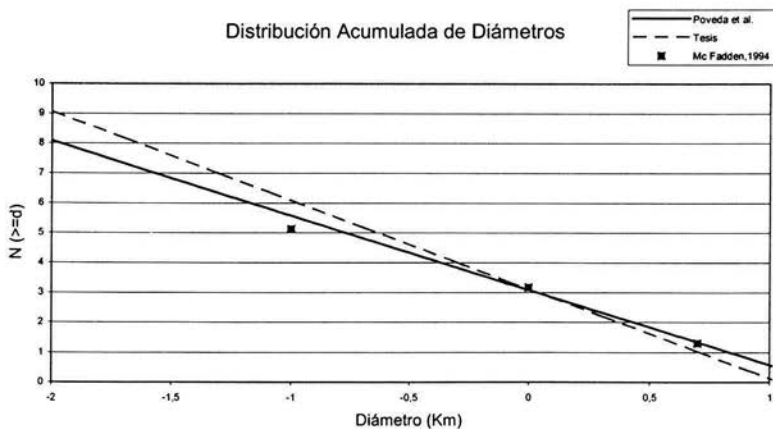


Figura 3.2. Funciones de distribución de los diámetros de los asteroides que cruzan la órbita de la Tierra de Poveda et al. y esta tesis. Se puede observar que para diámetros de 1 km, las estimaciones son muy semejantes a los datos de Mc Fadden, 1994.

3.2 Caracterización de los parámetros orbitales de los ECAs.

3.2.1 Función de distribución de las inclinaciones.

La función de distribución de las inclinaciones de los ECAs muestra que aproximadamente el 80% de los asteroides que cruzan la órbita de la Tierra tienen una inclinación menor a 20° (figura 3.3).

Distribución de la inclinación de los ECAs

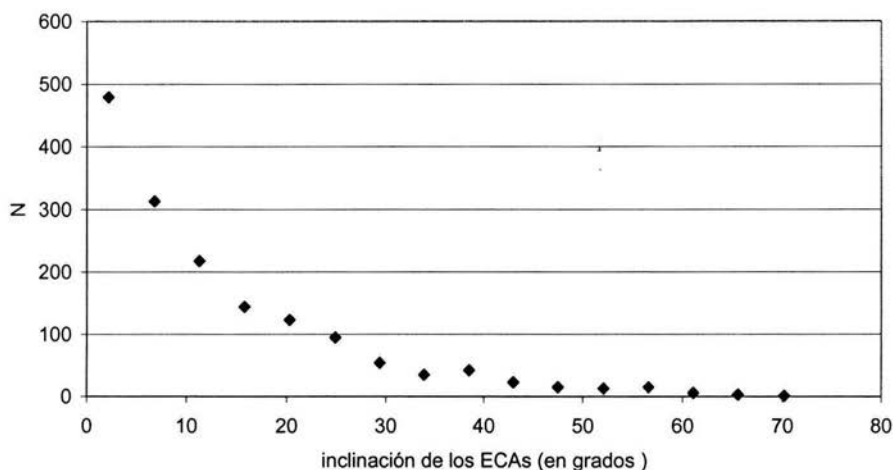


Figura 3.3. Muestra la función de distribución de la inclinación de los ECAs. En el eje vertical, N, significa número de asteroides con inclinaciones entre i e $i+di$

3.2.2 Relación entre la excentricidad y la inclinación

En la figura 3.4 se muestra la relación entre la excentricidad y la inclinación; podemos observar que si la inclinación es menor que aproximadamente 20° con respecto a la eclíptica, se concentra un número mayor de asteroides tal como se observó en la figura 3.3, pero no hay una relación clara entre la excentricidad y la inclinación, es decir sin importar la inclinación de la órbita de los ECAs sus excentricidades abarcan un intervalo amplio de valores que en general están entre 0.1 y 0.9.

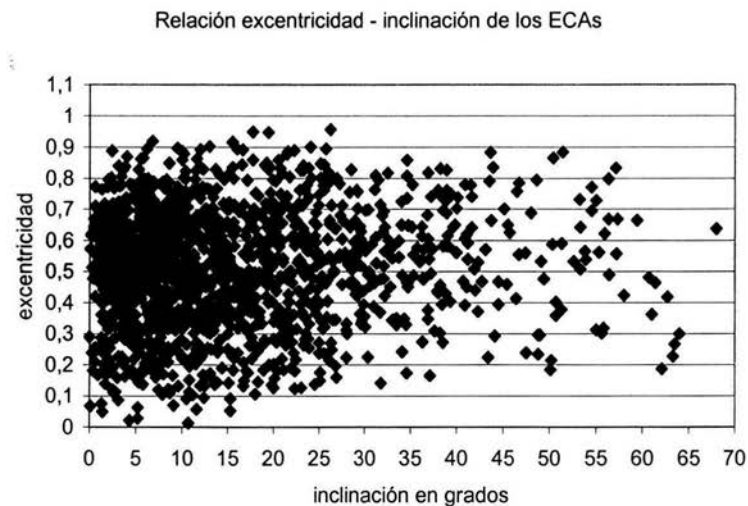


Figura 3.4 Relación entre la excentricidad y la inclinación de las órbitas de los ECAs. En esta gráfica lo que se muestra es que la mayoría de los asteroides que cruzan la órbita de la Tierra tienen una inclinación pequeña lo que hace que sean más peligrosos.

3.2.3 Función de distribución del semieje mayor de los ECAs

En la figura 3.5 se muestra la función de distribución del semieje mayor de los ECAs

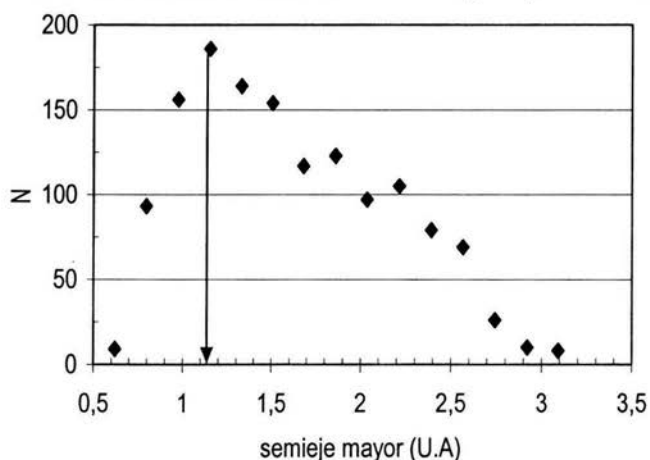


Figura 3.5. Gráfica que muestra la función de distribución del número de asteroides que tienen semiejes comprendidos entre a y $a+da$, en donde se puede apreciar que la moda se encuentra en 1.15 U.A.

De acuerdo con la gráfica de la figura 3.5 observamos que la moda de la distribución de semiejes de los ECAs está en 1.15 U.A.

3.2.4. Relación entre la excentricidad y el semieje mayor de los ECAs

En la figura 3.6 se muestra la relación entre la excentricidad y el semieje mayor de los ECAs. Es importante remarcar que los asteroides que tienen un semieje mayor, menor a 1 U.A. corresponde a los Atón y los que tienen un semieje mayor, mayor a 1 U.A. corresponde a los Apolo. Por lo tanto podemos identificar que conforme aumenta el semieje mayor de los Atón, su excentricidad tiende a adquirir valores en un intervalo más amplio, mientras que los Apolo tienden a aumentar su excentricidad conforme aumenta su semieje-mayor. Esto implica que a semiejes mayores más grandes, los asteroides Apolo tienen que tener una excentricidad mayor para que la órbita en la cual se mueven pueda cruzar la órbita de la Tierra, de lo contrario no la cruzarían y no serían del grupo de los ECAs. De igual manera, conforme el valor del semieje mayor de los Atón disminuye, su excentricidad tiende a crecer, pues de otra forma no cruzarían la órbita terrestre.

