



Instituto de Astrofísica de Andalucía,
Consejo Superior de Investigaciones Científicas

Departamento de Física Aplicada,
Universidad de Granada

Programa Oficial de Doctorado en
Física y Ciencias del Espacio

**Escarpes lobulados en Mercurio:
profundidad de falla y flujo térmico**

Tesis Doctoral

M. Isabel Egea González
Septiembre 2012

Editor: Editorial de la Universidad de Granada
Autor: María Isabel Egea González
D.L.: GR 497-2013
ISBN: 978-84-9028-380-6

Luisa M. Lara López, investigadora científica del CSIC en el Instituto de Astrofísica de Andalucía (CSIC) y **Álvaro Márquez González**, profesor titular de universidad en el Departamento de Biología y Geología de la Universidad Rey Juan Carlos,

CERTIFICAN:

Que la presente Memoria “**Escarpes lobulados en Mercurio: profundidad de falla y flujo térmico**” se ha realizado bajo nuestra dirección por **M. Isabel Egea González**, en el Instituto de Astrofísica de Andalucía (CSIC) y constituye su Tesis para optar al grado de Doctor. Y para que así conste, en cumplimiento de la legislación vigente, presentamos

ante la Comisión de Doctorado de la Universidad de Granada la referida Tesis.

Granada, a 09 de Septiembre de 2012.

Fdo: Luisa M. Lara López Álvaro Márquez González

El doctorando **María Isabel Egea González** y los directores de tesis **Luisa M. Lara López** y **Álvaro Márquez González** garantizamos al firmar esta tesis doctoral, que el trabajo ha sido realizado por el doctorando bajo la dirección de los directores de la tesis y hasta donde nuestro conocimiento alcanza, en la realización del trabajo, se han respetado los derechos de otros autores a ser citados, cuando se han utilizado sus resultados o publicaciones.

Granada, a 09 de Septiembre de 2012.

Fdo: Luisa M. Lara López Álvaro Márquez González M. Isabel Egea González

“Escarpes lobulados en Mercurio: profundidad de falla y flujo térmico”

El presente trabajo se ha realizado en el Instituto de Astrofísica de Andalucía - CSIC, bajo la dirección de los Doctores Luisa M. Lara López y Álvaro Márquez González.

En Granada, a 09 de Septiembre de 2012

María Isabel Egea González

Agradecimientos

Quisiera expresar aquí la gratitud que siento hacia todos los que me han ayudado, de una manera u otra, a concluir este trabajo.

En primer lugar, quiero agradecer a mis directores de tesis toda la ayuda y formación recibidas, su dedicación y su paciencia.

Gracias a mis compañeros de despacho: Cristina Romero, Fabio Zandanel y Walter Sabolo. Vuestra compañía hace que el trabajo sea más ligero.

Gracias a Audry Thirouin y a Mayte Costado por el café de las mañanas y por aguantarme en estos últimos meses.

También quiero dar las gracias a todos los compañeros que han hecho del IAA mi casa: Vasi Petropoulou, Fran Parra, Victor Aldaya, Julio Gerrero, Manolo Calixto, Marta González...y a aquellos a los que, inevitablemente, no estoy siendo capaz de recordar.

No podría haber realizado este trabajo sin el apoyo y cariño de toda mi familia. En el fondo, esta tesis es más de ellos que mía. Muchas gracias a mis padres, Juan e Isabel, por apoyarme sin condiciones. Y gracias a mis hermanos: Juanjo, Francis y Adrián, porque siempre se puede contar con ellos. Adri, gracias por todo.

También quiero dar las gracias a mis amigos de siempre: Pablo, Gloria, Rosa, Gema y Luisa. No nos vemos mucho, pero siempre os llevo conmigo.

Y sobre todo, gracias a Paco. Es un alivio saber que existes.

Para Paco

Resumen

La dinámica interna de los cuerpos rocosos está dirigida fundamentalmente por el transporte de calor desde el interior hacia la superficie, por lo que nuestro conocimiento sobre el flujo térmico en la superficie de los planetas constituye un objetivo científico clave del que dependen los modelos de estructura interna, evolución y origen de los planetas. Los escarpes lobulados que se reparten sobre la superficie de Mercurio constituyen una fuente de información sobre este flujo térmico.

Esta tesis tiene como objetivo principal el estudio del flujo térmico en la superficie de Mercurio a partir de las características de los escarpes lobulados.

Los escarpes lobulados son las estructuras tectónicas más relevantes existentes en Mercurio. Se trata de estructuras que pueden ser arqueadas o rectas y que se caracterizan por poseer un perfil asimétrico: una de sus pendientes es muy pronunciada, mientras que la otra presenta un desnivel suave. Su longitud suele ser de varios cientos de kilómetros y pueden elevarse hasta alcanzar el kilómetro de altura. Su morfología y la deformación producida en su intersección con otras estructuras indican que los escarpes constituyen la expresión en superficie de fallas inversas formadas por el enfriamiento y contracción del planeta. Estas fallas están, por lo tanto, directamente relacionadas con la historia térmica del planeta y a partir de su estudio podemos adquirir información sobre las propiedades mecánicas y térmicas de la litosfera.

Las fallas se forman en la parte superficial de la corteza, donde el comportamiento frágil de las rocas es dominante. A profundidades mayores, la presión y la temperatura se elevan y las rocas se comportan de forma dúctil. La transición entre ambos comportamientos supone un límite en la profundidad de las fallas, ya que una fractura no puede desarrollarse por debajo de esta transición. Estimaciones de la profundidad de falla en los grandes escarpes lobulados apuntan a que la deformación producida por las fallas asociadas a los escarpes se extiende hasta la profundidad de la transición dúctil-frágil. De esta manera, si obtenemos la profundidad de la falla asociada a un escarpe lobulado, conoceremos la profundidad de la transición dúctil-frágil en el momento en el que se formó el escarpe. El conocimiento de esta profundidad permite conectar la estructura mecánica de la litosfera con la estructura térmica mediante la dependencia con la temperatura de la resistencia a la deformación dúctil de las rocas.

En esta tesis hemos analizado la geometría de un grupo de escarpes situados en la región Kuiper de Mercurio a partir de perfiles topográficos adquiridos mediante obser-

vaciones realizadas por la antena del observatorio de Arecibo. Este estudio nos ha permitido establecer la profundidad de la transición dúctil-frágil en el momento en el que se formaron los escarpes aplicando un procedimiento directo y utilizando un modelo basado en la teoría de la dislocación. Aunque esta técnica no es novedosa, en este estudio se ha mejorado al incorporar en el procedimiento el uso de un sistema de información geográfica.

Una vez conocida la profundidad de la transición dúctil-frágil, se puede estimar la temperatura a esta profundidad mediante la igualdad entre la resistencia a la deformación frágil y la resistencia a la deformación dúctil de las rocas y a través de la dependencia con la temperatura de esta última. La temperatura en la profundidad de la transición dúctil-frágil estimada se ha utilizado como condición de contorno en la resolución de la ecuación del calor con el objetivo de adquirir el flujo térmico en la superficie y los perfiles de temperatura en el momento de formación de los escarpes estudiados.

La ecuación del calor se ha resuelto incluyendo en la superficie del planeta una capa de material fracturado con una conductividad térmica baja. Esta capa es conocida como megarregolito. Aunque este material dificulta el transporte de calor y repercute en temperaturas y flujos, el megarregolito se ha desestimado en la mayoría de los estudios sobre flujo térmico realizados hasta la fecha. Su incorporación en la ecuación del calor ha permitido obtener valores límite en los flujos de calor en superficie y en los perfiles de temperatura dentro de la región frágil de la litosfera.

El primer capítulo de la tesis consiste en una introducción que tiene como objetivo dar a conocer el fondo científico en el que se desarrolla la tesis, así como describir los principales rasgos geológicos de Mercurio, haciendo especial hincapié en las características de los escarpes lobulados.

En el segundo capítulo se muestran las características de las imágenes de Mercurio procedentes de la nave MESSENGER, el procedimiento llevado a cabo para realizar la corrección geométrica de dichas imágenes y su integración en un sistema de información geográfica.

En el tercer capítulo exponemos la base científica del modelo utilizado para estimar la profundidad de la transición dúctil-frágil, las características de los perfiles topográficos que sirven como punto de partida de esta tesis y el proceso llevado a cabo para resolver la geometría de las fallas asociadas a los escarpes y para estimar la profundidad de la transición dúctil-frágil.

El cuarto capítulo establece límites para flujos de calor en superficie y temperaturas en profundidad mediante la resolución de la ecuación del calor. Para ello se hace uso de una capa de megarregolito, cuyas características son justificadas en este capítulo, y de la profundidad de la transición dúctil-frágil.

El quinto capítulo recoge las principales conclusiones de esta memoria y el posible trabajo a realizar en un futuro.

Índice general

Índice general	17
1. Introducción	19
1.1. Breve presentación de las misiones espaciales a Mercurio.	22
1.2. Principales rasgos geológicos.	25
1.3. Escarpes lobulados.	31
1.3.1. Distribución y orientación de los escarpes.	34
1.3.2. Relación desplazamiento-longitud y contracción del planeta.	36
1.4. Flujo de calor y modelos de historia térmica.	41
2. Características y procesado de las imágenes	45
2.1. Mariner 10.	46
2.2. MESSENGER.	47
2.2.1. Mercury Dual Imaging System MDIS.	51
2.2.1.1. Detector CCD.	52
2.3. Características de los datos, corrección geométrica y georreferenciación.	54
2.4. Integración de las imágenes en un SIG.	57
2.5. Mosaicos.	58
3. Profundidad de falla	63
3.1. Perfiles topográficos.	63
3.2. Medio elástico y teoría de la dislocación.	64
3.2.1. Medio elástico.	67
3.2.2. Teoría de la dislocación.	71
3.3. Parámetros iniciales y procedimiento.	74
3.4. Resultados.	76
4. Flujo térmico	83
4.1. Resistencia a la deformación.	83
4.1.1. Resistencia a la deformación frágil: Criterio de ruptura de Coulomb.	83
4.1.2. Resistencia a la deformación dúctil: Dislocación <i>creep</i>	86
4.2. Temperatura de la transición dúctil-frágil.	89
4.3. Flujo térmico para una capa de conductividad térmica constante.	90
4.3.1. Calor generado por las fuentes radiactivas.	91
4.3.2. Temperatura en la superficie.	94

4.3.3. Resultados.	96
4.4. Flujo térmico en la superficie incluyendo una capa de megarregolito.	100
4.4.1. Calor específico a presión constante, densidad y conductividad térmica del megarregolito.	103
4.4.2. Resolución de la ecuación del calor.	106
4.4.3. Resultados.	107
5. Conclusiones y trabajo futuro	115
5.1. Conclusiones.	115
5.2. Trabajo futuro.	117
A. Información contenida en las cabeceras de las imágenes	119
A.1. Ejemplo de cabecera en una imagen CDR.	120
A.2. Ejemplo de cabecera tras aplicar spiceinit.	125
A.3. Ejemplo de cabecera en ISIS3 tras realizar una proyección sinusoidal.	137
A.4. Ejemplo de archivo <i>worldfile</i>	150
B. Resolución de la ecuación del calor en MATLAB	153
Bibliografía	155

Capítulo 1

Introducción

Mercurio es un planeta que puede aportar información crucial sobre el origen y evolución del Sistema Solar. Es el planeta rocoso más denso y el de menor tamaño, sufre las mayores variaciones de temperatura día-noche y su superficie es de las más antiguas. A pesar de que este planeta de características extremas puede proporcionar información muy relevante acerca del Sistema Solar, es uno de los planetas menos conocido debido a la escasez de datos existente.

Hasta la fecha la investigación llevada a cabo sobre Mercurio se basaba en observaciones realizadas por Mariner 10 y por instrumentos situados en la Tierra. Mariner 10 fue una misión organizada por la NASA que sobrevoló Mercurio tres veces a mediados de la década de los setenta del siglo XX. Esta misión adquirió datos sobre la superficie, el campo magnético y la estructura interna del planeta que sirvieron para aumentar nuestro conocimiento sobre Mercurio. Estas observaciones han sido la base de los modelos de composición y evolución realizados hasta este momento. A pesar de que la información proporcionada por la nave Mariner 10 ha sido clave en la mejora de nuestra capacidad para entender el planeta, continúan existiendo muchos interrogantes sobre su origen y evolución. En la actualidad, los datos sobre Mercurio proporcionados por la misión MESSENGER tras completar tres sobrevuelos entre 2008 y 2009 y entrar en órbita en 2011, junto con el propósito de las Agencias Espaciales Europea y Japonesa de llegar a este planeta en el año 2022 con la misión BepiColombo, han renovado el interés científico ya que se espera obtener datos que plantearán nuevos retos a los investigadores y que permitirán esclarecer las incógnitas creadas tras la visita de Mariner 10. Las expectativas generadas han puesto a Mercurio en el punto de mira de la comunidad científica.

El estudio del flujo térmico en los planetas constituye un objetivo científico clave, ya que la dinámica interna de los cuerpos rocosos está dirigida fundamentalmente por el transporte de calor desde el interior hacia la superficie. La generación y el transporte de calor son los procesos que conectan la estructura y composición de un cuerpo planetario con el comportamiento dinámico de su interior, por lo que los modelos de estructura interna, evolución y origen del planeta dependen en buena medida de nuestro conocimiento sobre el flujo térmico en la superficie. Esta tesis tiene como objetivo principal el estudio del flujo térmico en la superficie de Mercurio a partir de las características de los escarpes lobulados.

Los escarpes lobulados son la expresión morfológica de fallas inversas muy abun-

dantes en Mercurio cuyo origen se atribuye principalmente a la contracción del planeta como consecuencia de su enfriamiento. Estas fallas están directamente relacionadas con la historia térmica del planeta y a partir de su estudio podemos adquirir información sobre las propiedades mecánicas y térmicas de la litosfera.

Las fallas se forman en la parte superficial de la corteza, donde el comportamiento frágil de las rocas es dominante. A profundidades mayores, la presión y la temperatura se elevan y las rocas se comportan de forma dúctil. La transición entre ambos comportamientos supone un límite en la profundidad de las fallas, ya que una fractura no puede desarrollarse por debajo de ella. Nuestros cálculos se basan en que estimaciones de la profundidad de falla en los grandes escarpes lobulados apuntan a que la deformación producida por las fallas asociadas a los escarpes se extiende hasta la profundidad de la transición dúctil-frágil. De esta manera, si obtenemos la profundidad de la falla asociada a un escarpe lobulado, conoceremos la profundidad de la transición dúctil-frágil en el momento en el que se formó el escarpe.

En esta tesis hemos analizado la geometría de un grupo de escarpes situados en la región Kuiper de Mercurio a partir de perfiles topográficos adquiridos mediante observaciones realizadas por la antena del observatorio de Arecibo, ya que los datos de topografía proporcionados por el altímetro láser MLA que está a bordo de la nave MESSENGER aún se encuentran bajo el periodo de propiedad científica del equipo que construyó el instrumento. El estudio de la geometría de estos escarpes nos ha permitido establecer la profundidad de la transición dúctil-frágil en el momento en el que se formaron y, a partir de esa información, hemos obtenido el flujo de calor en la superficie. En estos cálculos se ha incluido una capa de material fracturado con una conductividad térmica baja en la superficie del planeta. Esta capa es conocida como megarregolito. La incorporación del efecto aislante del megarregolito en este estudio ha permitido acotar los valores de flujo térmico en la superficie en el periodo de formación de los escarpes. La historia térmica de Mercurio no puede comprenderse sin incluir la capa de megarregolito, ya que este material dificulta el transporte de calor y repercute en temperaturas y flujos. Sin embargo, el megarregolito se ha desestimado en la mayoría de los modelos térmicos.

La profundidad de las fallas asociadas a los escarpes se ha calculado aplicando un procedimiento directo y utilizando un modelo basado en la teoría de la dislocación (Lin y Stein, 2004; Toda et al., 2005). Este método ya se ha utilizado con anterioridad en el análisis de fallas con perfiles topográficos perpendiculares a la estructura (e.g., Schultz y Watters, 2001; Ruiz et al., 2008; Nahm y Kring, 2011; Watters et al., 2002). En este estudio hemos mejorado esta técnica al incluir el uso de un Sistema de Información Geográfica (SIG). La integración de las imágenes proporcionadas por las naves MESSENGER y Mariner 10 en un SIG ha permitido identificar estructuras, estudiar los escarpes en su conjunto y hacer uso de perfiles topográficos que no son perpendiculares a la estructura.

La profundidad de la transición dúctil-frágil permite conectar la estructura mecánica de la litosfera con la estructura térmica mediante la dependencia con la temperatura de la resistencia a la deformación dúctil de las rocas. Esta dependencia nos proporciona

la temperatura a la profundidad de la transición dúctil-frágil, la cual utilizaremos como condición de contorno en la resolución de la ecuación del calor con el objetivo de adquirir el flujo térmico en la superficie y los perfiles de temperatura, también llamados geotermas, en la parte frágil de la litosfera. La incorporación de una capa de megarregolito en esta ecuación ha permitido obtener valores límite en los flujos térmicos en superficie en el momento de formación de los escarpes. El procedimiento seguido en esta memoria constituye un método independiente que permite contrastar nuestros resultados y los adquiridos por los modelos. Estos resultados resultan más relevantes ahora que las observaciones realizadas por la nave MESSENGER ponen de manifiesto la necesidad de revisar los modelos de historia térmica. La **Figura 1.1** muestra un esquema del proceso llevado a cabo para obtener el flujo térmico en la superficie y los perfiles de temperatura a partir de los escarpes lobulados.

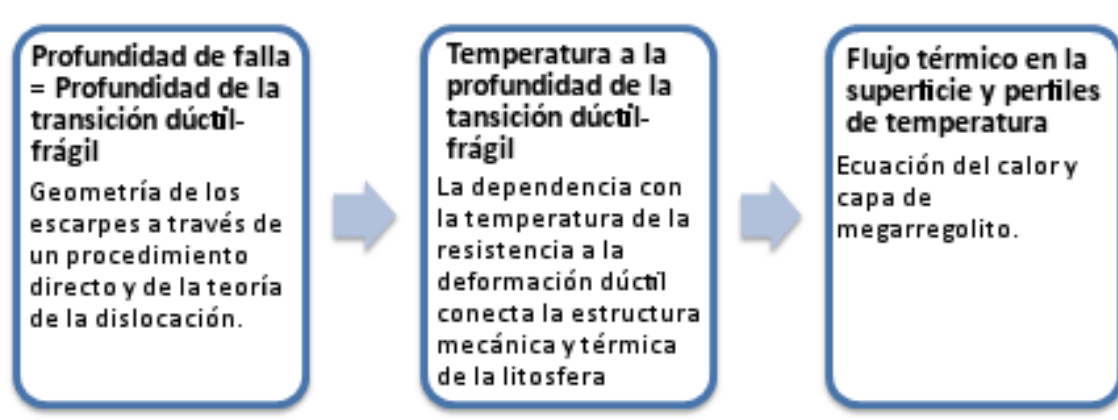


Figura 1.1: Resumen del proceso realizado en esta memoria para obtener el flujo térmico en la superficie y el perfil de temperatura dentro de la zona frágil de la litosfera en el momento en el que se formaron los escarpes estudiados.

La misión MESSENGER, desarrollada por la NASA, es la segunda misión en explorar Mercurio tras Mariner 10. MESSENGER llegó a Mercurio en el año 2008, realizó tres *flybys* o sobrevuelos y entró en órbita en el 2011. La mayor parte de los datos que MESSENGER ha ido recopilando están aún bajo el periodo de propiedad científica de los equipos que han construido los instrumentos y los resultados publicados por el equipo científico de la misión son en muchos casos preliminares, por ejemplo, aún quedan interrogantes sin resolver acerca de la composición de la superficie (Denevi et al., 2009) y sobre la estructura interna del planeta (Smith et al., 2012). Esta tesis se ha realizado principalmente con datos adquiridos desde Tierra y Mariner 10, aunque se ha hecho uso de datos más recientes siempre que han estado disponibles. Los procedimientos llevados a cabo en este estudio se podrán aplicar de nuevo cuando las misiones MESSENGER y BepiColombo proporcionen perfiles topográficos de mayor calidad e información más completa sobre el megarregolito y sobre la abundancia de elementos radiactivos en la corteza, de manera que los resultados se podrán actualizar y calcular con menor incertidumbre.

La memoria de este trabajo se divide en cinco capítulos: en este primer capítulo se incluye una introducción en la que realizaremos un breve resumen que tiene como objetivo proporcionar información básica que ayudará al lector a comprender mejor el tra-

bajo realizado y que se centrará sobre todo en los escarpes lobulados. El segundo capítulo tratará sobre las características de las imágenes adquiridas por las naves MESSENGER y Mariner 10, y explicará el proceso seguido para georreferenciar e incorporar esas imágenes en un SIG. Las características de los perfiles topográficos obtenidos a través de la antena de Arecibo utilizados como punto de partida de este estudio y el método seguido para obtener la profundidad de falla aparecen recogidos en el tercer capítulo. En el cuarto, se mostrará el procedimiento llevado a cabo para calcular el flujo de calor en superficie y el perfil de temperatura a partir de la resolución de la ecuación del calor. En el quinto capítulo se presentan las conclusiones y el trabajo a realizar en el futuro.

1.1. Breve presentación de las misiones espaciales a Mercurio.

Mercurio es el planeta más cercano al Sol. Esta circunstancia complica las observaciones, ya se realicen desde Tierra o a través de misiones espaciales. La dificultad que supone adquirir datos ha provocado que durante años este planeta haya sido casi un desconocido. Antes de la llegada de la nave Mariner 10, la mayor parte de la información procedía de observaciones espectroscópicas, fotométricas y de radar realizadas desde Tierra que se han estado llevando a cabo desde los años sesenta.

Mariner 10 fue la primera nave espacial que visitó Mercurio. La misión tenía como objetivos recabar información sobre la estructura interna, la superficie, la exosfera y la magnetosfera. Para desempeñar este cometido, la nave disponía de dos telescopios ópticos dedicados a tomar imágenes que hacían posible el estudio de la geología y de las propiedades fotométricas de la superficie, y que también servían para determinar la forma, tamaño y periodo de rotación del planeta. Se incluyó un radiómetro encargado de medir la emisión en el infrarrojo con la finalidad de adquirir datos sobre las propiedades térmicas del material que conforma la superficie. Además, la nave Mariner 10 iba equipada con espectrómetros destinados a medir la emisión en el ultravioleta para explorar la exosfera; con un magnetómetro y un detector de plasma para estudiar un posible campo magnético y la interacción con el viento solar, y con un sistema para analizar los efectos que la gravedad de Mercurio producía en la trayectoria de la nave. Este sistema permitía medir de forma más exacta la masa, el radio y la densidad del planeta. En la página web http://ser.sese.asu.edu/M10/IMAGE_ARCHIVE/Mercury_search.html y en las referencias que contiene puede encontrarse abundante información sobre la misión.

La nave Mariner 10 sobrevoló tres veces Mercurio en los años 1974 y 1975. Entre sus logros más importantes destacan el hallazgo del campo magnético que rodea Mercurio (Ness et al., 1975; Giberson y Cunningham, 1975) y el descubrimiento de la red de escarpes y de la cuenca Caloris (e.g., Strom et al., 1975; Giberson y Cunningham, 1975). Los datos proporcionados supusieron un importante avance en nuestro conocimiento sobre el planeta, pero no fue suficiente. Sólo se consiguieron imágenes del 45 % de la superficie y no pudieron resolverse cuestiones básicas sobre las propiedades y composición de la superficie, la estructura interna del planeta o el origen del campo magnético.

Treinta años después de Mariner 10, la NASA desarrolló otra misión a Mercurio llamada MErcury Surface, Space ENvironment, GEochemistry and Ranging (MESSENGER) cuya finalidad es proporcionar datos que despejen las dudas sobre la formación y evolución del planeta. MESSENGER realizó tres sobrevuelos a Mercurio entre 2008 y 2009, entró en órbita en marzo del 2011 y tiene previsto finalizar la toma de datos en marzo del 2013.

La densidad de un planeta proporciona información sobre el tamaño del núcleo respecto al manto y la corteza. Mercurio es el planeta rocoso más denso y el radio de su núcleo supone el 85 % del radio total del planeta. Existen distintas teorías sobre la formación de Mercurio que tratan de explicar su alta densidad y que darían lugar a diferentes composiciones en la superficie (e.g., Hauck et al., 2004). Para tratar de encontrar la teoría más adecuada, MESSENGER está equipada con espectrómetros de neutrones, rayos γ y rayos X que junto con un espectrógrafo que mide en el intervalo visible-infrarrojo, proporcionan la composición de la superficie. Hasta la llegada de MESSENGER se pensaba que la corteza de Mercurio era similar a la de la Luna, formada por solidificación sobre un océano de magma. Ahora las observaciones han mostrado que las cortezas de Mercurio y la Luna son diferentes. Mercurio tiene una corteza de origen volcánico con relaciones Al/Si y Ca/Si mucho más bajos que en la Luna y una relación Mg/Si más alta (Nittler et al., 2011).

La estructura interna del planeta tampoco quedó resuelta tras la visita de la nave Mariner 10. El altímetro láser y el sistema de seguimiento de MESSENGER proporcionan medidas de gravedad y topografía destinadas a esclarecer este punto. Estas observaciones permiten determinar variaciones en el grosor de la corteza e indican el tamaño y estructura del núcleo. Establecer el estado actual del núcleo proporciona valiosa información sobre la composición y la historia térmica de Mercurio. Tras un primer año en órbita, las observaciones realizadas por MESSENGER muestran la existencia de un núcleo mayor de lo esperado con una parte líquida y una capa exterior de silicatos con una densidad muy alta (Smith et al., 2012). La elevada densidad de la capa silicatada apunta a una concentración elevada de Fe que debería poder detectarse en la superficie. Sin embargo, los datos obtenidos por los espectrómetros indican que la composición de la superficie es pobre en Fe . Este resultado tan inesperado obligará a reconsiderar las hipótesis y procesos que forman parte de los modelos térmicos.

Las dos cámaras que van a bordo de MESSENGER proporcionan imágenes de toda la superficie y, junto con los datos de altimetría, permiten establecer la historia geológica de Mercurio. Estas imágenes son aptas para hacer estereoscopía y realizar estudios fotométricos. Desde que MESSENGER entró en órbita se han obtenido más de 60000 imágenes que muestran el importante papel del vulcanismo en la formación de la corteza (Head et al., 2009) y confirman la existencia de una vasta red de escarpes (e.g., Watters et al., 2009a). El altímetro láser también ha mostrado variaciones topográficas de onda larga (Zuber et al., 2012). Aunque la mayor parte de los datos procedentes de MESSENGER no se encuentran disponibles para la totalidad de la comunidad científica, las imágenes sí lo están y pueden descargarse desde la página web <http://pds imaging.jpl.nasa.gov/index.html>.

Las medidas que Mariner 10 realizó sobre el campo magnético no pudieron determinar con precisión su origen y magnitud. El magnetómetro y el espectrómetro de plasma que incluye MESSENGER permitirán conocer mejor el campo magnético y la magnetosfera. Los sobrevuelos realizados indican que el origen del campo está en la parte fluida del núcleo del planeta (e.g., Anderson et al., 2010; Gómez-Pérez y Solomon, 2010), pero aún no conocemos qué fracción está fundida, ni cuál es la causa de la convección.

MESSENGER también adquiere datos sobre la atmósfera de Mercurio mediante el espectrómetro de plasma y el espectrómetro ultravioleta. La atmósfera es tan débil en este planeta que es considerada una exosfera. En ella se han encontrado siete elementos: hidrógeno, helio, oxígeno, sodio, potasio, calcio y magnesio. La exosfera no es estable, por lo que deben existir fuentes que la provean de los elementos que la conforman. El viento solar posee abundantes cantidades de hidrógeno y helio, mientras que los demás elementos pueden proceder de distintos procesos originados en la superficie. La evaporación podría ser uno de estos procesos, ya que en Mercurio se alcanzan temperaturas de hasta 600 K. Otras fuentes podrían estar relacionadas con los impactos y con el efecto del viento solar. La recopilación de datos sobre la exosfera y la superficie proporcionará información sobre los procesos involucrados en la formación de la exosfera.

BepiColombo es una misión a Mercurio desarrollada conjuntamente por la Agencia Espacial Europea (ESA) y la Japan Space Exploration Agency (JAXA) que tiene previsto su lanzamiento en 2015 y llegará a Mercurio en 2022. La mayoría de los objetivos de esta misión coinciden con los de MESSENGER, pero además se llevará a cabo un experimento destinado a estudiar la relatividad general. BepiColombo estará formada por dos módulos: el Mercury Planetary Orbiter (MPO) que es responsabilidad de la ESA y analizará la estructura interna y la superficie, y el Mercury Magnetospheric Orbiter (MMO) que es responsabilidad de la JAXA y observará la magnetosfera. BepiColombo es una misión más robusta y permitirá realizar un estudio más detallado del planeta. Los datos que facilitará tendrán mejor resolución espacial y podrá realizar una mejor cobertura en el estudio de todo el planeta debido a que la forma de su órbita será más circular que la de la nave MESSENGER. Las órbitas de MESSENGER son muy excéntricas. En el punto de máximo acercamiento, situado en el hemisferio norte, la altura de la nave es de 200 *km*. Sin embargo, en el hemisferio sur, la nave llega a alcanzar los 15000 *km* de altura. Esta órbita impide que el hemisferio sur se estudie con tanta resolución espacial como el hemisferio norte. La órbita del módulo MPO de BepiColombo variará entre los 400 y 1500 *km*, de manera que obtendrá una mejor resolución espacial en el hemisferio sur. La colaboración entre ambas misiones constituye una base fundamental para mejorar el aprovechamiento científico de los datos recogidos. MESSENGER proporcionará unas primeras observaciones que servirán de punto de partida y mejorarán la efectividad de BepiColombo ya que se podrá reincidir en aquellas medidas necesarias para satisfacer los objetivos científicos que no hayan quedado completamente resueltos tras el paso de MESSENGER.

1.2. Principales rasgos geológicos.

La historia geológica de Mercurio se divide en cinco periodos para los que se ha estimado la edad absoluta basándose en estudios de impactos realizados en la Luna (ver **Figura 1.2**). Estos grupos son: pre-Tolstojan, con una antigüedad superior a 4000 *Ma*; Tolstojan, que aproximadamente comprende el periodo entre 4000 y 3900 *Ma*; el periodo Calorian, que se inició hace unos 3900 *Ma*; Mansurian, cuyo comienzo está datado entre 3500-3000 *Ma*, y el periodo Kuiperian que se extiende entre 1000 *Ma* y la actualidad (Spudis y Guest, 1988).

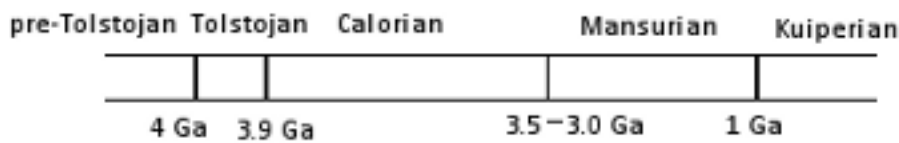


Figura 1.2: Periodos de la historia geológica de Mercurio.

Mercurio tiene una superficie plagada de cráteres en la que se distinguen principalmente dos tipos de llanuras: intercráter y suaves. Las llanuras constituyen el tipo de terreno más abundante en Mercurio. Las intercráter son las más antiguas y poseen una mayor abundancia de cráteres de impacto sobre su superficie. Su origen ha sido una cuestión sin resolver durante años, se dudaba entre un origen volcánico o una formación debida al material expulsado de cuencas de impacto (Wilhelms, 1976). En la actualidad, los datos de MESSENGER parecen indicar que la mayoría de las llanuras, tanto intercráter como suaves, tienen un origen volcánico (Denevi et al., 2009; Head et al., 2008, 2009). El estudio de los cráteres muestra que la generación de las llanuras intercráter coincidió con el periodo de bombardeo intenso, que tuvo lugar hace más de 4000 *Ma* (periodo pre-Tolstojan), y conforme el bombardeo declinó, también fue disminuyendo su formación.

Las llanuras suaves son más jóvenes y están menos degradadas que las intercráter. Estas llanuras suaves comenzaron a formarse en el periodo Calorian, tras el emplazamiento de las intercráter, y se han encontrado evidencias de que su formación se extendió durante un espacio largo de tiempo que llegó incluso al periodo Kuiperian (Prockter et al., 2010). El conjunto más importante de llanuras suaves se encuentra localizado cerca del polo norte del planeta, aunque también se pueden encontrar en otras regiones, como en los alrededores y en el interior de algunas cuencas de impacto. Datos recientes aportados por la nave MESSENGER indican que en latitudes septentrionales una parte importante de la superficie es 2 *km* más profunda que el resto del terreno circundante (Zuber et al., 2012). Esta región está cubierta por llanuras suaves de origen volcánico formadas por basaltos y con un grosor que puede exceder los 2 *km* en algunas zonas. Las llanuras que cubren esta zona suponen un 6% de la superficie de Mercurio y datan de hace 3800-3700 *Ma* (Head et al., 2011).

La cuenca Caloris (**Figura 1.3**) constituye un rasgo fundamental que caracteriza la superficie de Mercurio. Tiene forma de elipse con semieje mayor de 1525 *km* de longitud y un semieje menor de 1315 *km* (Fassett et al., 2009), con estas medidas constituye una de las cuencas de impacto más grandes del Sistema Solar. Está situada a 31°N, 160°E y se formó hace 3800 *Ma*. El gran impacto y los procesos de modificación ocurridos tras su formación tuvieron consecuencias que afectaron a la totalidad del planeta. Por ejemplo, las ondas sísmicas que se propagaron por el planeta tras el impacto convergieron en las antípodas formando un terreno muy accidentado llamado *terreno extraño*. El conjunto caótico de estructuras formado en este terreno borró muchas de las estructuras tectónicas y cráteres previos a la formación de la cuenca. Es probable que la formación y modificación de la cuenca Caloris influyeran en la distribución de estructuras tectónicas y algunos modelos así lo recogen (e.g., Matsuyama y Nimmo, 2009). El interior de la cuenca está ocupado por llanuras suaves que se formaron con posterioridad al impacto. Estas llanuras están deformadas por fallas normales (*graben*) y fallas inversas llamadas *wrinkle ridges*. Ambas estructuras se sitúan cerca de los bordes internos de la cuenca con orientaciones que pueden ser radiales o concéntricas al centro de la misma. En la parte central de Caloris se encuentra una concentración de *grabens* que forma el llamado Pantheon Fossae (Watters et al., 2009b). Se trata de unos 250 *grabens* orientados radialmente. La longitud y anchura de estas estructuras varían entre 5-110 *km* y 1-8 *km*. Este sistema se extiende hasta los márgenes de la cuenca. Las relaciones de corte entre *grabens* y *wrinkle ridges* indican que estos últimos son más antiguos. De las observaciones se concluye que, tras el impacto, el interior de Caloris se llenó de material volcánico que formó las llanuras suaves internas. En este material se generaron esfuerzos de tipo compresivo que dieron lugar a los *wrinkle ridges* y más tarde se formaron los *grabens* debido al flujo ascendente de material de la corteza que volvió a su lugar tras la formación de la cuenca (Watters et al., 2009b).

La parte exterior de la cuenca Caloris está compuesta principalmente por llanuras suaves en las que son comunes los *wrinkle ridges*. En un principio se pensó que la formación de estos *ridges* podía estar relacionada con la formación de la cuenca de impacto. En ese caso la deformación producida debería tener por centro de simetría a Caloris. Sin embargo, estudios posteriores han mostrado que la mayoría de estos *ridges* externos no son ni concéntricos ni radiales a la cuenca de impacto (Watters et al., 2009b), lo que sugiere que la deformación producida no está relacionada con la formación de la cuenca Caloris. Además, las llanuras suaves localizadas en el exterior de Caloris son más jóvenes que las internas y estudios espectrales muestran que ambas difieren en composición.

Las estructuras tectónicas que predominan en Mercurio consisten en fallas inversas formadas por los esfuerzos de compresión que comenzaron a tener lugar antes del final del periodo de bombardeo intenso.

En la parte más superficial de la corteza, las rocas se comportan de forma frágil y se fracturan cuando los esfuerzos aplicados superan la resistencia del material. Estas fracturas se llaman fallas si existe un desplazamiento relativo de los bloques formados. Las fallas pueden ser inversas, normales y de desgarre dependiendo de la dirección del movimiento de los bloques que se generan tras la fractura. Las fallas inversas se forman por

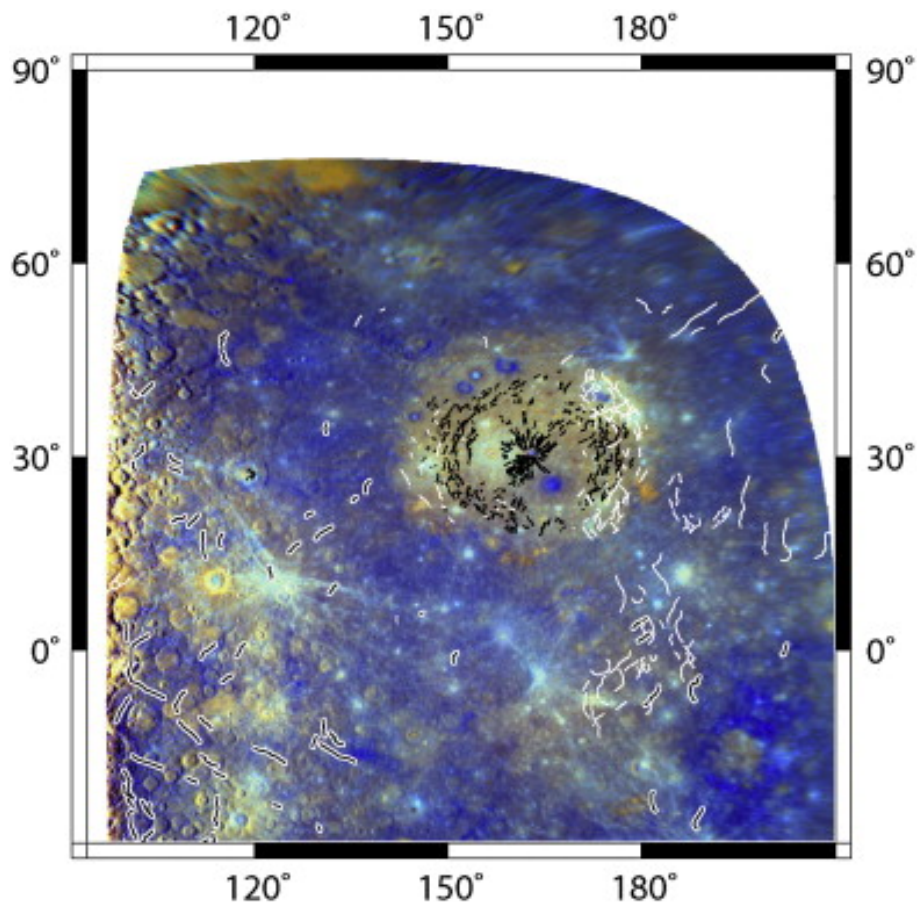


Figura 1.3: Cuenca Caloris. Los wrinkle ridges aparecen marcados en blanco, los graben en negro y los escarpes en negro con borde blanco. El color representa regiones con distintas características espectrales. Esta imagen pertenece a Watters et al. (2009b).

esfuerzos de tipo compresivo que tienen como resultado una deformación horizontal que disminuye el área de la superficie, las fallas normales se generan por tracción y producen una extensión en la zona, y las fallas de desgarre se generan por esfuerzos que producen un movimiento en la horizontal de los bloques (ver **Figura 1.4**).

Las fallas se caracterizan por una serie de parámetros que definen su orientación, dimensiones y movimiento. En la **Figura 1.5** se señalan los parámetros que aparecerán de forma recurrente en esta tesis: longitud de la falla (L), profundidad (T), desplazamiento (D), ángulo de buzamiento (θ) y azimut (φ). El desplazamiento es la distancia que separa a un punto de su posición inicial tras producirse la fractura, el ángulo de buzamiento es el que forma el plano de la falla con la horizontal y el azimut (φ) es el ángulo que forma la falla con el Norte.

Se han encontrado tres tipos de estructuras distintas en Mercurio debidas a esfuerzos compresivos: *high-relief ridges*, *wrinkle ridges* y escarpes lobulados. Sobre estos últimos tratará el próximo apartado. Las estructuras que muestran una extensión de la corteza son muy escasas y están asociadas a cuencas de impacto, como la cuenca Caloris o la cuenca Raditladi.

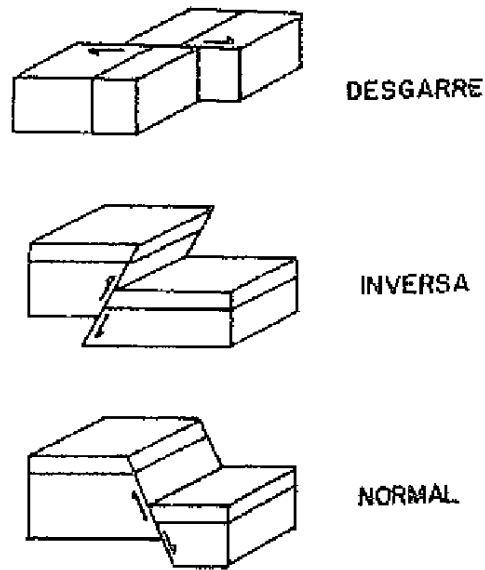


Figura 1.4: Esquema de falla de desgarre, inversa y normal.

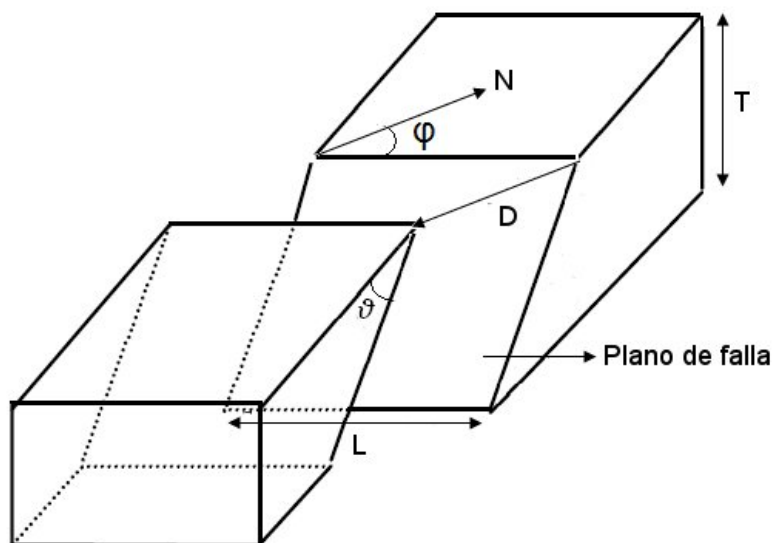


Figura 1.5: Parámetros de una falla. L y T indican la longitud y profundidad de la falla, D es el desplazamiento, θ representa el ángulo de buzamiento y φ es el azimut.

Los *high-relief ridges* son fallas inversas de perfil simétrico (**Figura 1.6**) y gran envergadura que se encuentran principalmente en las llanuras intercráter de Mercurio (Dzurisin, 1978; Melosh y McKinnon, 1988). Los *high-relief ridges* son estructuras poco abundantes que llegan a alcanzar alturas cercanas al kilómetro. Sin embargo, a pesar de su tamaño, es difícil detectarlos en las imágenes porque suelen ser estructuras muy anchas. En algunas ocasiones los *high-relief ridges* se convierten en escarpes lobulados, lo que sugiere que el origen de ambas estructuras está relacionado. Esta transición de

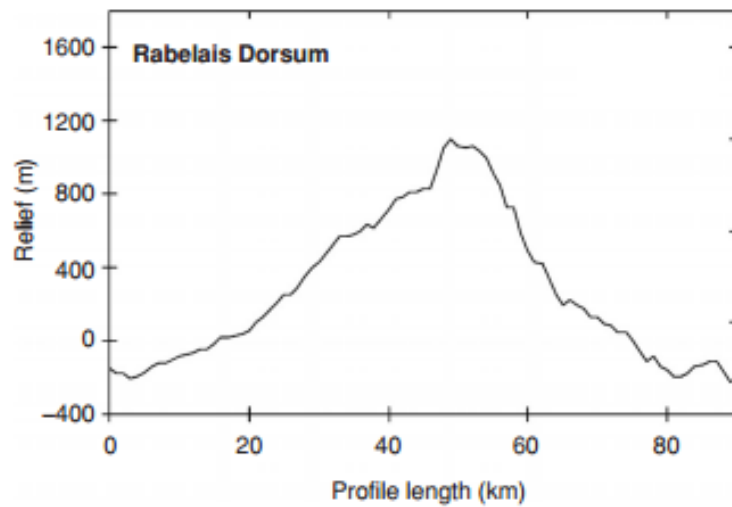


Figura 1.6: Perfil simétrico del high-relief ridge Rabelais Dorsum (Watters y Nimmo, 2010). Esta estructura está situada a 60°S , 62°E y mide unos 370 km de longitud. Perfil topográfico obtenido por estereoscopia por Watters et al. (2001).

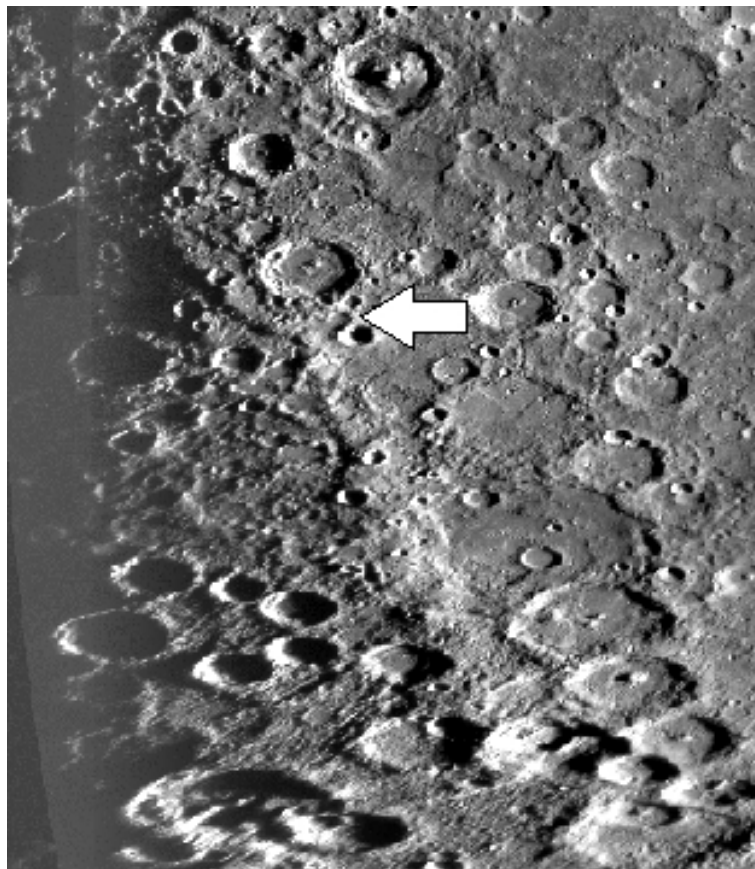


Figura 1.7: High-relief ridge con transición a escarpe lobulado en la zona norte. Esta estructura tiene una longitud de más de 1000 km en total. El mosaico, realizado con imágenes procedentes de MESSENGER, está centrado a unos 55°S , 103°E , en proyección simple cilíndrica y con una resolución de 13 px/grado. La flecha señala la transición.

high-relief ridge a escarpe lobulado se interpreta como un cambio de buzamiento en la

falla asociada, de manera que los *high-relief ridges* podrían consistir en fallas inversas con ángulo de buzamiento superior a 45° , mientras que los escarpes serían fallas inversas con un menor ángulo de buzamiento (Watters y Nimmo, 2010). En la **Figura 1.7** se muestra un *high-relief ridge* observado por la nave MESSENGER que se transforma en un escarpe lobulado (Watters et al., 2009a). Está situado a unos 54°S , 107°E , tiene más de 600 km de longitud y se transforma en un escarpe de 400 km .

Los *wrinkle ridges* suelen estar formados por dos estructuras: un arco ancho y de bajo relieve, y un *ridge* superpuesto, aunque no siempre aparecen las dos estructuras a la vez (Watters y Nimmo, 2010). La **Figura 1.8** muestra el perfil topográfico de un *wrinkle ridge*. Estas estructuras se forman en las llanuras suaves, se generan por esfuerzos compresivos que producen deformación mediante un mecanismo que involucra pliegues y fallas y están asociados a la estratificación vertical de la zona (Schultz, 2000). Algunos estudios los relacionan con fallas lítricas (Watters, 2004). Estas estructuras no alcanzan el kilómetro de altura, pero pueden superar los 100 km de longitud. A veces se presentan en forma de anillos cubriendo cráteres de impacto que fueron enterrados por la lava que formó la llanura. La **Figura 1.9** muestra *wrinkle ridges* lineales y en forma de anillo.

