

03895

4



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE MÉXICO

INSTITUTO DE GEOFÍSICA

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

*(Evidencias Sobre et Origen de tas Crestas en eC
SatéCite Europa*

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE

DOCTOR EN CIENCIAS
(FÍSICA ESPACIAL)

P R E S E N T A

M. en C. MARÍA GUADALUPE/CORDERO TERCERO

MÉXICO, D. F.

MAYO DE 2002



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Evidencias Sobre el Origen de Las Crestas en el Satélite Europa

Introducción

Capítulo I. Antecedentes.

1.1. Exploración de! Sistema Joviano	1
1.1.1. Los Pioneros	2
1.1.2. Los Viajeros	3
1.1.3. La Misión Galileo	5
1.1.3.1. Antecedentes	5
1.1.3.2. La Nave	6
1.1.3.3. La Misión	12
1.1.3.4. La Cámara SSI	15
1.1.4. Misiones Futuras	19
1.2. Nomenclatura	19
1.3. Coordenadas y Topografía	21

Capítulo II. Geología de Europa.

2.1. Introducción	22
2.2. Datos Generales de Europa	23
2.3. Unidades Geológicas	25
2.4. Geología de Europa desde la Perspectiva de los Viajeros	26
2.4.1. Terrenos Moteados	28
2.4.2. Planicies	30
2.4.3. Cráteres	30
2.4.4. Bandas Claras	31
2.4.5. Manchas y Bandas de Color Café	31
2.5. Geología de Europa desde la Perspectiva de la Misión Galileo	32
2.5.1. Unidades Geológicas /	36
2.5.1.1. Material de las Planicies (p)	37
2.5.1.1.1. Material de las Planicies de Cresta (pr)	37
2.5.1.1.2. Material de las Planicies Suaves (ps)	38
2.5.1.1.3. Material de las Planicies no-diferenciadas (pu)	39
2.5.1.2. Caos (ch)	41
2.5.1.2.1. Material de Caos Laminado (chp)	41
2.5.1.2.2. Material de Caos Irregular (chk)	43
2.5.1.3. Bandas (b)	43
2.5.1.4. Crestas (r)	46
2.5.1.5. Cráteres (c)	47
2.5.2. Estructuras y Formas del Relieve	49
2.5.2.1. Crestas	49
2.5.2.2. Fosas	49
2.5.2.3. Fallas Transcurrentes	49

2.5.2.4. Lincamientos	51
2.5.2.5. Escarpes	53
2.5.2.6. Depresiones	53
2.5.2.7. Domos	53
2.5.2.8. Bordes de Cráter	53
2.6. Procesos	54
2.6.1. Craterismo	54
2.6.2. Tectonismo	56
2.6.3. Vulcanismo	58
2.7. La Actividad Geológica de Europa en el Presente	60
2.8 Discusión	61

Capítulo III. Evolución Térmica, Resonancias y Rotación rio-sincrónica del Satélite Europa.

3.1. Evolución Térmica del Satélite Europa	63
3.1.1. Fuentes de Energía Planetarias	63
3.1.1.1. Acreción	65
3.1.1.2. Formación del Núcleo	66
3.1.1.3. Calentamiento por Elementos Radioactivos	67
3.1.1.4. Energía Solar	68
3.1.1.5. Calentamiento por Fuerzas de Marea	69
3.1.2. Evolución Térmica	70
3.2. Evolución Dinámica	73
3.2.1. La Fuerza de Marea y sus Efectos en los Parámetros Dinámicos de los Satélites del Sistema Solar	73
3.2.2. Resonancias	78
3.2.3. Rotación Sincrónica	81
3.3. Rotación No-sincrónica y la Formación de Lincamientos en Europa	82

Capítulo IV. Modelos de Formación de Crestas.

4.1. Introducción	88
4.2. Morfología de los Crestas	90
4.3. Modelos de Formación de Crestas	94
4.3.1. Modelo Volcánico	95
4.3.2. Modelo de Compresión de Marea	97
4.3.3. Modelo Diapírico	101
4.3.4. Modelo Compresional	103
4.3.5. Modelo de Acuñaamiento	104
4.3.6. Discusión de los modelos	104

Capítulo V. Clasificación y Estadísticas de Cruces entre Crestas.

5.1. Metodología	106
5.2. Tipos de Cruces	106
5.3. Relación entre el Ancho del Cresta y el Tipo de Cruce	118
5.4. Relación entre la "edad relativa" (secuencia estratigráfica) y el tipo de cruce	119
5.5. Discusión y Conclusiones	123

Capítulo VI, Estudio de los Perfiles Topográficos de los Crestas Mediante Datos Obtenidos por Fotoclinometría durante la Órbita E4.	
6.1. Fotoclinometría	125
6.2. Procedimiento para el Análisis de los Perfiles Topográficos	126
6.3. Errores	128
6.4. Resultados	130
6.5. Discusión y Conclusiones	143
Conclusiones Generales	144
Apéndices	
Apéndice I. Mitología de Europa	146
Apéndice II. Terminología de las Características Superficiales Empleadas en la Nomenclatura Planetaria	149
Apéndice III. Habitabilidad del Satélite Europa	151
Apéndice IV. Fotoclinometría	155
Apéndice V. Artículo	158
Glosario	166
Referencias	169

Evidencias Sobre el Origen de Las Crestas en el Satélite Europa

Introducción

Capítulo I. Antecedentes.

1.1. Exploración de! Sistema Joviano	1
1.1.1. Los Pioneros	2
1.1.2. Los Viajeros	3
1.1.3. La Misión Galileo	5
1.1.3.1. Antecedentes	5
1.1.3.2. La Nave	6
1.1.3.3. La Misión	12
1.1.3.4. La Cámara SSI	15
1.1.4. Misiones Futuras	19
1.2. Nomenclatura	19
1.3. Coordenadas y Topografía	21

Capítulo II. Geología de Europa.

2.1. Introducción	22
2.2. Datos Generales de Europa	23
2.3. Unidades Geológicas	25
2.4. Geología de Europa desde la Perspectiva de los Viajeros	26
2.4.1. Terrenos Moteados	28
2.4.2. Planicies	30
2.4.3. Cráteres	30
2.4.4. Bandas Claras	31
2.4.5. Manchas y Bandas de Color Café	31
2.5. Geología de Europa desde la Perspectiva de la Misión Galileo	32
2.5.1. Unidades Geológicas /	36
2.5.1.1. Material de las Planicies (p)	37
2.5.1.1.1. Material de las Planicies de Cresta (pr)	37
2.5.1.1.2. Material de las Planicies Suaves (ps)	38
2.5.1.1.3. Material de las Planicies no-diferenciadas (pu)	39
2.5.1.2. Caos (ch)	41
2.5.1.2.1. Material de Caos Laminado (chp)	41
2.5.1.2.2. Material de Caos Irregular (chk)	43
2.5.1.3. Bandas (b)	43
2.5.1.4. Crestas (r)	46
2.5.1.5. Cráteres (c)	47
2.5.2. Estructuras y Formas del Relieve	49
2.5.2.1. Crestas	49
2.5.2.2. Fosas	49
2.5.2.3. Fallas Transcurrentes	49

2.5.2.4. Lincamientos	51
2.5.2.5. Escarpes	53
2.5.2.6. Depresiones	53
2.5.2.7. Domos	53
2.5.2.8. Bordes de Cráter	53
2.6. Procesos	54
2.6.1. Craterismo	54
2.6.2. Tectonismo	56
2.6.3. Vulcanismo	58
2.7. La Actividad Geológica de Europa en el Presente	60
2.8. Discusión	61

Capítulo III. Evolución Térmica, Resonancias y Rotación rio-sincrónica del Satélite Europa.

