



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOFÍSICA
CIENCIAS ATMOSFÉRICAS, ESPACIALES Y PLANETARIAS

**Estudio de cráteres de impacto planetarios y su material
de eyección con base en modelos de impacto de baja
velocidad**

T E S I S

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE: MAESTRO EN
CIENCIAS DE LA TIERRA

Autor:

Álvaro Daniel Suárez Cortés

Director:

José Alberto Flandes Mendoza
Facultad de Ciencias

COMITÉ TUTOR

Héctor Javier Durand Manterola
Instituto de Geofísica UNAM

Jaime Urrutia Fucugauchi
Instituto de Geofísica UNAM

Fernando Ortega Gutiérrez
Instituto de Geología UNAM

Mario Rodríguez Martínez
ENES Morelia

CIUDAD UNIVERSITARIA, CD.MX. JULIO, 2020



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Con todo mi corazón para mi papa Álvaro Suárez, a Mery Rodríguez y a mi hermano David Arturo Suárez, que siempre me han apoyado. Gracias a sus consejos y animo he logrado alcanzar este importante objetivo en mi vida.



Agradecimientos

Al Gobierno de México, al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) y a la Universidad Nacional Autónoma de México UNAM, me siento muy orgulloso por ser parte de esta gran casa, mi nueva alma mater. Gracias por abrirme las puertas de su país dándome la oportunidad de estudiar.

Al Dr. José Alberto Flandes Mendoza, al brindarme la oportunidad de ser parte de sus estudiantes, aconsejándome y siempre guiándome por el camino que realmente hizo mostrar lo mejor de mí, enforzándome más de lo que podía dar con fin de conseguir los objetivos. Al Dr. Héctor Javier Durand Manterola, porque siempre me motivo a ser un mejor investigador apoyando todas las ideas para mi investigación y proponiendo con la mejor disposición soluciones que siempre me ayudaron a avanzar en todo el proceso de la maestría. Al Dr. Jaime Urrutia Fucugauchi, por apoyarme en todo el proceso motivándome y aconsejándome en el tema de los cráteres. Al Dr. Fernando Ortega y al Dr. Mario Rodríguez Martínez, por aceptar la invitación a ser parte de mi comité evaluador, sus aportes fueron muy valiosos y me ayudaron enormemente.

Al Taller de Hidrodinámica y Turbulencia de la Facultad de Ciencias UNAM, a David Porta Zepeda y Carlos Echeverría adscritos al Taller, gracias a su apoyo y disposición este trabajo fue posible.

A mis “hermanitos” Alma, Karla, Angel y Pedro, por estar siempre presentes con sus palabras de ánimo, gracias por brindarme su amistad y conocimientos.

A mi padre Álvaro Suárez, a Mery Rodríguez y a mi hermano Arturo, gracias por todo, gracias por apoyarme y estar presentes y cada etapa de mi vida.

A Abraham Torres, a su señora esposa Laura, hijos y familia, gracias por que me recibieron con los brazos abiertos, por sus consejos y sobre todo por darme un hogar en México. A la Casa del Estudiante Coyoacán, en donde pase la mayor parte de mi estancia de México, me llevo muchas anécdotas y vivencias.

A Sandra López, a sus hijas y a su familia, gracias por abrirme sus brazos, por brindarme su cariño y por estar ahí en los momentos difíciles.

A la Dra. Adriana Ocampo, por sus consejos y por motivarme a investigar en ciencias

planetarias.

Al Licenciado José Carlos Reyes, a su esposa y a sus hijas Deira y Karen, gracias por apoyarme y abrirme las puertas de hogar.

A todas las personas que hicieron parte de mi estancia en México y a la Asociación de Montañismo AMUNAM.

Gracias México.

Índice general

Índice de figuras	XI
Índice de tablas	XII
1. Introducción	1
2. Características básicas de los cráteres de Impacto	3
2.1. Morfología	4
2.1.1. Cráteres de impacto Simples	4
2.1.2. Cráteres de Impacto compuestos	5
2.1.3. Cuencas multi-anillo	5
2.2. Etapas de formación	6
2.2.1. Contacto y compresión	7
2.2.2. Etapa de excavación	8
2.3. Etapa de modificación	10
3. Cráteres de impacto en cuerpos del sistema solar	12
3.1. Cráteres de impacto en la Tierra	12
3.1.1. Cráter Vredefort	14
3.1.2. Cráter Chicxulub	14
3.1.3. Cráter Ries	15
3.1.4. Cráter Barringer	16
3.1.5. Cráter del glaciar Hiawatha	17
3.2. Cráteres de Impacto en cuerpos del sistema solar exterior	18
3.3. Cráteres de Impacto en cuerpos del sistema solar interior distintos a la Tierra	21
3.3.1. Mercurio	22
3.3.2. Venus	23
3.3.3. Marte	25
3.3.4. Nuestra luna	26
4. Propiedades del material de eyección	29
4.1. Diferenciación	29
4.2. Dinámica de las partículas expulsadas	32
4.3. Eyección en cráteres de impacto en la Tierra	34
4.3.1. Cráter de Impacto de Chicxulub	34

4.3.2.	Cráter de Impacto de Ries	37
4.3.3.	Cráter Barringer	40
4.4.	Eyección de Cráteres de Impacto en el Sistema Solar Interior	42
4.4.1.	La Luna y Mercurio	42
4.4.2.	Venus	47
4.4.3.	Marte	49
5.	Leyes de Escalamiento	52
6.	Arreglo y métodos experimentales	56
6.1.	Arreglo experimental	56
6.1.1.	Cañón de aire	56
6.1.2.	Cabina: Estructura de contención	58
6.1.3.	Materiales	59
6.1.3.1.	Proyectiles	59
6.1.3.2.	Superficies a impactar	60
6.1.4.	Cámara de alta velocidad	62
6.2.	Método experimental	62
7.	Resultados	65
7.1.	Efectos de la salida de las esferas	65
7.2.	Velocidades de impacto	66
7.2.1.	Evaluación de errores	67
7.3.	Trayectorias y velocidades de eyección	67
7.4.	Diámetros y forma final	70
7.4.1.	Diámetros de cráteres en arena gruesa	70
7.4.2.	Formas de cráteres en arena fina	71
7.5.	Relaciones para el tamaño de los cráteres	77
7.5.1.	Ejemplos de aplicación	80
7.5.1.1.	Ejemplo 1	80
7.5.1.2.	Ejemplo 2	81
7.6.	Distribución de las velocidades y escalado de la distribución de la velocidad de eyección	81
7.7.	Ángulos de eyección	86
7.8.	Observaciones finales	87
8.	Conclusiones	89
	Referencias	92

Índice de figuras

2.1.	Cráter Linne. A. Mosaico de resolución reducida (escala de píxeles de 3 metros). El recuadro blanco muestra la ubicación de la imagen de apertura a la máxima resolución. B Detalle del borde del cráter, donde las flechas blancas indican estratificación preservada justo debajo del borde. Se considera que estos afloramientos rocosos probablemente representan depósitos discretos de flujo de lava (NASA / GSFC / Arizona State University).	5
2.2.	A. Mosaico del cráter Tycho. El mosaico abarca 130 km de ancho con el norte está arriba., B. Mosaico de la Cuenca Oriental: La cuenca oriental es la más joven de las grandes cuencas lunares. Su distintivo anillo exterior tiene unos 950 km de este a oeste. El ancho completo del mosaico es de 1350 km (NASA / GSFC / Arizona State University).	6
2.3.	Etapas de contacto y compresión. Adaptado de: French (1998).	7
2.4.	Etapas de formación de un cráter de Impacto Simple. Tomado y modificado de: French (1998).	9
2.5.	Etapas de formación de un cráter de Impacto Complejo. Tomado y modificado de: French (1998).	10
2.6.	Morfología después del impacto para los cráteres de impacto simple (a, b) y complejo (c, d). a y c, representan las morfologías instantes después del impacto. b y d, representan la morfología final. Tomado y modificado de Melosh (1989)	11
3.1.	Mapa de las estructuras de impacto reportadas por la <i>Earth Impact Database</i> , fuente de información sin fines de lucro del Centro de Ciencias Planetarias y Espaciales de la Universidad de New Brunswick, Canadá (2017).	13
3.2.	Estructuras de impacto confirmadas, probables, posibles y rechazada, reportadas por Rajmon (2006).	13
3.3.	Cráter de impacto Vredefort, Sudafrica. Imagen de NASA Earth Observatory, por Lauren Dauphin con datos de Landsat (US Geological Survey).	14
3.4.	Mapa de la anomalía gravitacional donde se halla el cráter de impacto Chicxulub en la Península de Yucatán, México. La línea blanca indica la costa. Los colores del rojo al azul indican de mayor a menor, respectivamente, los valores de anomalía gravimétrica (Tomado del Geological Service Survey of Canada/ Science Photo Library).	15
3.5.	Mapa topográfico de la región de Nördlinger Ries, Alemania. Datos de SRTM-1 (30 m Mesh)	16

3.6. Cráter de impacto Barringer (Maria Kaulen, www.portalastronomico.com)	17
3.7. Topografía del lecho del Glaciar Hiawatha a partir de datos de radar aerotransportado entre 1997 a 2014 (datos de la NASA y del Alfred Wegener Institute (AWI). Los triángulos negros representan selecciones de bordes elevados de los radargramas, y los círculos de color púrpura oscuro representan picos en parte central. Las líneas rojas son medidas del campo frontal de estructuras de lecho de roca marginal del hielo. Los círculos negros muestran la ubicación de los sitios donde se tomaron muestras densedimento glaciofluvial (Kjær et al., 2018).	18
3.8. Lunas Galileanas, de izquierda a derecha, Io con un diámetro de 3643 km, Europa de 3122 km, Ganímedes de 5268 km y Calixto de 4821 km (imagen: NASA/JPL-Caltech/Space Science Institute).	19
3.9. Mosaico de imágenes de algunas lunas de Saturno. De izquierda a derecha, Encélado ($r \approx 252 \text{ km}$), Hiperión ($r \approx 135 \text{ km}$), Jápeto ($r \approx 736 \text{ km}$), Dione ($r \approx 562 \text{ km}$) y Mimas ($r \approx 198 \text{ km}$), la imagen no está a escala. (imagen: NASA/JPL-Caltech/Space Science Institute).	19
3.10. Planetas enanos Pluton y Ceres. La imagen no esta a escala. Pluton (diámetro 2377 km, imagen crédito NASA/JHUAPL/SwRI), Ceres (diámetro 945 km, imagen crédito NASA/JPL-CalTech/UCLA/MPS/DLR/IDA).	20
3.11. Asteroides Bennu y Planeta enano Vesta. La imagen no está a escala. Bennu (diámetro 492 km, imagen crédito NASA/Goddard/University of Arizona), Vesta (diámetro 530 km, secuencia de imágenes de la nave espacial Dawn de la NASA Crédito: NASA / JPL-Caltech / UCLA / MPS / DLR / IDA)	20
3.12. Posible cráter de impacto sobre la superficie del cometa 67P /Churyumov-Gerasimenko. Créditos: ESA / Rosetta / MPS para el equipo OSIRIS MPS / UPD / LAM / IAA / SSO / INTA / UPM / DASP / IDA	21
3.13. Vista a falso color de Mercurio, compuesta por las imágenes de la campaña de imágenes de mapas a color durante la misión principal de Messenger. Créditos: NASA/Johns Hopkins University Applied Physics Laboratory/Carnegie Institution of Washington.	22
3.14. Cuenca Rembrandt de 715 kilómetros de diámetro y descubierta por la nave Messenger durante un sobrevuelo en octubre 2008. Créditos: NASA/Johns Hopkins University Applied Physics Laboratory/Smithsonian Institution/Carnegie Institution of Washington	23
3.15. Cráteres de impacto en Venus. A. Cráter Dickinson de 69 km de diámetroI en la región noreste de Atalanta. B. Cráter Mead a partir de un mosaico de imágenes de la sonda Magallanes. Es la estructura de impacto más grande sobre la superficie de Venus con un diámetro 275 km. Créditos: NASA/JPL.	24
3.16. Mapa topográfico de Marte. El cráter de Hellas Planitia 2300 km diámetro se resalta en color violeta. Imagen: NASA/JPL-Caltech/Arizona State University.	25
3.17. Esquema de los cráteres mapeados en la superficie de la Luna a partir de datos de LOLA superpuestos en una representación sombreada de la topografía de LOLA. (Head et al., 2010)	27

3.18. La Cuenca Aitken, en el polo sur de la Luna, es una de las estructuras de impacto más grandes y antiguas del sistema solar y que puede distinguirse fácilmente en datos de elevación. En la imagen, los colores indican la elevación del terreno. El morado corresponde a las zonas más bajas y el rojo las más elevadas (Créditos NASA/GSFC/University of Arizona).	28
4.1. Geometría de los flujos de excavación. Tomado y modificado de: Melosh (1989).	30
4.2. Distribución de materiales en el momento del impacto. Tomado y modificado de: French (1998).	31
4.3. Trayectorias balísticas de la cortina de eyección y disposición sobre la superficie. Tomado y modificado de: Melosh (2011).	32
4.4. Distribución global del límite K-Pg con materiales producto del impacto. Tomado y modificado de: Schulte et al. (2010).	35
4.5. Mapa geológico del cráter de impacto de Ries (1:100.000). Tomado y modificado de: Schmidt-Kaler (2004) con base en la Oficina Estatal de Geología de Baviera	38
4.6. Corte geológico esquemático del cráter de impacto Ries. Tomado y modificado de: Heizmann et al. (2002).	38
4.7. Evolución de la morfología del cráter de impacto Ries. Tomado y modificado de Schmidt-Kaler (2003).	39
4.8. Depósitos del material de eyección y unidades importantes del cráter Barringer. Tomado y modificado de Kring (2017). Mapa geológico del Cráter Barringer, Arizona, mapa original de Eugene M. Shoemaker (1960)	40
4.9. Corte WE de la geología del cráter de impacto Barringer. Tomado y modificado de: Kring (2017).	41
4.10. Esquemas de facies sedimentarias en el emplazamiento del material de eyección. Tomado y modificado de: Melosh (1989). El área en gris indica el cráter de impacto y el semicírculo (línea segmentada) indica el límite del manto de eyección (LME).	43
4.11. Cráter de impacto Picard (57.72 E, 14.57N) de 22.35 km de diámetro dentro de la cuenca Crisium en la Luna. Izquierda: Imagen tomada de JMARS por la Wide Angle Camera (WAC), que proporciona imágenes a una escala de 100 m/pxl en siete bandas de color en una franja de 60 km del Lunar Reconnaissance Orbiter Camera (LROC). Derecha: Mapa geológico tomado y modificado de Olson and Wilhelms (1974).	44
4.12. Cráter de impacto Copérnico (339.92 E, 9.62N) de 96.07 km de diámetro en la superficie lunar. Izquierda: Imagen tomada de JMARS con la cámara del LROC (Wide Angle Camera, WAC), que proporciona imágenes a una escala de 100 m/pxl en siete bandas de color en una franja de 60 km. Derecha: Mapa geológico.	45

4.13. Mare Orientale en la Luna (264.69 E, 18.13 S) de 930 km de diámetro. Izquierda: Imagen tomada de JMARS con la cámara del LROC (Wide Angle Camera, WAC), que proporciona imágenes a una escala de 100 m/pxl en siete bandas de color en una franja de 60 km. La flecha blanca indica el inicio del canal. Derecha: Mapa geológico tomado y modificado de: Scott and McCauley (1977).	46
4.14. Cráteres de impacto en Mercurio: (a) Cráter Munch ubicado en el interior de Caloris Planitia, (152.82 E, 40.48 N, diámetro de 57 km). (b) Cráter al noroeste de Caloris Planitia (145.78 E, 47.41 N, diámetro de 1550 Km) en el centro de imagen. Imágenes: MESSENGER MDIS-WAC/NAC Map-projected Basemap Reduced Data Record. PDS Geosciences Node, Washington University in St Louis.	46
4.15. Cráteres de impacto en Venus. (A). Cráter complejo Aurelia (20.3 N, 331.8 E), de 31.9 Km de diámetro. Tomado y modificado de: Imagen radar sonda espacial Magallanes NASA/JPL. (B). Cráter complejo Seymour (18.2 N, 326.5 E), de 63 Km de diámetro. Las flechas blancas señalan los flujos de salida (o características de salida del cráter). a. detalle de los canales en los límites del manto de eyección continuo. (C). Cráter Dickinson en la región noreste de Atalanta (74.6 N, 177.3 E), de 69 km de diámetro. Las flechas blancas indican los controles estructurales (Imágenes NASA/JPL).	48
4.16. Cráteres de impacto en Marte. (A). Cráter simple de 7.1 km de diámetro, en el hemisferio norte (43.5 N, 339 E). (B). Cráter Cave de 8.19 km de diámetro, en el hemisferio norte (21.61 N, 324.3). (C). Cráter de impacto Yuty de 19.1 km de diámetro, en el hemisferio norte (22.15 N, 325.9 E). La tres imágenes son mosaicos tomados por el sistema CTX (Context Camera) del Mars Reconnaissance Orbiter (MRO) diseñado para obtener imágenes en escala de grises con una resolución de 6 m/pxl en una franja de hasta $30\text{ km} \times 160\text{ km}$ (Malin et al., 2007)	49
5.1. Esquema de eyección. Se ilustran las variables usadas en las relaciones de escalamiento. Tomado y modificado de: Housen and Holsapple (2011)	52
6.1. Diagrama general del arreglo usado en esta tesis para los experimentos de impactos de baja velocidad (los elementos no están a escala).	56
6.2. Montaje del cañón de aire. A. Esquema del cañón de aire compuesto por: (1) Válvula de entrada de aire (Válvula de llanta de carro), (2) Tapón PVC de 2", (3) Tubo de PVC de 2", (4) Manómetro 300 psi, (5) Reducción PVC 2" a 1 1/4", (6) Reducción 1 1/2" a 1 1/2", (7) Reducción 1 1/2" a 1", (8) Tubo conector de PVC de una pulgada, (9) y (10) Codo 1" de PVC de 90, (11) Válvula de bola de PVC 1", (12) Conector roscable 1". Cañón compuesto por, (13) Unión rosca-liso 1" y (14) Tubo de PVC de 1". B. Fotografía del montaje en el laboratorio y detalle del manómetro.	57
6.3. Estructura de contención.	58
6.4. proyectiles: esferas de vidrio y acero usadas en los impactos.	59

6.5. Blancos: (a) Material 1 (grueso: medio homogéneo). (b) Material 2 (fino: medio heterogéneo).	60
6.6. Analisis granulométrico.	61
6.7. Camara de alta velocidad.	62
6.8. Secuencia del impacto de una esfera de acero en arena gruesa (material 1) en la cual se observa el material dispersado y la evolución de la cortina de eyección.	64
7.1. Efectos de la salida de una esfera acero de 25.3 mm de diámetro a través de la boquilla del cañón de aire. (a) Esfera apenas saliendo por la boquilla. (b) Columna de aire detrás de la esfera. (c) Esfera a 21 cm y a 0.01625 s (cuadro 52 de la grabación) después de la salida. La flecha blanca indica la ráfaga de aire que se mueve detrás de la esfera.	65
7.2. Ejemplo de las trayectorias y velocidades obtenidas para el ensayo P1DA1.	68
7.3. Izquierda: tiempo (s) vs. posición en x (m) según la relación 7.3.1. Derecha: tiempo (s) vs. posición en y (m) según la relación 7.3.2. Las diversas trayectorias de las partículas seleccionadas corresponden al ensayo P1DA1. Los colores representan a cada partícula individuales. Cada partícula se tomó a cierta distancia del punto de impacto.	69
7.4. Velocidades de eyección respecto a la posición de eyección para el ensayo P1DA1.	69
7.5. Cráteres de impacto en el material 1 con proyectiles de acero impulsados con diferentes presiones.	70
7.6. Cráteres de impacto en el material 1 con proyectiles de vidrio impulsados con diferentes presiones.	71
7.7. Cráteres de impacto en el material 2 con proyectiles de acero.	72
7.8. Cráteres de impacto en el material 2 con proyectiles de vidrio.	73
7.9. Cráteres circulares. a. Cráter en la superficie de Marte (-14.640 N, 184.025 E), b. Cráter P2DA2, c. Cráter P1DV4. Las flechas blancas indican el frente del manto de eyección con forma lobular.	74
7.10. Cráteres triangulares. a y b. Cráter en la superficie de Marte (-14.640 N, 184.025 E y 5.591N, 169.689 E), c. Cráter P4DA3, d. Cráter P4DA4, e. P3DA2. Las flechas blancas indican las concentraciones del manto de eyección, generalmente en los “vértices”.	74
7.11. Cráteres pentagonales, a. Cráter P3DV2, b. Cráter P4DV4, c, d, e, f. Cráteres en la superficie de Marte (8.947 N, 328.294E; -28.387 N, 147.336 E; -14.624 N, 184.064 E; -15.307 N, 187.633 E).	75
7.12. Cráteres en donde se resaltan las ondulaciones del borde del cráter y el manto de eyección. a, b y c. Cráter en la superficie de Marte (-11.558 N, 103.706 E; 8.364 N, 149.652 E; 50.687 N, 265.146 E), d. Detalle norte del borde del cráter c, e. Detalle sur del borde del cráter c, f. Cráter P1DA3, g. Cráter P2DV3, h. Cráter P3DV1, i. Cráter P2DV4.	76
7.13. (a) Relación π_4 con π_R , de las ecuaciones 5.0.15 y 5.0.13 respectivamente. (b) Relación $\pi_R/\pi_4^{0.144}$ con π_2 , de las ecuaciones 5.0.13, 5.0.15 y la ecuación 5.0.14 respectivamente. Datos tomados de la Tabla 7.3.	78
7.14. Diámetro del cráter de impacto respecto a la velocidad de impacto de los diferentes proyectiles.	79

7.15. Ajustes de la distribución de las velocidades de eyección de las partículas en los impactos con las esferas de acero.	82
7.16. Ajustes de la distribución de las velocidades de eyección de las partículas en los impactos con las esferas de vidrio.	83
7.17. Ajustes de la relación entre la posición inicial, x_0 , normalizada por el radio del cráter R , y la velocidad de eyección, v_0 , normalizada por \sqrt{gR} , para los impactos con las esferas de acero.	83
7.18. Ajustes de la relación entre la posición inicial, x_0 , normalizada por el radio del cráter R , y la velocidad de eyección, v_0 , normalizada por \sqrt{gR} , para los impactos con las esferas de vidrio.	84
7.19. Comparación de los resultados de este estudio con los obtenidos y los reportados en Tsujido et al. (2015).	86
7.20. Posición inicial, x_0 (en radios del cráter, R), vs. ángulo de eyección, θ (en grados), para los impactos con las esferas de acero.	87
7.21. Posición inicial, x_0 (en radios del cráter, R), vs. ángulo de eyección, θ (en grados), para los impactos con las esferas de vidrio.	87
7.22. Zonas de diferente comportamiento después del impacto. Ejemplo tomado del ensayo P1DA1.	88
7.23. Evolución de la cortina de eyección ($\approx 56^\circ$). Ejemplo tomado del ensayo P1DA1.	88

Índice de tablas

6.1.	Características de las esferas de acero y vidrio usadas en los experimentos. Los diámetros están en milímetros las masas en gramos.	59
6.2.	Granulometría: material 1 (grueso: medio homogéneo).	61
6.3.	Granulometría: material 2: (fino: medio heterogéneo).	61
7.1.	Velocidades de impacto (en m/s) de las esferas sobre la arena fina, calculadas con ayuda del software de la cámara de alta velocidad.	67
7.2.	Velocidades de impacto (en m/s) de las esferas sobre la arena gruesa, calculadas con ayuda del software de la cámara de alta velocidad.	67
7.3.	Condiciones experimentales y resultados para las relaciones del tamaño de cráter.	77
7.4.	Coefficientes A y B del ajuste de la ley de potencias en función del diámetro de cráter y de la velocidad de impacto.	79
7.5.	Valores k_3 , q , C_2 y μ , de las relaciones de escalamiento para los datos obtenidos a partir del procesamiento de los datos.	85

Resumen

En el presente estudio hacemos una descripción y análisis de las características morfológicas de los cráteres de impacto con énfasis en la dinámica del material dispersado en impactos de laboratorio a bajas velocidades para obtener relaciones físicas que pueden ser extrapoladas de cráteres de laboratorio a impactos de escala planetaria. Se impactaron dos tipos proyectiles con diferentes densidades (acero, 8.37 - 12.02 g/cm^3 y vidrio, 3.04 - 7.18 g/cm^3) en objetivos de arena de cuarzo a velocidades entre 10.29 a 70.31 m/s , impulsados con un cañón de aire construido con tubería de PVC. Los impactos se grabaron con una cámara de alta velocidad en el Taller de Hidrodinámica y Turbulencia de la Facultad de Ciencias de la UNAM.

Se investigaron los efectos de la salida de los proyectiles, los diámetros, formas finales de los cráteres generados, los ángulos de eyección y las características observadas en la cortina de eyección. Las ecuaciones que obtenemos y que relacionan las propiedades de los impactos definidas a través del teorema adimensional π de forma similar a Tsujido et al. (2015), nos permitieron obtener leyes de escalamiento a partir de los resultados experimentales y demostramos que son consistentes con los experimentos realizados a velocidades mayores entre 0.2 y 1.5 km/s (Tsujido et al. (2015), Housen and Holsapple (2011) y Cintala et al., 1999).

Capítulo 1

Introducción

Los impactos de escala planetaria, como es el caso de un asteroide en colisión con un planeta, son fenómenos en extremo complejos que involucran procesos no sólo dinámicos, sino mecánicos, termodinámicos y geoquímicos (Melosh (1989) y French (1998)). El análisis preciso de un impacto a escala planetaria sólo a través de imágenes satelitales del cráter no es del todo posible, pues se requiere, entre otras cosas, un estudio detallado de la superficie. En estos casos, los experimentos de laboratorio que simulen las características físicas de los impactos a escala planetaria, puede dar herramientas valiosas que ayuden a determinar qué fenómenos se desencadenan en el momento de un impacto y sus posteriores consecuencias. El detalle es que los experimentos requieren relaciones de escalamiento coherentes para extrapolar los resultados en laboratorio a escalas planetarias. Se ha buscado realizar impactos en laboratorio cada vez a mayores velocidades (Housen and Holsapple (2011)), pero, en principio, para establecer una ley de escalamiento coherente es necesario realizar experimentos en un amplio intervalo de velocidades, con el fin de determinar la dinámica del material de eyección en los diversos escenarios.

Las variables involucradas en los impactos de escala planetaria son diversas y en la mayoría de los casos son desconocidas (Melosh (2011)). A pesar de la imposibilidad de reproducir tales condiciones en el laboratorio es posible extrapolar algunos de los procesos y propiedades de estos impactos y sus cráteres a partir de impactos de laboratorio a velocidades medias ($\sim 10^2 m/s$) y bajas ($\sim 10 m/s$). Por ejemplo, en el impacto de un proyectil sobre un blanco en el cual se genera un cráter, el material dispersado -esencialmente del blanco- forman una estructura transitoria tipo cónica que rodea la zona de impacto donde la mayoría de las partículas sigue trayectorias balísticas. A la envoltura de esa estructura se le designa *cortina de eyección* (Melosh (1989)). Sus propiedades dinámicas y morfológicas dependen de las propiedades dinámicas y mecánicas del proyectil y de las propiedades mecánicas del blanco o superficie de impacto, igualmente de la estructura de ambos. Una de nuestras hipótesis es que las propiedades básicas de la dinámica del material dispersado de los impactos a bajas velocidades y pequeñas escalas; y de los impactos a escalas grandes -p. e., planetarias- y a altas velocidades son similares, en particular, cuando hablamos del material dispersado cuyo estado físico no es alterado o no sufre cambio de fase. Si lo anterior es válido, es posible determinar reglas de escalamiento con las cuales, se extrapolen las propiedades de un impacto de gran escala y alta velocidad a partir de un impacto de pequeña escala y baja velocidad. Igualmente, creemos que esta idea puede extenderse a la morfología de las huellas o cráteres

de impacto. De acuerdo a lo anterior, el estudio de la cortina de eyección y la morfología de los cráteres en una escala dada nos permiten obtener, a primera aproximación, parámetros con los cuales pueden extrapolarse las propiedades de impactos en otras escalas.

La presente tesis se centra en el análisis de las características morfológicas y dinámica de la cortina de eyección que se forma en el momento en el que se produce el impacto de un asteroide o meteoride sobre una superficie sólida. Se enfocó en la simulación experimental de impactos a bajas velocidades ($v < 1 \text{ km/s}$) y en particular en el intervalo $10 < v < 75 \text{ m/s}$ considerado de muy baja velocidad. Con los resultados de estos experimentos, se determinaron relaciones matemáticas que permiten escalar los parámetros medidos en laboratorio a procesos de escala planetaria. El trabajo puede considerarse complementario al estudio realizado por Tsujido et al. (2015), cuyo análisis está en el intervalo $105 < v < 215 \text{ m/s}$.

Uno de los objetivos de este trabajo es dar más herramientas para el estudio de la formación de cráteres de impacto y sus posteriores consecuencias, considerando que los cráteres de impacto son la morfología más distintiva de los cuerpos sólidos del sistema solar. Estos esculpen sus superficies y se asocian a la evolución planetaria, a la formación de lunas y, aún, al origen o extinción de organismos vivos en ellos.

Para contextualizar nuestro análisis, en el Capítulo 2, se exponen las características básicas de la morfología y las etapas de formación de los cráteres de impacto, resumiendo las características de los cráteres de impacto en la Tierra y los diferentes cuerpos sólidos del sistema solar.

En el capítulo 3, se hace una descripción teórica de la dinámica y la morfología del material eyectado en el momento de la formación de un cráter de impacto, para lo cual se hace una recopilación bibliográfica sobre la morfología superficial de emplazamiento del material de eyección, que se complementan con algunos ejemplos de cráteres de impacto en los cuales se observan las características morfológicas establecidas para el material de eyección. Los cráteres de impacto de ejemplo fueron seleccionados y estudiados morfológicamente con ayuda de las imágenes satelitales tomadas por diferentes misiones espaciales.

El análisis central de esta tesis se basa en la aplicación del *Teorema adimensional*, π , que se explica en detalle en el Capítulo 4.

En el Capítulo 5 detallamos los experimentos en los que se basa nuestro análisis, para los cuales se construyó un dispositivo compuesto por un *sistema de propulsión* -o cañón de aire- y un recipiente que contiene una *superficie de impacto*. Como proyectiles se usaron esferas de acero y vidrio con cuatro diámetros diferentes. Como superficies de impacto se usaron dos arenas de diferentes granulometrías. Modulando la presión en el cañón se pudieron obtener cuatro diferentes velocidades de impacto entre $10 < v < 75 \text{ m/s}$. Los impactos se grabaron con una cámara de alta velocidad (MIRO M310) con una resolución de 3200 cuadros por segundo (ó 3200 *cps*). Nuestros experimentos se realizaron en el Taller de Hidrodinámica y Turbulencia de la Facultad de Ciencias de la UNAM. El análisis de los experimentos se basó en el seguimiento de partículas individuales de la cortina de eyección de cada impacto a través de las imágenes obtenidas con la cámara de alta velocidad. Finalmente, los resultados se exponen en el Capítulo 6 y las conclusiones en el Capítulo 7.

Capítulo 2

Características básicas de los cráteres de Impacto

Los cráteres de impacto son los rasgos morfológicos dominantes de las superficies sólidas de la mayoría de los cuerpos del sistema solar, nuestra Luna, Mercurio, Marte, Venus, algunas lunas de los Gigantes Gaseosos, asteroides y cometas, exhiben sobre superficie gran cantidad de estos rasgos morfológicos. Los impactos entre cuerpos y los cráteres de impacto, han sido usados para explicar los procesos de acreción planetaria, la evolución de las superficies planetarias, la formación de satélites naturales y la evolución biológica.

El estudio de los cráteres de impacto tomó importancia desde el momento en que Galileo Galilei apuntó su telescopio hacia la Luna, evidenciando que sobre su superficie se observaban una gran cantidad de formas circulares (Galilei (1610)). Posteriores observaciones confirmaron la presencia de estas formas que generaron gran cantidad de hipótesis acerca de su formación. Una de la hipótesis que prevaleció en esa época, afirmaba que eran volcanes extintos (Hooke (1961)). Estudios más detallados de la superficie terrestre confirmaron la existencia de cráteres de impacto y también que los rasgos de éstos eran distintos a lo de las calderas volcánicas. Estudios geológicos y en especial la petrografía de las rocas encontradas sobre la superficie de los cráteres de impacto mostraron que algunos de los minerales presentes no correspondían a procesos volcánicos o geológicos *estándares*. A partir de entonces se comenzó a utilizar el término *cráter de impacto*, reforzando la teoría de que tales depresiones eran formadas por *cuerpos externos* que impactan las superficies planetarias con energías suficiente altas para desplazar una gran cantidad de material y alterar la mineralogía de la superficie.

Con los avances científicos y tecnológicos y estudios más extendidos en la Tierra, se identificaron cráteres de impacto como el cráter Barringer de Arizona, Estados Unidos -uno de los más estudiados en la actualidad-, evidenciando que los cráteres de impacto son más comunes de lo que se creía.

A partir de la Segunda Guerra Mundial, científicos estadounidenses y de la Unión Soviética, comenzaron a estudiar las depresiones dejadas por las detonaciones de las bombas atómicas y encontraron una gran similitud con las formas de los cráteres de impacto sobre la superficie de la Luna. Con el posterior desarrollo de grandes telescopios, de satélites y orbitadores espaciales que se enfocaron en el estudio de otros cuerpos del sistema solar, se observó que

los cráteres de impacto están presentes sobre la superficie de la mayoría de los cuerpos del sistema solar.

En la actualidad, la idea generalizada es que estas formas son ocasionadas por el impacto de meteoroides -p.e., asteroides- sobre las superficies sólidas de los diversos cuerpos del sistema solar. Igualmente, se ha llegado a un consenso respecto a las diversas características morfológicas de los cráteres de impacto, pero aún quedan muchas interrogantes sobre los procesos generados al momento de su formación, en particular, debido a la gran cantidad de variables involucradas. A continuación hacemos una descripción de la clasificación morfológica de los cráteres de impacto y se estudian sus etapas de formación.

2.1. Morfología

Los cráteres de impacto pueden ser micrométricos hasta kilométricos y su formación depende en gran medida de las propiedades físicas tanto del proyectil, como de la superficie de impacto. De acuerdo a Melosh (1989) y dependiendo de su morfología, los cráteres de impacto se clasifican en tres grupos: simples, compuestos y cuencas multi-anillo.

2.1.1. Cráteres de impacto Simples

Los cráteres de impacto simples son estructuras con forma de paraboloides y con bordes y fondos lisos (Ver Figura 2.1A). En general, en el fondo del cráter se hallan depositadas pequeñas cantidades de materiales de la eyección y de material colapsado de los bordes del cráter (Ver Figura 2.1B). La profundidad del cráter de impacto simple está controlada por la cantidad de material que colapsa. De acuerdo a Melosh (1989), el diámetro de los cráteres de impacto simple aumentar hasta en un 20%, por el derrumbamiento del material de sus bordes. El material depositado en el fondo se caracteriza por la acumulación de materiales desplazados y modificados al momento del impacto. Los fragmentos están compuestos por materiales provenientes de la roca objetivo que se encuentran brechados, metamorfozados y fundidos. Morfológicamente, los cráteres de impacto simples se identifican por su anillo principal bien definido.

En términos de su diámetro (para un mismo cuerpo estudiado), los cráteres de impacto simples son los más pequeños y se dice que son producidos por el impacto de cuerpos pequeños y de *bajas* velocidades, aunque se debe tener en cuenta la respuesta de los diversos materiales involucrados en el momento del impacto. En la Figura 2.1, se observa un mosaico del cráter de impacto simple Linne (aprox. 2.2 km de diámetro), a partir de imágenes satelitales tomadas por el Lunar Reconnaissance Orbiter (LRO), cuyo sistema de tres cámaras obtienen imágenes multiespectrales en blanco y negro, de moderada y alta resolución de la superficie lunar.

En la Figura 2.1 B, se observa un acercamiento al borde del cráter Linne, en donde las flechas blancas indican estratificación preservada justo debajo del borde. Se considera que estos afloramientos rocosos probablemente representan depósitos discretos de flujo de lava (imagen: NASA / GSFC / Arizona State University).

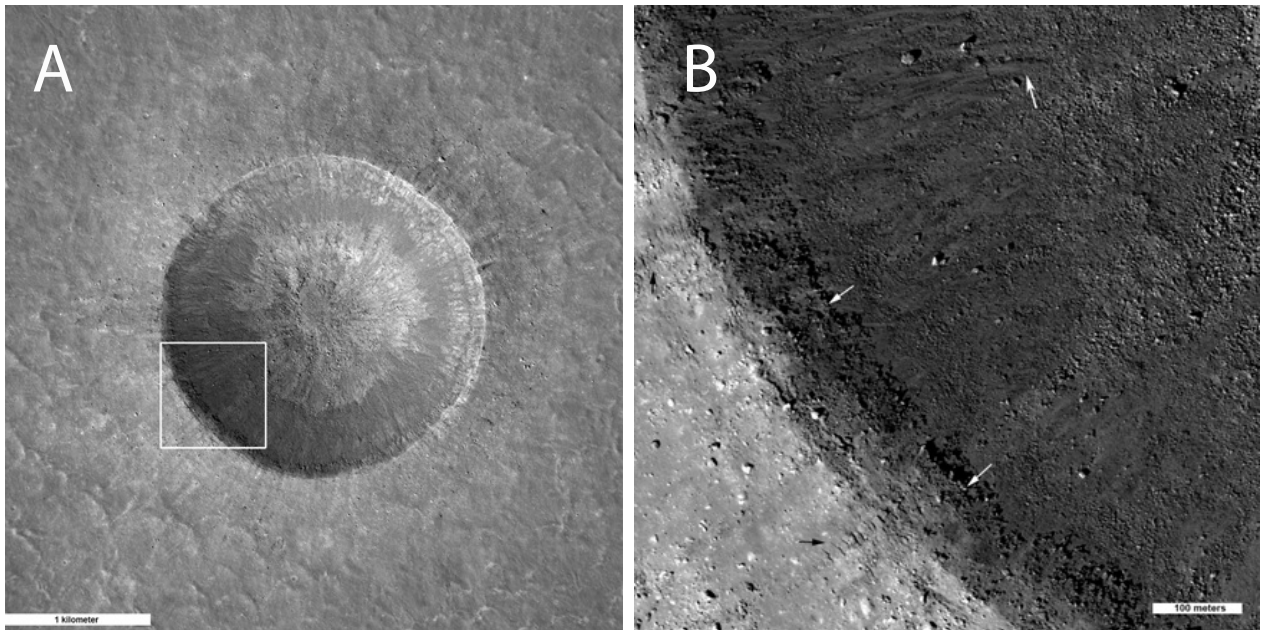


Figura 2.1: Cráter Linne. A. Mosaico de resolución reducida (escala de píxeles de 3 metros). El recuadro blanco muestra la ubicación de la imagen de apertura a la máxima resolución. B Detalle del borde del cráter, donde las flechas blancas indican estratificación preservada justo debajo del borde. Se considera que estos afloramientos rocosos probablemente representan depósitos discretos de flujo de lava (NASA / GSFC / Arizona State University).

2.1.2. Cráteres de Impacto compuestos

En términos de su diámetro, los cráteres de impacto complejos son más grandes que los cráteres simples. En su parte central, presentan una protuberancia rocosa llamada *pico central* (v. Figura 2.2 A), que se forma en el momento en que se termina de transmitir la energía del impacto sobre la superficie impactada y ésta se relaja. Poseen un anillo principal que está afectado por una serie de colapsos en forma de fallas normales producto del debilitamiento de la roca circundante. De acuerdo a Melosh (2011), el diámetro final estos cráteres se incrementa hasta en un 60 % con respecto al cráter transitorio.

2.1.3. Cuencas multi-anillo

Se dice que las cuencas multi-anillo son las huellas preservadas de los impactos más energéticos y catastróficos entre cuerpos de gran tamaño cuando el sistema solar aún se encontraba en un gran caos y los asteroides de gran tamaño eran comunes entre las órbitas de los diferentes planetas, lo que aumentaba la posibilidad de grandes colisiones. Se especula que nuestra Luna tuvo su origen en esta etapa (Ringwood (1989)).

Las cuencas multi-anillo se caracterizan -como su nombre lo indica- por múltiples anillos concéntricos con bordes prominentes y bien definidos. En comparación con los cráteres de impacto simples y complejos, las cuencas multi-anillo son las estructuras de mayor tamaño. Un ejemplo de éstas es la Cuenca Oriental en la Luna (v. Figura 2.2), cuyo anillo principal

tiene un diámetro de unos 950 km.

Las cuencas multi-anillo se pueden observar sobre la superficie de Mercurio, la Luna y algunas de las lunas de Júpiter (Caloris Planitia en Mercurio, Cuenca Oriental en la Luna, Valhalla en Calisto). En los casos de la Tierra y Marte no se han confirmado que sus cráteres de impacto mayores sean impactos de este tipo, en parte porque sus procesos superficiales han ayudado a que se pierda gran parte de la morfología superficial de éstos.

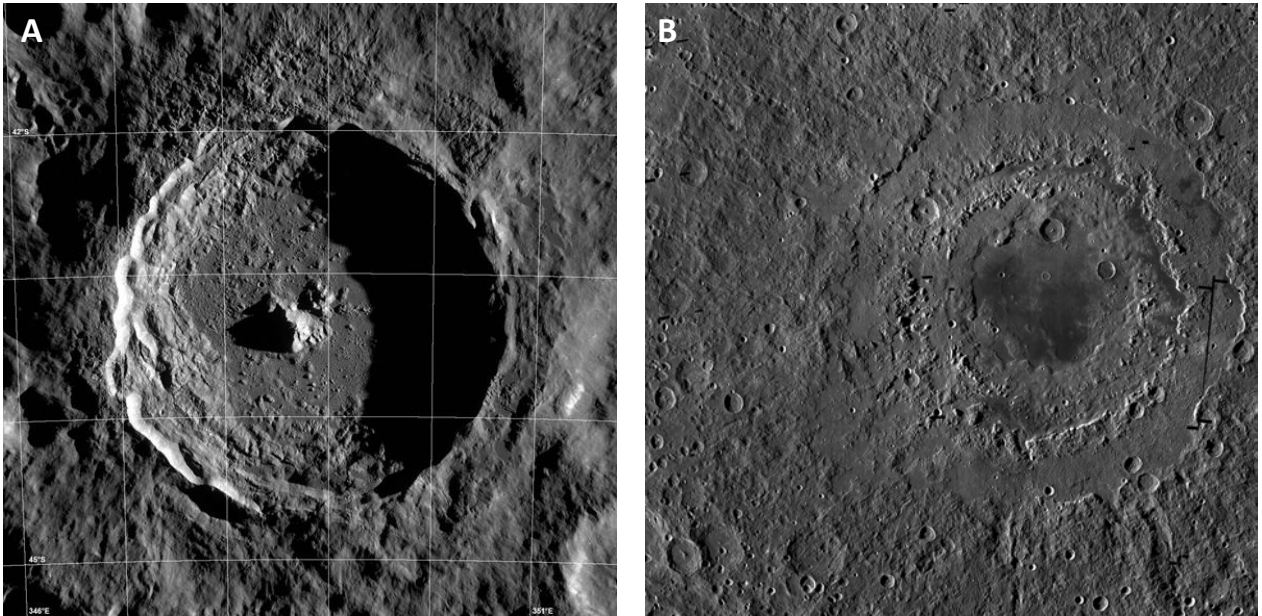


Figura 2.2: A. Mosaico del cráter Tycho. El mosaico abarca 130 km de ancho con el norte está arriba., B. Mosaico de la Cuenca Oriental: La cuenca oriental es la más joven de las grandes cuencas lunares. Su distintivo anillo exterior tiene unos 950 km de este a oeste. El ancho completo del mosaico es de 1350 km (NASA / GSFC / Arizona State University).