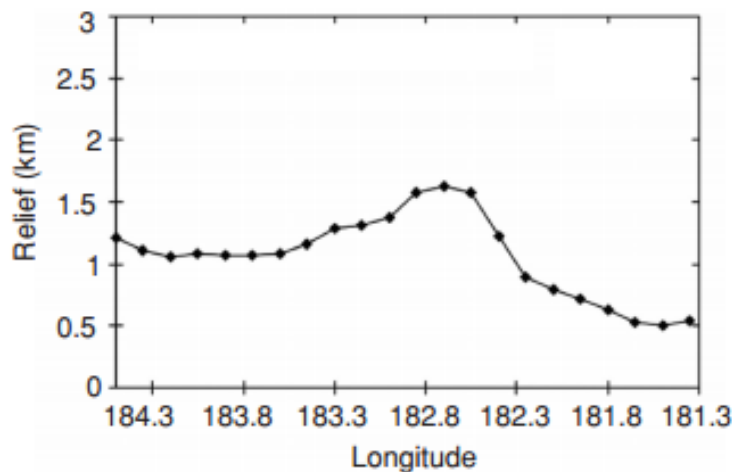


Figura 1.8: Perfil de un *wrinkle ridge* situado a unos 9°N , 183°W (Watters y Nimmo, 2010). Mide alrededor de 730 m de altura y 35 km de longitud. Perfil topográfico obtenido por Harmon et al. (1986) mediante datos procedentes de la antena de Arecibo.

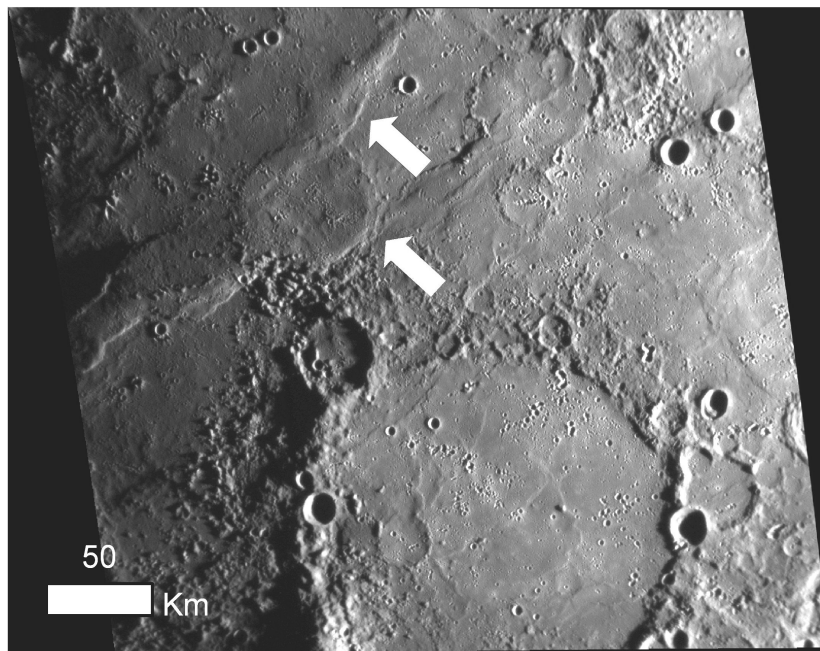


Figura 1.9: Wrinkle ridges señalados por flechas en una llanura suave situada a unos 10°N , 98°E . Imagen CN0108826972M_RA_1 tomada por MESSENGER. Proyección sinusoidal.

1.3. Escarpes lobulados.

Esta tesis se centra en el estudio de un conjunto de escarpes lobulados con la intención de obtener el flujo térmico en la superficie y los perfiles de temperatura en la región frágil de la litosfera en el momento de formación de los escarpes. Los escarpes constituyen las estructuras tectónicas más relevantes existentes en Mercurio (Solomon et al., 2008). Su morfología y, sobre todo, la deformación producida en su intersección con otras estructuras indican que los escarpes constituyen la expresión en superficie de fallas inversas (Strom et al., 1975; Cordell y Strom, 1977) (**Figura 1.10**). Estas fallas se distribuyen por toda la superficie de Mercurio (Solomon et al., 2008; Watters et al., 2009a) y su origen se atribuye principalmente a los esfuerzos compresivos generados por el enfriamiento del planeta, aunque otros procesos, como las mareas, las tensiones originadas durante la formación de la cuenca Caloris o la convección en el manto, también pueden influir en la distribución espacial y temporal de los escarpes (Strom et al., 1975; Cordell y Strom, 1977; Melosh y Dzurisin, 1978; Pechmann y Melosh, 1979; Melosh y McKinnon, 1988; Watters et al., 2004; King, 2008; Dombard y Hauck, 2008; Watters y Nimmo, 2010).

Los escarpes son estructuras arqueadas o rectas que presentan un perfil asimétrico en su sección transversal (**Figura 1.11**): una de sus pendientes es muy pronunciada, mientras que la otra presenta un desnivel suave (Strom et al., 1975; Cordell y Strom, 1977). Su longitud suele ser de varios cientos de kilómetros y pueden elevarse hasta alcanzar el kilómetro de altura. Así, el Beagle Rupes (**Figura 1.12**), el escarpe más grande

encontrado hasta ahora en Mercurio, tiene una longitud de más de 600 *km* y un relieve aproximado de 1 *km* (Solomon et al., 2008). El Discovery Rupes, el escarpe más grande encontrado por la nave Mariner 10 (**Figura 1.13**), presenta unas características similares, alcanza una altura máxima de 1.5 *km* y una longitud de unos 550 *km* (Watters et al., 1997).



Figura 1.10: El escarpe Vostock (130 *km* de longitud) deforma el cráter Guido d'Arezzo. Tras la deformación el cráter adopta una forma ovalada. La diferencia entre el diámetro inicial del cráter y el diámetro del eje menor tras la formación del escarpe muestra que la deformación acorta en unos 10 *km* el diámetro original del cráter. Imagen 0528858 tomada por Mariner 10.

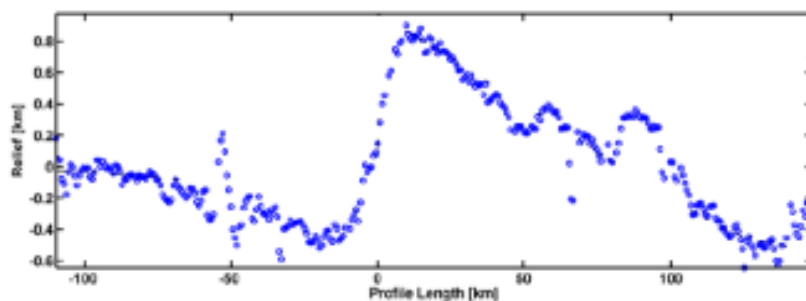


Figura 1.11: Perfil topográfico asimétrico de un escarpe lobulado obtenido mediante datos proporcionados por el altímetro láser MLA (Ritzer et al., 2010)

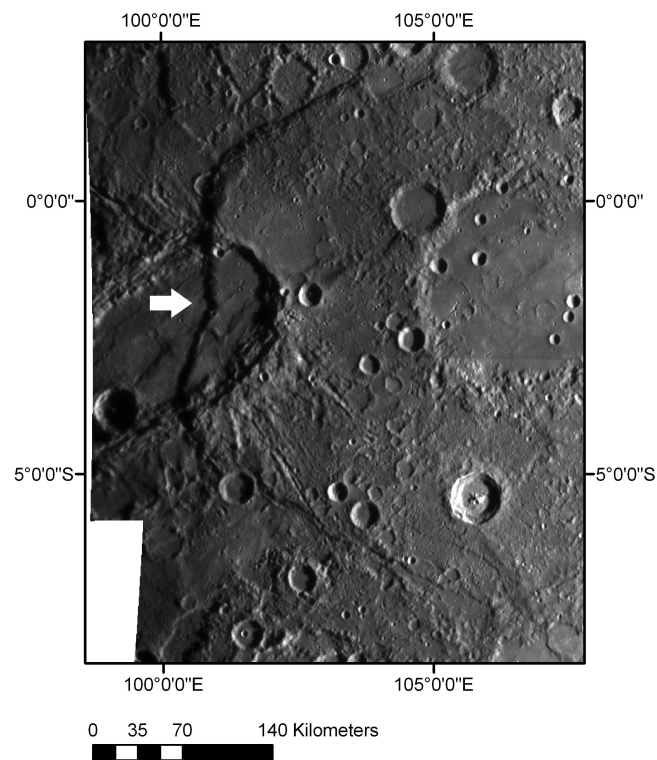


Figura 1.12: Beagle Rupes. Imágenes CN0108828411M_RA_1 y CN0108828359M_RA_1 de la misión MESSENGER. Resolución de 500 m/px. El escarpe Beagle Rupes, señalado por la flecha, tiene una longitud superior a los 600 km y una altura máxima de 1.5 km. El escarpe deforma a su paso las paredes del cráter Sveinsdóttir, una de las estructuras más grandes intersectada por un escarpe. En el interior del cráter pueden observarse wrinkle ridges deformando la llanura suave que ocupa el fondo.

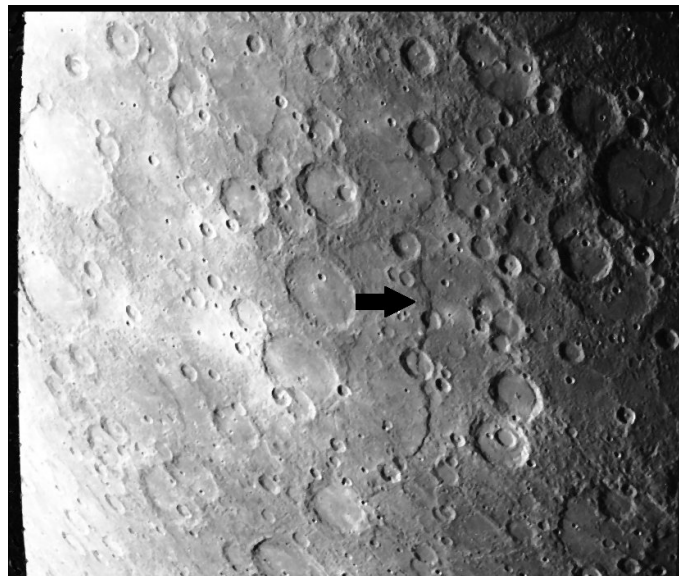


Figura 1.13: Discovery Rupes visto por Mariner 10. Imagen número 0027216 de 1 km de resolución y centrada en 55° S, 38° W.

Los escarpes se han datado mediante las relaciones de corte con otras estructuras que pueden inferirse a partir de las imágenes tomadas por las naves Mariner 10 y MES-

SENGER. No se han encontrado llanuras intercráter superpuestas a escarpes lobulados, por lo que la formación de escarpes tuvo lugar después de que éstas se establecieran en el periodo pre-Tolstojan. Las relaciones de corte entre escarpes y llanuras suaves indican que la formación de escarpes lobulados coincidió con la formación de estas llanuras y continuó después de que éstas se establecieran (Solomon et al., 2008), por tanto, los escarpes se formaron principalmente hace entre 3200 y 4000 *Ma* (e.g., Tanaka y Hartmann, 2008), en los periodos Tolstojan y Calorian (Solomon et al., 2008; Watters y Nimmo, 2010). Recientemente, Banks et al. (2012) encontraron pequeños escarpes que cruzaban cráteres jóvenes y llegaron a la conclusión de que existen escarpes recientes y de pequeña escala (algunas decenas de kilómetros de longitud) que se formaron en el Kuiperian. Este descubrimiento apunta a que el planeta se contrajo durante un periodo de tiempo más largo de lo que se pensaba en un principio.

1.3.1. Distribución y orientación de los escarpes.

La distribución de los escarpes y la deformación que producen aportan información que permite explicar su origen y desarrollar modelos de historia térmica. La distribución y orientación de los escarpes han sido objeto de controversia durante años. Los resultados de los primeros estudios realizados a partir de las imágenes de Mariner 10 parecían indicar una distribución y orientación aleatoria de estas estructuras, sin un patrón claramente visible, lo que sugería un modelo simple de contracción del planeta como posible origen de los escarpes. En la actualidad, el conjunto de las imágenes proporcionadas por las naves Mariner 10 y MESSENGER muestran una distribución espacial no uniforme, con un mayor número de escarpes en el hemisferio sur (Watters et al., 2009a, 2004). Aunque estos resultados son aún preliminares y pueden verse afectados por las condiciones de iluminación en las que se tomaron las imágenes, la distribución y orientación no uniforme de los escarpes es ampliamente aceptada y el patrón de escarpes se justifica mediante la combinación de distintos elementos: contracción térmica, efecto de las mareas producidas por la disminución de la velocidad de rotación del planeta, convección del manto, efectos a escala regional. . .

Strom et al. (1975) realizaron uno de los primeros trabajos sobre la distribución y orientación de los escarpes en Mercurio. Según estos autores los escarpes se distribuyen de forma uniforme en la región fotografiada por Mariner 10 en el primer *flyby*. En este trabajo se concluye que muchos de los escarpes en la región captada por la nave Mariner 10 en su primera aproximación a Mercurio parecen tener trazas orientadas en dirección NS y un 70% miran hacia el este. La región conocida como *terreno extraño* y la zona situada al norte de la misma parecen tener un menor número de escarpes. También se observa una escasez de estructuras al sur de la región de aproximación de la nave, donde la traza de los escarpes se orienta mayoritariamente en la dirección NE. Estas observaciones insinúan una orientación y distribución no uniforme. Sin embargo, los autores las justifican mediante la baja resolución espacial y las adversas condiciones de iluminación en las que fueron captadas las imágenes. Un ángulo de incidencia de la luz solar muy pequeño respecto al cénit dificulta la detección de estructuras tectónicas. Las

condiciones de iluminación más favorables para este propósito se obtienen para ángulos de incidencia de la luz superiores a 50° .

Cordell y Strom (1977) realizaron un trabajo sobre la distribución y orientación de los escarpes en Mercurio a partir de las imágenes adquiridas por Mariner 10 y también concluyeron que se distribuían y orientaban de modo uniforme. En su estudio incluyeron unos 140 escarpes situados entre el polo sur y los 60°N . Su análisis sobre la distribución de los escarpes afirma que el número típico de escarpes por cada 10^6 km^2 está entre 7 y 10, excepto en las antípodas de la cuenca Caloris, donde hay una escasez de escarpes que achacan a la formación del *terreno extraño*. Los escarpes situados entre el polo sur y los 60°N no muestran una orientación privilegiada estadísticamente significativa aunque aparecen tres direcciones con mayor frecuencia: 45°NW , 5°NW y 35°NE . Los autores también hicieron un estudio por latitudes, ya que los modelos de evolución que tienen en cuenta una disminución en la velocidad de rotación del planeta predicen direcciones distintas en los escarpes según la latitud. En este caso tampoco encontraron direcciones privilegiadas, aunque en latitudes comprendidas entre 40°N - 40°S se detectó una ausencia de escarpes con orientaciones formando más de 50° con el N y que puede ser debida a condiciones de iluminación no favorables para el estudio de estructuras tectónicas. Los resultados obtenidos llevan a los autores a apoyar un modelo de contracción pura, que daría lugar a fallas inversas sin orientación privilegiada.

Los estudios realizados posteriormente apoyan la existencia de direcciones privilegiadas en la orientación de los escarpes, aunque todos los autores coinciden en señalar la influencia de la iluminación en los resultados.

Melosh y Dzurisin (1978) analizaron la orientación de escarpes rectilíneos y *ridges*. Según sus resultados, mostrados en la (Figura 1.14), estas estructuras están menos desarrolladas en las regiones cercanas al polo sur, aunque esta característica podría ser, de nuevo, debida a las desfavorables condiciones de iluminación. Entre los 20°N y 20°S prevalecen las orientaciones $\text{N}(40^\circ\text{-}70^\circ)\text{W}$ y $\text{N}(40^\circ\text{-}60^\circ)\text{E}$, además, se observa una orientación secundaria NS. Entre los 20°S y 50°S la dirección principal es $\text{N}(30^\circ\text{-}60^\circ)\text{W}$. También se aprecian orientaciones NE y NS, pero en menor número. Las estructuras situadas entre 50°S y 70°S se orientan principalmente entre $\text{N}(20^\circ\text{-}60^\circ)\text{W}$. La dirección NE es la más escasa en estas latitudes y en esta región aparecen las únicas estructuras con dirección EW. Los autores estudiaron aparte los escarpes arqueados y encontraron una orientación privilegiada a $\pm 45^\circ\text{NS}$, aunque reconocen que la estadística es pobre y que la iluminación puede modificar los resultados.

Watters et al. (2004) realizaron un estudio análogo al anterior a partir de las imágenes obtenidas por la nave Mariner 10. En él incluyeron 82 escarpes lobulados y 8 *ridges*. Estos autores calculan los kilómetros de escarpe acumulados en intervalos de 20° de latitud por cada 10^6 km^2 . Sus resultados muestran un mayor número de kilómetros de escarpe por debajo de los 30°S , con un máximo entre los 50°S y el polo sur. En el hemisferio norte observaron una disminución de los kilómetros escarpados, con excepción de la región situada entre los 70°N y 90°N . Las condiciones de iluminación introducen

desviaciones en los resultados; se observa que el 82% de las estructuras tectónicas tienen lugar en regiones en las que el ángulo de incidencia de la luz solar es superior a 50° . También se observó una escasez de estructuras en aquellas zonas en las que la luz incide perpendicularmente. Para evitar estos errores, los autores eliminaron las regiones con peores condiciones de iluminación. La superficie estudiada quedó entonces en un 23% de la total. En este caso se observa un aumento de la longitud escarpada en el ecuador y en las latitudes medias del hemisferio norte, pero la distribución continuó siendo no uniforme (**Figura 1.15**). Para estudiar la orientación de los escarpes, los autores clasificaron segmentos de más de 5 km de longitud según su orientación. Como en el caso de Cordell y Strom (1977), obtuvieron una mayoría de segmentos con orientaciones entre $\pm 50^\circ$ NS (**Figura 1.16**) y comprobaron que este resultado no varía al tener en cuenta las condiciones de iluminación. Los autores concluyen que la distribución y orientación de los escarpes no es uniforme y, por lo tanto, el modelo de contracción térmica no es suficiente para explicar el patrón encontrado, sino que es necesario tener en cuenta otros procesos, como la convección en el manto y las tensiones a escala regional.

Las imágenes captadas por la nave MESSENGER confirman que las fallas inversas son las estructuras que predominan en Mercurio (Solomon et al., 2008; Watters et al., 2009a) y, por lo tanto, conciden en este punto con las conclusiones ya obtenidas a través de las imágenes tomadas por Mariner 10. MESSENGER ha realizado imágenes en zonas ya fotografiadas por la nave Mariner 10 con distinta resolución espacial y diferentes condiciones de iluminación. Las nuevas imágenes han permitido detectar estructuras que no eran visibles en las imágenes procedentes de la nave Mariner 10 subrayando la importancia de la iluminación en la detección de estructuras. Watters et al. (2009a) realizaron unos breves comentarios sobre la distribución de escarpes tras combinar las imágenes procedentes del primer sobrevuelo de MESSENGER con las de Mariner 10. Estos autores infieren que los escarpes no se distribuyen de forma homogénea. Detectan bandas longitudinales en las que se aprecia una ausencia de estructuras, aunque estas bandas se corresponden claramente con zonas de iluminación desfavorable. Su análisis encuentra una asimetría entre los hemisferios norte y sur: el número de estructuras en el hemisferio sur es mayor y aquí se sitúan los escarpes más importantes. Esta diferencia entre hemisferios podría ser debida a la iluminación. Sin embargo, ésta apenas varía en las imágenes de MESSENGER de ambos hemisferios. Los comentarios realizados por estos autores no parecen tener detrás un análisis estadístico riguroso como el realizado por Watters et al. (2004), por lo que aún carecemos de un estudio de la distribución y orientación de los escarpes en el que se incluyan los datos de MESSENGER.

1.3.2. Relación desplazamiento-longitud y contracción del planeta.

La relación desplazamiento-longitud existente en las fallas se ha utilizado en varios trabajos para estimar la disminución del radio debida a la contracción del planeta. El modo en el que un planeta se contrae, la disminución de su superficie y el tiempo en el que se produce esa disminución proporcionan información que resulta imprescindible a

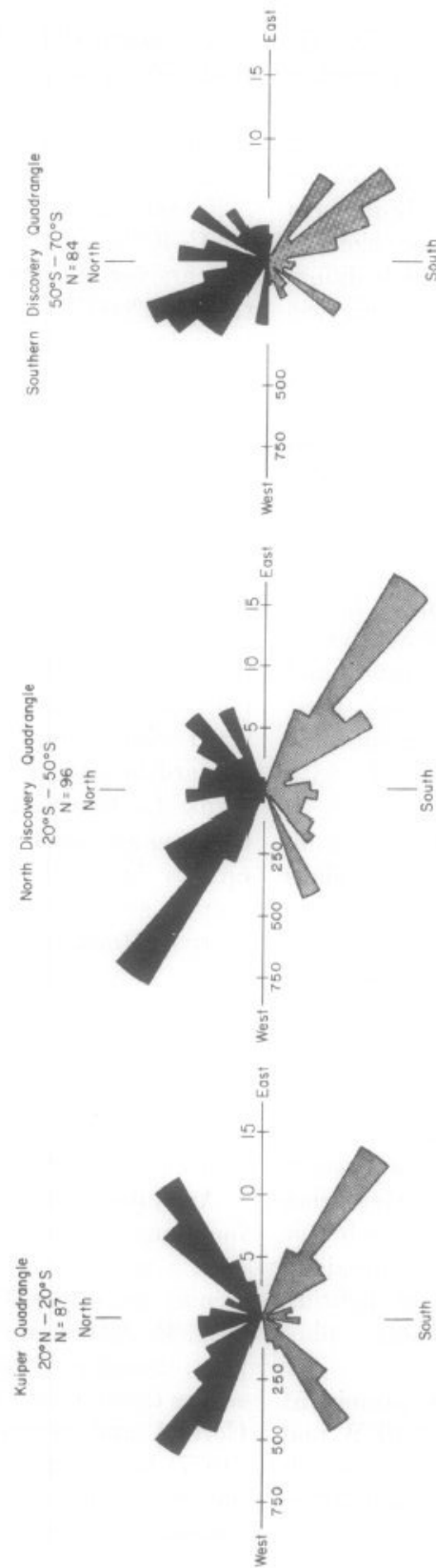


Figura 1.14: Imagen en la que se muestra los diagramas frecuencia-azimut de los escarpes y ridges en las distintas latitudes. La parte superior indica el número total de estructuras en bandas de 10° de azimut y la parte inferior muestra la longitud total en kilómetros que suman las estructuras de cada banda (Melosh y Dzurisin, 1978).

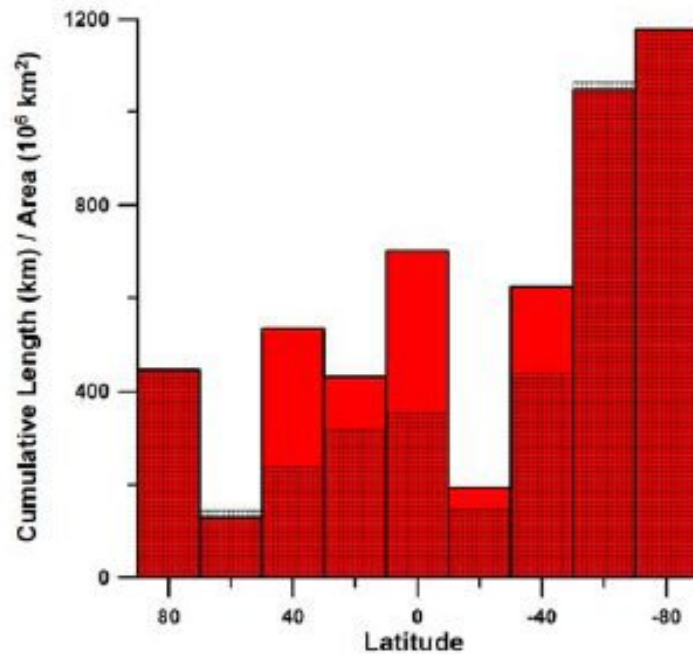


Figura 1.15: Distribución espacial de escarpes lobulados y high-relief ridges según la latitud (Watters et al., 2004). En rojo se muestra el resultado eliminando las regiones con condiciones de iluminación desfavorables. La parte sombreada indica los resultados obtenidos sin eliminar estas regiones.

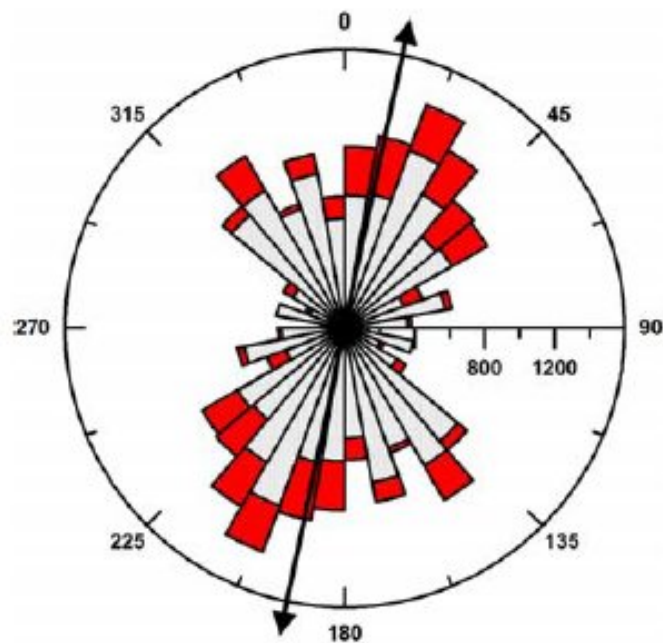


Figura 1.16: Distribución de orientaciones de escarpes lobulados y high-relief ridges (Watters et al., 2004). En gris se muestra la distribución teniendo en cuenta toda la superficie y en rojo se muestra la distribución eliminando aquellas zonas con peor iluminación. La flecha negra indica la dirección media. Los resultados están pesados para tener en cuenta la longitud de las estructuras. El eje horizontal indica kilómetros acumulados de estructura.

la hora de obtener un modelo térmico (Solomon, 1976, 1977, 1978, 1979; Schubert et al., 1988; Hauck et al., 2004).

Estudios realizados en fallas formadas sobre la superficie de la Tierra muestran que existe una relación entre el desplazamiento máximo de una falla (D) y su longitud (L) que es del tipo $D = cL^n$, donde c es una constante que depende de las propiedades del material y n es mayor que 1 (Walsh, 1988; Cowie, 1992; Cartwright, 1995; Schultz, 1997, 1999; Watters y Robinson, 1999; Watters et al., 1997). Si las fallas se forman en regiones en las que el tipo de roca es uniforme, la relación D - L puede considerarse lineal (Cowie, 1992): $D = \gamma L$, con γ siendo una constante que depende del tipo de roca y del escenario tectónico. Esta relación se mantiene para todos los tipos de falla en una amplia variedad de escenarios tectónicos y para un amplio intervalo de longitudes. En la Tierra el valor típico de γ varía entre 1 y 10^{-3} (Cowie, 1992), aunque existen diversas causas que producen dispersión en la relación D - L , como pueden ser la intersección entre fallas, segmentación, incertidumbres al determinar el ángulo de buzamiento o el desplazamiento máximo, etc. (Cartwright, 1995; Schultz, 2009). Estudios realizados en otros planetas muestran que la relación D - L también existe fuera de la Tierra (Schultz, 1996, 1997, 1999; Watters et al., 1997, 2000; Watters y Robinson, 1999; Schultz, 2009).

El desplazamiento máximo en una falla puede obtenerse a partir del relieve topográfico de la misma (h) y del ángulo de buzamiento θ (**Figura 1.17**) a partir de la relación:

$$D = \frac{h}{\sin \theta}. \quad (1.1)$$

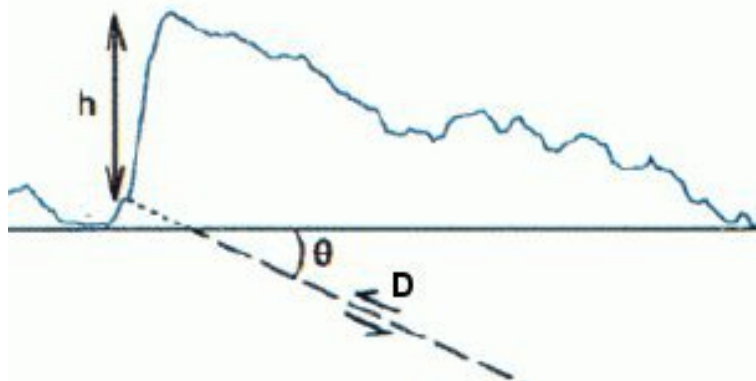


Figura 1.17: El desplazamiento (D) se puede calcular a partir del ángulo de buzamiento (θ) y del relieve (h). El perfil de la falla se corresponde con el perfil del Amenthes Rupes (Watters et al., 2000).

El problema fundamental a la hora de estimar el desplazamiento en una falla se encuentra en la necesidad de asumir el ángulo de buzamiento. Aunque en la naturaleza encontramos un amplio intervalo de ángulos de buzamiento dependiendo de las propiedades del material y del escenario tectónico, el ángulo θ puede estimarse a partir del coeficiente de fricción estático (f_s). El ángulo θ que hace mínimo el esfuerzo aplicado necesario para producir una falla inversa viene dado por la relación (Turcotte y Schubert,

2002);

$$\tan 2\theta = \frac{1}{f_s}. \quad (1.2)$$

Medidas de laboratorio proporcionan un valor típico para f_s de unos 0.85 (Turcotte y Schubert, 2002), por lo que el ángulo óptimo de buzamiento en una falla inversa estaría alrededor de 25° . Varios autores han utilizado estas relaciones para obtener el valor de γ en las fallas situadas en Mercurio.

La disminución en el radio del planeta se ha calculado en distintos trabajos a partir de la deformación reflejada por los escarpes utilizando el valor de γ o sustituyéndolo por valores medios de los parámetros involucrados.

Strom et al. (1975) calculó la reducción del radio utilizando los escarpes contenidos en las imágenes proporcionadas por la nave Mariner 10 a partir de valores medios de h y θ . Estos autores hallaron la disminución del área de la superficie debida a la deformación reflejada por los escarpes mediante el producto $hL/\tan\theta$. En este trabajo usaron un relieve medio (h) de 1 *km* basándose en medidas de sombra, ángulos de buzamiento entre 25° y 45° , y una longitud total de escarpe de 15150 *km*. Asumiendo que la región era representativa del resto del planeta estimaron una disminución en el radio de 1-2 *km*.

Los estudios realizados con posterioridad obtienen resultados más bajos. Watters et al. (1997) calcularon una disminución ≤ 1 *km* haciendo uso de un procedimiento similar al usado por Strom et al. (1975). Utilizando fotoclinometría y estereoscopía hallaron que la altura máxima en los escarpes fotografiados por Mariner 10 está entre 0.1 y 1.5 *km*, valores más pequeños que los considerados por Strom et al. (1975). Los cálculos se realizaron tomando un valor medio de 0.5 *km* en el desplazamiento vertical, de 25° para el ángulo de buzamiento y una longitud total de 15150 *km*.

Watters et al. (2000) calcularon el valor de γ a partir de los valores de topografía obtenidos por fotoclinometría y estereoscopía en nueve escarpes fotografiados por Mariner 10. Estos autores tomaron un valor medio de θ de 25° basándose en valores típicos de f_s obtenidos mediante medidas de laboratorio, ángulos de buzamiento observados en la naturaleza para fallas inversas y en el ángulo de buzamiento obtenido por modelos elásticos de dislocación para el Discovery Rupes. El desplazamiento D que obtuvieron a partir del relieve y considerando θ de 25° varía entre 0.29 y 1.95 *km*. El valor de γ se calculó mediante un ajuste de mínimos cuadrados en los datos $D-L$ y el resultado fue de $6,5 \pm 3,2 \times 10^{-3}$. Basándose en este trabajo, Watters y Nimmo (2010) volvieron a calcular γ usando valores de θ entre 25° - 35° . Obtuvieron un resultado entre $6,0 \times 10^{-3}$ y $8,1 \times 10^{-3}$ que utilizaron junto con la longitud de 82 escarpes digitalizados por Watters et al. (2004) en las imágenes de Mariner 10 para calcular la disminución en el radio, que fue de 0.43-0.64 *km*. Este valor es compatible con el obtenido por Watters et al. (1997), pero ninguno de estos trabajos incluyen la información aportada por las imágenes de MESSENGER.

Las imágenes adquiridas por la nave MESSENGER confirmaron que el número de escarpes fotografiados por Mariner 10 era inferior al realmente existente debido a las

adversas condiciones de iluminación en las Mariner 10 tomó las imágenes. Al incluir los nuevos escarpes, Solomon et al. (2008) estimó que la contracción del planeta es un tercio superior al encontrado por Watters et al. (1997). Sus resultados coinciden con los obtenidos por Watters et al. (2009a). Estos últimos autores calcularon la deformación partiendo de la longitud de 72 escarpes encontrados en la región fotografiada por primera vez por MESSENGER y tomando el valor de γ obtenido por Watters y Nimmo (2010). La disminución del radio que hallaron está entre 0.6 y 0.9 *km* asumiendo un θ entre 25°-35°. Este valor sigue considerándose un mínimo, ya que las imágenes de MESSENGER tampoco se tomaron en condiciones de iluminación óptimas. Además, los nuevos datos muestran un desarrollo complejo de los escarpes, por lo que la deformación que acomodan está afectada por procesos distintos a la contracción del planeta. Esta circunstancia aumenta la incertidumbre en los resultados sobre la disminución del radio (Ruiz et al., 2012).

Ningún modelo de historia térmica reproduce una disminución tan pequeña del radio como la encontrada por los artículos más recientes. Los modelos suelen asumir una disminución en el radio de 1-2 *km* como la más probable amparándose en que el número de escarpes detectados es menor que el realmente existente debido a las adversas condiciones de iluminación.

1.4. Flujo de calor y modelos de historia térmica.

Existe una relación estrecha entre el flujo de calor y los modelos de historia térmica. Estos modelos, además de predecir el flujo de calor a lo largo de la evolución del planeta, deben obtener resultados compatibles con las observaciones realizadas sobre el campo magnético, la estructura interna, la composición y la deformación reflejada en la superficie. Por otro lado, en un proceso de retroalimentación, estas mismas observaciones sirven a su vez como punto de partida para establecer las hipótesis y procesos que van a ser utilizados para construir el modelo. La mayoría de las estimaciones de flujo térmico en Mercurio proceden de los resultados arrojados por los modelos térmicos. El trabajo recogido en esta tesis proporciona información sobre flujos de calor en superficie y temperaturas utilizando un procedimiento distinto al usado por estos modelos. Comparar los resultados obtenidos utilizando los dos métodos mejorará nuestro conocimiento sobre la historia térmica del planeta.

Watters et al. (2002) calculó el flujo de calor en la superficie siguiendo un proceso muy parecido al nuestro. En este trabajo se analizó la geometría del escarpe Discovery Rupes y se obtuvo una profundidad de falla de 35-40 *km*. Por analogía con la Tierra, asumieron que la temperatura a esa profundidad era de 300-600 °C y calcularon el flujo de calor en superficie tomando la temperatura media de la superficie de Mercurio y despreciando las fuentes radiactivas. Los autores hallaron un flujo térmico en la superficie de entre 10 y 43 $mW m^{-2}$ en el momento en el que se formó el Discovery Rupes. Para encontrar más estimaciones sobre el flujo térmico en la superficie de Mercurio hay que recurrir a los modelos de historia térmica.

Como se ha visto en el apartado anterior, la deformación producida por las fallas inversas muestra que el radio del planeta se redujo en, al menos, 1-2 *km* durante el periodo de formación de los escarpes. Esta reducción, la presencia de un campo magnético, la composición y las observaciones sobre la estructura interna del planeta constituyen importantes condiciones con las que los modelos de historia térmica deben ser consistentes.

A partir de la reducción del tamaño del planeta podemos inferir algunas propiedades del núcleo. El papel que desempeña el núcleo en la contracción del planeta es muy relevante, sobre todo en un planeta en el que el núcleo tiene un tamaño tan importante. El cambio de fase que supone la solidificación de un núcleo interno tiene consecuencias significativas en la disminución del tamaño del planeta. Por ejemplo, si el núcleo de Mercurio estuviese compuesto sólo por *Fe*, el enfriamiento y la completa solidificación del mismo hubieran supuesto una reducción en la longitud del radio de 17 *km*. Este valor sería aún mayor si en el núcleo interno estuviera presente algún elemento ligero como *S* o *Ni* (Hauck et al., 2004). Los estudios de la libración del planeta y del campo magnético indican la presencia de un núcleo externo líquido, por lo que debe existir en el núcleo algún elemento que haya impedido su total solidificación. La opción con la que trabajan los modelos supone que este elemento es azufre y lo incluyen en cantidades que son acotadas a partir de la disminución del radio.

Además del núcleo, existen otros factores que intervienen en el proceso de enfriamiento y en la contracción del planeta. Las propiedades reológicas del manto y la distribución y concentración de elementos radiactivos desempeñan una función importante. Los modelos de historia térmica realizados hasta la fecha trabajaban principalmente con tres escenarios distintos de formación que son compatibles con la elevada densidad del planeta (e.g., Hauck et al., 2004) y que serán mencionados con cierta frecuencia en esta memoria. Cada escenario considera distintas concentraciones de elementos radiactivos y proporciona distintas composiciones en la parte silicatada del planeta. En un escenario de condensación las partículas de *Fe* y de silicatos se separan en el proceso de acreción, el *Fe* se hunde al ser más pesado y el planeta queda enriquecido en este elemento. En este escenario la concentración de *K* es despreciable y las abundancias de *U* y *Th* son parecidas a las del manto superior terrestre (30 *ppb* y 120 *ppb*). Un segundo escenario supone que parte de la capa exterior de silicatos se evapora por causa de un aumento de temperatura en la vecindad del Sol. En este caso obtendríamos una composición rica en *Th* (400 *ppb*) con cantidades despreciables de *U* y *K*. Finalmente, la elevada densidad del planeta también puede explicarse si asumimos que un gran impacto hizo que se desprendiera la parte externa silicatada del planeta. Este escenario proporcionaría unas concentraciones de elementos radiactivos parecidas a las halladas en las condritas; 8 *ppb* para el *U*, 30 *ppb* para el *Th* y 550 *ppm* para el *K*.

La mayoría de los modelos de evolución recientes toman elementos del modelo de Hauck et al. (2004). Los resultados obtenidos por estos autores muestran que los modelos que mejor reproducen las condiciones observadas por Mariner 10 poseen un contenido en *S* en el núcleo de 6.5-7.5 wt%, una reología en el manto típica del olivino deshidratado y una abundancia de elementos radiactivos correspondiente a un escenario

de evaporización. Hauck et al. (2004) predicen en la actualidad un flujo en la superficie de 15 mW m^{-2} y de $20\text{-}30 \text{ mW m}^{-2}$ en el periodo de formación de los escarpes. Grott et al. (2011) implementaron un modelo en el que incluyeron una capa de megaregolito y algunas de las observaciones de MESSENGER. Estos autores también proporcionan un valor de 15 mW m^{-2} para el flujo térmico actual y de $22\text{-}25 \text{ mW m}^{-2}$ cuando se formaron los escarpes. Existen modelos realizados por otros autores que obtienen flujos térmicos similares (e.g., Redmond y King, 2007; Schubert et al., 1988; Williams et al., 2011¹). Sin embargo, los modelos de historia térmica realizados hasta la fecha deberán ser revisados, ya que los datos obtenidos a través de MESSENGER aportan información sobre la estructura interna, composición y formación de la corteza que deberá tenerse en cuenta. Estos datos llegan, en algunas ocasiones, a contradecir algunas de las hipótesis de partida de estos modelos. Por ejemplo, en contra de lo que se pensaba hasta ahora, los datos adquiridos por MESSENGER indican que Mercurio tiene una corteza distinta a la de la Luna. La corteza de Mercurio es de origen volcánico con relaciones Al/Si y Ca/Si mucho más bajas que en la Luna y una relación Mg/Si más alta, en este sentido se parece a los mares de la Luna, pero las concentraciones de Fe y Ti son muy bajas en Mercurio, mientras que la concentración de S es muy alta. El instrumento *Gamma-Ray Spectrometer* (GRS) ha proporcionado recientemente las primeras concentraciones de elementos radiactivos medidas en la superficie. Se han encontrado abundancias de Th , K y U de $220\pm 60 \text{ ppb}$, $1150\pm 220 \text{ ppm}$ y $90\pm 20 \text{ ppb}$ respectivamente (Peplowski et al., 2011). Estos resultados muestran una concentración de K , que es un elemento moderadamente volátil, en relación a las concentraciones de U y Th parecida a las encontradas en la Tierra y Marte. Además, en la superficie se han encontrado evidencias de erupciones volcánicas que apuntan a que el magma tiene un alto contenido en volátiles. Estas concentraciones altas de volátiles son incompatibles con escenarios que supongan una elevada temperatura durante un periodo sostenido de tiempo y son especialmente contrarias a un escenario de evaporación. Además, los datos adquiridos tras el primer año en órbita de MESSENGER indican la existencia de una parte líquida en el núcleo y de una capa con una densidad muy elevada que lo recubre. Esta elevada densidad no es compatible con la baja concentración de Fe , Ti y Al halladas en la superficie (Smith et al., 2012) y que descartan un manto formado por materiales muy densos. Una posibilidad para explicar la alta densidad encontrada es que exista una capa silicatada rica en Fe que no haya participado de forma importante en la generación de la corteza. Por otro lado, las condiciones reductoras en las que se formó Mercurio podrían haber favorecido la formación de una capa sólida de FeS encima del núcleo líquido. Estos resultados tienen importantes implicaciones en el estado térmico y deberán incluirse en futuros modelos de historia térmica.

¹En Williams et al. (2011) sólo se publican valores de temperatura. Los flujos térmicos en superficie se proporcionan en el Capítulo 3 y se obtuvieron a través de una comunicación personal.

Capítulo 2

Características y procesado de las imágenes

El grueso de la información que tenemos sobre Mercurio procede de las imágenes realizadas por las misiones Mariner 10 y MESSENGER. Estas imágenes han sido indispensables en el desarrollo de la tesis. El estudio de la superficie del planeta a través de las imágenes constituyó una primera etapa en la investigación llevada a cabo y, tras su integración en un sistema de información geográfica (SIG de aquí en adelante), permitieron obtener características clave de los escarpes que sirven de punto de partida en el estudio del flujo térmico.

El estudio del flujo térmico en la superficie del planeta a partir de los escarpes lobulados requiere conocer la profundidad alcanzada por las fallas asociadas a los escarpes. Esta profundidad se obtiene modelando la falla mediante un procedimiento directo y utilizando la teoría de la dislocación (Nahm y Kring, 2011; Watters et al., 2002). Hasta ahora, este método necesitaba perfiles topográficos perpendiculares a la falla como punto de partida. Sin embargo, en Mercurio, los datos sobre topografía son escasos, ya que los datos topográficos obtenidos por el altímetro láser MLA que forma parte de la nave MESSENGER aún se encuentran dentro del periodo de propiedad científica del equipo que construyó el instrumento. Los perfiles de topografía disponibles para los escarpes estudiados en esta tesis se generaron a través de datos de radar de Arecibo y no son perpendiculares a las estructuras. La integración en un SIG de las imágenes permitió utilizar estos perfiles, no perpendiculares a las fallas, para obtener la profundidad de falla correcta. Además, estas imágenes serán la base que permitirá realizar un futuro estudio sobre la distribución y orientación de los escarpes con los objetivos de aportar información sobre los procesos responsables de la formación de los escarpes y de estimar la contracción del planeta a partir de la deformación reflejada por estas estructuras.

Antes de incluir las imágenes tomadas por la nave MESSENGER en un SIG es necesario realizar una corrección geométrica debido al ángulo de visión con el que se realizaron las imágenes y una georreferenciación, que es el proceso por el que proporcionamos a las imágenes coordenadas geográficas o proyectadas en un sistema cartográfico de referencia. La corrección geométrica y la georreferenciación se llevan a cabo mediante un software para el procesado de imágenes procedentes de misiones a cuerpos pertenecientes al Sistema Solar llamado ISIS3 (Integrated System for Imagers and Spectrometers). Una

vez corregidas y georreferenciadas, las imágenes procedentes de la nave MESSENER son introducidas, junto con las imágenes tomadas por la nave Mariner 10, en un SIG comercializado por ESRI (Environmental Systems Research Institute) llamado ArcGIS.

En la primera parte de este capítulo se proporciona una visión general de los instrumentos que se utilizaron para tomar las imágenes y de las características de los datos disponibles. En una segunda parte se explica el proceso utilizado para corregir, georreferenciar e integrar los datos en el SIG.

2.1. Mariner 10.

Estudiar la geología de la superficie de Mercurio, conocer con exactitud el tamaño, forma y periodo de rotación del planeta, evaluar las propiedades fotométricas de la superficie y buscar posibles satélites y diferencias de color que hicieran pensar en un cambio en la composición constituían los objetivos principales de los dos telescopios que formaban parte de Mariner 10. Se trataba de dos telescopios del tipo Cassegrain, de 150 mm de diámetro, distancia focal de 1500 mm y campo de visión de 0,5°. Estas características los hacían apropiados para tomar imágenes de campo estrecho con elevada resolución espacial. Para adquirir imágenes de campo más amplio, se tuvo que acoplar un sistema óptico a ambos telescopios (62 mm de distancia focal). Cada cámara tomaba una imagen cada 42 segundos que se transmitía a la Tierra de forma inmediata.

Al finalizar la misión Mariner 10 había tomado más de 2000 imágenes de la superficie de Mercurio en los 3 *flybys* o sobrevuelos que llevó a cabo entre 1974 y 1975. Aunque las imágenes obtenidas en estos tres encuentros cubrieron el 45% de la superficie de Mercurio, sólo un 25% del mismo fue fotografiado bajo condiciones de iluminación favorables para el estudio geológico, es decir, con un ángulo de incidencia de la luz solar superior a 50° respecto al cenit. Las imágenes de estas zonas se pudieron tomar con una resolución espacial de entre 1.5 y 2.0 km, y en algunos puntos se alcanzaron los 100 m.

Las imágenes que Mariner 10 realizó en el primer encuentro se adquirieron en dos pasos: en su aproximación al planeta se tomaron imágenes de la mitad iluminada del hemisferio centrado en el meridiano 0° y, al alejarse del planeta, se fotografió la mitad iluminada del hemisferio centrado en el meridiano 180° (**Figuras 2.1a** y **2.1b**). Ambas regiones están separadas por un área que estaba situada en sombra cuando pasó la nave. En este encuentro se obtuvieron imágenes en color de resolución moderada (3-20 km) y en blanco y negro de alta resolución (sobre 1 km).

En el segundo *flyby* se fotografió el hemisferio sur del planeta con una resolución de entre 1 y 3 km. Estas imágenes unieron las dos áreas captadas en el primer encuentro al explorar la zona que quedó en sombra (**Figura 2.2**). Además, se tomaron imágenes de zonas ya fotografiadas con una iluminación y ángulo distintos, lo que permitió realizar estereoscopia.

En el tercer sobrevuelo se adquirieron imágenes de alta resolución de zonas de interés geológico fotografiadas en el primer *flyby*. Se alcanzó una resolución de 100 m, pero un problema en la recepción de datos hizo que sólo pudiera recuperarse el 25 % de cada imagen (**Figura 2.3**).

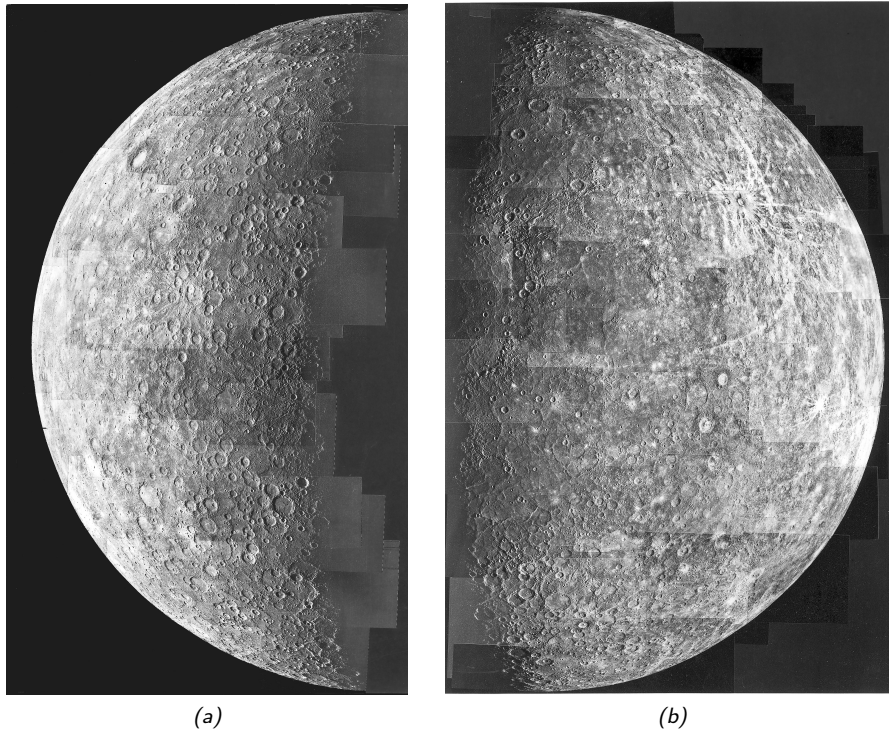


Figura 2.1: Mosaicos realizados a partir de las imágenes de resolución media (unos 4 km) tomadas por Mariner 10 en el primer encuentro. a) Parte fotografiada en la aproximación al planeta, centrada en el meridiano 0°. b) Parte fotografiada al alejarse del planeta, centrada en el meridiano 180°.