3.1. Evolución Térmica del Satélite Europa	63
3.1.1. Fuentes de Energía Planetarias	63
3.1.1.1. Acreción	65
3.1.1.2. Formación del Núcleo	66
3.1.1.3. Calentamiento por Elementos Radioactivos	67
3.1.1.4. Energía Solar	68
3.1.1.5. Calentamiento por Fuerzas de Marea	69
3.1.2. Evolución Térmica	70
3.2. Evolución Dinámica	73
3.2.1. La Fuerza de Marea y sus Efectos en los Parámetros Dinámicos de los Satélites del Sistema Solar	73
3.2.2. Resonancias	78
3.2.3. Rotación Sincrónica	81
3.3. Rotación No-sincrónica y la Formación de Lincamientos en Europa	82

Capítulo IV. Modelos de Formación de Crestas.

4.1. Introducción	88
4.2. Morfología de los Crestas	90
4.3. Modelos de Formación de Crestas	94
4.3.1. Modelo Volcánico	95
4.3.2. Modelo de Compresión de Marea	97
4.3.3. Modelo Diapírico	101
4.3.4. Modelo Compresional	103
4.3.5. Modelo de Acuñaamiento	104
4.3.6. Discusión de los modelos	104

Capítulo V. Clasificación y Estadísticas de Cruces entre Crestas.

5.1. Metodología	106
5.2. Tipos de Cruces	106
5.3. Relación entre el Ancho del Cresta y el Tipo de Cruce	118
5.4. Relación entre la "edad relativa" (secuencia estratigráfica) y el tipo de cruce	119
5.5. Discusión y Conclusiones	123

Capítulo VI, Estudio de los Perfiles Topográficos de los Crestas Mediante Datos Obtenidos por Fotoclinometría durante la Órbita E4.	
6.1. Fotoclinometría	125
6.2. Procedimiento para el Análisis de los Perfiles Topográficos	126
6.3. Errores	128
6.4. Resultados	130
6.5. Discusión y Conclusiones	143
Conclusiones Generales	144
Apéndices	
Apéndice I. Mitología de Europa	146
Apéndice II. Terminología de las Características Superficiales Empleadas en la Nomenclatura Planetaria	149
Apéndice III. Habitabilidad del Satélite Europa	151
Apéndice IV. Fotoclinometría	155
Apéndice V. Artículo	158
Glosario	166
Referencias	169

Evidencias sobre el Origen de las Crestas en el Satélite Europa

María Guadalupe Córdero Tercero

Resumen

Las imágenes obtenidas por los Viajeros 1 y 2 mostraron que el satélite Europa está cubierto por lineamientos que presentan diversas morfologías, entre los cuales destacan las crestas. Como dichas estructuras están presentes en todo el satélite, la comprensión de su formación es una pieza clave para entender la evolución geológica de Europa y para probar la posible existencia de un océano de agua líquida debajo de la corteza de hielo del satélite.

Desde 1995, la misión Galileo ha estado orbitando el sistema joviano y enviando una serie de imágenes de alta resolución que han ampliado lo que se sabía acerca del satélite. Con base en estas imágenes se han propuesto algunos modelos sobre la formación de las crestas en el satélite: el modelo volcánico, el diapírico, el de compresión de marea, el compresional y el de acuñamiento. El presente trabajo es un intento por apoyar a alguno de estos modelos.

Las crestas abundan en la corteza por lo que es común encontrar cruces entre ellas. Por su relación estratigráfica es posible observar el orden de formación de las crestas en un cruce, esto permite ver los efectos de la formación de la cresta más joven sobre la ya existente. Modelos como el volcánico y el de compresión de marea predicen que la cresta vieja va a ser enterrada cuando el material de la cresta más joven sea emplazado a ambos lados de su eje. Modelos como el diapírico, el compresional y el de acuñamiento sugieren que la cresta vieja se va a deformar sobre la ladera de la cresta más joven.

Para distinguir entre los diferentes mecanismos realizamos un par. de estudios, en el primero analizamos 16 imágenes de alta resolución con el objeto de ver si la cresta vieja se abombaba por la aparición de la cresta más reciente o si era enterrada por ésta. El segundo estudio consistió básicamente en lo mismo solo que esta vez utilizamos perfiles topográficos tomados de una imagen fotoclinométrica obtenida durante la órbita E4. Nuestros resultados muestran que en aproximadamente 50 % de los cruces analizados se observa un abombamiento de la cresta vieja lo que apoya el modelo diapírico o algún otro modelo que prediga deformación de la cresta vieja. En el 50 % de los cruces restantes no se observó ese abombamiento por problemas en la resolución de la imagen, los datos fotoclinométricos o por pérdida de masa.

Evidences for the Origin of Ridges on Europa Satellite

María Guadalupe Cordero Tercero

ABSTRACT

The images obtained by Voyagers 1 and 2 showed that Europa is covered by lineaments of different morphologies among which are the ridges. As these structures are present in all the satellite, understanding their formation is very important in order to understand the geological history of Europa and to test the possibility of an ocean of liquid water exists under the ice crust.

Since 1995, the Galileo mission has been orbiting the jovian system and sending a series of high resolution images that have extended our knowledge of the satellite. On the basis of such images, several models about the formation mechanism of the ridges have been proposed, these are: volcanism model, tidal squeezing model, diapirism model, compression model and incremental wedging model. In this work we look for evidence that allow us to support any of these models.

The ridges are abundant on the European crust so the crossings between them are common. Due to their stratigraphic relationship it is possible to know the order in which the ridges were formed. It permits us to see how the older ridge in a crossing is affected by the formation of the younger one. Volcanism and tidal squeezing models predict that the older ridge involved in a certain crossing is buried when the material is emplaced on both sides of the ridge axis. On the other hand, diapiric, compression and incremental wedging models suggest that the older ridge is upwarped on the slopes of the younger ridge.