2.2. Etapas de formación

Cuando dos cuerpos interactúan a escalas planetarias se libera una gran cantidad de energía que produce cambios físicos y químicos en los cuerpos. Por ejemplo, en teoría, un asteroide esférico de 10 km de diámetro y una densidad media $\rho = 3500 \text{ kg/m}^3$ que impactara la superficie de la Tierra a una velocidad de 11.2 km/s, transferiría una energía equivalente a $2.75 \times 10^{13} t_{TNT}$ (toneladas de TNT o $EC = 1/2mv^2 = 1.15 \times 10^{23} \text{ J}$). A veces se comparan estas energías con la de las bombas atómicas de Hiroshima y Nagasaki ($\sim 20 \text{ kton}$ -kilotones-). Para este ejemplo, la energía equivaldría a 1330 millones de bombas atómicas. El hecho es que la energía involucrada se traduce en un sin número de fenómenos que dan lugar a un cráter de impacto con características únicas.

Dado que, en la actualidad, no tenemos datos observacionales de las etapas de formación de cráteres de impacto, y que las energías requeridas para reproducirlos en laboratorio son inalcanzables -por el momento-, se recurre al estudio de impactos a mucho menor escala -en laboratorio-, complementados con modelos computacionales y de datos recolectados a través

de muestras de campo y de fotografías satelitales de cráteres de impacto en la Tierra y en los diferentes cuerpos del Sistema Solar.

Melosh (2011) y French (1998) dividen al fenómeno de formación de un cráter de impacto en tres etapas: contacto y compresión, excavación y modificación.

2.2.1. Contacto y compresión

Esta etapa se inicia en el instante en el que el proyectil toca la superficie; y finaliza con la transferencia de su energía. Es la etapa de duración más corta en comparación a las demás etapas y es donde se presenta la desintegración del proyectil. La energía transferida se traduce rápidamente en ondas de choque que se propagan esféricamente a grandes velocidades a través de los dos cuerpos interactuantes. Dependiendo de la distancia al punto de impacto, los materiales de la superficie impactada y del proyectil se evaporan, funden, metamorfosean y/o fracturan (v.Figura 2.3) y el volumen del material que será transformado o modificado dependerá de las propiedades físicas de los dos cuerpos y de la energía del proyectil (v. Figura 2.3). Adicionalmente, se disipa energía en forma de calor y a través de la deformación y la aceleración del material que posteriormente será excavado para formar el cráter (French, 1998).

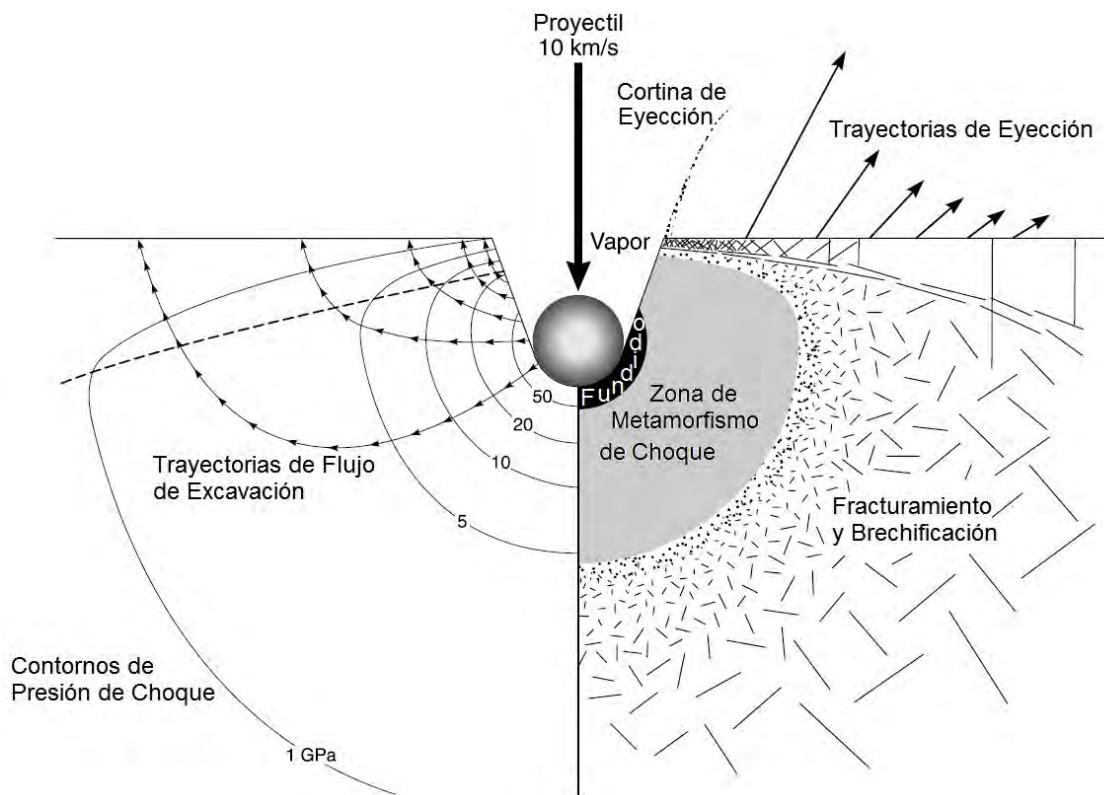


Figura 2.3: Etapa de contacto y compresión. Adaptado de: French (1998).

En la Figura 2.3, en la zona adyacente al impacto se presenta un pico de presión ($> 50 \text{ Gpa}$), que ocasiona que un gran porcentaje del impactor y una pequeña porción volumétrica la superficie impactada, se conviertan en vapor y fundido. A medida que la presión

desciende el material afectado presentara cambios mineralógicos significativos (polimorfos de cuarzo, coesita y estichovita, evidencia inequívoca de la presencia de un impacto). Finalmente, en las zonas de bajas presiones ($< 5 \text{ Gpa}$), se presenta fracturamiento y brechificación del material.

La etapa de contacto y compresión es similar en los casos de los cráteres simples y complejos (v. Figuras 2.4, a y b), y difieren básicamente en la energía de impacto. Una mayor o menor afectación del impactor evidencia una mayor o menor energía involucrada. En el caso de la superficie impactada se manifiesta por un lado, en los cambios morfológicos -ya descritos en la sección anterior- y en el tamaño de las zonas de afectadas dentro de la superficie.

2.2.2. Etapa de excavación

Teóricamente, la etapa de excavación sucede en un intervalo de tiempo más prolongado en comparación con la etapa de contacto y compresión. Dependiendo de la energía desencadenada en el momento del impacto y de las propiedades físicas del proyectil se presentará un enriquecimiento de minerales sobre la superficie impactada o se encontrarán fragmentos del proyectil en el interior del cráter y en el manto de eyección.

En esta etapa, el cráter de impacto comienza a tomar forma, abriéndose paso a través de complejas interacciones entre las ondas de choque en expansión y la superficie del suelo original. Las ondas que alcanzan la superficie se reflejan de vuelta hacia abajo como rarefacción -llamadas de liberación- (Ver figurac 2.3 y figura 2.4 literal c). Simultáneamente, parte de la energía de la onda de choque inicial se convierte nuevamente en energía cinética desplazando material hacia afuera, en gran parte, como fragmentos individuales que viajan a altas velocidades (French, 1998). Este proceso continua hasta que las ondas de choque y liberación ya no son capaces de excavar más material de la superficie. Cuando se alcanza ese punto crítico, se tiene el llamado el cráter transitorio (v. Figura 2.4 d y figura 2.4 a) (Melosh (1989), Capítulo 5).

Se supone que todas las estructuras de impacto, pasan por la etapa de cráter transitorio, lo que hace que esta etapa sea útil para comparar estructuras de impacto de diferentes tamaños o en diferentes planetas. De acuerdo a lo anterior, también permite determinar las características críticas de una estructura de impacto como su diámetro y profundidad originales (pre-erosión), la energía de impacto, el tamaño y la velocidad del proyectil, la distribución de las presiones de choque y los efectos de choque dentro del cráter, la cantidad de material fundido y expulsado durante la formación del cráter, la cantidad de levantamiento estructural durante la formación del pico central de las estructuras de impacto complejas, y la profundidad a partir de la cual se derivaron los materiales excavados (French, 1998).

Desde el punto de vista de sus cráteres transitorios, los cráteres de impacto simples y complejos no son muy distintos. Las diferencias entre ellos comienza a ser notoria a partir de una etapa posterior: la etapa de modificación.

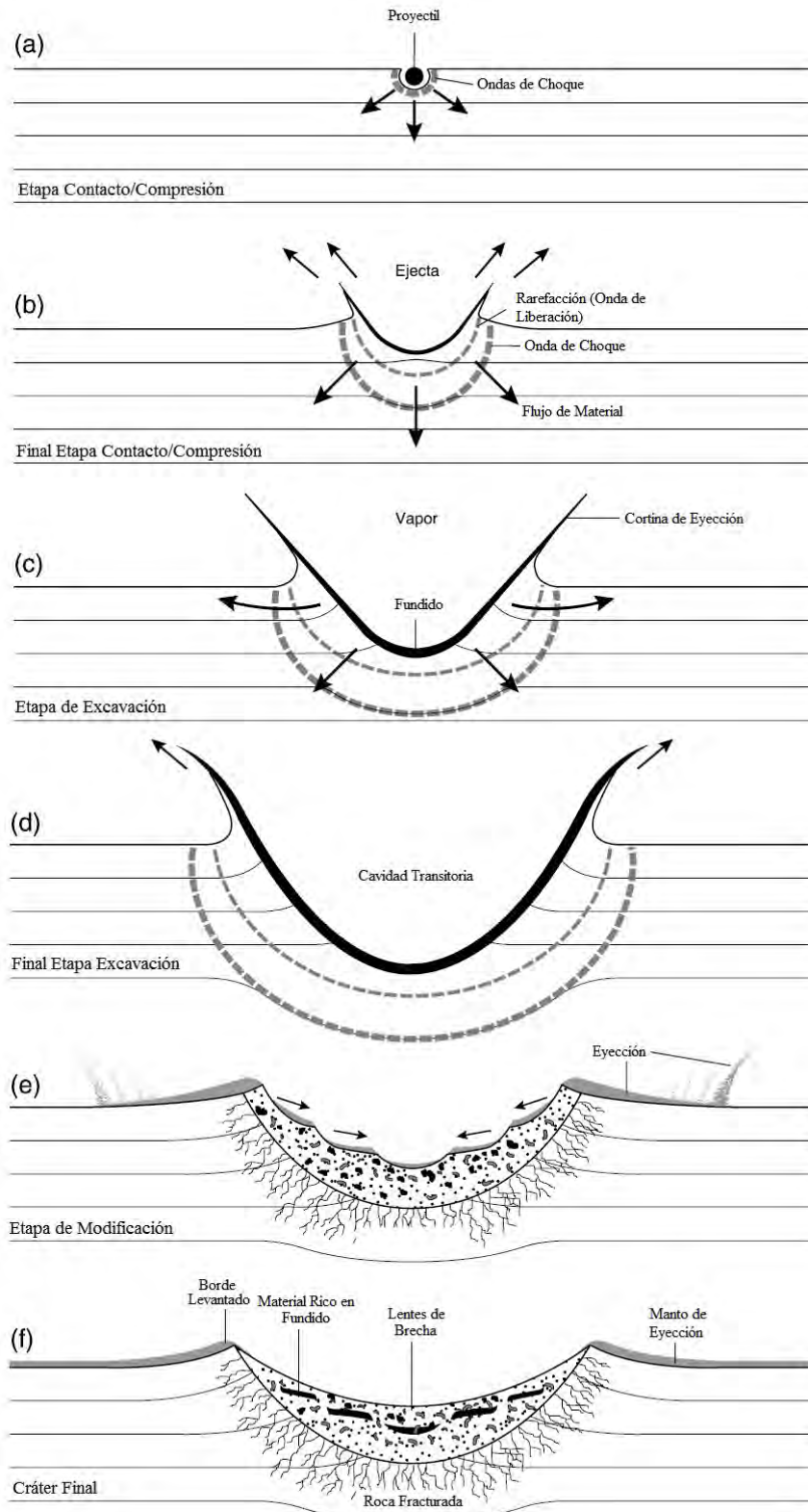


Figura 2.4: Etapas de formación de un cráter de Impacto Simple. Tomado y modificado de: French (1998).

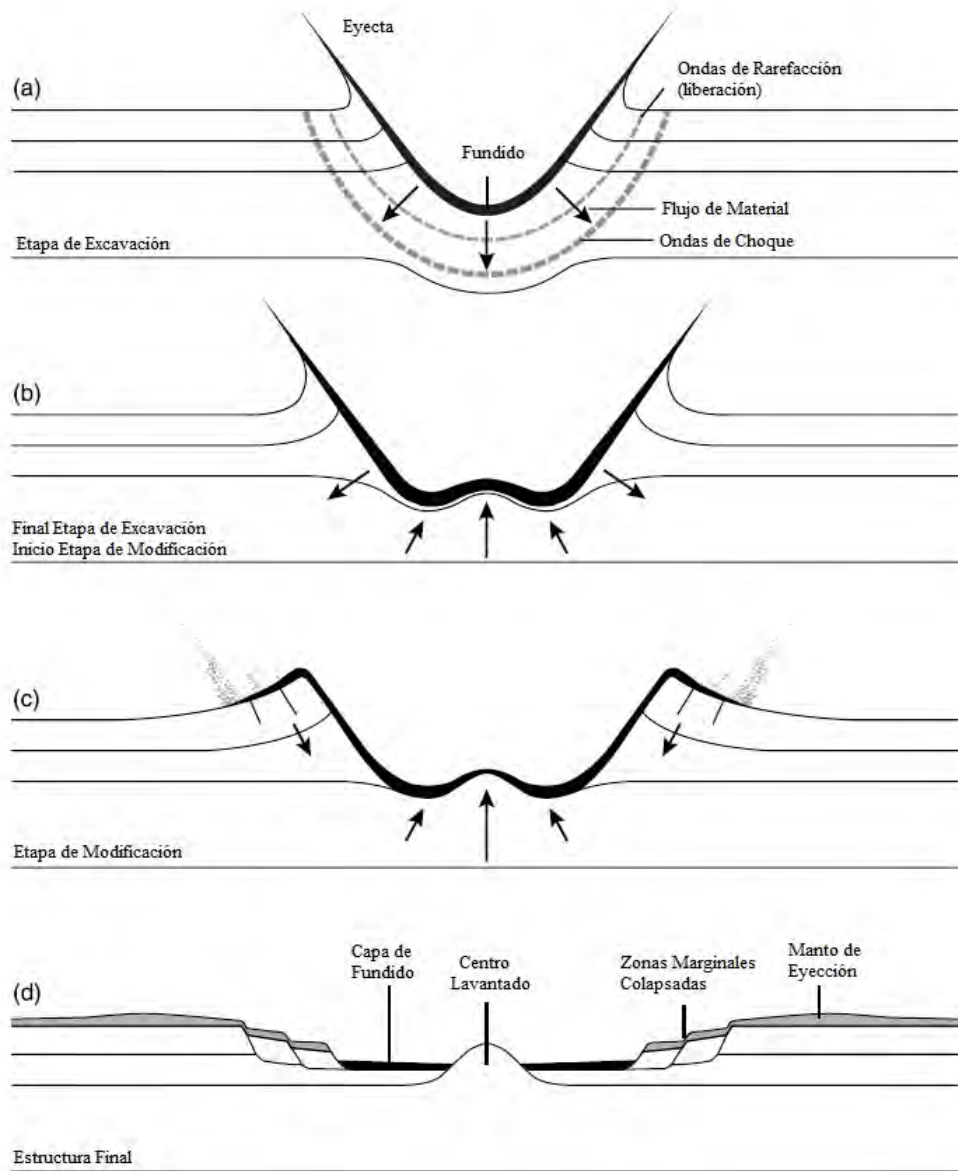


Figura 2.5: Etapas de formación de un cráter de Impacto Complejo. Tomado y modificado de: French (1998).

2.3. Etapa de modificación

La etapa de modificación inicia instantáneamente después de que el cráter transitorio se formó e inmediatamente después de que el material fracturado y brechado (ver figura 2.3) se derrumba o colapsa de las partes más empinadas del cráter transitorio debido a su pérdida de cohesión y resistencia (Melosh (1989) y French (1998)). En los cráteres de impacto simple, el material colapsado se acumula en el fondo del cráter formando una capa compuesta por lentes de brecha y material rico en fundido (v. Figura 2.4). También el material que fue expulsado fuera del cráter se deposita sobre la superficie formando un depósito de eyección proximal.

Adicionalmente, pueden existir fragmentos que sean acelerados a velocidades de escape.

En los cráteres de impacto complejos se observan dos rasgos morfológicos característicos. El primero está determinado por la relajación de la superficie en la zona de mayor presión, en donde se produce un rebote que da lugar al pico central (v. Figura 2.5). El segundo rasgo morfológico es el colapso fallas normales del borde del cráter transitorio con el aspecto de anillos concéntricos sobre el borde principal del cráter -como se describió en la sección anterior-. En las Figuras 2.4(f) y 2.5(d) pueden verse las formas finales de los cráteres de impacto simple y complejo, respectivamente.

En la actualidad, aún se debate en qué momento finaliza la etapa de modificación, dado que los cráteres continúan siendo modificados por la erosión, la sedimentación, la tectónica, el vulcanismo y otros cráteres de impacto, entre otros, que son procesos dinámicos geológicos normales de cada cuerpo.

Para determinar radio real del cráter hay que considerar que después de su formación se modifica. Primero, debido a colapsos en sus bordes por el debilitamiento que produce el paso de la onda de choque y la movilización del material. Segundo, debido a la erosión, se presenta desde el momento en que los agentes atmosféricos inician a erosionar las laderas del cráter, el grado de erosión depende en gran medida de las condiciones climáticas y tectónicas de la zona en donde se formó la estructura. En la Figura 2.6 (a, c), se esquematizan las zonas de debilitamiento que se presentan en los cráteres de impacto simples y complejos, estas zonas posteriormente colapsan hacia el centro del cráter aumentando su diámetro y disminuyendo su profundidad. Posterior a estos colapsos se obtiene la morfología final del cráter (v. Figura 2.6 a, c), en donde el diámetro final es más grande. Adicionalmente la morfología final del cráter de impacto complejo varía en gran medida tanto en diámetro como en profundidad.

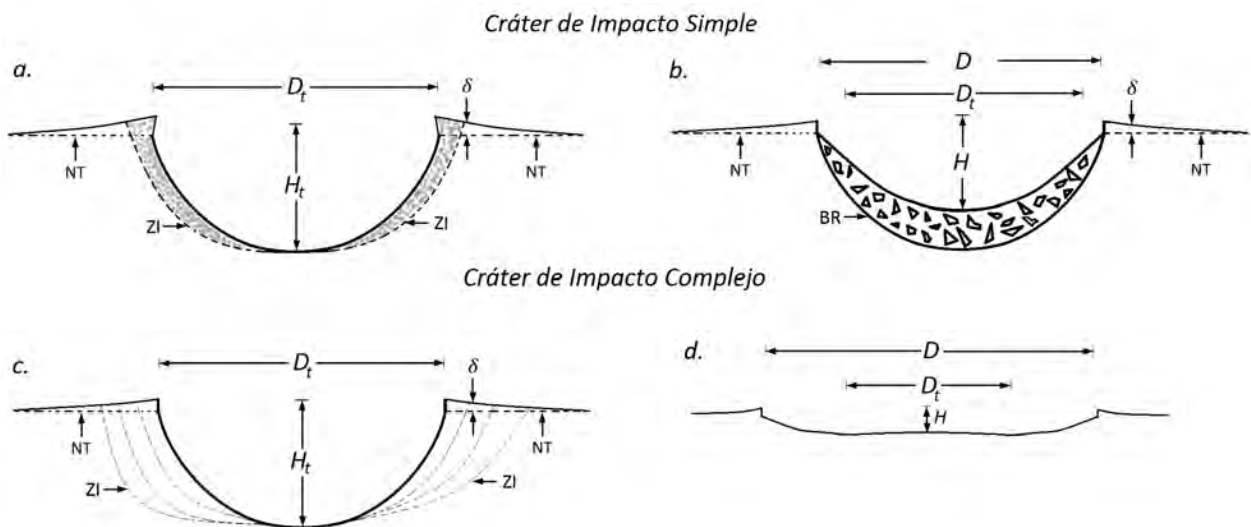


Figura 2.6: Morfología después del impacto para los cráteres de impacto simple (a, b) y complejo (c, d). a y c, representan las morfologías instantáneas después del impacto. b y d, representan la morfología final. Tomado y modificado de Melosh (1989)

Capítulo 3

Cráteres de impacto en cuerpos del sistema solar

En este capítulo se describen algunos rasgos y estructuras relevantes en cuerpos del sistema solar, incluida la Tierra, con el objetivo de tener un contexto más específico con el cual comparar los modelos experimentales que se exponen en esta tesis.

3.1. Cráteres de impacto en la Tierra

A partir del inicio de la era espacial y con el lanzamiento de satélites de observación y naves espaciales, el número de cráteres de impacto identificados en la Tierra aumentó considerablemente contradiciendo la idea antigua de que la Tierra no había sido afectada por el impacto de cuerpos extraterrestres. Ahora sabemos que la dinámica superficial de la Tierra ha cubierto o eliminado muchas de las evidencias de estas estructuras, haciendo difícil su identificación plena. Aunque la explotación de recursos naturales como el petróleo y los minerales ha facilitado el descubrimiento de estas estructuras considerando que se trata estructuras que resultan ser trampas de hidrocarburos o zonas donde hay enriquecimiento de minerales aprovechables para la industria.

La *Earth Impact Database* o Base de datos de impactos en la Tierra, fundada en 1995, reporta, hasta el 2016, un total de 190 sitios de impactos confirmados. Ésta registra su diámetro, ubicación detallada y edad entre otros datos (v. Figura 3.1) y junto con otras bases se sustentan en trabajos como el elaborado por Rajmon (2006) donde se caracterizan las estructuras de impacto en estructuras de impacto como *confirmadas*, *probables*, *posibles/sospechosa* y/o *rechazadas* (v. Figura 3.2).

Una estructura de impacto se clasifica como *probable* si los estudios estructurales, geológicos y geofísicos establecieron pruebas razonables, pero con informes no confirmados de las características del impacto, así pues, las características definitivas del impacto aún no están bien documentados. Una estructura de impacto *posible/sospechosa* es aquella en la que existe alguna evidencia estructural, geológica y geofísica, pero el origen del impacto es todavía incierto debido a la falta de datos. Finalmente, se clasifica una estructura de impacto como *rechazada* cuando su clasificación y características no pueden ser confirmadas a través de los

distintos estudios.

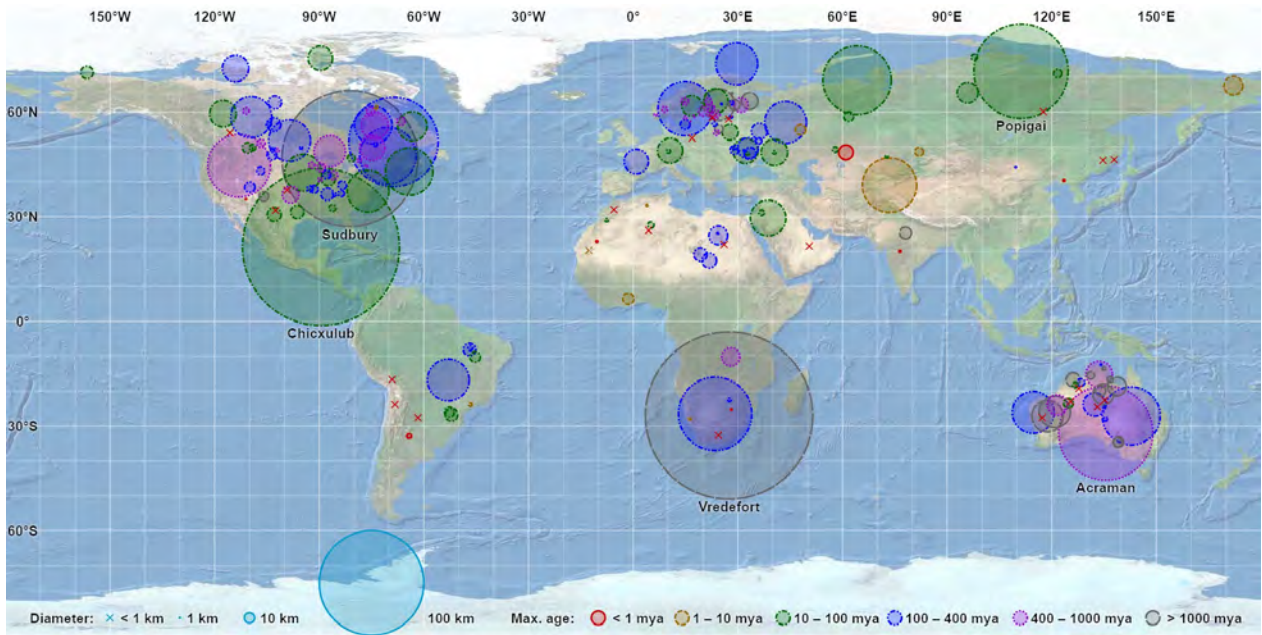


Figura 3.1: Mapa de las estructuras de impacto reportadas por la *Earth Impact Database*, fuente de información sin fines de lucro del Centro de Ciencias Planetarias y Espaciales de la Universidad de New Brunswick, Canadá (2017).

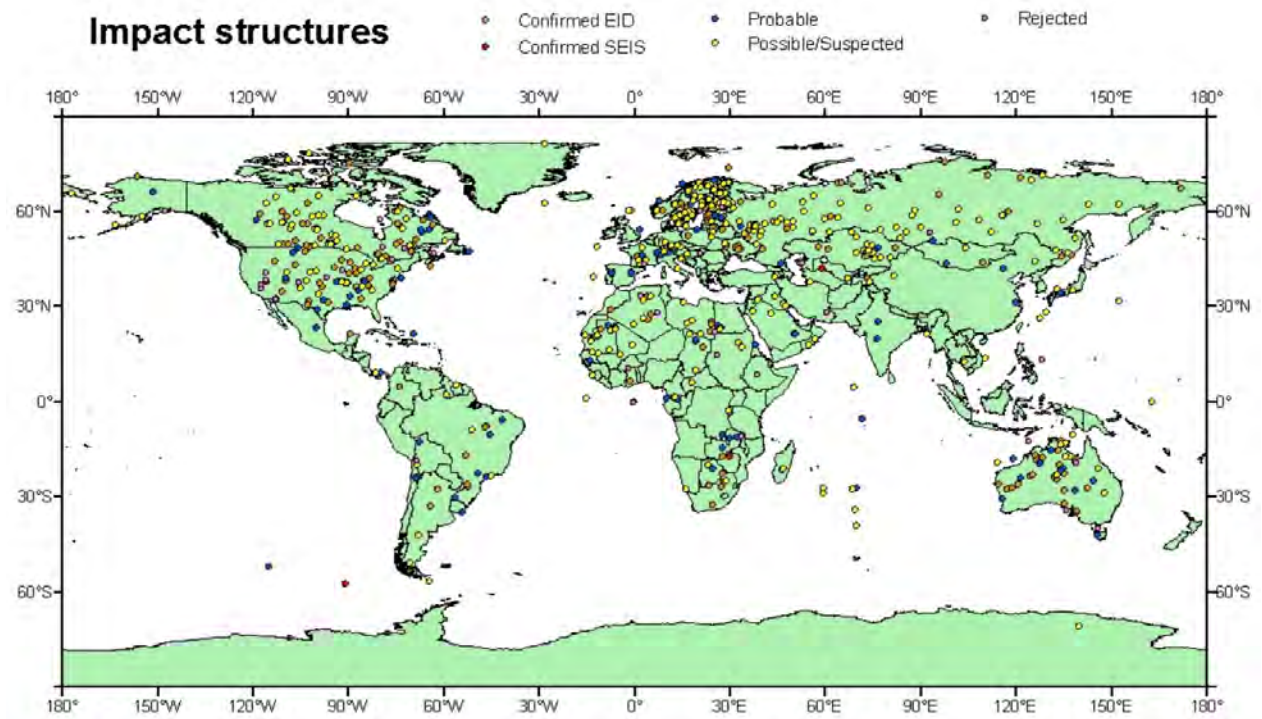


Figura 3.2: Estructuras de impacto confirmadas, probables, posibles y rechazada, reportadas por Rajmon (2006).

A continuación, se hace una descripción de algunas de las estructuras impacto en la Tierra, cuyos estudios proporcionan información relevante de sus materiales y su morfología.

3.1.1. Cráter Vredefort

El cráter de impacto de Vredefort se encuentra ubicado al suroeste de Johannesburgo, Sudáfrica (27.00 S, 27.50 E). Es la estructura de impacto conocida más grande y más antigua de la Tierra. Se estima que su cráter transitorio tendría un diámetro entre $\sim 144 \text{ km}$ y el diámetro del cráter final se estima que era de $\sim 300 \text{ km}$ (Therriault et al. (1997)).

Sin embargo, teniendo en cuenta su edad estimada de $> 2000 \text{ Ma}$, los procesos de erosión y tectónica han ocasionado que gran parte la estructura se haya erosionado, dificultando la determinación exacta de su diámetro.



Figura 3.3: Cráter de impacto Vredefort, Sudafrica. Imagen de NASA Earth Observatory, por Lauren Dauphin con datos de Landsat (US Geological Survey).

En la Figura 3.3 se muestra una imagen satelital de parte del cráter de Veredefort donde se observa una estructura rocosa en forma de media luna que comprende a la estructura interna del cráter (domo) de impacto que han sobrevivido a los procesos de erosión.

3.1.2. Cráter Chicxulub

Este es uno de los cráteres de impacto más estudiados sobre la Tierra. Su formación estimada esta asociada a la extinción del Cretácico-Paleogeno ($\sim 66 Ma$), una de las extinciones más importantes de la historia geológica de la Tierra. Este evento de extinción es de gran importancia ya que coincide con el final del dominio de los dinosaurios y con el inicio del dominio de los mamíferos.

Este cráter de impacto se encuentra ubicado al noroeste de la península de Yucatán en México (21.27 N, 89.50 O). Se descubrió gracias a trabajos de prospección que se realizaban en esa área, a estudios posteriores más detallados y al descubrimiento de material de eyección (v. capítulo 3) asociado a la formación del cráter. El tamaño exacto y la morfología precisa del cráter de Chicxulub siguen en discusión. Se considera un cráter de $\sim 180 km$ de diámetro y una cuenca de múltiples anillos de 300 km (Morgan et al., 1997). En la figura 3.4, se observa un mapa gravimétrico que resalta dos anillos, el más grande con un diámetro aproximado de 180 km.

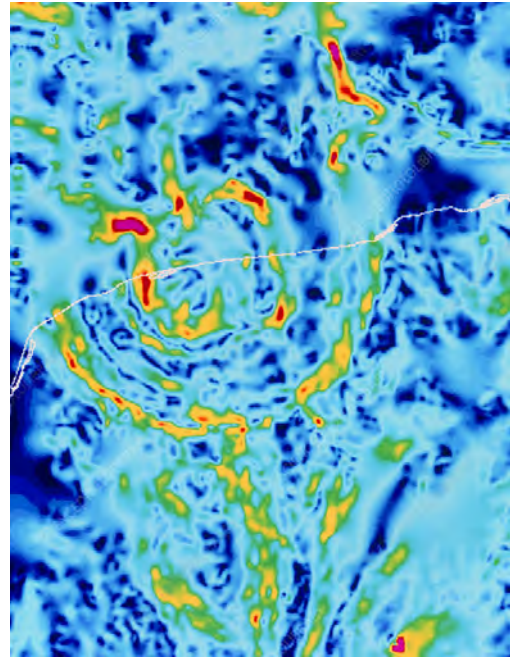


Figura 3.4: Mapa de la anomalía gravitacional donde se halla el cráter de impacto Chicxulub en la Península de Yucatán, México. La línea blanca indica la costa. Los colores del rojo al azul indican de mayor a menor, respectivamente, los valores de anomalía gravimétrica (Tomado del Geological Service Survey of Canada/ Science Photo Library).

En el Capítulo 3, se profundiza más acerca de las características del material de eyección de esta estructura.

3.1.3. Cráter Ries

El cráter de impacto Ries se encuentra ubicado oeste de Baviera, Alemania, al norte del Danubio en el distrito de Donau-Ries (48.88 N, 10.56 E). Dentro del cráter se encuentra asentada la ciudad de Nördlingen, cuyos pobladores han aprovechado los materiales del cráter y sus alrededores para la construcción por años, además la zona del impacto y sus alrededores son de gran atractivo turístico. Al igual que la estructura de impacto de Chicxulub, está bien estudiada y caracterizada. A través de la recolección de muestras y perforaciones se han evidenciaron materiales característicos de la zona de impacto. En la figura 3.5 se observa un mapa topográfico de la región, en donde sobresale una depresión topográfica en forma circular correspondiente al cráter de impacto. El diámetro aproximado de esta depresión es de unos 24 km y con análisis de laboratorio sobre suevita se estimó que el impacto tiene una

antigüedad de unos 15 Ma (Morgan et al., 1979).

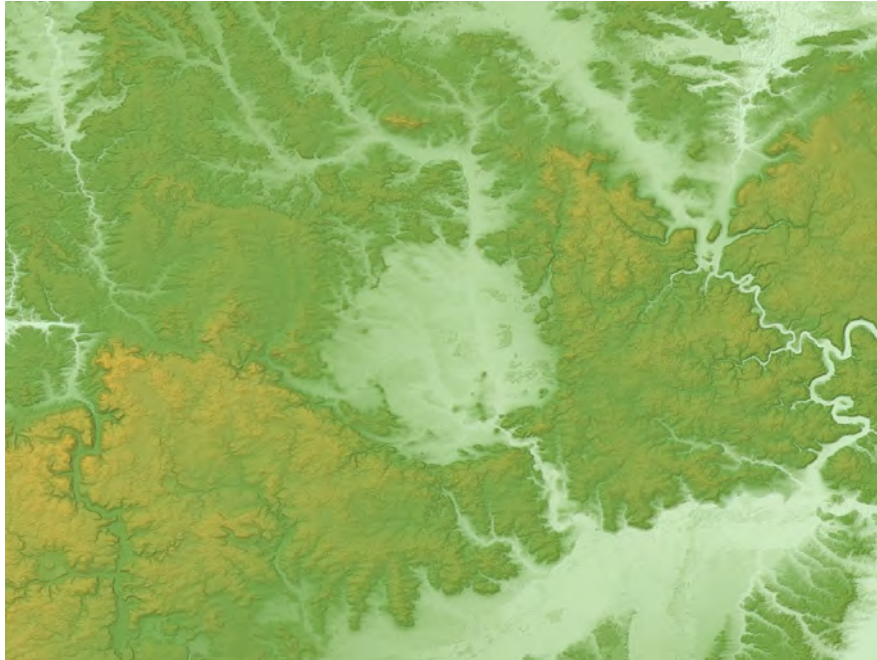


Figura 3.5: Mapa topográfico de la región de Nördlinger Ries, Alemania. Datos de SRTM-1 (30 m Mesh)

Las características más sobresalientes de este cráter son las zonas eyección alrededor del cráter que se han preservado y las brechas dentro del cráter sobrevivieron a la erosión por la deposición de sedimentos en un lago de agua dulce. Estos aspectos y demás características del material de eyección se estudian en el Capítulo 3.

3.1.4. Cráter Barringer

El cráter Barringer está ubicado en el suroeste de los Estados Unidos, a 55 km al este de la ciudad de Flagstaff, en el norte de Arizona (35.026 N, 111.024 O). Probablemente es el cráter de impacto mejor estudiado y del que se tiene una mejor descripción geológica hasta ahora. Tiene un diámetro de ≈ 1.2 km, que -topográficamente- tiene un borde en forma de cuadrado y con bordes redondeados, que se eleva de 30 a 60 m por encima de la llanura circundante. Tiene, además, una depresión en forma de cuenca con una profundidad aproximada 180 m (v. figura 3.6). Las paredes superiores del cráter tienen una pendiente promedio de 40 a 50 grados, aunque también comprende acantilados casi verticales. Su forma de cuenca sin un levantamiento -o pico- central es característico de un carácter de impacto simple. Sus bordes ha sufrido modificaciones debido a ajustes estructurales naturales de las rocas impactadas, lo que explica su forma cuadrada (Kring, 2017).



Figura 3.6: Cráter de impacto Barringer (Maria Kaulen, www.portalastronomico.com)

Aún con las técnicas modernas, la determinación de la edad precisa de formación del cráter Barringer presentó grandes desafíos dado que el impacto no produjo grandes volúmenes de material fundido, además de que el cráter es demasiado joven para usarla mayoría de los métodos de datación radiométricos. Por lo anterior, muchos de los intentos iniciales para determinar la edad del cráter se basaron en evaluaciones de la erosión, la sedimentación, las relaciones de corte y la bioestratigrafía (Kring, 2017). No hay un consenso de la época de la formación del cráter, pero se estima que fue hace alrededor de 50 000 años. La descripción y caracterización del material de eyección de esta estructura también se aborda en el Capítulo 3.

3.1.5. Cráter del glaciar Hiawatha

En 2018, se descubrió un gran cráter de impacto debajo del glaciar Hiawatha en el noroeste de Groenlandia (78.74 N, 66.34 O). Las primeras evidencias de este cráter se manifestaron a partir de las prospecciones de radar aerotransportadas realizadas para estudiar las capas de hielo de Groenlandia. En los datos de radar se identificó una depresión del lecho de roca en forma circular de unos 31 km de diámetro debajo de 1 km de hielo (Kjær et al., 2018).

En la figura 3.7, se observa el mapa topográfico de radar obtenida a partir de los sobrevuelos del glaciar. La topografía de la zona del lecho del glaciar evidencia una depresión circular y que presenta elevaciones topográficas que corresponden al borde del cráter (triángulos negros) con un aparente levantamiento central (círculos en púrpura). En el trabajo de campo realizado con el fin de recolectar muestras del sedimento glaciofluvial del río más grande que drena el cráter se hallaron fragmentos de cuarzo chocado y otros granos relacionados con el impacto.

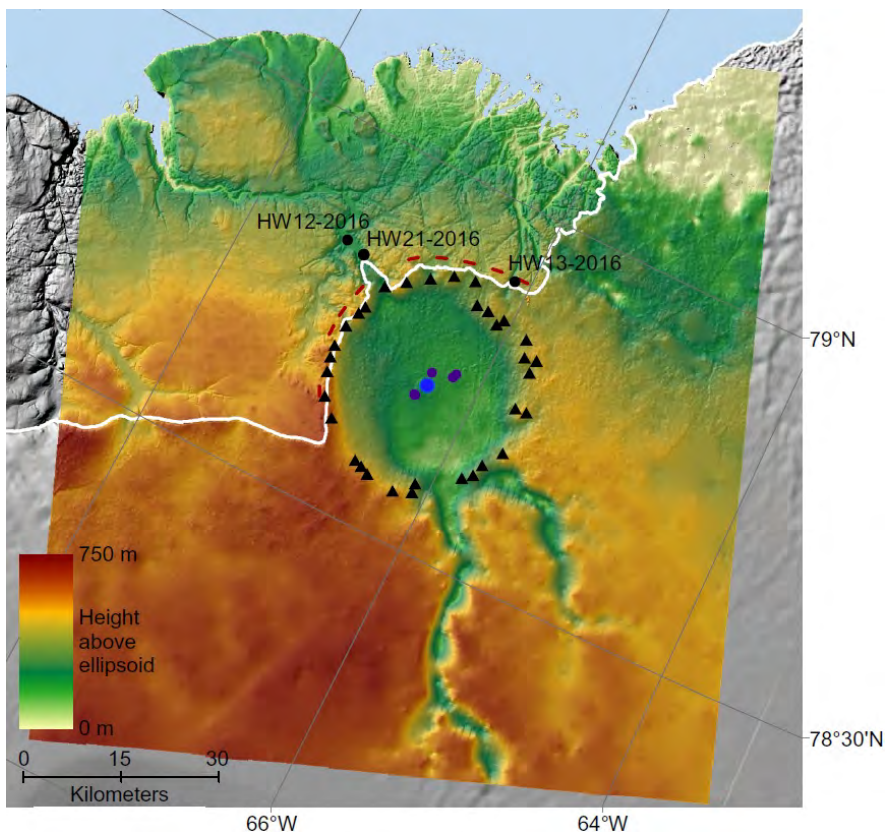


Figura 3.7: Topografía del lecho del Glaciar Hiawatha a partir de datos de radar aerotransportado entre 1997 a 2014 (datos de la NASA y del Alfred Wegener Institute (AWI)). Los triángulos negros representan selecciones de bordes elevados de los radargramas, y los círculos de color púrpura oscuro representan picos en parte central. Las líneas rojas son medidas del campo frontal de estructuras de lecho de roca marginal del hielo. Los círculos negros muestran la ubicación de los sitios donde se tomaron muestras densedimento glaciofluvial (Kjær et al., 2018).

El estudio caracteriza la estructura como un cráter de impacto complejo, potencialmente, una de las 25 estructuras de impacto más grandes en la Tierra y posiblemente el único cráter de estas dimensiones que todavía conserva una parte significativa de su expresión topográfica superficial original. Su edad absoluta aún no está determinada por falta de muestras que sirvan para tal caso, pero con la evidencia de rocas del paleoproterozóico antiguo que afloran en la zona inmediatamente adyacente, se estima que el cráter es más joven que estas rocas.

3.2. Cráteres de Impacto en cuerpos del sistema solar exterior

Muchos cuerpos sólidos del sistema solar parecen estar mucho más afectados por impactos en comparación con la Tierra. La mayoría de ellos, sin importar su tamaño exhiben una gran acumulación de cráteres. Como se mencionó anteriormente, esto se debe a que en la Tierra los

procesos de dinámica superficial han borrado y modificado estas huellas. Si la dinámica superficial de la Tierra fuera mucho más moderada como en Marte o si no existiera vegetación u océanos u otros cuerpos de agua, nuestro planeta luciría con un gran número de estructuras de impacto como Marte o inclusive como la Luna.

En el sistema solar exterior, también algunos de los satélites de los gigantes gaseosos Júpiter (v. Figura 3.8) y Saturno (v. Figura 3.9), presentan un gran número de cráteres de impacto sobre su superficie con la excepción de la luna de Júpiter, Ío, que no presenta cráteres de impacto visibles por ser el cuerpo volcánico más activo del sistema solar, tal que sus constantes erupciones hacen que los cráteres de impacto sean borrados.