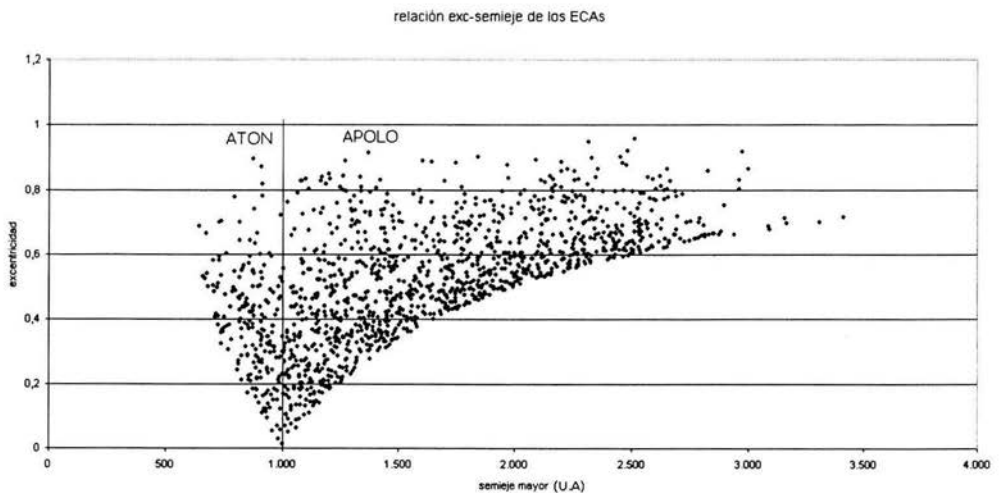


Figura 3.6. Muestra la relación entre la excentricidad y el semieje-mayor. Gran Parte de los asteroides con semieje-mayor, menor a una unidad astronómica corresponde a los asteroides Atón.

3.3. VELOCIDAD DE IMPACTO DE LOS ECAs

3.3.1. Modelos geométricos para calcular la velocidad de impacto

Los asteroides que cruzan la órbita de la Tierra son usualmente identificados después de muchas observaciones para así poder determinar su órbita precisa; por lo que los asteroides que se han venido descubriendo no son declarados ECAs hasta que su órbita se ha calculado de manera rigurosa. De acuerdo a los datos reportados por el centro de planetas menores, al menos un objeto se descubre diariamente.

Si el sistema solar fuera bidimensional, todas las órbitas que cruzan la órbita de la Tierra se intersectarían con ella, pero como el sistema solar es tridimensional, un cuerpo que cruza la órbita de la Tierra usualmente pasa por abajo o por arriba del plano de la eclíptica. Las órbitas de los planetas son casi coplanares con la órbita de la Tierra y la mayoría de ellas tienen ángulos de inclinación menores a 20° . El ángulo entre los dos planos orbitales es llamado inclinación i (ver figura 3.7).

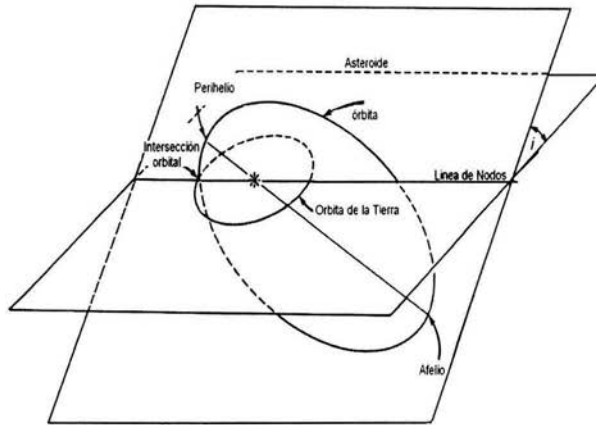


Figura 3.7. En esta figura se muestra la geometría de la órbita de un objeto que cruza la órbita de la Tierra. Aquí, i es la inclinación (ángulo entre los planos orbitales). (Lovell, 1954).

Por otra parte, la velocidad mínima de encuentro entre un planeta y un asteroide es la velocidad debido al campo gravitacional del planeta donde impacte el objeto. La máxima es la combinación de la

velocidad de escape, la velocidad orbital heliocéntrica y la velocidad del objeto al entrar a la órbita del planeta (velocidad relativa). Para el caso de la Tierra, se estima que la velocidad de un meteorito antes de impactarse oscila entre los 11 km/s y los 72 km/s, la velocidad mínima queda establecida por la velocidad de escape del campo gravitacional terrestre, $V_e = 11.2\text{km/s}$. Para otros cuerpos planetarios estas velocidades varían dependiendo de su masa y velocidad orbital.

La velocidad máxima correspondería a una colisión completamente de frente con la Tierra, tal sería el caso de un cuerpo que tuviera una órbita retrógrada (es decir se trasladara alrededor del Sol en sentido contrario al de los planetas) y situado en la eclíptica (plano de la órbita terrestre). La velocidad del asteroide sería entonces prácticamente igual a la velocidad de la Tierra, $V_o = 30\text{km/s}$ (ver apéndice C) de manera que la velocidad relativa sería igual a $2V_o$. A esta velocidad hay que sumarle el incremento de velocidad debido a la caída del asteroide en el campo gravitacional terrestre, que es igual a V_e . Por lo tanto, la velocidad máxima de colisión sería de $2V_o+V_e$, es decir, aproximadamente 71.2km/s .

Los experimentos a escala del impacto de un asteroide han mostrado que sólo una pequeña fracción de los asteroides “caen” (llegan a la Tierra) con velocidades superiores a unos 40Km/s (Kowall,1996).

La fuerza de atracción entre dos cuerpos con masas M y m está dada por la fuerza gravitacional, es decir

$$ma = F = -\frac{GMm}{r^2} \hat{e}_r \quad (3.7)$$

Considerando el movimiento de una partícula sobre una órbita elíptica y la ecuación anterior se llega a que la velocidad orbital de un asteroide va a depender tanto de su excentricidad, como de su semieje mayor. (Para ver detalles del desarrollo ir al apéndice D).

La velocidad en cualquier punto en una órbita elíptica está dada por:

$$V_{orbital} = \sqrt{\frac{GMa(1-e^2)}{r^2}} \quad (3.8)$$

donde M es la masa del cuerpo grande, en este caso la masa del Sol la cual tiene un valor de 1.98×10^{30} kg y G es la constante de gravitación universal igual a $6.67 \times 10^{-11} \text{Nm}^2 \text{kg}^{-2}$. Donde a , es el semieje

mayor de la órbita del asteroide en metros, e , su excentricidad y r es la distancia que existe entre el asteroide y el Sol en metros. En nuestro caso r es una unidad astronómica, pues es donde se quiere saber la velocidad que tendría el asteroide si chocara con la Tierra.

La velocidad relativa está dada por la siguiente relación (para ver desarrollo ir al apéndice E).

$$V_{rel} = \sqrt{V_{Tierra}^2 + V_{asteroide}^2 - 2V_{Tierra} V_{asteroide} \cos i} \quad (3.9)$$

donde la velocidad orbital de la Tierra (V_{Tierra}), es aproximadamente 29660.507m/s, aunque generalmente se redondea a 30,000 m/s., i , es el ángulo de inclinación de la órbita del asteroide con respecto a la eclíptica.

Para tener una mejor comprensión de la velocidad de impacto, se desarrollaron tres modelos geométricos en los cuales se analizan las diferentes posibilidades en las que podría impactar un asteroide

3.3.2. Primer modelo de impacto

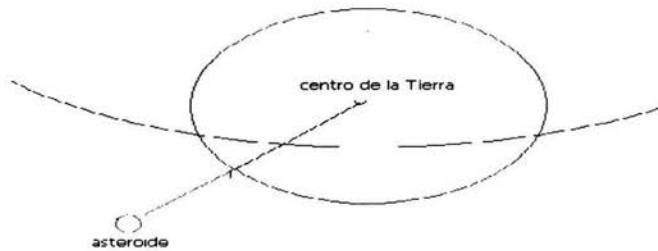


Figura 3.8. Esquema en el cual el asteroide impacta de lleno con la Tierra.