La **Figura 2.4** muestra un mosaico en proyección sinusoidal con una resolución de 1 km formado con imágenes de los tres encuentros. La proyección está centrada en 0°, 100°E y cubre un área entre $\pm 90^\circ$ en latitud y entre 0° y 200°E en longitud. Este mosaico se ha utilizado durante la tesis para estudiar las regiones no exploradas con suficiente resolución espacial por MESSENGER.

Las imágenes adquiridas por Mariner 10 y numerosa información sobre la misión pueden encontrarse en Strom y Sprague (2003) y en la web http://ser.sese.asu.edu/M10/IMAGE_ARCHIVE/Mercury_search.html.

2.2. MESSENGER.

Las imágenes procedentes de la nave MESSENGER utilizadas en la tesis se tomaron por el instrumento Mercury Dual Imaging System (MDIS) durante los tres sobrevuelos

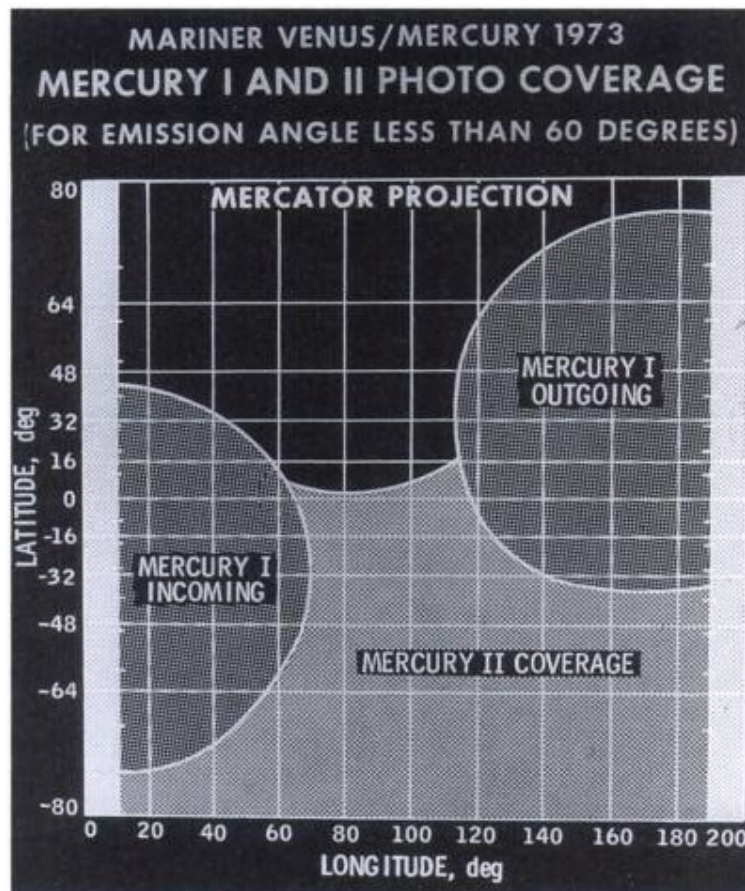


Figura 2.2: Regiones fotografiadas en el primer y segundo encuentro.

realizados entre 2008 y 2009. Durante el primer *flyby* se obtuvieron imágenes de la parte del planeta no vista por Mariner 10. Durante el segundo, se exploraron zonas ya fotografiadas por Mariner 10, pero bajo condiciones de iluminación distintas. En el tercer sobrevuelo las imágenes tomadas son escasas debido a que la nave pasó a funcionar en modo seguro y la toma de datos se interrumpió.

Entre las imágenes adquiridas se han seleccionado las 506 que permitían una mejor identificación de las estructuras tectónicas. Las que tenían una resolución pobre y/o se tomaron en condiciones de iluminación y geometría adversas (p. ej. imágenes que contienen el limbo) se descartaron. La **Figura 2.5** muestra las imágenes seleccionadas integradas en un SIG junto con el mosaico proporcionado por Mariner 10. Las imágenes MESSENGER utilizadas tienen una resolución entre 100 y 900 *m* y están disponibles en el Imaging Node del Planetary Data System (PDS) como productos CDR (Calibrated Data Record). Estos datos sólo necesitan una corrección geométrica y una georreferenciación para poder ser integrados en un SIG. Sin embargo, la información que proporcionamos a continuación sobre el instrumento y sobre las distintas correcciones previas llevadas a cabo sobre las imágenes es necesaria para entender la información contenida en sus cabeceras y para tomar decisiones correctas al realizar la georreferenciación.

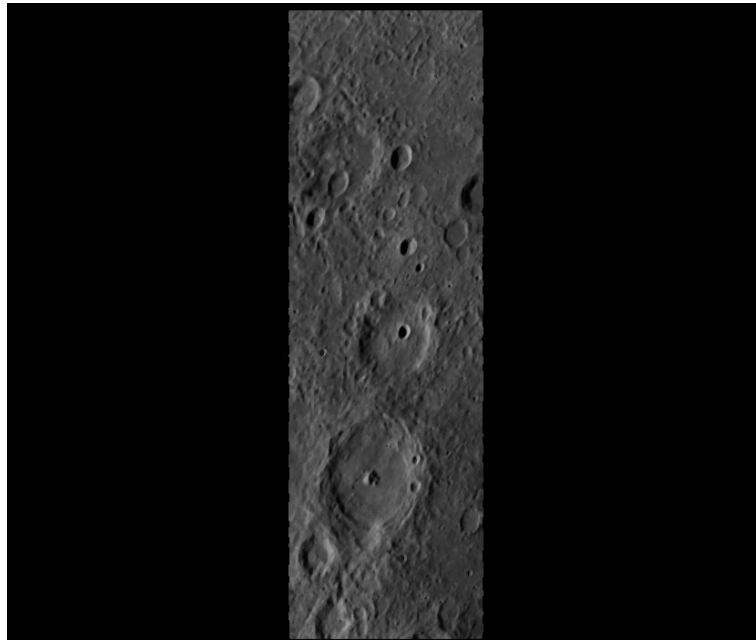


Figura 2.3: Ejemplo de imagen tomada durante el tercer encuentro. Latitud: $-9,65^\circ$ a $3,97^\circ$. Longitud: $21,17^\circ$ a $38,84^\circ$. Resolución: 585 m.

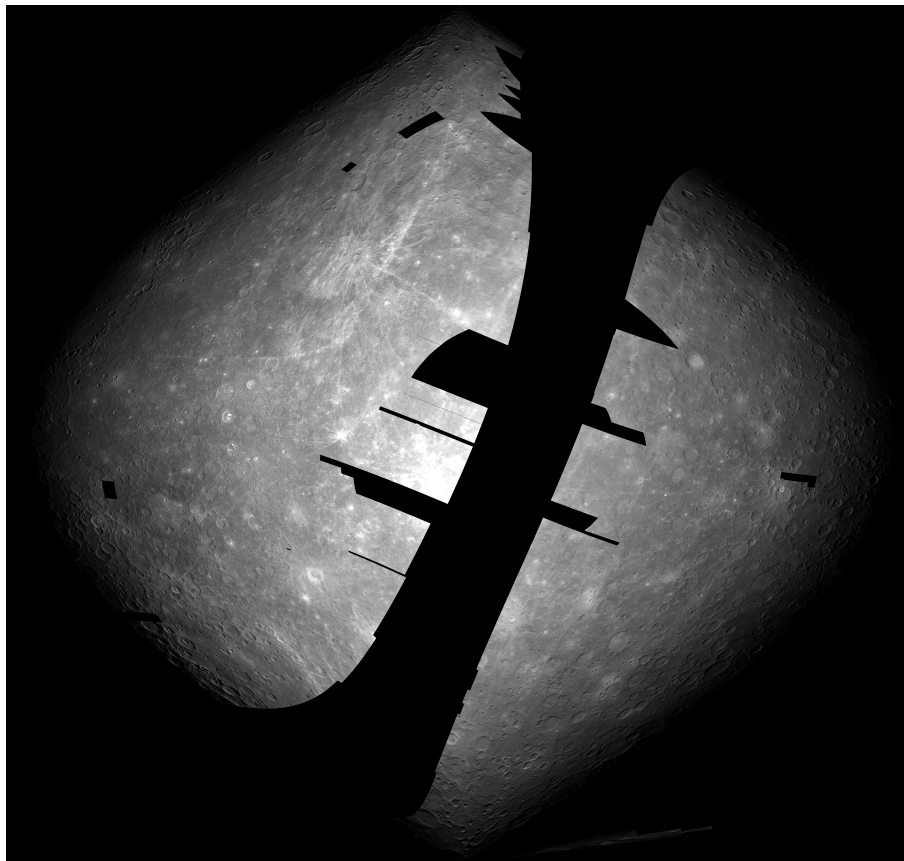


Figura 2.4: Proyección sinusoidal del hemisferio fotografiado por Mariner 10. Centrado en 0°S , 100°E .

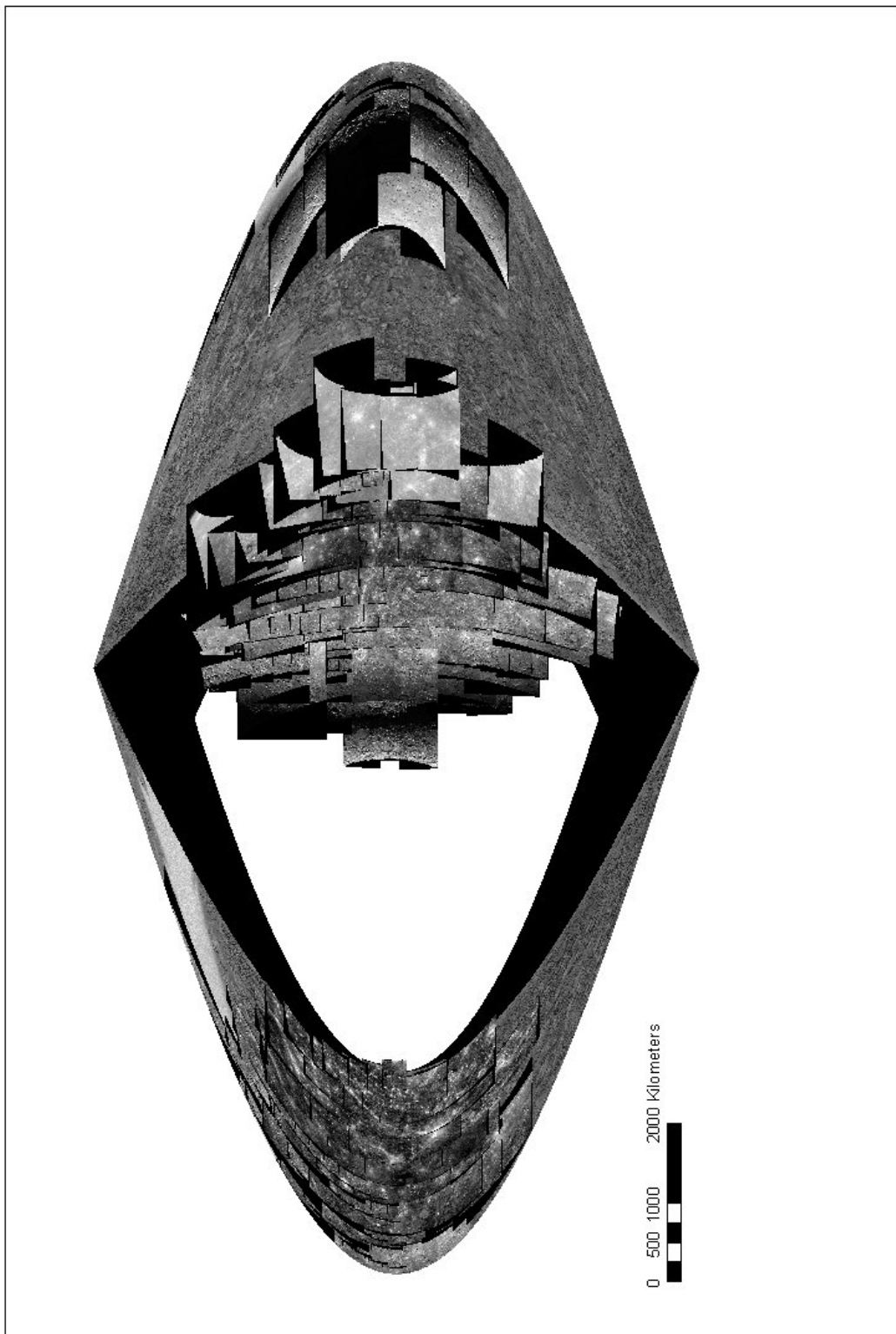


Figura 2.5: Proyección sinusoidal del hemisferio fotografiado por Mariner 10 y las imágenes seleccionadas entre las tomadas por MESSENGER durante los tres encuentros. Centrado en 0° S, 110° E.

2.2.1. Mercury Dual Imaging System MDIS.

El instrumento Mercury Dual Imaging System (MDIS) consta de una cámara de ángulo estrecho monocromática (NAC) y de una cámara gran angular (WAC) que toma imágenes en distintas longitudes de onda del espectro. Las imágenes utilizadas en esta tesis proceden de la cámara NAC, por lo que nos centraremos en ella en esta sección. La cámara WAC es un telescopio refractor de 78 *mm* de longitud focal, área colectora de 48 *mm*² y 10,5° de campo de visión. Esta cámara trabaja con 12 filtros centrados en distintas longitudes de onda a lo largo del intervalo espectral 395-1040 *nm* destinados a tomar imágenes en color que permitan identificar la composición de la superficie y a realizar navegación óptica. La cámara NAC está pensada para tomar imágenes con mejor resolución. Consiste en un telescopio reflector de 550 *mm* de distancia focal y un área colectora de 462 *mm*². Posee un único filtro centrado en 750 *nm* con una anchura de 100 *nm*. Ambas cámaras poseen detectores CCD idénticos en el plano focal. Debido a restricciones impuestas por las condiciones térmicas, las cámaras no pueden trabajar de forma simultánea, aunque en casos extremos pueden alternar su funcionamiento en intervalos de tan solo 5 segundos. De esta forma pueden compartir un mismo sistema eléctrico y contribuir así a mantener la masa del instrumento dentro del límite requerido.

Una vez que la imagen es captada por el sensor CCD, esta pasa a la unidad de procesamiento de datos (DPU) y, de ahí, pasa al procesador principal (MP) antes de quedar grabada en la memoria. Los DPUs comunican los instrumentos con los procesadores de la nave, y aunque existen dos unidades de este tipo, su funcionamiento es alterno, sólo uno permanece en funcionamiento cuando las cámaras están activas.

Un punto clave en el diseño de MESSENGER está en las condiciones térmicas extremas que la nave ha de soportar. Los detectores CCD son muy sensibles a los cambios de temperatura, ya que electrones térmicos se suman a los electrones generados por los fotones en el sensor y falsean la imagen. Cuando la temperatura se mantiene estable y controlada es posible eliminar estos electrones generados térmicamente. Los detectores de las cámaras tienen que mantenerse entre -45 °C y -10 °C, por lo que se hace necesario incorporar un sistema aislante a modo de “sombrialla”. Este sistema limita la capacidad de la nave para apuntar hacia objetivos de interés y para realizar imágenes con las condiciones de iluminación adecuadas. Para aumentar las posibilidades de tomar imágenes de interés científico en regiones clave, las cámaras están montadas sobre una plataforma pivotante que les permite apuntar en distintas direcciones. El resto de instrumentos que forman parte de MESSENGER están alineados en una misma dirección y adquieren datos según el movimiento de la nave.

El funcionamiento del sistema pivotante se ve reflejado con claridad en los datos, ya que se puede observar que imágenes de resolución parecida se van tomando secuencialmente en regiones contiguas. Esta forma de tomar los datos simplifica el proceso de generación de mosaicos al permitir agrupar fácilmente las imágenes con similar resolución espacial.

El funcionamiento del instrumento se explica en detalle en Hawkins et al. (2007). También puede resultar útil la web del Planetary Data System (PDS) (http://starbrite.jpl.nasa.gov/pds/viewInstrumentProfile.jsp?INSTRUMENT_ID=MDIS_NAC&INSTRUMENT_HOST_ID=MESS).

2.2.1.1. Detector CCD.

El funcionamiento de una cámara CCD se basa en el efecto fotoeléctrico. El sensor de la cámara está formado por pequeñas celdas de silicio llamadas píxeles. Los fotones que inciden en los píxeles extraen electrones del silicio de manera que el número de electrones extraídos es proporcional al número de fotones incidentes. Para formar la imagen, la carga contenida en cada pixel es detectada y amplificada por un amplificador de salida. El voltaje medido en cada pixel pasa a un conversor analógico-digital donde se convierte en un número digital llamado cuenta o ADU (Analog to Digital Units). El voltaje generado por un electrón es la ganancia del detector.

La cámara NAC posee un detector CCD Atmel TH7888A con un mecanismo *anti-blooming* en el plano focal (el *blooming* se produce cuando el sensor se somete a una iluminación de gran intensidad, de manera que el píxel se satura y el exceso de electrones pasa a los píxeles vecinos). Este sensor tiene un campo instantáneo IFOV (ángulo de visión que corresponde a un pixel) de $25 \mu\text{rad}$ y proporciona imágenes de 1024×1024 píxeles. Una vez finalizado el tiempo de exposición, que puede variar entre 1 ms y 10 s , la carga acumulada en cada pixel se transfiere a la zona de memoria del CCD en 3.8 ms . El tamaño de un pixel es de $14 \mu\text{m}$, la ganancia del detector es de $6 \mu\text{V}/e$ y la imagen de salida es de 12-bit. La **Tabla 2.1** muestra un resumen de las características de la cámara.

Los datos adquiridos por las cámaras no se transmiten a Tierra en tiempo real, sino que quedan almacenados por un tiempo en la memoria de la nave. Para facilitar el almacenamiento y la transmisión, los datos se someten a procesos de compresión que pueden tener lugar en cada una de las unidades que atraviesan en su camino hacia la memoria. En cuanto se toma la imagen es posible realizar un primer *binning* 2×2 que reduce las imágenes de 1024×1024 a un formato 512×512 . Este proceso se lleva a cabo sin pérdida de información y las imágenes finales siguen siendo de 12-bit. El *binning* es un proceso por el que la carga procedente de píxeles vecinos se combina para dar lugar a un solo píxel. Cuando las imágenes se transfieren al DPU se puede realizar otra compresión para pasar del formato de 12-bit a otro de 8-bit. El objetivo en este nivel es que todas las imágenes monocromáticas estén en el modo 8-bit. Tras su paso por el DPU, pueden llevarse a cabo procesos de compresión más agresivos en el interior del MP.

En un sensor CCD existen numerosas fuentes de error que afectan a los datos. Para poder corregirlos se realizan meticulosas pruebas de calibración, tanto en tierra como en vuelo. Las imágenes se corrigen por:

- *Dark level.*

<i>Field of view</i>	1,5° x 1,5°
<i>Pivot range (observational)</i>	-40° to +50° (Sunward) (Planetward)
<i>Exposure time</i>	1 ms to 10 s
<i>Frame transfer time</i>	<4 ms
<i>Spectral filters</i>	1 position
<i>Spectral range</i>	721-770 nm
<i>Focal Length</i>	550 mm
<i>Collecting area</i>	462 m ²
<i>NAC-WAC coalignment knowledge</i>	0.01 deg (179 μrad)
<i>Spacecraft pointing knowledge</i>	0.1 deg (1.75 mrad)
<i>Spacecraft knowledge</i>	0.02 deg (350 μrad)
<i>Detector-TH7888A</i>	CCD 1024x1024, 14-μm pixels
<i>IFOV</i>	25 μrad
<i>Pixel FOV</i>	5.1 m at 200-km altitude
<i>Quantization</i>	12-bits per pixel
<i>Compression</i>	Lossless, multi-resolution lossy, 12-to-8 bits

Tabla 2.1: Características de la cámara NAC. Extraído de MDIS CDR/RDR software interface specification.

En ausencia de fotones incidentes, es posible medir una corriente distinta de cero en el sensor que es necesario eliminar. Esta corriente se debe a: electrones térmicos, a la corriente introducida con el objetivo de mantener los electrones confinados dentro de los píxeles y al ruido producido por el instrumental electrónico. A esta corriente de cero producida por la suma de estos factores se la denomina *dark level*. Este efecto se corrige mediante modelos que lo reproducen en función de la temperatura, del tiempo de exposición y de la posición del píxel. En el proceso de corrección se hace uso de imágenes del fondo del telescopio, donde no hay fotones incidentes, o de las cuatro primeras columnas pertenecientes a imágenes que no se han sometido a *binning*. En este tipo de imágenes las primeras cuatro columnas se toman en una región de la cámara que nunca se expone a la luz. Estas columnas se separan del resto por otras cinco que sirven para evitar la difusión de la señal desde la parte activa. Cuando la imagen se lee, estas columnas se sitúan en las cuatro primeras de la imagen.

- *Emborronado de la imagen.*

El emborronado es una limitación fundamental de los sensores CCD y es debida a la captación de cargas espurias cuando, al ser transferidos los paquetes de carga, la luz sigue incidiendo sobre los píxeles. Las zonas más iluminadas aparecen con estelas en la dirección en la que se leyó la imagen. La eliminación del emborronado se efectúa mediante un algoritmo que lo lleva al nivel de ruido de las imágenes típicas.

- *Errores en la geometría.*

Para poder llevar a cabo una rectificación geométrica de las imágenes es necesario conocer con exactitud el campo de visión (FOV), el campo de visión instantánea (IFOV) y la posición relativa de las cámaras. Según las medidas hechas en el laboratorio, la cámara NAC tiene un FOV de $1,493^\circ \pm 0,001^\circ$, un IFOV de $25,44 \pm 0,02 \mu rad$ y las líneas de visión de ambas cámaras se diferencian en $0,21^\circ$. Toda la información geométrica necesaria para corregir los datos queda registrada en el cabecera o etiqueta que va acompañando a cada imagen y en archivos de datos auxiliares, conocidos como *kernels*, proporcionados por el MESSENGER Science Operations Center (SOC). Como veremos más adelante, cabeceras y *kernels* son imprescindibles, ya que constituyen la base que permite georreferenciar las imágenes y elaborar datos más útiles para los investigadores.

- *Función de expansión del punto o Point Spread Function (PSF).*

La imagen de una fuente puntual no es puntual, sino que se extiende por varios píxeles debido a la difracción, al *scattering* y a imperfecciones en los elementos que forman la óptica. Para corregir este efecto se caracteriza la PSF mediante distintas pruebas realizadas en laboratorio y se aplican técnicas de restauración de imágenes basadas en análisis de Fourier.

- *Respuesta, linealidad y uniformidad.*

La relación existente entre la luz incidente y la salida proporcionada por el detector es conocida como la respuesta del sensor. Esta relación puede introducir errores en los datos ya que puede variar en función de la longitud de onda, tiempo de exposición, radiancia y temperatura. Otro tipo de error que puede introducirse se debe a la falta de linealidad en la respuesta: el valor de cada píxel en la imagen final debe ser proporcional al número de fotones que recibe. Además, la respuesta debe ser uniforme (*flat field*), si varía de un píxel a otro los datos aparecerán falseados. Para corregir estos efectos se realizaron estudios detallados de la respuesta del detector bajo las distintas condiciones que pueden repercutir en la misma y los resultados obtenidos se utilizaron en la corrección de las imágenes.

2.3. Características de los datos, corrección geométrica y georreferenciación.

Las imágenes tomadas por MESSENGER están disponibles en el PDS Imaging Node (<http://img.pds.nasa.gov/portal/>) como productos EDR (Experiment Data Record) y CDR (Calibrated Data Record). Los datos utilizados en esta tesis son todos del tipo CDR. Consisten en imágenes en unidades de radiancia tomadas por la cámara NAC, de 1024×1024 píxeles y 32-bit. Los errores debidos al instrumento descritos en el apartado anterior se han corregido previamente. En estos datos se ha llevado a cabo una primera corrección geométrica destinada a eliminar la distorsión en la geometría de los objetos

fotografiados debida al instrumento, pero no se han corregido los efectos producidos por el ángulo de visión con el que se toma la imagen. Cada imagen CDR tiene incorporada una etiqueta o cabecera con información sobre los datos y el estado de la nave y del instrumento en el momento en el que la imagen se tomó. Estos datos son productos derivados de los datos EDR.

El PDS Imaging Node, además de las imágenes, también ofrece información sobre ellas (<http://starbrite.jpl.nasa.gov/pds/viewProfile.jsp?dsid=MESS E/V/H-MDIS-4-CDR-CALDATA-V1.0> y <http://starbrite.jpl.nasa.gov/pds/viewProfile.jsp?dsid=MESS E/V/H-MDIS-2-EDR-RAWDATA-V1.0>).

Los datos EDR constituyen el primer nivel del estándar PDS (Hash et al., 2010). Consisten en un archivo de imagen binario y descomprimido, con una cabecera PDS incorporada. La cabecera que acompaña a cada imagen describe el formato del archivo y todos los parámetros que definen el estado del instrumento cuando la imagen fue adquirida: información sobre la posición de la nave y el instrumento, condiciones de iluminación, temperatura, orientación. . . También detalla las opciones del procesado llevado a cabo en el MP. Cuando los datos se descargan de la nave se descomprimen y reformatean hasta dejarlos en un formato 8-bit, pero estos datos están todavía sin procesar: no se han eliminado los errores debidos al movimiento de la nave, a las características del instrumento y a su posición. Los datos EDR son insuficientes para realizar la actividad científica ya que no están corregidos y los valores de píxel sólo dan cuenta de la carga de los mismos. Son necesarios unos datos más elaborados para obtener un aprovechamiento científico.

Junto con las imágenes y las cabeceras, se proporcionan archivos de datos auxiliares conocidos como *kernels* que se van actualizando conforme la misión va avanzando. Los *kernels* tienen un papel principal en el desarrollo de los datos: son necesarios para escribir las cabeceras, corregir errores y generar datos de un nivel superior. Estos archivos forman parte de un sistema llamado SPICE, el cual proporciona información auxiliar necesaria para el tratamiento de datos. Este sistema está constituido por los *kernels* y por una colección de software llamada SPICE toolkit, que contiene programas y subrutinas necesarias para trabajar con los *kernels*. Estos *kernels* nos permiten determinar la localización y orientación de la nave y de los instrumentos; la localización, forma, orientación y tamaño del planeta, y eventos que pueden afectar a la interpretación de los datos. De esta forma podemos conocer a qué punto de la superficie del planeta se refiere una imagen.

Mediante la información contenida en los *kernels* y en la cabecera EDR, el valor de píxel del dato EDR se convierte en unidades de radiancia eliminando los errores introducidos en la toma de datos (*dark level*, emborronado, *flat field*. . .). De esta forma se obtienen los datos CDR (Mick et al., 2010), que son el punto de partida de nuestro trabajo. Aunque los errores introducidos por el instrumento se suprimen a través de la calibración realizada en laboratorio y en vuelo, los datos CDR no están corregidos por el ángulo extremo de visión con el que se tomaron las imágenes y carecen de coordenadas

espaciales referidas al planeta. El proceso por el que dotamos a las imágenes de coordenadas geográficas o proyectadas en un sistema cartográfico de referencia se denomina georreferenciación. La corrección y georreferenciación de las imágenes se ha realizado a través del software ISIS3 (Integrated System for Imagers and Spectrometers). Se trata de un software para el procesamiento de imágenes procedentes de misiones a cuerpos pertenecientes al Sistema Solar desarrollado por el USGS (United States Geological Survey) y que incorpora los elementos de SPICE necesarios para realizar la rectificación geométrica en los datos procedentes de MESSENGER. Para realizar la corrección geométrica y la georreferenciación, este software hace uso de la información contenida en la cabecera CDR (ver **Apéndice A**). Puede obtenerse más información sobre ISIS3 y SPICE en <http://isis.astrogeology.usgs.gov/> y <http://naif.jpl.nasa.gov/naif/>.

El primer paso para llevar a cabo la georreferenciación consiste en pasar los datos CDR del formato propio del PDS al formato con el que trabaja ISIS3. Este paso lo realizamos a través de una opción específica de ISIS3 que proporciona una imagen de salida con una cabecera incorporada, pero en este caso se trata de una cabecera propia de ISIS, que guarda información sobre la misión, el instrumento, los datos y sobre el formato de la imagen. Toda esta información se extrae de la cabecera CDR. Al igual que la imagen de entrada, la salida sigue siendo una imagen de 32-bit en unidades de radiancia y de una sola capa.

Una vez que las imágenes están en el formato adecuado utilizamos las herramientas del software para incorporar en la cabecera la información relativa a los *kernels* y, posteriormente, realizamos la proyección cartográfica. Las imágenes se proyectan en un sistema sinusoidal centrado en la longitud indicada en la cabecera PDS (**Figura 2.6**). Este tipo de proyección representa las áreas con exactitud. Las distancias a lo largo de los paralelos y del meridiano central también se conservan. Las formas, al igual que las direcciones, se conservan en el meridiano central y en el ecuador. Esta proyección es especialmente conveniente para el trabajo realizado en la tesis debido a que la distorsión es reducida cuando trabajamos con áreas pequeñas cerca del ecuador. Es en estas áreas donde estudiaremos los escarpes que nos proporcionarán los resultados relacionados con el flujo térmico.

Finalmente realizamos una conversión a un formato compatible con el SIG con el objetivo de integrar las imágenes en él. La imagen de salida obtenida tras realizar la conversión es de 8-bit e incluye un archivo *worldfile* que contiene la información necesaria para que el SIG utilizado pueda calcular las coordenadas de cada píxel en un sistema geográfico de coordenadas (ver **Apéndice A**). Este proceso se ha llevado a cabo en las 506 imágenes tomadas por la nave MESSENGER usadas en el desarrollo de la investigación que ha dado lugar a esta tesis.

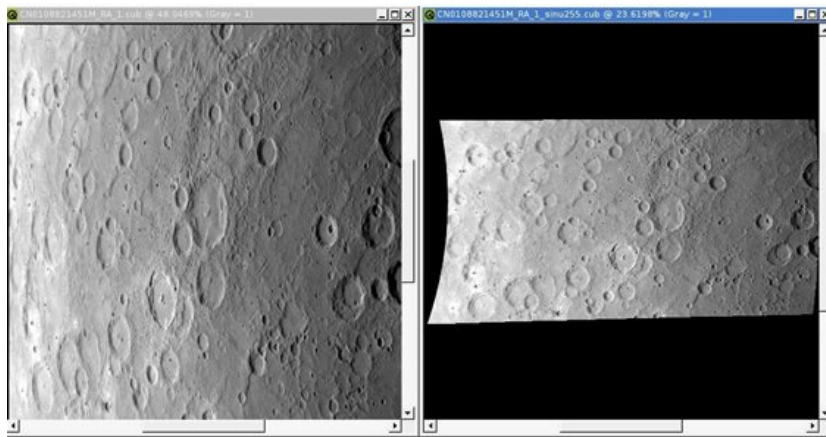


Figura 2.6: Corrección geométrica en ISIS3. La figura original de la izquierda se proyecta en un sistema sinusoidal centrado en el meridiano 255° (figura de la derecha).

2.4. Integración de las imágenes en un SIG.

Según el diccionario online de ESRI, un SIG es “una colección integrada de software y datos usados para visualizar y manejar información sobre lugares geográficos, analizar relaciones espaciales y modelar procesos espaciales. Un SIG es un marco para reunir y organizar datos espaciales e información relacionada con ellos, de manera que pueden ser visualizados y analizados”.

El SIG, al localizar cada imagen según sus coordenadas, proporciona una visión global del planeta y de las relaciones entre una imagen y sus vecinas. La integración en el SIG permite localizar estructuras y conocer su entorno, facilita la toma de medidas y permite añadir información.

ArcGIS es una familia de productos de SIG muy popular comercializada por ESRI y es el software que se ha utilizado en esta tesis. Está compuesto por una serie de productos que se dividen en tres niveles según su funcionalidad: ArcView, ArcEditor y ArcInfo. ArcView es el más básico, permite visualizar y realizar análisis sencillos, ArcEditor incorpora herramientas para la edición gráfica avanzada, y ArcInfo permite un geoprocésamiento avanzado. Este nivel es el más complejo y ha sido el utilizado en este trabajo.

En ArcGIS encontramos tres módulos básicos:

- *ArcCatalog*: para la organización, gestión y previsualización de los archivos de información espacial.
- *ArcMap*: módulo principal desde el que se visualiza la información, se realizan consultas y análisis, y se generan composiciones cartográficas.
- *ArcToolBox*: contiene el conjunto de herramientas.

El primer paso para introducir nuestras imágenes en ArcGIS es indicar la proyección cartográfica a realizar, ya que el fichero que contiene información sobre las coordenadas de la imagen (*worldfile*) no proporciona esta información. Esto se hace a través de ArcCatalog. El sistema de coordenadas se ha proyectado en un sistema sinusoidal considerando que Mercurio consiste en una esfera de 2439.7 km de radio y tomando como meridiano de referencia el situado en el punto subsolar cuando el planeta está en el perihelio. Este sistema de coordenadas es conocido como datum D_Mercury_2000. El meridiano central en la proyección sinusoidal es el indicado en la cabecera PDS de cada imagen, aprovechamos que las imágenes ya se habían proyectado y agrupado según este meridiano para tratar varias a la vez. Una vez definida la proyección se pueden incorporar los datos en ArcMap. El resultado final es el que aparece en la **Figura 2.7**.

Durante el desarrollo de la tesis, la corrección geométrica de las imágenes y la integración en el SIG resultaron imprescindibles en el cálculo de la geometría de los escarpes y en la identificación de estructuras con interés científico. Además, permitirán futuros estudios sobre la orientación y distribución de los escarpes que son esenciales a la hora de desarrollar modelos de historia térmica en el planeta.

2.5. Mosaicos.

El uso de un conjunto de imágenes individuales en el SIG es poco práctica. Trabajar con demasiadas imágenes, sobre todo si se trata de imágenes pesadas, como es nuestro caso, supone aumentar el tiempo necesario para realizar cualquier operación e incluso se pueden llegar a producir fallos en el software. Para resolver este problema y trabajar de forma más ágil, es aconsejable agrupar las imágenes de las zonas más destacadas en mosaicos, lo que se traduce en una sólo imagen menos pesada y en un menor consumo de memoria.

La realización de un mosaico puede requerir que se corrijan previamente posibles desajustes entre datos. Las imágenes utilizadas están muy bien georreferenciadas, de manera que en la mayoría de los casos no es necesario corregir desplazamientos entre imágenes vecinas. Pero, a veces, la utilización de meridianos centrales distintos al proyectar o la diferente resolución entre imágenes, hace necesario corregir pequeños desajustes entre ellas. El método consiste en identificar visualmente los mismos lugares en dos imágenes que queremos alinear y en señalarlos con puntos de control. La imagen que necesitamos desplazar se mueve hasta que los puntos de control seleccionados en ella recaen sobre los puntos correspondientes en la imagen de mejor resolución, que se usa como base y que permanece inmóvil. Los puntos de control deben elegirse lo más espaciados posible y deben situarse en lugares que puedan ser identificados con exactitud en las dos imágenes. Cuanto mayor es el área de solapamiento entre imágenes mejor es el resultado. Es importante controlar el proceso mediante el cual los puntos de control se ajustan. En nuestro caso no es deseable que las imágenes se deformen, por lo que sólo permitimos un ajuste mediante desplazamiento y rotación. El error en el ajuste debe ser inferior a la resolución espacial del pixel.

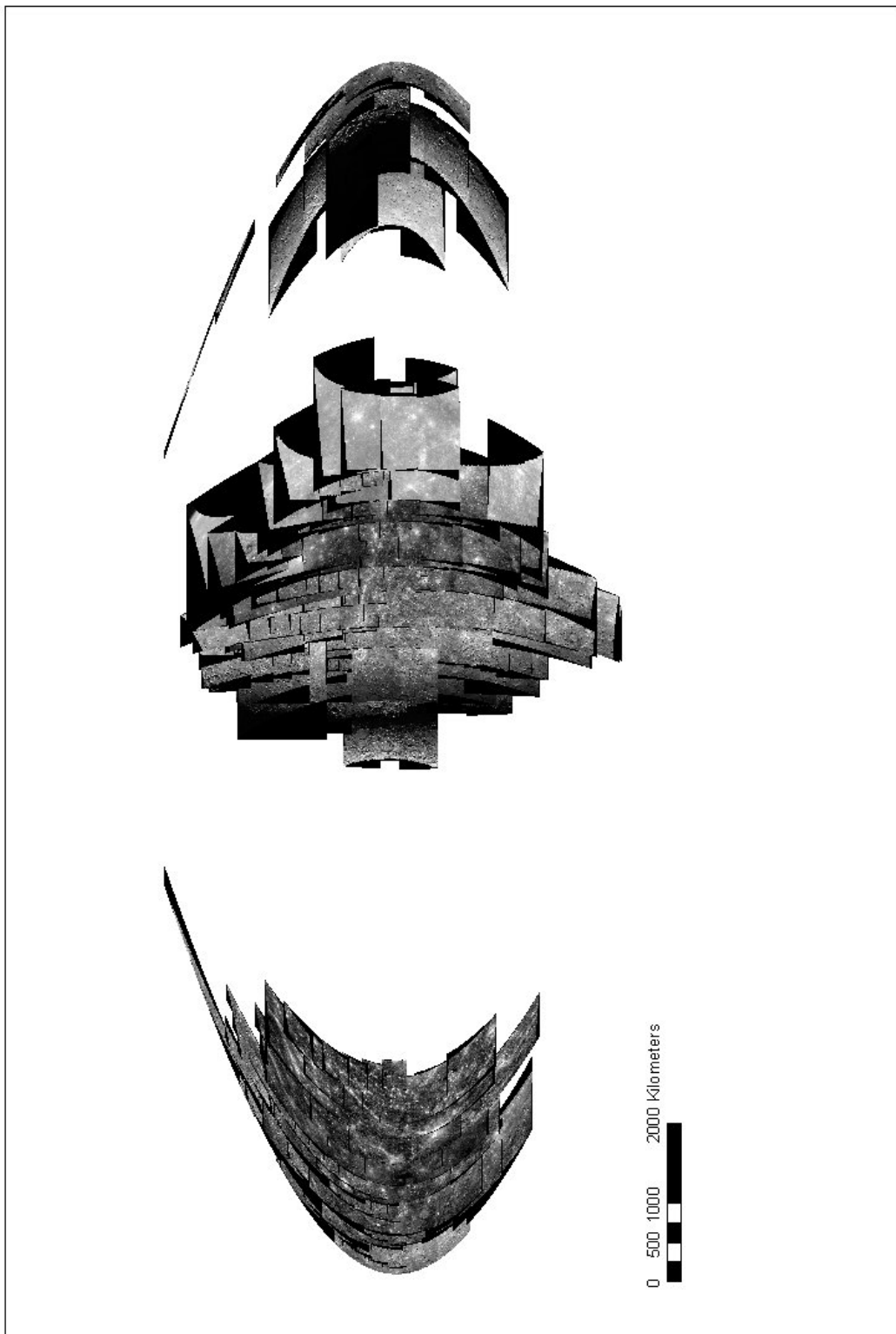


Figura 2.7: Proyección sinusoidal de las imágenes seleccionadas entre las tomadas por MESSENGER durante los tres encuentros. Centrado en 0° S, 110° E.

Para hacer los mosaicos hemos agrupado los datos en conjuntos de resolución espacial parecida y se ha hecho uso de las herramientas del SIG para unir varias imágenes ráster en una única imagen. El proceso se ha realizado de manera que la imagen con mejor resolución se conserva en el mosaico en aquellas regiones en las que se produce un solapamiento. En los mosaicos se aprecia la diferencia de iluminación entre imágenes. Aunque el SIG utilizado posee herramientas para unificar el color de forma que las diferencias en las fronteras queden atenuadas, nosotros hemos preferido conservar la iluminación real debido a que una modificación de la luz podría dificultar la detección de estructuras. Las **Figuras 2.8 y 2.9** muestran mosaicos realizados en la región cercana a Beagle Rupes. Esta zona es especialmente interesante, ya que, además de contener el escarpe más grande del planeta, es posible observar gran cantidad de escarpes y *wrinkle ridges* fácilmente reconocibles gracias al elevado ángulo de incidencia de la luz y a la buena resolución espacial.

La **Figura 2.8** muestra un mosaico realizado con las imágenes de mejor resolución obtenidas durante los *flybys* de MESSENGER. El mosaico está realizado en una proyección sinusoidal centrada en 110°E y comprende la región situada entre los 10°S y el ecuador, y los 95°E-120°E.

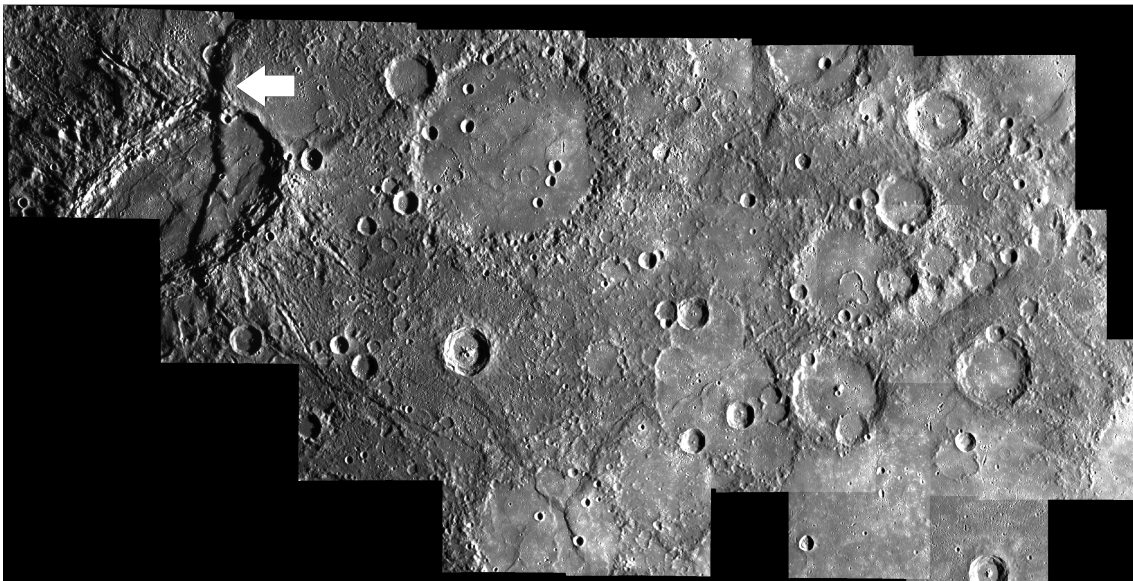


Figura 2.8: Mosaico realizado a partir de 23 imágenes que cubre la región 95°E-120°E y desde el ecuador hasta los 10°S. La resolución es de 150 m. Se trata de una proyección sinusoidal centrada en el meridiano 110°E. El Beagle Rupes es el escarpe que aparece señalado por la flecha.

La **Figura 2.9** muestra un mosaico realizado a partir de 8 imágenes de la región 95°E-125°E y 23°S-15°N. La resolución es de 500 m y la proyección es sinusoidal centrada en 105°E. En este mosaico se identifican las estructuras tectónicas encontradas a través de un *shapefile*, que es el formato empleado por el SIG que hemos utilizado para trabajar con datos vectoriales. En un *shapefile* los objetos geográficos se representan por puntos, líneas o polígonos definidos por pares de coordenadas que se corresponden con el

punto o puntos que los forman. En el proceso de digitalización de las estructuras tectónicas es conveniente comenzar con las imágenes de elevada resolución, ya que son las más apropiadas para identificar los distintos tipos de estructuras. En Mercurio, es frecuente encontrar coladas de lava que pueden confundirse con fallas y escarpes. Además, las condiciones de iluminación pueden hacer difícil la detección y clasificación de estructuras. Las imágenes de elevada resolución son imprescindibles en estos casos para llevar a cabo una correcta digitalización. Este tipo de imágenes también son útiles a la hora de detectar la transformación de *high-relief ridges* en escarpes o los cambios en el buzamiento. En la búsqueda de estructuras se ha hecho uso de los mosaicos obtenidos con distintas resoluciones. Al digitalizar las estructuras mostradas en la **Figura 2.8** hemos comenzado en primer lugar por las estructuras observadas en la **Figura 2.8**, a continuación hemos trabajado con los mosaicos realizados a partir de imágenes de resolución intermedia (no mostrados aquí) y, por último, se han digitalizado las estructuras en el mosaico de la **Figura 2.9**. De esta manera, el *shapefile* mostrado también recopila la información hallada en las imágenes con mejor resolución.

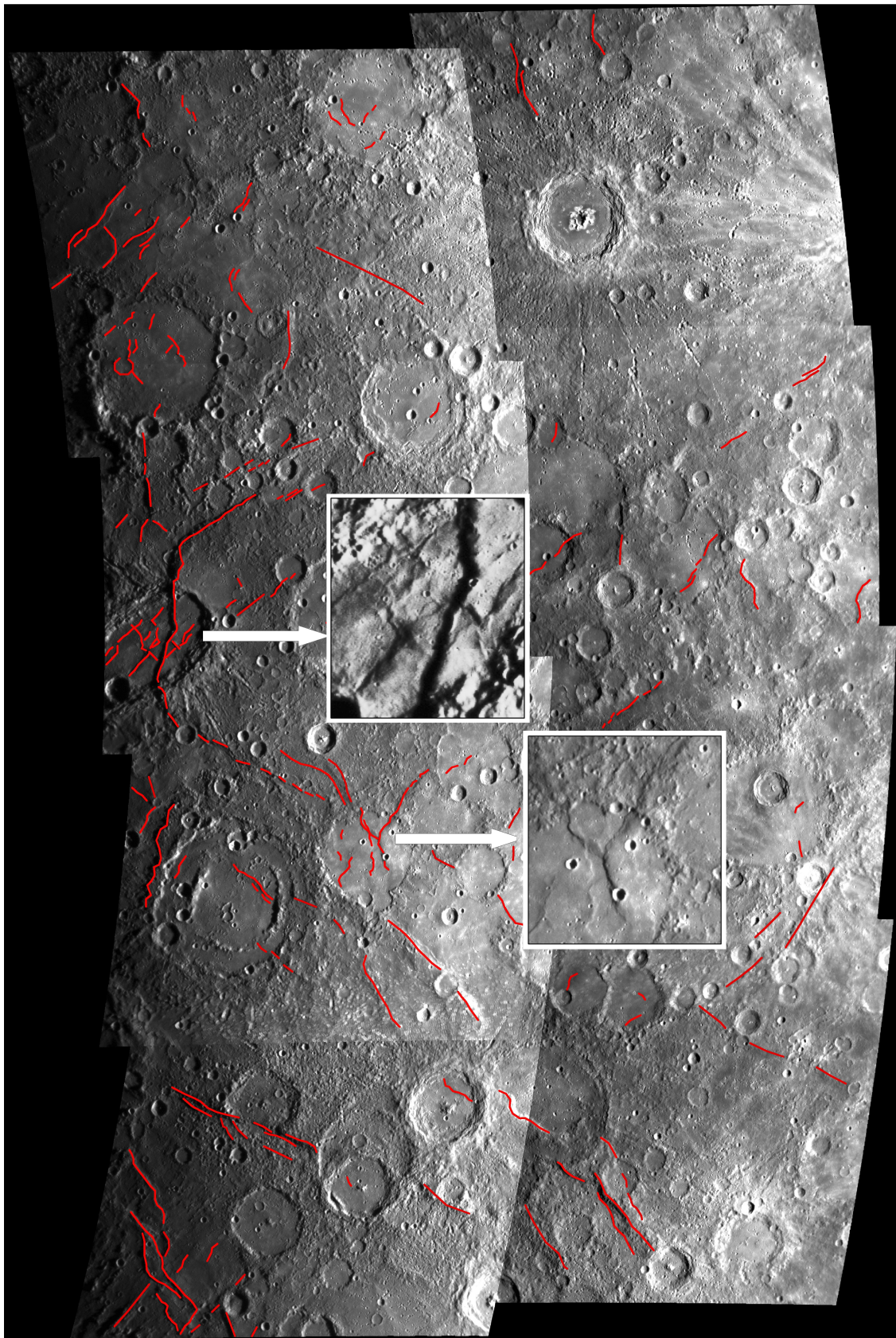


Figura 2.9: Mosaico de la región situada entre 95°E - 125°E y 23°S - 15°N . Resolución de 500 m. Proyección sinusoidal centrada en 105°E . En rojo se marcan las estructuras tectónicas encontradas en la zona. El zoom muestra escarpes lobulados y wrinkle ridges.

Capítulo 3

Profundidad de falla

Los escarpes lobulados son las estructuras tectónicas más representativas de Mercurio (e.g., Watters y Nimmo, 2010). Se caracterizan por poseer una topografía asimétrica con frontal muy escarpada, mientras que la otra vertiente o espalda se inclina de forma suave (ver ejemplo en **Figura 1.11**) (e.g., Watters y Nimmo, 2010; Melosh y McKinnon, 1988; Spudis y Guest, 1988). Se interpretan como fallas inversas formadas por la contracción del planeta en el periodo comprendido entre 3200 y 4000 *Ma* (e.g., Watters et al., 2009a). Los grandes escarpes deforman la corteza hasta alcanzar la transición dúctil-frágil, por lo que es posible extraer información sobre la historia térmica de Mercurio a partir de la profundidad de falla. Tomando este punto como base, hemos buscado la profundidad de falla de un grupo de escarpes situados en la región Kuiper de Mercurio. Para ello partimos de perfiles topográficos de la superficie que dan cuenta de la deformación producida y aplicamos un modelo directo que proporciona la geometría de falla a partir de la comparación y ajuste entre perfiles modelados y observados. La profundidad de falla obtenida con este procedimiento se utilizó posteriormente en el cálculo del flujo térmico en la superficie del planeta en el periodo de formación de los escarpes.