Por otro lado, las superficies de tres de los planetas enanos Plutón, Ceres y Vesta o el aún el asteroide Bennu (v. Figuras 3.11, 3.10 y 3.11) presentan huellas de grandes colisiones que dejaron un gran número de cráteres de impacto en sus superficies. Sin embargo, el caso de Plutón podría parecer sorprendente dada su posible actividad geológica superficial.

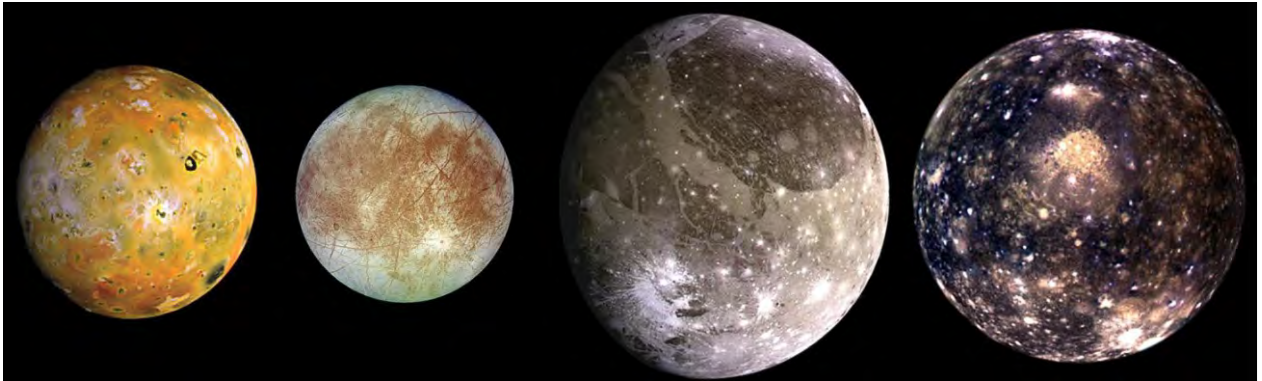


Figura 3.8: Lunas Galileanas, de izquierda a derecha, Io con un diámetro de 3643 km, Europa de 3122 km, Ganímedes de 5268 km y Calixto de 4821 km (imagen: NASA/JPL-Caltech/Space Science Institute).



Figura 3.9: Mosaico de imágenes de algunas lunas de Saturno. De izquierda a derecha, Encélado ($r \approx 252 \text{ km}$), Hiperión ($r \approx 135 \text{ km}$), Jápeto ($r \approx 736 \text{ km}$), Dione ($r \approx 562 \text{ km}$) y Mimas ($r \approx 198 \text{ km}$), la imagen no está a escala. (imagen: NASA/JPL-Caltech/Space Science Institute).

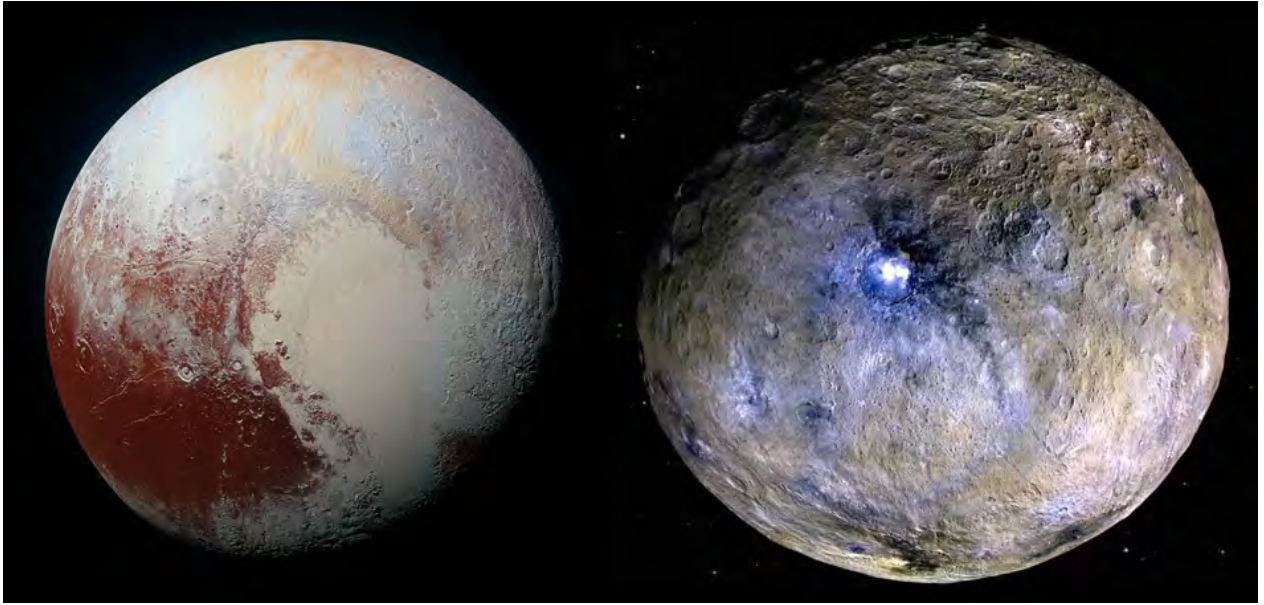


Figura 3.10: Planetas enanos Pluton y Ceres. La imagen no esta a escala. Pluton (diámetro 2377 km, imagen crédito NASA/JHUAPL/SwRI), Ceres (diámetro 945 km, imagen crédito NASA/JPL-CalTech/UCLA/MPS/DLR/IDA).

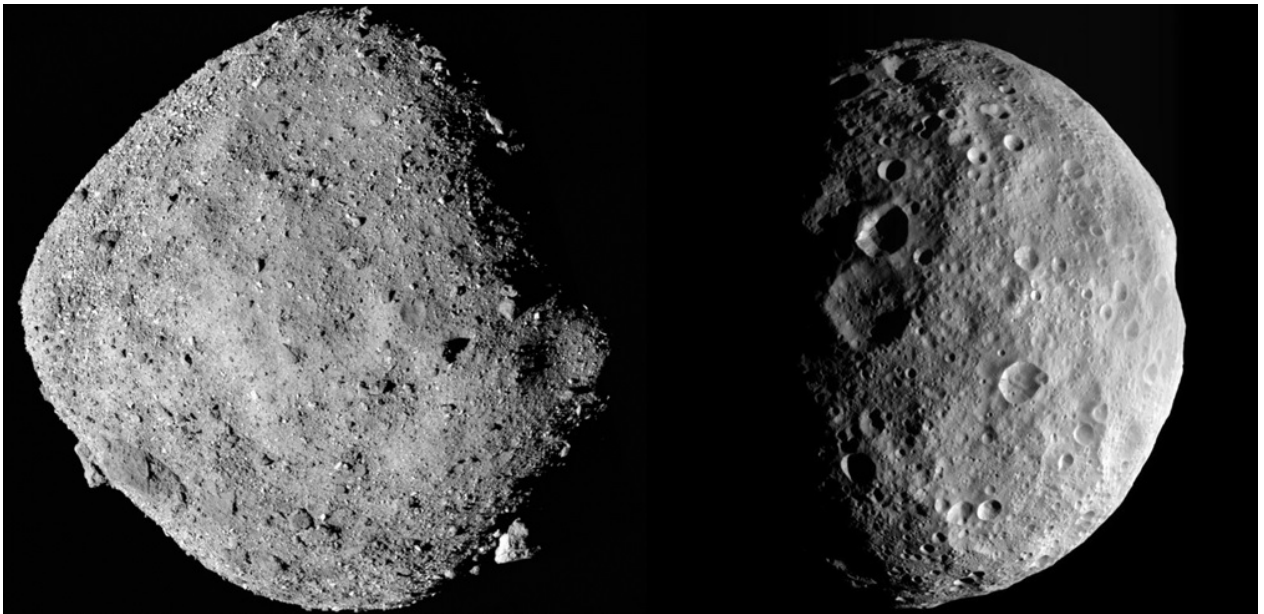


Figura 3.11: Asteroides Bennu y Planeta enano Vesta. La imagen no está a escala. Bennu (diámetro 492 km, imagen crédito NASA/Goddard/University of Arizona), Vesta (diámetro 530 km, secuencia de imágenes de la nave espacial Dawn de la NASA Crédito: NASA / JPL-Caltech / UCLA / MPS / DLR / IDA)

Se piensa que el asteroide Bennu es una pila de escombros o un cuerpo no consolidado de fragmentos de menor tamaño. Los fragmentos que componen a Bennu permanecen unidos

debido a la fuerza de gravedad y otras fuerzas como la fuerza de cohesión. De acuerdo a las estimaciones (Lauretta et al. (2015)), alrededor de 20 a 40 por ciento de volumen total de Bennu es espacio *vacío* y si Bennu se colocara en la superficie de la Tierra, la gravedad lo desmoronaría. Estos hallazgos resultan muy interesantes, dado que esta investigación se centra en el comportamiento de impactos sobre superficies granulares que se mantienen por fuerzas de fricción y cohesión.

Finalmente, los cometas, aunque numerosos en el Sistema Solar, hasta la fecha sólo tenemos imágenes de gran resolución de la superficie del cometa 67P/Churyumov-Gerasimenko, un cometa de período corto (~ 6 años) de la familia de Júpiter que recientemente fue visitado por la sonda espacial Rosetta de la Agencia Espacial Europea (ESA). Aunque su superficie está casi desprovista de cráteres de impacto reconocibles por la continua renovación debido a su actividad, en la Figura 3.12, se observa un posible candidato de unos 35 m de ancho y que ha sido parcialmente cubierto por polvo.

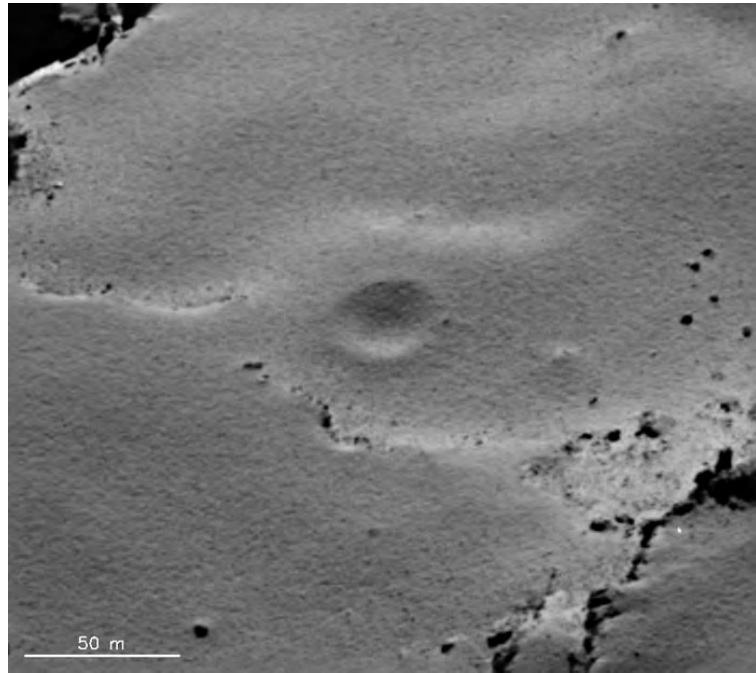


Figura 3.12: Posible cráter de impacto sobre la superficie del cometa 67P /Churyumov-Gerasimenko. Créditos: ESA / Rosetta / MPS para el equipo OSIRIS MPS / UPD / LAM / IAA / SSO / INTA / UPM / DASP / IDA

3.3. Cráteres de Impacto en cuerpos del sistema solar interior distintos a la Tierra

En esta sección se enfoca en algunos aspectos sobresalientes de las estructuras de impactos en Mercurio, Venus, Marte y la Luna.

3.3.1. Mercurio

Antes de la llegada de la nave espacial Messenger en marzo de 2011, se sabía que el planeta Mercurio tenía un paisaje muy similar al de nuestra luna (Imágenes Mariner 10), pero gracias a los equipos a bordo de la sonda espacial Messenger y sus cámaras de alta resolución, se han descubierto un sin número de rasgos superficiales del planeta Mercurio que han dado pistas del proceso evolutivo de su superficie.

El planeta Mercurio es conocido por tener una de las cuencas de impacto más grandes del sistema solar, la *cuenca Caloris*, con un diámetro estimado de cerca de 1550 km, ubicada a $30^{\circ}N$ y $190^{\circ}W$ y descubierta por los sobrevuelos de la nave Mariner 10. En la Figura 3.13, que es una composición de imágenes a falso color tomadas por la sonda Messenger se observa -en la parte superior derecha- el contraste que genera la respuesta superficial de los materiales presentes dentro de la cuenca Caloris.

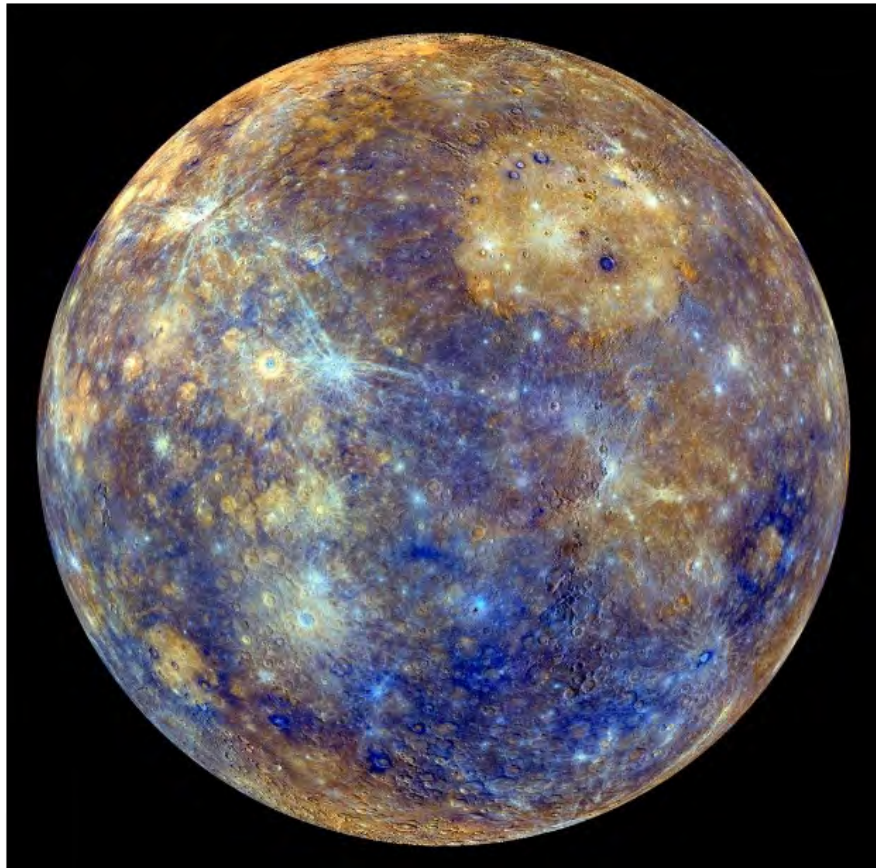


Figura 3.13: Vista a falso color de Mercurio, compuesta por las imágenes de la campaña de imágenes de mapas a color durante la misión principal de Messenger. Créditos: NASA/Johns Hopkins University Applied Physics Laboratory/Carnegie Institution of Washington.

El segundo sobrevuelo de Messenger sobre Mercurio reveló una segunda cuenca de impacto de aproximadamente 715 kilómetros de diámetro, conocida como *Cuenca Rembrandt* (v. Figura 3.14). Esta cuenca es comparable en edad a la cuenca Caloris, posee numerosas llanuras volcánicas y muestra un patrón único de pliegues radiales como los de una rueda de

bicicleta. Las relaciones estratigráficas indican un llenado múltiple y un historial de deformación que involucra fases sucesivas o superpuestas de deformación contraccional y extensional (Watters et al., 2009).

Se teoriza que en Mercurio, tanto los cráteres simples como los complejos reducen su profundidad, por ejemplo, debido a la erosión generada por nuevos impactos o por la depositación de materiales, que pueden ser materiales de eyección también de los nuevos impactos (Barnouin et al., 2012). En general, muchos de los rasgos morfológicos de los cráteres de impacto de Mercurio se obtuvieron combinando las mediciones de los diferentes instrumentos del Messenger. Por ejemplo, combinando las imágenes de las cámaras del instrumento *Mercury Dual Imaging System* (MDIS) y las observaciones del altímetro MLA (o *Mercury Laser Altimeter*). Con estos datos, Barnouin et al. (2012) genera una primera clasificación en función del diámetro ya que los cráteres de impacto pequeños (simples) presentan un diámetro menor a 12 km y los cráteres de impacto grandes (complejos) tienen un diámetro mayor a 12 km, que se conoce como diámetro de transición entre cráteres simples a complejos. Susorney et al. (2016), en su estudio, determinó que el diámetro de transición es aproximadamente 11.7 ± 1.2 km, este valor difiere para cada cuerpo dependiendo de las características físicas superficiales. Este estudio se concentran en datos de dos sobrevuelos a lo largo del ecuador de Mercurio a aproximadamente las longitudes $15^\circ - 110^\circ$ E y $210^\circ - 300^\circ$ E.

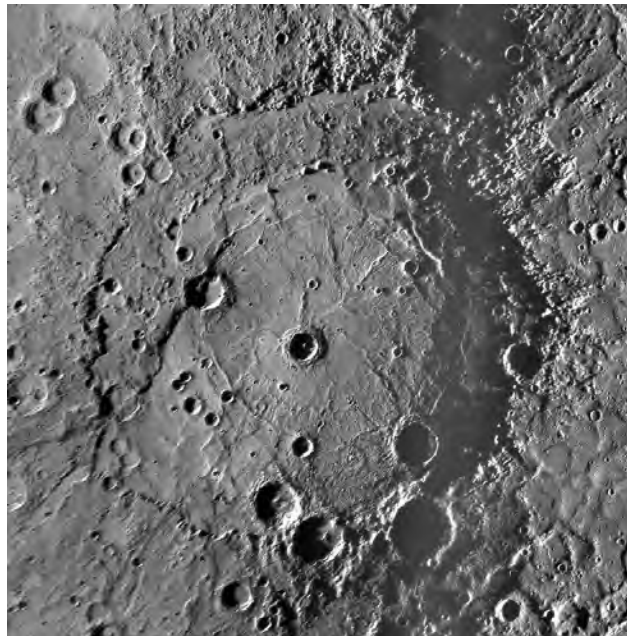


Figura 3.14: Cuenca Rembrandt de 715 kilómetros de diámetro y descubierta por la nave Messenger durante un sobrevuelo en octubre 2008. Créditos: NASA/Johns Hopkins University Applied Physics Laboratory/Smithsonian Institution/Carnegie Institution of Washington

3.3.2. Venus

Cuando la sonda Magallanes (NASA) entró en órbita alrededor de Venus, se comenzó a construir una base de datos global del planeta con imágenes de radar que exhibieron un gran número de rasgos morfológicos donde sobresalían estructuras de impacto. Se han reconocido

un total de 798 cráteres de impacto que, en general, no presentan evidencias de modificación, ni por erosión, ni meteorización, sino más bien por procesos de tipo volcánico o tectónico, muy característicos de la superficie de Venus. Algunos rasgos generales sobresalientes de los cráteres de impacto en Venus incluyen la presencia de depósitos de eyección, bordes elevados y paredes en forma de terrazas (Phillips et al., 1992). Los estudios indican que los cráteres de impacto se distribuyen de forma aleatoria sobre la superficie de Venus (Phillips et al. (1992)), esto teniendo en cuenta que la superficie de Venus presentó un proceso de renovación hace aproximadamente 500 millones de años (Namiki and Solomon (1994)). En la Figura 3.15 se muestra un ejemplo emblemático, el cráter complejo Dickinson (diámetro: $d \approx 69 \text{ km}$; ubicación: latitud $74.6^\circ N$ y longitud $177.2^\circ E$) que se caracteriza por presentar un anillo principal, un levantamiento central parcial y un piso inundado por materiales que el radar muestra en un contraste de tonos oscuros y brillantes, indicando un cambio morfológico al interior del cráter. El emplazamiento de material con textura rugosa y desordenada se extiende alrededor del cráter, excepto hacia el oeste, lo que puede indicar que el impactador que produjo el cráter golpeó sobre la superficie oblicuamente con trayectoria oeste-este. Los flujos brillantes al oriente del cráter pueden representar grandes volúmenes de fusión por impacto o pueden ser el resultado de material volcánico liberado desde el subsuelo durante el mismo impacto.

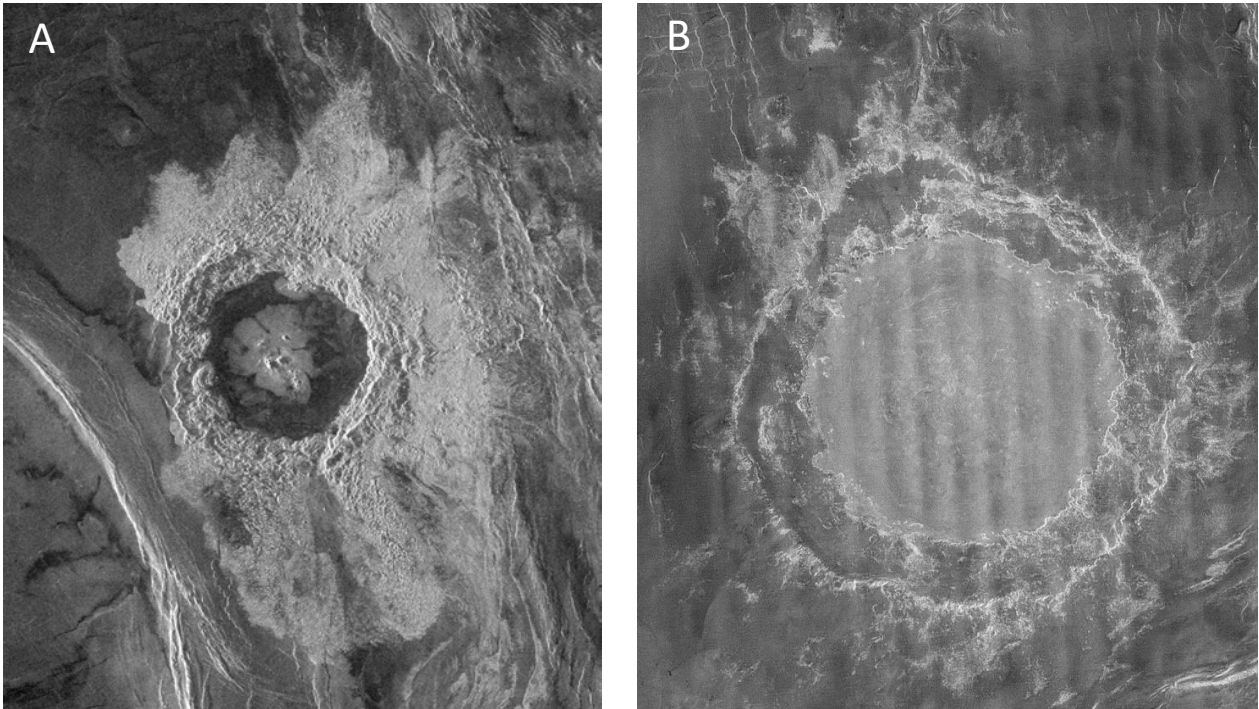


Figura 3.15: Cráteres de impacto en Venus. A. Cráter Dickinson de 69 km de diámetro en la región noreste de Atalanta. B. Cráter Mead a partir de un mosaico de imágenes de la sonda Magallanes. Es la estructura de impacto más grande sobre la superficie de Venus con un diámetro 275 km. Créditos: NASA/JPL.

La estructura de impacto más grande identificada sobre la superficie de Venus es el cráter Mead (v. Figura 3.15B), ubicado al norte de Afrodita Terra y al este de Eistla Regio. El

Mead se clasifica como un cráter multianillo con un escarpe concéntrico más interno que se supone es el borde de la cavidad del cráter original. No se observa ningún anillo de pico o levantamiento central en el interior del cráter, pero se observa la presencia de eyecta (zonas brillantes) alrededor del cráter que contrasta con el material más superficial (en color oscuro). El piso interior, algo más brillante, se interpreta como el producto de un relleno considerable de la cavidad del cráter original por fusión de impacto y/o por lavas volcánicas. Al sudeste del borde del cráter, el emplazamiento de eyecciones parece haber sido obstaculizado por la topografía preexistente, lo que sugiere un modo muy bajo de deposición para este material.

3.3.3. Marte

Por su gran número de rasgos geológicos, Marte es, por mucho, uno de los planetas más estudiados del sistema solar. Los cráteres de impacto en Marte son numerosos y poseen un gran número de rasgos morfológicos que se deben estudiar en detalle, con el fin de determinar sus características de formación. Por ejemplo, uno de los aspectos más sobresaliente es la variabilidad de la morfología final del material de eyección. Se han realizado varios catálogos de cráteres de impacto de la superficie de Marte, uno de los más completos, aunque solo se tienen en cuenta las estructuras con un diámetro mayor a un kilómetro, tiene en su listado más de 384,343 estructuras (Robbins and Hynek, 2012). Marte posee la estructura de impacto visible más grande del sistema solar, Hellas Planitia, con un diámetro de unos 2300 km y ubicada en el hemisferio sur del planeta (v. figura 3.16).

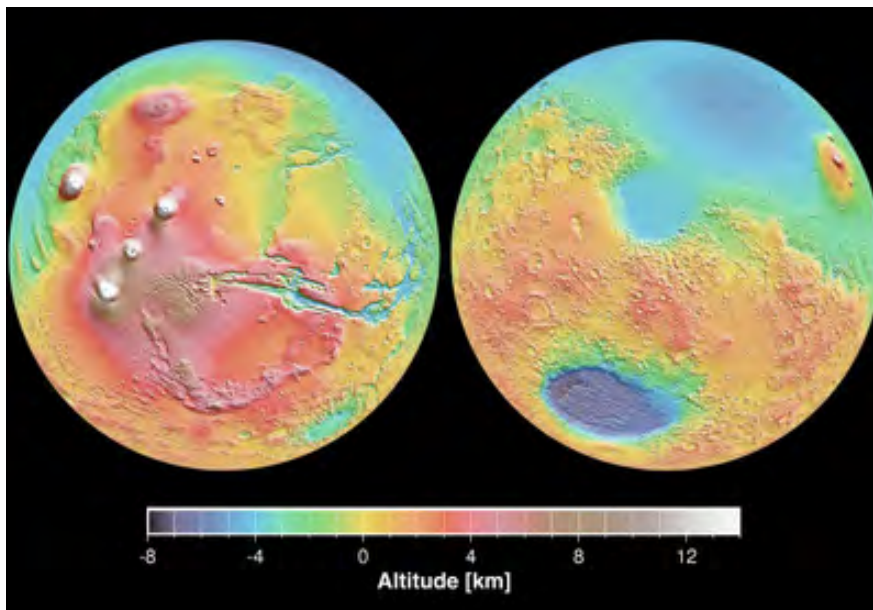


Figura 3.16: Mapa topográfico de Marte. El cráter de Hellas Planitia 2300 km diámetro se resalta en color violeta. Imagen: NASA/JPL-Caltech/Arizona State University.

En el caso de Marte, los estudios realizados determinaron que, en latitudes polares altas, la transición de cráteres de impacto simples a complejos corresponde a un diámetro aproximado de 11 km y, en general, en todo Marte, el diámetro de transición promedio es de

aproximadamente 6 km. La afirmación anterior se basa en las diferencias composicionales de la superficie marciana, pues se presenta una repuesta diferente dependiendo de las propiedades físicas de la región que es impactada. Sin embargo, el contraste entre cráteres de impacto grandes y pequeños es notorio sobre toda la superficie Marciana. De hecho, la distribución morfológica de los cráteres pequeños se pueden usar como un proxy para la estimación de las edades regionales relativas, es decir, más cráteres indican una superficie más antigua y menos cráteres indican una superficie más joven, aunque esto debe hacerse con precaución pues debe considerarse que la repavimentación local y regional combinada con los procesos superficiales de erosión borran un gran número de estas estructuras.

En Marte, existen estructuras de impacto que no presentan deformación, modificación o eliminación de alguno de sus rasgos morfológicos y que están concentradas alrededor de las principales provincias volcánicas (p.e., Tharsis, Elysium y Syrtis Major). Considerando la distribución de estos cráteres, se puede concluir que los cráteres frescos son al menos 2 veces más numerosos en terrenos más jóvenes (especialmente volcánicos), que en la mayoría de las otras superficies (Robbins and Hynes, 2012).

3.3.4. Nuestra luna

Por su cercanía, nuestra luna ha sido ampliamente investigada a través de la historia. Los primeros trabajos sobre los cráteres de impacto en la Luna se hicieron con las imágenes obtenidas desde la Tierra a través de telescopios. Con el aumento de la tecnología, la llegada del hombre a la Luna y la puesta en órbita de satélites se han realizado un gran número de investigaciones que se enfocan en develar cuáles fueron sus procesos de formación y evolución. Sin embargo, desde el nacimiento mismo de la Luna hasta su disposición superficial actual se les atribuye a los procesos de impacto la formación y gran parte de los rasgos topográficos de la Luna.

Head et al. (2010), con base en los datos de la nave *Lunar Reconnaissance Orbiter* (o LRO por sus siglas en inglés) producen un catálogo que reporta la distribución global de un total de 5185 cráteres de cráteres de impacto con diámetros mayores a 20 km. En la Figura 3.17, se observa la distribución global de estos cráteres de impacto mostrando una mayor densidad en las regiones más antiguas y una densidad más baja para las regiones que han presentado un proceso de renovación superficial.

En particular, los cráteres de impacto lunares recientes poseen rasgos morfológicos muy similares y carecen prácticamente de diferencias significativas. El borde del anillo principal de estos cráteres es casi circular y su *piso* se encuentra por debajo del nivel promedio del terreno adyacente. En general, los cráteres lunares aumentan en complejidad morfológica a medida que aumenta su tamaño, la serie de tamaños y morfología de estos cráteres no es completamente continua, pues sufre una discontinuidad abrupta para diámetros de aproximadamente 16 a 21 km (Wilhelms et al., 1987).

Los cráteres aún más recientes y pequeños tienen perfiles interiores simples y suaves, crestas lisas y bordes muy circulares. Su cociente de profundidad-diámetro (d/D) es de apro-

ximadamente 1 : 5. Sus pisos suelen ser planos o con una pendiente suave y con un acumulado de fino escombros de las paredes. Muchos mantos de eyección de los cráteres más jóvenes simple muestran texturas radiales.

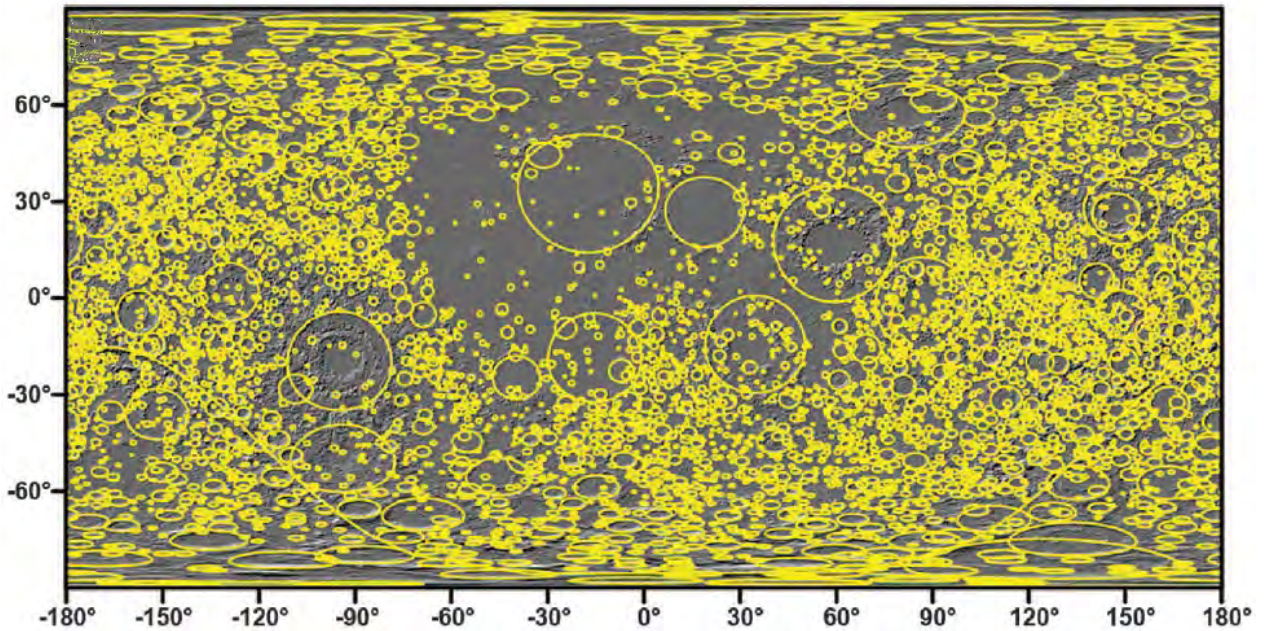


Figura 3.17: Esquema de los cráteres mapeados en la superficie de la Luna a partir de datos de LOLA superpuestos en una representación sombreada de la topografía de LOLA. (Head et al., 2010)

Los cráteres más grandes son más complejos y aquellos que presentan modificaciones aparentes, tienen una o más de las siguientes características interiores: Un piso ancho que generalmente está nivelado, pero que está interrumpido por varias colinas y montículos. Una colina, pico o complejo dispuesto en el centro. Bloques simples o múltiples o rebanadas de material caído de las paredes. Terrazas continuas en la pared del anillo principal que representan fallas circulares que contrastan con los bloques de escombros observados en cráteres simples. Finalmente, un cociente d/D que varía con el diámetro, desde aproximadamente $1/5$ para pequeños cráteres complejos, hasta aproximadamente $1/40$ para grandes cráteres complejos (Wilhelms et al., 1987).

En la Luna encontramos una de las cuencas multianillo mejor conservadas del sistema solar, la Cuenca Oriental (v. Figura 2.2), de aproximadamente 950 km. Esta cuenca de impacto es la más joven de la Luna. Presenta poca afectación por impactos posteriores y sus anillos concéntricos están muy bien conservados. Adicionalmente, en la Luna se puede reconocer un gran cráter de impacto, la *Cuenca Aitken* (v. Figura 3.18), con un diámetro de 2500 km y una profundidad de 12 km. Gracias a los mapas topográficos que se han realizado, (Hare et al. (2015)), se estima que esta es una de las estructuras de impacto más grandes y antiguas del sistema solar.

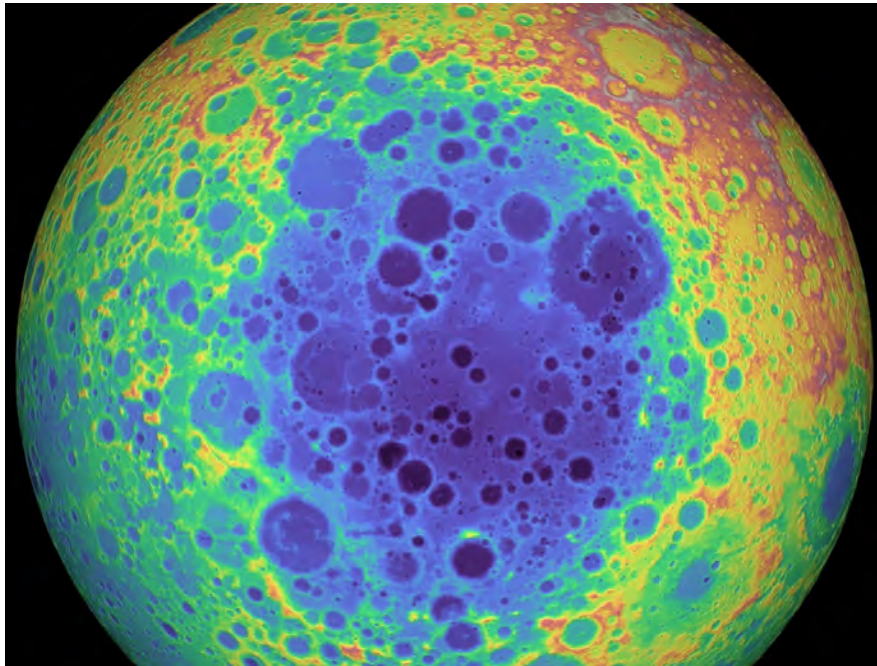


Figura 3.18: La Cuenca Aitken, en el polo sur de la Luna, es una de las estructuras de impacto más grandes y antiguas del sistema solar y que puede distinguirse fácilmente en datos de elevación. En la imagen, los colores indican la elevación del terreno. El morado corresponde a las zonas más bajas y el rojo las más elevadas (Créditos NASA/GSFC/University of Arizona).

Capítulo 4

Propiedades del material de eyección

Gran parte del presente capítulo está basado en las conclusiones de los estudios realizados y recopilados por Melosh (1989), que son la base de la gran mayoría de los estudios de cráteres de impacto y son citados en la actualidad por un gran número de autores. Nuestro interés principal está en los procesos y la dinámica de los materiales desplazados/eyectados durante el impacto.

Como se estudio en el capítulo anterior, en un evento de impacto se desencadenan un gran número de fenómenos que aún no se comprenden en su totalidad y, aparte de las evidencias observacionales, una gran parte de las ideas que tenemos al respecto se sustentan modelos teóricos y experimentales.

4.1. Diferenciación

Las características cinemáticas y morfológicas de los materiales eyectados y de la cortina de eyección se definen en la etapa de contacto y compresión (v. capítulo 2), donde la energía transmitida del proyectil a la superficie de impacto determinará el grado de complejidad y de afectación y los volúmenes del material evaporado, fundido, metamorfozido, fracturado y/o brechado (v. Sección 2.2.1). Con la caída de presión a casi cero por detrás de la onda de choque generada por el impacto, la energía transmitida se transforma parcialmente nuevamente en energía cinética que se encarga de acelerar las partículas de la superficie impactada, iniciando con la etapa de excavación. Simultáneamente, el aumento de presión que precede la ondas de choque define el volumen del material evaporado y fundido (v. Figura 2.3). En general, la masa total de material fundido o vaporizado está determinada por la velocidad de impacto. A bajas velocidades de impacto, la cantidad de masa fundida o vapor generado es sensible a factores geométricos. Por contrario, a velocidades de impacto altas, en donde las regiones afectadas son casi hemisféricas, la masa fundida es proporcional al cuadrado de la velocidad de impacto (Melosh, 1989). Con las relaciones geométricas de los contornos de presiones esquematizados en la Figura 2.3, se deduce que la masa fundida es casi diez veces mayor a la masa de vapor generada (también deben considerarse los puntos de fusión de los materiales). En la etapa de contacto y compresión se ha interpretado que la energía total se reparte en cantidades iguales (50/50) entre el objetivo y el proyectil (Melosh (1989)). En cada uno de

los cuerpos, esta energía, a su vez, se convierte en energía interna y en energía cinética, que dependiendo las características del cuerpo desencadenará en cada caso, cada uno de los efectos y fenómenos ya descritos anteriormente (v. Capítulo 2) para cada una de las etapas de la formación de los cráteres de impacto.

Con base en la energía transmitida en la etapa de contacto y compresión, puede caracterizarse el grado de complejidad de los procesos involucrados. Un primer proceso está asociado a la expansión de las ondas de choque que se amortiguan al propagarse en la superficie. El segundo proceso está asociado a los flujos de excavación que se generan después de que la onda de choque atraviesa los materiales de la superficie impactada. Los contornos de presión y las líneas de flujo (v. Figura 4.1), determinan las dimensiones, la forma y el volumen tanto del cráter transitorio como del material de eyección. Cabe denotar que la superficie está controlada bajo la influencia de la gravedad y de la resistencia interna de los materiales.

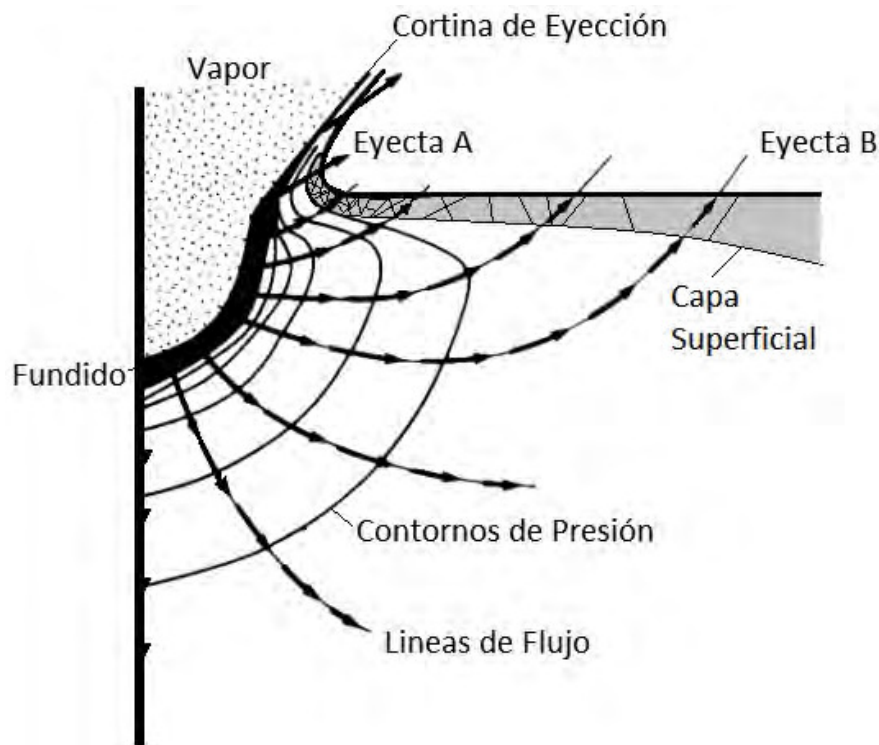


Figura 4.1: Geometría de los flujos de excavación. Tomado y modificado de: Melosh (1989).

La zona de descarga del proyectil y la máxima presión del impacto se ubican por debajo de la superficie impactada y desde ahí se genera la expansión de las ondas de choque -de forma hemisférica-. Esta geometría hace que tanto las ondas de choque como las líneas de flujo interactúen desde abajo hacia arriba con la capa superficial de material. En la Figura 4.1 se propone que el material proximal, en color gris (Eyecta A), tiene mayor velocidad y mayor fragmentación y por el contrario el material mas alejado al punto del impacto (Eyecta B), tiene menor velocidad y menor fragmentación. Se concluye que el grado de fragmentación disminuye con la distancia al punto de impacto y que los materiales que se encuentran en los alrededores de la zona de impacto son eyectados con velocidades altas (con un máximo en la mitad de la velocidad de impacto del proyectil) que decaen como $1/x^3$ (donde x es la

distancia horizontal medida desde el punto del impacto hacia el borde del cráter). El radio del cráter, se define como la distancia al centro del impacto donde la velocidad del material superficial es cero o donde la presión de la onda de choque es tan baja que los materiales no presentan fragmentación.