En este modelo se hace la suposición que la velocidad relativa del asteroide es colineal con el inverso aditivo de la velocidad de escape, por lo cual no hay componentes vectoriales y el cálculo de la velocidad de impacto se limita a una suma de rapidezces, (rapidez relativa entre el asteroide y la Tierra) más la magnitud de la velocidad de escape terrestre:

$$V_{imp.} = V_{rel} + V_{esc.} \quad (3.10).$$

Donde V_{imp} es la magnitud de la velocidad de impacto, V_{rel} es la velocidad relativa entre el asteroide y la Tierra y V_{esc} es la velocidad de escape debido al campo gravitacional terrestre.

Este caso es semejante al caso cuando el asteroide viaja en la misma órbita de la Tierra (caso extremo) en donde la velocidad de impacto es la velocidad relativa del asteroide con respecto a la Tierra, más la velocidad de escape de la Tierra. En este primer modelo la única diferencia es que la trayectoria del asteroide no es la misma que la de la Tierra, pero se supone que el objeto impacta de lleno con la Tierra de tal manera que el ángulo de impacto es de 90° .

En la figura 3.9 se muestra la función de distribución de la velocidad de impacto, en donde podemos observar de acuerdo a la gráfica que el 50 % de los asteroides tienen velocidades entre 11.2 km/s y 19.0 km/s, así mismo la velocidad de impacto del 75 % de los asteroides se encuentra entre 11.2 km/s y 23.1 km/s; de aquí podemos decir que la velocidad más probable de impacto para éste modelo es de $17.0 \text{ km/s} \pm 4.05 \text{ km/s}$.

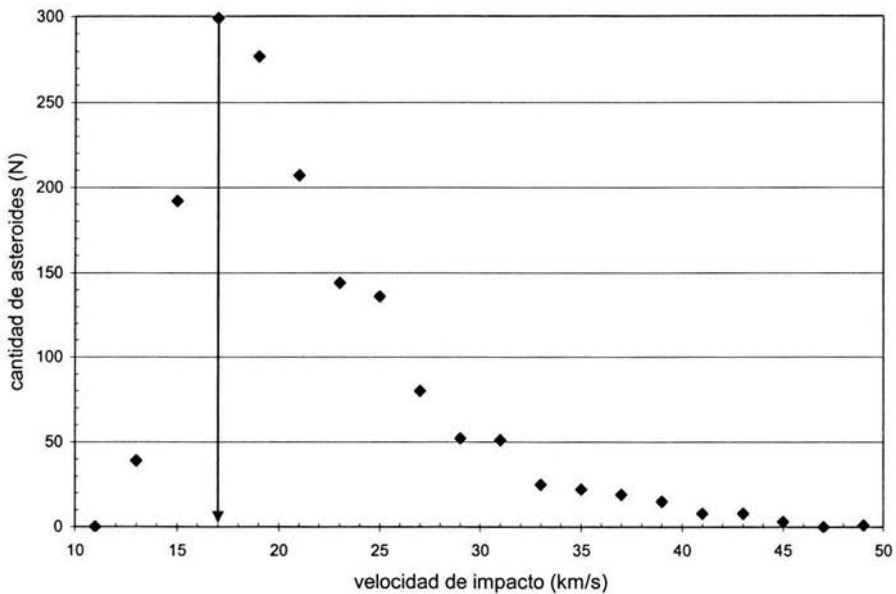


Figura 3.9 Gráfico que muestra la velocidad más probable de impacto de los ECAs con la Tierra, bajo el modelo de impacto radial con la Tierra. El valor es de $17.0 \text{ km/s} \pm 4.05 \text{ km/s}$.

3.3.3. Segundo modelo

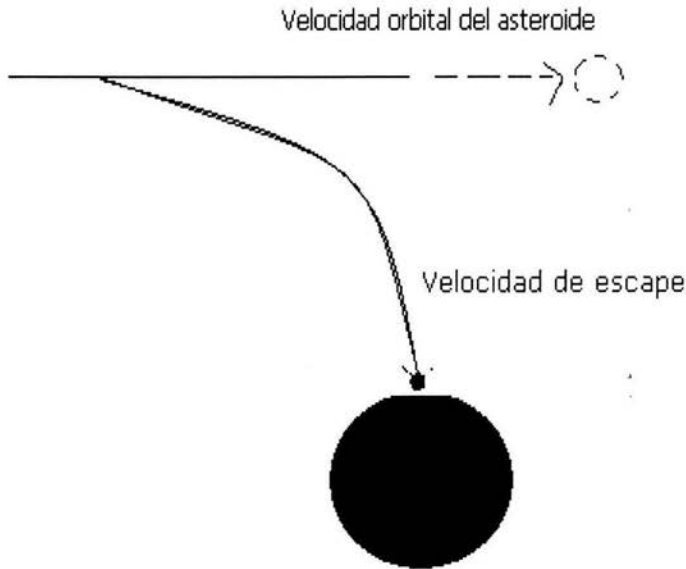


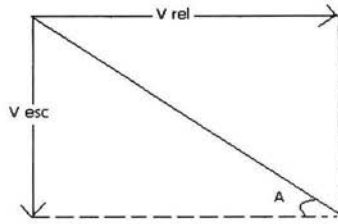
Figura 3.10. Muestra un esquema de la velocidad de impacto de un asteroide con la Tierra, en donde el ángulo de impacto más probable para este caso es de 57° .

Este modelo es el que se utiliza comúnmente para calcular la velocidad de impacto. En él, la velocidad de colisión de un asteroide con la Tierra está dado por

$$V_{imp} = \sqrt{V_{rel}^2 + V_{esc}^2} \quad (3.11)$$

El modelo describe que cuando un asteroide pasa cerca de la órbita de la Tierra, ésta lo atrae gravitacionalmente.

Shoemaker y Pierazzo (Shoemaker, 1962) y Pierazzo y Melosh (2000) han encontrado que el ángulo más probable de impacto es de alrededor de 45° con respecto a la horizontal. Si calculamos el ángulo de impacto que resulta de éste modelo haciendo simplemente la suma vectorial de $\vec{V}_{rel} + \vec{V}_{esc}$ y calculando el ángulo respecto a la horizontal del vector resultante, vemos que el ángulo de impacto más probable no es de 45° , si no de aproximadamente 57° . Geométricamente, tenemos



$$\operatorname{tg} A = \frac{V_{esc}}{V_{rel}} \Rightarrow A = \operatorname{arctg} \frac{V_{esc}}{V_{rel}} = 57^{\circ}$$

Haciendo un análisis gráfico con las velocidades relativa y de escape, se muestra que el ángulo más probable de impacto bajo éste modelo (como se dijo anteriormente) es de 57° (figura.3.11). Esta observación nos llevó a plantearnos la pregunta ¿Qué pasaría con los valores de la velocidad de impacto si obligáramos al objeto a impactarse a 45° ?