3.1. Perfiles topográficos.

En este trabajo se han estudiado tres escarpes: el Santa María Rupes (3,5°N, 19°W) y dos escarpes conocidos como S_K3 (10,3°N, 13°W) y S_K4 (4°N, 15°W) (**Figura 3.1**). Todos ellos poseen características similares: miden unos 250 *km* de longitud, alcanzan una altura de 700 *m* y la asimetría de su topografía indica que las fallas que los forman buzaban hacia el oeste.

Los perfiles topográficos utilizados en el análisis proceden del trabajo de Harmon et al. (1986). Estos autores determinaron los perfiles a través del efecto Doppler utilizando los datos proporcionados por la antena Arecibo entre 1978 y 1984. La resolución en superficie de los perfiles es de 0,15° en longitud y 2,5° en latitud (6.4x10⁶ *km*). Aunque los autores afirman que la resolución en altitud es de 100 *m* para la mayor parte de sus resultados, los perfiles topográficos que muestran en su artículo indican que este valor es, en realidad, muy variable: de unos 50 *m* para el escarpe S_K3, de unos 100 *m* para el S_K4 y de entre 50 y 400 *m* para Santa María Rupes. Se espera que los datos procedentes del altímetro láser MLA de MESSENGER proporcionen en un futuro próximos perfiles

más exactos. Probablemente los datos adquiridos por el MLA sobre nuestros escarpes estarán sujetos a errores mayores que la media debido a que la orientación N-S de las estructuras coincide con la orientación de la órbita y a que a latitudes bajas los perfiles topográficos medidos por el MLA están más espaciados. Aún así, se estima que la resolución en altitud estará por debajo del metro y que los errores en superficie no superarán los 50 m, por lo que la información procedente de MESSENGER permitirá disminuir los errores en nuestros resultados actuales.

Los perfiles topográficos de Harmon et al. (1986) presentan algunos rasgos que no responden a la deformación producida por las fallas y que entorpecen la aplicación del modelo. Estos rasgos consisten en un cráter situado a la espalda de Santa María Rupes y en una pendiente regional hacia el oeste cuyo origen está fuera del propósito de este estudio. El cráter se eliminó del perfil y la región alterada como consecuencia del mismo, consistente en una zona elevada en la espalda del escarpe, no se tuvo en cuenta a la hora de evaluar el resultado del modelo. Sin embargo, es posible que persistan restos de la deformación producida por el impacto que aumenten la incertidumbre en nuestros resultados. En cuanto a la pendiente regional, una sustracción lineal fue suficiente para obtener unos perfiles adecuados.

Las **Figuras 3.1** y **3.2** muestran las fallas estudiadas y la localización de los perfiles topográficos utilizados. El perfil que cruza el escarpe S_K3, A-A', se sitúa entre las coordenadas 12,0°W, 10,4°N y 17,1°W, 10,0°N. El perfil B-B' proporciona la topografía de Santa María Rupes y del escarpe S_K4 y se sitúa entre los puntos 14,4°W, 3,9°N y 21,6°W, 3,9°N.

Los perfiles topográficos proporcionados por Harmon et al. (1986) se muestran en las **Figuras 3.3a** y **3.3b**. Estos perfiles sirven como punto de partida de nuestro estudio. El objetivo es obtener los parámetros que caracterizan las fallas que reproducen la deformación reflejada por estos perfiles. Para ello utilizamos un modelo de dislocación que proporciona la deformación producida por una falla a partir de su geometría. Tomando como punto de partida los parámetros de la falla candidata, calculamos la deformación. Si el ajuste entre la deformación medida y la modelada es bueno, el intervalo adecuado de parámetros queda determinado.

3.2. Medio elástico y teoría de la dislocación.

El programa Coulomb 3.1 (Lin y Stein, 2004; Toda et al., 2005), disponible en <http://earthquake.usgs.gov/research/modeling/coulomb/download.php>, se ha utilizado junto con los perfiles topográficos proporcionados por Harmon et al. (1986) para obtener el ángulo de buzamiento, el desplazamiento y la profundidad de la falla. Este programa utiliza un modelo basado en la teoría de la dislocación para proporcionar desplazamientos, deformaciones y tensiones causados por fallas, intrusiones magmáticas y diques. El modelo supone que la litosfera es un espacio elástico, homogéneo e isótropo, por lo que, aunque numerosos trabajos han corroborado su utilidad para modelar la deformación correspondiente a una falla (e.g. Schultz y Watters, 2001; Nahm y Kring, 2011;

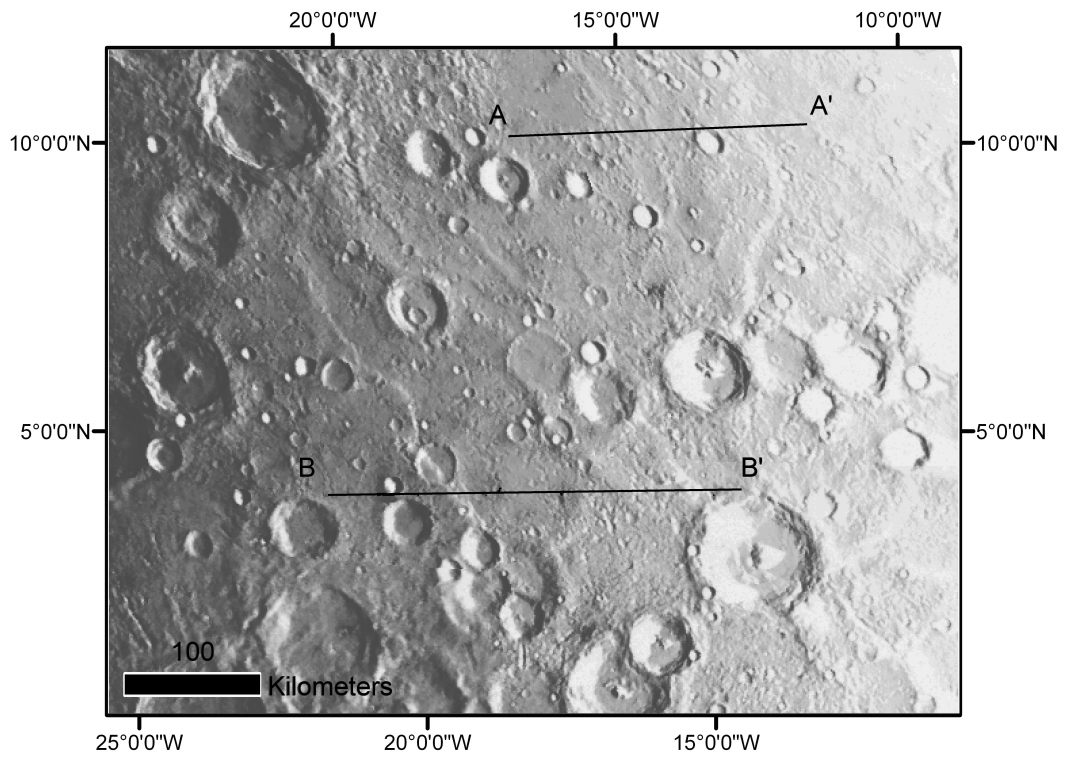


Figura 3.1: Mosaico de imágenes de Mariner 10 en el que se muestra la localización de los perfiles topográficos proporcionados por Harmon et al. (1986) utilizados en este estudio.

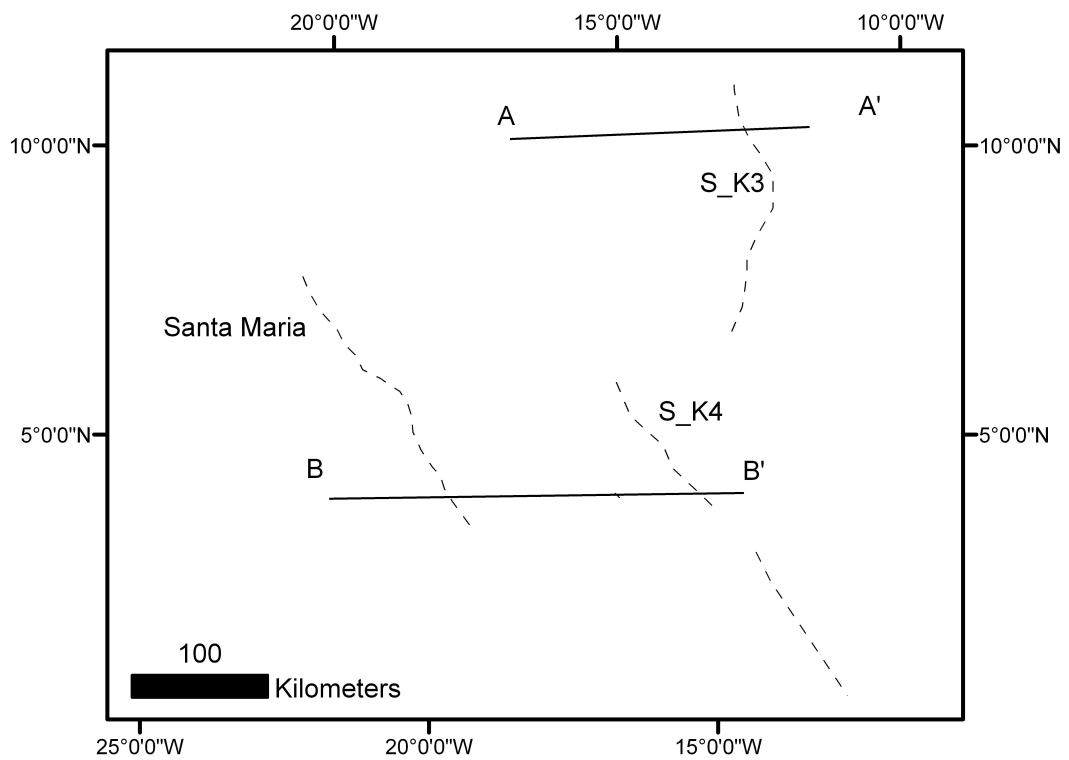


Figura 3.2: Localización de los perfiles topográficos y esquema de las fallas estudiadas (líneas punteadas).

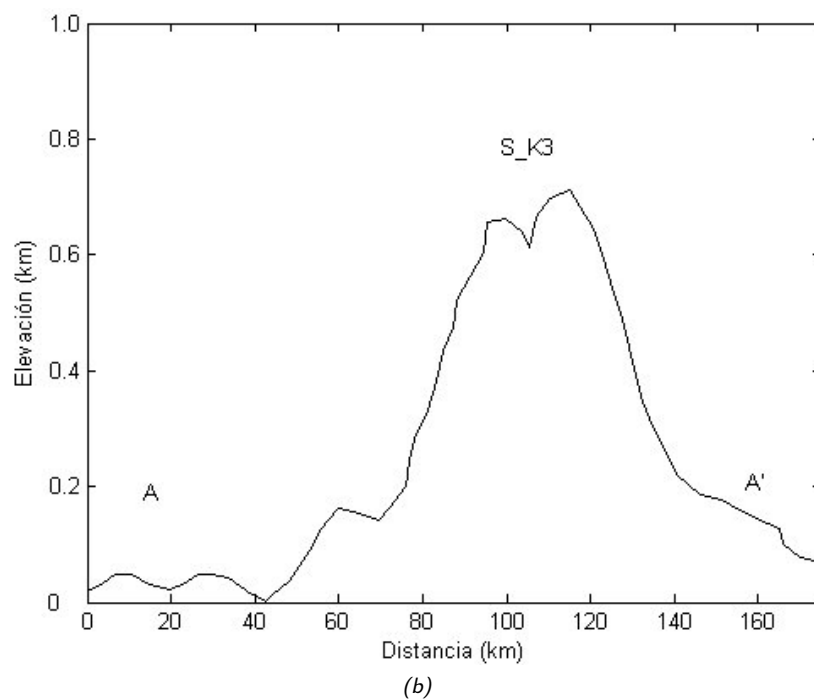
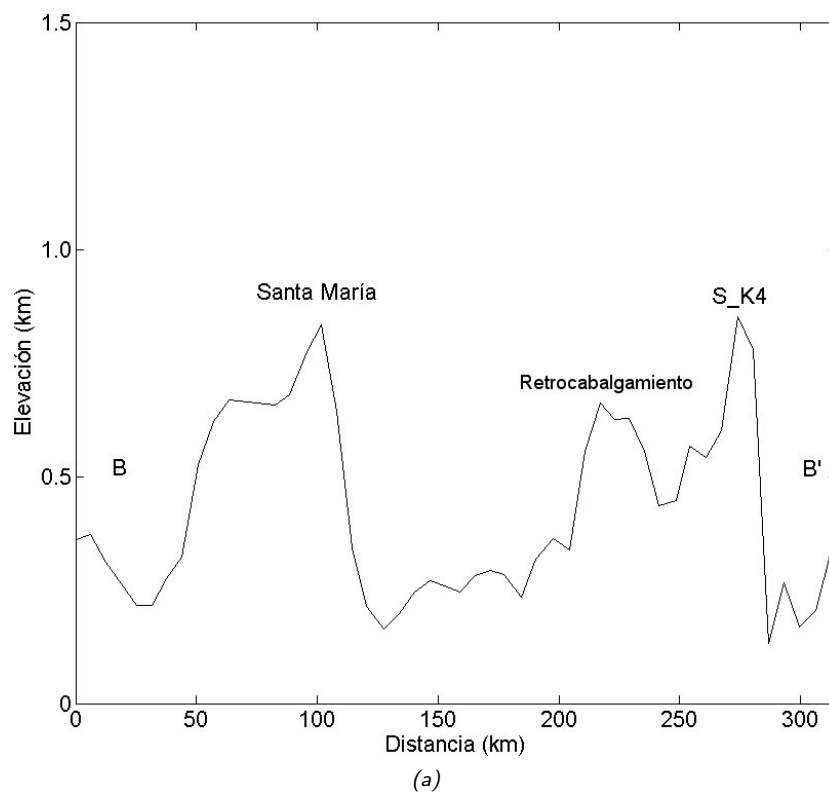


Figura 3.3: (a) Perfil topográfico que atraviesa el escarpe S_K4 y Santa María Rupes. (b) Perfil a través del escarpe S_K3 (Harmon et al., 1986).

Watters et al., 2002), existen ciertas limitaciones, ya que la anisotropía, la estratificación

vertical y las inhomogeneidades laterales pueden tener efectos importantes en el campo de desplazamientos. También hay que considerar áreas de trabajo pequeñas porque el modelo no incluye la curvatura del planeta.

Una descripción exhaustiva del modelo sería demasiado extensa y quedaría fuera de los objetivos de esta tesis. No obstante, creemos necesaria una breve descripción de los fundamentos físicos en los que se asienta debido a su importancia en los resultados obtenidos.

3.2.1. Medio elástico.

En un medio elástico las deformaciones son proporcionales a los esfuerzos aplicados, de manera que la deformación desaparece al suprimir el esfuerzo que la produce.

Las rocas se comportan de forma elástica cuando los esfuerzos aplicados son pequeños y la presión de confinamiento y la temperatura son bajas. En este régimen, las rocas se fracturan ante esfuerzos que superan la resistencia del material. Cuando las rocas están confinadas a presiones o temperaturas elevadas, su comportamiento se desvía del elástico y se produce una deformación plástica.

La proporcionalidad entre esfuerzos y deformaciones en el rango elástico se recoge en la ley de Hook. Cuando un sólido se somete a una determinada distribución de fuerzas externas, cambiará, en general, de forma y volumen. El vector de posición de un punto dado antes de la deformación en un sistema de coordenadas cartesiano vendrá dado por:

$$\vec{r} = (x_1, x_2, x_3). \quad (3.1)$$

Tras la deformación el punto estará en una nueva posición:

$$\vec{r}' = (x'_1, x'_2, x'_3). \quad (3.2)$$

La diferencia entre estos dos puntos es el vector de deformación:

$$\vec{u}(x_1, x_2, x_3) = \vec{r}' - \vec{r}. \quad (3.3)$$

Supongamos dos puntos infinitamente próximos (P, Q) (ver **Figura 3.4**). El vector que los separa antes de la deformación (\vec{l}) tendrá componentes ($\Delta x_1, \Delta x_2, \Delta x_3$) y la distancia entre ellos vendrá dada por:

$$l^2 = \sum_i \Delta x_i^2. \quad (3.4)$$

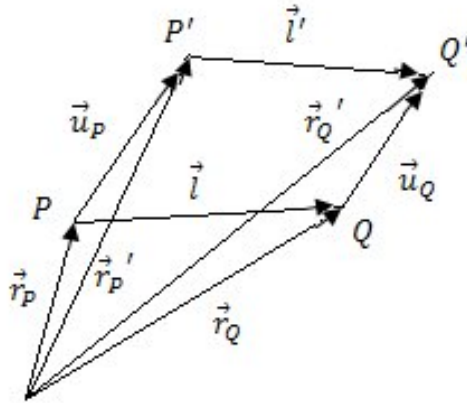


Figura 3.4: Deformación de los puntos P y Q en un medio elástico.

Una vez producida la deformación el nuevo vector \vec{l}' que separa los puntos (P', Q') será:

$$\vec{l}' = \vec{l} + \Delta \vec{u} \quad (3.5)$$

donde $\Delta \vec{u}$ es:

$$\Delta \vec{u} = \vec{u}_Q - \vec{u}_P. \quad (3.6)$$

Como suponemos que Δx_i es pequeño podemos escribir:

$$\Delta u_i = \sum_{k=1}^3 \frac{\partial u_i}{\partial x_k} \Delta x_k. \quad (3.7)$$

Tomando el módulo de la nueva distancia:

$$l'^2 = l^2 + |\Delta \vec{u}|^2 + 2\vec{l} \cdot \Delta \vec{u}. \quad (3.8)$$

Si las deformaciones son pequeñas podemos despreciar $|\Delta \vec{u}|$. De esta manera el módulo se escribe como:

$$l'^2 = l^2 + 2 \sum_i \Delta x_i \sum_j \frac{\partial u_i}{\partial x_j} \Delta x_j = l^2 + 2 \sum_i \sum_j \frac{\partial u_i}{\partial x_j} \Delta x_i \Delta x_j. \quad (3.9)$$

\vec{l}' también puede escribirse como:

$$l'^2 = l^2 + 2 \sum_i \sum_j \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \Delta x_j \Delta x_i. \quad (3.10)$$

De las dos ecuaciones anteriores llegamos a:

$$\begin{aligned} \sum_i \sum_j \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \Delta x_j \Delta x_i &= \sum_i \sum_j \frac{\partial u_i}{\partial x_j} \Delta x_i \Delta x_j \\ &= \frac{1}{2} \sum_i \sum_j \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \Delta x_i \Delta x_j. \end{aligned} \quad (3.11)$$

Si sustituimos la expresión 3.11 en 3.10 tenemos;

$$\begin{aligned} l'^2 &= l^2 + 2 \left[\frac{1}{2} \sum_i \sum_j \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \Delta x_i \Delta x_j \right] \\ &= l^2 + 2 \sum_i \sum_j \epsilon_{ij} \Delta x_i \Delta x_j \end{aligned} \quad (3.12)$$

donde ϵ_{ij} es un tensor simétrico válido para deformaciones pequeñas llamado tensor de deformaciones:

$$\epsilon_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right). \quad (3.13)$$

Las componentes de la diagonal principal del tensor de deformación representan las dilataciones experimentadas por el sólido en las direcciones x_1, x_2 y x_3 . Las componentes no diagonales informan sobre las dilataciones angulares.

Para describir el estado de esfuerzos al que está sometido un sólido se necesita un tensor de segundo orden, cuyas componentes en cada punto llamamos σ_{ij} respecto a un sistema de coordenadas cartesianas. σ_{xy} será la componente x de la fuerza por unidad de superficie que actúa sobre la cara normal al eje y . El tensor de esfuerzos es simétrico y sólo seis de sus nueve componentes son independientes.

Si consideramos un medio elástico en el que las deformaciones son pequeñas, la relación entre esfuerzo y deformación viene dada por la ley de Hook:

$$\sigma_{ij} = \sum_k \sum_l K_{ijkl} \epsilon_{kl} \quad (3.14)$$

donde σ_{ij} es el tensor de esfuerzos, K_{ijkl} es el tensor elástico del sólido y ϵ_{kl} es el tensor de deformación. K_{ijkl} es un tensor de cuarto orden y por lo tanto tiene 81 componentes. Sin embargo, debido a la simetría de los tensores de esfuerzo y deformación, sólo existen 21 componentes independientes. Las componentes del tensor reciben el nombre de constantes de rigidez elásticas o módulos elásticos. Cuando el medio es isótropo, condición que suele satisfacerse en la corteza, la relación esfuerzo-deformación se simplifica mucho y sólo aparecen dos constantes elásticas independientes que se escriben en función de los parámetros de Lamé λ y μ . Las relaciones tensor de esfuerzos-tensor de deformaciones en términos de estas constantes quedarían:

$$\sigma_{ij} = \lambda \delta_{ij} \sum_{l=1}^3 \epsilon_{ll} + 2\mu \epsilon_{ij}. \quad (3.15)$$

Los coeficientes de Lamé no se suelen utilizar y se sustituyen por el módulo de Young (E) y el coeficiente de Poisson (ν). La relación entre ellos es la siguiente:

$$E = \frac{\mu(3\lambda + 2\mu)}{(\lambda + \mu)} \quad (3.16)$$

$$\nu = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)} \quad (3.17)$$

El coeficiente de Poisson (ν) relaciona el aumento o disminución de la sección al alargar o contraer el material en dirección perpendicular a la sección, su valor varía entre 0.1 y 0.4 (Turcotte y Schubert, 2002). El módulo de Young es la constante de proporcionalidad entre el esfuerzo unidireccional aplicado y la deformación relativa. En las rocas varía entre 10 y 100 *GPa* (Turcotte y Schubert, 2002).

3.2.2. Teoría de la dislocación.

El modelo utilizado en esta tesis para obtener la geometría de las fallas asociadas a los escarpes se basa en la teoría de la dislocación. El modelo considera la falla como una dislocación en un medio semi infinito elástico e isótropo. El campo de deformación asociado a fallas se calcula a partir del formalismo de Okada (1992). Este autor se basa en trabajos previos de Steketee (1958) y Chinnery (1963) para obtener un conjunto unificado de expresiones analíticas que permiten calcular la deformación debida a fuentes puntuales y a distintos tipos de falla evitando singularidades matemáticas e inestabilidades computacionales.

Okada (1992) trata el campo de desplazamientos generado por fuentes puntuales para extenderlo después a fuentes rectangulares. En sus cálculos adopta el sistema de coordenadas mostrado en la **Figura 3.5**. En este sistema la superficie se forma por el plano x_1x_2 y el medio elástico ocuparía el espacio $x_3 > 0$.

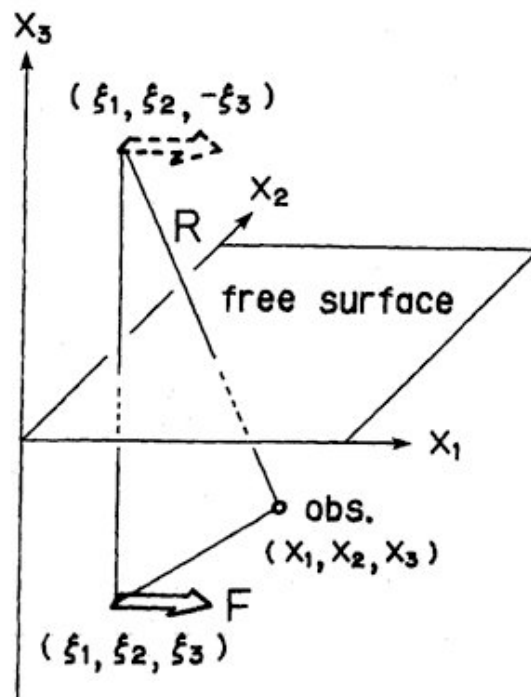


Figura 3.5: Figura tomada de Okada (1992) donde se representa el sistema de coordenadas adoptado en su estudio.

El autor parte de la fórmula de Mindlin (1936) o Press (1965) para calcular el campo de desplazamiento debido a una fuerza aplicada en un punto en un espacio semi infinito homogéneo y la reescribe en el sistema de coordenadas elegido. De manera que:

$$u_i^j(x_1, x_2, x_3) = u_{iA}^j(x_1, x_2, -x_3) - u_{iA}^j(x_1, x_2, x_3) + u_{iB}^j(x_1, x_2, x_3) + x_3 u_{iC}^j(x_1, x_2, x_3) \quad (3.18)$$

con:

$$u_{iA}^j = \frac{F}{8\pi\mu} \left\{ (2-\alpha) \frac{\delta_{ij}}{R} + \alpha \frac{R_i R_j}{R^3} \right\} \quad (3.19)$$

$$u_{iB}^j = \frac{F}{4\pi\mu} \left\{ \frac{\delta_{ij}}{R} + \frac{R_i R_j}{R^3} + \frac{1-\alpha}{\alpha} \left[\frac{\delta_{ij}}{R+R_3} + \frac{R_i \delta_{j3} - R_j \delta_{i3} (1-\delta_{j3})}{R(R+R_3)} - \frac{R_i R_j}{R(R+R_3)^2} (1-\delta_{i3})(1-\delta_{j3}) \right] \right\} \quad (3.20)$$

$$u_{iC}^j = \frac{F}{4\pi\mu} (1-2\delta_{i3}) \left\{ (2-\alpha) \frac{R_i \delta_{j3} - R_j \delta_{i3}}{R^3} + \alpha \zeta_3 \left[\frac{\delta_{ij}}{R^3} - \frac{3R_i R_j}{R^5} \right] \right\} \quad (3.21)$$

$$\alpha = \frac{(\lambda - \mu)}{(\lambda + 2\mu)} \quad (3.22)$$

$$R_1 = x_1 - \zeta_1 \quad R_2 = x_2 - \zeta_2 \quad R_3 = x_3 - \zeta_3 \quad R = R_1^2 + R_2^2 + R_3^2. \quad (3.23)$$

En estas expresiones $u_i^j(x_1, x_2, x_3)$ es la componente i del desplazamiento en (x_1, x_2, x_3) debido a la dirección j de la fuerza de magnitud F aplicada en el punto $(\zeta_1, \zeta_2, \zeta_3)$. λ y μ son las constantes de Lamé y δ_{ij} es la delta de Kronecker.

En la expresión del campo de deformación se pueden distinguir tres términos: u_{iA}^j se refiere al desplazamiento producido por la fuerza en un medio infinito, u_{iB}^j proporciona la deformación en la superficie y un tercer término, u_{iC}^j , que es proporcional a la profundidad.

La variación del desplazamiento al variar el punto de aplicación de la fuerza vendrá dado por la diferenciación de la ecuación 3.18:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u_i^j}{\partial \zeta_k}(x_1, x_2, x_3) &= \frac{\partial u_{iA}^j}{\partial \zeta_k}(x_1, x_2, -x_3) - \frac{\partial u_{iA}^j}{\partial \zeta_k}(x_1, x_2, x_3) + \frac{\partial u_{iB}^j}{\partial \zeta_k}(x_1, x_2, x_3) \\ &+ x_3 \frac{\partial u_{iC}^j}{\partial \zeta_k}(x_1, x_2, x_3). \end{aligned} \quad (3.24)$$

Además, según Steketee (1958), el campo de deslizamiento $u_i(x_1, x_2, x_3)$ debido a una dislocación $\Delta u_j(\zeta_1, \zeta_2, \zeta_3)$ en una superficie Σ en un medio isótropo viene dado por:

$$u_i = \frac{1}{F} \int \Delta u_j \left[\lambda \delta_{jk} \frac{\partial u_i^n}{\partial \zeta_n} + \mu \left(\frac{\partial u_i^j}{\partial \zeta_k} + \frac{\partial u_i^k}{\partial \zeta_j} \right) \right] v_k d\Sigma, \quad (3.25)$$

en esta fórmula se suma sobre los índices repetidos y las componentes v_k son los cosenos directores de la normal al elemento de superficie $d\Sigma$, es decir, $(0, -\sin \theta, \cos \theta)$.

A partir de la expresión anterior y considerando una geometría como la representada en la **Figura 3.6**, en la que una fuerza aplicada en el punto $(0, 0, -c)$ produce una dislocación de tipo compresivo que es equivalente a un par de fuerzas de momento M_0 , el eje x es paralelo a la dirección de la falla y el ángulo de buzamiento es θ , Okada (1992) encuentra que el campo de desplazamiento \vec{u}^0 debido a esta fuente es:

$$\vec{u}^0 = \frac{M_0}{F} \left[\left(\frac{\partial \vec{u}^2}{\partial \zeta_3} + \frac{\partial \vec{u}^3}{\partial \zeta_2} \right) \cos 2\theta + \left(\frac{\partial \vec{u}^3}{\partial \zeta_3} + \frac{\partial \vec{u}^2}{\partial \zeta_2} \right) \sin 2\theta \right]. \quad (3.26)$$

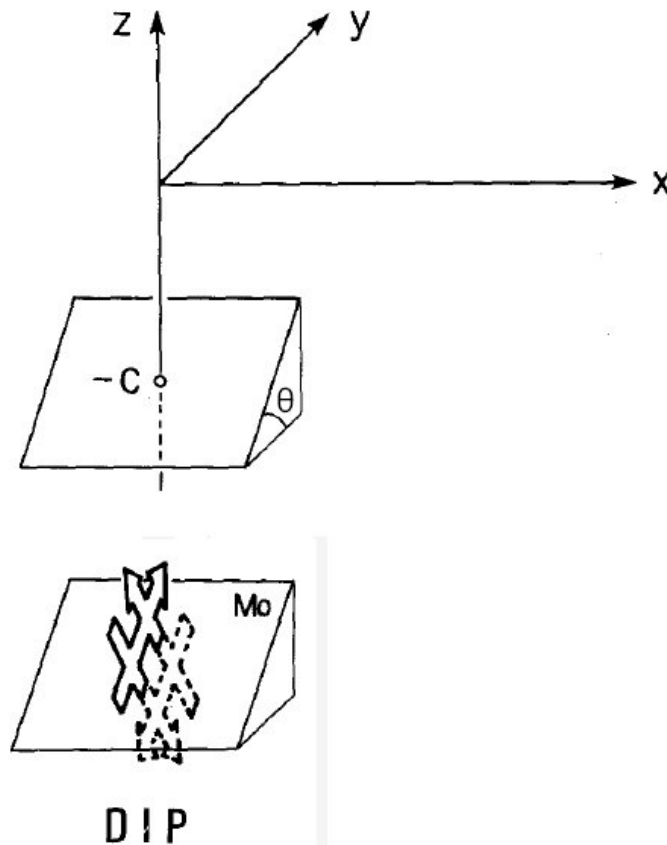


Figura 3.6: Figura tomada de Okada (1992). Geometría de una fuente puntual que produce una dislocación tipo compresivo.

Para obtener el campo de desplazamiento se introduce 3.24 en 3.26. A partir del resultado obtenido (ver Okada, 1992), se evalúa la deformación y los campos de esfuerzo

generados por una fuente puntual haciendo uso del tensor de deformaciones y de su relación con el tensor de esfuerzos (3.13 y 3.15).

Para establecer los desplazamientos causados por fuentes de deslizamiento de forma rectangular incluidas en el interior de un medio semi infinito elástico se integra en la longitud y anchura de la falla. Las expresiones resultantes de la integración constituyen la base del modelo utilizado para obtener la geometría de las fallas asociadas a los escarpes. Una descripción minuciosa del formalismo de Okada alargaría innecesariamente este trabajo, ya que Okada (1992) contiene más de doscientas expresiones. Para consultar estas expresiones y obtener una información exhaustiva remitimos al artículo y a la bibliografía que contiene.

3.3. Parámetros iniciales y procedimiento.

Para determinar la geometría de las tres fallas asociadas a los escarpes Santa María Rupes, S_K3 y S_K4 (**Figura 3.2**) proporcionamos al modelo una serie de parámetros de entrada que describen las características de la falla y del medio. Estos parámetros son la longitud de la falla, el ángulo de buzamiento, la profundidad que alcanza la falla y la profundidad a la que empieza, el desplazamiento, el coeficiente de Poisson y el módulo de Young. También es necesario especificar la forma en la que el desplazamiento disminuye en los extremos de las fallas. A partir de estos parámetros, el modelo calcula el desplazamiento del material producido por la falla. La comparación entre la topografía proporcionada por el modelo y la obtenida por Harmon et al. (1986) (**Figuras 3.3a** y **3.3b**) nos permite seleccionar los ángulos de buzamiento, los desplazamientos y la profundidad de falla que reproducen mejor la topografía observada.

En nuestros cálculos hemos asumido un módulo de Young de 100 *GPa* y un coeficiente de Poisson de 0.25 (Hauck et al., 2004). Estos valores se utilizan habitualmente en la literatura. Trabajos realizados con anterioridad (e.g. Watters et al., 2002; Grott et al., 2007; Ritzler et al., 2010) afirman que variaciones razonables de estos parámetros no producen variaciones en los resultados. En este trabajo hemos comprobado que variaciones de hasta un 20% no afectan a los resultados.

La topografía modelada se ve afectada por la distribución de desplazamiento en la falla, de manera que resulta necesario especificar en el modelo esta distribución. Magnihetti et al. (2005) recopilaron datos sobre la distribución de desplazamiento en fallas terrestres. Sus resultados parecen indicar que muchas fallas tienen una forma triangular en longitud y sección transversal. Esta característica es independiente del tamaño, edad y localización. Sin embargo, estos resultados están sujetos a una alta dispersión y algunos autores han afirmado encontrar mejores ajustes utilizando una distribución del desplazamiento elíptica (Schultz y Watters, 2001; Ruiz et al., 2008). En este estudio se consideraron las dos opciones y se concluyó que una distribución elíptica en la que el desplazamiento disminuye linealmente en los primeros 10 *km* (la envolvente es una elipse) proporcionaba mejores resultados.

La topografía mostrada por un perfil topográfico que atraviesa una falla varía según la orientación del perfil. Un perfil no perpendicular a la estructura mostrará una región deformada más ancha que la real y esto puede llevar a errores al determinar la geometría de la falla, sobre todo en su profundidad. Nosotros hemos tenido en cuenta que los perfiles topográficos utilizados no son perpendiculares a las estructuras estudiadas y para resolver el problema hemos utilizado el sistema de información geográfica ArcGIS.

El modelo proporciona como resultado el desplazamiento que sufre una red de puntos debido a la falla, lo que nos permite calcular la posición de los puntos una vez que se produce la deformación. Esta información se introduce en el SIG como una tabla de datos y a partir de ahí, podemos calcular el perfil topográfico con la orientación deseada (**Figura 3.7**) utilizando las herramientas del SIG.

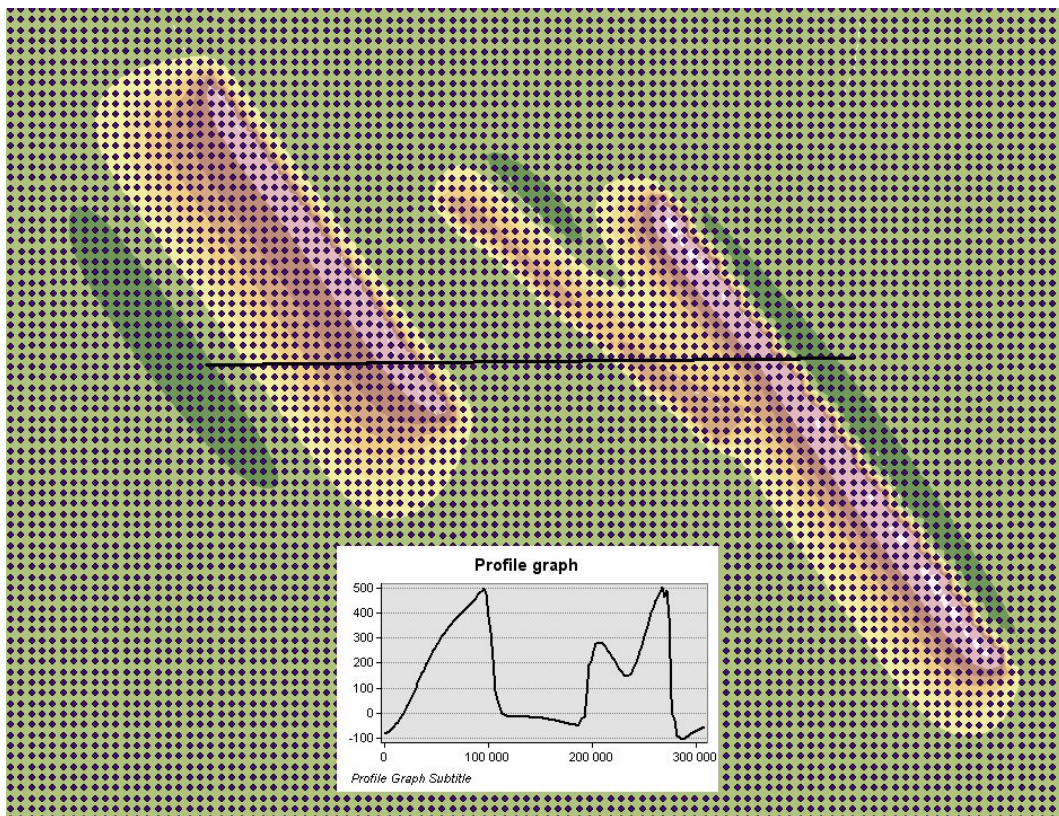


Figura 3.7: Perfil topográfico a través de Santa María Rupes y del escarpe S_K4 obtenido a través del SIG.

Para poder aplicar este procedimiento las áreas de trabajo deben ser pequeñas y la proyección no debe distorsionar la región de interés. La proyección utilizada en nuestro caso, una sinusoidal centrada en 20°W, es adecuada para realizar el cálculo ya que no introduce distorsiones en la zona donde se sitúan nuestros escarpes.

Una vez obtenido el perfil modelado con la orientación correcta, podemos compararlo con el perfil medido. Para comparar los perfiles y elegir aquellos que mejor se ajustan a los perfiles observados hemos calculado la norma L^2 . Esta norma se define como:

$$\|f(x) - g(x)\|_2 = \left[\int_a^b (f(x) - g(x))^2 dx \right]^{\frac{1}{2}} \quad (3.27)$$

donde a y b son los extremos de los perfiles, $f(x)$ es el perfil simulado y $g(x)$, el observado. La diferencia entre los perfiles se obtiene mediante una integración numérica. Para ello discretizamos los perfiles en k puntos n_i y dividimos por la longitud total $L = n_k - n_1$. De este modo podemos comparar ajustes llevados a cabo en perfiles con distinta longitud. La expresión que se obtiene es:

$$\frac{1}{L} \|f(x) - g(x)\|_2 = \left[\frac{1}{n_k - n_1} \left(\sum_{i=1}^{k-1} |n_{i+1} - n_i| R_i^2 \right) \right]^{\frac{1}{2}}, \quad (3.28)$$

R_i es la diferencia entre la topografía observada y modelada en el punto n_i . Esta norma mide la distancia entre los dos perfiles, por lo que el mejor perfil simulado será aquel que presente una norma menor. Aunque con este método tratamos de seleccionar de manera objetiva el perfil simulado que se ajusta mejor al medido, los resultados no son siempre adecuados. Es posible que los perfiles que proporcionan un error menor no sean los que reflejen mejor la topografía observada. En estos casos los perfiles son elegidos de forma cualitativa.

3.4. Resultados.

En la **Tabla 3.1** se resumen las características de las fallas que reproducen los perfiles topográficos observados. Los mejores ajustes a la topografía del escarpe Santa María Rupes se obtienen mediante fallas con desplazamientos (D) comprendidos entre 1.0-1.1 km , profundidades de falla (T) de 36-39 km y ángulos de buzamiento (θ) entre 28°-32°. Dentro de estos intervalos se encuentran las combinaciones de parámetros que proporcionan errores admisibles y similares. El perfil modelado que proporciona una norma menor se obtiene mediante una falla con ángulo de buzamiento de 31°, un desplazamiento de 1.1 km y una profundidad de 38 km . En la **Figura 3.12** y en la **Tabla 3.2** se muestran el perfil topográfico observado y algunos modelos pertenecientes al intervalo de soluciones.

Los primeros resultados adquiridos en el escarpe S_K4 proporcionaban fallas con ángulos de buzamiento de 43°-53°, profundidades entre 37-40 km y desplazamientos de 0.9-1.0 km . Las fallas inversas con ángulos de buzamiento por encima de 45° son raras (Turcotte y Schubert, 2002), por lo que incorporamos en nuestro estudio una cuarta estructura que podía afectar a la deformación producida por el escarpe S_K4. La estructura introducida mide unos 150 km de longitud y corre paralela al escarpe S_K4. A su paso cabalga un cráter de impacto, de donde se infiere que la estructura es contraccional. La asimetría de su topografía parece apuntar a que la falla inversa que genera el escarpe buza

hacia el este. Los resultados del modelo para esta estructura presentan ángulos de buzamiento de 18° - 25° , desplazamientos de 0.9 - 1.0 km, la profundidad del extremo superior de la falla estaría entre 0 - 0.5 km y alcanzaría los 10 - 15 km de profundidad. El mejor perfil es obtenido con una falla ciega que comienza a 0.5 km de profundidad, $D = 0,9$ km, $\theta = 23^{\circ}$ y $T = 15$ km. Las características encontradas tras su análisis son compatibles con las de un retrocabalgamiento asociado al escarpe S_K4. Las Figuras 3.8 y 3.9 señalan la localización del retrocabalgamiento. La Figura 3.10 muestra la deformación producida por el retrocabalgamiento al atravesar un cráter.

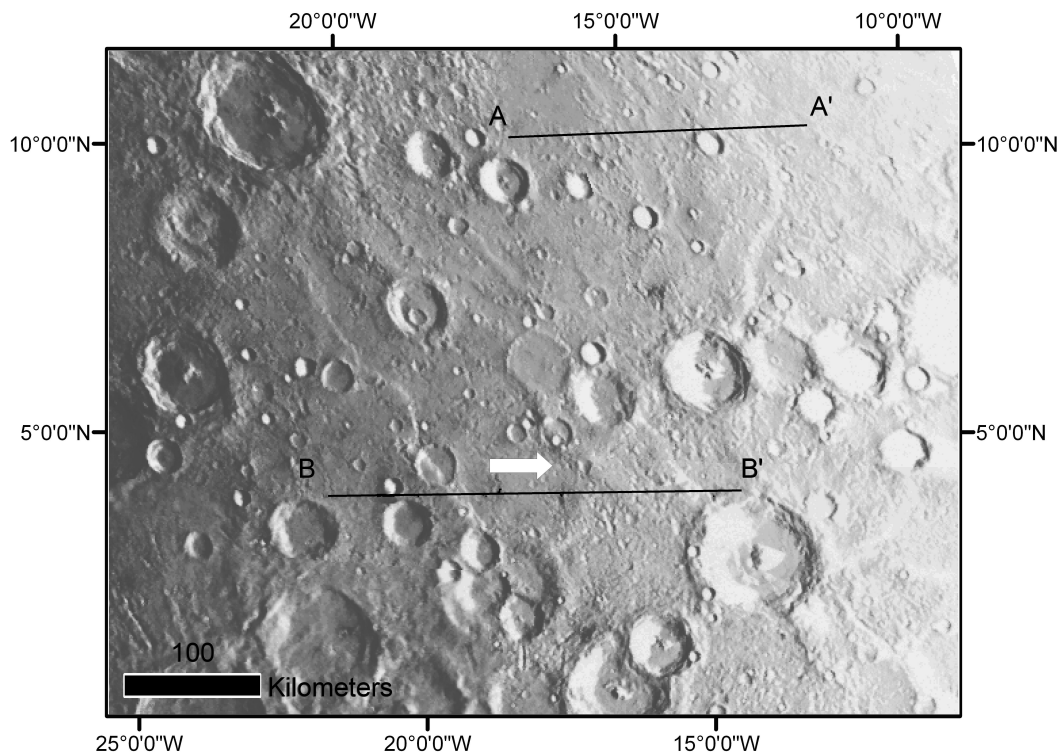


Figura 3.8: Mosaico de imágenes de Mariner 10 en el que se muestra la localización de los perfiles topográficos proporcionados por Harmon et al. (1986) utilizados en este estudio. La flecha blanca indica la posición del retrocabalgamiento.

Los ángulos de buzamiento obtenidos al modelar el escarpe S_K4 disminuyeron a valores más razonables tras incluir el retrocabalgamiento y los perfiles modelados mejoraron de forma apreciable. La nueva geometría resultante proporciona ángulos de 40° - 44° , desplazamientos de 1.0 - 1.1 km y profundidad de falla entre 30 - 36 km. El mejor ajuste lo encontramos con $D = 1,1$ km, $\theta = 44^{\circ}$ y $T = 30$ km. La norma más pequeña obtenida para el perfil B-B' es de 2969 m.

El perfil topográfico observado que atraviesa Santa María Rupes presenta una región elevada en la espalda de la falla (Figura 3.3a) consistente con la deformación producida por un cráter de impacto situado en esta región. No obstante, existía la posibilidad de que este perfil se debiera a una falla lítrica. Estas estructuras presentan un plano de falla curvo con buzamientos cada vez menores en profundidad y, aunque se pensaba que las fallas en Mercurio eran relativamente sencillas, se han encontrado evidencias que

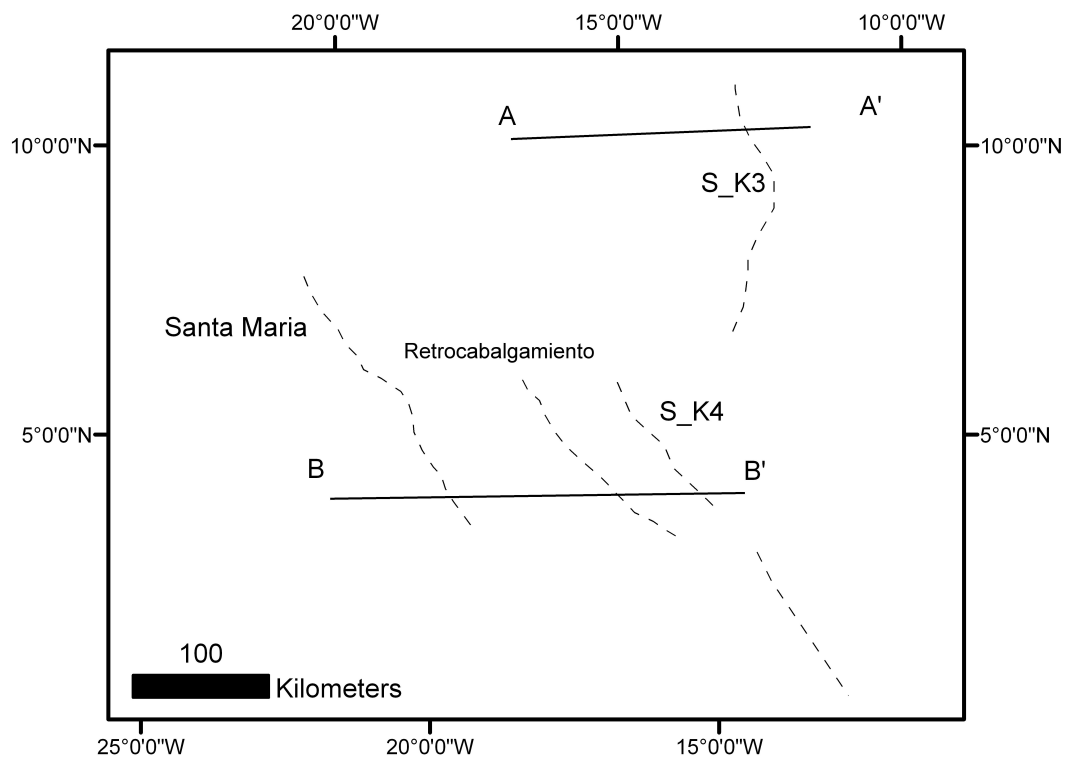


Figura 3.9: Localización de los perfiles topográficos y esquema de las fallas estudiadas (líneas punteadas) en el que se incluye el retrocabalgamiento asociado al escarpe S_K4.