Uno de los aspectos que se debe de tener en cuenta, es que el flujo de excavación es producido directamente por la expansión de la onda de choque y no por el empuje realizado por el proyectil. Esta idea surgió de los experimentos a bajas velocidades (Melosh (1989), $< 1 \text{ km}$) en donde efectivamente el flujo de material se produce directamente por la transmisión de momento. Adicionalmente, y teniendo en cuenta la dirección de las líneas de flujo, se observa que toda la cortina de eyección presenta una mezcla de los diversos materiales producidos durante el impacto y que comprende materiales fundidos, metaforfizados, brechados y fracturados, cuyas proporciones dependen de las condiciones de cada tipo de impacto.

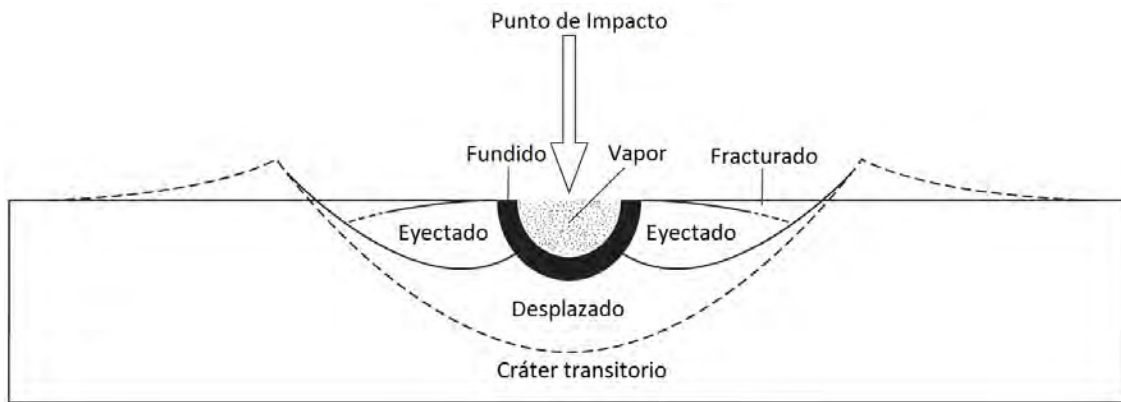


Figura 4.2: Distribución de materiales en el momento del impacto. Tomado y modificado de: French (1998).

Las líneas de flujo que se producen inmediatamente por debajo de la zona de interacción del impacto y que no se conectan con la superficie libre (v. Figura 4.1), generan desplazamiento y acomodo de material hacia el fondo del cráter gracias a las deformaciones plásticas. En la Figura 4.2 se esquematizan los diferentes tipos de materiales que se generan en el punto de impacto, que sugiere que los materiales eyectado y fracturado son los que serán expulsados del cráter y el desplazado, el que se acomodará en el fondo del cráter. Sin embargo, no todo el material de eyección dentro del cráter transiente formará parte de éste.

La fragmentación produce partículas de material en la región proximal al sitio del impacto (eyecta A) que tienden a separarse y a moverse a lo largo de trayectorias balísticas. Se forma así la llamada *cortina de eyección*. Los procesos anteriores se infieren de la información que se obtiene a partir de pruebas de laboratorio y de simulaciones computacionales. Sin embargo, se debe tener en cuenta que en la modelación hay muchas simplificaciones respecto a las estructuras y composiciones de los materiales, entre otras, de modo que deben tomarse sólo como aproximaciones.

4.2. Dinámica de las partículas expulsadas

La mayor parte de los materiales eyectados durante el impacto vuelve a depositarse sobre la superficie del cuerpo impactado y solo una pequeña fracción tiene la posibilidad de escapar del campo gravitacional del cuerpo sin contar que una fracción del material se vaporiza (En el trabajo no se considera esta fracción). Nuevamente, la morfología de los materiales que se depositan de regreso en la superficie del cuerpo depende en gran medida -entre otras- de las características físicas del impactador y de la superficie o cuerpo impactado, por ejemplo, si tiene una atmósfera y de cuál es la magnitud de su gravedad. Al final, los materiales se distribuyen alrededor del cráter formado y, de esta distribución, depende directamente la morfología del cráter final.

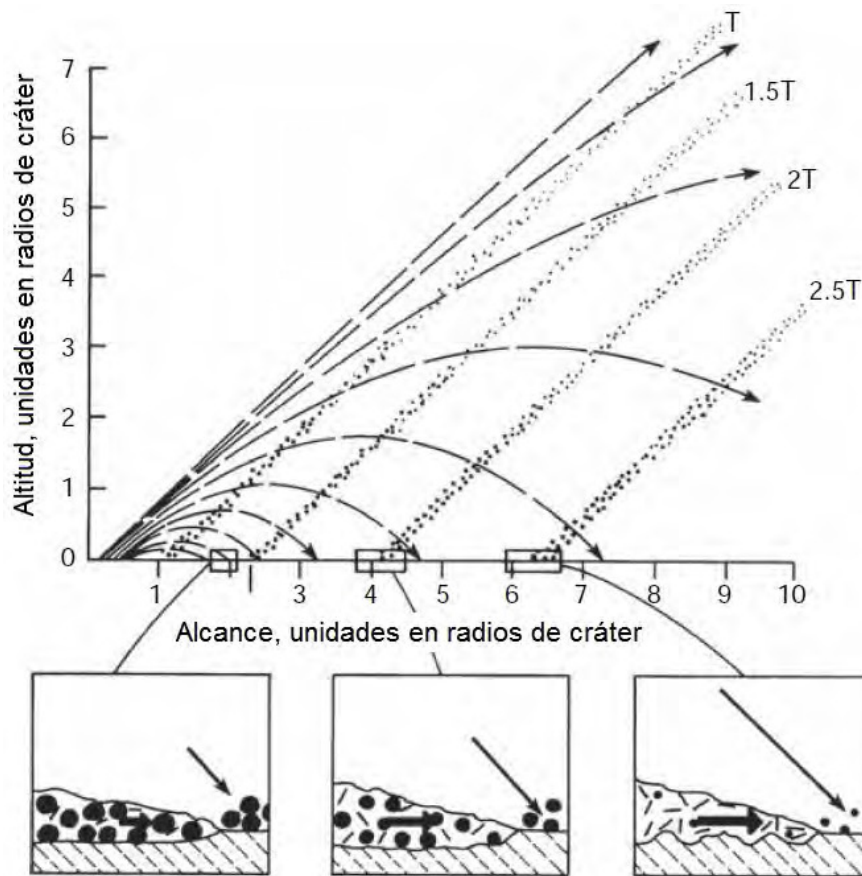


Figura 4.3: Trayectorias balísticas de la cortina de eyección y disposición sobre la superficie. Tomado y modificado de: Melosh (2011).

En general, los fragmentos expulsados tienden a seguir trayectorias parabólicas o balísticas. Aunque las partículas que conforman la cortina de eyección parecen moverse de forma acoplada, cada una de ellas también se mueven en trayectorias parabólicas. En principio, si despreciamos los efectos de la fricción, estas trayectorias dependen esencialmente de su velocidad de eyección o inicial y del ángulo con el cual fueron disparadas o excavadas. En la Figura 4.3, puede verse que las eyecciones más internas son lanzadas primero y viajan más rápido con las trayectorias de mayor curvatura. Las eyecciones que se originan más lejos

del centro son lanzadas más tarde y se mueven más lentamente, cayendo más cerca del borde del cráter. Debido a la relación entre la posición, el tiempo y la velocidad de expulsión, los escombros forman un cono invertido que se extiende hacia afuera a través del objetivo. Al tomar diversos fragmentos a un tiempo dado del impacto, se puede definir la cortina de eyección (Melosh, 2011).

Los residuos más gruesos y menos modificados se desplazan cerca de la base de la cortina, mientras que la fracción de eyección rápida y altamente impactada tiende a viajar cerca de la parte superior. Los tres ejemplos que se observan en la Figura 4.3, muestran detalles de la superficie del suelo preexistente cuando llegan los materiales de la cortina de eyección. Las partículas con mayor alcance y altura, presentaran impactos a mayores velocidades, desencadenando una mayor incorporación de material a la superficie. A su vez estos impactos secundarios imparten una mayor velocidad horizontal neta, desplazando una mayor cantidad de material horizontalmente (Melosh, 1989).

A distancias relativamente pequeñas con respecto al cráter, se puede aplicar las ecuaciones que gobiernan el la cinamática del movimiento parabólico para los materiales eyectados, por ejemplo, para el alcance horizontal máximo, D_{max} , la altura máxima, H_{max} , y el tiempo de vuelo, T_{vu} . Si v_0 es la velocidad inicial o de eyección, θ es el ángulo inicial de salida y g es la gravedad del cuerpo impactado, las ecuaciones se definen de la siguiente forma:

$$D_{max} = \frac{v_0^2 \sin(2\theta_0)}{2g}, \quad (4.2.1)$$

$$H_{max} = \frac{v_0^2 \sin^2 \theta_0}{2g}, \quad (4.2.2)$$

$$T_{vu} = \frac{v_0 \sin \theta_0}{g}, \quad (4.2.3)$$

Si definimos $V_0 = v_0^2/R_p g$ y R_p como el radio del planeta o cuerpo impactado, para aquellas partículas o materiales eyectados a distancias mucho mayores, comparables a las dimensiones del cuerpo impactado (i.e., en radio o diámetro), Melosh (1989) propone el uso de la siguiente ecuación:

$$D_{max} = 2R_p \tan^{-1} \left(\frac{V_0 \sin \theta \cos \theta}{1 - V_0 \cos^2 \theta} \right), \quad (4.2.4)$$

A la cortina de eyección que se deposita sobre la superficie del cuerpo fuera del borde del cráter se le llama *manto de eyección*, y se caracteriza por ser un depósito continuo que pierde espesor a medida que se aleja del borde del cráter. Por lo general todos los cráteres de impacto se encuentran rodeados por este manto de eyección. Las excepciones en donde

éste no es reconocible se deben a que impactos posteriores o, como en el caso de la Tierra, la evidencia superficial del manto fue eliminada por los procesos superficiales del planeta.

El manto de eyección se caracteriza por presentar un gran número de fragmentos mezclados con cantidades variables de vidrio, materiales fundidos y metamorfizados, cuyos tamaños varían entre las micras y los varios metros de diámetro. La distribución de estos tamaños dentro del manto no cumple una regla específica, aunque en descripciones de mantos de eyección en la Tierra se puede concluir que los materiales finos son más abundantes que los materiales gruesos. Los rasgos morfológicos superficiales del manto de eyección son propios de cada cuerpo y de las condiciones impacto. Aunque se pueden dar algunas generalidades de ellos, se debe hacer una interpretación específica teniendo en cuenta los materiales superficiales donde se dió el impacto. En las siguientes secciones hacemos la descripción del manto de eyección de algunos cráteres en los planetas interiores.

4.3. Eyección en cráteres de impacto en la Tierra

Como vimos en el capítulo anterior la Tierra presenta un gran número de cráteres de impacto, que en su gran mayoría fueron descubiertos gracias a estudios geofísicos y geológicos detallados, pero fueron definidos como estructuras de impacto después de que se determinó en su interior la presencia de minerales marcadores de metamorfismo de alta presión (por ejemplo, coesita, stichovita). Es un reto definir si una de estas estructuras es de impacto o no, pero es aún más difícil la determinación de las características del manto de eyección asociado a éstas. En la Tierra, las evidencias de estos mantos están borradas, cubiertas y/o modificadas parcialmente y, hasta el momento, no se tiene registro de un manto de eyección expuesto en superficie que presente el grado de conservación de los mejores mantos de eyección estudiados en el sistema solar.

A continuación, se hace la descripción de los mantos de eyección de algunas estructuras de impacto que servirán como contexto para el análisis de los experimentos presentados en esta tesis.

4.3.1. Cráter de Impacto de Chicxulub

En la actualidad tanto el carácter de impacto de Chicxulub, como su material de eyección se encuentran cubiertos o borrados por los procesos dinámicos de la superficie del planeta. Los estudios del material de eyección del cráter se centran en la identificación de huellas y pistas en el registro rocoso global del límite conocido como *Cretácico/Paleógeno* de hace 65.5 millones de años. La primera evidencia que desencadenó el estudio global de este límite fue el anómalo enriquecimiento de iridio y de otros elementos del grupo del platino, que llevó a la idea de que se trataba del impacto de un asteroide. Posteriormente, las secciones geológicas elaboradas en este límite, determinaron materiales característicos de productos de impactos como esférulas y cuarzo chocado.

El material de eyección de Chicxulub se ha dividido en cuatro grupos en función de la distancia al cráter y el tamaño del material encontrado (Schulte et al., 2010) (v. Figura 4.4). En primer grupo son materiales proximales ubicados hasta a 500 km del cráter de impacto y presentan brechado y fracturado con tamaños de centímetros a metros. En el segundo grupo se

clasifican materiales ubicados entre los 500 a 1000 km del cráter y caracterizados por presentar una serie de capas de eventos clásticos de centímetros a metros de espesor y ricos en esferoides. El tercer grupo comprende materiales en distancias intermedias de aproximadamente 1000 a 5000 km del cráter, compuesta por capas de *esferulitas* de 2 a 10 cm de espesor, con una capa superior de 0.2 a 0.5 cm de espesor, anormalmente ricas en minerales del grupo del platino, y con abundantes minerales chocados. El cuarto grupo comprende materiales distales ubicados a más de 5000 km de distancia del impacto. Este último grupo se caracterizad por presentar una capa de arcilla rojiza de 2 a 5 mm de espesor rica en material de eyección y que en muchos casos puede ayudar a determinar el limite Cretácico/Paleógeno.

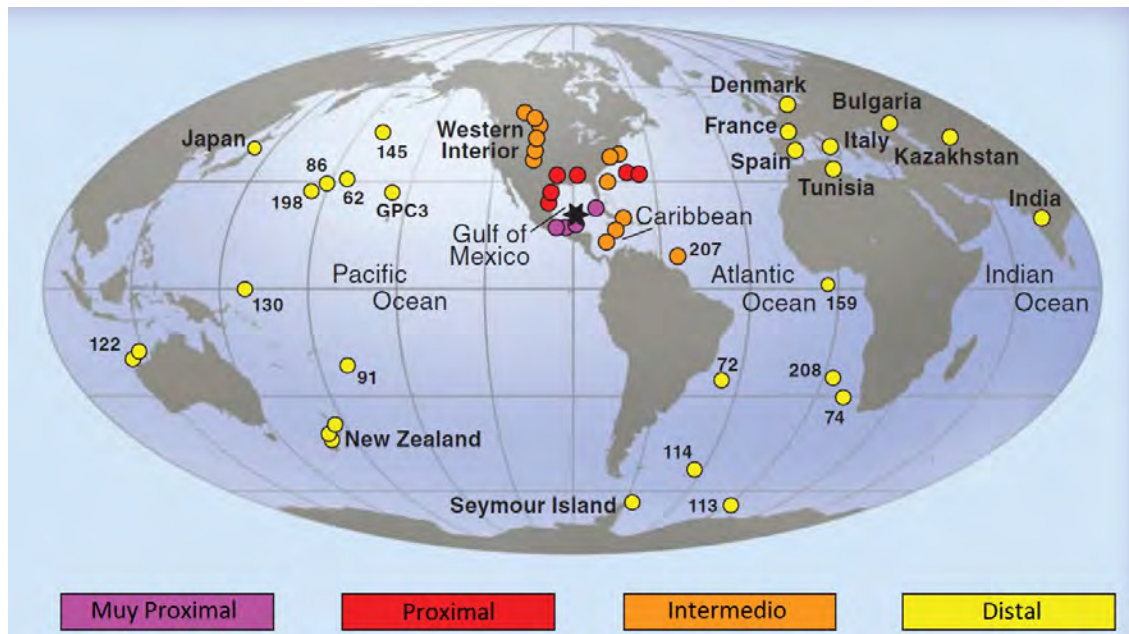


Figura 4.4: Distribución global del límite K-Pg con materiales producto del impacto. Tomado y modificado de: Schulte et al. (2010).

De los resultados del Programa de Perforación realizados por la UNAM/Instituto de Geofísica, en el cráter de Chicxulub entre abril y julio de 1995 se tienen un ejemplo de material muy proximal cerca al centro del cráter en los que se halló una secuencia de carbonatos depositados después de la formación del cráter, sobre una pila de brechas de impacto gruesas que cubren las rocas perturbadas de la plataforma Mesozoica. En este estudio se determinó la secuencia estratigráfica de dos perforaciones, UNAM 6 y UNAM 7 (Urrutia-Fucugauchi et al., 1996). En la perforación UNAM-7 se localizó una brecha superior de 226 m por debajo de la superficie con 125 m de espesor; y una brecha inferior que está inmediatamente debajo, con espesor de más de 240 m. En la perforación UNAM-6 se identificó una unidad de brecha rica en evaporitas de más 240 m de espesor, similar a la brecha inferior en UNAM-7, pero a una profundidad de 280 m. Se determinó la ausencia de la brecha superior encontrada en la perforación UNAM-7, lo que sugiere que parte de la secuencia de la brecha ha sido eliminada por la erosión.

En la identificación del material de eyección del impacto de Chicxulub, Ocampo et al. (1996) estudiaron los depósitos de roca al norte de Belice, donde la escasez de buenos afloramientos

y la destrucción de gran parte de las evidencias geológicas son las constantes dadas las condiciones climáticas tropicales. A consecuencia de esto, la actividad industrial en canteras en la isla de Albión proporciona una de las mejores exposiciones de lecho de roca, gracias a los cortes realizados en las canteras para la extracción de materiales. Con los estudios realizados se determinó que los cuerpos de roca en el sector corresponden a parte de la eyección proximal del cráter de impacto de Chicxulub. En la cantera de Albion, Ocampo et al. (1996) establecieron una sección estratigráfica compuesta por tres cuerpos rocosos característicos:

- Primer cuerpo: Rocas basales pre-impacto compuestas por dolomitas bien cristalizadas de tamaño de grano medio, comunes de la región en gran parte del Cretácico.
- Segundo cuerpo: Identificado como el primer depósito del material de eyección y constituido por una cama de esferoides con espesor de 90 a 150 cm en el que se reconocen cuatro capas de esferoides que presentan límites graduales y están compuestos de dolomita y arcilla soportados en una matriz de dolomita y calcita de grano fino. Los esferoides de dolomita con un diámetro modal de 2 a 4 mm representan alrededor del 20 al 30% del volumen del lecho. Los esferoides de dolomita grandes tienen un diámetro de 1 a 2 cm y componen aproximadamente el 1% de la cama. La parte superior del lecho de esferoides contiene aproximadamente un 1% de esferoides grises de dolomita redondeados a grises muy angulosos y de grano fino de 1 a 3 mm de diámetro; algunos de los cuales están deformados plásticamente y estos están ausentes de la parte inferior de la cama. Los clastos de arcilla también aparecen como esferoides, pero sus formas más comunes son de cuerpos angulares o lenticulares. Los clastos de arcilla son verdes, anaranjados y rojos en el afloramiento.
- Tercer cuerpo: Capa de diamictita gruesa de partículas de carbonato con formas que van desde redondeadas a altamente angulares y que varían en tamaño entre 1 mm y aproximadamente 7.5 m. El grosor mínimo de esta unidad es de 15 m, pero como se extiende a la superficie, no conocemos el grosor original. Toda la unidad está apoyada por una matriz de limo de dolomita micrítica débilmente consolidada (excepto en la base). El contacto basal se caracteriza por una brusca aparición de grandes fragmentos dentro de una matriz litificada, aunque el cambio abrupto en el tamaño del grano y la litificación le da al borde una apariencia nítida. En varias ubicaciones parece haber un pequeño cambio en la composición de la matriz a través del límite, mientras que en la diamictita hay esferoides de dolomita.

Adicionalmente, y en referencia al material de eyección distal, en estudios de recopilación de información como los de Claeys et al. (2002), se generó una base de datos de la distribución de cuarzo chocado que es producido en el momento del impacto por presiones dinámicas $> 5 \text{ Gpa}$. En este estudio se reportan varios afloramientos de rocas en el límite cretácico paleógeno alrededor de la Tierra que evidencian la magnitud de la movilización del material después del impacto. También en el interior occidental de los Estados Unidos, a una distancia entre 2200 y 4200 km del cráter de Chicxulub, se encontraron abundantes granos de cuarzo chocado (típicamente, granos de $300 - 500 \mu\text{m}$). El único lugar fuera del Interior Occidental donde se reportan grandes granos de cuarzo en chocado es en la cantera Poty en el norte de Brasil. En el Pacífico, unos pocos granos son tan grandes como $150 \mu\text{m}$, pero la mayoría de

$< 100 \mu m$ con un promedio de $30 \mu m$. El cuarzo impactado también se reporta en la capa de arcilla del límite Cretácico-Paleógeno en Italia, España, Francia y Dinamarca. Sin embargo, en estos afloramientos, las concentraciones de cuarzo impactadas parecen más bajas y su tamaño más pequeño. Claeys et al. (2002) sugiere una mayor abundancia y mayores tamaños al oeste del cráter de Chicxulub. Esta distribución asimétrica del cuarzo impactado se debe potencialmente a la rotación de la Tierra, que afectó de manera diferente la trayectoria balística y la órbita de las partículas en dirección este y oeste. Las asimetrías en la estructura de impacto sugieren una trayectoria desde el sureste hacia el noroeste con un ángulo de 30° . Finalmente, en Beloc, Haití, el cuarzo chocado se asocia con la capa que presenta la anomalía de iridio en la parte superior de la secuencia. Igualmente, para el material de eyección más fino proveniente del impacto en Chicxulub, se considera la distribución de iridio como el elemento más característico y distintivo para el límite Cretácico-Paleógeno en el registro rocoso alrededor de la Tierra. Varios estudios han demostrado que la arcilla límite Cretácico-Paleógeno también contiene altas concentraciones en otros elementos como los PGE (Pt, Pd, Os, Ru, Re), Ni, Cr, Co y oro. Vale la pena resaltar que los estudios miden las concentraciones con respecto a la del iridio. La base de datos generada por Claeys et al. (2002) muestra que la anomalía de iridio se detectó en 85 sitios de límite Cretácico-Paleógeno en todo el planeta y la concentración máxima oscila entre 0.1 y 87 ppb. Fuera del Golfo de México, no hay correlación entre la concentración de iridio y la distancia al sitio de impacto. Las condiciones locales, como la velocidad de sedimentación, la redistribución lateral de sedimentos, la bioturbación y la diagénesis, probablemente podrían explicar la diferencia en la concentración de iridio reportada. Incluso entre sitios geográficamente cercanos, se concluye que la distribución de iridio es global y homogénea.

4.3.2. Cráter de Impacto de Ries

En este cráter, la roca impactada está constituida por una secuencia sedimentaria de calizas, arenita y lodolita con un espesor de 620 a 750 *m*. Por debajo se encuentra el basamento cristalino compuesto por neises, granitos y anfibolitas (v. Figuras 4.5 y 4.6). En los alrededores del cráter se encuentra el manto de eyección denominado como la Bunte brecha que se extiende hasta 3 radios del cráter y su espesor estimado, con base en (la perforación de pozos a una distancia de 40 *km*) es del orden de 50 a 100 *m*. Adicionalmente, en el manto de eyección se encuentran megabloques (rocas sedimentarias que fueron expulsadas del cráter y varían en tamaño desde los 25 *m* hasta los 1000 *m* (Von Engelhardt, 1990)) y parches de suevita que se extienden hasta 2 radios del cráter (v. Figura 4.5). La suevita también se encuentra dentro del cráter y alcanza un espesor de 300 a 400 *m* (v. Figura 4.6). Está compuesta por tres capas, una basal de 77 *m* de espesor pobre en vidrio y débilmente magnetizada, otra en la parte inferior de 194 *m* de espesor fuertemente magnetizada con bloques grandes y una superior de 17 *m* de espesor rica en vidrio en su parte inferior y casi libre de vidrio y con textura graduada cerca de la parte superior (Von Engelhardt, 1990).

En la Figura 4.6, se muestra la reconstrucción geológica de la morfología final del cráter. Se puede ver cómo fue afectada la secuencia sedimentaria, interrumpiendo su continuidad y generando un alto grado de fragmentación en los sectores adyacentes al borde del cráter. Se observa también la disposición del material excavado sobre la superficie del terreno. En

el basamento cristalino, y gracias a los análisis de pozos de perforación, se determinó que, a mayor profundidad, el basamento cristalino disminuye su grado de afectación. Dentro del cráter se encontró una capa de gran espesor de materiales post-impacto que corresponden al proceso de sedimentación en un medio acuoso (v. figura 4.7) y también entre el material post-impacto y el basamento cristalino se encontró una capa de suevita.

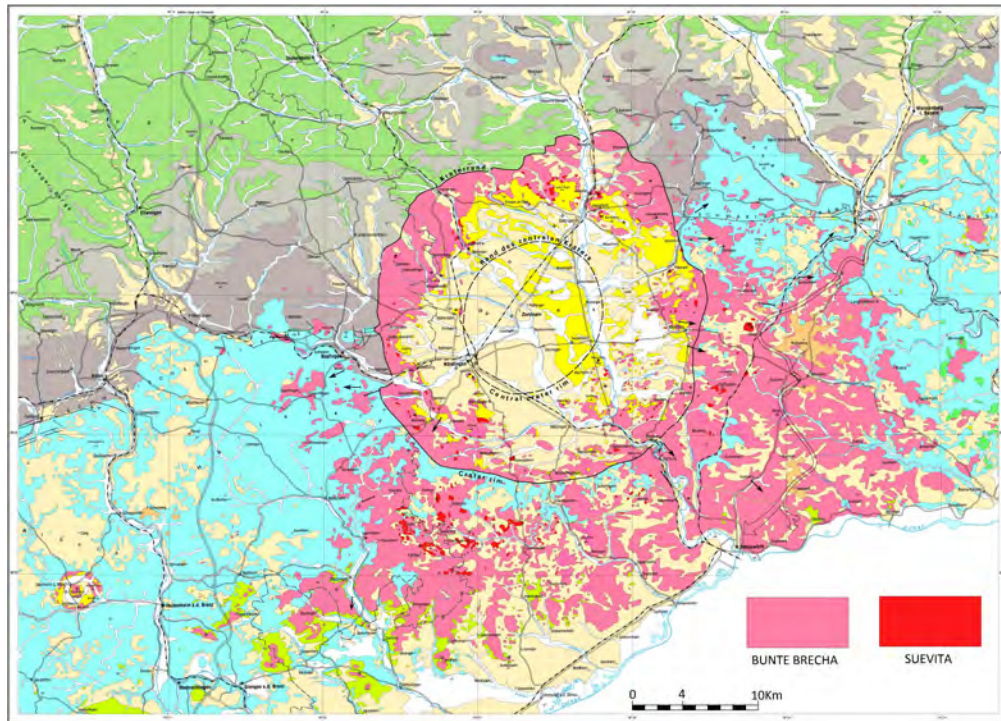


Figura 4.5: Mapa geológico del cráter de impacto de Ries (1:100.000). Tomado y modificado de: Schmidt-Kaler (2004) con base en la Oficina Estatal de Geología de Baviera

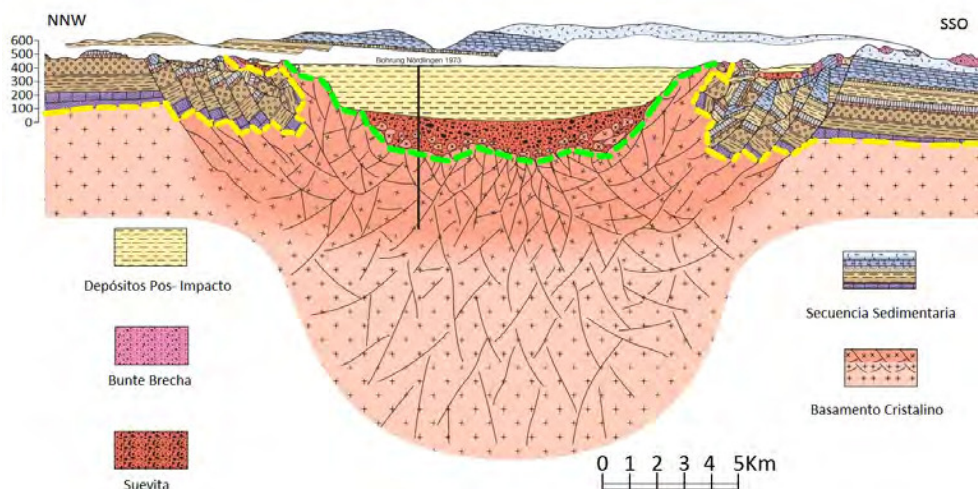


Figura 4.6: Corte geológico esquemático del cráter de impacto Ries. Tomado y modificado de: Heizmann et al. (2002).

El manto de eyección del cráter Ries está constituido por una combinación de fragmentos no chocados, débilmente chocados y pequeñas cantidades de roca cristalina. Se estima que el volumen total excavado es de alrededor de 138 km^3 , de los cuales, 70 km^3 corresponderían a rocas cristalinas y 68 km^3 a rocas sedimentarias. Por otra parte, se estima que aproximadamente 3.5 km^3 de rocas se vaporizaron en el momento del impacto (Von Engelhardt, 1990).

Con la disposición sedimentológica de los depósitos de la Bunte brecha y la Suevita se determinó que estas tienen diferentes mecanismos de emplazamiento. En el caso de la Bunte brecha, se estableció que su mecanismo de depositación fueron las trayectorias balísticas seguidas por una oleada de escombros turbulentos. Para el caso de la Suevita (en el manto de eyección), se propone una suspensión turbulenta de masas fundidas y partículas sólidas en un medio de gases calientes que las transportaron (Kenkmann and Schönian, 2006).

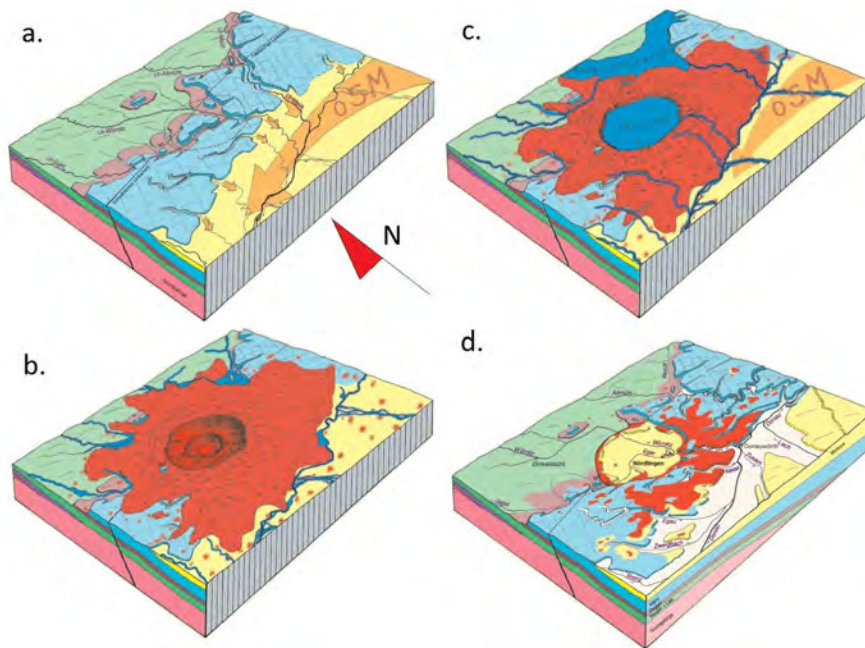


Figura 4.7: Evolución de la morfología del cráter de impacto Ries. Tomado y modificado de Schmidt-Kaler (2003).

En la Figura 4.7, se muestra una reconstrucción de la evolución de la superficie y el emplazamiento del material de eyección antes y después de que se presentara el impacto. (a) muestra la superficie del terreno original cuya disposición estratigráfica consiste en una primera capa de rocas sedimentaria y un basamento cristalino. (b) muestra al cráter y su material de eyección con dirección predominante hacia el sur después del impacto. (c) muestra que la dinámica fluvial superficial generó erosión y la formación de un lago que generó los depósitos dentro del cráter después del impacto. (d) muestra al lago seco y sus depósitos como evidencia. Finalmente, en los alrededores del cráter se observa la morfología final del manto de eyección borrado en gran medida por los procesos erosivos.

4.3.3. Cráter Barringer

En este caso, la información se centra en la recopilación realizada por Kring (2017). Sobre la superficie que rodea al cráter Barringer hay una capa casi continua de escombros en forma radial que se extienden más de 1 km. Se han elaborado varios transectos (Kring (2017)), que establecieron que el material del manto de eyección se extiende de 1.34 a 1.86 *km* del borde del cráter, aunque se estima que su extensión original podría alcanzar entre 2.5 y 3 *km*. Su manto de eyección se extiende entre 1.6 y 2.6 radios (del cráter). El área ocupada por el manto de eyección es 7.2 *km*², unas 9 veces el área del cráter. Se ha encontrado que el manto de eyección no tiene una distribución homogénea, lo que puede ser resultado de un impacto oblicuo o simplemente de la erosión. En la Figura 4.8 se muestra que el manto de eyección tiene una mayor exposición hacia el sur del cráter, que se puede inferir de los materiales de las unidades geológicas más profundas que tienen una mayor área en esta dirección. Con respecto a la distancia alcanzada por los escombros, los provenientes de las capas más profundas están más cerca del cráter y los escombros de las capas superiores se encuentran más alejados.

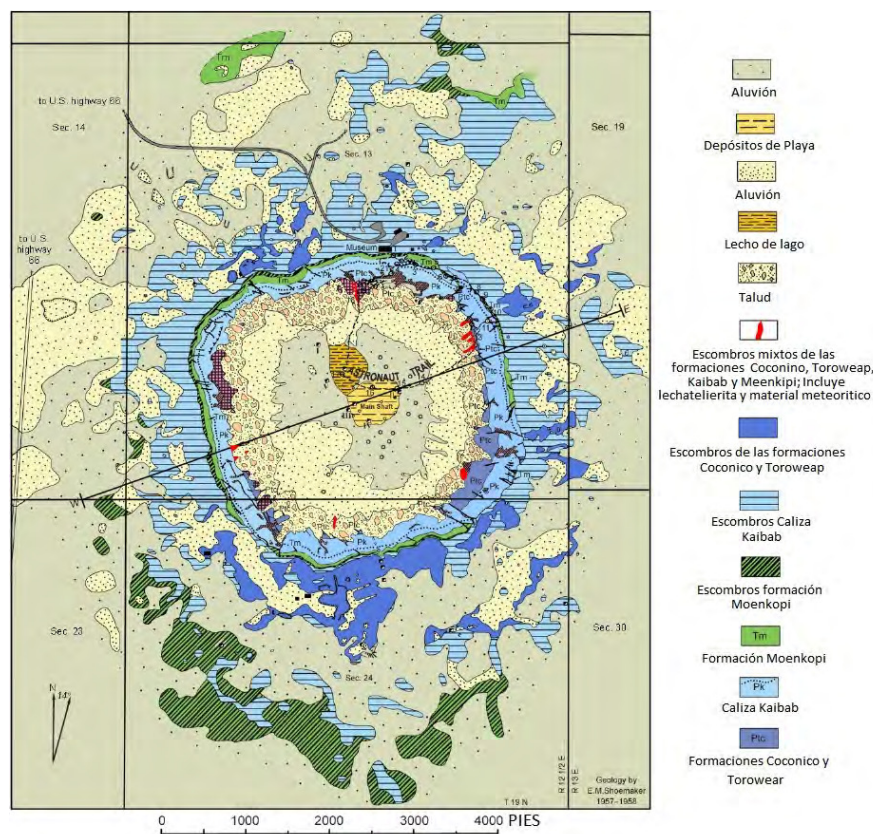


Figura 4.8: Depósitos del material de eyección y unidades importantes del cráter Barringer. Tomado y modificado de Kring (2017). Mapa geológico del Cráter Barringer, Arizona, mapa original de Eugene M. Shoemaker (1960)

Como es de esperarse, el material más grueso se concentra en la zonas proximales (borde del cráter). Por ejemplo, aquí se emplazaron bloques de caliza con diámetros de hasta 18 *m* y bloques de arenisca con diámetros de hasta 30 *m*. En la Figura 4.9, se puede ver el

perfil original del terreno antes de la pérdida de material por la erosión. Se estima que el borde original estaba cubierto por una capa de escombros con un espesor de 20 ± 5 m. Adicionalmente, se estiman una excavación 88 m de la formaciones Kaibab y Moenkopi y una excavación total de material de unos 310 m.

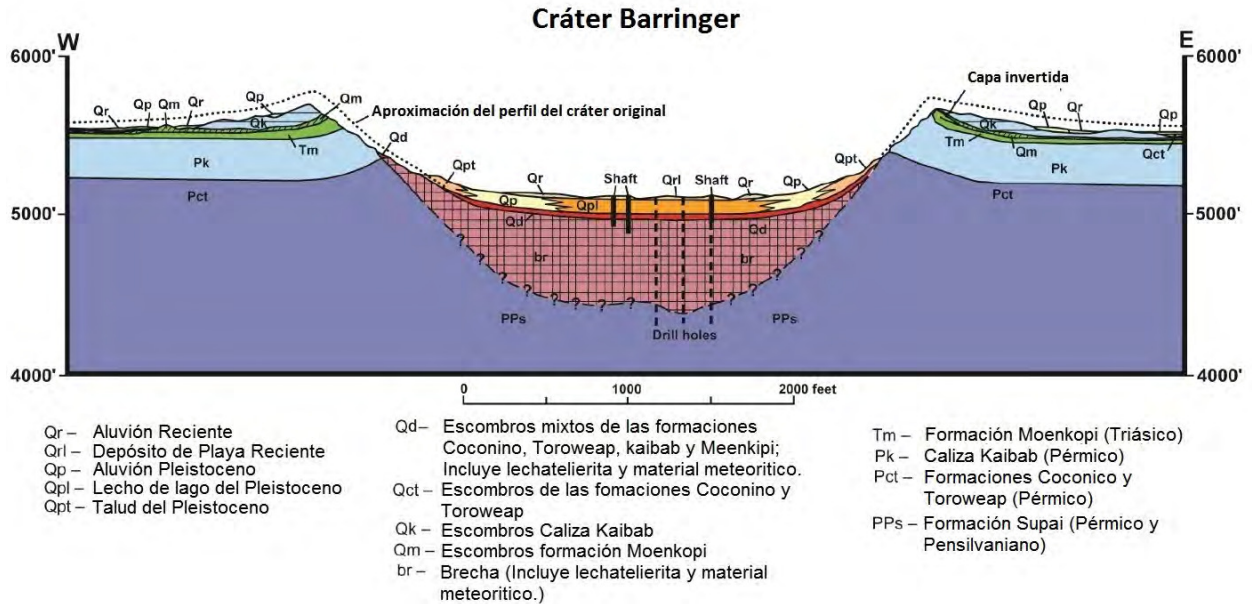


Figura 4.9: Corte WE de la geología del cráter de impacto Barringer. Tomado y modificado de: Kring (2017).

Al lado norte del cráter se encontró que el manto tiene una morfología superficial ondulada predominantemente de escombros de la formación Kaibab, en los valles de las ondulaciones se encuentran rellenos de la formación Coconino. Esta morfología superficial del manto de eyección con ondulaciones se observa en varios cráteres en Marte.

Lejos del manto de eyección (de 4 a 5 km) se encuentra la zona de depósito de materiales aislados con fragmentos de más de 25 kg. Fragmentos más pequeños han sido encontrados a distancias más grandes (aunque éstos aún no han sido registrados en los mapas), como esferulitas a una distancia de 8 km. Aunque, la mayor parte de los estudios en zonas alejadas se han centrado en encontrar fragmentos del meteorito y, de hecho, se han reportado fragmentos meteoríticos a una distancia de 12.8 km al este del borde del cráter (Kring (2017)).

Si hablamos del volumen total de material expulsado, inicialmente se estimó que fue alrededor de 300 millones de toneladas, pero estimaciones más recientes establecieron una masa total de 175 millones de toneladas. No ha sido posible contabilizar la masa total expulsada, debido al material distribuido en partículas finas (arrastradas por el viento), al material expulsado más allá del manto de eyección (disperso en una gran área y su diversidad de tamaños) y finalmente a los procesos erosivos que se les atribuyen el 90% de la pérdida del material de eyección.

4.4. Eyección de Cráteres de Impacto en el Sistema Solar Interior

En esta sección se describen las facies sedimentarias y la morfología del manto de eyección en cuatro cuerpos: Mercurio, Venus, Marte y la Luna. Las propiedades físicas superficiales únicas de cada uno de estos cuerpos, su gravedad, la presencia o no de atmósfera y de agua en la superficie, entre otros, son factores que nos permiten caracterizar el material de eyección en una gran variedad de escenarios que finalmente brindarán nuevas ideas para develar cómo se formaron los cráteres de impacto y cuáles fueron sus consecuencias.

Los cráteres de impacto y el material de eyección en los diferentes cuerpos del sistema solar brindan la posibilidad única de estudiar la morfología del emplazamiento final del manto de eyección con impactos a escala planetaria. En muchos de los casos y, a diferencia de la Tierra, el material de eyección se encuentra totalmente expuesto y sin mayores señales de modificación por la baja dinámica superficial.

La morfología superficial de los mantos de eyección varía sistemáticamente con el tamaño del cráter y con la distancia al borde del mismo. Estas diferencias se deben principalmente a variaciones en la velocidad de la eyección en función de la distancia que hay entre el punto del impacto y el borde del cráter (radio). Entre más cerca se encuentre el material de la zona del impacto, mayor será su velocidad de eyección.

Si se comparan los mantos de eyección en Mercurio, Marte y la Luna, se ven similitudes, a pesar de las diferentes condiciones que tienen cada uno de estos cuerpos. Para el caso Marte, se establece que la presencia de agua superficial genera otros tipos adicionales de morfologías en el manto de eyección.

4.4.1. La Luna y Mercurio

En el caso de la Luna y de Mercurio, el manto de eyección de los cráteres menores a 1 *km* que están en zonas de regolito no muestran una estructura aparente y registran bloques dispersos muy cercanos al borde del cráter. En los cráteres de 2 a 20 *km* de diámetro (v. Figura 4.10a), el manto de eyección presenta un campo de *dunas* concéntricas bien definidas. En el límite del manto de eyección continuo, las dunas se convierten en un campo de depósitos radiales trenzados. En los cráteres de 20 a 200 *km* (v. Figura 4.10b), el manto de eyección desarrolla un campo cubierto por montículos y surcos concéntricos alineados a distancias de 1.2 a 2.2 radios del cráter, así como campos de dunas después de los terrenos de montículos. En el límite del manto de eyección, las dunas se convierten en una zona de estrías radiales similares a las estrías longitudinales dejadas por grandes avalanchas de rocas. Por otra parte, más allá del límite del manto de eyección, estas estrías longitudinales se vuelven discontinuas y se convierten en circuitos y conjuntos de cráteres de impacto secundarios y estructuras de *espinas de pescado* que se extienden a lo largo de varios radios del cráter (Melosh (1989)).