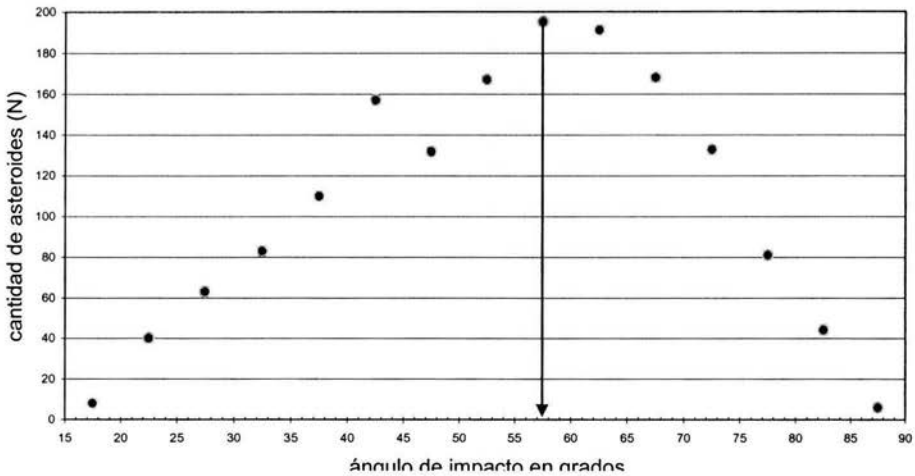


Figura 3.11. Es quema que muestra la distribución del ángulo más probable de impacto calculado respecto a la horizontal haciendo la suma vectorial de $\vec{V}_{rel} + \vec{V}_{esc}$. el cual es de 57° aproximadamente

En la figura 3.12 se muestra la función de distribución de la velocidad de impacto. Así mismo la velocidad de impacto del 75 % de los asteroides se encuentra entre 11.2 km/s y 16.4km/s, de aquí podemos decir que la velocidad más probable de impacto para éste modelo es de 13.0 km/s \pm 1.3 km/s.

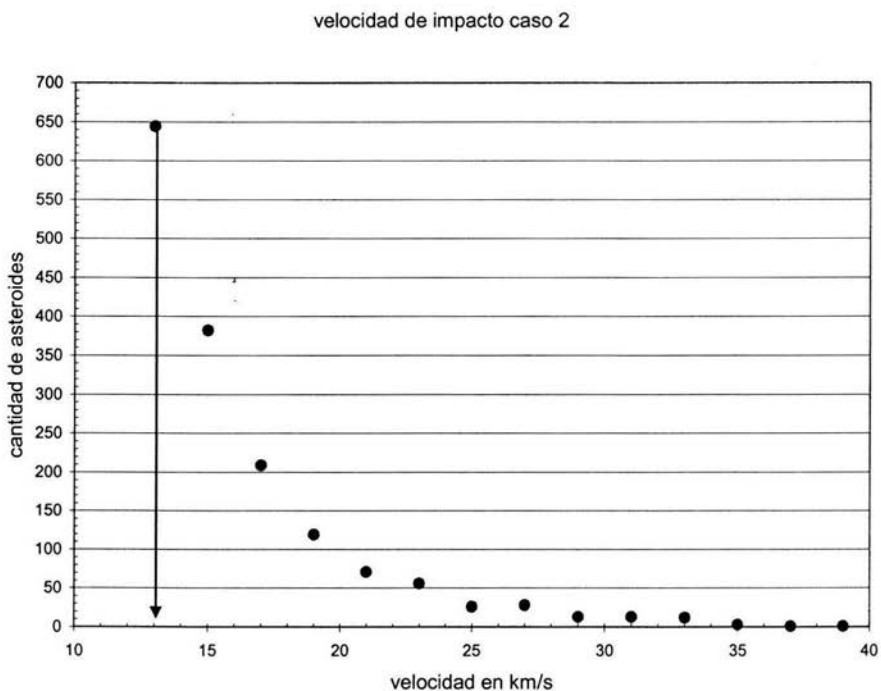


Figura 3.12 Gráfico que muestra la velocidad más probable de impacto según este modelo. La velocidad más probable es de 13×10^3 m/s aproximadamente.

Según Chyba, aproximadamente el 50% de las colisiones ocurren a velocidades por debajo de 15 km/s. Haciendo la función de distribución acumulada de la velocidad anterior se tiene que el 50% de los asteroides que pueden impactar con la Tierra lo harían a menos de 15 km/s, por lo que la velocidad antes encontrada satisfaría lo encontrado por Chyba (Chyba,1991).

3.3.4 Tercer modelo

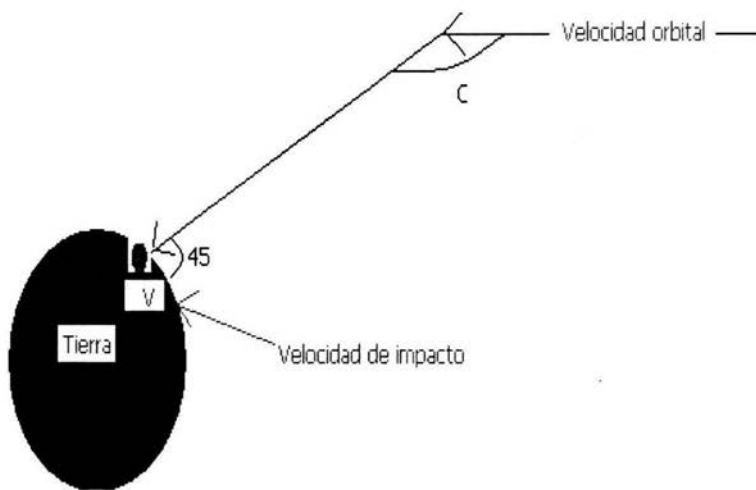


Figura 3.13. Esquema que ilustra el ángulo Y al momento de entrar a la Tierra y el ángulo de 45° al momento de impactarse.

Este modelo contesta la pregunta ¿Qué pasaría con los valores de la velocidad de impacto si obligáramos al asteroide a impactarse a 45° .

En este modelo suponemos que el ángulo de impacto debe ser de 45° , por lo que hicimos un esquema que nos permitiera ver que el vector de la velocidad de escape, el vector de la velocidad de impacto y un vector que fuera paralelo con la horizontal formaran un triángulo rectángulo isósceles. De aquí podemos ver de acuerdo a la figura 3.14 que

$$\frac{V_{esc}}{\text{sen } B} = \frac{V_{rel}}{\text{sen } 135}$$

$$B = \arcsen\left(\frac{\text{sen}(135) V_{esc}}{V_{rel}}\right) \quad (3.12)$$

Por otro lado se tiene que

$$C = A + 90^{\circ} \quad (3.13)$$

$$y \quad 180^{\circ} = 135^{\circ} + B + A \quad (3.14)$$

$A = 45^{\circ} - B$, de A tenemos finalmente que

$$C = 135^{\circ} - B \quad (3.15)$$

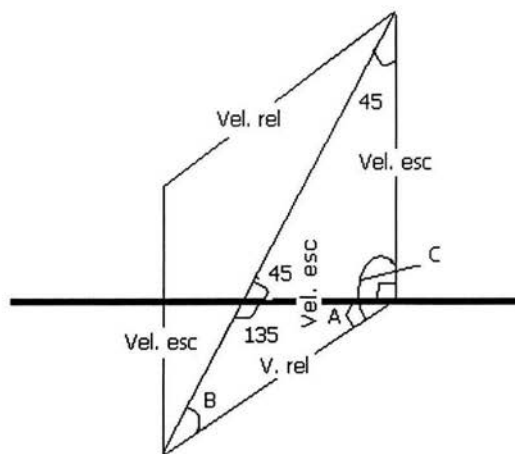


Figura 3.14. Se muestra un esquema de las relaciones trigonométricas en donde se encuentra el ángulo C de tal forma que el ángulo de impacto sea de 45° con la Tierra en el momento de hacer contacto.