To distinguish among the different mechanisms, we carried out two studies, in the first one, we analyzed 16 high resolution images with the purpose to see if the older ridge is upwarped or buried. The second one consisted in looking for such upwarps analyzing topographic profiles from a photogrammetric image obtained from E4 Galileo orbit. Our results show that on approximately 50 % of the analyzed crossings the older ridge presents an upwarp, this supports the diapiric model or another model that predicts an upwarp of the older ridge. The remaining 50 % had image resolution problems, problems with the photogrammetric data or the upwarp could not be seen due to mass wasting.

INTRODUCCIÓN

El estudio de los satélites Jovianos empezó en Enero de 1610 cuando Galileo decidió probar el telescopio que acababa de construir curioseando el cielo nocturno. Aunque las observaciones desde la superficie de la Tierra siguieron, y siguen, no fue sino hasta la llegada de los Viajeros 1 y 2 al Sistema Joviano que se inició un intenso estudio de la geología de los satélites galileanos. Las imágenes obtenidas por los Viajeros mostraron mundos de fuego o hielo que representaron todo un reto para las geociencias.

En particular, las imágenes obtenidas del satélite Europa, aunque de baja resolución, mostraron un cuerpo cuya superficie estaba cubierta por lineamientos de diversas morfologías. Dado que dichas estructuras tectónicas están presentes en todo el satélite, comprender su formación es una pieza clave para entender la evolución geológica de Europa y la formación de los cuerpos en el sistema solar exterior.

Lanzados el 18 de Octubre de 1989, el Orbitador y la sonda atmosférica de la misión Galileo llegaron al Sistema Joviano en 1995, desde entonces, el orbitador ha enviado una serie de imágenes de alta resolución que ha permitido ampliar el conocimiento sobre los lineamientos. Con base en las imágenes de Galileo (el orbitador) se han propuesto en los últimos años algunos modelos sobre la formación de los lineamientos y en particular sobre la formación de las crestas: modelo volcánico, modelo diapírico,* modelo compresional, modelo de compresión de marea y modelo de acuñamiento. De los modelos anteriores, los mejor fundamentados son el volcánico, el diapírico y el de compresión de marea.

El objetivo del presente trabajo es mostrar evidencias que apoyen a alguno de los modelos mencionados. Para esto se trabajó con imágenes de alta resolución, $< 54 \text{ m/pxl}$, obtenidas por la sonda Galileo y con perfiles topográficos.

La idea básica para determinar cuál de los mecanismos citados es el responsable de la formación de las crestas es la identificación de estructuras preexistentes en las laderas externas de las crestas. Dado que las bandas se formaron en diferentes épocas, es posible observar cuál se formó primero y cuál después y establecer una relación estratigráfica entre ellas. Debido al gran

número de crestas presentes en la superficie europea, se observa que muchas de ellas son "cortadas" por crestas más jóvenes, es decir, cuando aparece una nueva cresta, su formación afecta a crestas preexistentes. El saber cómo las afecta es la clave para apoyar a alguno de los modelos que se han propuesto para explicar su origen.

El modelo diapírico propone que las crestas se forman por el ascenso de un diapiro a través de una fractura originada por los esfuerzos de marea entre Europa y Júpiter. En este esquema, el ascenso de material produciría una deformación de la corteza que se traduciría en la deformación de las estructuras preexistentes, en particular crestas, sobre los flancos de las crestas en formación. El modelo volcánico propone que las crestas son producto de un vulcanismo explosivo a lo largo de las fracturas, en este caso, una cresta preexistente se vería enterrada por el material que está formando una nueva cresta. En el modelo de compresión de marea, la cresta se forma por la acumulación de material a ambos lados de una fractura tras haber sido expulsado por esfuerzos compresivos producidos por la fuerza de marea. En este caso, al igual que en el modelo volcánico, el material de la cresta enterraría las crestas preexistentes.

Para identificar estructuras se tomaron 16 imágenes de alta resolución con el objeto de buscar en todos los cruces entre crestas la forma en que la aparición de la cresta más joven involucrada en el cruce afectó a la cresta "vieja". Una descripción detallada de este proceso así como los resultados obtenidos se encuentran escritos en el capítulo 5.

En el capítulo 6 se describe el uso de perfiles topográficos para obtener información sobre deformaciones de crestas viejas sobre las laderas externas de crestas jóvenes.

El capítulo 1 se dedicó a la historia de la exploración del Sistema Joviano, en el capítulo 2 se describe de manera somera la geología de Europa; el capítulo 3 trata algunos aspectos dinámicos y térmicos del satélite y en el capítulo 4 se describen los modelos de formación de crestas.

Los resultados de este trabajo de tesis se enviaron para su publicación al *Planetary and Space Science*. El artículo, actualmente en revisión, se anexa en el apéndice V.

Capítulo I

Antecedentes

1.1. Exploración del Sistema Joviano.

La exploración de Júpiter y sus satélites empieza la noche del 7 de enero de 1610 cuando Galileo Galilei apuntó hacia el cielo su telescopio recién construido. Mientras observaba las estrellas, apareció en el campo visual de su telescopio el planeta Júpiter más tres estrellitas que llamaron fuertemente su atención. Lo extraño de estas estrellas era que "aparecían dispuestas exactamente en una línea recta paralela a la eclíptica, así como más brillantes que las otras de magnitud pareja" (Galilei, 1994). Dos de estas estrellas se observaban al este del planeta mientras que la tercera se encontraba al oeste. La noche siguiente, Galileo observó por casualidad la misma región del cielo y encontró que las tres estrellas se hallaban al oeste de Júpiter y al parecer más cerca de él. Observaciones posteriores le hicieron llegar a la conclusión de que tales estrellas, más una cuarta que apareció en las noches siguientes, no pertenecían a las estrellas fijas como él pensara originalmente sino que eran objetos que se movían alrededor de Júpiter. Galileo llamó a estos objetos *astros medíceos* en honor a su protector Cosme II de Medici IV Gran Duque de Toscana, pero el nombre con el que los conocemos actualmente les fue dado por el astrónomo alemán Marius (Simón Mayer) quien descubrió los satélites de Júpiter casi al mismo tiempo que Galileo. Marius nombró a los satélites Io, Europa, Ganímedes y Calixto por sugerencia de Johannes Kepler quien pensaba que no habría mejor nombre para los astros recién descubiertos que los nombres de los amantes más sonados del Dios del Olimpo. En el apéndice I se encuentra

una descripción del mito de Europa.

Después de su descubrimiento, se ha continuado el estudio de los satélites galileanos por medio de telescopios y técnicas cada vez más potentes y novedosas. Por ejemplo, en 1928, Stebbins y Jacobsen probaron que los satélites galileanos estaban en rotación sincrónica con Júpiter mediante el análisis de curvas de luz y, a partir de 1950, se han obtenido datos del color, albedo, diámetro, densidad y composición química de los satélites (Morrison, 1982).