Las estructuras radiales dominan el paisaje en los alrededores de los cráteres de impacto más grandes, de 200 a 1000 *km* de diámetro (v. Figura 4.10c) y se observa un gran número de surcos y canales. Los canales disminuyen su ancho y profundidad a medida que se alejan

4.4. EYECCIÓN DE CRÁTERES DE IMPACTO EN EL SISTEMA SOLAR INTERIORA

del borde del cráter. Adicionalmente las cadenas de cráteres secundarios pueden extenderse desde el borde del cráter a decenas de kilómetros y, en lugares muy alejados, se pueden encontrar flujos fragmentarios y campos de residuos (Melosh, 1989). Como ejemplos de lo anterior, para el caso de las facies desarrolladas en los mantos de eyección de los cráteres de impacto en la Luna, tenemos los cráteres de Impacto Picard, Copérnico y el Mare Orientales con diámetros de 22.3 km, 96.07 km y 930 km, respectivamente. Para el caso de Mercurio tenemos los cráteres de impacto Munch y Caloris Planitia de 57 y 1550 km de diámetro respectivamente.

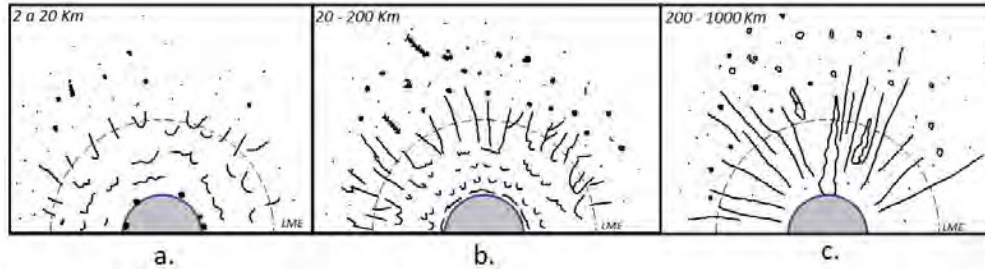


Figura 4.10: Esquemas de facies sedimentarias en el emplazamiento del material de eyección. Tomado y modificado de: Melosh (1989). El área en gris indica el cráter de impacto y el semicírculo (línea segmentada) indica el límite del manto de eyección (LME).

El cráter de impacto Picard (v. Figura 4.11) se ubica dentro de la cuenca Crisium en la Luna. Su manto de eyección se extiende un diámetro (desde el centro del cráter) y muestra un campo de dunas concéntricas en las proximidades del borde principal del cráter. Sobre la superficie que corresponde al límite de los materiales con texturas lisas de la Cuenca Crisium y las texturas onduladas correspondientes a la parte distal del manto de eyección continuo del cráter, se extiende una serie de lineamientos que se vuelven difusos a medida con la distancia al centro del cráter. Estas formas corresponden a secciones de las dunas y surcos que se forman por el flujo del material.

En la Figura 4.11, también se aprecian áreas con texturas rugosas y moteadas (en las proximidades al borde del cráter) que podrían corresponder a campos de escombros con fragmentos de varios metros de materiales expulsados. En particular, la superficie de la cuenca Crisium se caracterizó como un depósito de grandes flujos de basaltos (v. Figura 4.11, derecha). Las texturas lisas de los flujos de basalto en la zona de formación de este cráter permitieron que se formara el contraste marcado con respecto al manto de eyección.

Para el caso de las facies desarrolladas en el manto de eyección de cráteres de impacto de diámetros medios, tenemos los cráteres de impacto Copérnico (v. Figura 4.12) en la Luna y Munch (v. Figura 4.14a) en Mercurio, que por sus características morfológicas son cráteres de impacto complejos. El manto de eyección continuo para estas estructuras se extiende aproximadamente un diámetro del cráter (medido desde el centro del cráter). El manto está caracterizado por una serie de montículos en las proximidades del borde del cráter. Particularmente, en el caso del manto del cráter Copérnico, estas estructuras se resaltan muy bien en la topografía del mapa geológico (v. Figura 4.12, derecha) y para el caso del manto del cráter

4.4. EYECCIÓN DE CRÁTERES DE IMPACTO EN EL SISTEMA SOLAR INTERIORA

Munch, la resolución de la imagen permite resaltar muy bien estas estructuras. En los límites del campo de montículos parecen distinguirse una serie de surcos alineados concéntricamente y que están acompañados de una serie de dunas en forma de media luna, similares al manto de eyección del cráter Copérnico (v. Figura 4.12a) y del manto del cráter Munch (v. Figura 4.14a). Estas características se observan alrededor de estos cráteres en el límite del manto de eyección continuo.

En los límites del manto de eyección sobresalen apenas los circuitos y agrupaciones de cráteres de impacto secundarios que en muchos de los casos tienen su forma distintiva como la espina de pescado (v. Figura 4.12 b), las características anteriormente mencionadas se resaltan topográficamente en la parte derecha de la Figura 4.12. Para el caso del cráter Copérnico, se encuentran delimitados dentro de la zona de color amarillo claro. Para el caso del cráter Munch, estas estructuras no se observan.

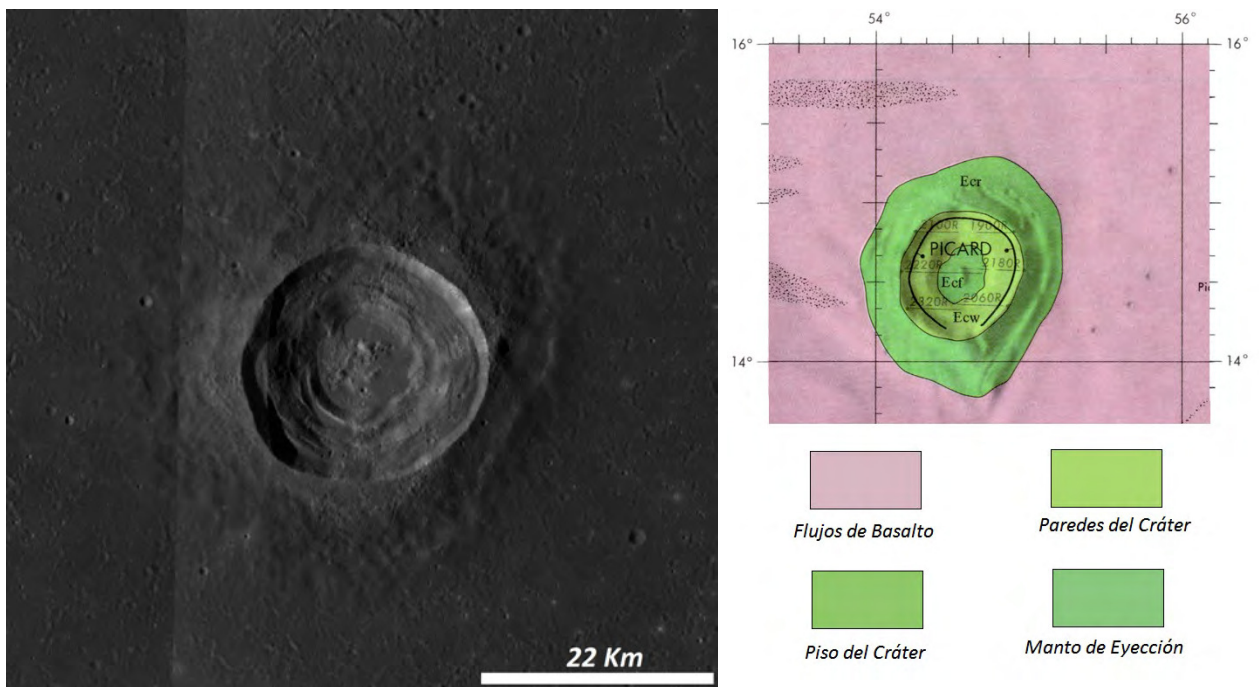


Figura 4.11: Cráter de impacto Picard (57.72 E, 14.57N) de 22.35 km de diámetro dentro de la cuenca Crisium en la Luna. Izquierda: Imagen tomada de JMARS por la Wide Angle Camera (WAC), que proporciona imágenes a una escala de 100 m/pxl en siete bandas de color en una franja de 60 km del Lunar Reconnaissance Orbiter Camera (LROC). Derecha: Mapa geológico tomado y modificado de Olson and Wilhelms (1974).

Como ejemplo de las facies de emplazamiento del manto de eyección en estructuras de grandes diámetros, se tienen la estructura de impacto Mare Oriental en la Luna (v. Figura 4.13) y los alrededores de Caloris Planitia en Mercurio (v. Figura 4.14b). El manto de eyección en el Mare Orientale en la Luna se ha dividido en tres partes (v. Fig 4.13, derecha). Una secuencia de materiales denominados como manto de eyección volcado que se extiende hasta alrededor de un diámetro (medido desde el centro del cráter). Una secuencia clasificada como el manto de eyección continuo que se extiende entre 2 y 2.5 diámetros y finalmente, la

4.4. EYECCIÓN DE CRÁTERES DE IMPACTO EN EL SISTEMA SOLAR INTERIORA

tercera secuencia denominada manto de eyección discontinuo que se extiende más allá de 2.5 diámetros y que está afectada por un gran número de cráteres de impacto posteriores. En el borde del cráter, los canales presentan un ancho máximo de 100 km y se extienden a más de 2 diámetros del cráter. Sobre el manto de eyección continuo y discontinuo se dibujan muy claramente canales radiales, circuitos y agrupaciones de cráteres de impacto. Estos últimos se observan claramente en la figura 4.13 (detalle a).

En comparación, en los alrededores de Caloris Planitia de Mercurio, los canales tienen un ancho de aproximado de 53 km y se extienden por más de 360 km del borde de la estructura. Los cráteres de impacto de grandes diámetros por lo general se formaron a edades próximas de la formación del cuerpo, encontrándose muy afectadas por impactos posteriores y por el emplazamiento del material de eyección de estos. Por este motivo identificar las facies completas del manto de eyección continuo y discontinuo es muy complicado, adicionando que dado el gran número de cráteres de impacto determinar que materiales de eyección correspondan a cada estructura suma otro desafío.

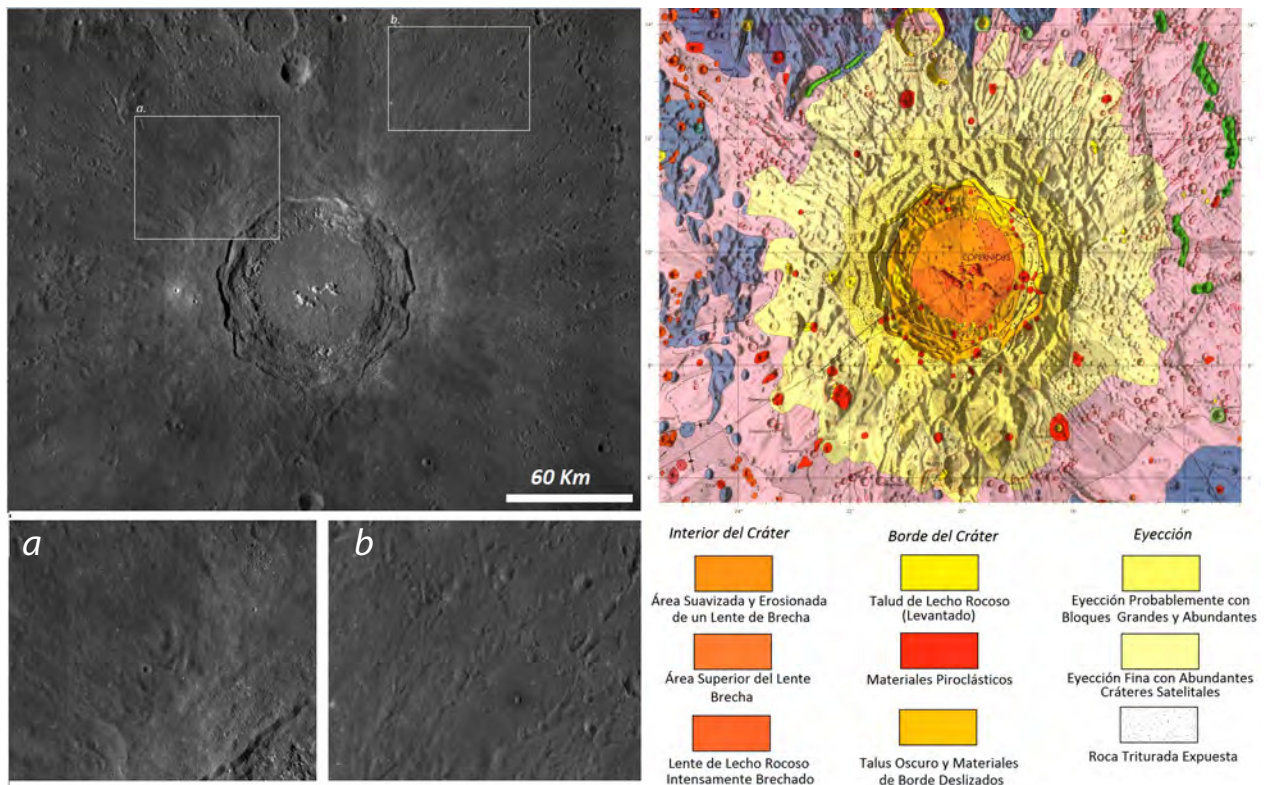


Figura 4.12: Cráter de impacto Copérnico (339.92 E, 9.62N) de 96.07 km de diámetro en la superficie lunar. Izquierda: Imagen tomada de JMARS con la cámara del LROC (Wide Angle Camera, WAC), que proporciona imágenes a una escala de 100 m/pxl en siete bandas de color en una franja de 60 km. Derecha: Mapa geológico.

4.4. EYECCIÓN DE CRÁTERES DE IMPACTO EN EL SISTEMA SOLAR INTERIORA

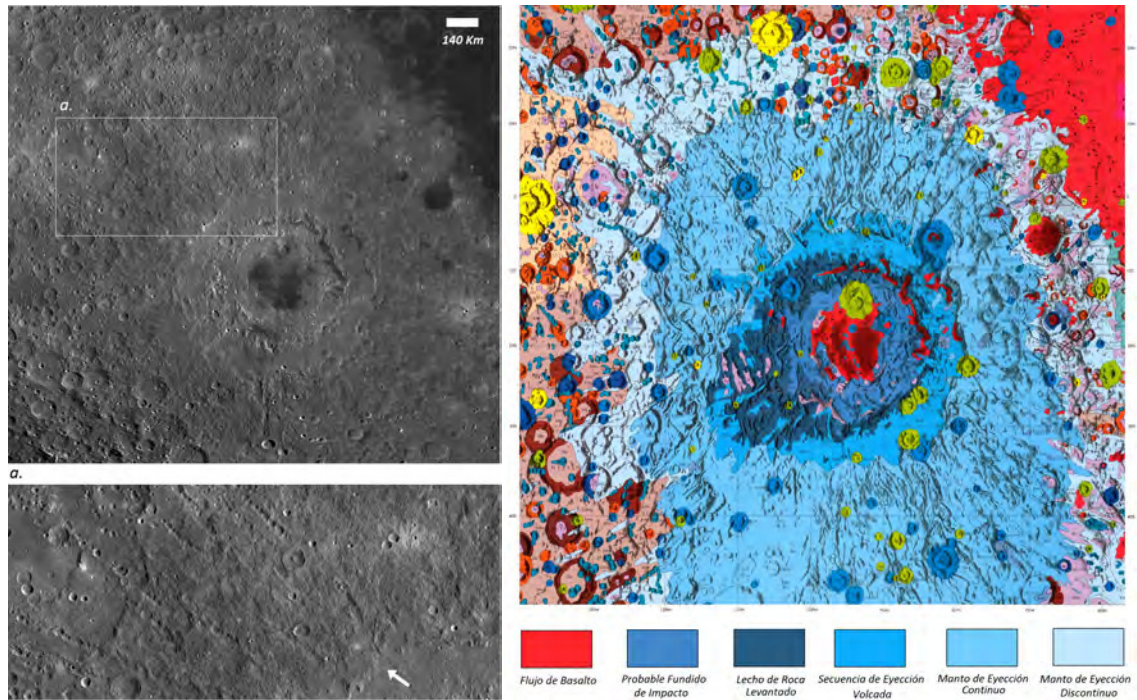


Figura 4.13: Mare Orientale en la Luna (264.69 E, 18.13 S) de 930 km de diámetro. Izquierda: Imagen tomada de JMARS con la cámara del LROC (Wide Angle Camera, WAC), que proporciona imágenes a una escala de 100 m/pxl en siete bandas de color en una franja de 60 km. La flecha blanca indica el inicio del canal. Derecha: Mapa geológico tomado y modificado de: Scott and McCauley (1977).

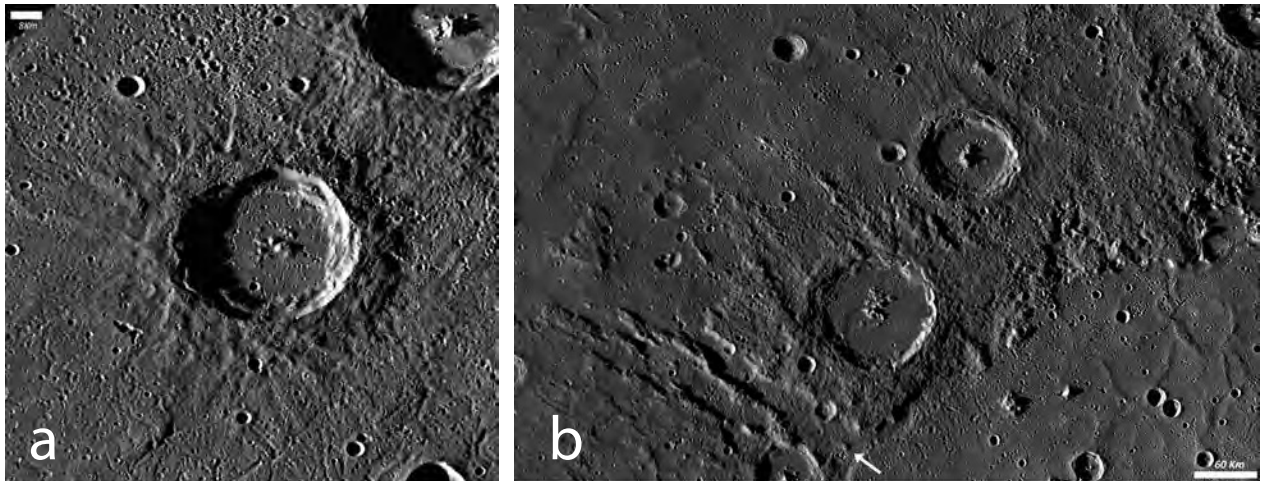


Figura 4.14: Cráteres de impacto en Mercurio: (a) Cráter Munch ubicado en el interior de Caloris Planitia, (152.82 E, 40.48 N, diámetro de 57 km). (b) Cráter al noroeste de Caloris Planitia (145.78 E, 47.41 N, diámetro de 1550 Km) en el centro de imagen. Imágenes: MESSENGER MDIS-WAC/NAC Map-projected Basemap Reduced Data Record. PDS Geosciences Node, Washington University in St Louis.

4.4.2. Venus

Las condiciones superficiales de Venus son totalmente diferentes a las de Mercurio y de la Luna. Su gravedad es similar a la de la Tierra ($g_{venus} \approx 8.87ms^{-2}$) y su gruesa atmósfera reducen la eficiencia en la formación de los cráteres de impacto, aunque su alta temperatura superficial aumenta la eficiencia relativa de la fusión del impacto.

En los alrededores de los cráteres de impacto en Venus se muestra gran diversidad en el emplazamiento del material de eyección y, posiblemente, una mezcla de materiales sólidos que ocasionan procesos erosivos y fundidos que generan la formación de canales (Osinski et al., 2011).

Además de la distribución radial del manto de eyección continuo característico en los otros cuerpos, a menudo se observa en el límite del manto de eyección continuo un borde lobulado, que es característico en mantos de eyección en Marte. Más allá del manto de eyección continuo se presentan morfologías no radiales con una apariencia similar a un flujo o canal (por ejemplo, los canales formados por lavas basálticas en erupciones volcánicas), que generalmente son demasiado largas para ser explicadas por cualquier proceso balístico (Asimow and Wood, 1992).

Asimow and Wood (1992) han clasificado el manto de eyección de los cráteres de impacto en cuatro facies: (1) *Ejecta hummocky* (serie de ondulaciones), (2) *Eyección externa*, (3) *Halo oscuro* y, (4) *Características de salida del cráter* (v. Figura 4.15A). (1) y (2) se agrupan en el manto de eyección continuo (morfologías cerca del cráter), (3) y (4) se refiere a aquellas morfologías que se diferencian del manto de eyección continuo dada su longitud, brillo, distribución no radial y morfología compleja (sinuosa) (v. Figura 4.15B).

El borde del manto de eyección continuo usualmente tiene una forma de lóbulo o pétalo (v. Figura 4.15A). Las salidas se reconocen más fácilmente cerca de los cráteres en las regiones de llanuras (v. Figura 4.15B, flecha en blanco), pero se observan en todos los entornos geológicos, desde las llanuras lisas hasta las tierras altas. Las salidas se extienden varios radios del cráter, desde el borde del manto de eyección continua.

Las salidas de un cráter pueden originarse en diferentes puntos o en un área común adyacente al manto de eyección. Otra morfología común para los flujos de salida es la presencia de múltiples subflujos que pueden mostrar formas análogas a las observadas en ríos trenzado o anastomosados. Estos flujos múltiples son a menudo extremadamente complejos (v. Figura 4.15B, cuadro inferior).

A menudo, el límite entre la eyección balística continua y los depósitos de salida no se pueden distinguir y la dirección de las salidas está probablemente determinada por la topografía local o la dirección de impacto. Esta puede estar controlada mediante estructuras superficiales preexistentes, especialmente fallas y grabens (v. Figura 4.15C).

La morfología de las salidas es muy variable y en los casos más simples son uniformemente brillantes, rectas o ligeramente sinuosas, con extremos lobulados. El ancho del flujo de salida suele ser aproximadamente constante a lo largo de su longitud, pero puede aumentar o disminuir y esto depende del aporte de material. Una interpretación sugiere que si se supone que son causadas por eventos de la formación de cráteres, lo más probable es que se produzcan

4.4. EYECCIÓN DE CRÁTERES DE IMPACTO EN EL SISTEMA SOLAR INTERIORA

por un proceso repentino y de corta duración. Asimismo, como se había mencionado, el emplazamiento del manto de eyección es consecuencia de la formación del cráter y para el caso de la morfologías denominada *salidas*, se cree que puede ser producidas por la segregación secundaria y el drenaje de materiales fundidos desde el interior del cráter y de las eyecciones previamente emplazadas (Asimow and Wood, 1992).

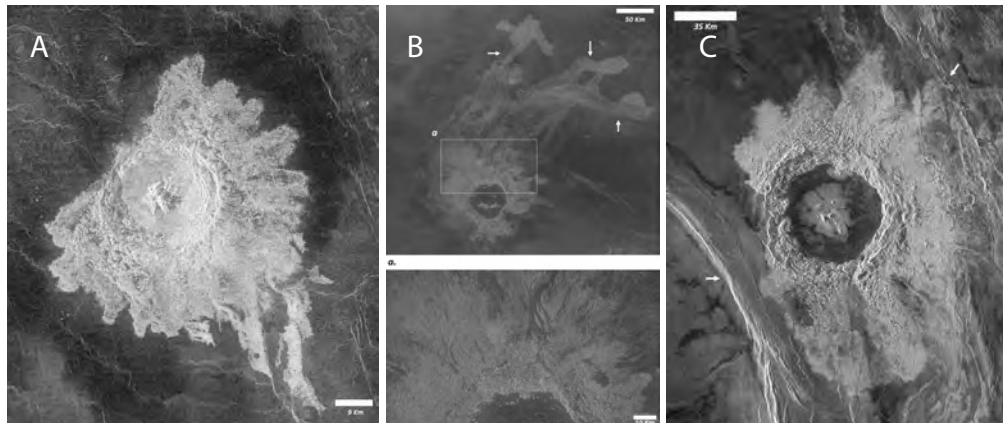


Figura 4.15: Cráteres de impacto en Venus. (A). Cráter complejo Aurelia (20.3 N, 331.8 E), de 31.9 Km de diámetro. Tomado y modificado de: Imagen radar sonda espacial Magallanes NASA/JPL. (B). Cráter complejo Seymour (18.2 N, 326.5 E), de 63 Km de diámetro. Las flechas blancas señalan los flujos de salida (o características de salida del cráter). a. detalle de los canales en los límites del manto de eyección continuo. (C). Cráter Dickinson en la región noreste de Atalanta (74.6 N, 177.3 E), de 69 km de diámetro. Las flechas blancas indican los controles estructurales (Imágenes NASA/JPL).

En el cráter Aurelia (v. Figura 4.15A) se observan todas las características del manto de eyección antes mencionadas. El cráter Aurelia es un cráter de impacto complejo, en el cual sobresalen el pico central y un anillo principal que está afectado por una serie de colapsos concéntricos. En las proximidades del cráter se observa el manto de eyección continuo y que en los alrededores del anillo principal sobresalen una serie de ondulaciones y materiales con texturas rugosas. El límite del manto de eyección es dibujado por una serie de lóbulos. Mas allá del manto de eyección y, en general en la línea noreste y suroeste se identifica el halo oscuro corresponde a la eyección de materiales más finos. Al sureste se encuentra una zona de flujo que es controlada estructuralmente por la superficie. En los alrededores de este cráter se distinguen una serie de lineamientos con un posible origen estructural que generan un control en la dinámica del emplazamiento del material de eyección.

En contraste, en el manto de eyección del cráter de impacto Seymour (v. Figura 4.15B), se identifican claramente una serie de flujos con dirección preferencial noreste y que en su zona más distal forma tres cuerpos con terminaciones lobulares que alcanzan un máximo de 4.4 diámetros medidos desde el centro del cráter. Al norte del cráter (v. Figura 4.15B, cuadro inferior) se identifica un canal con un ancho inicial de 2.54 km, que inicia en el límite del manto de eyección continuo que es dominado por una serie de ondulaciones y alcanza un ancho máximo de 6.28 km en la zona en donde se une con otros dos canales. Este canal disecta los lóbulos del manto de eyección. La gran mayoría de los lóbulos del manto de eyección al

norte del cráter presentan un gran número de canales y lineamientos con diversas morfologías, sobresaliendo los canales trenzados y anastomosados.

Por otro lado, en el caso del cráter de impacto Dickinson (v. Figura 4.15C), se observan dos grandes controles estructurales al noreste y suroeste. Por este control estructural, el flujo de material tiene una dirección preferente hacia el sureste. Dada buena resolución de la imagen, se observan muy claramente dos de las zonas características del manto de eyección continuo, la eyecta hummocky y la eyección externa bien diferenciadas por su grado de rugosidad.

4.4.3. Marte

En Marte se tienen condiciones distintas a los cuerpos descritos en las secciones previas. Por ejemplo, la presencia de una atmósfera delgada o los procesos erosivos por agentes eólicos y la posible presencia de reservorios volátiles cerca de la superficie marciana tienen efectos en el emplazamiento final de los materiales eyectados, aunque en algunos de los cráteres marcianos, el manto de eyección tiene similitudes con los mantos de eyección encontrados en la Luna.

Barlow (2006) y Osinski et al. (2011) describen en detalle los mantos de eyección en Marte y encuentran que aproximadamente un tercio de todos los cráteres marcianos con diámetros mayores a 5 km de diámetro poseen mantos de eyección perceptibles y más del 90 % de ellos muestran las llamadas eyectas en capas, i.e., las *eyectas de capas simples* o SLE (Single-Layer Ejecta que representan el 86 %), las *eyectas de capa dobles* o DLE (Double-Layer Ejecta, que representa el 9 %, v. Figuras 4.16B) y las *eyectas de capas múltiples* o MLE (Multiple-Layer Ejecta, que son alrededor del 5 %, Figura 4.16C). En la mayoría de los casos, estas morfologías, terminan en una rampa distal y, por lo tanto, también se denominan *cráteres de muralla*.

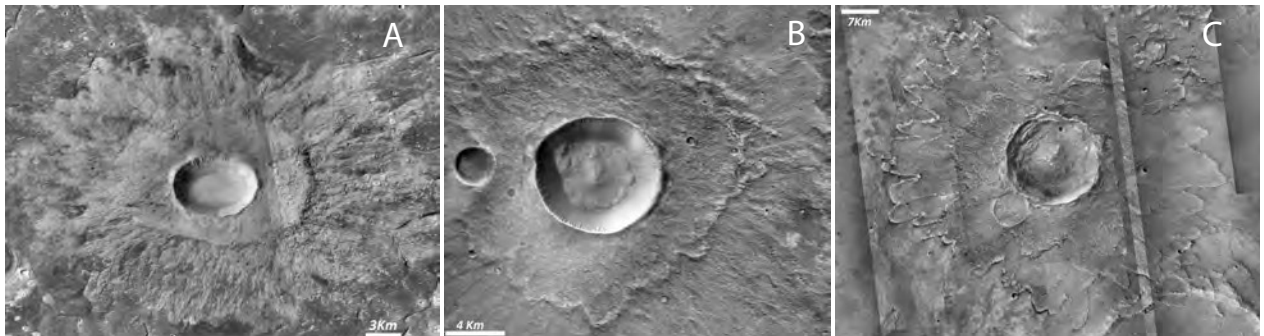


Figura 4.16: Cráteres de impacto en Marte. (A). Cráter simple de 7.1 km de diámetro, en el hemisferio norte (43.5 N, 339 E). (B). Cráter Cave de 8.19 km de diámetro, en el hemisferio norte (21.61 N, 324.3). (C). Cráter de impacto Yuty de 19.1 km de diámetro, en el hemisferio norte (22.15 N, 325.9 E). La tres imágenes son mosaicos tomados por el sistema CTX (Context Camera) del Mars Reconnaissance Orbiter (MRO) diseñado para obtener imágenes en escala de grises con una resolución de 6 m/pxl en una franja de hasta $30\text{ km} \times 160\text{ km}$ (Malin et al., 2007)

Existe un consenso en que los depósitos de eyección en capas fueron altamente fluidizados en el momento de su emplazamiento y que se originaron como flujos relativamente pequeños de excavación del suelo. Se ha propuesto que las eyecciones en capas en Marte se producen

por la interacción de las eyecciones balísticas con una salida de vapor rico en volátiles que interactúan con la atmósfera marciana.

Otras morfologías de eyección observadas en Marte incluyen las eyecciones radiales que son un patrón radial similar al que se observa alrededor de los cráteres lunares, También las eyecciones diversas que son una combinación de patrones en capas y radiales. Los panqueques Pn, que no poseen rampa distal y el pedestal Pd, en los cuales, tanto el cráter, como el manto de eyección, se elevan por encima del terreno circundante.

Los mantos DEL muestran una serie de características únicas que incluyen la falta de terraplenes en el borde de la capa interna y, a menudo también para la capa externa, las estrías en las capas de eyecta interna y externa, y la falta de cráteres secundarios más allá del manto de eyección en capas. La capa interna es más gruesa que la capa externa y las observaciones indican que se emplaza antes que la capa externa. Observaciones en otros cuerpos indican que los patrones de los mantos SLE y DLE se ven en lunas heladas con poca o ninguna atmósfera como Ganimedes y Europa

Los mantos MLE son típicamente más grandes y sus eyecciones se encuentran a mayores distancias radiales que los cráteres SLE proporcionalmente al tamaño del cráter. La distancia de recorrido de la capa externa suele ser bastante grande y sinuosa y regularmente, sólo la capa de expulsión más externa rodea completamente el cráter.

Otra variedad, son los mantos de eyección en forma de *panqueques* o Pn, que se observan en las mismas regiones donde dominan los cráteres DEL, por ésto se eran simplemente cráteres DLE donde la capa de eyección externa había sido destruida o no era observable en las imágenes. Actualmente, se ha encontrado evidencia que apoya esta propuesta, puesto que los mantos de eyección Pn a menudo están más degradados que los mantos de eyección DLE.

Una variedad más son los mantos de eyección en forma de *pedestal* Pd, que se encuentran típicamente alrededor de cráteres pequeños con diámetros menores a 6 km. Son formas de relieve únicas en Marte donde, tanto el cráter, como el manto de eyección se elevan sobre el terreno circundante. Estos mantos de eyección se concentran en la zona norte y están cubiertos por depósitos de grano fino. Se sugiere que los mantos Pd se forman cuando el material que rodea al manto de eyección del cráter se erosiona por procesos eólicos. El manto de eyección interno no es afectado por estos procesos eólicos por su espesor y dado que se cree que este compuesto por materiales más compactos y consolidados generados por la fusión del impacto. Un problema importante con el modelo eólico es que la eyecta Pd suele ser bastante simétrica, lo que requiere un cambio en la dirección preferencial del viento sobre toda el área de 360 grados alrededor del cráter para producir la morfología observada.

En la Figura 4.16A, se observa un cráter de impacto simple de 7.1 km de diámetro, con un manto de eyección que se puede clasificar tipo Pd. Sobresale de la topografía circundante, un primer manto de eyección proximal con una máxima distancia de 1.4 diámetros del cráter (desde el centro del cráter). El manto de eyección distal se extiende una distancia máxima de 3.4 diámetros del cráter y se distingue gracias a la resolución de la imagen, que resalta un menor espesor en comparación al manto de eyección proximal. Adicionalmente, en el manto de eyección distal se distinguen lineamientos radiales, campos de escombros y dunas en media luna o forma de V, que es una característica observada en los mantos de eyección en la Luna y Mercurio.

En la Figura 4.16B, se tiene el cráter de impacto Cave de 8.19 km de diámetro, con un manto de eyección de capas dobles con terminaciones en rampas (o murallas). El primer

manto de eyección (proximal), tiene una extensión máxima de 1.34 diámetros del cráter y se caracteriza por presentar una superficie rugosa, en la cual sobresale un gran número de montículos y ondulaciones similares a lo observados en los mantos de eyección de los cráteres de impacto de la Luna y Mercurio. El segundo manto de eyección (distal), tiene una extensión máxima de 3 diámetros del cráter y presenta una serie de lineamientos radiales y dunas en V, similares a los observados en los mantos de eyección en la Luna y Mercurio. Adicionalmente, al oeste se observa que la distribución del manto de eyección fue controlada por un cráter preexistente causando que el manto de eyección forme una V cuyo vértice se encuentra en el anillo principal de este cráter.

Por último, la Figura 4.16C, se muestra el cráter de impacto Yuty de 19.1 km de diámetro, con un manto de eyección de múltiples capas y con sus terminaciones en rampas (murallas). A simple vista, se puede decir que se observan sólo dos capas, pero si se observa con detalle, se pueden identificar tres capas. La capa proximal se extiende un máximo de 1.4 diámetros del cráter y la capa distal un máximo de 2 diámetros del cráter. En general, dentro de los mantos se observan lineamientos radiales. Una característica sobresaliente, es la presencia del borde del anillo de un cráter preexistente (al suroeste) que fue rellenado por el material de eyección.

Capítulo 5

Leyes de Escalamiento

En este trabajo se busca derivar reglas con las cuales se puedan extrapolar algunas de las propiedades cinemáticas y dinámicas de los impactos de escala planetaria, en particular, las asociadas al cráter de impacto, a partir de impactos de laboratorio de baja velocidad. Estas reglas se conocen como *reglas de escalamiento* que obtenemos a través del Teorema π del análisis adimensional. Presentamos a continuación los detalles básicos de este planteamiento.

Sea un proyectil con radio a y densidad, δ , que impacta con velocidad U contra un objetivo de densidad ρ y módulo de Young Y (Y mide la resistencia del material y sus unidades son de esfuerzo. El impacto se produce bajo un campo gravitacional con aceleración g que obviamente depende de la masa cuerpo impactado (Housen et al. (1983)) (v. Figura 5.1).

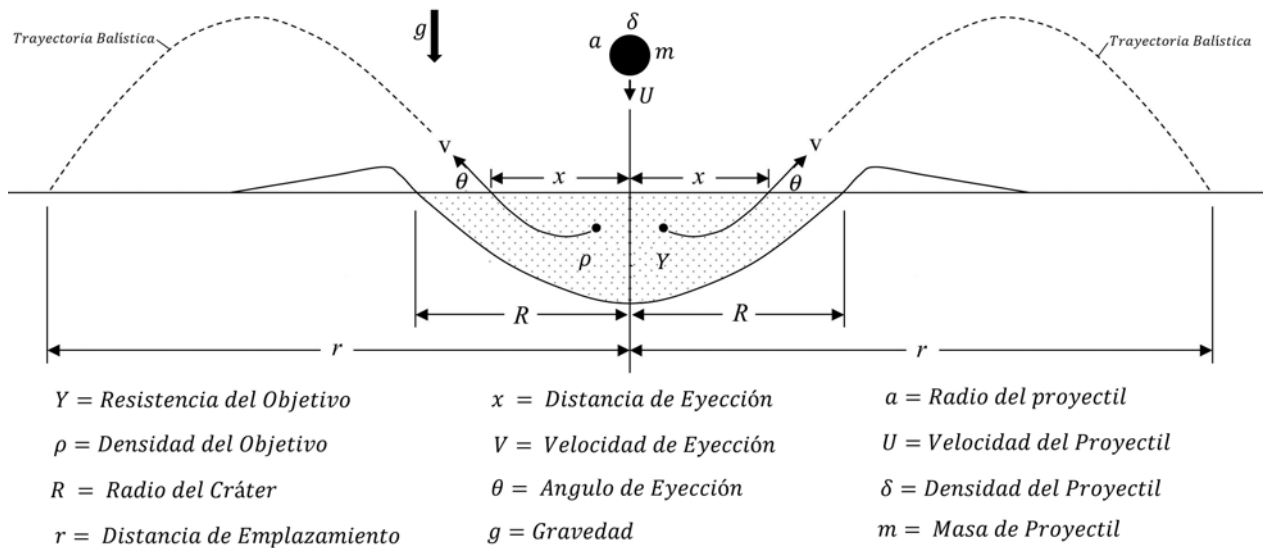


Figura 5.1: Esquema de eyección. Se ilustran las variables usadas en las relaciones de escalamiento. Tomado y modificado de: Housen and Holsapple (2011)

Con el fin de simplificar el análisis, se desprecia la resistencia atmosférica sobre el material eyectado, tal que las velocidades de eyección del material desplazado sólo dependen de las variables anteriormente mencionadas y se denotan como:

$$v = v(a, U, \delta, \rho, Y, g, x), \quad (5.0.1)$$

Explícitamente, se tiene una dependencia de ocho variables que se pueden expresar en términos de tres dimensiones fundamentales: longitud, masa y tiempo (L , M y T). Con el fin de simplificar los resultados, se introduce el parámetro de acoplamiento $C = C(a, U, \delta)$, tal que:

$$v = v(C, \rho, Y, g, x), \quad (5.0.2)$$

En Housen et al. (1983) se establecen que el proceso de formación de cráteres puede dividirse en dos fases: (1) *Fase de tiempo temprano*, durante la cual la energía y el impulso del proyectil se acoplan con el objetivo y se establece el campo de flujo de material y (2) *Fase tardía* que comprende la mayor parte de la excavación del cráter. Esta división también separa las variables en dos grupos. Las variables a, U y δ contribuyen al acoplamiento de la energía y al momento; y como tales, son variables tempranas. Las variables restantes, ρ, Y y g , se asocian a la segunda fase. Una de las ventajas es que el radio del cráter de impacto R puede también expresarse en función de C tal que:

$$R = R(C, \rho, Y, g), \quad (5.0.3)$$

Si lo anterior es válido, la velocidad (ecuación 5.0.2) se puede reescribir como:

$$v = v(R, \rho, Y, g, x), \quad (5.0.4)$$

Teniendo claras todas las variables y su asociación, estas se descomponen en sus dimensiones fundamentales y se relacionan mediante el procedimiento que indica el Teorema π , permitiendo que estas variables se expresen en las siguientes relaciones adimensionales (Housen et al. (1983)).

$$\frac{v}{\sqrt{gR}} = F\left(\frac{x}{R}, \frac{Y}{\rho g R}\right), \quad (5.0.5)$$

F representa una dependencia funcional no especificada.

Si $Y/\rho g R \rightarrow 0$ (o es suficientemente pequeña), por ejemplo, para cráteres en blancos de arena o cráteres grandes en roca, los efectos gravitacionales dominan la resistencia del material (*régimen de gravedad*). Para este caso se puede omitir Y del análisis, por lo que 5.0.5 se reduce a.

$$\frac{v}{\sqrt{gR}} = F\left(\frac{x}{R}\right), \quad (5.0.6)$$

Al realizar el análisis dimensional omitiendo Y , Housen et al. (1983), obtiene.

$$\frac{v}{\sqrt{gR}} = K_1 \left(\frac{x}{R} \right)^{-e_x}, \quad (5.0.7)$$

donde K_1 es una constante y e_x esta dado por.

$$e_x = -(\psi + 3\phi + 1), \quad (5.0.8)$$

ψ y ϕ son factores de los exponentes de las dimensiones fundamentales que se tomaron para el análisis dimensional.

Por el contrario, cuando la relación $Y/\rho gR \gg 0$ (o es grande), los efectos de la gravedad no son importantes en relación con la resistencia del material. En este régimen de fuerza, g puede omitirse y de acuerdo a Housen et al. (1983), se obtiene.

$$v\sqrt{\frac{\rho}{Y}} = K_2 \left(\frac{x}{R} \right)^{-e_x}, \quad (5.0.9)$$

donde K_2 es una constante y e_x , esta dado por la relación 5.0.8.

Para la determinación de relaciones de la velocidad de eyección, Housen and Holsapple (2011) definen la velocidad de eyección con base en 5.0.1 y 5.0.4 (en donde se omite el parámetro Y , i.e., régimen gravitacional) como:

$$\frac{v}{U} = C_1 \left[\frac{x}{a} \left(\frac{\rho}{\delta} \right)^\nu \right]^{-\frac{1}{\mu}}, \quad (5.0.10)$$

y

$$\frac{v}{\sqrt{gR}} = C_2 \left(\frac{x}{R} \right)^{-\frac{1}{\mu}}, \quad (5.0.11)$$

donde C_1 , C_2 y μ son constantes que se determinan a partir de los resultados de laboratorio.

En nuestro caso, los experimentos realizados (v. Capítulos 6 y 7) son en arenas, i.e., caen en el régimen gravitacional y, según lo expuesto por Tsujido et al. (2015), supondremos:

$$C = aU^\mu \delta^\nu, \quad (5.0.12)$$

La cantidad adimensional que define a R (radio del cráter), es:

$$\pi_R = R(\rho/m)^{1/3}, \quad (5.0.13)$$

Y los parámetros que definen la relación de gravedad y la relación de las densidades son:

$$\pi_2 = ga/U^2, \quad (5.0.14)$$

$$\pi_4 = \rho/\delta, \quad (5.0.15)$$

Usando estos parámetros adimensionales, se propone la siguiente relación con respecto al tamaño del cráter:

$$\pi_R = k_1 \pi_4^{p_1} \pi_2^{p_2}, \quad (5.0.16)$$

Donde:

$$p_1 = \frac{2 + \mu - 6\nu}{3(2 + \mu)}, \quad (5.0.17)$$

$$p_2 = -\frac{\mu}{2 + \mu}, \quad (5.0.18)$$

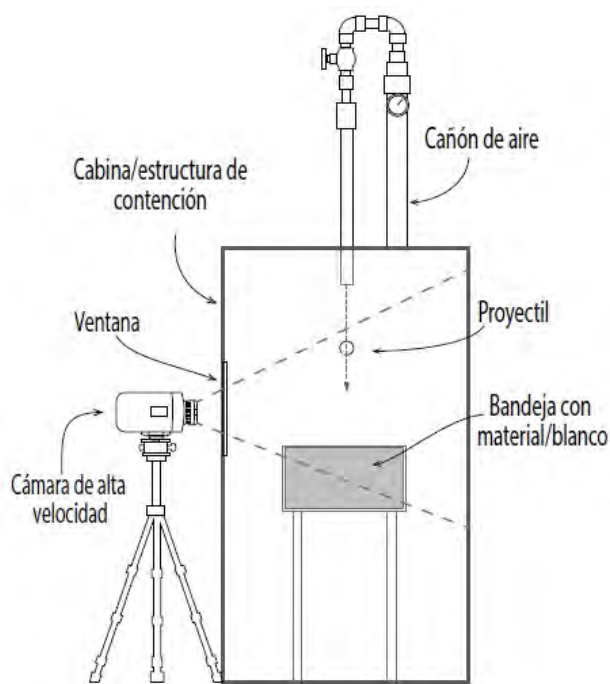
Donde k_1 , μ y ν , son constantes que dependen principalmente del material impactado.