Una vez que hemos encontrado C (C no es un ángulo fijo ya que cambia dependiendo de la velocidad relativa del asteroide), podemos calcular la magnitud de la velocidad de impacto haciendo uso de la siguiente ecuación

$$V_{imp} = \sqrt{V_{rel}^2 + V_{esc}^2 - 2V_{rel}V_{esc} \cos C}. \quad (3.16)$$

De nuestros resultados observamos que no es posible determinar la velocidad de impacto mediante este modelo para el 50% de la muestra ya que las velocidades involucradas son tales que no permiten que se forme un triángulo con las características geométricas mostradas en la figura 3.13

A continuación, en la figura 3.15 se muestra la función de distribución de la velocidad de impacto más probable para este modelo. Haciendo un análisis de la distribución igual que en los modelos anteriores, podemos observar que el 50 % de los asteroides tienen velocidades entre 11.2 km/s y 15.5 km/s, así mismo la velocidad de impacto del 75 % de los asteroides se encuentra entre 11.2 km/s y 20.3 km/s; de aquí podemos decir que la velocidad más probable de impacto para éste modelo es de $18 \text{ km/s} \pm 2.3 \text{ km/s}$.

Debemos señalar que a un 50 % de los asteroides no se les pudo calcular su velocidad de impacto mediante este método, y por tanto no fueron contemplados en la función de distribución.

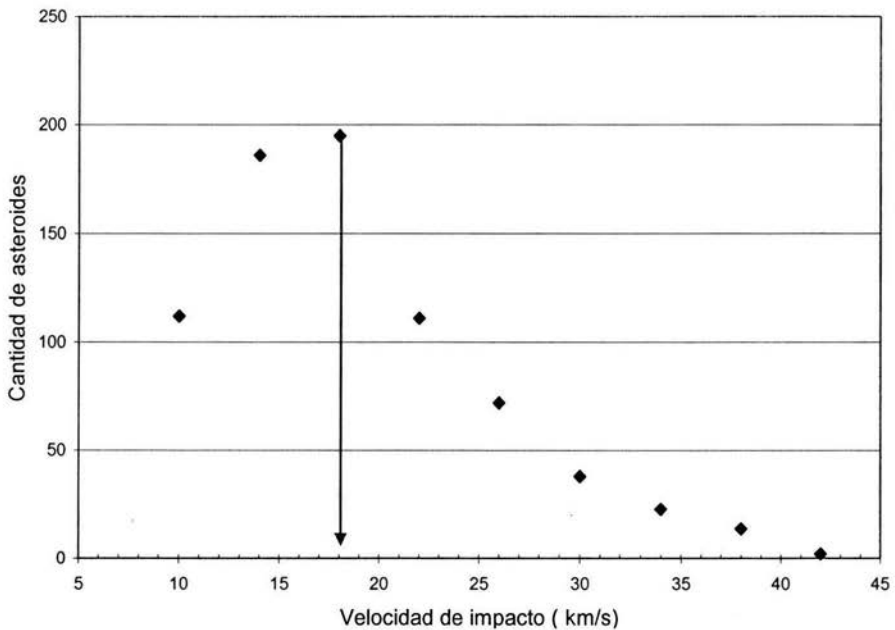


Figura 3.15.. muestra la velocidad más probable de impacto de los ECAs que impactan a 45° con la Tierra. De acuerdo con el gráfico, la velocidad más probable es de $18 \text{ km/s} \pm 2.5 \text{ km/s}$.

3.4 ENERGIA

La energía liberada en el momento del impacto es muy importante ya que es la responsable de los daños que puede sufrir el planeta o el área donde se impacta el objeto. La energía se puede calcular si sabemos la velocidad con que puede impactar un objeto en la superficie planetaria, la densidad de dicho objeto y su diámetro, suponiendo que el objeto es esférico. Con esta información es posible saber cuál será la energía producida en el momento del impacto y a su vez poder hacer una estimación de la catástrofe que causaría.

En este trabajo tesis, para calcular la energía de impacto, suponemos que el impacto sería con un asteroide tipo S ya que la mayoría de los ECAs son de este tipo. Un asteroide tipo S tiene una densidad, $\delta_s = 2400 \text{ kg/m}^3$ (Poveda et. al, 1999). Utilizando la siguiente ecuación obtenemos la cantidad de energía liberada.

$$E = \frac{1}{2} mV^2 \quad (3.17)$$

Tomando la ecuación 3.4, que relaciona la magnitud absoluta, el diámetro y el albedo, donde el albedo para los asteroides tipo S es de $P_{vs} = 0.155$ (Poveda et. al, 1999), tenemos la siguiente ecuación.

$$d = 10^{\frac{[H+2.5(-0.809668301)-30.61]}{-5}} = 10^{\left[\frac{H}{5}\right]+6.52}$$

Una vez encontrado el diámetro para cada uno de los objetos tenemos que

$$m = \delta_s \nu \quad (3.18)$$

donde ν es el volumen, por lo tanto tenemos que

$$m = \frac{2400 \text{ kg/m}^3 \pi (d)^3}{6} = (1256 \text{ kg/m}^3) d^3 \quad (3.19)$$

Sustituyendo los valores de la masa y la velocidad encontrados para cada uno de los asteroides de la muestra en la ecuación 3.17, obtenemos la energía de impacto con la Tierra.

A continuación se muestra la relación entre el diámetro de un asteroide y la carga equivalente en megatonnes que se produciría en un impacto con nuestro planeta si utilizamos las velocidades calculadas en el caso 2 (ver figura 3.16).

Relación entre el diámetro y la energía

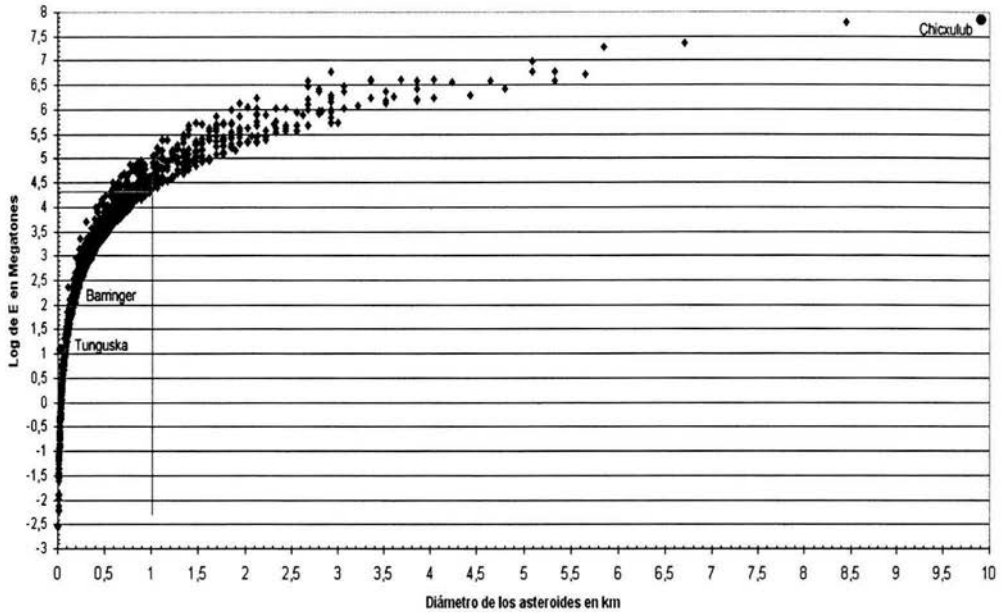


Figura 3.16. Gráfico que muestra el aumento de energía conforme aumenta el diámetro de un asteroide suponiendo asteroides de tipo S.

En la figura 3.16 también se muestra la energía producida por asteroides como los que impactaron en Chicxulub, Arizona (Meteor Cráter) y el evento de Tunguska, dichos eventos ocurren en tiempos grandes comparados con la vida humana. De acuerdo con la figura 1.14, eventos como el de Chicxulub ocurren en un intervalo de tiempo de 10^8 años aproximadamente, eventos como el del Meteor Cráter ocurren en promedio entre 1000 y 10 000 años y como el de Tunguska ocurren en promedio entre 100 y 1000 años.