El 2 de Junio de 1994, el telescopio espacial Hubble detectó una atmósfera de oxígeno alrededor de Europa cuya presión superficial equivale a 10^{11} bares (Hall, et al, 1995).

1.1.1. Los Pioneros.

El segundo impulso al estudio de los satélites jovianos empezó con la exploración del espacio por las naves espaciales. Las primeras en observar el sistema joviano de cerca fueron las naves gemelas Pionero 10 y Pionero 11 lanzadas el 3 de Marzo de 1972 y el 5 de Abril de 1973, respectivamente. El Pionero 10 pasó a 131, 200 km de Júpiter el 3 de Diciembre de 1973 mientras que un año más tarde el Pionero 11 voló a solo 41,600 km de las nubes altas del planeta.

Aunque el principal objetivo de los Pioneros fue probar que una nave espacial podía ser enviada al sistema solar exterior (había fuertes dudas de que esto fuera posible debido a que los detritos en la zona de asteroides y la radiación de ía magnetosfera de Júpiter podían dañar a la nave y a los aparatos), fue posible obtener mediciones de partículas y campos en el medio interplanetario y dentro de la magnetosfera de Júpiter. También se logró mejorar las mediciones de la masa de los cuatro satélites galileanos a través del análisis de la trayectoria de la nave, obtener mejores valores para el diámetro de Calixto y Europa y se descubrió la existencia de una ionosfera en lo.

Estas naves obtuvieron imágenes de Ganímedes y de Europa aunque la resolución no fue lo suficientemente buena como para hacer mapas (Booth, 1990, Batson, et al., 1990). Después de su encuentro con Júpiter, el Pionero 10 siguió su trayectoria en la dirección del antiápex solar y pasó la órbita de Neptuno en junio de 1983. Al momento de escribir este párrafo, la última transmisión recibida proveniente de esta nave había sido el 9 de Julio de 2001 y sus instrumentos indicaban que se encuentra cerca de la heliopausa. Haciendo una extrapolación, para el I° de

Octubre de 2001 la nave se encontraba a 78.76 U.A. La nave Pionero 11 fue dirigida posteriormente a un encuentro con Saturno, dicho encuentro ocurrió el primero de Septiembre de 1979 cuando pasó a 20, 800 km del planeta. Debido al agotamiento de su fuente de poder eléctrica, se perdió comunicación con la nave en Noviembre de 1995.

1.1.2. Los Viajeros.

La misión Viajero compuesta por dos naves espaciales: Viajero 1 y Viajero 2 fue concebida a finales de los años 60 cuando los científicos se dieron cuenta de que a mediados de la década de los 70 los planetas exteriores estarían alineados de tal suerte que era posible visitar cada uno de ellos utilizando la técnica de asistencia gravitacional. Esta misión fue aprobada en 1972 con el nombre de *Marinero Júpiter-Saturno* pero en 1977 cambio su nombre por el de *Viajero*.

El Viajero 1 y el Viajero 2 fueron lanzados el 5 de Septiembre de 1977 y el 20 de Agosto de 1977, respectivamente, y llegaron al sistema joviano el 5 de Marzo de 1979 y el 9 de Julio de 1979, respectivamente. Después de su paso por Júpiter ambas naves emprendieron su vuelo hacia Saturno al cual llegaron el 12 de Noviembre de 1981 y el 25 de Agosto de 1981, respectivamente. Una vez concluida esta etapa solo el Viajero 2 continuo su viaje hacia Urano al que llegó el 24 de Enero de 1986 y posteriormente a Neptuno el 24 de Agosto de 1989. Tras su encuentro con Saturno, la nave Viajero 1 fue puesta en una trayectoria que la aleja del plano de la eclíptica en la dirección del norte solar (Booth, 1990).

Ambas naves fueron dotadas con dos cámaras, una de ángulo amplio de 200 mm de longitud focal y otra de ángulo angosto de 1,500 mm de longitud focal (Sherman, et al., 1990). La resolución de las imágenes obtenidas iba de los valores nominales de decenas de km/pxl tomadas mientras la nave se aproximaba al sistema hasta unos pocos cientos de metros por. pixel conseguidas en dos pequeñas regiones de lo. Con las imágenes obtenidas se hicieron mapas geológicos de lo, un hemisferio de Europa, Ganímedes y Calixto a escalas 1: 5 000 000 (Batson, 1990).

La mejor resolución lograda por el Viajero 1 de Europa fue de 33 km/lp (km/lp es la abreviatura para kilómetros por par de líneas) ya que la trayectoria de la nave no incluyó un acercamiento con este satélite. El resultado más interesante de las imágenes obtenidas fue la

observación de que la superficie europea estaba cubierta por una serie de estructuras lineales de entre 200 y 500 km de ancho y hasta varios miles de kilómetros de largo. Además, se observó que su superficie casi no tenía cráteres de impacto grandes ni cuencas y que, a diferencia de Calixto y Ganímedes, los cráteres de impacto no presentaban rayos (Smith, et al., 1979a).

El Viajero 2 obtuvo imágenes de Europa a una resolución de * 4 km/lp entre 80° y 180° de longitud oeste. A esta resolución, además de las estructuras lineales mostradas en las imágenes del Viajero 1 se observó que la superficie del satélite se podía dividir en dos tipos de terreno: terreno moteado oscuro y terreno brillante con lineamientos. Se identificaron también tres posibles cráteres de impacto de aproximadamente 20 km de diámetro. Se redeterminó el diámetro y la densidad del satélite y, a partir de su espectro en el infrarrojo, se dedujo que gran parte de la superficie estaba cubierta por hielo de agua. Con base en los datos de partículas energéticas del Pionero 10 se sugirió que la superficie de Europa podía estar siendo erosionada por el impacto del material superficial con partículas de la magnetosfera de Júpiter (Smith, et al., 1979b).