Las relaciones 5.0.6 y 5.0.13 a la 5.0.18, serán la base del análisis de los experimentos que se presentan en los capítulos siguientes.

Capítulo 6

Arreglo y métodos experimentales

En este capítulo se describen los experimentos realizados con los cuales se obtuvieron los datos que nos servirán como base para derivar los parámetros de escalamiento. Los experimentos consistieron en impactos de baja velocidad con proyectiles y blancos diversos (esferas de vidrio y acero de cuatro diámetros y dos superficies granulares). El arreglo experimental (v. Figura 6.1) consiste en un cañón de aire, una estructura de contención, una bandeja de vidrio con arena (blanco), una cámara de alta velocidad y esferas de vidrio y metal (canicas y balines) como proyectiles. El montaje y las grabaciones se llevaron a cabo en el Taller de Hidrodinámica y Turbulencia (THT) de la Facultad de Ciencias de la UNAM, en la Ciudad Universitaria. Se realizaron un total de 64 videos con las diferentes combinaciones de presiones, proyectiles y blancos.



6.1. Arreglo experimental

6.1.1. Cañón de aire

El cañón (v. Figura 6.2) se construyó en su totalidad con tubería y accesorios de PVC. El diseño se basó en cañones elaborados para experimentos de balística a escala y para fines recreativos. Se compone de cuatro partes principales: Cámara de almacenamiento de aire, sistema de regulación, sistema de liberación y boquilla guía.

Figura 6.1: Diagrama general del arreglo usado en esta tesis para los experimentos de impactos de baja velocidad (los elementos no están a escala).

- Cámara de almacenamiento de aire: Se construyó con un tubo de PVC de 60 cm de largo y 2" de diámetro, en uno de sus extremos se instaló un tapón de PVC con cemento para PVC azul. En el tapón se perforo un agujero, por el cual se pasó la válvula (de las usadas en las llantas de los carros o bicicletas) (v. Figura 6.2 A1), acoplándola y sellándola con ayuda de un pedazo de cámara de rueda de bicicleta y cemento para PVC. En el otro extremo se instaló un juego de tres reducciones en PVC unidas con cemento con el fin de reducir el diámetro de la cámara de 2" al diámetro de la válvula de 1". Después del juego de reducciones se instalaron dos codos de 90° de PVC contiguos para cambiar de dirección la cámara, esto con el fin de ahorrar espacio y de mejorar la maniobrabilidad del cañón.
- Sistema de regulación: Se compone de un manómetro con una capacidad de medición de 300 psi (v. Figura 6.2 A4 y detalle en B), que hace parte de los sistemas de regulación de las compresoras de aire usadas, por ejemplo, para pintar o inflar las llantas de los carros. La instalación del manómetro se realizó perforando un agujero en la pared del tubo de 60 cm que es parte de la cámara de almacenamiento. Con el fin de evitar fugas se selló con pegamento especial para tubería hidráulica de PVC.

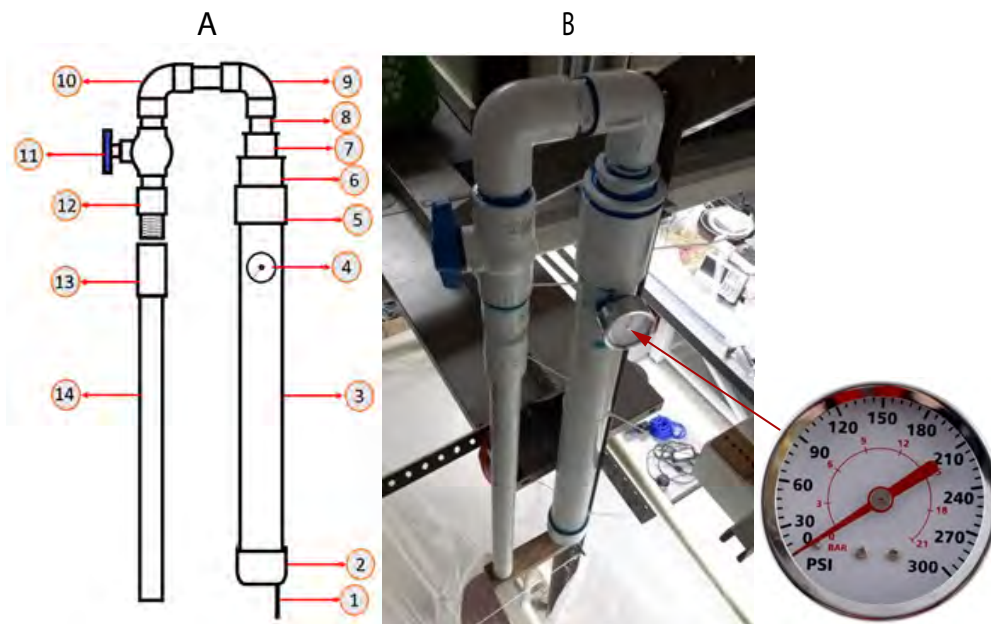


Figura 6.2: Montaje del cañón de aire. A. Esquema del cañón de aire compuesto por: (1) Válvula de entrada de aire (Válvula de llanta de carro), (2) Tapón PVC de 2", (3) Tubo de PVC de 2", (4) Manómetro 300 psi, (5) Reducción PVC 2" a 1 1/4", (6) Reducción 1 1/2" a 1 1/2", (7) Reducción 1 1/2" a 1", (8) Tubo conector de PVC de una pulgada, (9) y (10) Codo 1" de PVC de 90, (11) Válvula de bola de PVC 1", (12) Conector roscable 1". Cañón compuesto por, (13) Unión rosca-liso 1" y (14) Tubo de PVC de 1". B. Fotografía del montaje en el laboratorio y detalle del manómetro.

El manómetro se instaló con el fin de tener un mejor control de la presión dentro de la cámara. El valor de la presión dentro del cañón es esencial para determinar la velocidad teórica de cada uno de los proyectiles a la salida del cañón.

- Sistema de liberación: Está constituido por una válvula de bola de 1" en PVC (v.Figura 6.2A11). Se decidió utilizar este tipo de válvula por su facilidad en el momento de la apertura y su excelente retención del aire. Las *válvulas de bola*, a diferencia de las *válvulas de rosca* nos permiten una apertura total con un movimiento de la perilla de 90°, permitiendo que se libere el aire de forma rápida.
- Boquilla guía: Elaborada con una unión de PVC de 1", en uno de sus extremos es enroscable y en el otro es liso. Está unida a un tubo de PVC de 30 cm de longitud, cuyo diámetro depende directamente del diámetro del balón o esfera a utilizar. Para cada uno de los diámetros de esferas seleccionados (en total cuatro), se construyó una boquilla con sus respectivas reducciones.

6.1.2. Cabina: Estructura de contención

Dada la limitación de espacio y la necesidad de conservar el THT libre de partículas de polvo por la presencia de instrumental óptico, se dio la necesidad de diseñar y construir una estructura de contención ligera y de fácil armado. Para tal propósito, se diseñó una estructura con forma de cabina de tubos y accesorios de CPVC ensamblados a presión (sin el uso de cemento especial) que rodeaba al cañón de aire. En la Figura 6.4 se muestra la imagen de la estructura ya armada. Tiene dimensiones de 0.6 m de ancho por 1.20 m de largo y 2.40 metros de alto. En la parte frontal de la estructura se instaló una ventanilla móvil cubierta por una lámina de acrílico a través de la cual la cámara de alta velocidad grababa los experimentos. La ventanilla podía ajustarse a la altura requerida.

La estructura de CPVC se cubrió en su totalidad con plástico de pintor, dejando únicamente dos accesos, uno lateral para manipular el material objetivo y el segundo en la parte superior por donde entraba el cañón de

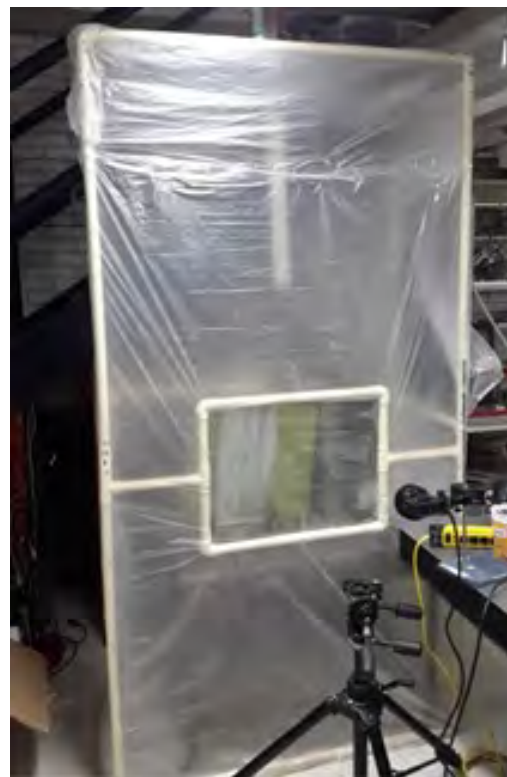


Figura 6.3: Estructura de contención.

aire.

6.1.3. Materiales

Se seleccionaron como proyectiles esferas de vidrio y acero de cuatro diámetros diferentes que eran impulsadas con el cañón de aire y se proyectaron sobre dos superficies granulares de arena.

Requerimos diferentes tamaños y composiciones para determinar la dependencias de los impactos con los diámetros (d), las densidades y las masas (m) del proyectil, Igualmente, se usaron dos granulometrías para determinar la dependencia con las propiedades de la superficie. Nuestros experimentos también estuvieron restringidos al tiempo de grabación permitido en el THT, por lo cual el número de ensayos posibles fue limitado así como las variedades en diámetros, composición y número de superficies.

6.1.3.1. Proyectiles

Para los proyectiles se seleccionaron acero y vidrio para tener un contraste en la densidad de estos materiales, por su disponibilidad en el mercado y para evitar que se desintegraran al momento del impacto. También se buscó la forma esférica para minimizar su resistencia al impacto.

En las Tabla 6.1, se muestran los diámetros y las masas de las esferas de acero y vidrio usadas en los ensayos de laboratorio. Se recalca que se usaron las mismas esferas para cada impacto. Para mayor facilidad en la clasificación de cada ensayo, a cada esfera se le asignó el código que se muestra en la tercera columna en cada caso.



Figura 6.4: Proyectiles: esferas de vidrio y acero usadas en los impactos.

Tabla 6.1: Características de las esferas de acero y vidrio usadas en los experimentos. Los diámetros están en milímetros las masas en gramos.

Acero			Vidrio		
d	m	Cód.	d	m	Cód.
25.3	71.0	D_{A1}	24.2	22.6	D_{V1}
22.1	47.9	D_{A2}	21.1	17.1	D_{V2}
15.8	20.8	D_{A3}	16.5	10.4	D_{V3}
12.7	12.9	D_{A4}	12.3	7.0	D_{V4}

6.1.3.2. Superficies a impactar

Como superficies de impacto se eligió arena de río, vendida como material de construcción para concreto hidráulico. Este material está compuesto principalmente por fragmentos angulares de cuarzo (v. Figura 6.5).

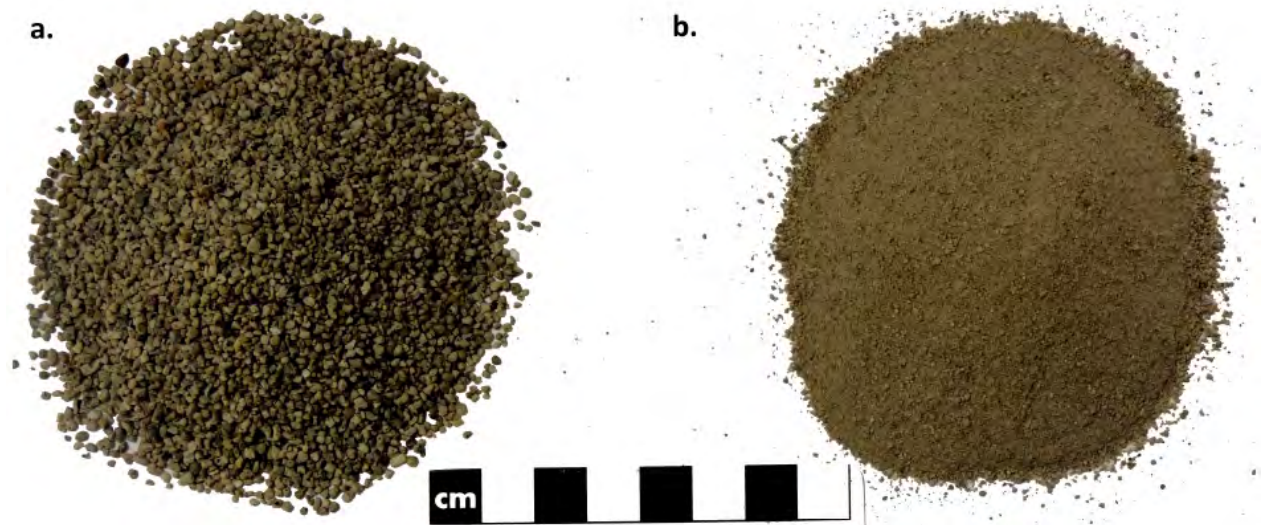


Figura 6.5: Blancos: (a) Material 1 (grosso: medio homogéneo). (b) Material 2 (fino: medio heterogéneo).

Primero, se procedió a realizar el análisis granulométrico para dividir el material en dos grupos. En el primer grupo, se se tenían predominantemente partículas gruesas (mal gradada) y en el segundo, una combinación de partículas de tamaños inferiores a los del primero, pero que con una distribución homogénea (bien gradado). Los materiales seleccionados son:

- Material 1: Arena que pasa por el tamiz N18 (1mm) y que pasa por el tamiz N80 ($177\mu m$), más lo retenido en el fondo.
- Material 2: Arena que pasa por el tamiz N10 (2 mm) y retenida en el tamiz N18(1 mm).

El análisis granulométrico completo de los dos tipos de material se muestra en las Tablas 6.3 y 6.2 y se observa gráficamente en la Figura 6.6. De acuerdo a la clasificación granulométrica de *Wentworth 1922*, el Material 2 se clasifica como Arena muy gruesa y el Material 1 como una combinación de limos y arcillas con porcentajes de arenas muy finas, finas, y arenas medias. Para los impactos en el laboratorio, cada uno de los materiales se depositó en un contenedor de paredes de vidrio de $33 \times 33 \times 15 \text{ cm}^3$ (en adelante, contenedor de arena). La altura del contenedor se estableció con los ensayos anteriores, donde se observó que era la altura recomendable para que las esferas no tuvieran contacto con el fondo.

Tabla 6.2: Granulometría: material 1 (grueso: medio homogéneo).

Tamiz (ϕ)	Ret Parci (g)	Ret Acomu (g)	%Rete Parcial (%)	%Ret Acomu (%)	%Pasa (%)
10	25.95	25.95	0.98	0.98	99.02
14	1549.86	1575.81	58.37	59.35	40.65
18	837.25	2413.06	31.53	90.88	9.12
25	70.47	2483.53	2.65	93.54	6.46
35	11.99	2495.52	0.45	93.99	6.01
45	15.15	2510.67	0.57	94.56	5.44
60	46.39	2557.06	1.75	96.31	3.69
80	54.22	2611.28	2.04	98.35	1.65
Fondo	43.85	2655.13	1.65	100.00	0.00
Total	2655.13				

Tabla 6.3: Granulometría: material 2: (fino: medio heterogéneo).

Tamiz (ϕ)	Ret Parci (g)	Ret Acomu (g)	%Rete Parcial (%)	%Ret Acomu (%)	%Pasa (%)
10	0.05	0.05	0.00	0.00	100.00
14	0.02	0.07	0.00	0.00	100.00
18	2.81	2.88	0.11	0.11	99.89
25	283.78	286.66	10.98	11.09	88.91
35	245.14	531.80	9.49	20.58	79.42
45	325.90	857.70	12.61	33.19	66.81
60	242.83	1100.53	9.40	42.59	57.41
80	297.00	1397.53	11.49	54.08	45.92
Fondo	1186.52	2584.05	45.92	100.00	0.00
Total	2584.05				

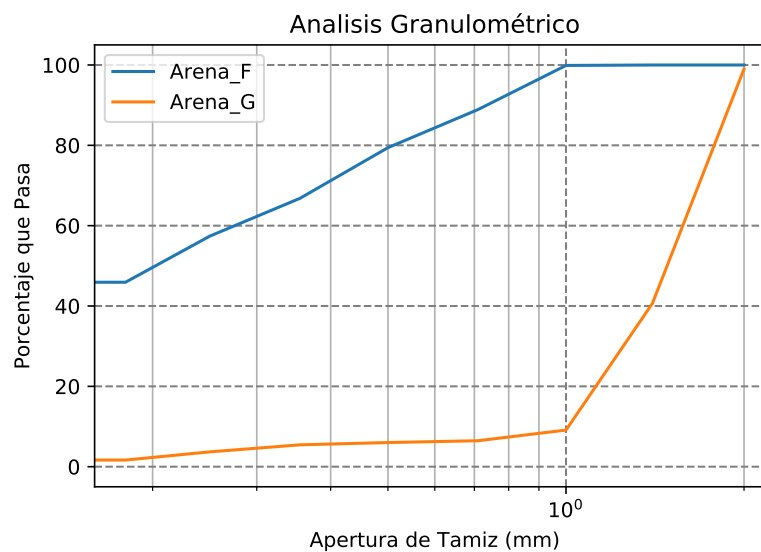


Figura 6.6: Análisis granulométrico.

6.1.4. Cámara de alta velocidad

Las grabaciones de los impactos se hicieron con una cámara de alta velocidad Phantom Miro 310 (propiedad del THT, v. Figura 6.7) de 1 Mpx y con rendimiento de 3.2 Gpx/s.

Esto se traduce en > 3200 fps (cuadros por segundo) a una resolución total de 1280 x 800. Las velocidades por cuadro son de hasta 650,000 fps en resolución reducida y la exposición digital mínima es de 1 μ s.



Figura 6.7: Cámara de alta velocidad.

Teniendo en cuenta las velocidades de impacto esperadas, para nuestro caso las grabaciones se realizaron a 1000 fps a la resolución máxima permitida por la cámara.

6.2. Método experimental

Los trabajos en el laboratorio se dividieron en dos etapas (antes y después del disparo del proyectil):

Etapas

- Montaje de la estructura de contención: Previamente a la construcción de la estructura se había realizado una visita en donde se definieron las dimensiones de esta en función del espacio destinado a los ensayos. Se armó la estructura en la zona destinada, ubicando dentro de la estructura una mesa sobre la cual se colocaría el contenedor de vidrio que almacenaría el material a impactar. Posteriormente, se forró la cabina de CPVC con el plástico de pintor, cuidando que no quedaran espacios por donde el material pudiera escapar y dispersarse en el laboratorio.
- Montaje del cañón de aire: Para el montaje del cañón de aire fue necesario construir una estructura metálica con materiales y equipos del THT. Esta estructura se niveló horizontal y verticalmente y se fijó al techo para garantizar la estabilidad del cañón al momento del disparo.
- Ajuste de la posición de la bandeja (blanco) y alineación del cañón: Con el fin de garantizar que los impactos dieran siempre en el mismo punto dentro del contenedor, se realizó la nivelación de la boquilla guía del cañón con el centro del contenedor. Esto se hizo con la ayuda de una plomada (el contenedor ya se había llenado previamente se llena con material 1). Se corroboró la nivelación realizando impactos en caída libre,

liberando las esferas desde la boquilla guía del cañón.

- Nivelación y enfoque de la cámara: Primero, se ubicó la cámara a una distancia tal que su campo de visión abarcara todo el ancho del contenedor y dentro de los límites marcados por la ventana de acrílico de la cabina de contención. Segundo, se enfocó la cámara teniendo como referencia una escala centimétrica ubicada en el centro de la cubeta. Tercero, se procedió a dejar caer arena manualmente para verificar que se tenía el enfoque adecuado para distinguir partículas individuales de arena. En este paso, se colocaron dos reflectores para iluminar la esena y resaltar al proyectil y a las partículas de arena.
- Recarga del cañón: La recarga se efectuó por medio de aire comprimido que se tenía en el THT. Para ésto se adquirió un acople para válvula de bicicleta. Para los ensayos se determinó manejar presiones de 10, 20, 30 y 40 psi (ó 68947, 137895, 206843 y 275790 Pa). Cada una de las esferas se impulsaría con estas presiones.
- Disparo: Se accionó la válvula manualmente girándola 90°, permitiendo la salida del aire rápidamente.

Una vez montado el experimento de acuerdo a lo anterior, se procedió a realizar la grabación de 64 impactos. El procedimiento seguido se describe a continuación.

1. Instalación de la boquilla guía según el diámetro de la esfera a utilizar. Para ahorrar tiempo, se realizan los impactos de cierto diámetro, para los dos tipos de material de esferas y para las cuatro presiones.
2. Nivelación de la superficie del contenedor de arena al raz de sus bordes. En cada caso, se utilizó como rasero una regla de madera teniendo cuidado de no compactar la superficie del material.
3. Recarga del cañón con el aire verificando la presión deseada en el manómetro.
4. Introducción del proyectil en la cámara de la boquilla guía con la ayuda de una varilla.
5. Verificación de la iluminación y puesta en marcha de la grabación.
6. Apertura de la válvula de bola para la liberación del aire.

Dado que todo el fenómeno de impacto ocurre en menos de dos segundos, el único procedimiento a seguir es la verificación del óptimo estado de la grabación en los segundos posteriores al momento del impacto. Después de que se hubo verificado que la grabación es útil, se procede con la siguiente etapa.

Etapa 2

- Registro del cráter: Se registra fotográficamente el cráter producido por el impacto, teniendo cuidado de ubicar la escala y el código del ensayo realizado.
- Recuperación del proyectil: Se extrae el proyectil (esfera) del interior material.
- Remoción del material impactado: Se remueve/revuelve manualmente el material impactado con el fin de eliminar las porciones que se hayan compactado.
- Renivelación de la superficie del blanco: Se nivela el material con el rasero/regla tratando de evitar la compactación del mismo.

Notas finales: En el procedimiento experimental primero se grabaron todos los impactos sobre el material 1 (arena fina) y posteriormente se cambió al material 2 (arena gruesa). Las boquillas se instalaron en orden creciente de diámetro. Con relación a las esferas, primero se impactaron las esferas de vidrio y después las esferas de acero para un diámetro dado. Se muestra un ejemplo de las secuencias de los impactos descritos en este capítulo en la Figura 6.8.

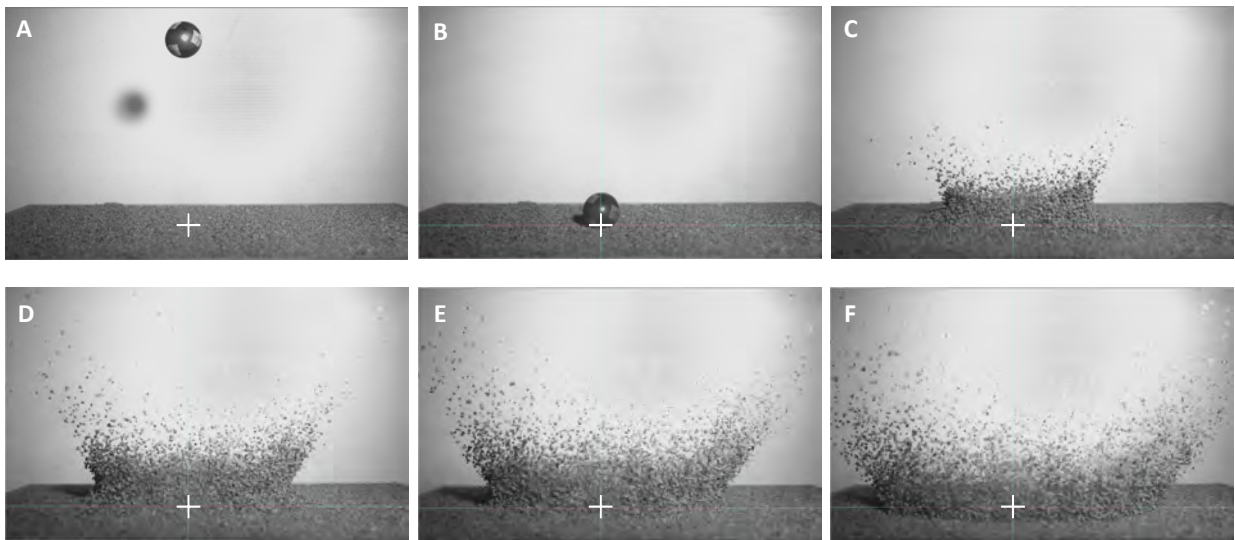


Figura 6.8: Secuencia del impacto de una esfera de acero en arena gruesa (material 1) en la cual se observa el material dispersado y la evolución de la cortina de eyección.

Capítulo 7

Resultados

En este capítulo, se exponen los resultados de los 64 ensayos/impactos realizados con el procedimiento que se detallaron en el Capítulo 6. La grabación de cada impacto tiene una duración de al menos de un segundo, pero como son videos de muy alta resolución el total de memoria almacenada es de 90 Gb.

7.1. Efectos de la salida de las esferas

Como parte de los experimentos, se estudió el comportamiento de las esferas al salir por la boquilla del cañón (v. Figura 7.1), para efectos de control del experimento y con el fin de determinar los efectos que se presentan, dado que en la superficie impactada se dan fenómenos adicionales a los desencadenados por el impacto. A la esfera se le ubicaron marcas de control con el fin de identificar el grado de rotación que presenta ésta a lo largo de su trayectoria entre la salida de la boquilla y la superficie a impactar.

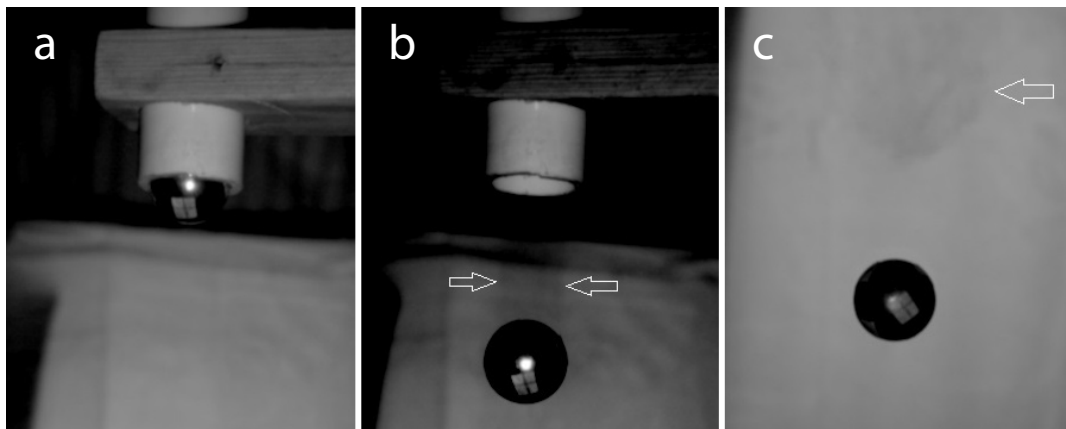


Figura 7.1: Efectos de la salida de una esfera acero de 25.3 mm de diámetro a través de la boquilla del cañón de aire. (a) Esfera apenas saliendo por la boquilla. (b) Columna de aire detrás de la esfera. (c) Esfera a 21 cm y a 0.01625 s (cuadro 52 de la grabación) después de la salida. La flecha blanca indica la ráfaga de aire que se mueve detrás de la esfera.

En general, no se observaron ni deformaciones aparentes en en la boca del cañón, ni la salida anticipada de aire que pudieran hacer que la esfera perdiera empuje. tampoco se observó que la marca de control sobre las esferas hayan tenido un desplazamiento considerable indicando que la rotación de la esferas es despreciable; sin embargo, sí se observa una desviación entre la trayectoria del proyectil y la vertical como puede apreciarse, más adelante, en las Figuras 7.5-7.7. Asumiendo que las desviaciones relativamente pequeñas, no se toman en cuenta en nuestro análisis de los impactos.

En la Figura 7.1b y a una distancia aproximada de 1.5 veces el diámetro de la esfera con respecto a la boquilla, se observa una columna de aire detrás de la esfera a modo de estela. Se observa que este volumen de aire que sale detrás de la esfera tiene una velocidad mayor, por lo que choca con la esfera instantes después, rodeándola y posteriormente sobrepasándola. Esta ráfaga de aire llega a la superficie antes de que la esfera impacte, el aire solo tiene la fuerza suficiente para desplazar pocas partículas generando un pequeño efecto de onda de choque. Este fenómeno anteriormente descrito se aprecia únicamente en los videos capturados de los impacto sobre la arena fina. Para el caso de la arena gruesa, el aire no tiene la suficiente fuerza para desplazar partículas de arena de la superficie.

Adicionalmente, en la Figura 7.1c se aprecia que detrás (arriba en la imagen) de la esfera se presenta una segunda ráfaga de aire. Esta ráfaga de aire en ningún instante del tiempo de reproducción alcanza la esfera, evidenciando que tiene una menor velocidad. En la grabación de los impactos esta ráfaga de aire llega a la superficie ya que la cortina de eyección está en movimiento, ocasionando la perturbación de algunas partículas, pero sólo en el caso de la arena fina. Esta ráfaga de aire se debe al aire acumulado en la cámara del cañón que sale ya que el esfera abandonó el cañón.

7.2. Velocidades de impacto

Para determinar la velocidad de impacto se usó el software que acompaña a la cámara (Phantom Camera Control, PCC) que posee una interfaz con la cual se puede analizar cuadro por cuadro o en secuencia el video. El procedimiento fue como sigue:

- Se *ajusta* la imagen, de ser necesario, con alguno de los filtros que por defecto trae el programa para resaltar aquellos aspectos que se quieren medir.
- Se determina la escala de la imagen, por ejemplo, usando como referencia el diámetro conocido de la esfera o proyectil.
- Se definen ciertas referencias dentro de las imágenes para comenzar a hacer las mediciones, por ejemplo, se identificó el cuadro en donde se observa que la esfera hace contacto con la superficie. Con estas referencias se establecen los ejes coordenados o marco de referencia con respecto al cual se determinan las posiciones de la esfera o cualquier otro elemento sobre la imagen. A partir de este punto se configura el programa para que realice un seguimiento de píxeles específicos para ubicar a la esfera desde el momento que la entra en el campo de visión de la cámara o imagen hasta que toca la superficie.

Con esta información, el software realiza el cálculo puntual de la velocidad. En particular, la velocidad de impacto se calcula a partir de las mediciones reporte de los últimos tres

cuadros previos al contacto con la superficie. Este procedimiento se repitió para cada una de las secuencias o ensayos. Las velocidades de impacto se reportan en las tablas 7.1 y 7.2.

Tabla 7.1: Velocidades de impacto (en m/s) de las esferas sobre la arena fina, calculadas con ayuda del software de la cámara de alta velocidad.

Cod.Presión	D_{A1}	D_{A2}	D_{A3}	D_{A4}	D_{V1}	D_{V2}	D_{V3}	D_{V4}
P_1	20.144	21.767	10.285	36.575	23.388	23.573	22.902	46.425
P_2	21.471	26.066	12.112	42.625	25.249	16.840	25.565	54.881
P_3	35.370	28.150	22.150	45.875	25.661	32.762	27.684	59.678
P_4	—	29.556	34.116	49.556	31.784	35.801	42.513	70.305

Tabla 7.2: Velocidades de impacto (en m/s) de las esferas sobre la arena gruesa, calculadas con ayuda del software de la cámara de alta velocidad.

Cod.Presion	D_{A1}	D_{A2}	D_{A3}	D_{A4}	D_{V1}	D_{V2}	D_{V3}	D_{V4}
P_1	18.249	24.441	13.396	35.642	30.120	34.192	32.187	52.250
P_2	27.984	—	18.584	48.418	37.824	41.813	35.922	64.242
P_3	33.408	33.944	19.039	46.720	45.577	44.136	43.742	56.671
P_4	39.077	32.044	31.342	49.426	38.756	50.661	35.176	52.753

Las velocidades máxima y mínima obtenidas para el caso de la arena fina fueron de 70.30 m/s y 10.28 m/s , respectivamente. Para el caso de la arena gruesa fueron 64.24 m/s y 18.24 m/s respectivamente. En la mayoría de los casos se obtuvo una mayor velocidad con el aumento de la presión en la cámara del cañón de aire, se presentaron excepciones que están asociadas directamente al ajuste de las esferas en la boquilla. Esto ocasiono la salida de una fracción del aire antes de que la esfera salga de la boquilla.

Con estas velocidades y con las velocidades de eyección se obtuvieron las relaciones de escalamiento que se presentan más adelante en este capítulo. En la siguiente sección se muestran los resultados de las velocidades de eyección.

7.2.1. Evaluación de errores

Los errores en las velocidades de impacto están asociados directamente el error del calibrador con el que se midieron los diámetros de las esferas (error = 0.04 mm), ya que el error en el tiempo de medición es de 50 nm (tiempo del fotograma). Estos errores de medición posteriormente se difieren por la escala adoptada el programa para cada pixel, que en promedio esta de 216.17 $\mu m/pix$.

7.3. Trayectorias y velocidades de eyección

Igual que en el caso de las velocidades de impacto, se determinaron las trayectorias de partículas individuales de la arena dispersada por el impacto del proyectil, i.e., trayectorias

de eyección. Éstas se midieron con ayuda del software de procesamiento de la cámara de alta velocidad, como sigue:

- Se determinó el fotograma en el cual la esfera hace contacto con la superficie que definimos como *tiempo cero*.
- Se escogen partículas la arena que puedan ser rastreadas cada 15 pixeles en la secuencia de fotogramas. Tómese en cuenta que, en su mayoría para el caso de la arena gruesa, las partículas de la arena gruesa tienen tamaños $\leq a 2mm$ y $> a 1mm$.

En la Figura 7.2, se muestra un ejemplo de los resultados obtenidos de las mediciones directas de las trayectorias y las velocidades para cada una de las partículas para el ensayo P1DA1. El procedimiento de medición se repitió para los 32 impactos en la arena gruesa. Se observó que las velocidades promedio de las partículas dispersadas con la distancia al punto del impacto, pero en cada trayectoria se observa una alternancia de velocidades que hace pensar que la partícula cambia de dirección en cada medición. Esto último se debe a la resolución de la imagen y al tamaño de las partículas. Para evitar esta alternancia y definir la velocidad inicial de eyección, se ajustaron las trayectorias con parábolas en el plano de la imagen (definido como XY) usando las ecuaciones de movimiento balístico:

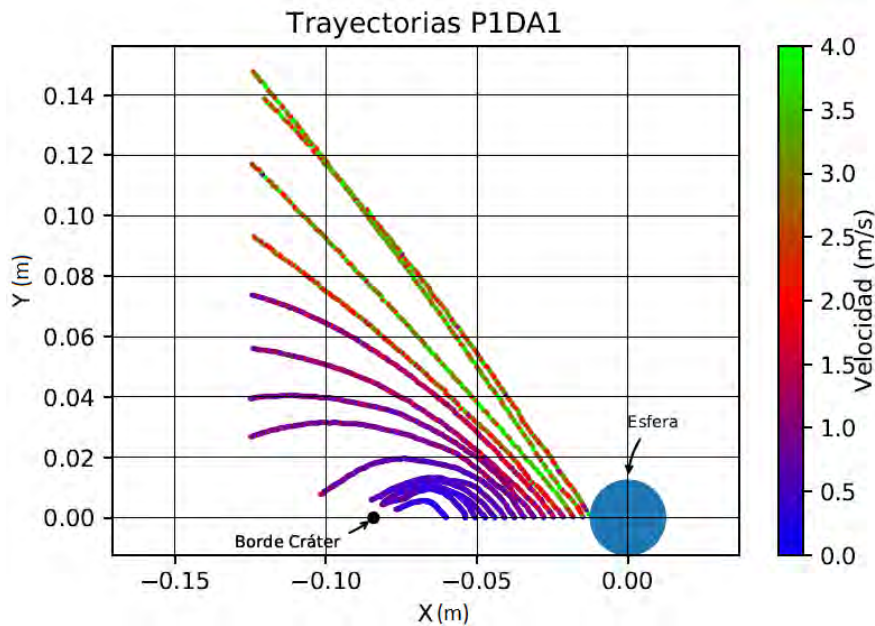


Figura 7.2: Ejemplo de las trayectorias y velocidades obtenidas para el ensayo P1DA1.

$$x = v_{ox}t + C_1, \quad (7.3.1)$$

$$y = C_2t - \frac{1}{2}gt^2 - C_3, \quad (7.3.2)$$

C_1 , C_2 y C_3 son los parámetros de ajuste. v_{ox} corresponde a la velocidad inicial en x y C_2 es la velocidad inicial en y . Con estas componentes de velocidad se determinan la velocidad y el ángulo de eyección.

En la figura 7.3, se muestra -en diferentes colores- los datos de la posición en x y y con respecto al tiempo correspondientes a la Figura 7.2, y sus ajustes que se representaron con líneas en rojo. Los datos se ajustaron con las Ecuaciones 7.3.1 y 7.3.2.

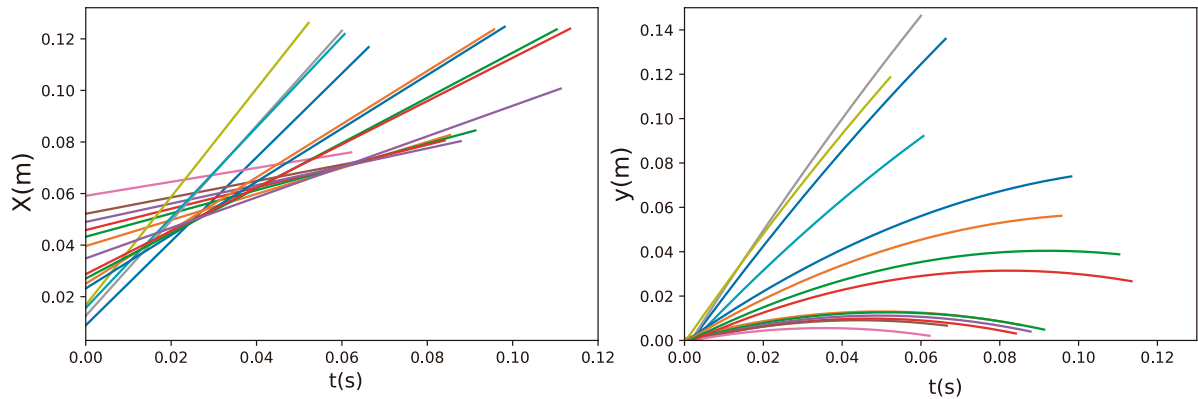


Figura 7.3: Izquierda: tiempo (s) vs. posición en x (m) según la relación 7.3.1. Derecha: tiempo (s) vs. posición en y (m) según la relación 7.3.2. Las diversas trayectorias de las partículas seleccionadas corresponden al ensayo *P1DA1*. Los colores representan a cada partícula individual. Cada partícula se tomó a cierta distancia del punto de impacto.

En la Figura 7.4 se muestran las velocidades iniciales obtenidas para cada una de las trayectorias con respecto a la posición de eyección normalizada con el radio del cráter. Se puede observar que las velocidades disminuyen siguiendo una ley de potencias a medida que se alejan del punto de impacto.

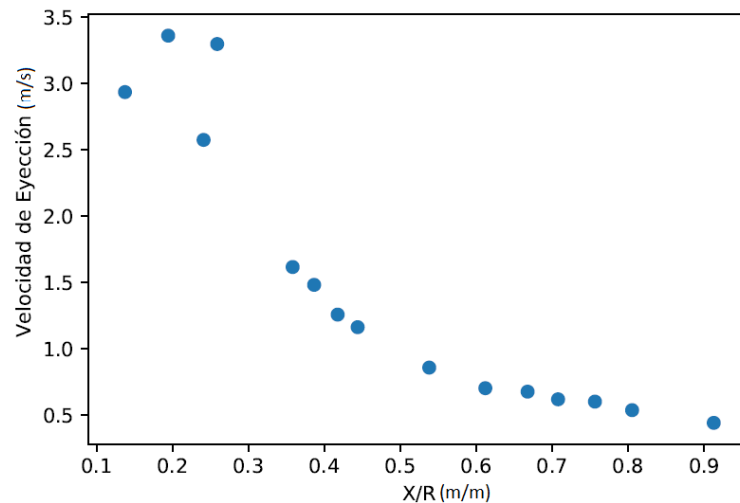


Figura 7.4: Velocidades de eyección respecto a la posición de eyección para el ensayo *P1DA1*.

7.4. Diámetros y forma final

En esta sección hacemos un análisis de los diámetros y la forma final de los cráteres obtenidos en nuestros experimentos (v. Figuras 7.5, 7.6, 7.7 y 7.8). Los diámetros y áreas de los cráteres se midieron sobre estas imágenes con la ayuda del programa AutoCad. En estas imágenes se observa una gran variedad morfológica en función de la superficie de impacto. Para el caso de la arena gruesa, los impactos presentan formas circulares o casi circulares. Por el contrario, la forma de los cráteres en la arena fina para cada ensayo es diversa muestra formas circulares, elípticas, lobulares y aún poligonales.