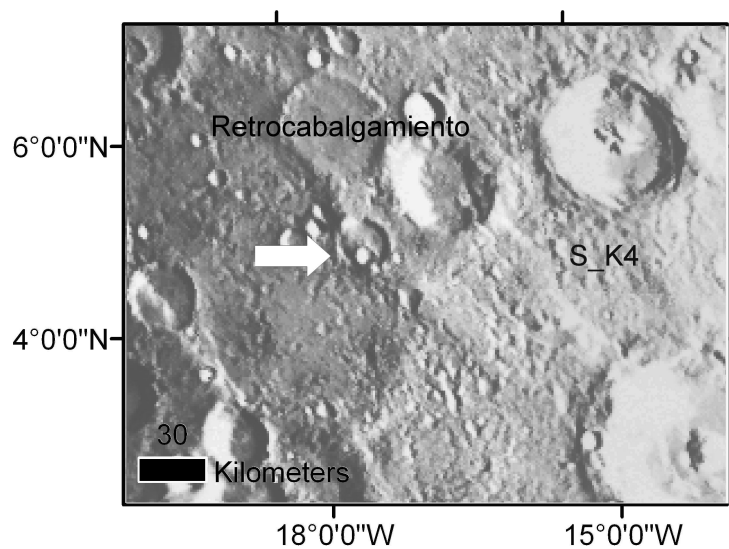


Figura 3.10: Detalle del retrocabalgamiento asociado al escarpe S_K4. Se observa como el retrocabalgamiento acorta el diámetro del cráter que atraviesa.

relacionan al Beagle Rupes con una falla de este tipo (Rothery y Massironi, 2010). Los perfiles topográficos proporcionados por fallas lítricas se caracterizan por formar un abultamiento a modo de joroba en la espalda del escarpe, por lo que, en un principio, parecían candidatas apropiadas para reproducir el perfil de Santa María Rupes. Tras nu-

Estructura	Desplazamiento (<i>km</i>)	Ángulo de buzamien- to	Profundidad extremo su- perior (<i>km</i>)	Profundidad de falla (<i>km</i>)
Santa María Rupes	1.0-1.1	28°-32°	0.0	36-39
Escarpe S_K4	1.0-1.1	40°-44°	0.0	30-36
Retrocabalgamiento	0.9-1.0	18°-25°	0-0.5	10-15
Escarpe S_K3	1.0-1.2	22°-28°	0.0	33-38

Tabla 3.1: Resultados del modelo.

merosos intentos comprobamos que los perfiles modelados producidos mediante este tipo de fallas no proporcionaban buenos ajustes. Esto nos llevó a descartar la opción de la falla lítrica y a concluir que la deformación era, efectivamente, debida al cráter.

Los mejores ajustes a la topografía en el escarpe S_K3 se adquieren mediante fallas con desplazamientos entre los 1.0-1.2 *km*, ángulos de buzamiento entre 22°-28° y profundidades de falla de 33-38 *km* (**Figura 3.11**). El perfil topográfico que atraviesa el escarpe S_K3 muestra un relieve simétrico, mientras que los escarpes lobulados son asimétricos (Strom et al., 1975; Watters et al., 2001; Watters y Nimmo, 2010). Los perfiles simétricos suelen asociarse a fallas ciegas. Hemos comprobado que este tipo de fallas proporcionan buenos ajustes a la topografía, pero los hemos desestimado debido a que las imágenes muestran una topografía asimétrica parecida a la de los escarpes Santa María y S_K4 y que apuntaría a que el escarpe S_K3 rompe la superficie. La simetría del escarpe hace que la norma L^2 no proporcione ajustes adecuados y la selección de perfiles ha tenido que realizarse de forma cualitativa.

La principal fuente de error que afecta a nuestros resultados procede de los perfiles topográficos proporcionados por Harmon et al. (1986). Es difícil extraer con exactitud los errores en altitud a partir de las gráficas proporcionadas por Harmon et al. (1986), de modo que hemos considerado los valores medios que este autor proporciona: 0,15° en longitud (6.4 *km*), 2,5° en latitud (106 *km*) y 100 *m* en altura. Teniendo en cuenta estos errores, hemos modificado los perfiles topográficos considerando el peor escenario posible (alturas y anchuras extremas en los escarpes, y perfiles lo más alejados de la perpendicular con la estructura posible) con el objetivo de obtener la geometría de las fallas que los reproducen. Las soluciones obtenidas en estos casos proporcionan parámetros con valores extremos que tienen en cuenta el máximo error posible. Estos parámetros muestran una incertidumbre en nuestros resultados del 20% en el desplazamiento y del 15% en el ángulo de buzamiento y en la profundidad de falla. La incertidumbre en Santa María Rupes podría ser algo mayor, ya que el cráter situado a su espalda podría haber distorsionado la deformación producida por el escarpe.

Los resultados obtenidos han permitido establecer la profundidad dúctil-frágil de la corteza entre 30-39 *km* de profundidad en el momento de formación de los escarpes Santa María (3,5°N, 19°W), S_K4 (4°N, 15°W) y S_K3 (10,3°N, 13°W) (Egea-González et al., 2012). Este resultado es consistente con la profundidad de falla de 35-40 *km* obtenida por Watters et al. (2002) para el Discovery Rupes (56°S, 40°W) a partir de perfiles realizados

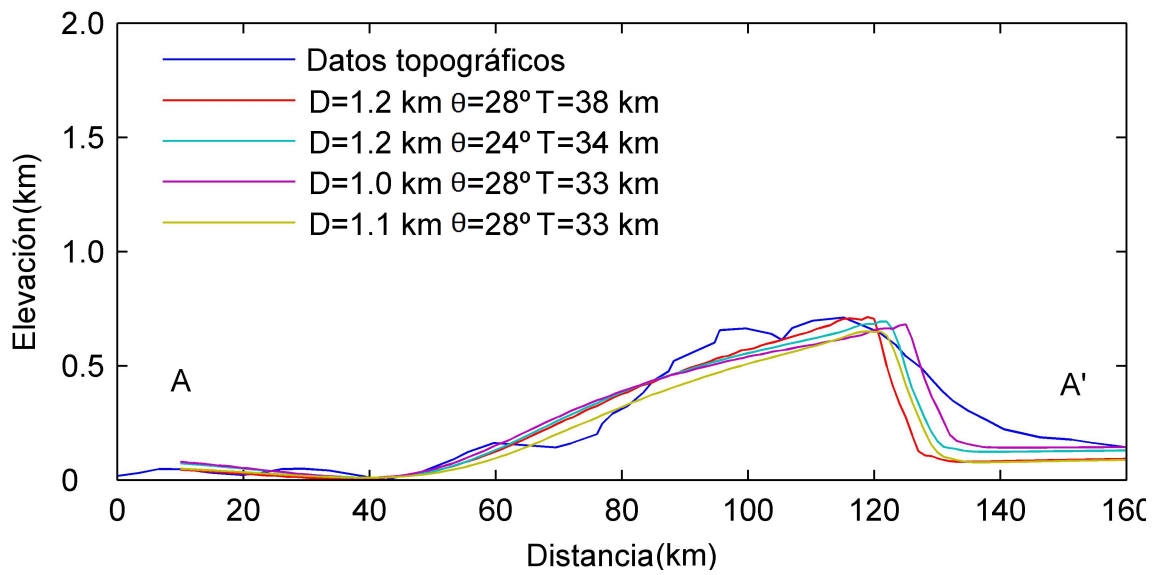


Figura 3.11: Perfil topográfico del escarpe S_K3 y grupo de modelos obtenidos.

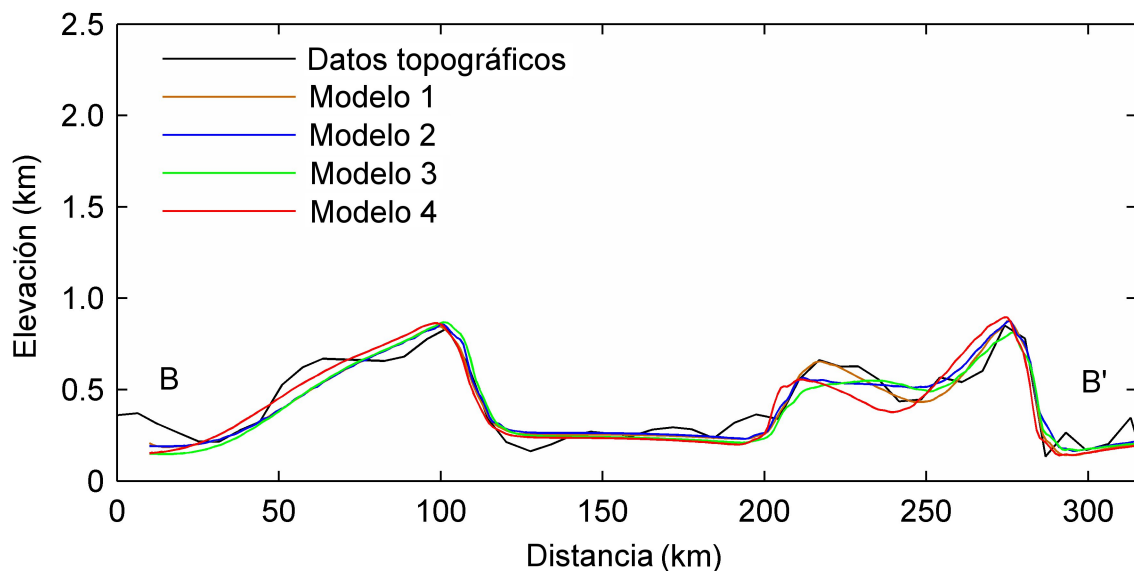


Figura 3.12: Comparación entre el perfil topográfico que atraviesa los escarpes Santa María Rupes y S_K4 y perfiles obtenidos en el intervalo de soluciones. El Modelo 1 representa el mejor ajuste con una incertidumbre de 2969 m. Los modelos 2,3 y 4 presentan incertidumbres entre 2977-3020 m.

	Modelo 1	Modelo 2	Modelo 3	Modelo 4
Santa María Rupes	$D=1.1 \text{ km}$ $\theta=31^\circ$ $T=38 \text{ km}$	$D=1.0 \text{ km}$ $\theta=30^\circ$ $T=37 \text{ km}$	$D=1.1 \text{ km}$ $\theta=28^\circ$ $T=36 \text{ km}$	$D=1.1 \text{ km}$ $\theta=29^\circ$ $T=39 \text{ km}$
S_K4	$D=1.1 \text{ km}$ $\theta=44^\circ$ $T=30 \text{ km}$	$D=1.1 \text{ km}$ $\theta=42^\circ$ $T=33 \text{ km}$	$D=1.0 \text{ km}$ $\theta=40^\circ$ $T=36 \text{ km}$	$D=1.0 \text{ km}$ $\theta=43^\circ$ $T=34 \text{ km}$
Retrocabalgamiento	$D=0.9 \text{ km}$ $\theta=23^\circ$ $T=15 \text{ km}$	$D=1.0 \text{ km}$ $\theta=20^\circ$ $T=12 \text{ km}$	$D=1.0 \text{ km}$ $\theta=18^\circ$ $T=10 \text{ km}$	$D=0.9 \text{ km}$ $\theta=25^\circ$ $T=12 \text{ km}$

Tabla 3.2: Geometrías obtenidas a través de los modelos representados en la **Figura 3.12**.

por estereoscopía, y con los 35 km obtenidos por Ritzler et al. (2010) en dos escarpes situados cerca del ecuador a 59,3°E y 64,7°E, y para los que existen datos de altimetría láser MLA.

Williams et al. (2011) concluyeron que el heterogéneo patrón de insolación existente en la superficie de Mercurio podía inducir, para un tiempo dado, diferencias en la profundidad de la transición dúctil-frágil dependiendo de la longitud y latitud considerada. Si esta conclusión es acertada, la diferencia entre las temperaturas en superficie de los escarpes Santa María, S_K4 y S_K3, y el Discovery Rupes implicaría una profundidad en la transición dúctil-frágil ligeramente mayor en el Discovery Rupes que en la región donde se sitúan los otros tres escarpes. Esta diferencia predicha por Williams et al. (2011) no se observa en las profundidades de la transición dúctil-frágil obtenida en esta memoria. Esta discrepancia con los resultados de Williams et al. (2011) podría ser debida a una falta de resolución en nuestros resultados o a una diferencia en el momento de formación de los escarpes.

Aunque la similitud entre las profundidades de falla de los diferentes escarpes apuntaría a una homogeneidad en la profundidad de la transición dúctil-frágil, es necesario tener presente que la profundidad de la transición dúctil-frágil se refiere al momento de formación de los escarpes. Los tres escarpes analizados en este estudio son muy cercanos y tienen características similares, lo que podría indicar que son contemporáneos y que se deben al mismo campo de esfuerzos, pero los escarpes estudiados por Watters et al. (2002) y Ritzler et al. (2010) podrían haberse formado en periodos de tiempo muy distintos y, por lo tanto, la información que proporcionan podría referirse a momentos diferentes. La imposibilidad de establecer el momento en el que se formaron los escarpes nos impide concluir con rotundidad que la profundidad de la transición dúctil-frágil sea homogénea. Sin embargo, a la vista de la semejanza entre los resultados, la posibilidad de una homogeneidad en la profundidad de la transición dúctil-frágil tampoco puede descartarse y debe estudiarse en futuros trabajos en los que se incluyan un mayor número de escarpes.

Capítulo 4

Flujo térmico

El objetivo de esta tesis consiste en estudiar el flujo térmico en la superficie de Mercurio a partir de las características de los escarpes lobulados, ya que el calor liberado desde la superficie de un planeta obtenido para diferentes puntos y distintas épocas aporta información fundamental sobre la dinámica interna del mismo y contribuye a establecer su historia térmica y geológica. El flujo térmico en la superficie de Mercurio en la época de formación de los escarpes puede calcularse de manera bastante aproximada a partir de la profundidad deducida de las fallas asociadas a los mismos. La clave del cálculo radica en que los grandes escarpes atraviesan la parte frágil de la corteza hasta alcanzar la transición dúctil-frágil, por lo que la profundidad de la falla coincide con la profundidad de transición (z_{BDT}). Según los cálculos realizados en el capítulo anterior, la profundidad de las fallas asociadas a los escarpes Santa María Rupes, S_K4 y S_K3 alcanza los 30-39 km. Si esta profundidad coincide con la transición dúctil-frágil, es posible calcular la temperatura a esta profundidad a partir de la expresión que proporciona la resistencia del material a la deformación dúctil. Una vez determinada la temperatura a la profundidad de la transición dúctil-frágil, se puede obtener el flujo térmico mediante la resolución de la ecuación del calor.

4.1. Resistencia a la deformación.

4.1.1. Resistencia a la deformación frágil: Criterio de ruptura de Coulomb.

Las fallas se generan en la parte más superficial de la corteza, donde las presiones y temperaturas son bajas. En esta región las rocas se comportan de forma frágil y se fracturan cuando son sometidas a esfuerzos que superan la resistencia del material. Para estudiar los esfuerzos involucrados en la formación de una falla inversa comenzaremos situando los ejes principales del tensor de esfuerzos ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$) (**Figura 4.1a**). También utilizaremos estos nombres para referirnos a los esfuerzos aplicados en estas direcciones. En la superficie del planeta los esfuerzos de cizalla estarían generados por el viento y se pueden despreciar, por lo tanto, uno de los ejes principales del tensor de esfuerzos va a ser vertical (σ_3) mientras que los otros dos (σ_1, σ_2) estarán en la horizontal (**Figura 4.1a y 4.1b**). Conforme vamos aumentando la profundidad, la disposición de los ejes

principales del tensor de esfuerzos puede variar debido a posibles modificaciones en la dirección en la que se aplican los esfuerzos. Sin embargo, como es habitual en la literatura, asumiremos que estos ejes no varían. La variación de los ejes con la profundidad complica en gran medida las expresiones resultantes y hace imposible la resolución de nuestro problema (e.g. Ranalli, 1997).

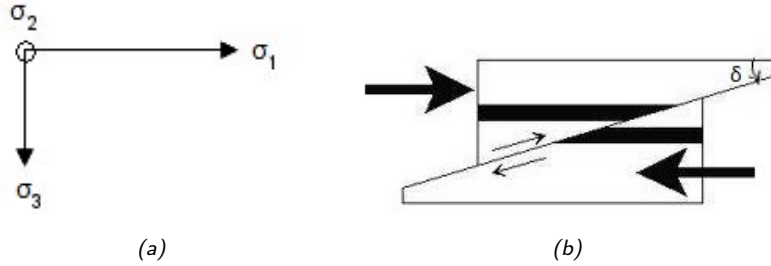


Figura 4.1: (a) Dirección de los esfuerzos principales y (b) falla inversa de ángulo de buzamiento δ .

En el eje vertical la componente de esfuerzo σ_3 se corresponde con la presión litostática (P_a) (e.g., Turcotte y Schubert, 2002):

$$\sigma_3 = \rho g z \quad (4.1)$$

ρ es la densidad del medio ($kg\ m^{-3}$), g es la aceleración debida a la gravedad ($m\ s^{-2}$) y z es la profundidad (m). En el estado de equilibrio los esfuerzos aplicados en cada eje serían iguales $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$, pero para generar una falla inversa es necesario aplicar un esfuerzo desviador $\Delta\sigma_1$ en la dirección horizontal de σ_1 . El esfuerzo compresivo horizontal quedaría como:

$$\sigma_1 = \rho g z + \Delta\sigma_1 \quad (4.2)$$

con $\Delta\sigma_1 > 0$. Por lo tanto el esfuerzo σ_1 es mayor que σ_3 . Si asumimos que no hay deformación en la vertical, la relación entre esfuerzos desviadores $\Delta\sigma_1$ y $\Delta\sigma_2$ puede obtenerse de la ecuación 3.15:

$$\Delta\sigma_2 = \nu \Delta\sigma_1 \quad (4.3)$$

donde ν es el coeficiente de Poisson. $\Delta\sigma_2$ es compresivo y menor que $\Delta\sigma_1$ en un factor ν . El esfuerzo aplicado en el eje σ_2 se puede escribir:

$$\sigma_2 = \rho g z + \Delta\sigma_2 = \rho g z + \nu \Delta\sigma_1. \quad (4.4)$$

De aquí se concluye que en las fallas inversas σ_2 es mayor que el esfuerzo vertical σ_3 pero menor que σ_1 :

$$\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3. \quad (4.5)$$

Por lo tanto, en este tipo de fallas, el esfuerzo dirigido en la vertical es mínimo y el dirigido en la horizontal es máximo. Además, para que se produzca una falla, la diferencia entre estos valores debe satisfacer el criterio de ruptura de Coulomb. En este criterio la fractura tiene lugar cuando el esfuerzo de cizalla (τ) sobre el plano de falla (**Figura 4.2**) cumple:

$$\tau = S + \mu(\sigma_n - p) \quad (4.6)$$

donde σ_n es el esfuerzo normal al plano de falla, S es la cohesión del material, μ es el coeficiente de fricción interna y p es la presión de fluidos en los poros. En Mercurio, cuyas capas externas deben estar extremadamente deshidratadas debido a la elevada temperatura, podemos asumir que la presión de fluido en el poro es cero ($p = 0$), y así se considerará en nuestros cálculos. El esfuerzo de cizalla (τ) y los esfuerzos compresivos se toman positivos. Según este criterio las fallas se formarán en aquellos planos orientados de manera que hagan máxima la expresión $\tau - \mu\sigma_n$, ya que de esta forma será más probable superar la cohesión del material.

Para aplicar el criterio de Coulomb a la litosfera de un cuerpo planetario es necesario reescribirlo en función de los ejes principales del tensor de esfuerzos. Las componentes normal y de cizalla se escriben en términos de estos ejes como (**Figura 4.2**):

$$\sigma_n = \frac{1}{2}(\sigma_1 + \sigma_3) - \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3)\cos 2\beta \quad (4.7)$$

$$\tau = \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3)\sin 2\beta \quad (4.8)$$

donde β es el ángulo que forma el plano de falla con el eje principal del tensor de esfuerzos σ_1 . Por tanto, el criterio de Coulomb escrito en términos de los ejes principales del tensor quedaría:

$$S = \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3)(\sin 2\beta + \mu \cos 2\beta) - \frac{1}{2}\mu(\sigma_1 + \sigma_3). \quad (4.9)$$

Esta ecuación proporciona la orientación óptima del plano de falla ya que tiene un máximo en:

$$\tan 2\beta = \frac{1}{\mu}. \quad (4.10)$$

A partir de la expresión 4.9, Sibson (1974) cuantificó la diferencia entre esfuerzos máximo y mínimo necesaria para producir distintos tipos de falla asumiendo la existencia

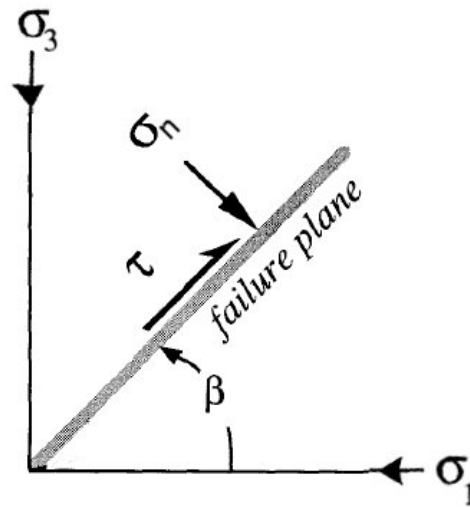


Figura 4.2: Sistema de coordenadas utilizado en el cálculo de la orientación del plano de falla más probable.

de planos de fractura sin cohesión ($S=0$) en todas las orientaciones y con uno de los ejes principales del tensor de esfuerzos en la vertical. En el caso de fallas inversas, el esfuerzo diferencial a aplicar para producir una falla en aquellos planos que están orientados más favorablemente viene dado por:

$$(\sigma_1 - \sigma_3)_b = \alpha \rho g z \quad (4.11)$$

donde el subíndice b hace referencia a la deformación frágil ("brittle") y α es un factor que depende del tipo de falla. En fallas inversas α toma el valor $R - 1$ donde R es la relación de esfuerzos $\frac{\sigma_1}{\sigma_3}$. El mínimo valor de R requerido para iniciar el deslizamiento en estas condiciones es de:

$$R = \frac{1}{[(1 + \mu_0^2)^{\frac{1}{2}} - \mu_0]^2} \quad (4.12)$$

En esta expresión μ_0 es el coeficiente estático de fricción, cuyo valor en fallas inversas suele ser cercano a 0.75, por lo que α es 3 (Sibson, 1974; Ranalli, 1997). En estos cálculos hemos considerado una presión de fluido dentro del poro nula.

La relación 4.11 proporciona el esfuerzo diferencial más bajo necesario para producir una falla, ya que se asumen planos de falla preexistentes óptimamente orientados y sin cohesión.

4.1.2. Resistencia a la deformación dúctil: Dislocación *creep*.

Aunque la producción de fracturas es importante en la parte superficial de la corteza, existen circunstancias en las que las rocas se comportan de forma dúctil. En general,

a bajas temperaturas y presiones de confinamiento, y a elevadas tasas de deformación, es probable que las rocas se comporten de forma frágil bajo esfuerzos que superan la resistencia del material. Por otro lado, a elevadas temperaturas y presiones de confinamiento, y bajas tasas de deformación, es más probable que las rocas se comporten de forma dúctil. En este caso las rocas se deforman de manera continua, sin fractura, cuando se aplican esfuerzos que superan su resistencia. La profundidad que separa estos dos tipos de comportamiento se denomina transición dúctil-frágil.

Normalmente, las rocas están compuestas por fragmentos minerales llamados granos, que tienen estructura cristalina. La deformación dúctil de las rocas está relacionada con la deformación de los granos que las constituyen. La temperatura tiene un efecto muy importante en este comportamiento, aunque otros parámetros como la magnitud del esfuerzo aplicado, la tasa de deformación y la composición de la roca también influyen. Entre los mecanismos que dan lugar a la deformación dúctil se encuentra la dislocación *creep* (deformación por dislocación).

Los mecanismos de dislocación *creep* tienen su origen en las dislocaciones, que son defectos presentes en la estructura cristalina y que consisten en alineaciones rectas, quebradas o curvas de átomos en los cuales uno de los enlaces posibles no existe. Las dislocaciones contribuyen a la dislocación *creep* principalmente de dos maneras: mediante el deslizamiento intracristalino y mediante el *climb*. En el deslizamiento intracristalino una parte del cristal se desliza sobre otra debido a que el esfuerzo aplicado desencadena el movimiento de una dislocación (ver ejemplo en **Figura 4.3**). El *climb* implica el alargamiento o acortamiento del plano de átomos que forma la dislocación (ver **Figura 4.4**). La dislocación *creep* predomina para esfuerzos elevados y temperaturas relativamente bajas, condiciones típicas de los procesos litosféricos. En la dislocación *creep* la relación entre la tasa de deformación y el esfuerzo aplicado no es lineal, por lo que el fluido tiene un comportamiento no newtoniano.

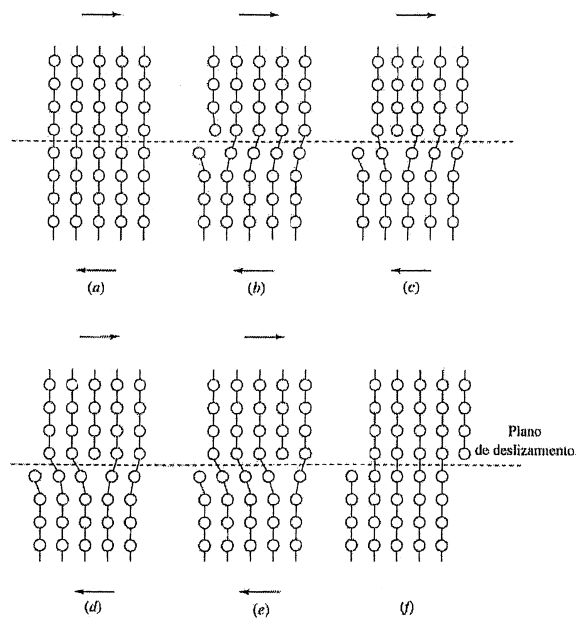


Figura 4.3: Ejemplo de deslizamiento intracristalino. La figura muestra una dislocación lineal en movimiento hacia un plano adyacente de átomos a lo largo del plano de deslizamiento como resultado de aplicar un esfuerzo de cizalla.

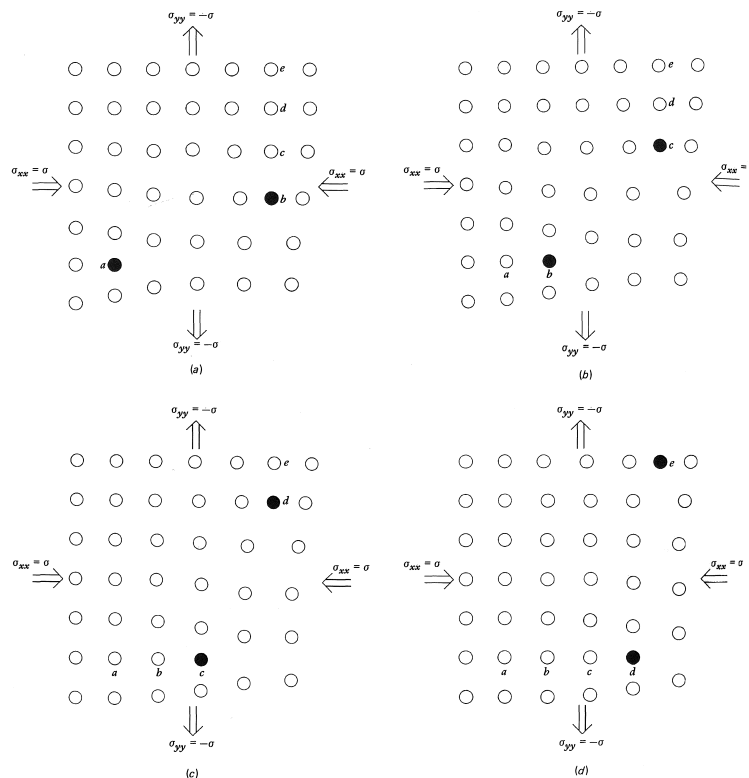


Figura 4.4: Proceso de dislocación climb (Turcotte y Schubert, 2002). El cristal se acorta en la dirección x y se alarga en la dirección y debido a la difusión de los átomos b , c y d desde el plano extra de átomos vertical hacia el horizontal.

Excepto en aquellas zonas donde el esfuerzo aplicado es muy pequeño, el mecanis-

mo de dislocación *creep* es el que predomina en la litosfera (Ranalli, 1997; Turcotte y Schubert, 2002). La resistencia a la deformación dúctil en este caso viene dada por:

$$(\sigma_1 - \sigma_3)_d = \left(\frac{\dot{\epsilon}}{A}\right)^{\frac{1}{n}} \exp\left(\frac{Q}{nRT}\right) \quad (4.13)$$

donde $\dot{\epsilon}$ es la tasa de deformación (s^{-1}), n y A ($Pa^{-n}s^{-1}$) son parámetros establecidos experimentalmente que dependen del mecanismo de deformación dúctil considerado y del material, Q es la energía de activación de deformación dúctil ($J mol^{-1}$), R es la constante de los gases (su valor es de $8,31446 J mol^{-1} K^{-1}$) y T es la temperatura absoluta K .

4.2. Temperatura de la transición dúctil-frágil.

A la profundidad máxima alcanzada por las fallas asociadas a los escarpes, las expresiones 4.11 y 4.13 se igualan debido a que la profundidad de falla coincide con la profundidad de la transición dúctil-frágil z_{BDT} . Este hecho permite obtener la temperatura de la transición mediante la expresión:

$$T_{BDT} = \frac{Q}{nR \ln \left[3\rho g z_{BDT} \left(\frac{\dot{\epsilon}}{A}\right)^{-\frac{1}{n}} \right]}. \quad (4.14)$$

Según las observaciones más recientes de MESSENGER, una parte considerable de la corteza de Mercurio tiene un origen volcánico, lo que sugiere una composición basáltica (Head et al., 2008; Denevi et al., 2009; Nittler et al., 2011). Este resultado refuta la teoría que consideraba una composición rica en anortositas, similar a la que se encuentra en las tierras altas la Luna, como la más probable en Mercurio (Robinson y Lucey, 1997). Hasta la publicación de estos resultados, los estudios realizados en Mercurio asumían una composición semejante a la de la Luna (e.g., Nimmo y Watters, 2004; Hale y Hapke, 2002), pero en este trabajo se han considerado parámetros que se adaptan a los datos encontrados por MESSENGER. Se ha asumido una densidad de $2900 kg m^{-3}$, apropiada para el basalto, y parámetros para la deformación por dislocación *creep* característicos de la diabasa de Maryland: $n = 4,7$, $Q = 485 kJ mol^{-1}$ y $A = 8 MPa^{-4,7} s^{-1}$ (Mackwell et al., 1998). Las tasas de deformación $\dot{\epsilon}$ utilizadas están entre 10^{-16} y $10^{-19} s^{-1}$, valores típicos en el interior de placas continentales en la Tierra y en la contracción térmica de planetas rocosos respectivamente (e.g., Tesauro et al., 2007; Schubert et al., 1988). Utilizando estos parámetros y tomando como z_{BDT} la profundidad de falla encontrada en el capítulo anterior (30-39 km), la temperatura de la transición dúctil-frágil (T_{BDT}) varía entre 735 y 819 K.

Una vez conocida esta temperatura se puede calcular el flujo térmico en la superficie mediante la resolución de la ecuación del calor.

4.3. Flujo térmico para una capa de conductividad térmica constante.

La transferencia de calor entre partes de un cuerpo que están a distinta temperatura puede tener lugar de tres formas distintas: conducción, convección y radiación. Dentro de la región frágil de la litosfera es adecuado asumir que el mecanismo que predomina en el transporte de calor es la conducción, debido a que, en general, no existe un movimiento de material que transfiera el calor y a que la transferencia por radiación suele ser despreciable. El transporte de calor por conducción en el interior de una capa se describe mediante la ecuación:

$$\frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{k}{\rho c_p} \frac{\partial T}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{k}{\rho c_p} \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{k}{\rho c_p} \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \frac{H}{\rho c_p} = \frac{\partial T}{\partial t} \quad (4.15)$$

donde x , y y z son coordenadas espaciales (m), T es la temperatura (K), k es la conductividad térmica ($W m^{-1} K^{-1}$), H es la tasa de generación de calor por unidad de volumen ($W m^{-3}$) debida a la desintegración de elementos radiactivos, ρ es la densidad ($kg m^{-3}$), c_p es el calor específico a presión constante ($J kg^{-1} K^{-1}$), y z es la profundidad, que tomaremos positiva hacia el interior del planeta. En el problema analizado aquí se puede suponer que el sistema ya ha alcanzado el estado estacionario y que la variación de temperatura sólo se produce en la vertical, por lo que la ecuación 4.15 se escribe de la forma:

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{k}{\rho c_p} \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \frac{H}{\rho c_p} = 0. \quad (4.16)$$

En un principio, debido a que la variación de k , H , ρ y c_p con la profundidad y la temperatura no se conoce en Mercurio, asumiremos que son constantes, como es habitual en la literatura. En esta situación la ecuación 4.16 es fácilmente integrable:

$$k \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = -H \quad (4.17)$$

$$\frac{\partial T}{\partial z} = -\frac{H}{k} z + c_1 \quad (4.18)$$

$$T = -\frac{H}{2k} z^2 + c_1 z + c_2 \quad (4.19)$$

Utilizando como condiciones de contorno las temperaturas a $z = 0$ y $z = z_{BDT}$, adquirimos las constantes de integración:

$$c_1 = \frac{T_{BDT} - T_S}{z_{BDT}} + \frac{H}{2k} z_{BDT} \quad (4.20)$$

$$c_2 = T_S \quad (4.21)$$

donde T_S es la temperatura sobre la superficie. A partir de estas expresiones podemos obtener la expresión para el flujo térmico en la superficie. El flujo térmico (Wm^{-2}) es la tasa de calor que se transfiere a través de una superficie en un punto, y en una dimensión viene dado por la expresión:

$$\vec{F}_S = -k \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z=0} \hat{k}. \quad (4.22)$$

El signo indica el sentido del flujo. El flujo de calor va en la dirección en la que disminuye la temperatura, que es contraria a z cuando el planeta se enfría. (*Nota: los lectores interesados pueden encontrar información completa sobre la conducción del calor en Carslaw y Jaeger (1959)*).

Sustituyendo los valores de c_1 y c_2 y utilizando la ecuación 4.18, tendremos la siguiente expresión para el flujo térmico en la superficie:

$$\vec{F}_S = -k \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z=0} \hat{k} = - \left[\frac{k(T_{BDT} - T_S)}{z_{BDT}} + \frac{z_{BDT}H}{2} \right] \hat{k} \quad (4.23)$$

Para simplificar utilizaremos el módulo en esta memoria:

$$F_S = \frac{k(T_{BDT} - T_S)}{z_{BDT}} + \frac{z_{BDT}H}{2}. \quad (4.24)$$

Hemos asumido una conductividad (k) constante de $2 Wm^{-1}K^{-1}$. Este valor es apropiado para una gran variedad de rocas relativamente máficas (pobres en sílice), entre ellas las de tipo basáltico (e.g., Beardsmore y Cull, 2001; Bonner, 2003), que son las que parecen constituir la corteza de Mercurio (Denevi et al., 2009; Head et al., 2009). Los valores de z_{BDT} (30-39 km) y T_{BDT} (735-819 K) ya se han estimado en apartados anteriores, por lo que para calcular el flujo térmico en la superficie a partir de la ecuación 4.24 aún debemos estimar la temperatura en la superficie (T_S) y la tasa de generación de calor (H) originada por la desintegración de elementos radiactivos.

4.3.1. Calor generado por las fuentes radiactivas.

Una parte importante del flujo de calor en la superficie de un planeta tiene su origen en la radiactividad procedente del decaimiento de los isótopos de vida media muy larga ^{40}K , ^{232}Th , ^{238}U y ^{235}U . La cantidad de calor generado por estos elementos radiactivos

y la manera en la que se distribuyen en la corteza tienen efectos importantes en el flujo de calor (e.g., Ruiz et al., 2006, 2009). Existen dos modelos de distribución vertical de elementos radiactivos consistentes con la relación lineal observada en la Tierra entre el flujo térmico en la superficie y la generación radiactiva de calor en rocas de la superficie. El modelo más simple considera que la tasa de generación de calor por unidad de volumen (H) es constante (Roy et al., 1968), mientras que el segundo modelo utiliza una ley exponencial (Lachenbruch, 1968) para describir la distribución de elementos del tipo:

$$H = H_0 e^{-\frac{z}{D}} \quad (4.25)$$

con H_0 siendo la tasa de calor procedente de elementos radiactivos en la superficie, z es la profundidad y D es la profundidad a la que H disminuye en 1/e su valor en superficie. La distribución exponencial se ha aplicado con mucha frecuencia en la Tierra (e.g., Turcotte y Schubert, 2002; Ranalli, 1997), aunque cada vez se utiliza menos y tiende a considerarse sobre todo para grandes complejos graníticos, poco probables en Mercurio. La escasez de datos procedentes de otros planetas impide comprobar la validez de la distribución exponencial fuera de la Tierra. Numerosos autores han utilizado distribuciones homogéneas (H constante) en trabajos realizados en distintos planetas (e.g., Turcotte, 1995; Ruiz et al., 2011). Mercurio muestra una superficie plagada de cráteres de impacto. Los numerosos impactos recibidos podrían haber contribuido a homogeneizar la capa más superficial, como parece haber sucedido en Marte (e.g., Taylor et al., 2006). Por esta razón asumiremos en nuestros cálculos que los elementos radiactivos se reparten de una forma uniforme.

Hasta ahora la concentración de elementos radiactivos en la corteza de Mercurio se estimaba a partir de las concentraciones en el manto consideradas como probables por diferentes modelos de composición (e.g., Hauck et al., 2004). Debido a que los elementos radiactivos son incompatibles, ascienden con los magmas y se concentran en mayor medida en la corteza, por lo que para obtener la concentración en la corteza, las concentraciones en el manto han de multiplicarse por un factor de enriquecimiento λ , que suele tomarse como 4 (típico de los basaltos de dorsal oceánica). Tener que asumir la concentración de fuentes radiactivas en la corteza añadía al problema nuevas fuentes de incertidumbre.

Actualmente, los datos obtenidos por el instrumento GRS (Gamma Ray Spectrometer, espectrógrafo de rayos gamma) perteneciente a la misión MESSENGER permiten, por primera vez, calcular la concentración de elementos radiactivos a partir de medidas directas. El GRS ha medido la emisión gamma debida al decaimiento radiactivo de los isótopos ^{40}K , ^{232}Th , ^{238}U y ^{235}U en la superficie de Mercurio que está situada al norte de los 20°S en todas las longitudes. A partir de esta información se ha publicado la abundancia media de K , Th y U en la superficie del hemisferio norte del planeta (Peplowski et al., 2011). Las abundancias encontradas son de $1150 \pm 220 \text{ ppm}$ para el K , $220 \pm 60 \text{ ppb}$ para el Th y $90 \pm 20 \text{ ppb}$ para el U (Peplowski et al., 2011). Estos valores son más altos que los considerados hasta ahora por los modelos de composición.

El calor generado por los elementos radiactivos depende de la concentración de los isótopos en el tiempo de interés y de la cantidad de energía que se libera en el proceso de desintegración, de manera que la tasa de generación de calor por unidad de masa H_m ($W kg^{-1}$) se calcula mediante la expresión:

$$H_m = C^{U^{238}} H^{U^{238}} + C^{U^{235}} H^{U^{235}} + C^{Th^{232}} H^{Th^{232}} + C^{K^{40}} H^{K^{40}} \quad (4.26)$$

donde C^{X^Y} ($kg kg^{-1}$) es la concentración del isótopo X^Y en el tiempo de interés y H^{X^Y} es la tasa de generación de calor liberada por cada kilogramo de isótopo ($W kg^{-1}$).

Las concentraciones C^{X^Y} se pueden obtener a través de las concentraciones actuales $C_0^{X^Y}$ mediante la expresión:

$$C^{X^Y} = C_0^{X^Y} \exp\left(\frac{t \ln 2}{\tau_{\frac{1}{2}}^{X^Y}}\right) \quad (4.27)$$

donde t es el tiempo en el que queremos conocer la concentración (3200-4000 Ma) y $\tau_{\frac{1}{2}}^{X^Y}$ es la vida media del isótopo (a). Para obtener $C_0^{X^Y}$ a partir de los valores proporcionados por GRS hay que tener en cuenta la proporción de isótopo existente en el K , Th y U naturales. El 100% del Th detectado es ^{232}Th , sólo el 0.012% del K medido es ^{40}K y el U natural está formado en un 99.28% por ^{238}U y en un 0.71% por ^{235}U . Teniendo en cuenta estos porcentajes y el error en las medidas, hemos obtenido las concentraciones recogidas en la **Tabla 4.1**.

Introduciendo la expresión 4.27 en la 4.26, la tasa total de generación de calor por unidad de masa se calculará en la forma:

$$H_m = C_0^{U^{238}} H^{U^{238}} \exp\left(\frac{t \ln 2}{\tau_{\frac{1}{2}}^{U^{238}}}\right) + C_0^{U^{235}} H^{U^{235}} \exp\left(\frac{t \ln 2}{\tau_{\frac{1}{2}}^{U^{235}}}\right) + C_0^{Th^{232}} H^{Th^{232}} \exp\left(\frac{t \ln 2}{\tau_{\frac{1}{2}}^{Th^{232}}}\right) + C_0^{K^{40}} H^{K^{40}} \exp\left(\frac{t \ln 2}{\tau_{\frac{1}{2}}^{K^{40}}}\right) \quad (4.28)$$

Los valores de vida media y de potencia liberada por kilogramo de isótopo se pueden encontrar tabulados en Turcotte y Schubert (2002) y están recogidos en la **Tabla 4.1**. Estos valores siempre se proporcionan en unidades de masa, por lo que para calcular la tasa de generación de calor por unidad de volumen H es necesario calcular H_m y multiplicar después por la densidad de la corteza. Asumiendo una densidad de $2900 kg m^{-3}$, la tasa de generación de calor por unidad de volumen H en la superficie de Mercurio es de $1,2 \cdot 10^{-7} - 2,7 \cdot 10^{-7} W m^{-3}$.

Isótopo	$\tau_{\frac{1}{2}}$ (a)	H^{XY} ($W kg^{-1}$)	C_0^{XY} ($kg kg^{-1}$)
^{238}U	$4,47 \cdot 10^9$	$9,46 \cdot 10^{-5}$	$0,70 - 1,09 \cdot 10^{-7}$
^{235}U	$7,04 \cdot 10^8$	$5,69 \cdot 10^{-4}$	$5,04 - 7,92 \cdot 10^{-10}$
^{232}Th	$1,40 \cdot 10^{10}$	$2,64 \cdot 10^{-5}$	$1,60 - 2,80 \cdot 10^{-7}$
^{40}K	$1,25 \cdot 10^9$	$2,92 \cdot 10^{-5}$	$1,12 - 1,64 \cdot 10^{-7}$

Tabla 4.1: Vida media, tasa de generación de calor liberada por cada kilogramo de isótopo y abundancias de cada isótopo medidas por el GRS.

4.3.2. Temperatura en la superficie.

La temperatura en la superficie en el momento de formación del escarpe es otro parámetro necesario para calcular el flujo térmico de un modo consistente. Ante la dificultad de conocer la temperatura en el pasado, los estudios llevados a cabo hasta ahora han utilizado temperaturas actuales medias o regionales. Sin embargo, es posible obtener esta temperatura en el periodo de formación de los escarpes a partir de la profundidad de la transición dúctil-frágil y de la condición de continuidad del flujo térmico en la superficie. Al poder hacer uso de la temperatura en superficie en el momento de formación del escarpe, nuestro método es más realista que aquellos que utilizan temperaturas actuales.

Ya se ha demostrado que el flujo en la superficie toma la forma dada por 4.24, pero si tenemos en cuenta que el planeta radia energía debido a su temperatura y recibe energía procedente del Sol, el balance nos proporciona una condición extra para el flujo térmico en superficie. Es decir, además de la expresión 4.24, en la superficie se cumple:

$$F_S = (1 - Alb)I_m - \epsilon\sigma T_S^4 \quad (4.29)$$

donde Alb es el albedo de la superficie, ϵ es la emisividad y σ es la constante de Stefan-Boltzman cuyo valor es de $5,6704 \cdot 10^{-8} W m^{-2} K^{-4}$. Aquí se utilizará un albedo de 0.081 (Domingue et al., 2011) y una emisividad de 0.9 (Chase et al., 1976). El primer término de la derecha de la expresión 4.29 da cuenta de la insolación media recibida (I_m en $W m^{-2}$) y reflejada en la superficie, y el último término de la derecha representa la energía radiada.

Como el flujo térmico en la superficie es continuo (Carslaw y Jaeger, 1959) y la atmósfera en Mercurio es extremadamente tenue (unos 10^{-12} bar (Hunten et al., 1988)) podemos despejar T_S de la igualdad entre 4.24 y 4.29, pero primero necesitamos determinar la insolación recibida en la región donde están situados los escarpes estudiados en esta memoria: Santa María (3,5°N, 19°W), S_K4 (4°N, 15°W) y S_K3 (10,3°N, 13°W).

Debido a la relación spin-órbita y a la elevada excentricidad (0.2), la insolación recibida por la superficie depende de la longitud y latitud consideradas (Mitchell y de Pater, 1994; Vasavada et al., 1999; Aharonson et al., 2004). van Hemelrijck y Vercheval (1981)

proporcionan una expresión para calcular la insolación recibida en un punto de la superficie de Mercurio en función de sus coordenadas y el tiempo. Esta expresión requiere el uso de la constante solar. En el momento de formación de los escarpes (3200-4000 *Ma*), el Sol se encontraba en la edad cero de la secuencia principal (ZAMS) y, si asumimos que el Sol sigue el modelo estelar estándar, su luminosidad era aproximadamente un 25 % menor que la actual (Bahcall et al., 2001). La constante solar utilizada por van Hemelrijck y Vercheval (1981) se ha modificado para tener en cuenta este hecho. La insolación calculada a partir de la expresión de van Hemelrijck y Vercheval (1981) y considerando una menor constante solar se muestra en la **Figura 4.5**. Como las diferencias entre las posiciones de los tres escarpes son pequeñas, no se aprecian variaciones en la insolación, por lo que sólo mostramos la solución para el escarpe Santa María Rupes. Los escarpes analizados en este estudio están situados muy cerca del punto subsolar en el perihelio, por lo que se localizan en una de las regiones del planeta que recibe mayor insolación. Si comparamos nuestros resultados mostrados en la **Figura 4.5** con los obtenidos en van Hemelrijck y Vercheval (1981), nuestros cálculos proporcionan una insolación menor a la calculada por dichos autores debido a que ellos consideran la constante solar actual, que es más alta que la utilizada por nosotros.

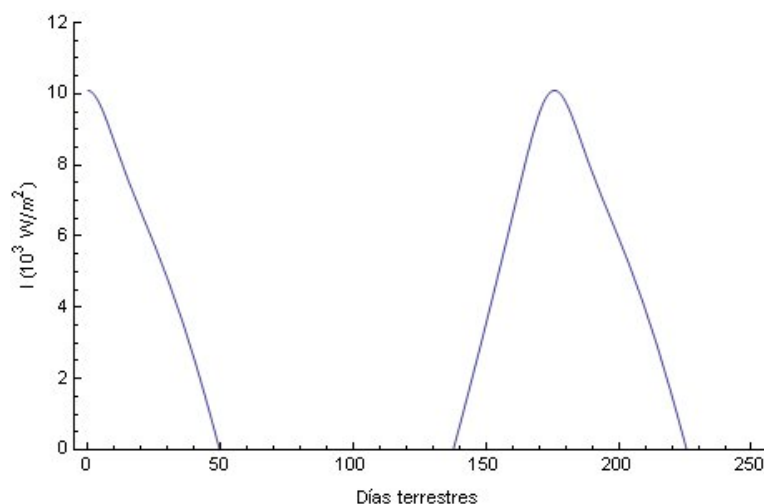


Figura 4.5: Insolación recibida en la superficie del escarpe Santa María Rupes obtenida siguiendo a van Hemelrijck y Vercheval (1981).

La **Figura 4.5** muestra la gran variación día-noche en la insolación recibida en el escarpe Santa María Rupes. Los máximos se corresponden con el mediodía y el periodo de insolación cero coincide con la noche. Esta variación día-noche no va a tener efectos en el flujo térmico que sean de utilidad en este estudio. Por un lado, no tendría mucho sentido calcular flujos térmicos instantáneos, cuyo valor dependería del momento del día en el que se calculen, y por otro lado la variación día-noche sólo afecta a la temperatura de los primeros centímetros de la superficie creando un gradiente que es independiente de la temperatura existente en profundidad (la profundidad de penetración de la onda térmica es inferior a 1 *m*). Es muy importante tener en cuenta este gradiente en la interpretación de espectros de emisión, pero sin embargo, para el estudio de temperaturas y

de flujos térmicos procedentes del interior, los primeros centímetros de superficie pueden suprimirse (Henderson y Jakosky, 1994; Hale y Hapke, 2002; Yan et al., 2005). Por estas razones calculamos la media en la expresión proporcionada por van Hemelrijck y Vercheval (1981), lo que nos proporciona un valor I_m de 2767 W m^{-2} .

Una vez conocida I_m disponemos de toda la información necesaria para calcular T_s a partir de la igualdad entre 4.24 y 4.29. El resultado obtenido es de unos 472 K . Esta forma de hallar la temperatura en superficie presenta dos ventajas fundamentales: la primera de ellas es que da cuenta de la temperatura en el momento de formación del escarpe y en el lugar de interés, sin hacer uso de una temperatura local actual, ni de una temperatura media actual del planeta como hacen otros autores (e.g., Hauck et al., 2004; Grott et al., 2011; Watters et al., 2002). Esto implica que el método empleado en este trabajo para calcular el flujo térmico en la superficie es más coherente. La segunda ventaja radica en que de esta forma se ha podido evitar hacer uso de predicciones de los modelos térmicos. Cada modelo asume una serie de hipótesis y de propiedades de la litosfera que podrían ser distintas a las asumidas en este trabajo, por lo que al eludir sus resultados conseguimos realizar un cálculo más consistente.