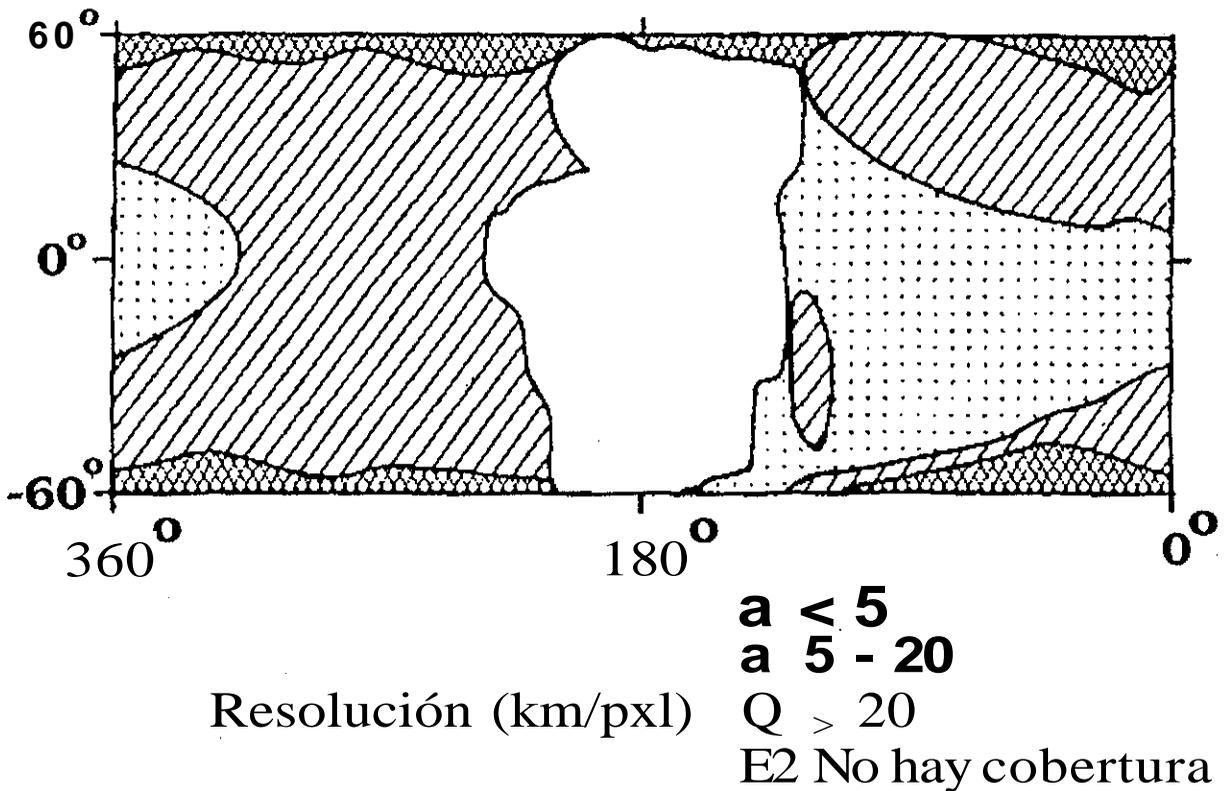


Figura 1. Resolución, en km/pxl de las imágenes de Europa obtenidas por los Viajeros 1 y 2.

1.1.3. La Misión Galileo.

1.1.3.1. Antecedentes

La historia de la misión Galileo comenzó en 1976 cuando James A. Van Allen propuso que se enviara una misión a Júpiter con el fin de continuar el trabajo de exploración hecho por los Pioneros 10 y 11 y los Viajeros 1 y 2 (Johnson, 1995). En Octubre de 1977, el Congreso de los Estados Unidos de América aprobó lo que inicialmente se conoció como *Júpiter Orbiter Probé* (JOP) y que poco tiempo después cambió de nombre a *Galileo* (Booth, 1990).

Originalmente, la misión Galileo fue programada para ser la primera nave lanzada por un transbordador en enero de 1982 pero por problemas en el cohete de combustible sólido de tres fases que lo iba a impulsar a Júpiter, el lanzamiento se aplazó para Mayo de 1986 (Johnson, 1995). El año de 1986 fue anunciado por la NASA como "El año de la Ciencia Espacial" pues se tenía planeado enviar al espacio tres misiones: Ulises y Galileo en Mayo y el telescopio espacial Hubble en Septiembre. Sus planes se vieron más que frustrados tras el accidente del transbordador espacial *Challenger* y los lanzamientos de las naves y el telescopio fueron pospuestos.

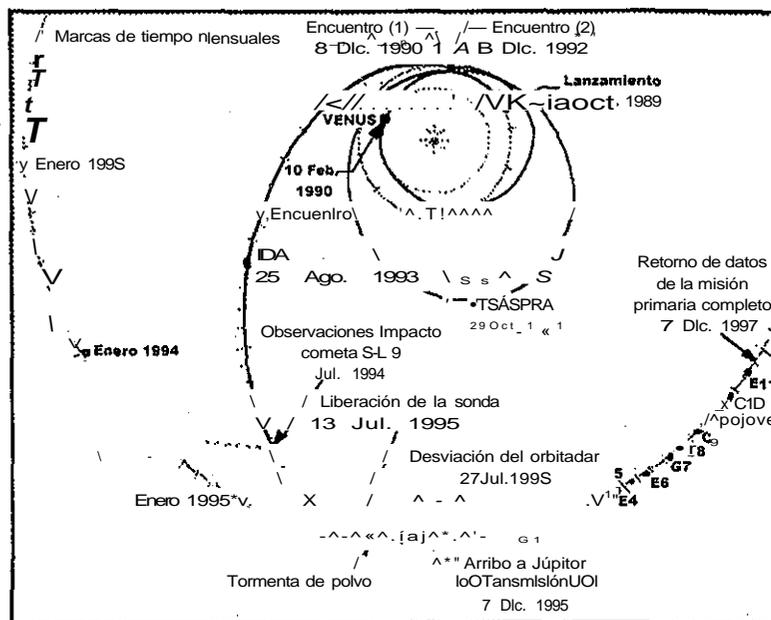


Figura 2. Trayectoria VEEGA seguida por la nave Galileo desde su lanzamiento en 1989 hasta su llegada al Sistema Joviano en 1995.

Tras la tragedia del Challenger, los encargados de la misión Galileo se enfrentaron al nuevo problema de que el único cohete disponible para enviar a Galileo a su destino era un cohete de combustible sólido de solo dos etapas que no era suficientemente energético para llevarlo al sistema joviano. Para resolver esto, los científicos del Jet Propulsion Laboratory (JPL) propusieron que en vez de mandar directamente la nave hacia Júpiter, ésta diera algunos redondeos por el sistema solar interior con el fin de adquirir la energía gravitacional suficiente para alcanzar Júpiter. La trayectoria propuesta a la que nombraron VEEGA (por *Venus Earth Earth Gravity Assist*) comprendía un paso por Venus y dos por la Tierra como lo muestra la figura 2 (Johnson, 1995 y Johnson, et al., 1992).

Finalmente, la nave Galileo fue lanzada el 18 de Octubre de 1989 desde el transbordador espacial Atlantis y llegó al sistema Joviano el 7 de Diciembre de 1995 (Booth, 1990). El objetivo principal de esta misión es el de entender el sistema joviano en conjunto, tanto por la información que se puede obtener de él sobre las condiciones existentes en la nebulosa solar hace cuatro mil quinientos millones de años como por la ayuda que pueda proporcionar en la comprensión de los procesos internos, evolución y condiciones futuras del resto de los planetas del sistema solar.