7.4.1. Diámetros de cráteres en arena gruesa

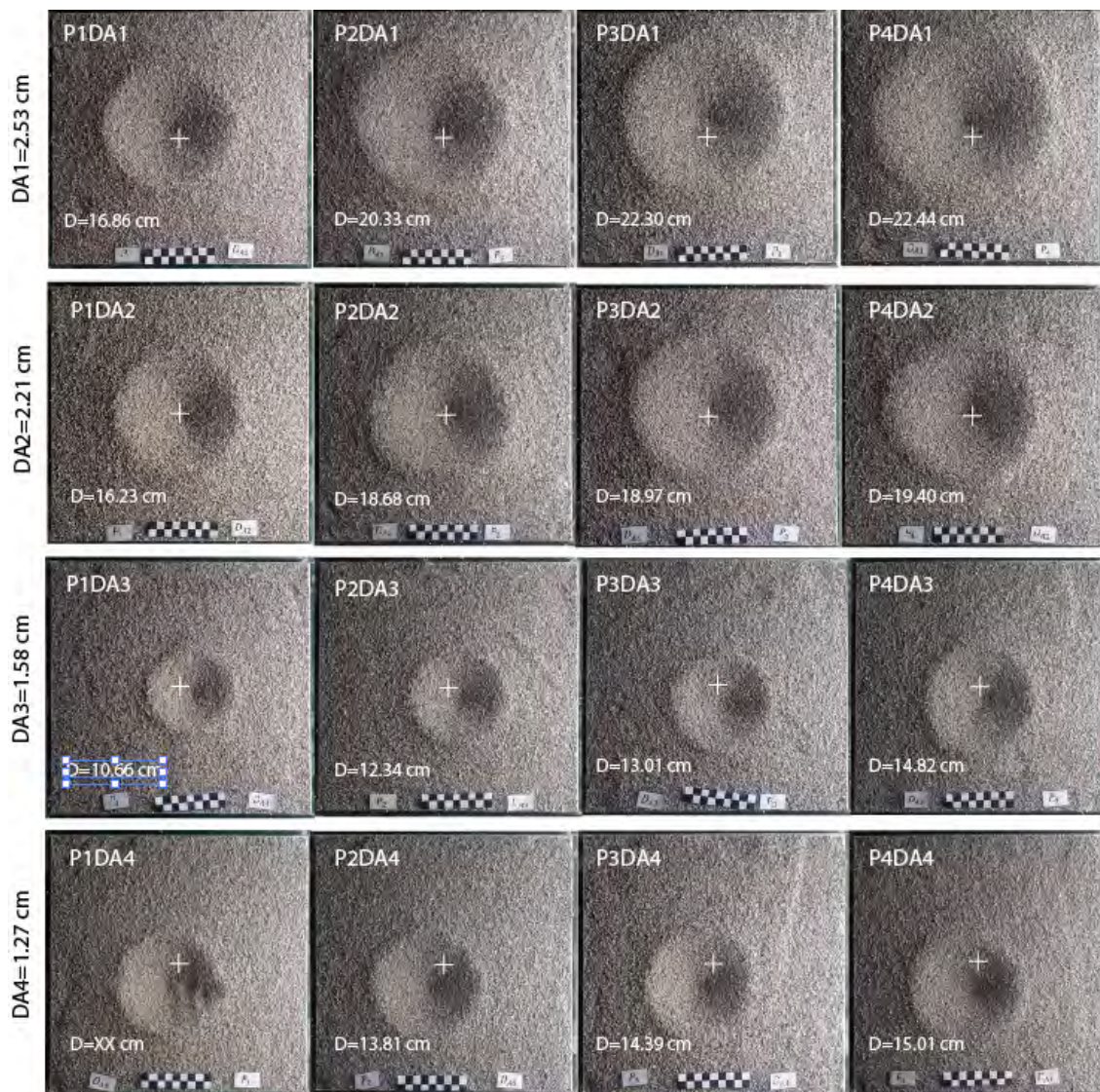


Figura 7.5: Cráteres de impacto en el material 1 con proyectiles de acero impulsados con diferentes presiones.

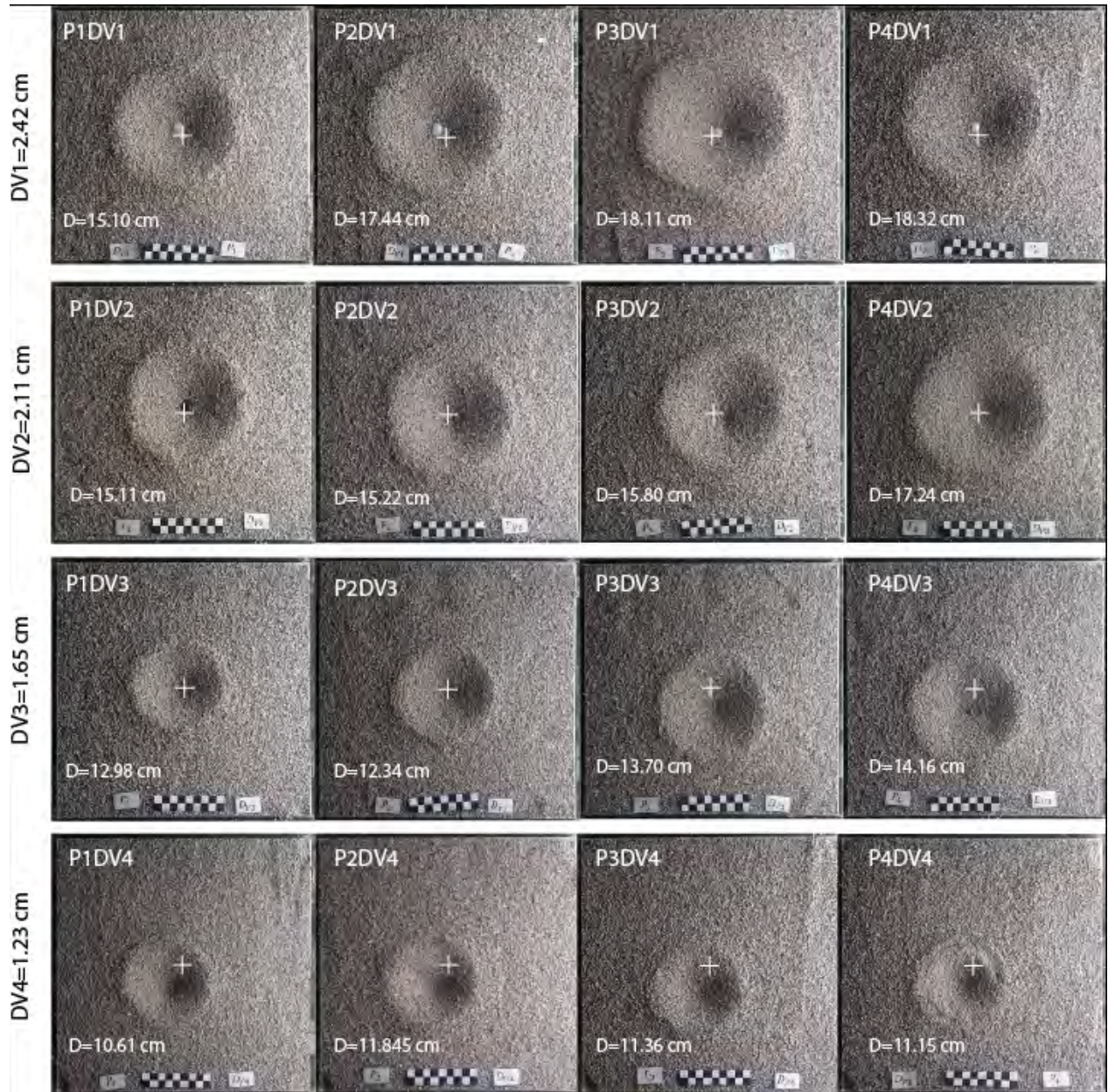


Figura 7.6: Cráteres de impacto en el material 1 con proyectiles de vidrio impulsados con diferentes presiones.

De los diámetros anteriormente medidos, se determina el radio del cráter final R_{final} . Finalmente el radio del cráter (R) se estima como $R_{final}/1.3$, que corresponde al radio del cráter tomando como referencia el nivel de superficie impactada (no a la distancia del borde del cráter).

7.4.2. Formas de cráteres en arena fina

En el caso de este tipo de arena, el tamaño no permitió realizar la medición de las trayectorias de cada una de las partículas que componen la cortina de eyección. Por otro lado, las

morfologías encontradas en los cráteres de impacto son realmente llamativas y diversas. Las morfologías de los cráteres de impacto para efectos de este trabajo se subdividieron en cuatro grupos teniendo en cuenta su forma geométrica dominante: cráteres circulares (p.e, P2DA4 y P3DV4), cráteres ovalados (p.e, P3DA1 y P3DV1), cráteres triangulares (p.e, P3DA2 y P4DA3) y cráteres pentagonales (p.e, P4DV4 y P3DV2), los cráteres que no entran en estas categorías tienen características que los clasifica dentro de estas.

Estas morfologías tan diversas posiblemente están asociadas a la heterogeneidad en la compactación y de la distribución granulométrica tanto en superficie como en profundidad de la arena utilizada.

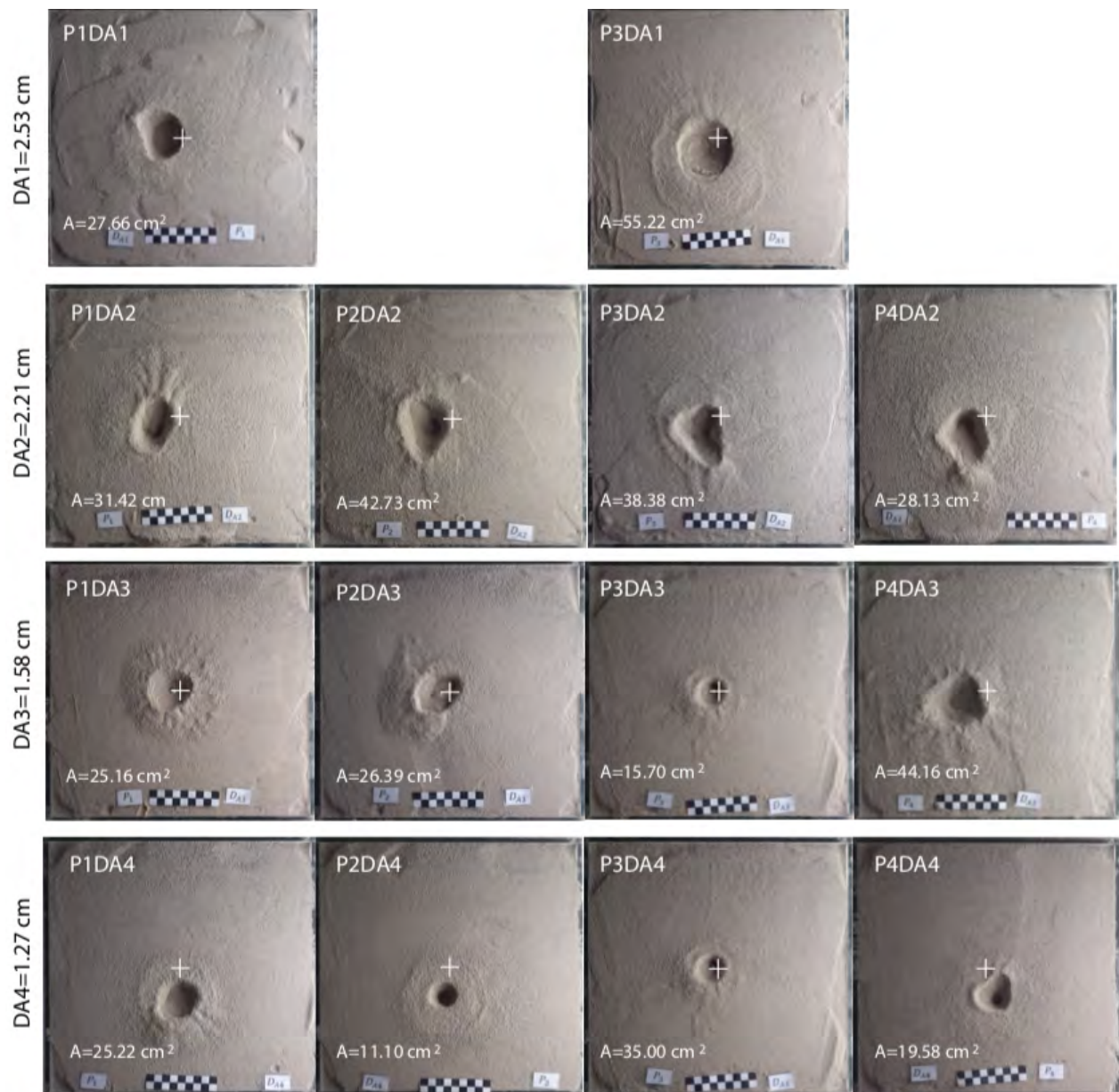


Figura 7.7: Cráteres de impacto en el material 2 con proyectiles de acero.

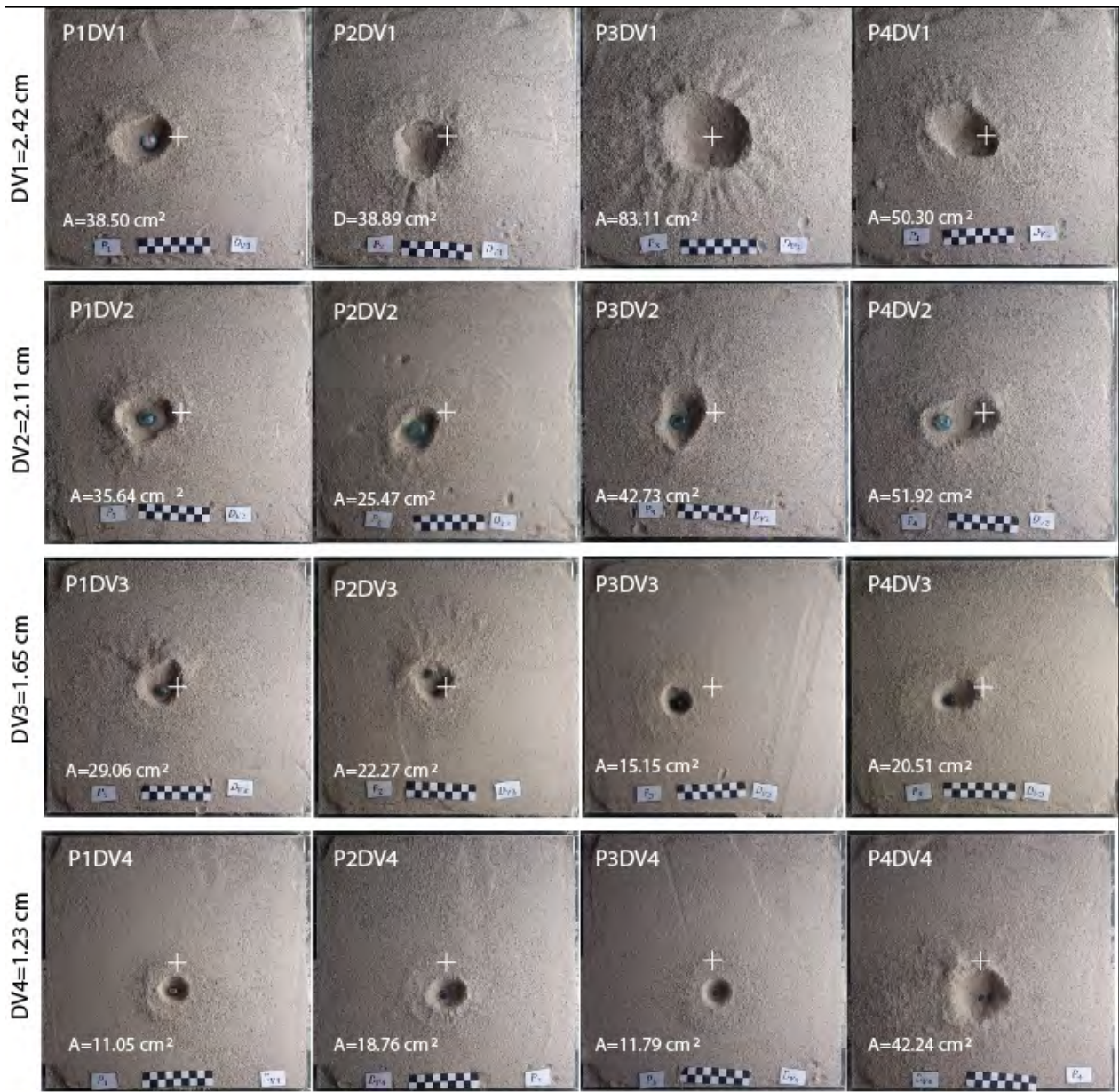


Figura 7.8: Cráteres de impacto en el material 2 con proyectiles de vidrio.

En las Figuras 7.9, 7.10, 7.11 y 7.12 hacemos notar que a través de una comparación netamente morfológica de los cráteres obtenidos en el proceso experimental en la arena fina, con las morfologías encontradas en diversos cráteres de impacto sobre la superficie de Marte se pueden encontrar similitudes notables. Para nuestra comparación usamos imágenes del proyecto HiRISE del Mars Reconnaissance Orbiter (NASA/JPL-Universidad de Arizona).

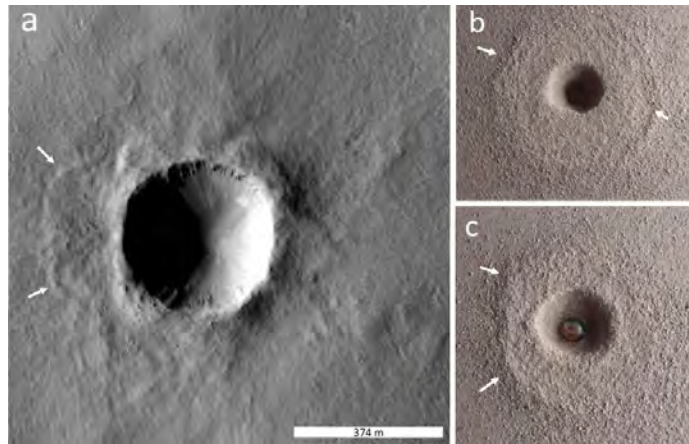


Figura 7.9: Cráteres circulares. a. Cráter en la superficie de Marte (-14.640 N, 184.025 E), b. Cráter P2DA2, c. Cráter P1DV4. Las flechas blancas indican el frente del manto de eyección con forma lobular.

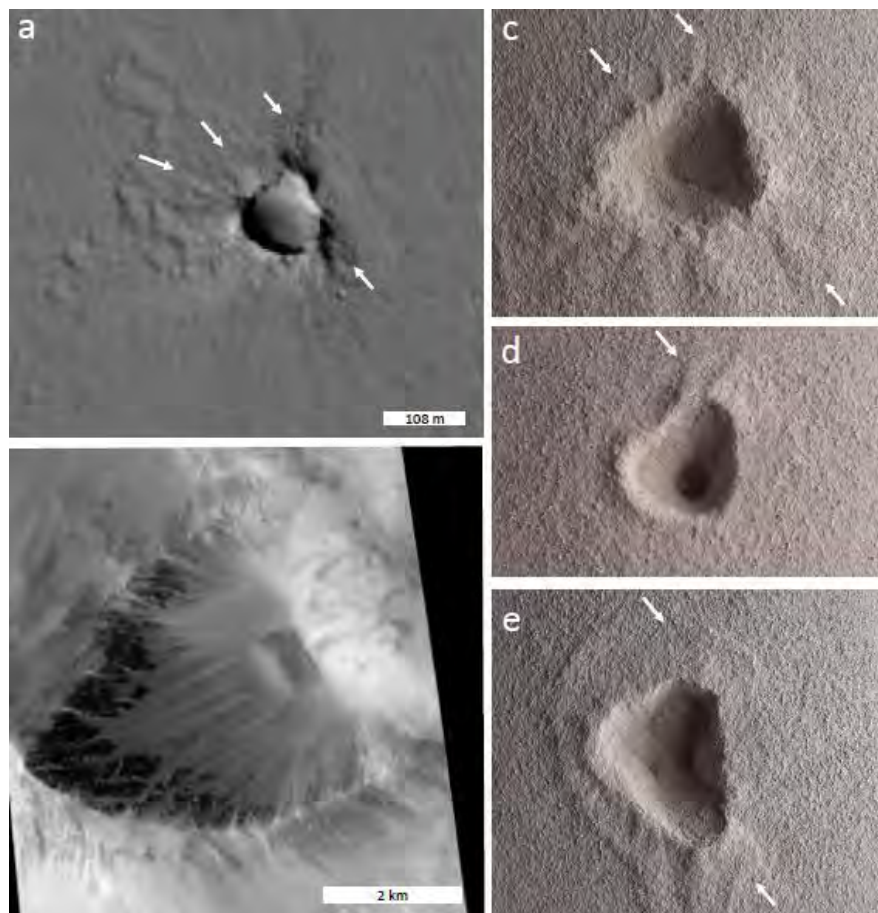


Figura 7.10: Cráteres triangulares. a y b. Cráter en la superficie de Marte (-14.640 N, 184.025 E y 5.591N, 169.689 E), c. Cráter P4DA3, d. Cráter P4DA4, e. P3DA2. Las flechas blancas indican las concentraciones del manto de eyección, generalmente en los “vértices”.

En la Figura 7.9, se observa la morfología lobular característica del manto de eyección de muchos de los cráteres de impacto en el hemisferio norte de Marte y que se asocia a flujos acuosos. Una morfología similar se puede ver en el caso de impactos en el material 1. En la figura 7.10, se muestran las morfologías triangulares en cráteres en Marte. En los cráteres experimentales, se observa que el material de eyección sobresale en el borde del cráter y que los vértices con forma de estrías cuyo espesor decrece a medida que se alejan del borde del cráter. Estas estrías pueden observarse en todos los tipos de cráteres.

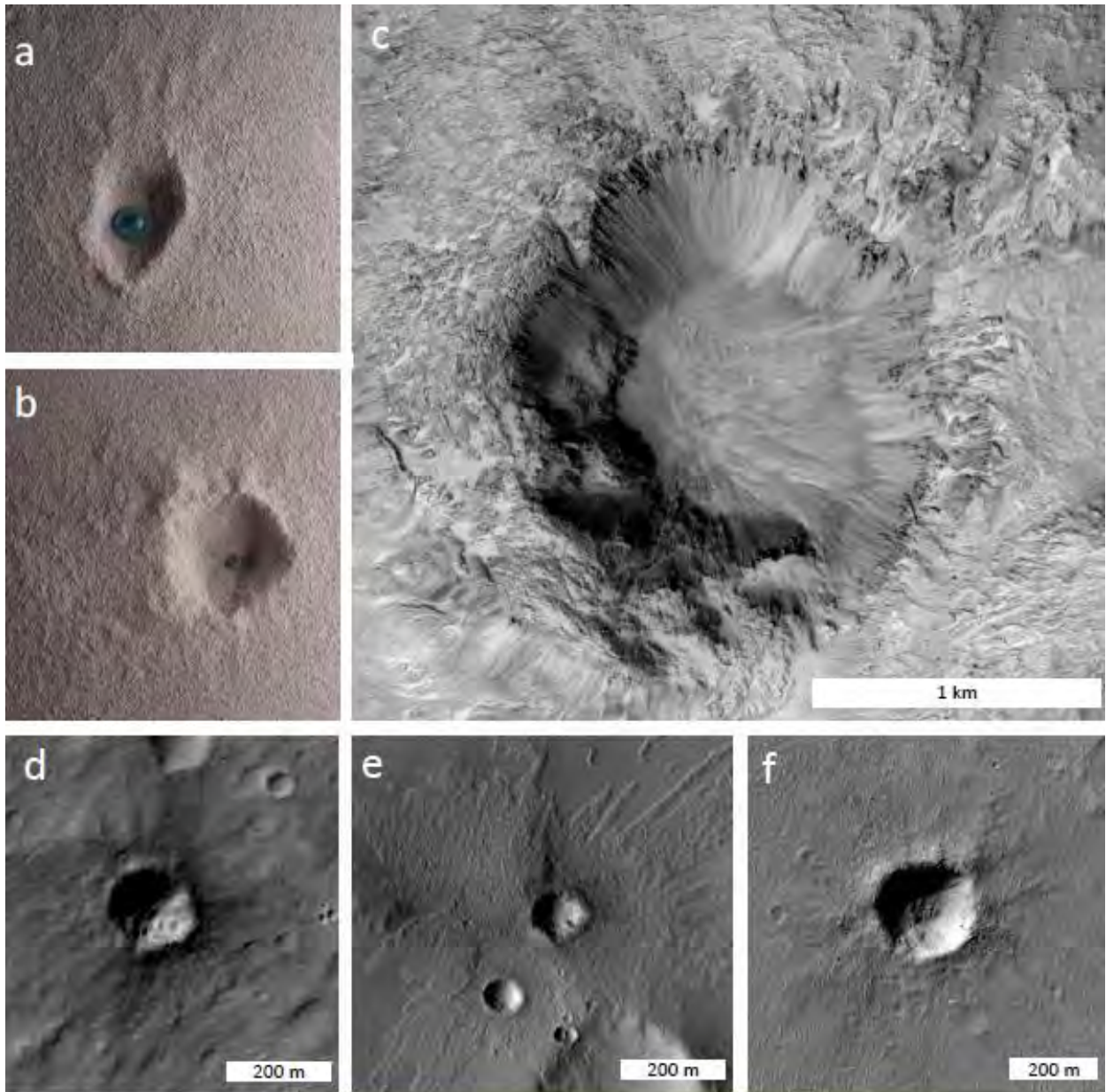


Figura 7.11: Cráteres pentagonales, a. Cráter P3DV2, b. Cráter P4DV4, c, d, e, f. Cráteres en la superficie de Marte (8.947 N, 328.294E; -28.387 N, 147.336 E; -14.624 N, 184.064 E; -15.307 N, 187.633 E).

La figura 7.11 muestra una de las morfologías mas curiosas de los cráteres de impacto y es que estos tienden a formar una especie pentagonal que puede verse en caso de los cráteres de Marte que se ejemplifican y el cráter experimental P4DV4. Además, u manto de eyección muestra estrías con características similares a los cráteres triangulares.

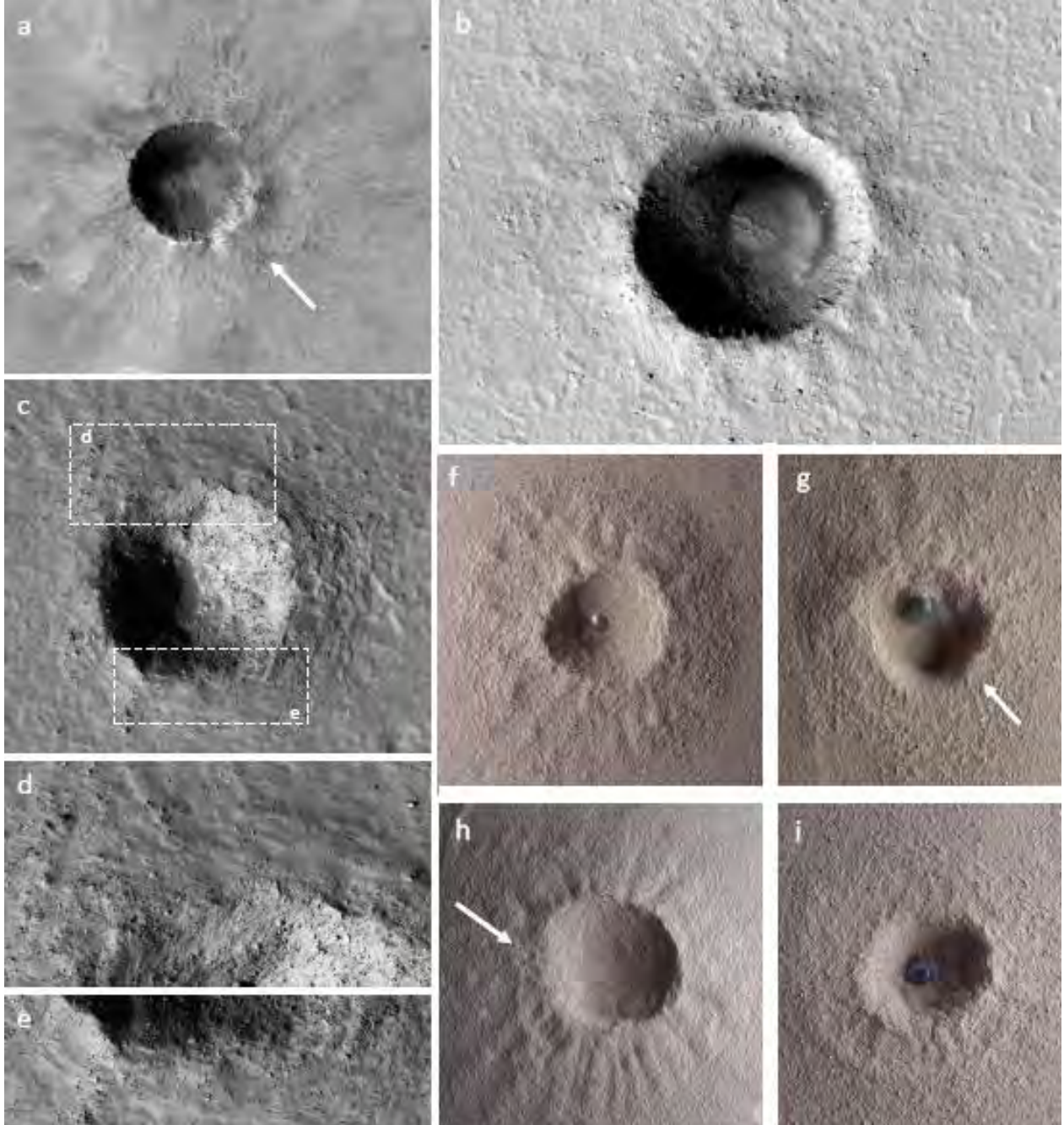


Figura 7.12: Cráteres en donde se resaltan las ondulaciones del borde del cráter y el manto de eyección. a, b y c. Cráter en la superficie de Marte (-11.558 N, 103.706 E; 8.364 N, 149.652 E; 50.687 N, 265.146 E), d. Detalle norte del borde del cráter c, e. Detalle sur del borde del cráter c, f. Cráter P1DA3, g. Cráter P2DV3, h. Cráter P3DV1, i. Cráter P2DV4.

En la Figura 7.12 se observan las ondulaciones formadas en el borde del cráter y en el manto de eyección. Estas características son las que más se repiten. Sobresalen en los cráteres de impacto de laboratorio y en un gran número de cráteres “resientes” en la superficie de Marte. Las ondulaciones en el borde del cráter están asociadas directamente al manto de eyección, en donde una cresta forma una estría y un valle un canal. Estas morfologías tienden a desaparecer a medida que se alejan del borde del cráter.

7.5. Relaciones para el tamaño de los cráteres

En la Figura 7.13 se muestran los resultados obtenidos a partir de los experimentos con los proyectiles y los objetivos anteriormente mencionados, en este caso se observa la relación creciente entre las densidades de los objetos que interactúan (π_4 y π_R se describieron en las ecuaciones 5.0.15 y 5.0.13 respectivamente).

Tabla 7.3: Condiciones experimentales y resultados para las relaciones del tamaño de cráter.

Cod	$\rho_p(g/cm^3)$	$D(mm)$	$a(mm)$	$m(mg)$	$v_i(m/s)$	$v_i(mm/s)$	$Dc(cm)$	$R(mm)$	π_2	π_4	π_R
0	8.373	25.3	12.65	71000	18.24	18249	16.855	64.827	$3.71x10^{-4}$	0.144	1.666
1	8.373	25.3	12.65	71000	27.98	27983	20.326	78.180	$1.58x10^{-4}$	0.144	2.009
2	8.373	25.3	12.65	71000	33.40	33408	22.304	85.787	$1.11x10^{-4}$	0.144	2.205
3	8.373	25.3	12.65	71000	39.07	39077	22.437	86.299	$8.10x10^{-5}$	0.144	2.218
4	8.475	22.1	11.05	47900	24.44	24441	16.232	62.433	$1.81x10^{-4}$	0.142	1.829
5	8.475	22.1	11.05	47900	31.00	31000	18.681	71.850	$1.12x10^{-4}$	0.142	2.105
6	8.475	22.1	11.05	47900	33.94	33944	18.969	72.957	$9.40x10^{-5}$	0.142	2.138
7	8.475	22.1	11.05	47900	32.04	32043	19.395	74.597	$1.05x10^{-4}$	0.142	2.186
8	10.071	15.8	7.90	20800	13.39	13396	10.660	41.003	$4.30x10^{-4}$	0.119	1.587
9	10.071	15.8	7.90	20800	18.58	18584	12.324	47.401	$2.24x10^{-4}$	0.119	1.834
10	10.071	15.8	7.90	20800	19.03	19039	13.004	50.018	$2.13x10^{-4}$	0.119	1.935
11	10.071	15.8	7.90	20800	31.34	31342	14.813	56.973	$7.90x10^{-5}$	0.119	2.205
12	12.027	12.7	6.35	12900	35.64	35641	13.035	50.134	$4.90x10^{-5}$	0.100	2.275
13	12.027	12.7	6.35	12900	41.53	41532	13.812	53.123	$3.60x10^{-5}$	0.100	2.411
14	12.027	12.7	6.35	12900	46.71	46719	14.389	55.343	$2.80x10^{-5}$	0.100	2.511
15	12.027	12.7	6.35	12900	49.42	49426	15.058	57.916	$2.50x10^{-5}$	0.100	2.628
16	3.045	24.2	12.10	22600	30.12	30120	15.923	61.243	$1.30x10^{-4}$	0.395	2.305
17	3.045	24.2	12.10	22600	37.82	37823	17.442	67.087	$8.30x10^{-5}$	0.395	2.525
18	3.045	24.2	12.10	22600	45.57	45577	18.106	69.642	$5.70x10^{-5}$	0.395	2.621
19	3.045	24.2	12.10	22600	38.75	38755	18.321	70.466	$7.90x10^{-5}$	0.395	2.652
20	3.476	21.1	10.55	17100	34.19	34191	15.095	58.058	$8.80x10^{-5}$	0.346	2.398
21	3.476	21.1	10.55	17100	41.81	41813	15.215	58.521	$5.90x10^{-5}$	0.346	2.417
22	3.476	21.1	10.55	17100	44.13	44136	15.798	60.763	$5.30x10^{-5}$	0.346	2.510
23	3.476	21.1	10.55	17100	50.66	50661	17.240	66.310	$4.00x10^{-5}$	0.346	2.739
24	4.421	16.5	8.25	10400	32.18	32186	12.081	46.467	$7.80x10^{-5}$	0.272	2.265
25	4.421	16.5	8.25	10400	35.92	35921	12.948	49.802	$6.30x10^{-5}$	0.272	2.428
26	4.421	16.5	8.25	10400	43.74	43741	13.700	52.692	$4.20x10^{-5}$	0.272	2.569
27	4.421	16.5	8.25	10400	35.17	35175	14.163	54.474	$6.50x10^{-5}$	0.272	2.656
28	7.184	12.3	6.15	7000	52.25	52250	10.613	40.820	$2.20x10^{-5}$	0.167	2.271
29	7.184	12.3	6.15	7000	64.24	64242	11.449	44.037	$1.50x10^{-5}$	0.167	2.450
30	7.184	12.3	6.15	7000	56.67	56671	11.357	43.682	$1.90x10^{-5}$	0.167	2.430
31	7.184	12.3	6.15	7000	52.75	52753	11.151	42.891	$2.20x10^{-5}$	0.167	2.386

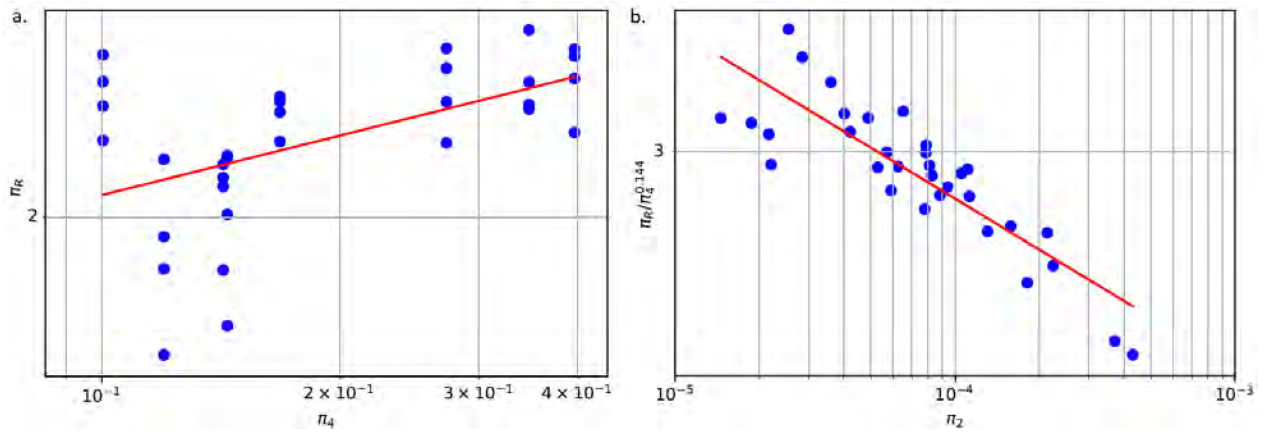


Figura 7.13: (a) Relación π_4 con π_R , de las ecuaciones 5.0.15 y 5.0.13 respectivamente. (b) Relación $\pi_R/\pi_4^{0.144}$ con π_2 , de las ecuaciones 5.0.13, 5.0.15 y la ecuación 5.0.14 respectivamente. Datos tomados de la Tabla 7.3.

Se encontró que la relación entre π_R y π_4 siguen la ley de potencias:

$$\pi_R = (2.894 \pm 0.033)\pi_4^{(0.144 \pm 0.044)}, \quad (7.5.1)$$

Se concluye que π_R depende débilmente de π_4 .

A continuación se determinara el índice de la ley de potencia para p_2 de la Ecuación 5.0.16, utilizando los resultados de los experimentos y graficando π_R normalizado por $\pi_4^{0.144}$ contra los valores de π_2 definidos por la ecuación 5.0.14.

La figura 7.13 b, muestra la relación entre π_2 y π_R normalizada por $\pi_4^{0.144}$.

Para este caso se encuentra que la relación $\pi_R/\pi_4^{0.144}$ disminuye con el aumento de π_2 y de acuerdo con la siguiente ley de potencias:

$$\pi_R/\pi_4^{0.144} = (0.920 \pm 0.054)\pi_2^{(-0.119 \pm 0.013)}, \quad (7.5.2)$$

Con estos resultados y teniendo en cuenta la ecuacion 5.0.16:

$$\begin{aligned} p_1 &= 0.144 \pm 0.044, \\ p_2 &= -0.119 \pm 0.013, \\ k_1 &= 0.920 \pm 0.054. \end{aligned} \quad (7.5.3)$$

Con los valores de p_1 , p_2 y las ecuaciones 5.0.17, 5.0.18 se determina los siguientes valores:

$$\begin{aligned} \mu &= 0.273 \pm 0.034, \\ \nu &= 0.215 \pm 0.050. \end{aligned} \quad (7.5.4)$$

Para efectos de visualización de los resultados se representaron los diámetros de los cráteres contra la velocidad de impacto para cada caso y también con el fin de determinar la relación que existe en los experimentos entre estas dos magnitudes y los proyectiles utilizados. En la Figura 7.14 se observan los puntos de colores representando los datos obtenidos para cada una de las esferas. Las líneas en rojo representan el ajuste de la ley de potencia y en gris el comportamiento del ajuste.

El ajuste busca el comportamiento según la siguiente relación:

$$V_i = AD[mm]^B, \quad (7.5.5)$$

Donde A y B , son los coeficientes a determinar, V_i es la velocidad de impacto y $D[mm]$ es el diámetro del cráter en milímetros en nuestro análisis.

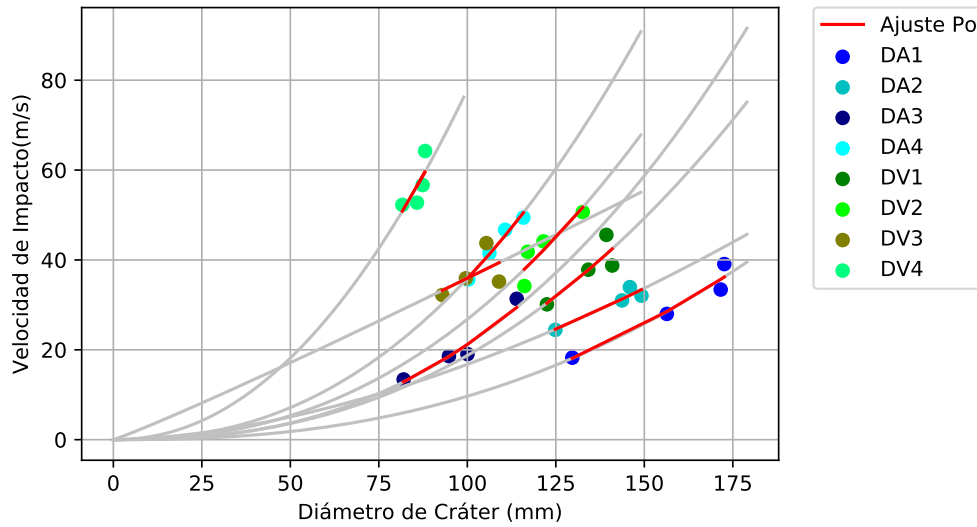


Figura 7.14: Diámetro del cráter de impacto respecto a la velocidad de impacto de los diferentes proyectiles.

Para cada uno de los diámetros usados y las diferentes velocidades de impacto se determinaron los coeficientes A y B que se presentan en el cuadro 7.4.

Tabla 7.4: Coeficientes A y B del ajuste de la ley de potencias en función del diámetro de cráter y de la velocidad de impacto.

Diámetro	A	B
D_{A1}	0.0001389	2.4210
D_{A2}	0.0059867	1.7234
D_{A3}	0.0001979	2.5147
D_{A4}	0.0007846	2.3299
D_{V1}	0.0003164	2.3860
D_{V2}	0.0005880	2.3292
D_{V3}	0.2606353	1.0697
D_{V4}	0.0049079	2.1002

Se observa que $1.70 \leq B \leq 2.51$. Excluyendo el valor de B para D_{V3} que corresponde a la esfera de vidrio con un diámetro 1.65 cm , puesto que su tendencia es casi lineal.

7.5.1. Ejemplos de aplicación

Con el fin de comparar los resultados obtenidos, presentamos dos ejemplos de la aplicación del modelo presentado. Con los parámetros obtenidos experimentalmente y la Ecuación 5.0.16 (k_1 , p_1 y p_2), estimamos los tamaños de cráter de impacto comparables con los cráteres de Barringer y Chicxulub. La estimación requiere que hagamos suposiciones de las propiedades físicas de los impactores y las superficies de impacto.

7.5.1.1. Ejemplo 1

En las ecuaciones de los parámetros del Capítulo 5, π_R (Ecuación 5.0.13), π_4 (Ecuación 5.0.14) y π_2 (Ecuación 5.0.13), para un caso equivalente al cráter Barringer consideramos los siguientes valores basados en Kring 2017:

- Radio del impactor: $10 \text{ m} \leq a \leq 50 \text{ m}$ (El valor promedio más aceptado es 30 m).
- Densidad promedio del impactor (meteorito metálico-hierro-): $7000 \text{ kg/m}^3 \leq \delta \leq 7800 \text{ kg/m}^3$.
- Velocidad de impacto: $14 \text{ km/s} \leq v_i \leq 18 \text{ km/s}$ (intervalo propuesto).
- Densidad promedio de la superficie impactada (arenita): $\rho = 2150 \text{ kg/m}^3$
- Gravedad promedio: $g = 9.81 \text{ m/s}^2$

Usando la Ecuación 5.0.17 se calcula directamente el intervalo donde estará el diámetro del cráter definido de acuerdo a la Figura 5.1 como:

$$947 \text{ m} \leq D_{final} \leq 1012 \text{ m}, \quad (7.5.6)$$

Sin embargo, de acuerdo a la discusión de los Capítulos 2, 3 y 4, el radio final de un cráter de impacto se modifica antes de tener su forma y dimensiones finales. Primero, por colapsos en sus bordes y el debilitamiento y movimiento del material. En segundo lugar, por la erosión, por ejemplo, por efectos atmosféricos. Considerando lo anterior, Melosh 1989 estima que el diámetro del cráter producido por un impacto es 0.84 veces el diámetro del cráter final si el cráter es simple, i.e.,

$$D = 0.84D_{final}, \quad (7.5.7)$$

Si aplicamos esta relación a nuestros resultados, obtenemos el siguiente intervalo:

$$1127 \text{ m} \leq D \leq 1205 \text{ m}, \quad (7.5.8)$$

Cuyo promedio es 1166 m , un valor muy cercano al valor medido que se reporta (1186 m). Como detalle, el valor más aproximado al valor medido se obtiene si tomamos una velocidad de impacto de 17000 m/s .