4.3.3. Resultados.

Los valores de F_s que se obtienen a través de la ecuación 4.24 en la región donde están situados los escarpes Santa María ($3,5^\circ\text{N}$, 19°W), S_K4 (4°N , 15°W) y S_K3 ($10,3^\circ\text{N}$, 13°W) utilizando los parámetros descritos en los apartados anteriores oscilan entre 16 y 27 mW m^{-2} . La **Figura 4.6** muestra los flujos térmicos en superficie obtenidos en función de la profundidad de transición dúctil-frágil, el calor generado por las fuentes radiactivas y la tasa de deformación. La incertidumbre propagada a F_s debido a la incertidumbre en los perfiles topográficos es de un 15%. El flujo de calor en la superficie disminuye al aumentar la profundidad de transición dúctil-frágil y aumenta con la tasa de generación de calor y con la tasa de deformación. La **Figura 4.7** muestra los perfiles de temperatura para las distintas configuraciones de parámetros. Las temperaturas más altas (geotermas más altas) se obtienen para profundidades de transición más superficiales y tasas de deformación y de generación de calor más elevadas.

Como se menciona en el capítulo anterior, existen dos trabajos previos en los que se estima la profundidad de fallas asociadas a escarpes lobulados. En uno de ellos, realizado por Watters et al. (2002), se obtiene una profundidad de $35\text{-}40 \text{ km}$ para la falla asociada al escarpe Discovery Rupes (56°S , 40°W). Utilizando este resultado como profundidad de la transición dúctil-frágil, hemos repetido los cálculos necesarios para obtener el flujo térmico en la superficie. De esta forma hemos hallado una T_s en el momento de la formación del escarpe de unos 397 K y un F_s de $19\text{-}28 \text{ mW m}^{-2}$. El límite inferior de este intervalo (19 mW m^{-2}) se corresponde con una $z_{BDT} = 40 \text{ km}$, un valor de $H = 1,2 \cdot 10^{-7} \text{ W m}^{-3}$ y una tasa de deformación de 10^{-19} s^{-1} , mientras que el límite superior (28 mW m^{-2}) se obtiene con un valor de z_{BDT} de 35 km , $H = 2,7 \cdot 10^{-7} \text{ W m}^{-3}$ y una tasa de deformación de 10^{-16} s^{-1} . En el segundo trabajo, Ritzer et al. (2010) analizaron

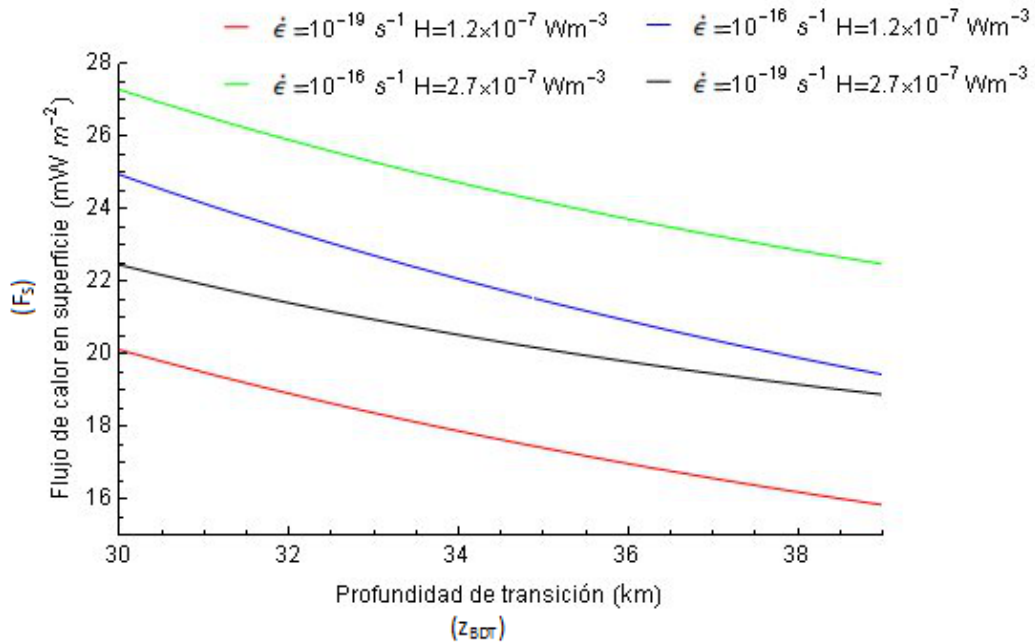


Figura 4.6: Flujo térmico en la superficie en la época de formación de los escarpes en función de la profundidad de transición, tasa de deformación y calor generado por los elementos radiactivos.

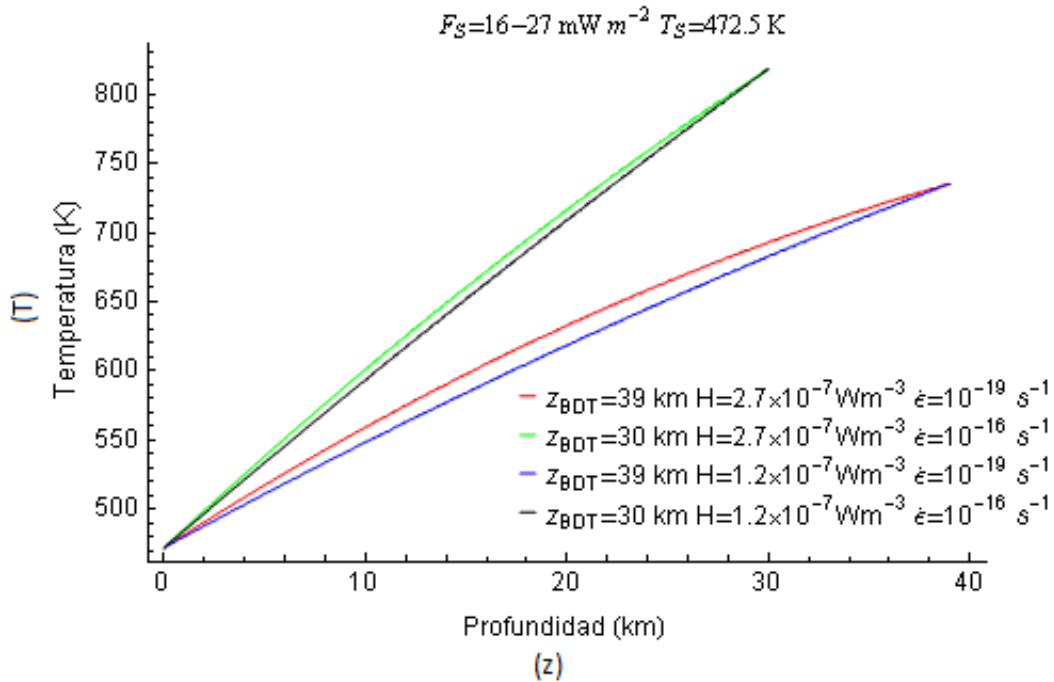


Figura 4.7: Perfiles de temperatura extremos.

dos escarpes situados cerca del ecuador, a $59,3^\circ\text{E}$ y $64,7^\circ\text{E}$. Estos autores obtuvieron una profundidad de la transición dúctil-frágil de 35 km para ambos escarpes. Si seguimos el procedimiento presentado en esta memoria para calcular el flujo térmico en la superficie de Mercurio, la profundidad de la transición dúctil-frágil obtenida por Ritzer et al.

	Región Kuiper ¹ $z_{BDT} = 30 - 39 km$	Discovery Rupes ² $z_{BDT} = 35 - 40 km$ Watters et al. (2002)	Escarpes analizados por Ritzler et al. (2010) ³ $z_{BDT} = 35 km$
$F_S (mW m^{-2})$	16-27	19-28	19-27

Tabla 4.2: Flujos de calor es superficie estimados en esta memoria a partir de la profundidad de las fallas asociadas a escarpes lobulados.

¹Incluye los escarpes Santa María Rupes (3,5°N, 19°W), S_K3 (10,3°N, 13°W) y S_K4 (4°N, 15°W). z_{BDT} calculada en **Capítulo 3**.

²(56°S, 40°W).

³Incluye dos escarpes situados en el ecuador a 59,3°E y 64,7°E.

(2010) supone una T_S de 423 K y 434 K para cada uno de los escarpes y flujos térmicos en superficie de 20-27 y 19-26 $mW m^{-2}$ respectivamente. En la **Tabla 4.2** resumimos los flujos térmicos en la superficie del planeta que hemos obtenido partiendo de las profundidades de falla obtenidas por Watters et al. (2002) y por Ritzler et al. (2010), y partiendo de la profundidad de falla calculada en el **Capítulo 3** para los escarpes Santa María Rupes (3,5°N, 19°W), S_K3 (10,3°N, 13°W) y S_K4 (4°N, 15°W).

Watters et al. (2002) obtuvieron un flujo térmico en superficie de 10-43 $mW m^{-2}$ en el caso del escarpe Discovery Rupes. Para ello asumieron una temperatura en la profundidad de la transición dúctil-frágil de entre 300 y 600 °C, que es la temperatura considerada como representativa a esta profundidad en la litosfera de la Tierra, una conductividad térmica de 3-4 $W m^{-1} K^{-1}$ (típica de la litosfera oceánica terrestre) y despreciaron el calor generado por fuentes radiactivas. Nuestros resultados son compatibles con los obtenidos por estos autores, pero mucho más restrictivos. La causa principal de la gran amplitud del intervalo obtenido por Watters et al. (2002) radica en que consideran un intervalo muy amplio de posibles T_{BDT} . El procedimiento utilizado en esta memoria permite realizar una mejor estimación del intervalo de temperaturas en la transición dúctil-frágil, de manera que la solución obtenida en esta memoria varía en un rango más estrecho.

Los resultados obtenidos en este trabajo pueden compararse con las predicciones de modelos de historia térmica de Mercurio. Nuestros resultados concuerdan, aunque llegan a alcanzar valores más bajos, con los obtenidos por Hauck et al. (2004) para un modelo de composición que supone un escenario de condensación. Este escenario contempla cantidades despreciables de K y abundancias de U y Th parecidas a las del manto superior terrestre (ver Apartado 1.4). Estos autores también suponen como condición de contorno una temperatura en superficie constante de 440 K (temperatura media actual de la superficie del planeta) y el flujo térmico medio en la superficie del planeta que obtienen varía entre 20 y 30 $mW m^{-2}$.

Los valores de flujo térmico calculados en esta memoria son similares a los obtenidos por Grott et al. (2011), aunque, como ocurría en el caso anterior, también alcanzan valores más bajos. Grott et al. (2011) utilizan en su modelo la temperatura media actual en la superficie del planeta (440 K) e incluyen, por primera vez, una capa de regolito.

Como veremos a continuación, la capa de regolito es una capa muy aislante que disminuye el valor del flujo térmico. La cantidad de elementos radiactivos que contempla este modelo no se ajusta a los modelos de composición que suelen utilizarse con mayor frecuencia (ver Apartado 1.4). En Grott et al. (2011) optan por una concentración de elementos radiactivos situada entre el modelo de vaporización y el que asume concentraciones parecidas a las halladas en las condritas. Grott et al. (2011) proporciona valores de flujo térmico en superficie entre 22 y 25 $mW m^{-2}$. Este resultado concuerda con el obtenido en esta memoria. Sin embargo, nuestros resultados alcanzan valores más bajos, a pesar de que Grott et al. (2011) han incluido una capa de regolito.

Por otra parte, nuestros resultados son, en general, más bajos que los obtenidos a partir del modelo publicado en Williams et al. (2011). Este modelo incluye las concentraciones de elementos radiactivos asumidas por los distintos modelos de composición descritos en Hauck et al. (2004) (ver Apartado 1.4) y utiliza como condición de contorno las temperaturas actuales en superficie proporcionadas por Vasavada et al. (1999). Vasavada et al. (1999) estima la temperatura actual en superficie dependiendo de la latitud y la longitud del punto considerado. De este modo, los valores de F_S estimados a través del modelo de Williams et al. (2011) tienen en cuenta la localización del punto estudiado, no son valores medios. La **Tabla 4.3** muestra los valores de F_S proporcionados por este modelo en la región en la que se sitúan los escarpes Santa María Rupes (3,5°N, 19°W), S_K3 (10,3°N, 13°W) y S_K4 (4°N, 15°W). Los valores de F_S recogidos en la Tabla 4.3 no aparecen en Williams et al. (2011), ya que este artículo sólo muestra temperaturas. Los valores se obtuvieron mediante comunicación personal con el Dr. J.P. Williams. En Williams et al. (2011) se predicen diferencias en el flujo térmico en superficie dependiendo de la localización de la región considerada debido heterogéneo patrón de insolación. Al igual que ocurría en el capítulo anterior con la profundidad de la transición dúctil-frágil (ver **Apartado 3.4**), los resultados sobre flujo de calor en superficie obtenidos en esta memoria tampoco muestran estas diferencias.

La **Tabla 4.4** compara nuestros resultados y los calculados por los distintos autores.

Nuestros resultados concuerdan bien con los proporcionados por los modelos de evolución térmica, lo que proporciona confianza al procedimiento seguido en esta tesis. Sin embargo, los modelos de evolución térmica consideran concentraciones muy bajas de elementos radiactivos al no incluir aún las concentraciones medidas por el GRS. Probablemente, aparecerán diferencias entre los resultados obtenidos en esta tesis y los obtenidos por los modelos térmicos cuando estos últimos incluyan los nuevos datos sobre concentración de fuentes radiactivas (esta idea se desprende de los trabajos de Grott et al., 2012; Hauck et al., 2004; Redmond y King, 2007). Al incluir un mayor número de elementos radiactivos, los flujos térmicos calculados por los modelos térmicos serán más elevados que los obtenidos hasta ahora. Los resultados obtenidos en esta memoria parecen apuntar a que los modelos de historia térmica predicen valores de flujo térmico demasiado elevados en la época de formación de los escarpes.

Los estudios sobre el flujo térmico en superficie realizados hasta la fecha tienen en común la utilización como condición de contorno de temperaturas en superficie medias actuales o de temperaturas en superficie procedentes del modelo de Vasavada et al.

(1999), el cual proporciona la temperatura actual en la superficie para una latitud y longitud determinada. En esta tesis se ha utilizado por primera vez una temperatura en superficie calculada en el lugar en el que se sitúa el escarpe y en el momento de la formación del mismo. Una de las causas posibles de la sobrestimación del valor del flujo térmico en algunos trabajos anteriores podría radicar en una mala elección del valor de la temperatura superficial como condición de contorno. Por ejemplo, el modelo de Vasavada et al. (1999) proporciona para la actualidad temperaturas superficiales más bajas que las obtenidas en este estudio para la época de formación del escarpe: 435 K frente a 472 K en la región Kuiper y 365 K frente a 397 K para Discovery Rupes (valores proporcionados por el Dr. J.P. Williams). La temperatura media actual que se utiliza como condición de contorno en los modelos de evolución térmica es de 440 K. La influencia que tiene el valor de esta condición de contorno en el cálculo del flujo de calor mediante los modelos térmicos debería ser analizada.

Para comprobar la sensibilidad de los resultados de F_S obtenidos en esta tesis frente a variaciones en el valor de T_S , hemos vuelto a calcular F_S utilizando las temperaturas superficiales más bajas proporcionadas por Vasavada et al. (1999) y se ha comprobado que sólo se produce un ligero aumento en el flujo térmico en superficie. El uso de la temperatura superficial media actual tampoco supone variaciones grandes en el flujo térmico. Estas circunstancias parecen apuntar a que el valor de la temperatura en superficie como condición de contorno no es determinante en el procedimiento aplicado en esta memoria. Sin embargo, el que la influencia de T_S sea pequeña en los cálculos de flujo térmico basados en la profundidad de falla en los escarpes analizados en este trabajo no implica que también lo sea en otras regiones del planeta. Sería necesario por tanto estudiar un mayor número de escarpes en distintas latitudes y longitudes para poder llegar a una conclusión más firme. El procedimiento utilizado en esta tesis es muy diferente al empleado en los modelos térmicos, por lo que la influencia de T_S en los resultados obtenidos en esta memoria no se puede extrapolar al campo de los modelos térmicos.

4.4. Flujo térmico en la superficie incluyendo una capa de megarregolito.

El megarregolito es una capa de material fracturado y poroso que cubre los primeros metros/kilómetros de algunos planetas y otros cuerpos, y que se forma principalmente debido a los impactos producidos por meteoritos. La parte más superficial del megarregolito está formada por una capa de polvo muy fino conocida como regolito. En la revisión que Breuer et al. (2007) realizan sobre los modelos de evolución térmica en Mercurio se señala la importancia que las propiedades del regolito y megarregolito tienen en

Modelo de composición	Concentración de elementos radiactivos			Factor de enriquecimiento	Flujo en superficie en la región Kuiper $mW m^{-2}$	
	K (ppm)	U (ppb)	Th (ppb)		3.2 Gya	4.0 Gya
Condensación	0	30	120	4	28	33
				1	28	31
Vaporización	0	0	400	4	29	32
				1	29	29
Condritas CL	550	8	30	4	30	37
				1	29	35

Tabla 4.3: Flujo térmico en la superficie proporcionado por el modelo de evolución térmica de Williams et al. (2011) utilizando los modelos de composición propuestos en Hauck et al. (2004). Datos proporcionados por el Dr. J.P. Williams en comunicación personal.

Concentración de elementos radiactivos			F_S^* ($mW m^{-2}$)			F_S ($mW m^{-2}$)		
K (ppm)	U (ppb)	Th (ppb)	Región Kuiper	Discovery	Escarpes de Ritzer et al. (2010)	Watters et al. (2002)	Grott et al. (2011)	Hauck et al. (2004)
1150±220	90±20	220±60	16-27	19-28	19-26 20-27			
0	30	120						20-30
69	34	112					22-25	
0	0	0				10-43		

Tabla 4.4: Comparación entre los resultados obtenidos en esta tesis (F_S^*) y los obtenidos a través de distintos modelos de evolución térmica.

el transporte de calor, por lo que es necesario incluir su efecto a la hora de estimar el flujo térmico en la superficie de un planeta. En el interior del megaregolito el transporte de calor por conducción se ve dificultado por los huecos existentes entre partículas. En un planeta con atmósfera el calor puede transportarse a través del gas que rellena los intersticios, pero en un planeta sin atmósfera, el calor se transporta por radiación a través de los huecos, y el megaregolito se convierte en una capa con una conductividad térmica muy baja, sobre todo en su parte más superficial. El megaregolito actúa a modo de “manta”, haciendo que las temperaturas en el interior sean más altas y disminuyendo los flujos térmicos en la superficie.

Distintos trabajos deducen la existencia de material suelto sobre la superficie de Mercurio (Morrison, 1994; Chase et al., 1974; Hapke et al., 1975; Mitchell y de Pater, 1994; Warell et al., 2010), de modo que un estudio coherente del flujo de calor en la superficie del planeta debe incluir el efecto del megaregolito. Al incorporar este material aislante en nuestros cálculos, los flujos térmicos en superficie calculados en el apartado anterior disminuirán y, por lo tanto, aumentarán las diferencias con los resultados hallados por otros autores (**Tabla 4.4**).

Para estudiar el efecto que una capa de megaregolito ejerce sobre la temperatura y el flujo térmico en la superficie resolvemos la ecuación del calor:

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{k(T, z)}{\rho(T, z)c_p(T, z)} \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \frac{H(z)}{\rho(T, z)c_p(T, z)} = \frac{\partial T}{\partial t} \quad (4.30)$$

donde $k(T, z)$ es la conductividad térmica, $\rho(T, z)$ es la densidad, $c_p(T, z)$ es el calor específico a presión constante, $H(z)$ es el calor generado por los elementos radiactivos por unidad de volumen y t es el tiempo. Esta ecuación se resuelve asumiendo un modelo de dos capas formado por una capa superficial caracterizada por las propiedades del megaregolito y por una capa profunda que representa el material compactado situado debajo del megaregolito. En la resolución de la ecuación del calor, asumimos que la capa profunda tiene las características consideradas en la sección anterior ($\rho = 2900 \text{ kg m}^{-3}$, $H = (1,2 - 2,7) \cdot 10^{-7} \text{ W m}^{-3}$, $k = 2 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ y $\dot{\epsilon} = 10^{-16} - 10^{-19} \text{ s}^{-1}$) y que alcanza una profundidad igual a z_{BDT} (30 – 39 km). Sobre ella situamos la capa de megaregolito. El problema fundamental con el que nos enfrentamos a la hora de resolver la ecuación del calor consiste en la escasez de información sobre las propiedades del megaregolito en Mercurio.

La mayor parte de la información acerca del megaregolito en Mercurio procede de la parte más superficial de la capa y se ha obtenido a través de las imágenes de Mariner 10 y de datos polarimétricos, radiométricos y en el infrarrojo adquiridos desde Tierra. La conclusión general obtenida por los estudios elaborados a partir de estos datos apuntaba a una semejanza importante entre el regolito mercuriano y el lunar (e.g., Warell, 2004; Kiselev y Lupishko, 2004). El regolito lunar es relativamente bien conocido, por lo que la semejanza entre ambos regolitos podría haber sido útil para fijar las características del megaregolito en Mercurio y obtener así valores concretos de flujo térmico en superficie.

Sin embargo, la información preliminar sobre regolito en Mercurio aportada por MESSENGER apunta a que existen algunas diferencias entre el regolito lunar y el de Mercurio: los datos adquiridos por MESSENGER muestran que la composición de la superficie de Mercurio y la Luna son diferentes: en Mercurio se observa una composición basáltica con alto contenido en *Mg* y bajo contenido en *Fe* (Nittler et al., 2011; Domingue et al., 2011; Rhodes et al., 2011; Denevi et al., 2009), que difiere de las muestras de basalto rico en *Fe* procedentes de la Luna. Además, el análisis de la reflectancia realizado por Domingue et al. (2010, 2011) muestra una alta densidad de centros de dispersión (fronteras en las que la luz se refleja) en los regolitos de Mercurio y la Luna. Estos autores encontraron que la densidad de centros de dispersión en Mercurio disminuía al aumentar la longitud de onda, lo que indica que el tamaño de los centros de dispersión es pequeño. Por otro lado, el regolito mercuriano es ligeramente más compacto y menos poroso que el encontrado en la Luna, y el parámetro que mide la rugosidad de la superficie es menor en Mercurio. A la vista de sus resultados, Domingue et al. (2011) concluyeron que a escalas de tamaño de grano (μm), el regolito de Mercurio se parece al de la Luna, mientras que a escalas mayores (m), los granos de polvo tienden a unirse formando una superficie más suave y compacta. De los trabajos de Domingue et al. (2010, 2011) se desprende que la conductividad térmica en el regolito de Mercurio debe ser ligeramente mayor que en la Luna. Este hecho nos permite calcular un límite inferior en el flujo térmico en la superficie de Mercurio mediante la resolución de la ecuación del calor en Mercurio asumiendo un megarregolito con propiedades típicas del lunar. De esta manera, podremos acotar los valores de flujo térmico en la superficie de Mercurio: el límite superior es el calculado sin megarregolito en el apartado anterior y el límite inferior se establece incluyendo una capa de megarregolito similar al de la Luna. El procedimiento aplicado en esta memoria proporcionará resultados más exactos cuando las misiones MESSENGER y BepiColombo aporten más información sobre el megarregolito en Mercurio.

4.4.1. Calor específico a presión constante, densidad y conductividad térmica del megarregolito.

Calor específico, densidad y conductividad térmica dependen de la profundidad y la temperatura, pero esta dependencia no está bien establecida para los intervalos de temperatura y profundidad (temperaturas por encima de 400 *K* y varios kilómetros de profundidad) que intervienen en nuestro problema, por lo que resolveremos la ecuación del calor asumiendo parámetros medios constantes en cada capa.

El calor específico a presión constante depende de la presión, y por tanto de la profundidad, y de la temperatura (Robie et al., 1970; Whittington et al., 2009). Es escasa la información que poseemos sobre este parámetro en las condiciones que caracterizan nuestro problema. Es frecuente que modelos de temperatura en superficie y trabajos acerca de las propiedades térmicas del regolito utilicen la relación entre calor específico y temperatura obtenida por Winter y Saari (1969) para el regolito de la Luna (e.g., Keihm, 1984; Robie et al., 1970):

$$c_p = -0,034T^{\frac{1}{2}} + 0,008T - 0,0002T^{\frac{3}{2}}. \quad (4.31)$$

donde c_p está en unidades de cal/gK . Sin embargo, esta relación no es válida para Mercurio, ya que está obtenida en el intervalo de temperaturas apropiado para la Luna (inferior a 350 K) y al aplicarla a temperaturas más elevadas, el calor específico decrece. Una relación más realista para nuestro caso es la hallada por Whittington et al. (2009). Estos autores estudiaron el calor específico apropiado para la corteza terrestre y altas temperaturas:

$$c_p(T < 846K) = 199,50 + 0,0857T - 5,0 \cdot 10^6 T^{-2} \quad (4.32)$$

donde c_p está expresado en $J mol^{-1} K^{-1}$. Esta relación depende de la composición del material, por lo que se debe utilizar con cautela. Estos autores han supuesto una composición formada por un 30 % de cuarzo, un 60 % de albita, 5 % de flogopita y un 5 % de annita, asumen una densidad constante de $2700 kg m^{-3}$ y una masa molar de $221.78 g mol^{-1}$. Si comparamos los calores específicos proporcionados por Whittington et al. (2009) y Winter y Saari (1969) para el intervalo de temperaturas válido en la Luna comprobamos que los valores de Winter y Saari (1969) doblan a los proporcionados por Whittington et al. (2009). Un calor específico elevado supone un mayor flujo térmico (se demostrará al final del capítulo), por lo que los valores más bajos de Whittington et al. (2009) resultan más apropiados para establecer un mínimo en los valores de flujo térmico en superficie y serán los utilizados en los resultados que mostraremos. La dependencia del calor específico con la presión es muy pequeña (incremento de aproximadamente el 0.1 % por kilómetro) (e.g., Waples y Waples, 2004), por lo que la despreciaremos en este trabajo.

La densidad del regolito también depende de la profundidad y de la temperatura (Semprich et al., 2010; Carrier et al., 1991), pero, al igual que ocurre con el calor específico, no conocemos esta dependencia en el regolito de Mercurio. La capa de megarregolito tendrá una densidad media inferior a la de las capas más profundas, debido a la presencia de intersticios y fracturas, y a la menor presión litostática. Dentro del megarregolito, la densidad irá aumentando con la profundidad a partir de valores muy bajos propios del polvo que cubre la superficie. Según Carrier et al. (1991), los impactos producidos por meteoritos podrían formar una primera capa de material muy suelto, seguida de capas más compactas en las que la densidad varía mucho en poca profundidad. Estos autores encontraron que la densidad del regolito en la superficie de la Luna es de $1.3 g cm^{-3}$ y que ésta crece de forma asintótica hasta los $1.9 g cm^{-3}$ a partir de una profundidad de 1 m siguiendo la expresión (ρ en $g cm^{-3}$):

$$\rho(z) = 1,92(z + 12,2)/(z + 18). \quad (4.33)$$

Esta relación será probablemente válida hasta los 3 m, donde acaban las muestras tomadas por las misiones Apollo.

Por otro lado, la dependencia de la densidad con la temperatura se puede escribir como (Pawley et al., 1996; Holland y Powell, 1998):

$$\rho(T) = \rho_0[1 + a(T - T_0)] \quad (4.34)$$

$\rho(T)$ es la densidad en función de la temperatura ($kg\ m^{-3}$), ρ_0 es la densidad en condiciones de temperatura y presión estándar (1 atm) y T_0 es la temperatura estándar (298 K). a es una constante que depende del tipo de roca y suele ser del orden de $10^{-5} - 10^{-6}\ K^{-1}$. Este valor tan bajo, implica variaciones despreciables de la densidad con la temperatura en el intervalo de interés (entre 400 y 800 K) y la consideraremos constante.

Para resolver nuestro problema tomaremos como densidad media en el megaregolito la obtenida a través de la expresión 4.33 de Carrier et al. (1991). La relación 4.33 es válida en los primeros metros de la superficie, pero nosotros extrapolamos el valor que proporciona a profundidades del orden de kilómetros, lo que implica que estamos considerando una densidad inferior a la real. Al incluir una densidad inferior a la real nos aseguramos de que los flujos térmicos obtenidos al resolver la ecuación del calor constituyen un límite inferior, ya que las densidades más elevadas proporcionan flujos térmicos más elevados (se demostrará al final del capítulo).

En un medio fracturado el calor se transfiere mediante tres mecanismos: conducción dentro de la parte sólida del grano y entre las superficies de contacto entre granos, por conducción y/o convección a través del gas que rellena los intersticios, y por radiación. Como la atmósfera de Mercurio es muy tenue, podemos despreciar el papel que representa el gas. Los dos mecanismos que quedan se describen a través de una conductividad térmica efectiva que toma la forma:

$$k(T) = aT^3 + b. \quad (4.35)$$

Puede demostrarse que la parte radiativa de la conductividad térmica ($Wm^{-1}K^{-1}$) depende del cubo de la temperatura (Clegg et al., 1966), por lo que el primer término de la derecha da cuenta de la radiación. a es un coeficiente pequeño (para el caso del regolito en la Luna es del orden de $10^{-10}\ Wm^{-1}K^{-4}$ (Fountain y West, 1970)), por lo que este término empieza a ser importante a temperaturas elevadas. b ($Wm^{-1}K^{-1}$) representa la conducción en el sólido y es una combinación de la conducción que tiene lugar dentro de la matriz y de la que tiene lugar entre los puntos de contacto entre los granos. Para la mayoría de materiales se puede despreciar la dependencia de este término con la temperatura (Presley y Christensen, 1997).

Numerosos parámetros afectan a los coeficientes a y b : porosidad, presión, tamaño de partícula, contacto entre las partículas, emisividad, densidad, tipo de roca y la presencia o no de material que actúe como cemento entre partículas. A rasgos generales, al disminuir la porosidad y el número y tamaño de los intersticios entre partículas, aumenta la conductividad térmica, ya que se favorece el transporte por conducción dentro del sólido. Un tamaño de partícula grande, una densidad elevada y la presencia de un material que una las partículas también provocarán un aumento de la conductividad por la misma razón. La presión puede tener efectos contrarios: un aumento moderado favorecerá la aparición de fracturas en la roca y la conductividad térmica disminuirá. Sin

embargo, un aumento de presión lo suficientemente grande aumentará la conductividad al disminuir la porosidad y el tamaño de los huecos. La diferencia en la composición de las rocas en la conductividad térmica puede despreciarse en la mayoría de los casos (Clauser y Huenges, 1995; Presley y Christensen, 1997).

Existen dos problemas fundamentales a la hora de fijar los coeficientes que definen la conductividad térmica en Mercurio: por un lado desconocemos cómo varían las propiedades de la capa de megarregolito en la vertical y, por otro lado, faltan datos de laboratorio que proporcionen la conductividad efectiva de materiales geológicos en condiciones apropiadas para Mercurio. La mayoría de los trabajos realizados no se han llevado a cabo en el vacío, por lo que sus resultados son en buena medida consecuencia del transporte de calor en el gas. Además, los pocos datos que se han obtenido en el vacío, se han tomado considerado condiciones apropiadas para la Luna (e.g., Kanamori et al., 1968; Fountain y West, 1970), que no alcanza temperaturas tan elevadas ($<350\text{ K}$). Distintos autores han proporcionado la relación entre conductividad y temperatura para la capa de regolito en la Luna (e.g., Cremers, 1972; Cremers y Birkebak, 1971; Horai et al., 1970; Fujii y Osako, 1973). Estos autores obtienen la conductividad térmica en el vacío para distintas temperaturas en muestras procedentes de la Luna o en un material análogo y tras ello ajustan los datos para extraer la relación entre k y T . Los resultados que obtienen son muy parecidos y todos muestran conductividades muy bajas en los primeros 3-4 cm . Esta conductividad térmica tan baja crece muy deprisa con la profundidad, ya que la porosidad disminuye mucho en los primeros metros del megarregolito y la conductividad térmica se ve muy afectada por la porosidad del material (Warren y Rasmussen, 1987). Algunos autores afirman que el efecto de la porosidad en la conductividad térmica del regolito en la Luna es más relevante que el producido por la temperatura (Warren, 2010; Hofmeister, 2005). En la superficie de la Luna la porosidad es del 17%, mientras que a una profundidad de 1-2 m , la porosidad se reduce a un 14% (Warren, 2010). Esta variación de la porosidad en tan pocos metros aumenta de forma considerable la conductividad térmica, por lo que la conductividad estimada para el regolito no se puede extrapolar a todo el megarregolito.

Warren y Rasmussen (1987) estudiaron la conductividad de distintas muestras de regolito recogidas en regiones distintas de la Luna y proponen un valor medio de $0.2\text{ W m}^{-1}\text{ K}^{-1}$ como representativo de todo el megarregolito. Este valor será el utilizado en esta memoria para resolver la ecuación del calor. Esta media se calcula para 300 K y dado que la conductividad aumenta con la temperatura en el vacío y en Mercurio la temperatura es más elevada, este valor es adecuado para establecer un mínimo en los flujos de calor.

4.4.2. Resolución de la ecuación del calor.

La solución general de una ecuación en derivadas parciales de orden n contiene n funciones arbitrarias de las variables independientes, por lo que para encontrar una solución particular a nuestro problema (ecuación 4.30) necesitamos dos condiciones de

contorno y una inicial. Como condición inicial tomamos una temperatura arbitraria de 300 K.

La condición de contorno en la superficie viene dada por la ecuación 4.29 ya utilizada en la sección 4.3.2:

$$F_S = (1 - Alb)I_m - \epsilon\sigma T_S^4.$$

Aquí consideraremos los mismos valores de albedo, emisividad e insolación media ya utilizados con anterioridad: $Alb = 0,081$, $\epsilon = 0,9$, $I_m = 2767 \text{ W m}^{-2}$.

La condición de contorno a la profundidad de la transición dúctil-frágil vendrá dada por: $T(z_{BDT}) = T_{BDT}$. Al incluir dos capas con distinta densidad, T_{BDT} no va a ser la calculada anteriormente y deberemos calcularla de nuevo en cada caso. Si la densidad se mantiene constante en cada capa, T_{BDT} viene dada por:

$$T_{BDT} = \frac{Q}{nR \ln \left[3 \left[\rho_1 z_1 + \rho_2 (z_1 - z_{BDT}) \right] g \left(\frac{\dot{\epsilon}}{A} \right)^{-\frac{1}{n}} \right]}. \quad (4.36)$$

Esta expresión resulta de considerar dos capas en la expresión 4.14. Usaremos el subíndice 1 para indicar las propiedades del megaregolito, mientras que el subíndice 2 se referirá a la capa profunda. El parámetro nuevo que aparece, z_1 , es el grosor de la capa de megaregolito. Este grosor lo desconocemos, así que lo variaremos entre 1 y 5 km. Un grosor inferior a 1 km es poco probable debido a que los impactos se producen en Mercurio a una velocidad muy alta y uno superior a 5 km, utilizado como grosor máximo por Grott et al. (2011), parece excesivo si tenemos en cuenta la alta gravedad de Mercurio, que actuaría compactando el material.

La ecuación del calor se ha resuelto haciendo uso del método de elementos finitos. En este método el dominio sobre el que está definida la ecuación diferencial se divide en un conjunto de pequeños elementos geométricos que forman una red. Los puntos de conexión entre los elementos se denominan nodos y sobre ellos se resuelven las incógnitas del problema. En cada elemento geométrico se impone una solución en forma de polinomio, ya que los polinomios son fáciles de evaluar, tienen buenas propiedades de aproximación en dominios pequeños y pueden conectarse con las soluciones de los elementos vecinos para conseguir una solución aproximada continua. El software matemático MATLAB posee herramientas implementadas para resolver este tipo de ecuaciones. En el **Apéndice B** puede consultarse un ejemplo del código empleado.

4.4.3. Resultados.

En resumen, para estudiar el efecto que un megaregolito similar al de la Luna ejerce sobre el flujo de calor en la superficie y la temperatura en profundidad utilizaremos

una capa de megarregolito de espesor comprendido entre 1 y 5 *km*. La densidad media será de 2000 kg m^{-3} , valor calculado a través de la expresión 4.33 (Carrier et al., 1991). La conductividad térmica media del megarregolito en la Luna propuesta por Warren y Rasmussen (1987) es de $0.2 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$. Los valores de calor específico medio se han estimado mediante la relación 4.32 y son de 1000 y $1180 \text{ J mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$ para el megarregolito y la capa profunda respectivamente. La tasa de calor generado por las fuentes radiactivas está ligada a la densidad, por lo que cada vez que variamos la densidad del megarregolito debemos volver a calcular H_1 , y la tasa de deformación seguirá variando entre 10^{-16} y 10^{-19} s^{-1} . En definitiva, las características asumidas para el megarregolito son: $\rho_1 = 2000 \text{ kg m}^{-3}$, $H_1 = (3,3 - 7,5) \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-3}$, $c_1 = 1100 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$, $k_1 = 0,2 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$, $z_1 = 1 - 5 \text{ km}$.

Los parámetros que caracterizan a la capa profunda seguirán siendo los asumidos en el apartado 4.3.3, es decir: $\rho_2 = 2900 \text{ kg m}^{-3}$, $H_2 = (1,2 - 2,7) \cdot 10^{-7} \text{ W m}^{-3}$, $c_2 = 1180 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$, $k_2 = 2 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ y $z_2 = z_{BDT}$. T_{BDT} depende del grosor y la densidad de cada capas (ver ecuación 4.36). Para un z_1 de 1 *km* y una $\rho_1 = 2000 \text{ kg m}^{-3}$, los valores extremos de T_{BDT} son de 736 *K* para $z_{BDT} = 39 \text{ km}$ y 820 *K* si $z_{BDT} = 30 \text{ km}$. Si z_1 alcanza los 5 *km*, T_{BDT} varía entre 737 y 822 *K*.

Los resultados que obtenemos se presentan en las **Figuras 4.8a** y **4.8b**. Los valores de flujo térmico en la superficie varían entre 9-15 mW m^{-2} y 6-10 mW m^{-2} para un grosor de la capa de megarregolito de 1 y 5 *km* respectivamente. La incertidumbre en este flujo debido a las incertidumbres en los perfiles topográficos proporcionados por Harmon et al. (1986) es del 15%. Los perfiles de temperatura (**Figuras 4.8a** y **4.8b**) muestran un aumento importante de la temperatura con la profundidad respecto al apartado 4.3.3, en el que la ecuación del calor se resolvió sin incluir una capa de megarregolito. Al aumentar el grosor del megarregolito, el flujo térmico en la superficie disminuye y las temperaturas alcanzadas en profundidad aumentan. La **Figura 4.9** compara los perfiles de temperatura que se obtienen al resolver la ecuación del calor al incluir una capa de megarregolito y sin incluirla. Un aumento en el grosor de la capa de megarregolito, aumenta la temperatura de la transición dúctil-frágil. Para una capa de megarregolito de entre 1 y 5 *km*, este aumento es ligero debido a que el espesor del megarregolito es pequeño. Es lógico que el efecto producido por una capa delgada de megarregolito se vaya atenuando al aumentar la profundidad. Sin embargo, como puede verse en la **Figura 4.9**, este efecto es importante a profundidades cercanas a la superficie. La **Tabla 4.5** compara los resultados sobre flujo térmico en superficie obtenidos en esta memoria con los proporcionados por otros autores.

Concentración de elementos radiactivos			F_S^* ($mW m^{-2}$)	F_{SReg}^* ($mW m^{-2}$)		F_S ($mW m^{-2}$)			
K (ppm)	U (ppb)	Th (ppb)		1 km	5 km	Watters et al. (2002)	Grott et al. (2011)	Hauck et al. (2004)	Williams et al. (2011)
1150±220	90±20	220±60	16-28	9-15	6-10				
0	30	120						20-30	28-33
69	34	112					22-25		
0	0	0				10-43			
0	0	400							29-32
550	8	30							30-37

Tabla 4.5: Comparación entre el flujo térmico en superficie obtenido en esta tesis y los obtenidos por distintos modelos de evolución térmica. F_S^* y F_{SReg}^* son los flujos térmicos en superficie calculados en esta memoria sin considerar la capa de megaregolito y considerándola.

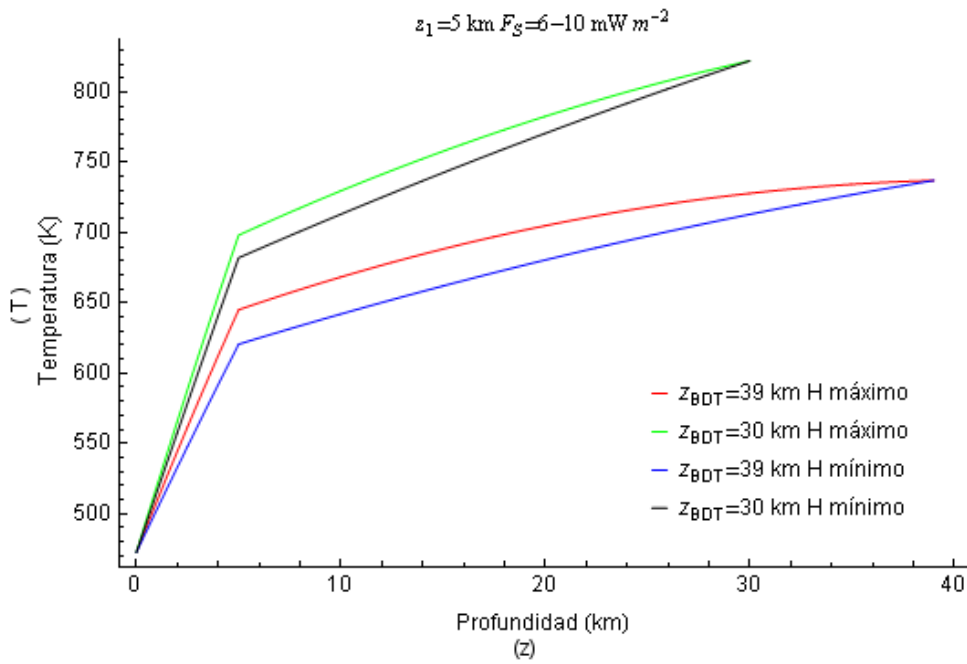
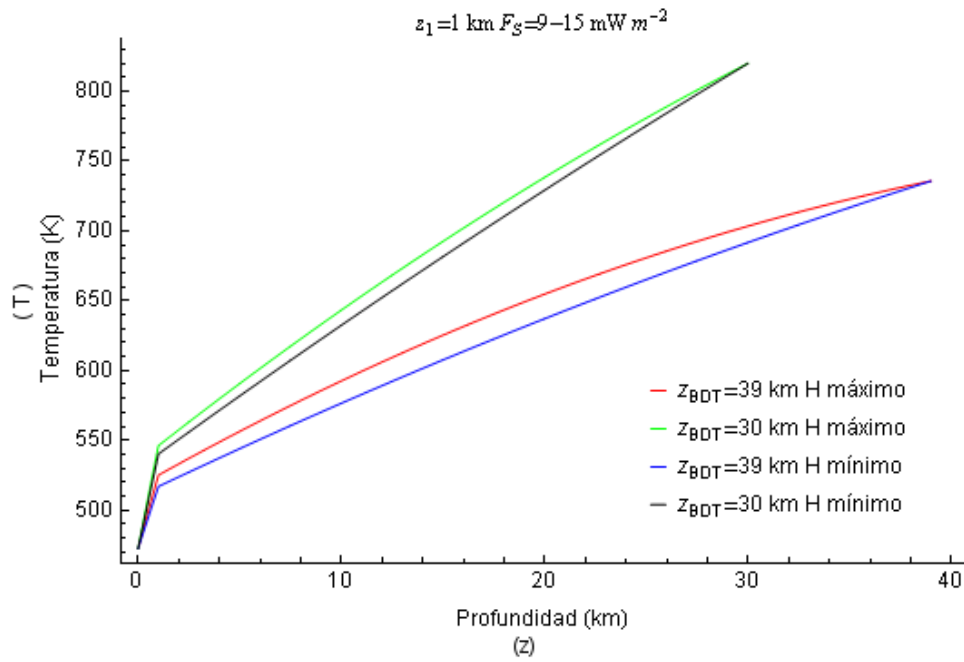


Figura 4.8: Perfiles de temperatura extremos y flujos de calor en la superficie asumiendo una capa de megaregolito análogo al de la Luna de 1 km (a) y 5 km (b).

La presencia de megaregolito, además de reducir el flujo de calor en superficie, aumenta de forma brusca la temperatura en profundidad. De esta manera el perfil de temperatura resultante es más alto que en el caso del apartado 4.3.3. El aumento de tempe-

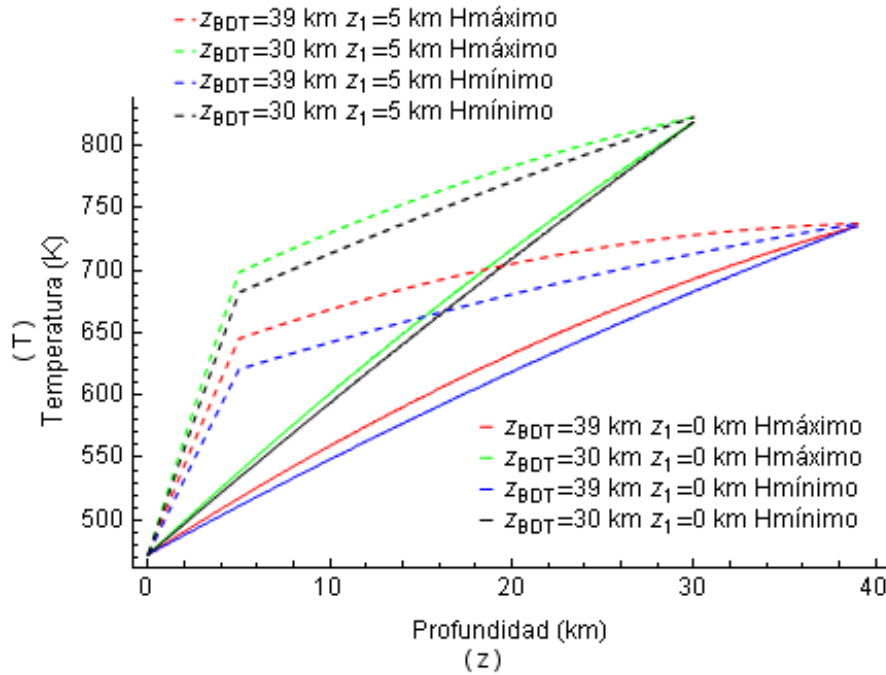


Figura 4.9: Diferencia entre los perfiles de temperatura adquiridos sin megaregolito ($z_1 = 0$ km) y considerando una capa de megaregolito de 5 km.

ratura es mayor cuanto mayor es el grosor del megaregolito. Si el espesor de esta capa es demasiado grande se forma un máximo en el perfil, la temperatura empieza a decrecer con la profundidad y el flujo térmico sufre un cambio de signo que es incompatible con el enfriamiento del planeta. Esta condición es conocida en la literatura como condición de no negatividad del flujo térmico y se ha utilizado en esta tesis para estimar el grosor máximo de la capa de megaregolito. Hemos comprobado que un regolito de más de 6.5 km de espesor genera un máximo en el perfil a partir del cual la temperatura disminuye con la profundidad. Este valor, del orden del utilizado por nosotros como máximo, es algo mayor que el grosor máximo estimado para la Luna (5 km) (Grott et al., 2011) y menor que el estimado en Marte (10 km) (Breuer et al., 2007).

Los valores seleccionados de conductividad térmica, densidad y calor específico son adecuados para estimar el límite inferior del flujo térmico en superficie, pero en los cálculos que siguen se resolverá de nuevo la ecuación del calor variando estos valores con el objetivo de analizar la influencia de cada uno de ellos en los perfiles de temperatura y en los flujos térmicos en superficie.

Al variar la conductividad térmica comprobamos que una mayor conductividad en el megaregolito aumenta el flujo de calor en la superficie y disminuye la temperatura en profundidad. La **Figura 4.10** compara los perfiles mostrados en la **Figura 4.8a** con los obtenidos aumentando la conductividad térmica de 0.2 a 0.4 $Wm^{-1}K^{-1}$. Los flujos de calor que se obtienen con esta conductividad más alta (el resto de parámetros permanecen fijos) son de 10-16 y 8-13 $mW m^{-2}$.

Un aumento o disminución en la densidad del megaregolito produce cambios del mismo signo en los flujos de calor en la superficie y en la temperatura en profundidad. La **Figura 4.11** muestra los perfiles extremos mostrados en la **Figura 4.8b** y los calculados con las mismas propiedades pero aumentando la densidad a 2200 kg m^{-3} . Este incremento en la densidad media del megaregolito provoca un ligero aumento en las temperaturas en profundidad y en los flujos de calor en superficie, que son de $10\text{-}16 \text{ mW m}^{-2}$ para 1 km de megaregolito y de $6\text{-}10 \text{ mW m}^{-2}$ para 5 km .

Variaciones en el calor específico también producen variaciones del mismo signo en flujos térmicos en superficie y temperaturas en profundidad. La **Figura 4.12** muestra de nuevo el perfil de temperatura de la **Figura 4.8b** y lo compara con el obtenido para un megaregolito con menor calor específico: $c_1 = 800 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$. Al disminuir el calor específico los flujos térmicos en la superficie bajan a $8\text{-}11 \text{ mW m}^{-2}$ para $z_1 = 1 \text{ km}$ y de $5\text{-}8 \text{ mW m}^{-2}$ para $z_1 = 5 \text{ km}$. Los perfiles de temperatura son más bajos en este caso.