Otra nota interesante a la figura 3.16 es que se obtienen resultados similares a los de otros autores ya que objetos con energías del orden de 5×10^5 MT corresponden a objetos con diámetros mayores a 1 km. En este sentido, el trabajo aquí expuesto también apoya la búsqueda de objetos mayores a dicho diámetro, ya que son los potencialmente peligrosos para la vida en la Tierra. Los mecanismos para evitar una colisión que pudiera afectarnos, queda fuera del objetivo de este trabajo.

Capítulo IV

Conclusiones

El desarrollo de este trabajo de tesis nos ha llevado no sólo a encontrar la velocidad más probable de impacto con la Tierra de los asteroides que cruzan su órbita, (13.2 km/s), si no que además nos ha revelado algunas de sus características orbitales como son sus inclinaciones y excentricidades. Así mismo, se hizo una estimación de las dimensiones de estos objetos mediante una transformación de su función de luminosidad y de la energía transferida durante un impacto. En este último punto, se obtuvo el mismo resultado que en otros trabajos en el sentido de que los objetos potencialmente peligrosos tienen dimensiones mayores a 1 km de diámetro.

De los análisis que se hicieron sobre la función de distribución de las inclinaciones, lo que podemos decir es que la mayoría de los ECAs tiene una inclinación menor a 20^0 y aunque no hay una relación clara entre la inclinación y la excentricidad, se pudo observar que conforme la inclinación es menor de 20^0 , aproximadamente, sus excentricidades abarcan intervalos entre 0.1 y 0.9.

En donde si se observa una relación estrecha es entre la excentricidad y el semieje mayor, ya que en el caso de los asteroides tipo Atón, conforme aumenta el semieje mayor su excentricidad tiende a adquirir valores en un intervalo más amplio, mientras que para los Apolo su excentricidad tiende a aumentar conforme aumenta su semieje mayor. La razón de esto es esencialmente geométrica.

Con respecto a los diámetros de los objetos que cruzan la órbita de la Tierra, utilizando la prueba de completez se encontró que aproximadamente 1500 objetos mayores a 1 km deberían estar cruzando la órbita de la Tierra. De acuerdo a los datos del censo de planetas menores que empleamos, existen alrededor de 300 objetos registrados con estas características. Lo anterior implicaría que solo una quinta parte de los asteroides con estas dimensiones ha sido registrada por lo que aún es necesario un gran esfuerzo para detectar todos los asteroides potencialmente peligrosos.

El intervalo de completez que nosotros encontramos según la función de distribución está entre 14 y 15.5, es decir que podemos estar seguros de tener casi todos los objetos con estas magnitudes. Lo relevante es que para objetos de 1 km de diámetro, nuestra función de distribución acumulada de los diámetros es muy parecida en ese punto a la de Poveda et. al. (1999) y a la reportada en la figura 1.14.

Antes y después de este punto, las tres relaciones difieren un poco, por ejemplo la función de distribución de Poveda y colaboradores (1999) tiene un intervalo de completez que va de $12 < H \leq 15.5$, por lo tanto creemos que la diferencia entre las funciones de distribución acumulada de los diámetros se debe a que Poveda et. al tomaron como muestra a los NEAs mientras que nosotros tomamos sólo a los ECAs que son los que realmente cruzan la órbita de la Tierra. En nuestro caso, el número de objetos menores a 1 km es mayor que las estimaciones que han aparecido en la literatura.

Con respecto a la velocidad de impacto, ésta va a depender en gran medida de la velocidad orbital del asteroide y en consecuencia de la velocidad relativa entre la Tierra y el asteroide. Para hacer una buena estimación de la velocidad de impacto se analizaron tres modelos.

En el primer modelo, la velocidad de impacto se calculó suponiendo que el asteroide en su órbita impacta de lleno con la Tierra, en este caso el impacto se llevaría a cabo a 90° y la velocidad más probable encontrada es de 17 km/s aproximadamente.

En el segundo modelo para calcular la velocidad de impacto se supone que al pasar el asteroide en su órbita en las cercanías de la órbita de la Tierra, ésta lo atrae gravitacionalmente. En este caso, la velocidad de impacto es la suma vectorial de la velocidad relativa del asteroide respecto a la Tierra y al inverso aditivo de la velocidad de escape.

Después de hacer un análisis sobre la función al momento del impacto, concluimos que la velocidad de impacto promedio de un ECA con la Tierra es de 13 km/s aproximadamente.

En el tercer modelo se impone que el ángulo de impacto es de 45° , bajo esta premisa se obtuvo que la velocidad de impacto más probable es de 18 km/s, obviamente este modelo no lo podemos tomar como representativo para cumplir con nuestro objetivo, debido a que al 50% de los asteroides no se les pudo calcular su velocidad de impacto.

Una vez analizados los tres casos, se adoptó el segundo modelo como más confiable porque una colisión de “frente” con la Tierra es menos probable que una colisión en la cual el asteroide es atrapado, ya que las órbitas de los asteroides no intersectan exactamente la órbita de la Tierra. Con respecto al tercer modelo la ventaja radica en que en éste último no es posible obtener la velocidad de impacto para la mitad de los objetos, lo que no permite sostener conclusiones adecuadas.

Un punto interesante es que, independientemente del modelo empleado, se obtuvo que la velocidad de impacto más probable es menor de 20 km/s que es el valor que normalmente se utiliza para realizar los cálculos de energía. La propuesta de este trabajo es utilizar un valor de 13 km/s para estos cálculos.

APENDICES

APENDICE A

ECUACIONES DE LA DINAMICA DE MOVIMIENTO CON ACELERACION CONSTANTE

$$A) X = (V_0 \cos \theta)t$$

$$B) V_x = V_0 \cos \theta$$

$$C) Y = (V_0 \sin \theta)t - 1/2gt^2$$

$$D) V_y = V_0 \sin \theta - gt$$

Combinando A y C se tiene

$$\frac{y}{x} = \frac{(V \sin \theta)t - \frac{1}{2}gt^2}{(V \cos \theta)t} = \frac{(V \sin \theta)t}{(V \cos \theta)t} - \frac{gt^2}{(2V \cos \theta)t} = \tan \theta - \frac{gt}{2V \cos \theta} \quad E)$$

Despejando t de la ecuación A y sustituyendo en E)

Se tiene $\frac{y}{x} = x \tan \theta - \frac{g}{2(V \cos \theta)^2} x^2$ Esta ecuación es la de una parábola con eje paralelo al

eje y.

El alcance lo encontramos haciendo $Y = 0$

$$X \tan \theta = \frac{gx^2}{2(V \cos \theta)^2} \Rightarrow x = \frac{\left(\frac{\sin \theta}{\cos \theta}\right) 2(V^2 \cos^2 \theta)}{g} = \frac{V^2 2 \sin \theta \cos \theta}{g}$$

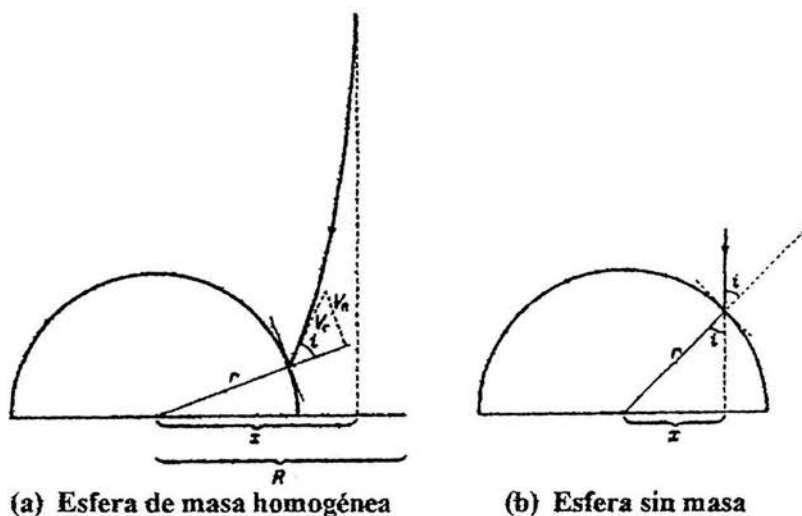
Como $2 \sin \theta \cos \theta = \sin 2\theta \Rightarrow$

$$x = \frac{V^2 \sin 2\theta}{g}$$

APENDICE B

ANGULO DE IMPACTO

En 1962 Shoemaker demostró que el ángulo de impacto más probable de un objeto que se aproxima a un planeta, desde una dirección al azar, es de 45° . En éste apéndice se reproduce dicha demostración. Vamos a considerar dos casos: el de un planeta sin masa y el de otro con masa.