1.1.3.2. La nave.

La nave espacial Galileo se diseñó con base en la experiencia obtenida de los programas Pionero, Marinero y Viajero. Galileo fue construida de tal suerte que cumpliera con: a) una operación confiable de vida larga, b) una telecomunicación rápida (134kbs) a una distancia de 4 a 6 UA.; c) diseños y partes resistentes a la radiación, d) una operación autónoma controlada por computadora y protección contra fallas; e) alojamiento para experimentos de percepción remota y partículas y campos, f) una fuente de poder no solar del tipo radiactiva; g) un diseño térmico que permitiera el funcionamiento de los aparatos entre 0.7 y 6 UA. y h) un sistema de propulsión que permitiera maniobras de corrección de trayectoria e inserción a la órbita de Júpiter (Johnson, et al., 1992).

La nave Galileo consistió de un orbitador y una sonda atmosférica la cual fue desplegada 147 días antes del encuentro con Júpiter. La figura 3 muestra un esquema de la nave Galileo donde se señalan sus principales componentes.

El orbitador se puede dividir en dos secciones: el cuerpo principal de la nave, que comprende el compartimento de electrónica, el sistema de propulsión; los pescantes del RTG (Radioisotope Thermoelectric Generator) y científicos y el sistema de alta ganancia, que en conjunto rotan de 3.25 a 10.5 rpm, y la sección de "desgiro" (despun en inglés) que usa un motor eléctrico para dirigir esta sección en sentido contrario a la rotación de la sección principal de la nave; en esta sección se encuentran empotrados los experimentos de percepción remota (Johnson, 1992). La longitud de la nave es de 9 m, su masa de 2380 kg y su antena de alta ganancia mide 4.6 m de diámetro. Los sensores del magnetómetro y la antena de ondas de plasma están localizados en un pescante de 10.9 m de longitud (<http://nssdc.gsfc.nasa.gov/nmc/tmp/1989-084B.html>).

La sonda atmosférica fue diseñada para estudiar la atmósfera de Júpiter: estructura, composición química, velocidad del viento, fuentes y distribución de energía, fenómenos eléctricos y las características de las partículas cargadas en la cercanía del planeta. La sonda se separó del orbitador el 13 de Julio de 1995 cuando ambos se encontraban a una distancia de 81,520,000 km de Júpiter. La sonda, que se destruyó en la atmósfera del planeta, tenía 1.25 m de diámetro, 0.86 m de alto y una masa de 339 kg. Su funcionamiento duró 61.4 minutos después de su entrada a la atmósfera el 13 de Julio de 1995. (<http://nssdc.gsfc.nasa.gov/nmc/tmp/1989-084E.html> v http://ccf.arc.nasa.gov/galileo_probe/htmls/mission_info.htm).

Tanto el orbitador como la sonda llevan a bordo una serie de experimentos, 12 en el caso del orbitador y 6 en la sonda, cada uno con un objetivo específico. La tabla 1 muestra una lista con la información más relevante de estos experimentos (Johnson et al, 1992).

Sonda Páeri 8

Orbitaño

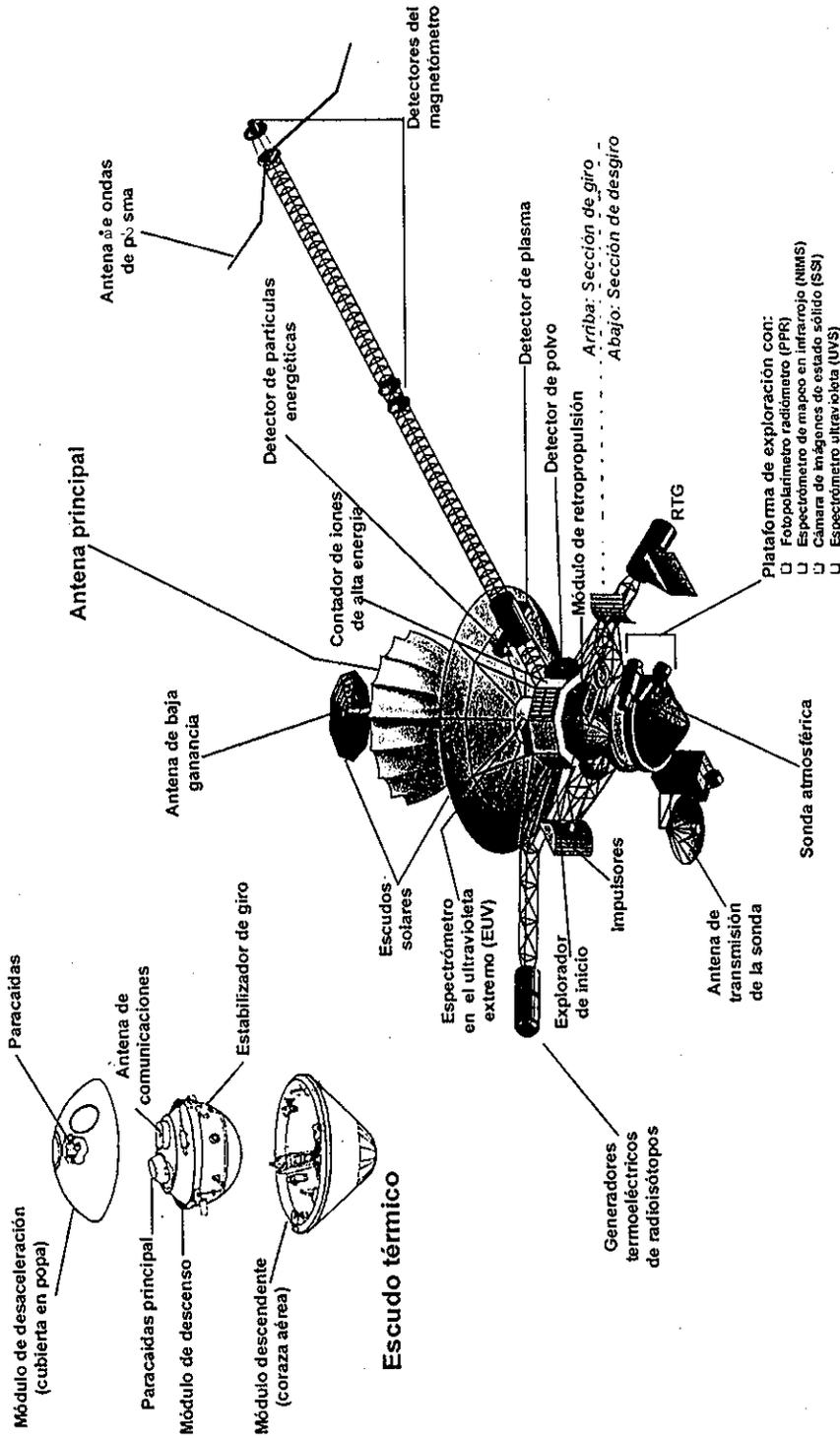


Fig 3. Este dibujo muestra las componentes de la sonda Páeri 8 en su órbita.