En cualquier caso, este ejemplo demuestra que, al menos, para los cráteres simples, podemos inferir las características del proyectil, lo que que es uno de nuestros objetivos principales. Para cráteres complejos la situación es algo más complicada, como se puede ver en nuestro siguiente ejemplo.

7.5.1.2. Ejemplo 2

Consideramos los siguientes parámetros físicos para un caso equivalente al cráter Chicxulub:

- Radio del impactor: $a = 6500 \text{ m}$
- Densidad promedio del impactor (meteorito rocoso): $\delta = 3000 \text{ kg/m}^3$.
- Velocidad de impacto (valor propuesto): $v_i = 25 \text{ km/s}$
- Densidad promedio de la superficie impactada (caliza): $\rho = 2500 \text{ kg/m}^3$
- Gravedad promedio: $g = 9.81 \text{ m/s}^2$

Para cráteres complejos, Melosh (1989) estima que

$$D = 0.60D_{final}, \quad (7.5.9)$$

De nuestro modelo, y con los datos planteados,

$$D = 77.5 \text{ km}, \quad (7.5.10)$$

por tanto, el diámetro final del cráter es:

$$D_{final} = 129 \text{ km}, \quad (7.5.11)$$

De acuerdo a Morgan et al. (1997), $D = 180 \text{ km}$ que es 30% mayor al valor teórico.

7.6. Distribución de las velocidades y escalado de la distribución de la velocidad de eyección

Para definir las leyes de escalamiento, determinamos primero el comportamiento de la distribución de velocidades por medio de la Ecuación 7.6.1 propuesta por Tsujido et al. (2015) y definida a partir del procedimiento mostrado en el Capítulo 4, i. e.,

$$\frac{v_0}{v_i} = k_3 \left(\frac{x_0}{a} \right)^{-q}, \quad (7.6.1)$$

El término de la izquierda es el cociente de velocidades (adimensional) entre la velocidad de eyección v_0 de una partícula dada con respecto a la velocidad de impacto del proyectil v_i . El miembro de la derecha hace referencia a la distancia adimensional de la partícula y relaciona la posición de salida de una partícula dada x_0 (medida desde el punto central del impacto), respecto al radio del proyectil a .

Con las velocidades de impacto (Tabla 7.2), la velocidad de salida (de cada partícula, determinada con el ajuste de las ecuaciones 7.3.1 y 7.3.1), la posición de salida (de cada partícula)

y el radio del proyectil impactado, para cada ensayo, se grafican los datos tomando las relaciones descritas en la Ecuación 7.6.1, para determinar los parámetros k_3 y q por medio de un ajuste potencial.

En las Figuras 7.15 y 7.16, se muestran los resultados obtenidos para la relaciones v_0/v_i y x_0/a , para los impactos de las esferas de acero y vidrio respectivamente. Se observa cómo la relación v_0/v_i , es mayor cuando la relación x_0/a , es menor, esto quiere decir que las velocidades de salida de las partículas son mayores cerca al punto de impacto y disminuyen con una tendencia potencial a medida que las partículas esta mas lejos del punto del impacto. Este comportamiento, se observa en la figura 7.4 (ejemplo de la obtención de las velocidades de salida para el ensayo P1DA1).

Para los dos tipos de impactores se conserva la tendencia y la escala, indicando que el fenómeno tiene comportamientos similares en los parámetros adimensionales de la ecuación 7.6.1.

Seguido, se procede a graficar las relaciones que se muestran en 5.0.11, donde el primer parámetro adimensional expresa la relación entre la velocidad de salida de cada partícula entre la raíz cuadrada del producto de la gravedad y el radio del cráter (R , según 5.1), el segundo parámetro adimensional relaciona la posición de salida entre el radio del cráter (R , según 5.1)(Figuras 7.17 y 7.18.).

De las ecuaciones 5.0.11 y 7.6.1, se realiza el ajuste potencial para cada serie de datos con el fin de obtener los coeficientes k_3 , C_2 y los exponentes q , μ , parámetros que determinan las leyes de escalamiento.

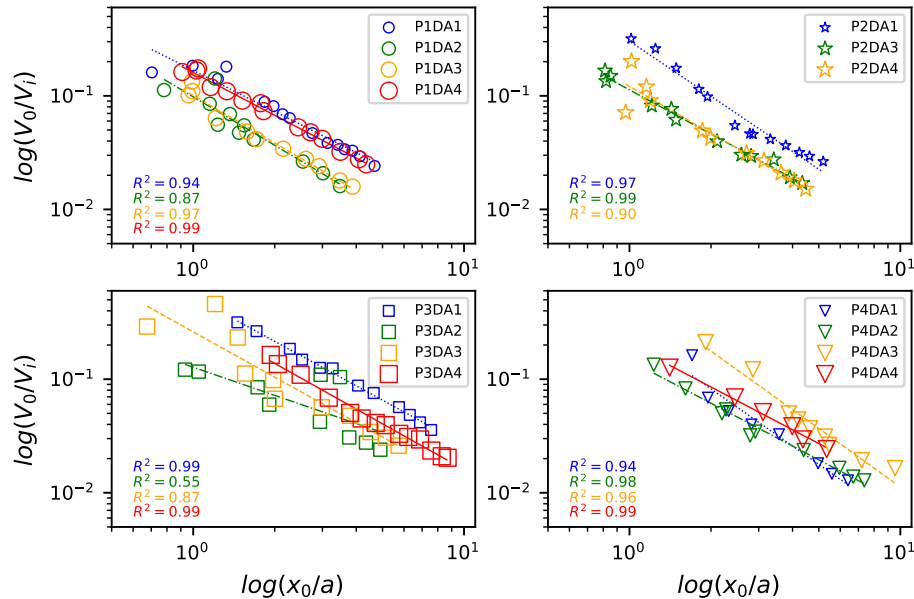


Figura 7.15: Ajustes de la distribución de las velocidades de eyección de las partículas en los impactos con las esferas de acero.

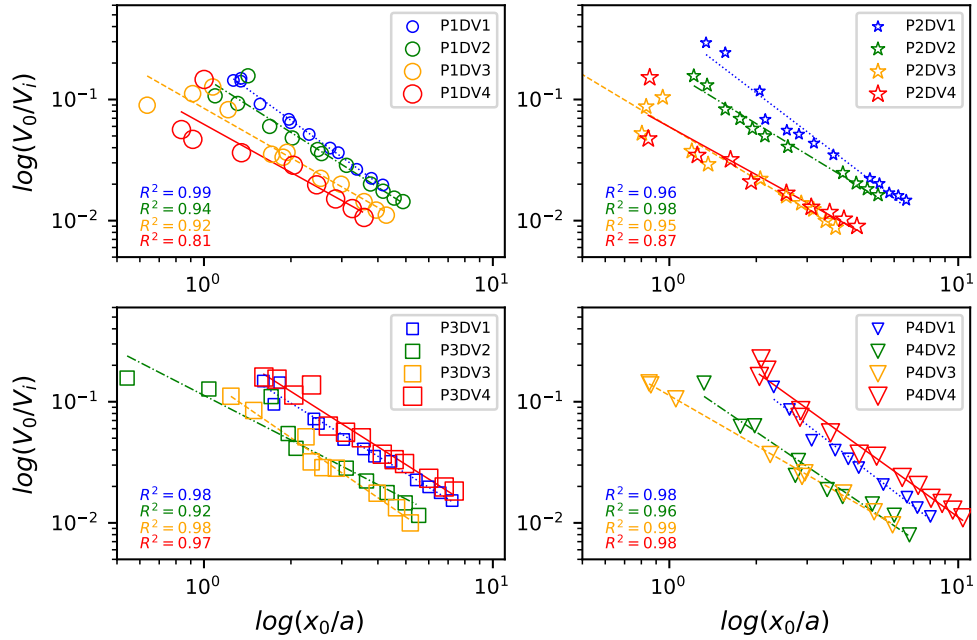


Figura 7.16: Ajustes de la distribución de las velocidades de eyección de las partículas en los impactos con las esferas de vidrio.

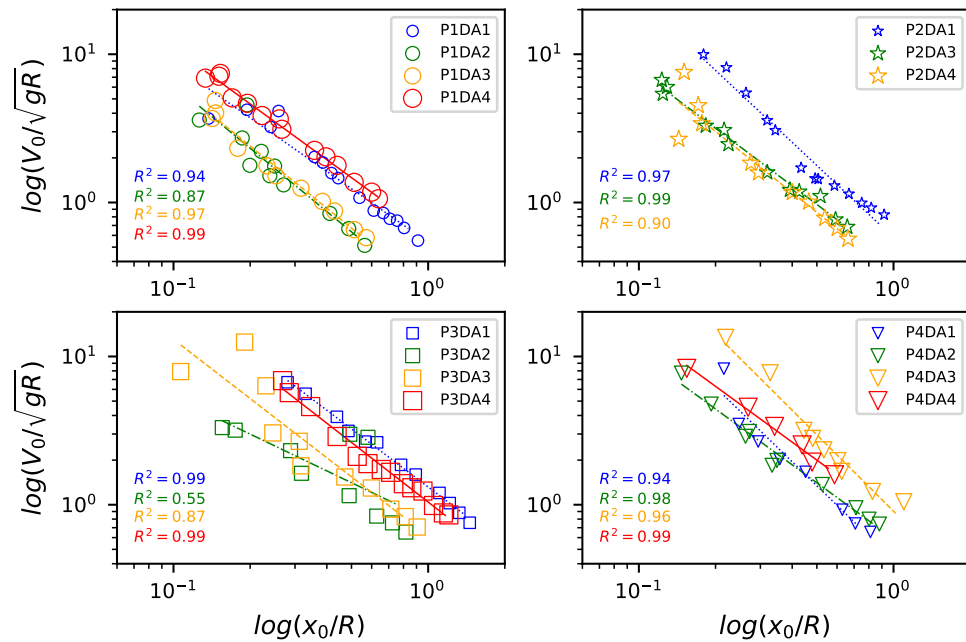


Figura 7.17: Ajustes de la relación entre la posición inicial, x_0 , normalizada por el radio del cráter R , y la velocidad de eyección, v_0 , normalizada por \sqrt{gR} , para los impactos con las esferas de acero.

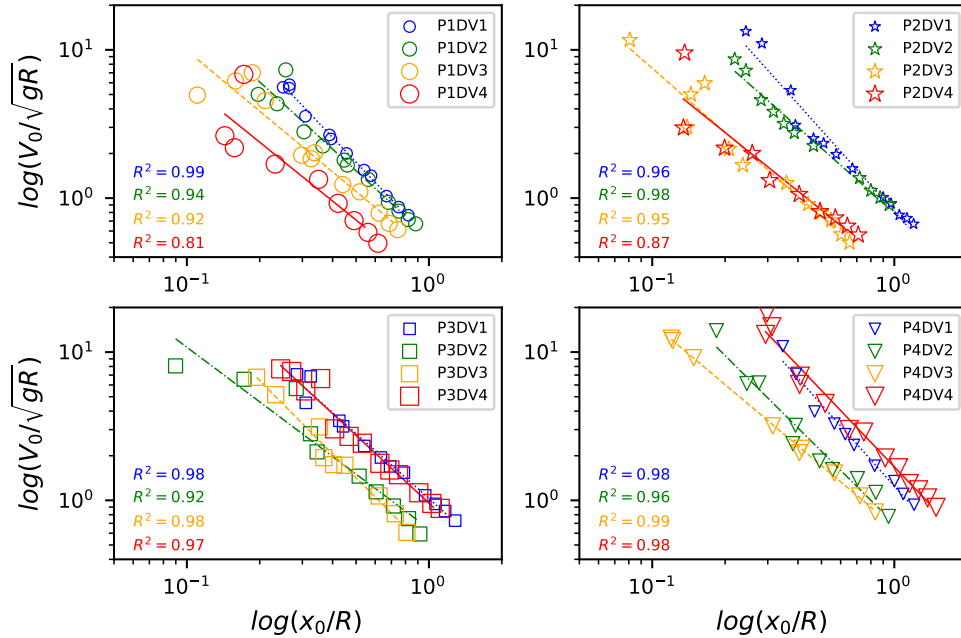


Figura 7.18: Ajustes de la relación entre la posición inicial, x_0 , normalizada por el radio del cráter R , y la velocidad de eyección, v_0 , normalizada por \sqrt{gR} , para los impactos con las esferas de vidrio.

Adicionalmente, en las figuras 7.15 y 7.16 se muestran los ajustes potenciales realizados para la distribución de velocidades de los impactos con las esferas de acero y vidrio. En las figuras 7.17 y 7.18, se muestran los ajustes potenciales realizados para la relación del escalado de la distribución de la velocidad de eyección y en la tabla 7.5, se muestran los valores obtenidos para cada uno de los ajustes en los casos anteriormente mencionados.

Con los resultados obtenidos anteriormente para los ajustes de la distribución de la velocidad de eyección (figura 7.19), se comparan con los datos obtenidos y reportados por Tsujido et al. (2015), en donde se impactaron proyectiles de altas densidades (plomo) y de bajas densidades (vidrio), sobre superficies granulares (p.e., arenas de cuarzo), en la figura 7.19, se especifican los materiales de los proyectiles..

Por efectos de visualización de los datos, en la figura 7.19, se graficaron los resultados extremos para las relaciones obtenidas en esta tesis. Las líneas verdes y naranja representan los resultados de los ensayos de los impactos con las esferas de acero. Las líneas azul y roja representan los resultados de los ensayos de los impactos con las esferas de vidrio.

Los resultados obtenidos para este trabajo tienen la misma tendencia y están en los mismos ordenes de magnitud que los reportados por Tsujido et al. (2015). Esto quiere decir que los resultados obtenidos para experimentos a velocidades de impacto altas de 200 m/s , 1.9 y 1.7 km/s , como los de la figura 7.19, para Tsujido et al. (2015) y Cintala et al. (1999) en Tsujido et al. (2015), es comparable a los obtenidos en impactos de baja velocidad (esta tesis 18.2 y 64.2 m/s).

Tabla 7.5: Valores k_3 , q , C_2 y μ , de las relaciones de escalamiento para los datos obtenidos a partir del procesamiento de los datos.

Cod	k_3	q	C_2	μ
P1DA1	0.167 ± 0.037	-1.202 ± 0.087	0.539 ± 0.038	0.832 ± 0.061
P1DA2	0.098 ± 0.050	-1.419 ± 0.179	0.237 ± 0.110	0.705 ± 0.089
P1DA3	0.101 ± 0.027	-1.393 ± 0.079	0.256 ± 0.049	0.718 ± 0.041
P1DA4	0.160 ± 0.014	-1.250 ± 0.038	0.618 ± 0.023	0.800 ± 0.024
P2DA1	0.303 ± 0.042	-1.614 ± 0.091	0.580 ± 0.038	0.620 ± 0.035
P2DA3	0.113 ± 0.017	-1.292 ± 0.047	0.396 ± 0.029	0.774 ± 0.028
P2DA4	0.121 ± 0.059	-1.371 ± 0.149	0.332 ± 0.085	0.729 ± 0.079
P3DA1	0.531 ± 0.017	-1.301 ± 0.028	1.317 ± 0.008	0.768 ± 0.016
P3DA2	0.127 ± 0.121	-0.824 ± 0.264	0.795 ± 0.121	1.214 ± 0.389
P3DA3	0.261 ± 0.081	-1.326 ± 0.175	0.615 ± 0.090	0.754 ± 0.099
P3DA4	0.348 ± 0.032	-1.337 ± 0.046	1.042 ± 0.013	0.748 ± 0.026
P4DA1	0.261 ± 0.092	-1.669 ± 0.166	0.422 ± 0.072	0.599 ± 0.060
P4DA2	0.146 ± 0.036	-1.252 ± 0.065	0.590 ± 0.032	0.799 ± 0.041
P4DA3	0.578 ± 0.096	-1.711 ± 0.140	0.904 ± 0.048	0.584 ± 0.048
P4DA4	0.203 ± 0.034	-1.251 ± 0.064	0.840 ± 0.032	0.799 ± 0.041
P1DV1	0.222 ± 0.017	-1.722 ± 0.043	0.529 ± 0.017	0.581 ± 0.014
P1DV2	0.152 ± 0.052	-1.506 ± 0.117	0.538 ± 0.049	0.664 ± 0.052
P1DV3	0.085 ± 0.048	-1.359 ± 0.128	0.433 ± 0.070	0.736 ± 0.069
P1DV4	0.062 ± 0.082	-1.319 ± 0.241	0.285 ± 0.137	0.758 ± 0.138
P2DV1	0.400 ± 0.061	-1.821 ± 0.108	0.814 ± 0.035	0.549 ± 0.033
P2DV2	0.172 ± 0.032	-1.449 ± 0.071	0.796 ± 0.029	0.690 ± 0.034
P2DV3	0.059 ± 0.037	-1.434 ± 0.106	0.277 ± 0.066	0.697 ± 0.051
P2DV4	0.059 ± 0.071	-1.313 ± 0.176	0.335 ± 0.096	0.762 ± 0.102
P3DV1	0.267 ± 0.036	-1.457 ± 0.063	1.029 ± 0.019	0.686 ± 0.030
P3DV2	0.113 ± 0.063	-1.224 ± 0.131	0.644 ± 0.067	0.817 ± 0.087
P3DV3	0.158 ± 0.045	-1.645 ± 0.095	0.455 ± 0.041	0.608 ± 0.035
P3DV4	0.348 ± 0.047	-1.516 ± 0.081	0.958 ± 0.028	0.660 ± 0.035
P4DV1	0.481 ± 0.066	-1.829 ± 0.098	1.247 ± 0.025	0.547 ± 0.029
P4DV2	0.173 ± 0.064	-1.622 ± 0.117	0.696 ± 0.049	0.617 ± 0.044
P4DV3	0.113 ± 0.009	-1.373 ± 0.020	0.662 ± 0.012	0.729 ± 0.011
P4DV4	0.575 ± 0.050	-1.713 ± 0.070	1.683 ± 0.022	0.584 ± 0.024

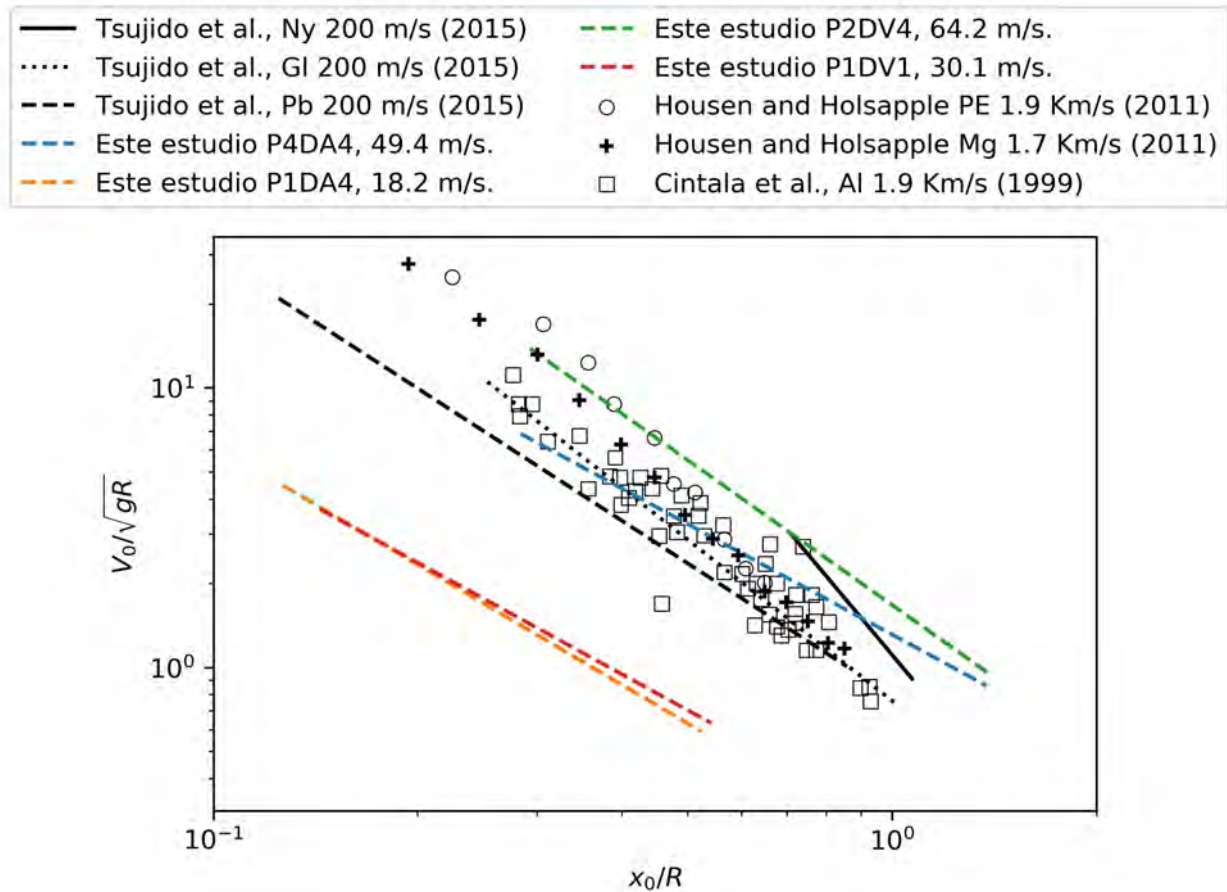


Figura 7.19: Comparación de los resultados de este estudio con los obtenidos y los reportados en Tsujido et al. (2015).

7.7. Ángulos de eyección

Con las trayectorias medidas para cada una de las partículas en los diferentes ensayos, se determinó el ángulo de salida de cada partícula (v. Figuras 7.20 y 7.21).

En los ángulos de salida de las partículas en los impactos con las esferas de acero (7.20), se observa claramente una tendencia de concentración de los datos a un ángulo de 45° , adicionalmente el ángulo de las partículas que se encuentran mas cerca al punto de impacto concentra la mayor dispersión. Esto se observó muy claramente en los videos en aquellas partículas individuales que entran directamente en contacto con el impactor, estas partículas muestran un comportamiento diferente a la cortina de eyección y presentan las mayores velocidades de salida.

Los ángulos de salida de las partículas en los impactos con las esferas de vidrio (v. Figura 7.20), muestran una tendencia similar a las esferas de acero. En este caso la dispersión de ángulos mayores y menores a los 45° se encuentra a diferentes distancias del punto de

impacto, pero al igual que en los videos de las esferas de acero, las partículas que presentan una diferencia de ángulo notable son las que entran directamente en contacto con el impactor.

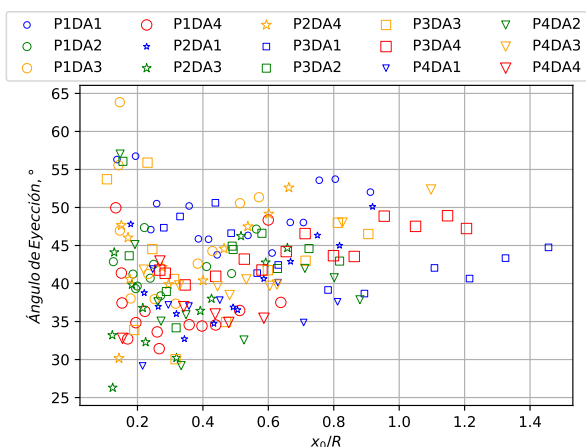


Figura 7.20: Posición inicial, x_0 (en radios del cráter, R), vs. ángulo de eyección, θ (en grados), para los impactos con las esferas de acero.

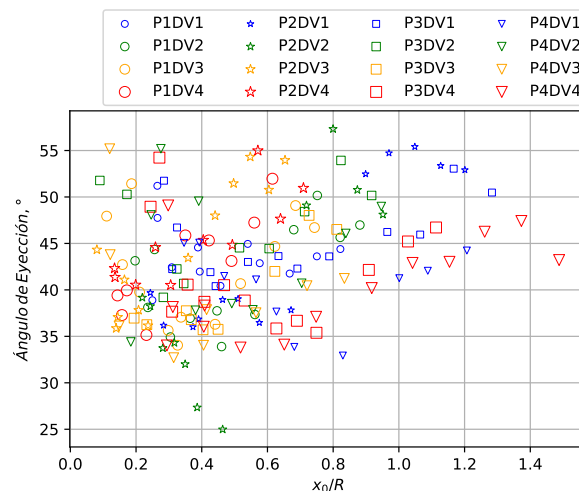


Figura 7.21: Posición inicial, x_0 (en radios del cráter, R), vs. ángulo de eyección, θ (en grados), para los impactos con las esferas de vidrio.

7.8. Observaciones finales

De los impactos realizados, se encontraron aspectos adicionales que complementan el análisis del conjunto en total de la formación del manto de eyección. Se encontró un patrón en la cortina de eyección que se repitió en los 32 impactos realizados sobre la arena gruesa. Este patrón se subdividió por el autor de este trabajo en 5 zonas (cada una con un comportamiento diferencial) (v. Figura 7.22): (A) Corona de eyección, (B) Manto de eyección superior, (C) Manto de eyección inferior, (D) Material de arrastre y (E) Material con movimiento limitado.

La zona A se caracteriza por partículas que entran directamente en contacto con el proyectil, alcanzan las mayores velocidades de eyección y presentan los ángulos de eyección con mayor variación (variación observada en las figuras 7.20 y 7.21). La corona, es donde se presentan interacciones entre partículas representadas en un gran número de choques, que desencadenan cambios de dirección significativos y rotaciones individuales.

En la zona B, se encuentran las partículas que finalmente formarán parte del manto de eyección distal. Las partículas de esta zona se mueven en conjunto y adicionalmente se observa que en los primeros instantes las partículas que inician su movimiento superficialmente son superadas por partículas que presentan una velocidad mayor y que provienen del interior.

La zona C o cortina de eyección se compone de todas aquellas partículas que finalmente formarán parte del manto de eyección proximal. Las partículas de esta zona al igual que en

la zona “B”, se mueven en conjunto, pero a diferencia de éstas, las partículas superficiales siempre permanecen al frente de la cortina.

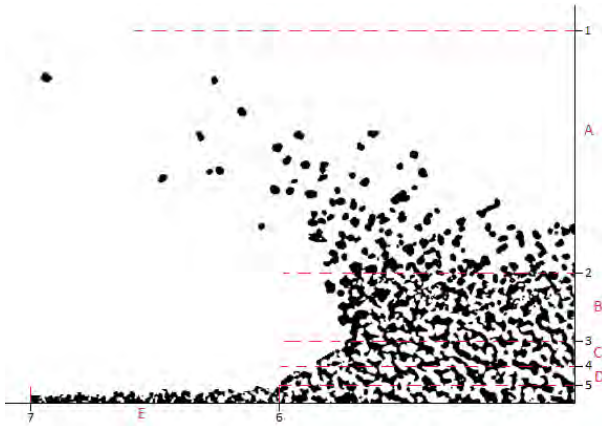


Figura 7.22: Zonas de diferente comportamiento después del impacto. Ejemplo tomado del ensayo P1DA1.

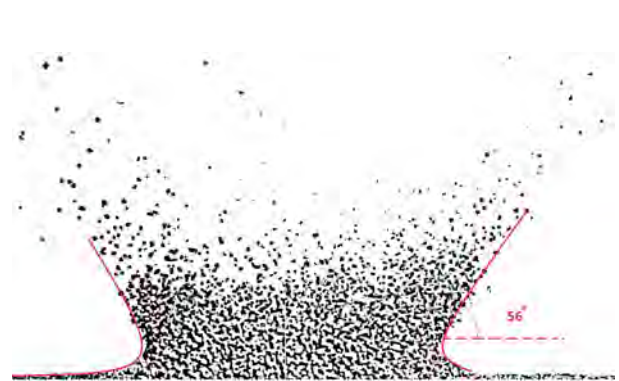


Figura 7.23: Evolución de la cortina de eyección ($\approx 56^\circ$). Ejemplo tomado del ensayo P1DA1.

La zona D se compone de todo aquel material que es expulsado del cráter y que finalmente formará parte del anillo principal del cráter. Su movimiento inicial tiene una tendencia parabólica con un desplazamiento final similar al de partículas deslizando por una ladera. Finalmente, la zona E se caracteriza por partículas que no forman parte de la cortina de eyección, pero que presentan movimientos verticales leves. El área en donde se presenta este fenómeno es la que finalmente se conoce como el área de debilitamiento que generara colapsos en los cráteres de impacto planetarios.

Por otro lado, se observó que al presentarse un pequeño ángulo de incidencia del proyectil con la superficie, la cortina de eyección evoluciona de igual forma, pero a tiempos diferentes. En la figura 7.23, se observa el comportamiento de la cortina en un fotograma dado, en donde el ángulo de impacto con la vertical es de 4 grados (el impacto fue de izquierda a derecha), la cortina en el lado derecho evoluciona más rápido que el lado izquierdo, pero finalmente se presenta el mismo comportamiento inclusive en el ángulo final de 57 grados de la cortina de eyección, ejemplo para el ensayo P1DA1.

Capítulo 8

Conclusiones

Se listan a continuación las principales conclusiones de esta tesis:

- Con las especificaciones de los materiales con los que se construyó el cañón de aire y por factores de seguridad ($P_{max} \leq 40 \text{ psi}$), la mayor velocidad fue de 70.30 m/s (v. Sección 6.2), que se cataloga como de *muy baja velocidad* en el estudio de impactos en laboratorio.
- A grandes rasgos, para un mismo proyectil, a mayor velocidad de impacto, mayor fue el diámetro del cráter formado o, visto de otra forma, para una velocidad de impacto constante, a mayor diámetro del proyectil mayor fue el diámetro del cráter (v. Figuras 7.14).
- La velocidad de eyección del material dispersado por el impacto sigue una tendencia exponencial decreciente con respecto al punto central del impacto (v. Figura 7.4). El anillo principal del cráter corresponde a partículas con velocidades de eyección cero.
- Para los impactos en arena gruesa y fina (material 1 y 2), se deduce que los dos factores más relevantes en la morfología final del cráter son los involucrados en la energía cinética en el momento del impacto (velocidad de impacto y la masa del proyectil).
- Los cráteres formados sobre una superficie homogénea (material 1=arena gruesa, v. Sección 7.4.1) presentan formas casi circulares en todos los ensayos. El diámetro final de estos cráteres depende directamente de la velocidad y el diámetro del proyectil.
- En la superficie heterogénea (material 2=arena fina) las formas de los cráteres fueron irregulares en todos los ensayos (v. Sección 7.4.2). Cada cráter presentó particularidades que se asocian directamente a las variaciones de densidad del material tanto en superficie como en profundidad.

-
- Los ángulos de eyección de las partículas dispersadas tienden a concentrarse entre los 35° y 50° (v. Figuras 7.20 y 7.21). En promedio, se midió que la cortina de eyección tiende a formar un ángulo de 36° respecto a la normal. Estos resultados igualmente confirman la tendencia reportada por Tsujido et al. (2015). En nuestro estudio, se observa una mayor tendencia de dispersión en los ángulos de eyección de las partículas más cercanas a la zona de impacto (partículas de la corona de la cortina de eyección), ya que se siguieron un número importante de trayectorias de estas partículas y estas dependen de la interacción directa con el proyectil.

 - Dentro de la cortina de eyección se evidenciaron interacciones y movimientos que particularizan la dinámica de la cortina en sectores (v. Figura 7.22), que posteriormente serán parte de una zona en específico del manto de eyección (v. Sección 3.2).

 - En promedio, para los ensayos realizados $0.668 \leq \mu \leq 0.774$. Tsujido et al. (2015), reportó $0.60 \leq \mu \leq 0.70$ y Cintala et al. (1999) en $0.50 \leq \mu \leq 0.66$ (v. Figura 7.19). Se demuestra que los impactos a bajas velocidades presentan comportamientos cinemáticos complementarios con respecto a los impactos de más alta velocidad en laboratorio.

 - Las relaciones de tamaño de los cráteres definidas por los factores π , dan tendencias de las cuales se pueden construir relaciones que nos dimensionan las características físicas del proyectil y de la superficie impactada con la morfología final del cráter (v. Sección 7.5).

 - Se debe tener en cuenta que los factores que afectan las morfologías de los cráteres después del impacto (colapso y erosión), son variables que se deben de analizar con más detalle, dado que son factores porcentuales que se determinan dependiendo de las mediciones realizadas sobre las superficies planetarias y no entran como factores en el momento del escalamiento (v. Figura 2.6).

 - Con el ejemplo mostrado del cráter Barringer, se muestra que las relaciones obtenidas para el tamaño del cráter son aplicables, se determinan posibles parámetros físicos del proyectil y de la superficie impactada, en específico para cráteres clasificados como simples. Para el caso del cráter de impacto de Chicxulub, utilizando las relaciones obtenidas en este trabajo, los resultados conseguidos varían con relación a las estimaciones mostradas en la literatura; para cráteres de las dimensiones de Chicxulub se deben de tener en cuenta más parámetros de la etapa de modificación (v. Sección 7.5).

 - Del análisis de las superficies de los planetas del sistema solar interior y de la Luna, se comprobó la similitud que existe en la morfología del emplazamiento de los mantos de eyección (v. Sección 4.4). Se evidenció que en superficies como Marte y Venus, se presentan mantos con formas laburares característicos de materiales con contenidos de

fluidos o con partículas muy finas (v. Sección 4.4).

- En los mantos de eyección formados en los impactos sobre la arena fina se evidenciaron morfologías radiales y campos de dunas (v. Sección 7.4.2), parecidos a los emplazamientos observados en los mantos de eyección en cuerpos como Marte (v. Sección 4.4.3).
- La rotación del proyectil es una variable que se debe tener en cuenta en posteriores trabajos, con el fin de identificar si esta produce algún cambio en el comportamiento de la cortina de eyección.
- Al menos nuestros experimentos y los conjuntos de experimentos reportados por otros autores, demuestran que es posible extrapolar -con las reservas de la aproximación- las propiedades y características de impactos en escala planetaria a través de impactos de laboratorio de bajas velocidades.
- Se requieren más experimentos (impactos) en bajas velocidades con proyectiles y superficies más diversos.

Bibliografía

- P. D. Asimow and J. A. Wood. Fluid outflows from venus impact craters: Analysis from magellan data. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 97(E8):13643–13665, 1992.
- N. G. Barlow. Impact craters in the northern hemisphere of mars: Layered ejecta and central pit characteristics. *Meteoritics & Planetary Science*, 41(10):1425–1436, 2006.
- O. S. Barnouin, M. T. Zuber, D. E. Smith, G. A. Neumann, R. R. Herrick, J. E. Chappelow, S. L. Murchie, and L. M. Prockter. The morphology of craters on mercury: Results from messenger flybys. *Icarus*, 219(1):414–427, 2012.
- P. Claeys, W. Kiessling, and W. Alvarez. Distribution of chicxulub ejecta at the cretaceous-tertiary boundary. *SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, pages 55–68, 2002.
- B. M. French. *Traces of catastrophe: A handbook of shock-metamorphic effects in terrestrial meteorite impact structures*. 1998.
- G. Galilei. 1610, sidereus nuncius. *Thomas Baglionus, Venice, Italy*, page 58, 1610.
- T. M. Hare, R. K. Hayward, J. S. Blue, B. A. Archinal, M. S. Robinson, E. J. Speyerer, R. V. Wagner, D. E. Smith, M. T. Zuber, G. A. Neumann, et al. Image mosaic and topographic map of the moon. *US Geological Survey Scientific Investigations Map*, 3316(2), 2015.
- J. W. Head, C. I. Fassett, S. J. Kadish, D. E. Smith, M. T. Zuber, G. A. Neumann, and E. Mazarico. Global distribution of large lunar craters: Implications for resurfacing and impactor populations. *science*, 329(5998):1504–1507, 2010.
- E. P. Heizmann, W. Reiff, and A. Steinheim. *Der Steinheimer Meteorkrater:[Führer durch das Meteorkratermuseum, einer von der Gemeinde Steinheim am Albuch betriebenen Zweigstelle des Staatlichen Museums für Naturkunde in Stuttgart]*. Pfeil, 2002.
- R. Hooke. 1665. micrographia, or, some physiological descriptions of minute bodies made by magnifying glasses. *With observations and inquiries thereupon*”, Printed by J. Martyn and J. Allestry, London, 1961.
- K. Housen, R. Schmidt, and K. Holsapple. Crater ejecta scaling laws: Fundamental forms based on dimensional analysis. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 88(B3): 2485–2499, 1983.

- K. R. Housen and K. A. Holsapple. Ejecta from impact craters. *Icarus*, 211(1):856–875, 2011.
- T. Kenkmann and F. Schönian. Ries and chicxulub: impact craters on earth provide insights for martian ejecta blankets. *Meteoritics & Planetary Science*, 41(10):1587–1603, 2006.
- K. H. Kjær, N. K. Larsen, T. Binder, A. A. Bjørk, O. Eisen, M. A. Fahnestock, S. Funder, A. A. Garde, H. Haack, V. Helm, et al. A large impact crater beneath hiawatha glacier in northwest greenland. *Science advances*, 4(11):eaar8173, 2018.
- D. A. Kring. *Guidebook to the geology of barringer meteorite crater, arizona (aka Meteor Crater)*. Lunar and Planetary Institute, 2017.
- D. Laretta, A. Bartels, M. Barucci, E. Bierhaus, R. Binzel, W. Bottke, H. Campins, S. Chesley, B. Clark, B. Clark, et al. The osiris-rex target asteroid (101955) bennu: Constraints on its physical, geological, and dynamical nature from astronomical observations. *Meteoritics & Planetary Science*, 50(4):834–849, 2015.
- M. C. Malin, J. F. Bell, B. A. Cantor, M. A. Caplinger, W. M. Calvin, R. T. Clancy, K. S. Edgett, L. Edwards, R. M. Haberle, P. B. James, et al. Context camera investigation on board the mars reconnaissance orbiter. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 112(E5), 2007.
- H. J. Melosh. *Impact cratering: A geologic process*, volume 11. 1989.
- H. J. Melosh. *Planetary surface processes*, volume 13. Cambridge University Press, 2011.
- J. Morgan, M. Warner, J. Brittan, R. Buffler, A. Camargo, G. Christeson, P. Denton, A. Hildebrand, R. Hobbs, H. Macintyre, et al. Size and morphology of the chicxulub impact crater. *Nature*, 390(6659):472, 1997.
- J. W. Morgan, M.-j. Janssens, J. Hertogen, J. Gros, and H. Takahashi. Ries impact crater, southern germany: Search for meteoritic material. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43(6):803–815, 1979.
- N. Namiki and S. C. Solomon. Impact crater densities on volcanoes and coronae on venus: Implications for volcanic resurfacing. *Science*, 265(5174):929–933, 1994.
- A. C. Ocampo, K. O. Pope, and A. G. Fischer. Ejecta blanket deposits of the chicxulub crater from albion island, belize. *The Cretaceous-Tertiary event and other catastrophes in Earth history*, pages 75–88, 1996.
- A. B. Olson and D. E. Wilhelms. Geologic map of the mare undarum quadrangle of the moon. Technical report, 1974.
- G. R. Osinski, L. L. Tornabene, and R. A. Grieve. Impact ejecta emplacement on terrestrial planets. *Earth and Planetary Science Letters*, 310(3-4):167–181, 2011.
- R. J. Phillips, R. F. Raubertas, R. E. Arvidson, I. C. Sarkar, R. R. Herrick, N. Izenberg, and R. E. Grimm. Impact craters and venus resurfacing history. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 97(E10):15923–15948, 1992.

- D. Rajmon. Suspected earth impact sites. 37, 2006.
- A. Ringwood. Flaws in the giant impact hypothesis of lunar origin. *Earth and planetary science letters*, 95(3-4):208–214, 1989.
- S. J. Robbins and B. M. Hynek. A new global database of mars impact craters= 1 km: 2. global crater properties and regional variations of the simple-to-complex transition diameter. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 117(E6), 2012.
- H. Schmidt-Kaler. Wanderungen in die erdgeschichte (10): Meteoritenkrater nördlirw ries. *Detaillierte Beschreibung des Ries-Kraters mit ausführlichen Exkursionsvorschlägen und Beschreibungen vieler wichtiger Aufschlüsse.*, 2, 2003.
- H. Schmidt-Kaler. Geologische übersichtskarte des meteoritenkraters nördlinger ries 1: 100 000. *Bayerischen Geologischen Landesamt, München*, 488, 2004.
- H. H. Schmitt, N. J. Trask, and E. M. Shoemaker. *Geologic map of the Copernicus quadrangle of the Moon*. US Geological Survey, 1967.
- P. Schulte, L. Alegret, I. Arenillas, J. A. Arz, P. J. Barton, P. R. Bown, T. J. Bralower, G. L. Christeson, P. Claeys, C. S. Cockell, et al. The chicxulub asteroid impact and mass extinction at the cretaceous-paleogene boundary. *science*, 327(5970):1214–1218, 2010.
- D. H. Scott and J. F. McCauley. *Geologic map of the west side of the Moon*. Citeseer, 1977.
- H. C. Susorney, O. S. Barnouin, C. M. Ernst, and C. L. Johnson. Morphometry of impact craters on mercury from messenger altimetry and imaging. *Icarus*, 271:180–193, 2016.
- A. Therriault, R. Grieve, and W. Reimold. Original size of the vredefort structure: Implications for the geological evolution of the witwatersrand basin. *Meteoritics & Planetary Science*, 32(1):71–77, 1997.
- S. Tsujido, M. Arakawa, A. I. Suzuki, and M. Yasui. Ejecta velocity distribution of impact craters formed on quartz sand: Effect of projectile density on crater scaling law. *Icarus*, 262:79–92, 2015.
- J. Urrutia-Fucugauchi, L. Marin, and A. Trejo-Garcia. Unam scientific drilling program of chicxulub impact structure—evidence for a 300 kilometer crater diameter. *Geophysical Research Letters*, 23(13):1565–1568, 1996.
- W. Von Engelhardt. Distribution, petrography and shock metamorphism of the ejecta of the ries crater in germany—a review. *Tectonophysics*, 171(1-4):259–273, 1990.
- T. R. Watters, J. W. Head, S. C. Solomon, M. S. Robinson, C. R. Chapman, B. W. Denevi, C. I. Fassett, S. L. Murchie, and R. G. Strom. Evolution of the rembrandt impact basin on mercury. *Science*, 324(5927):618–621, 2009.
- D. E. Wilhelms, F. John, and N. J. Trask. The geologic history of the moon. Technical report, 1987.