Los diagramas a y b ilustran el ángulo de incidencia de objetos que se aproximan a un planeta esférico desde una dirección aleatoria.

Caso 1: planeta sin masa.

Consideremos una esfera sin masa de radio r y un meteorito que se aproxima a ella en una dirección al azar. Imaginemos un círculo de radio r perpendicular a la trayectoria del meteorito. Dentro de este círculo, cualquier punto tiene la misma probabilidad de ser "golpeado por el meteorito que otro,

por lo tanto, la probabilidad total de que el meteorito golpee algún punto dentro del círculo está dada por:

$$P = \int_0^r A \pi y^2 dy = A \pi r^2 = 1$$

donde A es una constante que normaliza a 1 la probabilidad de que ocurran todos los eventos posibles. La frecuencia con la cual un meteorito pasa a través de un punto a una distancia x del centro del círculo es

$$dP = 2A \pi x dx \quad 0 \leq x \leq r \quad y$$

$$x = r \sin i$$

Donde i es el ángulo zenital de incidencia del meteorito con la esfera.

Como $dx = r \cos i di$, entonces

$$dP = 2A \pi r \sin i r \cos i di = A \pi r^2 \sin 2i di = \sin 2i di$$

y el ángulo de incidencia más probable es de 45°

Caso 2: Planeta con masa:

En el caso de un meteorito que se aproxima a un planeta con masa (es decir con un campo gravitacional), la probabilidad de que intercepte un plano, perpendicular a la trayectoria de un meteorito dentro de la sección eficaz de captura de radio R es,

$$P = A \pi R^2 = 1$$

Donde A igual que en el caso anterior es una constante de normalización. La probabilidad de que el meteorito pase a través de un punto a una distancia x del centro de la zona de captura es

$$dP = 2A \pi x dx,$$

por otro lado se tiene que por conservación del momentum angular se tiene que,

$$mx V_{\infty} = mrV_n$$

donde m es la masa del meteorito, V_{∞} es la velocidad del meteorito a una distancia infinita del planeta, V_n es la componente tangencial de la velocidad del meteorito al momento del impacto y r es el radio del planeta. Si V_r es la velocidad del meteorito al momento del impacto e i es el ángulo zenital de incidencia, entonces.

$$V_n = \text{sen } i V_r,$$

$$x = \frac{rV_r \text{sen } i}{V_{\infty}},$$

$$dx = \frac{rV_r \text{cos } i di}{V_{\infty}} \quad \text{y}$$

$$dP = 2A\pi \left(\frac{rV_r \text{sen } i}{V_{\infty}} \right) \left(\frac{rV_r \text{cos } i di}{V_{\infty}} \right) = \frac{A\pi r^2 V_r^2}{V_{\infty}^2} \text{sen } 2i di$$

Notando que $\text{sen } i = 1$, cuando $x = R$, por lo tanto se tiene que

$$R = \frac{rV_r}{V_{\infty}}$$

$$\text{De donde} \quad \frac{A\pi r^2 V_r^2}{V_{\infty}^2} = 1 \quad \text{y} \quad dP = \text{sen } 2i di$$

Por tanto, en este caso también se cumple que el ángulo de incidencia más probable es de 45°

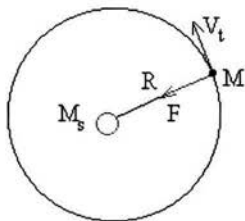
APENDICE C

Cálculo de la velocidad orbital de la Tierra

Supondremos que la Tierra describe un órbita circular de radio $R=1.49 \times 10^{11}$ m alrededor del Sol. Aplicando la ecuación de la dinámica del movimiento circular uniforme, obtenemos la velocidad constante V_t de la Tierra en su movimiento de traslación alrededor del Sol.

$$M \frac{V_t^2}{R} = \frac{GM_s M}{R^2} \quad V_t = \sqrt{\frac{GM_s}{R}}$$

Esta ecuación también es válida para encontrar la velocidad media orbital de un objeto en una órbita elíptica.



Los datos que se precisan son:

- El radio de la órbita circular de la Tierra, $R=1.49 \times 10^{11}$ m.
- La masa del Sol $M_s=1.98 \times 10^{30}$ kg

El resultado es $V_t=29771.6$ m/s ≈ 30000 m/s

El período de la Tierra o tiempo que tarda en dar una vuelta completa es

$$P = \frac{2\pi R}{V_t} = 2\pi \sqrt{\frac{R^3}{GM_s}} = 363.96 \text{ días}$$

APENDICE D

VELOCIDAD DE UNA PARTÍCULA EN UNA ORBITA ELIPTICA

Para calcular la velocidad de un cuerpo pequeño que se mueve en una órbita alrededor de un cuerpo mayor, usamos la ecuación de la fuerza gravitacional.

$$ma = F = -\frac{GMm}{r^2} \hat{e}_r \quad \text{Por otro lado tenemos que la aceleración está dada por}$$

$$\vec{a} = (\ddot{r} - r\dot{\theta}^2)\hat{e}_r + \left(\ddot{\theta} + \frac{2}{r}\dot{r}\dot{\theta}\right)\hat{e}_\theta = -\frac{GM}{r^2}\hat{e}_r \quad \text{Como la componente es radial, implica que}$$

$$\ddot{r} - r\dot{\theta}^2 = -\frac{GM}{r^2} \quad \text{y} \tag{D1}$$

$$\ddot{\theta} + \frac{2}{r}\dot{r}\dot{\theta} = 0 \tag{D2}$$

Así mismo si multiplicamos (D2) por r^2 tenemos

$$r^2\ddot{\theta} + 2r\dot{r}\dot{\theta} = 0 \tag{D3}$$

Por otro lado tenemos que la velocidad está dado por $V = r\dot{\theta}$.

Para una elipse se tiene que

$$r = \frac{P}{(1 + e \cos \theta)} \tag{D4}$$

Derivando tenemos: $\dot{r} = \frac{P\dot{\theta}e \sin \theta}{(1 + e \cos \theta)^2}$ y multiplicando y dividiendo por P tenemos

$$\dot{r} = \frac{PP\dot{\theta}e \sin \theta}{P(1 + e \cos \theta)^2} = \left(\frac{P}{1 + e \cos \theta}\right)^2 \frac{e\dot{\theta} \sin \theta}{P} = \frac{r^2 \dot{\theta} e \sin \theta}{P}$$

$$\Rightarrow \dot{r} = \frac{r^2 \dot{\theta} e \sin \theta}{P} \tag{D5}$$

$$\ddot{r} = \left(\frac{2r\dot{\theta}e\sin\theta + r^2\ddot{\theta}e\sin\theta + r^2\dot{\theta}^2e\cos\theta}{P} \right) = \left(\frac{(2r\dot{\theta} + r^2\ddot{\theta})e\sin\theta + r^2\dot{\theta}^2e\cos\theta}{P} \right)$$

Pero por (C) tenemos que $r^2\ddot{\theta} + 2r\dot{\theta} = 0$

$$\Rightarrow \ddot{r} = \frac{r^2\dot{\theta}^2e\cos\theta}{P} \quad (D6)$$

Por otro lado tenemos de (D4) que

$$e\cos\theta = \frac{P}{r} - 1 \quad (D7)$$

y sustituyendo (D7) en (D6) tenemos

$$\ddot{r} = \frac{r^2\dot{\theta}^2\left(\frac{P}{r} - 1\right)}{P} \quad (D8)$$