Tabla 1. Carga científica a bordo de la nave Galileo.

<i>Experimento</i>	<i>Masa</i> (kg)	<i>Intervalo</i>	<i>Objetivos</i>
<i>Sonda Atmosférica</i>			
Atmospheric Structure Instrument (ASI)	4	Temp.: 0-540K Pres.: 0-28 bars	Determinar temperatura, presión, densidad y peso molecular como función de la altitud
Neutral Mass Spectrometer (NMS)	11	Cubre de 1-150 urna	Determinar la composición química de la atmósfera
Helium Abundance Detector (HAD)	1	Precisión: 0.1 %	Determinar la abundancia relativa del helio
Nephelometer (NEP)	5	Partículas de 0.2-20 μm tan pocas como unas cuantas por cm^3	Detectar nubes y estados inferidos de partículas (líquido vs. sólido)
Net-flux Radiometer (NFR)	3	6 filtros infrarrojos de 0.3 a 100 μm	Determinar las energías solar y térmica en función de la altitud
Lighting and Energetic Particles (LRD/EPI)	2	Sensores de lente de ojo de pez; 1 Hz - 100 kHz	Verificar la existencia de relámpagos y medir las partículas energéticas en la magnetosfera interior
<i>Orbitador</i>			
Solid-State Imaging (SSI)	28	1500 mm, f/8.5 800x800 CCD, 8 filtros, campo de visión de 0.47 ^o	Mapear los satélites galileanos a una resolución de aproximadamente 1 km y monitorear la circulación atmosférica de Júpiter
Near-Infrared Mapping Spectrometer (NIMS)	18	0.7-5.2 m resolución de 0.03 μm IFOV de 0.5 mrad	Observar Júpiter y sus satélites en infrarrojo para estudiar la composición superficial de los satélites y la composición y temperatura de la atmósfera joviana
Ultraviolet Spectrometer (UVS)	4	1150-4300 Å	Medir gases y aerosoles en la atmósfera joviana
Extreme Ultraviolet Spectrometer (EUV)	13	54 a 128 nm	Investigar emisiones de iones S y O en el toro de lo y las emisiones atómicas y moleculares de H en la aurora y el resplandor de Júpiter

<i>Experimento</i>	<i>Masa</i> (kg)	<i>Intervalo</i>	<i>Objetivos</i>
Photopolarimeter-Radiometer (PPR)	5	Visible discreto y bandas en el cercano infrarrojo, radiometría a $> 42 \mu\text{m}$	Determinar la distribución y las partículas atmosféricas, comparar el flujo de radiación térmica con los niveles solares de entrada
Magnetometer (MAG)	7	32-16 384 y	Monitorear el campo magnético para ver su intensidad y sus cambios
Energetic Particles Detector (EPD)	10	Iones: 0.020-55 MeV Electrones: 0.015-11 MeV	Medir electrones, protones e iones pesados de gran energía dentro y alrededor de la magnetosfera joviana. Estudiar los procesos que los afectan
Plasma detector (PLS)	7	E: 5 Hz a 5.6 MHz B: 5 Hz a 160 kHz Ancho de banda: 1 kHz 10 kHz 80 kHz	Detectar ondas electromagnéticas y analizar las interacciones onda-partícula
Dust Detector (DDS)	4	$10^{16}\text{g}-10^{-6}\text{g}$, 2-50 km/s	Medir la masa, velocidad y carga de las partículas
Radio Science (RS) Celestial Mechanics		Señales en las bandas S yX	Determinar la masa de Júpiter y sus satélites (uso del sistema de radio y la antena de alta ganancia)
Radio Science (RS) Propagación		Señales en las bandas S yX	Medir la estructura atmosférica y-el radio de los objetos (uso del sistema de radio y la antena de alta ganancia)
Heavy Ion Counter (HIC)	8	Iones del carbono al níquel desde -6 hasta > 200 MeV por núcleo	Monitorear flujos y composición de iones pesados energéticos en la atmósfera interior de Júpiter y partículas solares de alta energía en la magnetosfera exterior. Caracterizar la radiación ionizante

Tabla 2. Objetivos científicos de la misión Galileo.

Atmósfera

- > Determinar la composición química
- > Determinar la estructura a una profundidad de al menos 10 bares
- > Determinar la naturaleza de las partículas en las nubes y la localización y estructura de las capas de nubes
- > Determinar el balance de calor radiativo
- > Investigar la circulación y la dinámica de nubes
- > Investigar la atmósfera superior y la ionosfera

Satélites

- > Caracterizar la morfología, geología y estado físico de las superficies
- > Investigar la mineralogía superficial y la distribución superficial de minerales
- > Determinar los campos gravitacional y magnético así como sus propiedades dinámicas
- > Estudiar las atmósferas, ionosferas y nubes de gas extendidas
- > Estudiar las interacciones de la magnetosfera con los satélites

Magnetosfera

- > Caracterizar el espectro de energía, composición, y distribución angular de las partículas energéticas en la magnetosfera hasta 150 RJ
- > Caracterizar los campos magnéticos vectoriales a través de la magnetosfera hasta 150 RJ
- > Caracterizar el espectro de energía del plasma, la composición y la distribución angular en la magnetosfera, incluyendo ondas de plasma, hasta 150 RJ
- > Investigar las interacciones de los satélites con la magnetosfera.

1.1.3.3. La misión.

La tabla 2 resume los objetivos de la misión primaria de Galileo (Johnson et al, 1992), la cual consistió de 11 órbitas alrededor de Júpiter y sus satélites, dichas órbitas fueron realizadas en dos años del 7 de Diciembre de 1995 al 7 de Diciembre de 1997 (ver figura 4), Del 8 de Diciembre de 1997 al 31 de Diciembre de 1999, la nave Galileo llevó a cabo una extensión de su misión original a la que se nombró *Galileo Europa Mission* (GEM). Esta fase constó de 14 órbitas y tuvo por objetivos: a) en Europa, buscar indicios de un posible océano de agua, medir el espesor de la capa de hielo y determinar la existencia de un campo magnético interno; b) en Júpiter, hacer un estudio detallado de los patrones de viento y tormentas en su atmósfera así como mapas de la distribución de agua, c) en el toro de Io, mapear la densidad de partículas; y d) en Io, obtener imágenes de alta resolución y mapas de composición química de su superficie (<http://www/jpl.nasa.gov/galileo/gem>)