Como c_p depende de la composición, y la relación propuesta por Winter y Saari (1969) doblaba los valores que proporcionaba la relación 4.32 en las temperaturas características de la Luna, hemos calculado de nuevo los flujos de calor en la superficie y las temperaturas asumiendo valores compatibles con la expresión de Winter y Saari (1969) $c_1 = 2000 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ y $c_2 = 2360 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$. Hemos comprobado que esta variación en c_p no afecta a los resultados, que son muy parecidos a los obtenidos a partir la relación de Whittington et al. (2009).

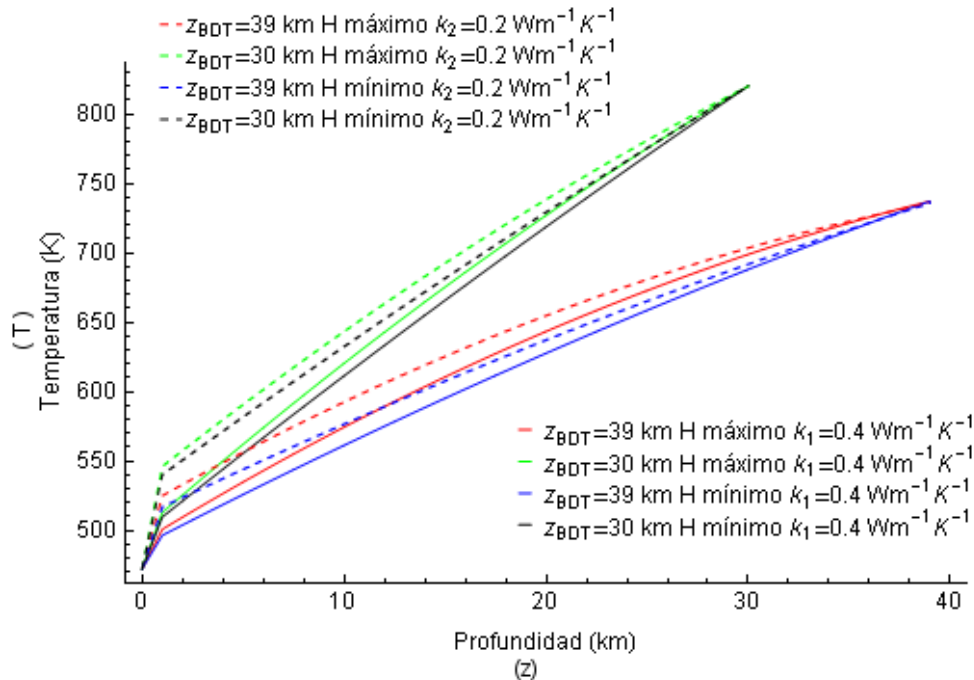


Figura 4.10: Perfiles de temperatura extremos para megaregolitos de distinta conductividad térmica.

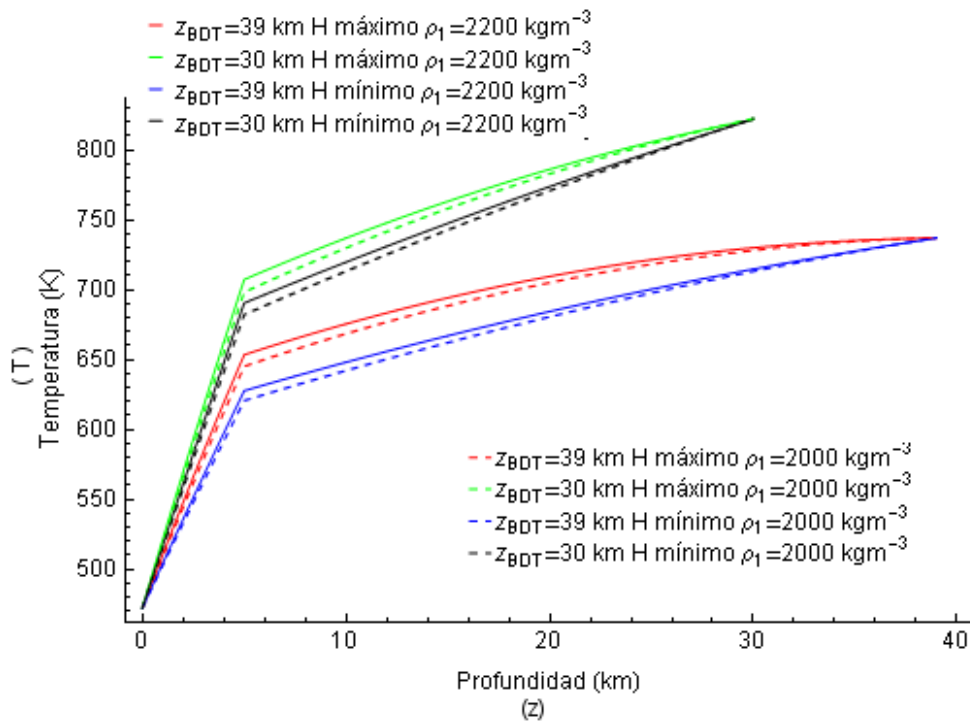


Figura 4.11: Perfiles de temperatura extremos para megaregolitos de distinta densidad.

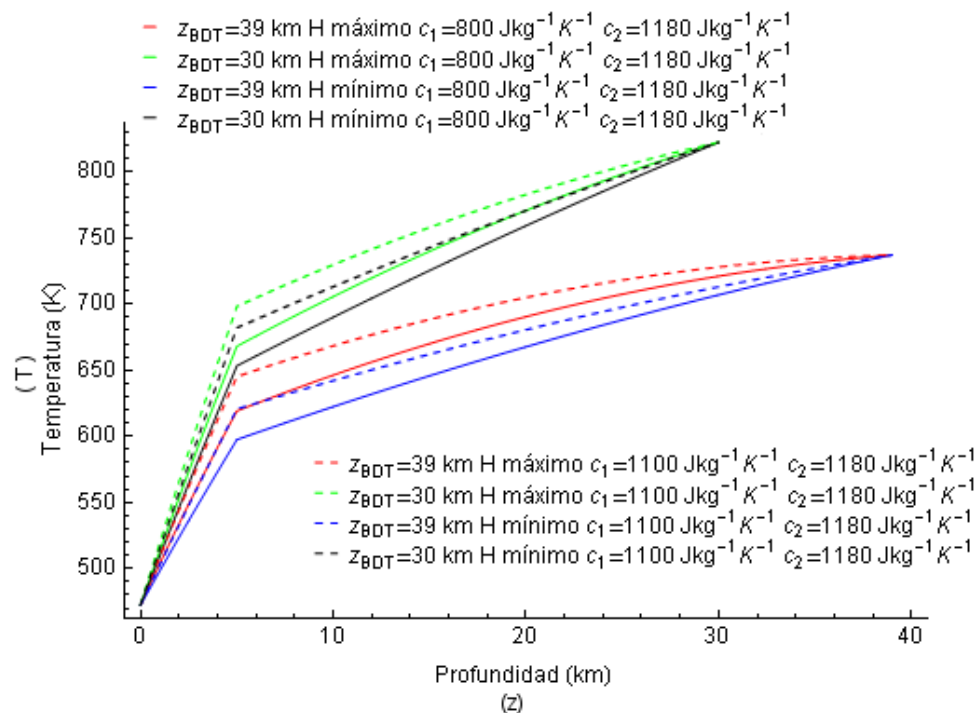


Figura 4.12: Perfiles de temperatura extremos para megaregolitos de distinto calor específico.

El aumento de la densidad y del calor específico en el megaregolito implica un aumento en el flujo de calor en la superficie y en la temperatura, mientras que un aumento

en la conductividad térmica se traduce en un aumento en el flujo y una disminución de temperaturas en profundidad. Cambios razonables en estos parámetros no influyen demasiado en los resultados, sus efectos son despreciables frente a la incertidumbre del 15% debida a la propagación de la incertidumbre en los perfiles topográficos.

Si las conclusiones a las que llegan Domingue et al. (2010, 2011) son correctas, la conductividad térmica y la densidad del megarregolito en Mercurio serán más altas, por lo que los flujos de calor en la superficie estarán entre los 6-10 $mW m^{-2}$, valores mínimos obtenidos con un megarregolito de 5 km , y los 16-27 $mW m^{-2}$ calculados la sección 4.3.3 sin megarregolito. Los valores de densidad, conductividad térmica y calor específico utilizados para calcular el valor mínimo del flujo térmico son bajos incluso para la Luna, por lo que son apropiados para establecer un límite inferior en el flujo de calor en la superficie de Mercurio.

Conclusiones y trabajo futuro

5.1. Conclusiones.

Las principales conclusiones de esta tesis son las siguientes:

1. Las profundidades de falla encontradas en los escarpes Santa María Rupes (3,5°N, 19°W), S_K3 (10,3°N, 13°W) y S_K4 (4°N, 15°W) varían entre 30-39 *km* con una incertidumbre del 15% debida a la propagación de la incertidumbre asociada a los perfiles topográficos utilizados como punto de partida (Harmon et al., 1986). Debido a la dificultad de extraer con exactitud los errores en estos perfiles topográficos, la incertidumbre en la profundidad de falla se ha calculado asumiendo el peor escenario posible. La incertidumbre en los perfiles topográficos medidos supone una importante fuente de error en la profundidad de falla estimada, por lo que nueva información procedente de las misiones MESSENGER y BepiColombo sobre altimetría resultará fundamental para poder establecer con mayor exactitud la profundidad de la transición dúctil-frágil.
2. Los flujos térmicos en superficie obtenidos a partir de la profundidad de falla, y despreciando el efecto producido por la capa de megarregolito, en los escarpes Santa María Rupes, S_K3 y S_K4 (de aquí en adelante región Kuiper) varían entre 16 y 27 $mW m^{-2}$. Estos valores se han obtenido incluyendo la concentración de elementos radiactivos medida por el GRS. Nuestros resultados son más bajos que los obtenidos en esta misma región por el modelo térmico de Williams et al. (2011)¹, en el que se asumen concentraciones de elementos radiactivos propios de los modelos de composición. Además, los flujos de calor en la superficie calculados en esta memoria en cuatro zonas distintas de Mercurio (región Kuiper, Discovery Rupes y dos escarpes situados en el ecuador a 59,3°E y 64,7°E) a partir de la profundidad de falla, y sin incluir el posible efecto aislante del megarregolito, varían entre 16 y 28 $mW m^{-2}$. Este intervalo es compatible con los flujos de calor medios estimados por distintos modelos de evolución térmica que parten de diferentes escenarios de formación, aunque, de nuevo, nuestros resultados alcanzan valores más bajos. La similitud en los resultados obtenidos en esta memoria y los

¹Valores proporcionados en comunicación personal y mostrados en la Tabla 4.3 de esta tesis.

procedentes de modelos térmicos, y el hecho de que nuestros resultados alcancen valores más bajos, no es congruente con la diferencia en la concentración de elementos radiactivos considerada en esta memoria y en los modelos térmicos.

3. Los flujos de calor y los perfiles de temperatura en profundidad se han calculado en esta memoria a partir de una temperatura en superficie obtenida en la época de formación del escarpe. Esta temperatura en superficie se determina teniendo en cuenta la insolación, la localización del escarpe y la profundidad y temperatura de la transición dúctil-frágil. Este procedimiento es más coherente que el utilizado en estudios previos al no hacer uso de temperaturas en superficie referidas al tiempo presente que proporcionan los modelos térmicos. La influencia que ejerce en los resultados este cambio en la estimación de la temperatura en superficie no puede establecerse a partir de este trabajo y será necesario realizar un estudio que incluya un mayor número de escarpes.
4. Aunque el heterogéneo patrón de insolación podría dar lugar a diferencias regionales en la profundidad de la transición dúctil-frágil y en el flujo térmico en superficie para un tiempo dado (Williams et al., 2011), esas diferencias no se ponen de manifiesto de forma clara en nuestro estudio. Esto podría ser debido a una falta de resolución en nuestros resultados, al hecho de que las diferencias en la insolación entre los puntos estudiados no son suficientemente amplias o a anomalías regionales. Además, los escarpes analizados podrían no ser contemporáneos, y en este caso indicarían el flujo de calor en superficie y la profundidad de la transición dúctil-frágil en momentos diferentes. Sin embargo, a la vista de los resultados obtenidos en esta tesis, la posibilidad de una homogeneidad en la profundidad de la transición dúctil-frágil y en los flujos de calor en la superficie tampoco puede descartarse y deberá ser analizada en futuros estudios.
5. El hecho de incluir una capa de megarregolito similar al de la Luna en nuestros cálculos disminuye el flujo de calor en superficie a valores comprendidos entre 9 y 15 $mW m^{-2}$ para una capa de 1 km , y de entre 6 y 10 $mW m^{-2}$ para una capa de 5 km . Las observaciones realizadas por MESSENGER indican que el megarregolito en Mercurio es más conductor que en la Luna, por lo que estos valores de flujo de calor en superficie constituyen un límite inferior.
6. De la conclusión 2 y 5 se establece que el flujo térmico en superficie en la región Kuiper está limitado al intervalo entre 6 y 27 $mW m^{-2}$, donde el valor superior se obtiene despreciando el efecto del megarregolito, y el valor inferior se calcula asumiendo una capa de megarregolito de 5 km .
7. Una importante fuente de incertidumbre que afecta a los resultados sobre flujo térmico procede de las incertidumbres asociadas a los perfiles topográficos procedentes de Harmon et al. (1986). Hemos estimado que la incertidumbre en los flujos de calor en superficie debido a esta fuente es de un 15%. De nuevo, la información proporcionada por las misiones MESSENGER y BepiColombo sobre altimetría y propiedades de la superficie será necesaria para mejorar la incertidumbre asociada a estos resultados.

8. Los distintos valores de conductividad térmica, densidad y calor específico utilizados en este estudio para caracterizar la capa de megaregolito han proporcionado resultados similares. Cambios pequeños en estos parámetros no llegan a tener efectos importantes en el flujo de calor en la superficie ni en el perfil de temperatura, y las variaciones que producen en los resultados son despreciables frente a la incertidumbre procedente de los perfiles topográficos.
9. Los resultados sobre flujo térmico en superficie y temperaturas presentados en esta memoria se han calculado incluyendo las concentraciones de elementos radiactivos medidas en la superficie de Mercurio por el instrumento GRS (*Gamma Ray Spectrometer*) que se encuentra a bordo de MESSENGER. El instrumento GRS ha proporcionado una abundancia de elementos radiactivos en la superficie mayor que la considerada por los modelos de evolución térmica. La inclusión de las nuevas concentraciones en los modelos de evolución térmica existentes en la actualidad podría resultar en un aumento del flujo de calor en la superficie que implicaría una disparidad entre sus resultados y los obtenidos en esta tesis. Nuestros resultados apuntan a que los modelos de evolución térmica sobreestiman los valores de flujo térmico en superficie. Esto reforzaría la necesidad de modificar los modelos puesta de manifiesto recientemente tras las observaciones sobre composición y estructura interna realizadas por MESSENGER.

5.2. Trabajo futuro.

Aunque la investigación a realizar a partir de este momento se actualizará dependiendo de los datos que el equipo de MESSENGER publique en los próximos meses, existen algunas líneas en las que pensamos seguir avanzando:

1. La mayor dificultad con la que nos hemos enfrentando al realizar este estudio aún radica en la falta de datos. Constreñir los valores de los parámetros que caracterizan a la litosfera y establecer los errores que afectan a los resultados obtenidos es extremadamente difícil debido a la ausencia de datos o a la mala calidad de los mismos. Los datos que proporcionen los equipos científicos de MESSENGER y BepiColombo serán fundamentales para realizar futuros estudios en los que las incertidumbres se puedan determinar de una forma más rigurosa.
2. Los valores de profundidad de la transición dúctil-frágil y de flujo térmico en superficie que se han obtenido en este trabajo son muy similares en puntos distintos del planeta (escarpes situados en la región Kuiper, Discovery Rupes y dos escarpes situados en el ecuador a 59,3°E y 64,7°E). Este resultado parece apuntar a una homogeneidad que contradice los resultados obtenidos previamente por otros autores (e.g. Williams et al., 2011) y que podría tener implicaciones de utilidad para comprender la evolución térmica de Mercurio. Sin embargo, hasta ahora, sólo tenemos información sobre la profundidad de la transición dúctil-frágil y sobre flujos térmicos en seis escarpes diferentes. Además, estos escarpes no están distribuidos de forma uniforme sobre la superficie, sino que se agrupan en sólo tres

regiones distintas. Esta escasa cobertura nos impide llegar a una conclusión firme acerca de la homogeneidad en los flujos térmicos en superficie y en la profundidad de la transición dúctil-frágil, por lo que será necesario continuar estudiando escarpes situados en otras regiones. Para ello tendremos que hacer uso de la información sobre topografía y propiedades de la superficie que proporcionarán los equipos científicos de las misiones MESSENGER y BepiColombo.

3. Un problema fundamental con el que se enfrentan los modelos de evolución en Mercurio se encuentra en la dificultad de reproducir la pequeña contracción del planeta que reflejan los escarpes lobulados. Sin embargo, los estudios realizados sobre la contracción del planeta son antiguos, se basan en imágenes tomadas por Mariner 10 y no incluyen toda la superficie del planeta. Un nuevo estudio que proporcione la disminución del radio del planeta y que describa la orientación y distribución de los escarpes lobulados tomando como base las nuevas imágenes proporcionadas por MESSENGER se hace imprescindible. El trabajo llevado a cabo durante la tesis con las imágenes proporcionadas por MESSENGER nos sitúa en un punto de partida propicio para realizar este trabajo, ya que disponemos de imágenes de varias regiones del planeta tomadas recientemente por MESSENGER integradas en un SIG y de una colección de escarpes digitalizados.

Información contenida en las cabeceras de las imágenes

Para poder introducir las imágenes CDR en un SIG es necesario someterlas previamente a un proceso destinado a corregirlas geoméricamente y a georreferenciarlas. Este proceso se lleva a cabo a través del software ISIS3.

El primer paso para realizar la corrección geométrica y la georreferenciación consiste en pasar los datos CDR del formato IMG del PDS al formato CUB con el que trabaja ISIS3. Este cambio de formato se hace a través de la opción `mdis2isis`, que convierte imágenes `.img` del instrumento MDIS en `.cub`. El archivo de salida es una imagen con una nueva cabecera, adecuada para trabajar en ISIS3, que guarda información sobre la misión, el instrumento, los datos y sobre el formato de la imagen. Esta nueva cabecera se escribe a partir de la información contenida en la cabecera CDR. En el **Apartado A.1** se muestra la cabecera CDR de una imagen.

Una vez realizado el cambio de formato se utiliza el comando `spiceinit` para incorporar en la nueva cabecera la información relativa a los *kernels* (ver ejemplo en el **Apartado A.2**). ISIS3 busca la información necesaria en estos *kernels* para llevar a cabo la corrección geométrica y la proyección de las imágenes en un sistema cartográfico de referencia. Ambas acciones se realizan a través el comando `cam2map`. Tras ejecutar este comando, la cabecera de la imagen se actualiza con información relativa a la proyección (ejemplo en el **Apartado A.3**). Las imágenes utilizadas en esta memoria se han proyectado en un sistema sinusoidal centrado en el meridiano central indicado por la cabecera CDR de cada imagen. Por último, las imágenes se han convertido a un formato PNG a través del comando `isis2std` para poder realizar la integración en ArcGIS. La imagen de salida incluye un archivo *wordfile* con extensión `pnw` que proporciona información sobre las coordenadas de la imagen y que ArcGIS necesita para realizar la proyección de las imágenes (ver **Apartado A.4**).

El esquema de la **Figura A.1** es un resumen del proceso seguido en la corrección y georreferenciación de los datos CDR.

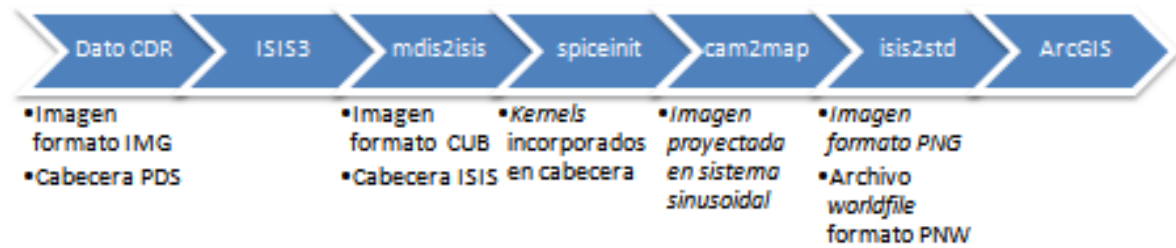


Figura A.1: Proceso seguido en la corrección y georreferenciación de los datos CDR.

A.1. Ejemplo de cabecera en una imagen CDR.

Los datos CDR constituyen nuestro punto de partida. La resolución de la imagen y la latitud y longitud del centro de la misma constituyen la información más relevante que contiene esta cabecera, ya que las coordenadas que proporcionan serán utilizadas con posterioridad en el proceso de georreferenciación. En esta cabecera también aparece recogido el tipo de dato del que se trata y el momento en el que fue tomado. Esta información es útil a la hora de identificar la imagen en la base de datos del Planetary Data System debido a que las imágenes se ordenan siguiendo estos criterios. Además, esta cabecera indica el estado y posición del instrumento y la nave, y las condiciones de iluminación. Aunque nosotros no hacemos un uso activo de esta última información, los *kernels* la tienen en cuenta a la hora de realizar la proyección en el sistema de referencia.

PDS_VERSION_ID = PDS3

RECORD_TYPE = FIXED_LENGTH

RECORD_BYTES = 4096

FILE_RECORDS = 1030

LABEL_RECORDS = 0007

^IMAGE = 7

MISSION_NAME = "MESSENGER"

INSTRUMENT_HOST_NAME = "MESSENGER"

DATA_SET_ID = "MESS-E/V/H-MDIS-4-CDR-CALDATA-V1.0"

DATA_QUALITY_ID = "0000001000000000"

PRODUCT_ID = "CN0108825899M_RA_1"

SOURCE_PRODUCT_ID = ("EN0108825899M",

"MDISLUTINV_0",

"MDISNAC_NOTBIN_DARKMODEL_0",

```
"MDISNAC_NOTBIN_FLAT_4",  
"MDISNAC_NOTBIN_RESP_1")  
PRODUCER_INSTITUTION_NAME = "APPLIED COHERENT TECHNOLOGY CORPORATION"  
SOFTWARE_NAME             = "MDIS_SEMICAL.PRO"  
SOFTWARE_VERSION_ID      = 1.8  
MISSION_PHASE_NAME       = "MERCURY 1 FLYBY"  
TARGET_NAME              = "MERCURY"  
SEQUENCE_NAME            = "08014_NAC_MOSAIC_1"
```

```
START_TIME                = 2008-01-14T19:21:59.072337  
STOP_TIME                 = 2008-01-14T19:21:59.086337  
SPACECRAFT_CLOCK_START_COUNT = "1/0108825899:976000"  
SPACECRAFT_CLOCK_STOP_COUNT = "1/0108825899:990000"  
PRODUCT_CREATION_TIME     = 2008-05-28T21:45:48
```

```
INSTRUMENT_NAME          = "MERCURY DUAL IMAGING SYSTEM NARROW ANGLE  
CAMERA"  
INSTRUMENT_ID           = "MDIS-NAC"  
FILTER_NAME             = "748 BW 53"  
FILTER_NUMBER           = "N/A"  
CENTER_FILTER_WAVELENGTH = 748 <NM>  
BANDWIDTH               = 53 <NM>  
EXPOSURE_DURATION      = 14 <MS>  
EXPOSURE_TYPE          = AUTO  
DETECTOR_TEMPERATURE   = -41.73 <DEGC>  
FOCAL_PLANE_TEMPERATURE = -31.33 <DEGC>  
FILTER_TEMPERATURE     = "N/A"  
OPTICS_TEMPERATURE     = -32.02 <DEGC>
```

```
MESS:MET_EXP            = 108825899  
MESS:ATT_CLOCK_COUNT   = 108825897  
MESS:ATT_Q1            = -0.57068282  
MESS:ATT_Q2            = -0.63794595  
MESS:ATT_Q3            = 0.37178880  
MESS:ATT_Q4            = -0.35933152  
MESS:ATT_FLAG          = 7  
MESS:PIV_GOAL          = 4141  
MESS:PIV_POS           = 4119  
MESS:PIV_READ          = 54000  
MESS:PIV_CAL           = -26758  
MESS:FW_GOAL           = 17376  
MESS:FW_POS            = 17404
```

MESS:FW_READ	= 17404
MESS:CCD_TEMP	= 1029
MESS:CAM_T1	= 463
MESS:CAM_T2	= 489
MESS:EXPOSURE	= 14
MESS:DPU_ID	= 0
MESS:IMAGER	= 1
MESS:SOURCE	= 0
MESS:FPU_BIN	= 0
MESS:COMP12_8	= 1
MESS:COMP_ALG	= 2
MESS:COMP_FST	= 1
MESS:TIME_PLS	= 2
MESS:LATCH_UP	= 0
MESS:EXP_MODE	= 1
MESS:PIV_STAT	= 1
MESS:PIV_MPEN	= 1
MESS:PIV_PV	= 1
MESS:PIV_RV	= 0
MESS:FW_PV	= 1
MESS:FW_RV	= 1
MESS:AEX_STAT	= 384
MESS:AEX_STHR	= 5
MESS:AEX_TGTB	= 2800
MESS:AEX_BACB	= 240
MESS:AEX_MAXE	= 14
MESS:AEX_MINE	= 1
MESS:DLNKPRIO	= 5
MESS:WVLRTIO	= 4
MESS:PIXELBIN	= 0
MESS:SUBFRAME	= 0
MESS:SUBF_X1	= 4
MESS:SUBF_Y1	= 0
MESS:SUBF_DX1	= 0
MESS:SUBF_DY1	= 0
MESS:SUBF_X2	= 4
MESS:SUBF_Y2	= 0
MESS:SUBF_DX2	= 0
MESS:SUBF_DY2	= 0
MESS:SUBF_X3	= 0
MESS:SUBF_Y3	= 0
MESS:SUBF_DX3	= 0
MESS:SUBF_DY3	= 0
MESS:SUBF_X4	= 0
MESS:SUBF_Y4	= 0


```
MESS:SUBF_DX4      = 0
MESS:SUBF_DY4      = 0
MESS:SUBF_X5       = 0
MESS:SUBF_Y5       = 0
MESS:SUBF_DX5      = 0
MESS:SUBF_DY5      = 0
MESS:CRITOPNV      = 0
MESS:JAILBARS       = 0
MESS:JB_X0         = 0
MESS:JB_X1         = 0
MESS:JB_SPACE      = 0

RIGHT_ASCENSION    = 297.68845 <DEG>
DECLINATION        = -27.12463 <DEG>
TWIST_ANGLE        = 8.20668 <DEG>
RA_DEC_REF_PIXEL   = (512.00000,512.00000)
RETICLE_POINT_RA   = (296.96998 <DEG>,298.64882 <DEG>,296.74030
  <DEG>,298.39747 <DEG>)
RETICLE_POINT_DECLINATION = (-27.97124 <DEG>,-27.75571 <DEG>,
  -26.48544 <DEG>,-26.27276 <DEG>)

SC_TARGET_POSITION_VECTOR = (-2580.12070 <KM>,5900.99425 <KM>,
  2977.27279 <KM>)
TARGET_CENTER_DISTANCE = 7095.27373 <KM>

SLANT_DISTANCE     = 4694.56394 <KM>
CENTER_LATITUDE    = -8.38548 <DEG>
CENTER_LONGITUDE   = 106.96836 <DEG>
HORIZONTAL_PIXEL_SCALE = 119.65615 <M>
VERTICAL_PIXEL_SCALE = 119.65615 <M>
SMEAR_MAGNITUDE    = 26.25474 <PIXELS>
SMEAR_AZIMUTH      = 217.55998 <DEG>
NORTH_AZIMUTH      = 88.22953 <DEG>
RETICLE_POINT_LATITUDE = (-9.85364 <DEG>,-9.84030 <DEG>,-6.94467
  <DEG>,-6.91832 <DEG>)
RETICLE_POINT_LONGITUDE = (108.40100 <DEG>,105.42059 <DEG>,
  108.47563 <DEG>,105.52967 <DEG>)

SUB_SPACECRAFT_LATITUDE = -3.13963 <DEG>
SUB_SPACECRAFT_LONGITUDE = 113.50479 <DEG>
SPACECRAFT_ALTITUDE = 4655.27373 <KM>
```

SUB_SPACECRAFT_AZIMUTH = 140.39552 <DEG>

SPACECRAFT_SOLAR_DISTANCE = 52591258.67877 <KM>

SC_SUN_POSITION_VECTOR = (52317725.13822 <KM>, 4378224.41554 <KM>, -3086628.70232 <KM>)

SC_SUN_VELOCITY_VECTOR = (16.54576 <KM/S>, -48.37082 <KM/S>, -27.39271 <KM/S>)

SOLAR_DISTANCE = 52593509.29125 <KM>

SUB_SOLAR_AZIMUTH = 177.83466 <DEG>

SUB_SOLAR_LATITUDE = -0.01013 <DEG>

SUB_SOLAR_LONGITUDE = 184.97928 <DEG>

INCIDENCE_ANGLE = 78.14206 <DEG>

PHASE_ANGLE = 68.12186 <DEG>

EMISSION_ANGLE = 12.68409 <DEG>

LOCAL_HOUR_ANGLE = 101.98907 <DEG>

GROUP = SUBFRAME1_PARAMETERS

RETICLE_POINT_LATITUDE = ("N/A", "N/A", "N/A", "N/A")

RETICLE_POINT_LONGITUDE = ("N/A", "N/A", "N/A", "N/A")

END_GROUP = SUBFRAME1_PARAMETERS

GROUP = SUBFRAME2_PARAMETERS

RETICLE_POINT_LATITUDE = ("N/A", "N/A", "N/A", "N/A")

RETICLE_POINT_LONGITUDE = ("N/A", "N/A", "N/A", "N/A")

END_GROUP = SUBFRAME2_PARAMETERS

GROUP = SUBFRAME3_PARAMETERS

RETICLE_POINT_LATITUDE = ("N/A", "N/A", "N/A", "N/A")

RETICLE_POINT_LONGITUDE = ("N/A", "N/A", "N/A", "N/A")

END_GROUP = SUBFRAME3_PARAMETERS

GROUP = SUBFRAME4_PARAMETERS

RETICLE_POINT_LATITUDE = ("N/A", "N/A", "N/A", "N/A")

RETICLE_POINT_LONGITUDE = ("N/A", "N/A", "N/A", "N/A")

END_GROUP = SUBFRAME4_PARAMETERS

GROUP = SUBFRAME5_PARAMETERS

RETICLE_POINT_LATITUDE = ("N/A", "N/A", "N/A", "N/A")

RETICLE_POINT_LONGITUDE = ("N/A", "N/A", "N/A", "N/A")

END_GROUP = SUBFRAME5_PARAMETERS

```

OBJECT = IMAGE
  LINES      = 1024
  LINE_SAMPLES = 1024
  SAMPLE_TYPE = PC_REAL
  SAMPLE_BITS = 32
  UNIT       = "W / (m**2 micrometer sr)"
END_OBJECT = IMAGE
END

```

A.2. Ejemplo de cabecera tras aplicar spiceinit.

Las cabeceras de las imágenes en formato .cub incorporan la información relativa a los *kernels* mediante el comando `spiceinit`.

```

Object = IsisCube
  Object = Core
    StartByte = 65537
    Format     = Tile
    TileSamples = 128
    TileLines  = 128

    Group = Dimensions
      Samples = 1024
      Lines   = 1024
      Bands   = 1
    End_Group

    Group = Pixels
      Type       = Real
      ByteOrder  = Lsb
      Base       = 0.0
      Multiplier = 1.0
    End_Group
  End_Object

  Group = Instrument
    SpacecraftName = Messenger
    InstrumentName = "MERCURY DUAL IMAGING SYSTEM NARROW ANGLE
CAMERA"
    InstrumentId   = MDIS-NAC
    TargetName     = Mercury
    OriginalTargetName = MERCURY
    StartTime      = 2008-01-14T19:21:59.072337

```

```

StopTime           = 2008-01-14T19:21:59.086337
SpacecraftClockCount = 1/0108825899:976000
MissionPhaseName   = "MERCURY 1 FLYBY"
ExposureDuration   = 14 <MS>
ExposureType       = AUTO
AttitudeQuality    = Ok
FilterWheelPosition = 17404
PivotPosition      = 4119
FpuBinningMode     = 0
PixelBinningMode   = 0
SubFrameMode       = 0
JailBars           = 0
DpuId              = DPU-A
PivotAngle         = 11.313171386719 <Degrees>
Unluttet           = 0
End_Group

Group = Archive
  DataSetId          = MESS-E/V/H-MDIS-4-CDR-CALDATA-V1.0
  DataQualityId     = 0000001000000000
  ProducerId        = "APPLIED COHERENT TECHNOLOGY
CORPORATION"
  ProductId         = CN0108825899M_RA_1
  SequenceName      = 08014_NAC_MOSAIC_1
  MissionElapsedTime = 108825899
  EdrProductCreationTime = 2008-05-28T21:45:48
  ObservationStartTime = 2008-01-14T19:21:59.072337
  SpacecraftClockStartCount = 1/0108825899:976000
  SpacecraftClockStopCount = 1/0108825899:990000
  Exposure          = 14
  CCDTemperature    = 1029
  OriginalFilterNumber = 0
  SourceProductId   = CN0108825899M_RA_1
End_Group

Group = BandBin
  Name   = "748 BP 53"
  Number = 2
  Center = 747.7 <NM>
  Width  = 52.6 <NM>
End_Group

Group = Kernels
  NaifIkCode = -236820
  LeapSecond = $base/kernels/lsk/naif0009.tls

```

```

    TargetAttitudeShape = ($base/kernels/pck/pck00008.tpc,
                          $messenger/kernels/pck/pck00008_MSGR.tpc)
    TargetPosition      = Table
    InstrumentPointing  = Table
    Instrument          = ($messenger/kernels/ik/msgr_mdis_v100.ti,
                          $messenger/kernels/ik/
                          msgr_mdis_taylor_dist_v100.ti)
    SpacecraftClock     = $messenger/kernels/sclk/messenger_607.tsc
    InstrumentPosition  = Table
    InstrumentAddendum  = $messenger/kernels/iak/mdisAddendum005.ti
    ShapeModel          = Null
  End_Group
End_Object

Object = Label
  Bytes = 65536
End_Object

Object = Table
  Name      = InstrumentPointing
  StartByte = 4267232
  Bytes     = 40
  Records   = 1
  ByteOrder = Lsb
  Description = "Created by spiceinit"
  Kernels    = ($messenger/kernels/ck/msgr20070825.bc,
                $messenger/kernels/ck/msgr20070926.bc,
                $messenger/kernels/ck/msgr20071009.bc,
                $messenger/kernels/ck/msgr20080109.bc,
                $messenger/kernels/ck/msgr20080110.bc,
                $messenger/kernels/ck/msgr20080111.bc,
                $messenger/kernels/ck/msgr20080112.bc,
                $messenger/kernels/ck/msgr20080113.bc,
                $messenger/kernels/ck/msgr20080114.bc,
                $messenger/kernels/ck/msgr20080115.bc,
                $messenger/kernels/ck/m1_mdishdr_atthist.bc,
                $messenger/kernels/ck/0132635044_0092_mdis_atthist.bc,
                $messenger/kernels/ck/
                0132644412_007931_mdis_pivot_pvtcal_nl.bc,
                $messenger/kernels/fk/msgr_v200.tf)

Group = Field
  Name = J2000Q0
  Type = Double
  Size = 1

```

```
End_Group

Group = Field
  Name = J2000Q1
  Type = Double
  Size = 1
End_Group

Group = Field
  Name = J2000Q2
  Type = Double
  Size = 1
End_Group

Group = Field
  Name = J2000Q3
  Type = Double
  Size = 1
End_Group

Group = Field
  Name = ET
  Type = Double
  Size = 1
End_Group
End_Object

Object = Table
  Name          = InstrumentPosition
  StartByte     = 4267272
  Bytes         = 56
  Records       = 1
  ByteOrder     = Lsb
  Description   = "Created by spiceinit"
  Kernels       = $messenger/kernels/spk/
                  msg_20040803_20120401_od149sc.bsp

Group = Field
  Name = J2000X
  Type = Double
  Size = 1
End_Group

Group = Field
  Name = J2000Y
```

```
Type = Double
Size = 1
End_Group

Group = Field
Name = J2000Z
Type = Double
Size = 1
End_Group

Group = Field
Name = J2000XV
Type = Double
Size = 1
End_Group

Group = Field
Name = J2000YV
Type = Double
Size = 1
End_Group

Group = Field
Name = J2000ZV
Type = Double
Size = 1
End_Group

Group = Field
Name = ET
Type = Double
Size = 1
End_Group
End_Object

Object = Table
Name = BodyRotation
StartByte = 4267328
Bytes = 40
Records = 1
ByteOrder = Lsb
Description = "Created by spiceinit"
Kernels = ($base/kernels/spk/de405.bsp,
           $base/kernels/pck/pck00008.tpc,
           $messenger/kernels/pck/pck00008_MSGR.tpc)
```

SolarLongitude = 251.43737930769

Group = Field
 Name = J2000Q0
 Type = Double
 Size = 1
End_Group

Group = Field
 Name = J2000Q1
 Type = Double
 Size = 1
End_Group

Group = Field
 Name = J2000Q2
 Type = Double
 Size = 1
End_Group

Group = Field
 Name = J2000Q3
 Type = Double
 Size = 1
End_Group

Group = Field
 Name = ET
 Type = Double
 Size = 1
End_Group
End_Object

Object = Table
 Name = SunPosition
 StartByte = 4267368
 Bytes = 56
 Records = 1
 ByteOrder = Lsb
 Description = "Created by spiceinit"
 Kernels = \$base/kernels/spk/de405.bsp

Group = Field
 Name = J2000X
 Type = Double


```
    Size = 1
End_Group

Group = Field
  Name = J2000Y
  Type = Double
  Size = 1
End_Group

Group = Field
  Name = J2000Z
  Type = Double
  Size = 1
End_Group

Group = Field
  Name = J2000XV
  Type = Double
  Size = 1
End_Group

Group = Field
  Name = J2000YV
  Type = Double
  Size = 1
End_Group

Group = Field
  Name = J2000ZV
  Type = Double
  Size = 1
End_Group

Group = Field
  Name = ET
  Type = Double
  Size = 1
End_Group
End_Object

Object = History
  Name      = IsisCube
  StartByte = 4267424
  Bytes     = 1146
End_Object
```

```
Object = OriginalLabel
  Name      = IsisCube
  StartByte = 4260307
  Bytes     = 6925
End_Object
End
```

```
Object = mdis2isis
  IsisVersion      = "3.1.18 | 2009-01-23"
  ProgramVersion   = 2008-09-03
  ProgramPath      = /home/marslab/isis3/isis/bin
  ExecutionDateTime = 2009-02-19T12:08:41
  HostName         = labteplinux
  UserName         = marslab
  Description      = "Import MESSENGER/MIDS EDR/RDR products into
                    ISIS cubes"
```

```
Group = UserParameters
  FROM = CN0108825899M_RA_1.IMG
  TO   = CN0108825899M_RA_1.cub
  UNLUT = no
End_Group
End_Object
PDS_VERSION_ID      = PDS3
RECORD_TYPE         = FIXED_LENGTH
RECORD_BYTES        = 4096
FILE_RECORDS        = 1030
LABEL_RECORDS       = 0007
^IMAGE              = 7
MISSION_NAME         = MESSENGER
INSTRUMENT_HOST_NAME = MESSENGER
DATA_SET_ID          = MESS-E/V/H-MDIS-4-CDR-CALDATA-V1.0
DATA_QUALITY_ID     = 0000001000000000
PRODUCT_ID           = CN0108825899M_RA_1
SOURCE_PRODUCT_ID   = (EN0108825899M, MDISLUTINV_0,
                      MDISNAC_NOTBIN_DARKMODEL_0,
                      MDISNAC_NOTBIN_FLAT_4,
                      MDISNAC_NOTBIN_RESP_1)
PRODUCER_INSTITUTION_NAME = "APPLIED COHERENT TECHNOLOGY
                             CORPORATION"
SOFTWARE_NAME        = MDIS_SEMICAL.PRO
SOFTWARE_VERSION_ID  = 1.8
MISSION_PHASE_NAME   = "MERCURY 1 FLYBY"
TARGET_NAME          = MERCURY
```

```

SEQUENCE_NAME           = 08014_NAC_MOSAIC_1
START_TIME              = 2008-01-14T19:21:59.072337
STOP_TIME               = 2008-01-14T19:21:59.086337
SPACECRAFT_CLOCK_START_COUNT = 1/0108825899:976000
SPACECRAFT_CLOCK_STOP_COUNT = 1/0108825899:990000
PRODUCT_CREATION_TIME   = 2008-05-28T21:45:48
INSTRUMENT_NAME        = "MERCURY DUAL IMAGING SYSTEM NARROW
                        ANGLE CAMERA"
INSTRUMENT_ID          = MDIS-NAC
FILTER_NAME             = "748 BW 53"
FILTER_NUMBER           = N/A
CENTER_FILTER_WAVELENGTH = 748 <NM>
BANDWIDTH               = 53 <NM>
EXPOSURE_DURATION      = 14 <MS>
EXPOSURE_TYPE           = AUTO
DETECTOR_TEMPERATURE   = -41.73 <DEGC>
FOCAL_PLANE_TEMPERATURE = -31.33 <DEGC>
FILTER_TEMPERATURE      = N/A
OPTICS_TEMPERATURE     = -32.02 <DEGC>
MESS:MET_EXP           = 108825899
MESS:ATT_CLOCK_COUNT   = 108825897
MESS:ATT_Q1            = -0.57068282
MESS:ATT_Q2            = -0.63794595
MESS:ATT_Q3            = 0.37178880
MESS:ATT_Q4            = -0.35933152
MESS:ATT_FLAG          = 7
MESS:PIV_GOAL          = 4141
MESS:PIV_POS           = 4119
MESS:PIV_READ          = 54000
MESS:PIV_CAL           = -26758
MESS:FW_GOAL           = 17376
MESS:FW_POS            = 17404
MESS:FW_READ           = 17404
MESS:CCD_TEMP          = 1029
MESS:CAM_T1            = 463
MESS:CAM_T2            = 489
MESS:EXPOSURE          = 14
MESS:DPU_ID            = 0
MESS:IMAGER            = 1
MESS:SOURCE            = 0
MESS:FPU_BIN           = 0
MESS:COMP12_8          = 1
MESS:COMP_ALG          = 2
MESS:COMP_FST          = 1
MESS:TIME_PLS          = 2

```

MESS:LATCH_UP	= 0
MESS:EXP_MODE	= 1
MESS:PIV_STAT	= 1
MESS:PIV_MPEN	= 1
MESS:PIV_PV	= 1
MESS:PIV_RV	= 0
MESS:FW_PV	= 1
MESS:FW_RV	= 1
MESS:AEX_STAT	= 384
MESS:AEX_STHR	= 5
MESS:AEX_TGTB	= 2800
MESS:AEX_BACB	= 240
MESS:AEX_MAXE	= 14
MESS:AEX_MINE	= 1
MESS:DLNKPRIO	= 5
MESS:WVLRATIO	= 4
MESS:PIXELBIN	= 0
MESS:SUBFRAME	= 0
MESS:SUBF_X1	= 4
MESS:SUBF_Y1	= 0
MESS:SUBF_DX1	= 0
MESS:SUBF_DY1	= 0
MESS:SUBF_X2	= 4
MESS:SUBF_Y2	= 0
MESS:SUBF_DX2	= 0
MESS:SUBF_DY2	= 0
MESS:SUBF_X3	= 0
MESS:SUBF_Y3	= 0
MESS:SUBF_DX3	= 0
MESS:SUBF_DY3	= 0
MESS:SUBF_X4	= 0
MESS:SUBF_Y4	= 0
MESS:SUBF_DX4	= 0
MESS:SUBF_DY4	= 0
MESS:SUBF_X5	= 0
MESS:SUBF_Y5	= 0
MESS:SUBF_DX5	= 0
MESS:SUBF_DY5	= 0
MESS:CRITOPNV	= 0
MESS:JAILBARS	= 0
MESS:JB_X0	= 0
MESS:JB_X1	= 0
MESS:JB_SPACE	= 0
RIGHT_ASCENSION	= 297.68845 <DEG>
DECLINATION	= -27.12463 <DEG>

```

TWIST_ANGLE = 8.20668 <DEG>
RA_DEC_REF_PIXEL = (512.00000, 512.00000)
RETICLE_POINT_RA = (296.96998, 298.64882, 296.74030,
298.39747) <DEG>
RETICLE_POINT_DECLINATION = (-27.97124, -27.75571, -26.48544,
-26.27276) <DEG>
SC_TARGET_POSITION_VECTOR = (-2580.12070, 5900.99425,
2977.27279) <KM>
TARGET_CENTER_DISTANCE = 7095.27373 <KM>
SLANT_DISTANCE = 4694.56394 <KM>
CENTER_LATITUDE = -8.38548 <DEG>
CENTER_LONGITUDE = 106.96836 <DEG>
HORIZONTAL_PIXEL_SCALE = 119.65615 <M>
VERTICAL_PIXEL_SCALE = 119.65615 <M>
SMEAR_MAGNITUDE = 26.25474 <PIXELS>
SMEAR_AZIMUTH = 217.55998 <DEG>
NORTH_AZIMUTH = 88.22953 <DEG>
RETICLE_POINT_LATITUDE = (-9.85364, -9.84030, -6.94467,
-6.91832) <DEG>
RETICLE_POINT_LONGITUDE = (108.40100, 105.42059, 108.47563,
105.52967) <DEG>
SUB_SPACECRAFT_LATITUDE = -3.13963 <DEG>
SUB_SPACECRAFT_LONGITUDE = 113.50479 <DEG>
SPACECRAFT_ALTITUDE = 4655.27373 <KM>
SUB_SPACECRAFT_AZIMUTH = 140.39552 <DEG>
SPACECRAFT_SOLAR_DISTANCE = 52591258.67877 <KM>
SC_SUN_POSITION_VECTOR = (52317725.13822, 4378224.41554,
-3086628.70232) <KM>
SC_SUN_VELOCITY_VECTOR = (16.54576, -48.37082,
-27.39271) <KM/S>
SOLAR_DISTANCE = 52593509.29125 <KM>
SUB_SOLAR_AZIMUTH = 177.83466 <DEG>
SUB_SOLAR_LATITUDE = -0.01013 <DEG>
SUB_SOLAR_LONGITUDE = 184.97928 <DEG>
INCIDENCE_ANGLE = 78.14206 <DEG>
PHASE_ANGLE = 68.12186 <DEG>
EMISSION_ANGLE = 12.68409 <DEG>
LOCAL_HOUR_ANGLE = 101.98907 <DEG>

```

Object = IMAGE

```

LINES = 1024
LINE_SAMPLES = 1024
SAMPLE_TYPE = PC_REAL
SAMPLE_BITS = 32
UNIT = "W / (m**2 micrometer sr)"

```

End_Object

Group = SUBFRAME1_PARAMETERS

RETICLE_POINT_LATITUDE = (N/A, N/A, N/A, N/A)

RETICLE_POINT_LONGITUDE = (N/A, N/A, N/A, N/A)

End_Group

Group = SUBFRAME2_PARAMETERS

RETICLE_POINT_LATITUDE = (N/A, N/A, N/A, N/A)

RETICLE_POINT_LONGITUDE = (N/A, N/A, N/A, N/A)

End_Group

Group = SUBFRAME3_PARAMETERS

RETICLE_POINT_LATITUDE = (N/A, N/A, N/A, N/A)

RETICLE_POINT_LONGITUDE = (N/A, N/A, N/A, N/A)

End_Group

Group = SUBFRAME4_PARAMETERS

RETICLE_POINT_LATITUDE = (N/A, N/A, N/A, N/A)

RETICLE_POINT_LONGITUDE = (N/A, N/A, N/A, N/A)

End_Group

Group = SUBFRAME5_PARAMETERS

RETICLE_POINT_LATITUDE = (N/A, N/A, N/A, N/A)

RETICLE_POINT_LONGITUDE = (N/A, N/A, N/A, N/A)

End_Group

End

Object = mdis2isis

IsisVersion = "3.1.18 | 2009-01-23"

ProgramVersion = 2008-09-03

ProgramPath = /home/marslab/isis3/isis/bin

ExecutionDateTime = 2009-02-19T12:08:41

HostName = labteplinux

UserName = marslab

Description = "Import MESSENGER/MIDS EDR/RDR products into
ISIS cubes"

Group = UserParameters

FROM = CN0108825899M_RA_1.IMG

TO = CN0108825899M_RA_1.cub

UNLUT = no

End_Group

End_Object

```

Object = spiceinit
  IsisVersion      = "3.1.18 | 2009-01-23"
  ProgramVersion   = 2008-09-12
  ProgramPath      = /home/marslab/isis3/isis/bin
  ExecutionDateTime = 2009-02-19T15:57:35
  HostName         = labteplinux
  UserName         = marslab
  Description      = "Determine SPICE kernels for a camera cube"

Group = UserParameters
  FROM            = CN0108825899M_RA_1.cub
  ATTACH          = TRUE
  CKSMITHED       = FALSE
  CKRECON         = TRUE
  CKPREDICTED     = FALSE
  CKNADIR         = FALSE
  SPKSMITHED      = FALSE
  SPKRECON        = TRUE
  SPKPREDICTED    = FALSE
  SHAPE           = SYSTEM
  STARTPAD        = 0.0
  ENDPAD          = 0.0
End_Group
End_Object

```

A.3. Ejemplo de cabecera en ISIS3 tras realizar una proyección sinusoidal.