Como $V = r\dot{\theta}$, entonces sustituyendo en (D8) tenemos

$$\ddot{r} = \frac{V^2}{P}\left(\frac{P}{r} - 1\right) \quad (D9)$$

$$\text{Como } r\dot{\theta}^2 = \frac{r^2\dot{\theta}^2}{r} = \frac{V^2}{r}.$$

Sustituyendo (D9) en (D1) tenemos

$$\ddot{r} - r\dot{\theta}^2 = \frac{-GM}{r^2} = \frac{V^2}{P}\left(\frac{P}{r} - 1\right) - \frac{V^2}{r} = -\frac{GM}{r^2}$$

$$\frac{V^2}{r} - \frac{V^2}{P} - \frac{V^2}{r} = \frac{-GM}{r^2} \Rightarrow$$

$$V = \sqrt{\frac{GMP}{r^2}} \text{ pero } P = a(1-e^2).$$

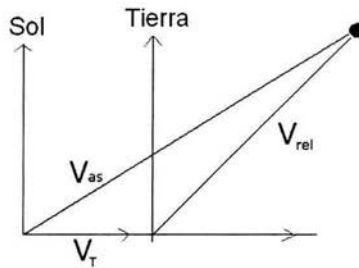
Por lo tanto la velocidad de impacto está dado por

$$V = \sqrt{\frac{GMa(1-e^2)}{r^2}} \quad (D10)$$

APENDICE E

VELOCIDAD RELATIVA ENTRE DOS CUERPOS

Haciendo un análisis geométrico de la velocidad relativa se tiene lo siguiente. Sean A y B dos cuerpos moviéndose (en éste caso la Tierra y un asteroides) en su órbita respectiva. Utilizando como sistema de referencia los ejes (X,Y,Z) en el Sol.



$$\overline{V_T} + \overline{V_r} = \overline{V_{as}}$$

$$\overline{V_r} = \overline{V_{as}} - \overline{V_T}$$

Por consiguiente para obtener la velocidad relativa de dos cuerpos se restan sus velocidades con respecto al observador (en este caso un observador en la Tierra).

La magnitud de la velocidad relativa entre dos cuerpos está dada por:

$$\sqrt{V_1^2 + V_2^2 - 2V_1V_2 \cos \theta}$$

La velocidad del asteroide con respecto a la Tierra está dada por

$$V_{rel} = \sqrt{V_{Tierra}^2 + V_{asteroide}^2 - 2V_{Tierra} V_{asteroide} \cos i}$$

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Alvarez W., Trajectories of ballistic ejecta from the Chicxulub Crater; Geological Society of America Special Paper 307; 1996.
- Barnes-Svarney, P., Asteroid; Earth Destroyer or New Frontier?; Plenum Press New York and London. 1996
- Boot B./ Fitch F. La instable Tierra; biblioteca cientifica Salvat, 1986.
- Britt D. T. y Lebofsky Larry A., Asteroids Encyclopedia of the Solar System., Academy Press, 1999.,, 585-605
- Bottke Jr W. F., Michael C. Nolan, Richard G. and Robert A. K., "Velocity Distributions among colliding Asteroids". Icarus 107, 255-268, 1994.
- Bottke Jr W. F., Robert J., Alessandro M.i, Jean-Marc P. and Brett G., Understanding the Distribution of Near-Earth Asteroids. Science 288, Junio 2000, 2190-2194.
- Chyba C. F., Terrestrial Mantle Siderophiles and the Lunar Impact Record; Laboratory for Planetary Studies, Cornell University, Ithaca, New York 14853-6801, Abril 1991.
- Chapman C.R.; The Nature of Asteroids., Scientific American, 232., 24-33, 1975
- Cordero T. M.G., Efectos del viento en la entrada de meteoritos a la atmósfera de Venus, junio 1997.
- Gibilisco S. Cometas, Meteoros y Asteroides ; Mc graw-Hill 1999
- Hamblin, W.K. y Christiansen, E.H., Exploring the Planets, s. Ed. Macmillan, Estados Unidos de América, 1990
- Harris A. W., Evaluation of ground-based optical Surveys for near-Earth asteroids; Planet. Space Sci; Vol.46, No. 2/3, pp283-290, 1998.
- Hartmann W. K., Cratering in the Solar System., Scientific American, 236, 84-99, 1977
- Herrera M. A., Impactos extraterrestres y extinciones en Fronteras del Universo. Comp. Peimbert M., ed, FCE, 2000.
- Herric R. R. y Phillips, R.J., Effects of the Venusian Atmosphere on Incoming Meteoroids and the Impact Crater Population, Icarus, 112, 253- 281, 1994b
- Kring D. A. y Durdo Daniel., The day the World., Cientifican American, Dic 2003., 72-77
- Kowal C. T; Asteroids; Their Nature and Utilization; Second edition. Ed. PraxisPublishing Ltd, England, 1996.

- Lovell, A.C.B; Meteor Astronomy, Oxford at the Clarendon Press, U.S.A. 1954.
- Mc Fadden L, Near-Earth Asteroids, Encyclopedia of the Solar System. Ed. Academic Press, 1999
- Melosh H.J; Impact Cratering "A geologic Process". Ed. Oxford University Press U.S.A.1989
- Moore,H.J, Hodges C.A y Scott. D.H, Multi-ringed Basins., Conf., vol 1., 71-100, 1974
- Morbidelli A, R. Jedicke, W.F. Bottke, P. Michel and E. F. Tedesco., From Magnitudes to Diameters: The Albedo Distribution of Near Earth Objects and the Earth Collision Hazard. Icarus 158, 329-342 (2002).
- Muironen K., Discovery and follow-up simulations for small Earth-Crossing asteroids. Planet. Space Sci; vol.46, No. 2/3, pp. 291-297, 1998.
- Pierazzo E. and Melosh H. J., Understanding Oblique Impacts from experiments, observations and modelling; Annu. rev Earth Planet. Sci, 2000.
- Poveda A., Herrera M.A, García J.L., Curioca K., The Diameter Distribution of Earth-Crossing asteroids; Planetary and Space Science 47, 1999, 679-685.
- Romano., "Ciencia Hoy"., vol 12., Abril/mayo, 2002.
- Shoemaker, E.M., Williams, J.G., Helin, E.f., Wolfe, R.F., 1982
Earth-Crossing Asteroids: Orbital Classes, Collision Rates With Earth, and Origin. In: Gehrels, T. (ed.), Asteroids, The University of Arizona Press, U.S.A., pp 253-282.
- Shoemaker, E.M., Interpretation of lunar Crateres, en "Physics and Astronomy of the Moon", Ed. Zdenek Kopal, Ed. Academic Press, Gran Bretaña, 1962.
- Verschuur G.L., Impact!, The Threat of Comets and Asteroids, New York Oxford University Press 1996.
- Wasson J. T., Meteorites; Their Record of Early, Solar-System History. University of California, Los Angeles.
- Wiegert P. and Kimmo I. and Seppo M., Earth Trojan Asteroids: A study in Support of Observational Searches. Icarus, 145, 33-43, 2000.

Direcciones consultadas en la red:

- <http://cfa-www.harvard.edu/cfa/ps/lists/Unusual.html>
<http://axxon.com.ar/zap/123/c-ZappingASCrateres.htm>
<http://www.solarviews.com/eng/crater.htm>
http://es.wikipedia.org/wiki/Geolog%C3%ADa_de_Mercurio
<http://www.lpi.usra.edu/publications/slidesets/impacts.html>
http://rst.gsfc.nasa.gov/Sect18/Sect18_2.html