La corrección geométrica y la proyección en un sistema cartográfico de referencia se realiza mediante el comando `cam2map`. En la cabecera aparece un nuevo conjunto de elementos que describen la proyección utilizada y las coordenadas de la imagen. En nuestro caso se trata de una proyección cartográfica sinusoidal centrada en el meridiano central de la imagen.

Esta información se extrae posteriormente al cambiar el formato de la imagen por otro compatible en ArcGIS y se incluye en un archivo *worldfile*.

```

Object = IsisCube
  Object = Core
    StartByte      = 65537
    Format         = Tile
    TileSamples    = 128
    TileLines     = 128

```

```

Group = Dimensions
  Samples = 1079
  Lines   = 1045
  Bands   = 1
End_Group

Group = Pixels
  Type      = Real
  ByteOrder = Lsb
  Base      = 0.0
  Multiplier = 1.0
End_Group
End_Object

Group = Instrument
  SpacecraftName      = Messenger
  InstrumentName      = "MERCURY DUAL IMAGING SYSTEM NARROW
                       ANGLE CAMERA"
  InstrumentId        = MDIS-NAC
  TargetName          = Mercury
  OriginalTargetName  = MERCURY
  StartTime           = 2008-01-14T19:21:59.072337
  StopTime            = 2008-01-14T19:21:59.086337
  SpacecraftClockCount = 1/0108825899:976000
  MissionPhaseName    = "MERCURY 1 FLYBY"
  ExposureDuration    = 14 <MS>
  ExposureType        = AUTO
  AttitudeQuality     = Ok
  FilterWheelPosition = 17404
  PivotPosition       = 4119
  FpuBinningMode      = 0
  PixelBinningMode    = 0
  SubFrameMode        = 0
  JailBars            = 0
  DpuId               = DPU-A
  PivotAngle          = 11.313171386719 <Degrees>
  Unluttet            = 0
End_Group

Group = Archive
  DataSetId           = MESS-E/V/H-MDIS-4-CDR-CALDATA-V1.0
  DataQualityId       = 0000001000000000
  ProducerId          = "APPLIED COHERENT TECHNOLOGY
                       CORPORATION"
  ProductId           = CN0108825899M_RA_1

```



```

SequenceName          = 08014_NAC_MOSAIC_1
MissionElapsedTime    = 108825899
EdrProductCreationTime = 2008-05-28T21:45:48
ObservationStartTime   = 2008-01-14T19:21:59.072337
SpacecraftClockStartCount = 1/0108825899:976000
SpacecraftClockStopCount = 1/0108825899:990000
Exposure              = 14
CCDTemperature        = 1029
OriginalFilterNumber  = 0
SourceProductId       = CN0108825899M_RA_1
End_Group

Group = BandBin
  Name   = "748 BP 53"
  Number = 2
  Center = 747.7 <NM>
  Width  = 52.6 <NM>
End_Group

Group = Kernels
  NaifIkCode          = -236820
  LeapSecond          = $base/kernels/lsk/naif0009.tls
  TargetAttitudeShape = ($base/kernels/pck/pck00008.tpc,
                        $messenger/kernels/pck/pck00008_MSGR.tpc)
  TargetPosition      = Table
  InstrumentPointing   = Table
  Instrument           = ($messenger/kernels/ik/msgr_mdis_v100.ti,
                        $messenger/kernels/ik/
                        msgr_mdis_taylor_dist_v100.ti)
  SpacecraftClock     = $messenger/kernels/sclk/messenger_607.tsc
  InstrumentPosition   = Table
  InstrumentAddendum  = $messenger/kernels/iak/mdisAddendum005.ti
  ShapeModel          = Null
End_Group

Group = Mapping
  ProjectionName       = Sinusoidal
  CenterLongitude     = 105.0
  TargetName          = Mercury
  EquatorialRadius    = 2440000.0 <meters>
  PolarRadius         = 2440000.0 <meters>
  LatitudeType        = Planetocentric
  LongitudeDirection  = PositiveEast
  LongitudeDomain     = 360
  MinimumLatitude     = -9.8607463948159

```

```

MaximumLatitude      = -6.9356383378396
MinimumLongitude     = 105.40277976385
MaximumLongitude     = 108.44136428503
UpperLeftCornerX     = 16811.552636419 <meters>
UpperLeftCornerY     = -295334.86440008 <meters>
PixelResolution      = 119.23086976184 <meters/pixel>
Scale                = 357.17288512384 <pixels/degree>
End_Group

Group = AlphaCube
AlphaSamples         = 1024
AlphaLines           = 1024
AlphaStartingSample = 0.5
AlphaStartingLine   = 0.5
AlphaEndingSample   = 1024.5
AlphaEndingLine     = 1024.5
BetaSamples          = 1024
BetaLines            = 1024
End_Group
End_Object

Object = Label
Bytes = 65536
End_Object

Object = Table
Name      = InstrumentPointing
StartByte = 5373953
Bytes     = 40
Records  = 1
ByteOrder = Lsb
Description = "Created by spiceinit"
Kernels   = ($messenger/kernels/ck/msgr20070825.bc,
             $messenger/kernels/ck/msgr20070926.bc,
             $messenger/kernels/ck/msgr20071009.bc,
             $messenger/kernels/ck/msgr20080109.bc,
             $messenger/kernels/ck/msgr20080110.bc,
             $messenger/kernels/ck/msgr20080111.bc,
             $messenger/kernels/ck/msgr20080112.bc,
             $messenger/kernels/ck/msgr20080113.bc,
             $messenger/kernels/ck/msgr20080114.bc,
             $messenger/kernels/ck/msgr20080115.bc,
             $messenger/kernels/ck/m1_mdishdr_atthist.bc,
             $messenger/kernels/ck/0132635044_0092_mdis_atthist.bc,
             $messenger/kernels/ck/

```

```
0132644412_007931_mdis_pivot_pvtcal_n1.bc,  
$messenger/kernels/fk/msgr_v200.tf)
```

```
Group = Field  
  Name = J2000Q0  
  Type = Double  
  Size = 1  
End_Group
```

```
Group = Field  
  Name = J2000Q1  
  Type = Double  
  Size = 1  
End_Group
```

```
Group = Field  
  Name = J2000Q2  
  Type = Double  
  Size = 1  
End_Group
```

```
Group = Field  
  Name = J2000Q3  
  Type = Double  
  Size = 1  
End_Group
```

```
Group = Field  
  Name = ET  
  Type = Double  
  Size = 1  
End_Group  
End_Object
```

```
Object = Table  
  Name          = InstrumentPosition  
  StartByte     = 5373993  
  Bytes        = 56  
  Records      = 1  
  ByteOrder    = Lsb  
  Description   = "Created by spiceinit"  
  Kernels      = $messenger/kernels/spk/  
                msgr_20040803_20120401_od149sc.bsp
```

```
Group = Field
```

```
Name = J2000X
Type = Double
Size = 1
End_Group

Group = Field
Name = J2000Y
Type = Double
Size = 1
End_Group

Group = Field
Name = J2000Z
Type = Double
Size = 1
End_Group

Group = Field
Name = J2000XV
Type = Double
Size = 1
End_Group

Group = Field
Name = J2000YV
Type = Double
Size = 1
End_Group

Group = Field
Name = J2000ZV
Type = Double
Size = 1
End_Group

Group = Field
Name = ET
Type = Double
Size = 1
End_Group
End_Object

Object = Table
Name = BodyRotation
StartByte = 5374049
```

```
Bytes          = 40
Records        = 1
ByteOrder      = Lsb
Description    = "Created by spiceinit"
Kernels        = ($base/kernels/spk/de405.bsp,
                  $base/kernels/pck/pck00008.tpc,
                  $messenger/kernels/pck/pck00008_MSGR.tpc)
SolarLongitude = 251.43737930769

Group = Field
  Name = J2000Q0
  Type = Double
  Size = 1
End_Group

Group = Field
  Name = J2000Q1
  Type = Double
  Size = 1
End_Group

Group = Field
  Name = J2000Q2
  Type = Double
  Size = 1
End_Group

Group = Field
  Name = J2000Q3
  Type = Double
  Size = 1
End_Group

Group = Field
  Name = ET
  Type = Double
  Size = 1
End_Group
End_Object

Object = Table
  Name          = SunPosition
  StartByte     = 5374089
  Bytes         = 56
  Records       = 1
```

```
ByteOrder    = Lsb
Description  = "Created by spiceinit"
Kernels      = $base/kernels/spk/de405.bsp
```

```
Group = Field
  Name = J2000X
  Type = Double
  Size = 1
End_Group
```

```
Group = Field
  Name = J2000Y
  Type = Double
  Size = 1
End_Group
```

```
Group = Field
  Name = J2000Z
  Type = Double
  Size = 1
End_Group
```

```
Group = Field
  Name = J2000XV
  Type = Double
  Size = 1
End_Group
```

```
Group = Field
  Name = J2000YV
  Type = Double
  Size = 1
End_Group
```

```
Group = Field
  Name = J2000ZV
  Type = Double
  Size = 1
End_Group
```

```
Group = Field
  Name = ET
  Type = Double
  Size = 1
End_Group
```

End_Object

```
Object = History
  Name      = IsisCube
  StartByte = 5381071
  Bytes     = 1862
```

End_Object

```
Object = OriginalLabel
  Name      = IsisCube
  StartByte = 5374145
  Bytes     = 6926
```

End_Object

End

```
PDS_VERSION_ID          = PDS3
RECORD_TYPE             = FIXED_LENGTH
RECORD_BYTES           = 4096
FILE_RECORDS           = 1030
LABEL_RECORDS          = 0007
~IMAGE                  = 7
MISSION_NAME            = MESSENGER
INSTRUMENT_HOST_NAME   = MESSENGER
DATA_SET_ID             = MESS-E/V/H-MDIS-4-CDR-CALDATA-V1.0
DATA_QUALITY_ID        = 0000001000000000
PRODUCT_ID              = CN0108825899M_RA_1
SOURCE_PRODUCT_ID      = (EN0108825899M, MDISLUTINV_0,
                          MDISNAC_NOTBIN_DARKMODEL_0,
                          MDISNAC_NOTBIN_FLAT_4,
                          MDISNAC_NOTBIN_RESP_1)
PRODUCER_INSTITUTION_NAME = "APPLIED COHERENT TECHNOLOGY
                             CORPORATION"
SOFTWARE_NAME           = MDIS_SEMICAL.PRO
SOFTWARE_VERSION_ID     = 1.8
MISSION_PHASE_NAME     = "MERCURY 1 FLYBY"
TARGET_NAME             = MERCURY
SEQUENCE_NAME          = 08014_NAC_MOSAIC_1
START_TIME              = 2008-01-14T19:21:59.072337
STOP_TIME               = 2008-01-14T19:21:59.086337
SPACECRAFT_CLOCK_START_COUNT = 1/0108825899:976000
SPACECRAFT_CLOCK_STOP_COUNT = 1/0108825899:990000
PRODUCT_CREATION_TIME   = 2008-05-28T21:45:48
INSTRUMENT_NAME        = "MERCURY DUAL IMAGING SYSTEM NARROW
                          ANGLE CAMERA"
INSTRUMENT_ID          = MDIS-NAC
```

FILTER_NAME	= "748 BW 53"
FILTER_NUMBER	= N/A
CENTER_FILTER_WAVELENGTH	= 748 <NM>
BANDWIDTH	= 53 <NM>
EXPOSURE_DURATION	= 14 <MS>
EXPOSURE_TYPE	= AUTO
DETECTOR_TEMPERATURE	= -41.73 <DEGC>
FOCAL_PLANE_TEMPERATURE	= -31.33 <DEGC>
FILTER_TEMPERATURE	= N/A
OPTICS_TEMPERATURE	= -32.02 <DEGC>
MESS:MET_EXP	= 108825899
MESS:ATT_CLOCK_COUNT	= 108825897
MESS:ATT_Q1	= -0.57068282
MESS:ATT_Q2	= -0.63794595
MESS:ATT_Q3	= 0.37178880
MESS:ATT_Q4	= -0.35933152
MESS:ATT_FLAG	= 7
MESS:PIV_GOAL	= 4141
MESS:PIV_POS	= 4119
MESS:PIV_READ	= 54000
MESS:PIV_CAL	= -26758
MESS:FW_GOAL	= 17376
MESS:FW_POS	= 17404
MESS:FW_READ	= 17404
MESS:CCD_TEMP	= 1029
MESS:CAM_T1	= 463
MESS:CAM_T2	= 489
MESS:EXPOSURE	= 14
MESS:DPU_ID	= 0
MESS:IMAGER	= 1
MESS:SOURCE	= 0
MESS:FPU_BIN	= 0
MESS:COMP12_8	= 1
MESS:COMP_ALG	= 2
MESS:COMP_FST	= 1
MESS:TIME_PLS	= 2
MESS:LATCH_UP	= 0
MESS:EXP_MODE	= 1
MESS:PIV_STAT	= 1
MESS:PIV_MPEN	= 1
MESS:PIV_PV	= 1
MESS:PIV_RV	= 0
MESS:FW_PV	= 1
MESS:FW_RV	= 1
MESS:AEX_STAT	= 384


```

MESS:AEX_STHR           = 5
MESS:AEX_TGTB           = 2800
MESS:AEX_BACB           = 240
MESS:AEX_MAXE           = 14
MESS:AEX_MINE           = 1
MESS:DLNKPRIO           = 5
MESS:WVLRATIO           = 4
MESS:PIXELBIN           = 0
MESS:SUBFRAME           = 0
MESS:SUBF_X1            = 4
MESS:SUBF_Y1            = 0
MESS:SUBF_DX1           = 0
MESS:SUBF_DY1           = 0
MESS:SUBF_X2            = 4
MESS:SUBF_Y2            = 0
MESS:SUBF_DX2           = 0
MESS:SUBF_DY2           = 0
MESS:SUBF_X3            = 0
MESS:SUBF_Y3            = 0
MESS:SUBF_DX3           = 0
MESS:SUBF_DY3           = 0
MESS:SUBF_X4            = 0
MESS:SUBF_Y4            = 0
MESS:SUBF_DX4           = 0
MESS:SUBF_DY4           = 0
MESS:SUBF_X5            = 0
MESS:SUBF_Y5            = 0
MESS:SUBF_DX5           = 0
MESS:SUBF_DY5           = 0
MESS:CRITOPNV           = 0
MESS:JAILBARS           = 0
MESS:JB_X0              = 0
MESS:JB_X1              = 0
MESS:JB_SPACE           = 0
RIGHT_ASCENSION         = 297.68845 <DEG>
DECLINATION              = -27.12463 <DEG>
TWIST_ANGLE             = 8.20668 <DEG>
RA_DEC_REF_PIXEL        = (512.00000, 512.00000)
RETICLE_POINT_RA        = (296.96998, 298.64882, 296.74030,
                          298.39747) <DEG>
RETICLE_POINT_DECLINATION = (-27.97124, -27.75571, -26.48544,
                          -26.27276) <DEG>
SC_TARGET_POSITION_VECTOR = (-2580.12070, 5900.99425, 2977.27279)
                          <KM>
TARGET_CENTER_DISTANCE  = 7095.27373 <KM>

```

```

SLANT_DISTANCE           = 4694.56394 <KM>
CENTER_LATITUDE         = -8.38548 <DEG>
CENTER_LONGITUDE        = 106.96836 <DEG>
HORIZONTAL_PIXEL_SCALE  = 119.65615 <M>
VERTICAL_PIXEL_SCALE    = 119.65615 <M>
SMEAR_MAGNITUDE         = 26.25474 <PIXELS>
SMEAR_AZIMUTH           = 217.55998 <DEG>
NORTH_AZIMUTH           = 88.22953 <DEG>
RETICLE_POINT_LATITUDE  = (-9.85364, -9.84030, -6.94467,
                          -6.91832) <DEG>
RETICLE_POINT_LONGITUDE = (108.40100, 105.42059, 108.47563,
                          105.52967) <DEG>
SUB_SPACECRAFT_LATITUDE = -3.13963 <DEG>
SUB_SPACECRAFT_LONGITUDE = 113.50479 <DEG>
SPACECRAFT_ALTITUDE     = 4655.27373 <KM>
SUB_SPACECRAFT_AZIMUTH  = 140.39552 <DEG>
SPACECRAFT_SOLAR_DISTANCE = 52591258.67877 <KM>
SC_SUN_POSITION_VECTOR  = (52317725.13822, 4378224.41554,
                          -3086628.70232) <KM>
SC_SUN_VELOCITY_VECTOR  = (16.54576, -48.37082, -27.39271) <KM/S>
SOLAR_DISTANCE          = 52593509.29125 <KM>
SUB_SOLAR_AZIMUTH       = 177.83466 <DEG>
SUB_SOLAR_LATITUDE      = -0.01013 <DEG>
SUB_SOLAR_LONGITUDE     = 184.97928 <DEG>
INCIDENCE_ANGLE         = 78.14206 <DEG>
PHASE_ANGLE             = 68.12186 <DEG>
EMISSION_ANGLE          = 12.68409 <DEG>
LOCAL_HOUR_ANGLE        = 101.98907 <DEG>

```

Object = IMAGE

```

LINES           = 1024
LINE_SAMPLES    = 1024
SAMPLE_TYPE     = PC_REAL
SAMPLE_BITS     = 32
UNIT            = "W / (m**2 micrometer sr)"

```

End_Object

Group = SUBFRAME1_PARAMETERS

```

RETICLE_POINT_LATITUDE = (N/A, N/A, N/A, N/A)
RETICLE_POINT_LONGITUDE = (N/A, N/A, N/A, N/A)

```

End_Group

Group = SUBFRAME2_PARAMETERS

```

RETICLE_POINT_LATITUDE = (N/A, N/A, N/A, N/A)
RETICLE_POINT_LONGITUDE = (N/A, N/A, N/A, N/A)

```

End_Group

Group = SUBFRAME3_PARAMETERS

RETICLE_POINT_LATITUDE = (N/A, N/A, N/A, N/A)

RETICLE_POINT_LONGITUDE = (N/A, N/A, N/A, N/A)

End_Group

Group = SUBFRAME4_PARAMETERS

RETICLE_POINT_LATITUDE = (N/A, N/A, N/A, N/A)

RETICLE_POINT_LONGITUDE = (N/A, N/A, N/A, N/A)

End_Group

Group = SUBFRAME5_PARAMETERS

RETICLE_POINT_LATITUDE = (N/A, N/A, N/A, N/A)

RETICLE_POINT_LONGITUDE = (N/A, N/A, N/A, N/A)

End_Group

End

Object = mdis2isis

IsisVersion = "3.1.18 | 2009-01-23"

ProgramVersion = 2008-09-03

ProgramPath = /home/marslab/isis3/isis/bin

ExecutionDateTime = 2009-02-19T12:08:41

HostName = labteplinux

UserName = marslab

Description = "Import MESSENGER/MIDS EDR/RDR products into
ISIS cubes"

Group = UserParameters

FROM = CN0108825899M_RA_1.IMG

TO = CN0108825899M_RA_1.cub

UNLUT = no

End_Group

End_Object

Object = spiceinit

IsisVersion = "3.1.18 | 2009-01-23"

ProgramVersion = 2008-09-12

ProgramPath = /home/marslab/isis3/isis/bin

ExecutionDateTime = 2009-02-19T15:57:35

HostName = labteplinux

UserName = marslab

Description = "Determine SPICE kernels for a camera cube"

Group = UserParameters

FROM = CN0108825899M_RA_1.cub

```

ATTACH          = TRUE
CKSMITHED       = FALSE
CKRECON         = TRUE
CKPREDICTED     = FALSE
CKNADIR         = FALSE
SPKSMITHED      = FALSE
SPKRECON        = TRUE
SPKPREDICTED    = FALSE
SHAPE           = SYSTEM
STARTPAD        = 0.0
ENDPAD          = 0.0
End_Group
End_Object

Object = cam2map
  IsisVersion      = "3.1.18 | 2009-01-23"
  ProgramVersion   = 2008-10-31
  ProgramPath      = /home/marslab/isis3/isis/bin
  ExecutionDateTime = 2009-02-20T14:21:17
  HostName         = labteplinux
  UserName         = marslab
  Description      = "Convert camera image to a map projection"

Group = UserParameters
  FROM            = /home/marslab/Mercurio/datos_isis/
                  CN0108825899M_RA_1.cub
  MAP             = $base/templates/maps/sinusoidal.map
  TO              = /home/marslab/Mercurio/datos_isis/
                  CN0108825899M_RA_1_sinu100
  MATCHMAP        = false
  PIXRES          = CAMERA
  DEFAULTRANGE    = MINIMIZE
  LONSEAM         = AUTO
  INTERP          = CUBICCONVOLUTION
End_Group
End_Object

```

A.4. Ejemplo de archivo *worldfile*.

Los archivos *worldfile* acompañan a la imagen raster para que pueda ser proyectada por ArcGIS. Contiene la información necesaria para que ArcGIS pueda calcular las coordenadas de cada píxel en un sistema geográfico de coordenadas. ArcGIS asigna unas coordenadas (x_1, y_1) en un sistema geográfico a las coordenadas (x, y) de un píxel en la

imagen a través de la transformación:

$$x_1 = Ax + By + C \quad (\text{A.1})$$

$$y_1 = Dx + Ey + F \quad (\text{A.2})$$

donde A y E son la dimensión de un píxel en la dirección horizontal y vertical en el mapa. El signo es negativo en la dirección vertical debido a la diferencia en los orígenes de coordenadas de los dos sistemas de referencia: en las imágenes, el origen está en el extremo superior izquierdo, de manera que y crece hacia abajo, mientras que en un mapa el origen está en el extremo inferior izquierdo, por lo que y crece hacia arriba. B y D son términos que implican rotación, y C y F son las coordenadas sobre el mapa del centro del píxel del extremo superior izquierdo.

El archivo *worldfile* de nuestra imagen ráster sería el siguiente (entre paréntesis hemos indicado la correspondencia con los términos de las relaciones A.1 y A.2):

119.230869761839998	(A)
0.0000000000000000	(D)
0.0000000000000000	(B)
-119.230869761839998	(E)
16871.168071299922303	(C)
-295394.479834960890003	(F)

Apéndice B

Resolución de la ecuación del calor en MATLAB

```
function temperatura
m=0;
z=linspace(0,30000,7500);
t=linspace(0,1.0e16,10);
temp=pdepe(m,@pdetemp,@pdecondi,@pdefronte,z,t);
T=temp(:,:,1);
```

```
surf(z,t,T)
title('Solución numérica')
xlabel('Profundidad z.')
ylabel('Tiempo t')
```

```
f=figure
h=plot(z,T(end,:))
title('Solución numérica')
xlabel('Profundidad z.')
ylabel('temperatura')
```

```
Ts=T(end,1)
Fmedio=Fmedio(T(end,1))
```

```
%-----
function [c,f,s]=pdetemp(z,t,T,DTDz)
```

```
R=5000;% Grosor megaregolito.
Ka=0.2;% Conductividad megaregolito.
Kb=2;% Conductividad capa profunda.
```

```

if z<=R
c=1;
f=(Ka/(1100*2000))*DTDz;
s=(8.33e-8)/(1100*2000);
else
c=1;
f=(Kb/(1180*2900))*DTDz;
s=(1.2e-7)/(1180*2900);
end

%-----
function T0=pdecondi(z)
T0=300;
%-----
function [pl,ql,pr,qr]=pdefronte(zl,Tl,zr,Tr,t)

Tbd=822.326;% Temperatura transición dúctil-frágil.
emis=0.9;% Emisividad en el infrarrojo.
sigma=(5.6704e-8);% Constante de Boltzman.
Alb=0.081;% Albedo.
pl=(-emis*sigma*Tl^4+(1-Alb)*2767)/(1100*2000);
ql=1;
pr=Tr-Tbd;
qr=0;
%-----
function Fmedio=Fmedio(T)
emis=0.9;
sigma=(5.6704e-8);
Alb=0.081;
Fmedio=-emis*sigma*T^4+(1-Alb)*2767;

```


Bibliografía

- Aharonson, O.; Zuber, M.T. y Solomon, S.C. (2004). Crustal remanence in an internally magnetized non-uniform shell: a possible source for Mercury's magnetic field? *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 218:261–268.
- Anderson, B.J.; Acuña, M.H.; Korth, H. et al. (2010). The Magnetic Field of Mercury. *Space Sci. Rev.*, 152:307–339.
- Bahcall, J.N.; Pinsonneault, M.H. y Basu, S. (2001). Solar models: Current epoch and time dependences, neutrinos, and helioseismological properties. *ApJ*, 555:990–1012.
- Banks, M.E.; Watters, T.R.; Strom, R. G. et al. (2012). Stratigraphic Relationships Between Lobate Scarps and Young Impact Craters on Mercury: Implications for the Duration of Lobate Scarp Formation. En *Lunar Planet. Sci. Conf. 43rd*. Abstract 1659.
- Beardsmore, G.R. y Cull, J.P. (2001). *Crustal Heat Flow*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Bonner, J.L. (2003). Thermal Constraints on Earthquake Depths in California. *Bull. Seismol. Soc. America*, 93:2333–2354.
- Breuer, D.; Hauck, S.A.; Buske, M. et al. (2007). Interior Evolution of Mercury. *Space Sci. Rev.*, 132:229–260.
- Carrier, W.D.; Olhoeft, G.R. y Mendell, W. (1991). *Lunar Sourcebook*, cap. Physical Properties of the Lunar Surface. Cambridge University Press, Cambridge.
- Carlsaw, H.S. y Jaeger, J.C. (1959). *Conduction of heat in solids*. Oxford University Press, London.
- Cartwright, J. (1995). Fault growth by segment linkage: an explanation for scatter in maximum displacement and trace length data from the Canyonlands Grabens of SE Utah. *J. Struct. Geol.*, 17:1319–1326.
- Chase, S.C.; Miner, E.D.; Morrison, D. et al. (1974). Preliminary infrared radiometry of the night side of Mercury from Mariner 10. *Science*, 185:142–145.
- Chase, S.C.; Miner, E.D.; Morrison, D. et al. (1976). Mariner 10 infrared radiometer results - Temperatures and thermal properties of the surface of Mercury. *Icarus*, 28:565–578.

- Chinnery, M.A. (1963). The stress changes that accompany strike-slip faulting. *Bull. Seismol. Soc. America*, 51:355–372.
- Clauser, C. y Huenges, E. (1995). *Rock Physics and Phase Relations - a Handbook of Physical Constants*, cap. Thermal Conductivity of Rocks and Minerals. American Geophysical Union, Washington.
- Clegg, P.E.; Bastin, F.A. y Gear, A.E (1966). Heat transfer in Lunar rock. *Mon. Not. R. Astr. Soc.*, 133:63–66.
- Cordell, B.M. y Strom, R.G. (1977). Global tectonics of Mercury and the Moon. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 15:146–155.
- Cowie, P. (1992). Displacement-length scaling relationship for faults: data synthesis and discussion. *J. Struct. Geol.*, 14:1149–1156.
- Cremers, C.J. (1972). Thermal conductivity of Apollo 14 fines. En *Third Lunar Sci. Conf.*, págs. 2611–2617.
- Cremers, C.J. y Birkebak, R.C. (1971). Thermal conductivity of fines from Apollo 12. En *Second Lunar Sci. Conf.*, pág. 2311.
- Denevi, B.W.; Robinson, M.S.; Solomon, S.C. et al. (2009). The evolution of Mercury's crust: a global perspective from MESSENGER. *Science*, 324:613–618.
- Dombard, A. J. y Hauck, S. A. (2008). Despinning plus global contraction and the orientation of lobate scarps on Mercury: Predictions for MESSENGER. *Icarus*, 198:274–276.
- Domingue, D.L.; Murchie, S.L.; Chabot, N.L. et al. (2011). Mercury's spectrophotometric properties: Update from the Mercury Dual Imaging System observations during the third MESSENGER flyby. *Planet. Spa. Sci.*, 59:1853–1872.
- Domingue, D.L.; Vilas, F.; Holsclaw, G. M. et al. (2010). Whole-disk spectrophotometric properties of Mercury: Synthesis of MESSENGER and ground-based observations. *Icarus*, 209:101–124.
- Dzurisin, D. (1978). The tectonic and volcanic history of Mercury as inferred from studies of scarps, ridges, troughs, and other lineaments. *J. Geophys. Res.*, 83:4883–4906.
- Egea-González, I.; Ruiz, J.; Fernández, C.; Williams, J.P.; Márquez, A. y Lara, L.M. (2012). Depth of faulting and ancient heat flows in the Kuiper region of Mercury from lobate scarp topography. *Planet. Spa. Sci.*, 60:193–198.
- Fassett, C.I.; Head, J.W.; Blewett, D.T. et al. (2009). Caloris impact basin: Exterior geomorphology, stratigraphy, morphometry, radial sculpture, and smooth plains deposits. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 285:297–308.
- Fountain, J.A. y West, E.A. (1970). Thermal conductivity of particulate basalt as a function of density in simulated lunar and Martian environments. *J. Geophys. Res.*, 75:4063–4069.

- Fujii, N. y Osako, M. (1973). Thermal diffusivity of lunar rocks under atmospheric and vacuum conditions. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 18:65.
- Giberson, W.E. y Cunningham, N.W. (1975). Mariner 10 mission to Venus and Mercury. *Acta Astronaut.*, 2:715–743.
- Gómez-Pérez, N. y Solomon, S.C. (2010). Mercury's weak magnetic field: A result of magnetospheric feedback? *Geophys. Res. Lett.*, 37(L20204).
- Grott, M.; Breuer, D. y Laneuville, M. (2011). Thermo-chemical evolution and global contraction of Mercury. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 307:135–146.
- Grott, M.; Breuer, D. y Spohn, T. (2012). The thermo-chemical evolution of mercury revisited. En *Lunar Planet. Sci. Conf. 43rd*. Abstract 1659.
- Grott, M.; Hauber, E.; Werner, S.C. et al. (2007). Mechanical modelling of thrust faults in the Thaumasia region, Mars, and implications for the Noachian heat flux. *Icarus*, 186:517–526.
- Hale, A.S. y Hapke, B. (2002). A Time-Dependent Model of Radiative and Conductive Thermal Energy Transport in Planetary Regoliths with Applications to the Moon and Mercury. *Icarus*, 156:318–334.
- Hapke, B.; Danielson, G.E.; Klaasen, K. et al. (1975). Photometric observations of Mercury from Mariner 10. *J. Geophys. Res.*, 80:2431–2443.
- Harmon, J.K.; Campbell, D.B.; Bindschadler, D.L. et al. (1986). Radar altimetry of Mercury: A preliminary analysis. *J. Geophys. Res.*, 91:385–401.
- Hash, C.; Espiritu, R.; Malaret, E. et al. (2010). *MDIS EDR SIS V2M*.
- Hauck, S.A.; Dombard, A.J.; Phillips, R.J. et al. (2004). Internal and tectonic evolution of Mercury. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 222:713–728.
- Hawkins, S.E.; Boldt, J.D.; Darlington, E.H. et al. (2007). The Mercury Dual Imaging System on the MESSENGER Spacecraft. *Space Sci. Rev.*, 131:247–338.
- Head, J.W.; Chapman, C.R.; Strom, R.G. et al. (2011). Flood volcanism in the northern high latitudes of Mercury revealed by MESSENGER. *Science*, 333:1853.
- Head, J.W.; Murchie, S.L.; Prockter, L.M. et al. (2008). Volcanism on Mercury: evidence from the first MESSENGER flyby. *Science*, 321:69–72.
- Head, J.W.; Murchie, S.L.; Prockter, L.M. et al. (2009). Volcanism on Mercury: evidence for extrusive and explosive activity and the volcanic origin of plains. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 285:227–242.
- Henderson, B.G. y Jakosky, B.M. (1994). Near-surface thermal gradients and their effects on mid-infrared emission spectra of planetary surfaces. *J. Geophys. Res.*, 99:19063–19073.

- Hofmeister, A. M (2005). Dependence of diffusive radiative transfer on grain-size, temperature, and Fe-content: Implications for mantle processes. *J. Geodyn.*, 40:51–72.
- Holland, T.J.B. y Powell, R. (1998). An internally-consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, 16:309–344.
- Horai, K.; Simmons, G.; Kanamori, H. et al. (1970). Thermal diffusivity, conductivity and thermal inertia of Apollo 11 lunar material. En *Proc. Apollo 11 Lunar Sci. Conf.*, págs. 2243–2249.
- <http://img.pds.nasa.gov/portal/>.
- <http://isis.astrogeology.usgs.gov/>.
- <http://naif.jpl.nasa.gov/naif/>.
- <http://pds-imaging.jpl.nasa.gov/index.html>.
- http://ser.sese.asu.edu/M10/IMAGE_ARCHIVE/Mercury_search.html.
- http://starbrite.jpl.nasa.gov/pds/viewInstrumentProfile.jsp?INSTRUMENT_ID=MDIS-NAC&INSTRUMENT_HOST_ID=MESS.
- <http://starbrite.jpl.nasa.gov/pds/viewProfile.jsp?dsid=MESS-E/V/H-MDIS-2-EDR-RAWDATA-V1.0>.
- <http://starbrite.jpl.nasa.gov/pds/viewProfile.jsp?dsid=MESS-E/V/H-MDIS-4-CDR-CALDATA-V1.0>.
- Hunten, D.M.; Shemansky, D.E. y Morgan, T.H. (1988). *Mercury*, cap. The Mercury atmosphere. University of Arizona Press, Tucson, AZ.
- Kanamori, H.; Fujii, N. y Mizutani, H. (1968). Thermal Diffusivity Measurement of Rock-Forming Minerals from 300 to 1100 K. *J. Geophys. Res.*, 73:595.
- Keihm, S.J. (1984). Interpretation of the lunar microwave brightness temperature spectrum - feasibility of orbital heat flow mapping. *Icarus*, 60:568–589.
- King, S.D. (2008). Pattern of lobate scarps on Mercury's surface reproduced by a model of mantle convection. *Nature Geoscience*, 1:229–232.
- Kiselev, N.N. y Lupishko, D.F. (2004). Properties and Peculiarities of Mercury's Regolith. disk-integrated Polarimetry in 2000-2002. *Solar System Research*, 38:85–92.
- Lachenbruch, A.H. (1968). Preliminary Geothermal Model of the Sierra Nevada. *J. Geophys. Res.*, 73:6977–6989.
- Lin, J. y Stein, R.S. (2004). Stress triggering in thrust and subduction earthquakes, and stress interaction between the southern San Andreas and nearby thrust and strike-slip faults. *J. Geophys. Res.*, 109(10.1029/2003JB002607).

- Mackwell, S.J.; Zimmerman, M.E. y Kohlstedt, D.L. (1998). High-temperature deformation of dry diabase with application to tectonics on Venus. *J. Geophys. Res.*, 103:975.
- Manighetti, I.; Campillo, M.; Sammis, C. et al. (2005). Evidence for self-similar, triangular slip distributions on earthquakes: Implications for earthquake and fault mechanics. *J. Geophys. Res.*, 110. B05302.
- Matsuyama, I. y Nimmo, F. (2009). Gravity and tectonic patterns of Mercury: Effect of tidal deformation, spin-orbit resonance, nonzero eccentricity, despinning, and reorientation. *J. Geophys. Res.*, 114. E01010.
- Melosh, H.J. y Dzurisin, D. (1978). Mercurian global tectonics: A consequence of tidal despinning. *Icarus*, 35:227–236.
- Melosh, H.J. y McKinnon, W.B. (1988). *Mercury*, cap. The tectonics of Mercury. University of Arizona Press, Tucson, AZ.
- Mick, A.; Murchie, S.; Prockter, L. et al. (2010). *MDIS CDR/RDR software interface specification. Version 1.2.2.*
- Mindlin, R.D. (1936). Force at a Point in the Interior of a Semi-Infinite Solid. *Physics*, 7:195.
- Mitchell, D.L. y de Pater, I. (1994). Microwave imaging of Mercury's thermal emission at wavelengths from 0.3 to 20.5 cm. *Icarus*, 110:2–32.
- Morrison, D. (1994). Thermophysics of the planet Mercury. *Space Sci. Rev.*, 11:271–307.
- Nahm, A.L. y Kring, D.A. (2011). Evidence of Normal Faulting of the Outer Rings of Orientale Basin: Preliminary Modeling Results. En *Lunar Planet. Sci. Conf. 42nd*. Abstract 1608.
- Ness, N.F.; Behannon, K.W.; Lepping, R.P. et al. (1975). The magnetic field of Mercury I. *J. Geophys. Res.*, 80:2708–2716.
- Nimmo, F. y Watters, T.R. (2004). Depth of faulting on Mercury: Implications for heat flux and crustal and effective elastic thickness. *Geophys. Res. Lett.*, 31. L02701.
- Nittler, L.R.; Starr, S.Z., R.D.; Weider et al. (2011). The Major-Element Composition of Mercury's Surface from MESSENGER X-ray Spectrometry. *Science*, 333:1847.
- Okada, Y. (1992). Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seismol. Soc. America*, 82:1018–1040.
- Pawley, A.R.; Redfern, S.A. y Holland, T.J. (1996). Volume behavior of hydrous minerals at high pressure and temperature. thermal expansion of lawsonite, zoisite, clinozoisite, and diaspore. *American Mineralogist*, 81:335–340.
- Pechmann, J.B. y Melosh, H.J. (1979). Global fracture patterns of a despun planet - application to Mercury. *Icarus*, 38:243–250.

- Peplowski, P.N.; Evans, L.G.; Hauck, S.A. et al. (2011). Radioactive elements on Mercury's surface from MESSENGER: Implications for the planet's formation and evolution. *Science*, 333:1850–1852.
- Presley, M.A. y Christensen, P.R. (1997). Thermal conductivity measurements of particulate materials 1. a review. *J. Geophys. Res.*, 102:6535–6549.
- Press, F. (1965). Displacements, Strains, and Tilts at Teleseismic Distances. *J. Geophys. Res.*, 70:2395–2412.
- Prockter, L.M.; Ernst, C.M.; Denevi, B.W. et al. (2010). Evidence for young volcanism on Mercury from the third MESSENGER flyby. *Science*, 329:668–671.
- Ranalli, G. (1997). *Orogeny through time*, cap. Rheology of the lithosphere in space and time, págs. 19–37. Geological Society Special Publications, London.
- Redmond, H.L. y King, S.D. (2007). Does mantle convection currently exist on Mercury? *Phys. Earth and Planet. Inter*, 164:221–231.
- Rhodes, E.A.; Evans, L.G.; Nittler, L.R. et al. (2011). Analysis of MESSENGER Gamma-Ray Spectrometer data from the Mercury flybys. *Planet. Spa. Sci.*, 59:1829–1841.
- Ritzer, J.A.; Hauck, S.A.; Barnouin, O.S. et al. (2010). Mechanical Structure of Mercury's Lithosphere from MESSENGER Observations of Lobate Scarps. En *Lunar Planet. Sci. Conf. 41st.*, pág. 2122. Abstract 1533.
- Robie, R.A.; Hemingway, B.S. y Wilson, W.H. (1970). Specific heats of lunar surface materials from 90 to 350 k. En *Proc. Apollo 11 Lunar Sci. Conf.*, pág. 2361.
- Robinson, M.S. y Lucey, P.G. (1997). Recalibrated Mariner 10 color mosaics: Implications for mercurian volcanism. *Science*, 275:197–200.
- Rothery, D.A. y Massironi, M. (2010). Beagle Rupes - Evidence for a basal decollement of regional extent in Mercury's lithosphere. *Icarus*, 209:256–261.
- Roy, R.F.; Blackwell, D.D. y Birch, F. (1968). Heat generation of plutonic rocks and continental heat flow provinces. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 5:1–12.
- Ruiz, J.; Fernández, C.; Gomez-Ortiz, D. et al. (2008). Ancient heat flow, crustal thickness, and lithospheric mantle rheology in the Amenthes region, Mars. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 270:1–12.
- Ruiz, J.; McGovern, P.J.; Tejero, R. et al. (2006). The early thermal and magnetic state of the cratered highlands of Mars. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 241:2–10.
- Ruiz, J.; V. López; Dohm, J.M. et al. (2012). Structural control of scarps in the rembrandt region of mercury. *Icarus*. In press.
- Ruiz, J.; Williams, J.P.; Dohm, J.M. et al. (2009). Ancient heat flow and crustal thickness at Warrego rise, Thaumasia highlands, Mars: Implications for a stratified crust. *Icarus*, 203:47–57.

- Ruiz, P.J., J. McGovern; Jiménez-Díaz, A. et al. (2011). The thermal evolution of Mars as constrained by paleo-heat flows. *Icarus*, 215:508–517.
- Schubert, G.; Ross, D.J., M.N. and Stevenson et al. (1988). *Mercury*, cap. Mercury's thermal history and the generation of its magnetic field. University of Arizona Press, Tucson, AZ.
- Schultz, R.A. (1996). Fault-length statistics and implications of graben sets at Candor Mensa, Mars. *J. Struct. Geol.*, 18:373–383.
- Schultz, R.A. (1997). Displacement-length scaling for terrestrial and Martian faults: Implications for Valles Marineris and shallow planetary grabens. *J. Geophys. Res.*, 102:12009–12016.
- Schultz, R.A. (1999). Understanding the process of faulting: selected challenges and opportunities at the edge of the 21st century. *J. Struct. Geol.*, 21:985–993.
- Schultz, R.A. (2000). Localization of bedding plane slip and backthrust faults above blind faults: Keys to wrinkle ridge structure. *J. Geophys. Res.*, 105:12035–12052.
- Schultz, R.A. (2009). *Planetary Tectonics*, cap. The tectonics of Mercury. Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- Schultz, R.A. y Watters, T.R. (2001). Forward mechanical modeling of the Amenthes Rupes thrust fault on Mars. *Geophys. Res. Lett.*, 28:4659–4662.
- Semprich, J.; Simon, N.S.C. y Podladchikov, Y.Y. (2010). Density variations in the thickened crust as a function of pressure, temperature, and composition. *International Journal of Earth Sciences*, 99:1487–1510.
- Sibson, R. H. (1974). Frictional constraints on thrust, wrench and normal faults. *Nature*, 249:542–544.
- Smith, D.E.; Zuber, M.T.; Phillips, R.J. et al. (2012). Gravity Field and Internal Structure of Mercury from MESSENGER. *Science*, (10.1126/science.1218809).
- Solomon, S.C. (1976). Some aspects of core formation in Mercury. *Icarus*, 28:509–521.
- Solomon, S.C. (1977). The relationship between crustal tectonics and internal evolution in the moon and Mercury. *Phys. Earth and Planet. Inter.*, 15:135–145.
- Solomon, S.C. (1978). On volcanism and thermal tectonics on one-plate planets. *Geophys. Res. Lett.*, 5:461–464.
- Solomon, S.C. (1979). Formation, history and energetics of cores in the terrestrial planets. *Phys. Earth and Planet. Inter.*, 19:168–182.
- Solomon, S.C.; McNutt, R.L.; Watters, T.R. et al. (2008). Return to Mercury: A Global Perspective on MESSENGER's First Mercury Flyby. *Science*, 321:59.

- Spudis, P.D. y Guest, J.E. (1988). *Mercury*, cap. Stratigraphy and geologic history of Mercury. University of Arizona Press, Tucson, AZ.
- Steketee, J.A. (1958). On Volterra's dislocations in a semi-infinite elastic médium. *Can. J. Phys.*, 36:192–205.
- Strom, R.G. y Sprague, A.L. (2003). *Exploring Mercury*. Springer, New York.
- Strom, R.G.; Trask, N.J. y Guest, J.E. (1975). Tectonism and volcanism on Mercury. *J. Geophys. Res.*, 80:2478–2507.
- Tanaka, K.P. y Hartmann, W.K. (2008). *The Concise Geologic Time Scale*, cap. The planetary timescale. Cambridge Univ. Press.
- Taylor, G.J.; Boynton, W.; Brückner, J. et al. (2006). Bulk composition and early differentiation of Mars. *J. Geophys. Res.*, 111(E3). E03S10.
- Tesauro, M.; Kaban, M.K.; Cloetingh, S.A. et al. (2007). 3d strength and gravity anomalies of the European lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 263:56–73.
- Toda, S.; Stein, R.S.; Richards-Dinger, K. et al. (2005). Forecasting the evolution of seismicity in southern California: Animations built on earthquake stress transfer. *J. Geophys. Res.*, 110(10.1029/2004JB003415).
- Turcotte, D.L. (1995). How does Venus lose heat? *J. Geophys. Res.*, 100:16931–16940.
- Turcotte, D.L. y Schubert, G. (2002). *Geodynamics*. Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- van Hemelrijck, E. y Vercheval, J. (1981). Some aspects of the solar radiation incident at the top of the atmospheres of Mercury and Venus. *Icarus*, 48:167–179.
- Vasavada, A.R.; Paige, D.A. y Wood, S.E. (1999). Near-surface temperatures on Mercury and the Moon and the stability of polar ice deposits. *Icarus*, 141:179–193.
- Walsh, J. (1988). Analysis of the relationship between displacements and dimensions of faults. *J. Struct. Geol.*, 10:239–247.
- Waples, D.W. y Waples, J.S. (2004). A review and evaluation of specific heat capacities of rocks, minerals, and subsurface fluids. Minerals and nonporous rocks. *Natural Resources Research*, 13:97–122.
- Warell, J. (2004). Properties of the Hermean regolith: Iv. photometric parameters of Mercury and the Moon contrasted with Hapke modelling. *Icarus*, 167:271–286.
- Warell, J.; Sprague, A.; Kozłowski, R. et al. (2010). Constraints on Mercury's surface composition from MESSENGER and ground-based spectroscopy. *Icarus*, 209:138–163.
- Warren, P.H. (2010). The inevitability of a thick, strongly insulating megaregolith on bodies of order 100-km to moon-like in size. En *Lunar Planet. Sci. Conf. 41st.*, pág. 2465. Abstract 1533.

- Warren, P.H. y Rasmussen, K.L. (1987). Megaregolith insulation, internal temperatures, and bulk uranium content of the moon. *J. Geophys. Res.*, 92:3453–3465.
- Watters, T.R. (2004). Elastic dislocation modeling of wrinkle ridges on Mars. *Icarus*, 171:284–294.
- Watters, T.R.; Cook, A.C. y Robinson, M.S. (2001). Large-scale lobate scarps in the southern hemisphere of Mercury. *Planet. Spa. Sci.*, 49:1523–1530.
- Watters, T.R.; Murchie, S.L.; Robinson, M.S. et al. (2009b). Emplacement and tectonic deformation of smooth plains in the Caloris basin, Mercury. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 285:309–319.
- Watters, T.R. y Nimmo, F. (2010). *Planetary Tectonics*, cap. The tectonics of Mercury. Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- Watters, T.R. y Robinson, M.S. (1999). Lobate Scarps and the Origin of the Crustal Dichotomy on Mars. *J. Geophys. Res.*, 104:18981–18990.
- Watters, T.R.; Robinson, M.S.; Bina, C.R. et al. (2004). Thrust faults and the global contraction of mercury. *Geophys. Res. Lett.*, 31. L04701.
- Watters, T.R.; Robinson, M.S. y Cook, A.C. (1997). Comparison of Discovery Rupes, Mercury with terrestrial thrust faults - new estimates of the decrease in radius of the planet due to global contraction. En *Lunar Planet. Sci. Conf. 28th.*, pág. 507.
- Watters, T.R.; Schultz, R.A.; Robinson, M.S. et al. (2000). Displacement-Length Relations of Thrust Faults Associated with Lobate Scarps on Mercury and Mars: Comparison with Terrestrial Faults. *Geophys. Res. Lett.*, 27:3659–3662.
- Watters, T.R.; Schultz, R.A.; Robinson, M.S. et al. (2002). The mechanical and thermal structure of Mercury's early lithosphere. *Geophys. Res. Lett.*, 29(10.1029/2001GL014308).
- Watters, T.R.; Solomon, S.C.; Robinson, M.S. et al. (2009a). The tectonics of Mercury: The view after MESSENGER's first flyby. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 285:283–296.
- Whittington, A.G.; Hofmeister, A.M. y Nabelek, P.I. (2009). Temperature-dependent thermal diffusivity of the Earth's crust and implications for magmatism. *Nature*, 458:319–321.
- Wilhelms, D.E. (1976). Mercurian volcanism questioned. *Icarus*, 28:551–558.
- Williams, J.P.; Ruiz, J.; Rosenburg, M.A. et al. (2011). Insolation driven variations of mercury's lithospheric strength. *J. Geophys. Res.*, 28:551–558.
- Winter, D.F. y Saari, J.M. (1969). A particulate thermophysical model of the lunar soil. *Astrophys. J.*, 156:1135–1151.

Yan, N.; Chassefière, E.; Leblanc, F. et al. (2005). Thermal model of Mercury's surface and subsurface: Impact of subsurface physical heterogeneities on the surface temperature. *Adv. Space Res.*, 38:583–588.

Zuber, M.T.; Smith, D.E.; Phillips, R.J. et al. (2012). Topography of the Northern Hemisphere of Mercury from MESSENGER Laser Altimetry. *Science*, (10.1126/science.1218805).