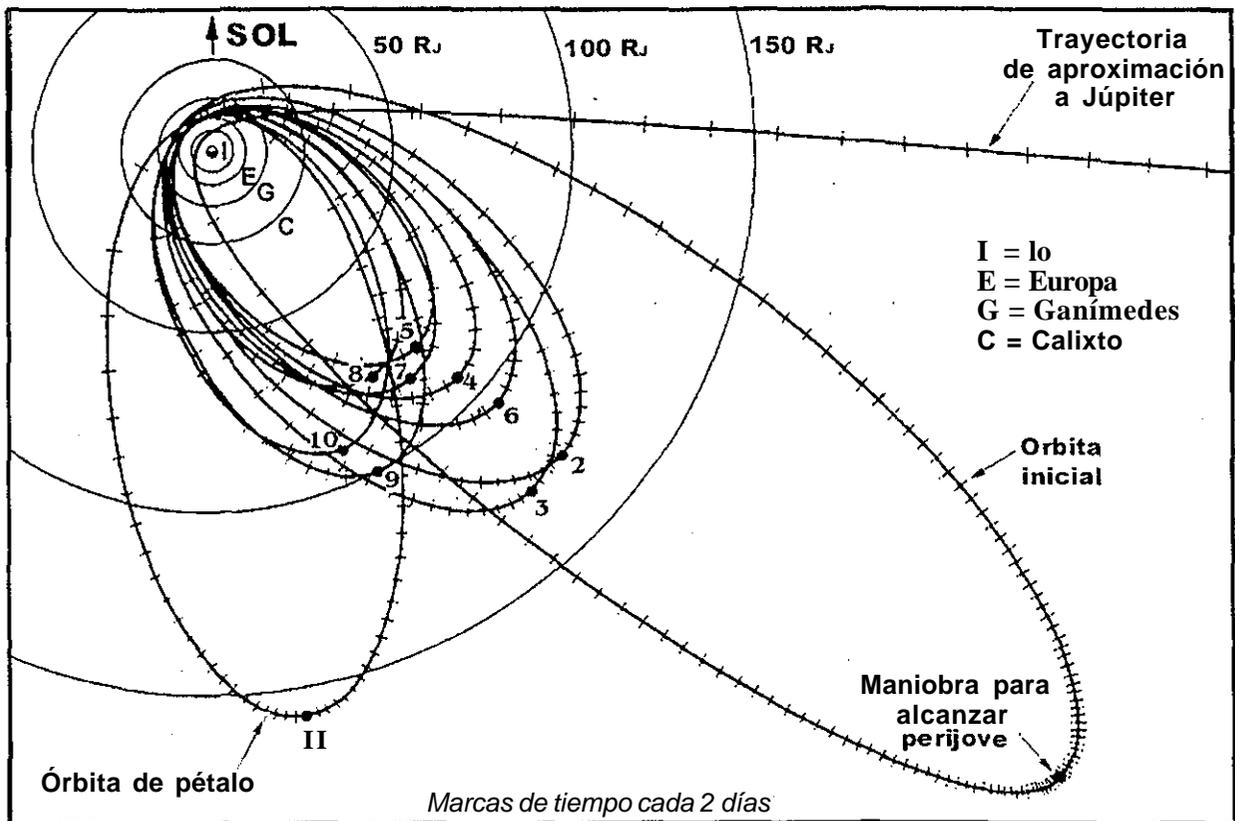


Figura 4. Misión primaria. El esquema muestra las once primeras órbitas de la misión Galileo así como las órbitas de Io, Europa, Ganímedes y Calixto.

Tabla 3. Recorrido de la nave Galileo por el sistema Joviano.

	<i>No. de Órbita</i>	<i>Objetivo</i>	<i>Encuentro</i>	<i>Fecha</i>
<i>Misión Primaria</i>	0	JOI	JO	7 de Diciembre de 1995
	1	Ganímedes	G1	27 de Junio de 1996
	2	Ganímedes	G2	6 de septiembre de 1996
	3	Calixto	C3	4 de Noviembre de 1996
	4	Europa	E4	9 de Diciembre de 1996
	5	Júpiter	J5	19 de enero de 1997
	6	Europa	E6	20 de Febrero de 1997
	7	Ganímedes	G7	5 de Abril de 1997
	8	Ganímedes	G8	7 de Mayo de 1997
	9	Calixto	C9	25 de Junio de 1997
	10	Calixto	CIO	17 de Septiembre de 1997
<i>Galileo Europa Mission</i>	11	Europa	E11	6 de Noviembre de 1997
	12	Europa	E12	16 de Diciembre de 1997
	13	Europa	E13	10 de Febrero de 1998
	14	Europa	E14	29 de Marzo de 1998
	15	Europa	E15	31 de Mayo de 1998
	16	Europa	E16	21 de Julio de 1998
	17	Europa	E17	26 de septiembre de 1998
	18	Europa	E18	22 de Noviembre de 1998
	19	Europa	E19	1 de Febrero de 1999
	20	Calixto	C20	5 de Mayo de 1999
	21	Calixto	C21	30 de Junio de 1999
	22	Calixto	C22	14 de Agosto de 1999
	23	Calixto	C23	16 de Septiembre de 1999
	24	Io	I24	11 de Octubre de 1999
25	Io	I25	26 de Noviembre de 1999	
<i>GMM</i>	26	Europa	E26	3 de Enero de 2000
	27	Io	I27	22 de febrero de 2000
	28	Ganímedes	G28	20 de Mayo de 2000
	29	Ganímedes	G29	28 de Diciembre de 2000

Tabla 3. Continuación.

	<i>No. de Órbita</i>	<i>Objetivo</i>	<i>Encuentro</i>	<i>Fecha</i>
	30	Calixto	C30	25 de Mayo de 2001
	31	lo	131	5 de Agosto de 2001
	32	lo	132	16 de Octubre de 2001
	33	lo	133	17 de Enero de 2002
	34	Amaltea	A34	Noviembre de 2002
35	Júpiter	J35		Septiembre de 2003

Después de esto, la misión Galileo pasó a una nueva etapa que ha sido nombrada *Galileo Millenium Mission* (GMM) en la que realizó 4 órbitas más y observaciones conjuntas de Júpiter con la nave Cassini en Diciembre de 2000. Actualmente, la misión se encuentra en una extensión de GMM consistente en 6 órbitas más. En la última órbita (J35) se piensa lanzar la nave hacia Júpiter para evitar que ésta pueda estrellarse accidentalmente en Europa y borre con esto los posibles indicios de vida sobre el satélite. Este choque con Júpiter sucedería en Septiembre del año 2003.

La tabla 3 muestra el objetivo principal de cada órbita así como la fecha de periastro. En esta tabla, la primera columna indica a qué etapa de la misión pertenece la órbita de la segunda columna; la tercera columna señala el objetivo principal a estudiar en esa órbita, la cuarta columna muestra una letra y un número que corresponden al objetivo y al número de órbita, este es el nombre oficial con el que se reconoce cada encuentro. La quinta columna indica la fecha de máximo acercamiento de la nave con su objetivo (<http://www/ipl.nasa.gov/galileo/>). En el artículo de Greeley y colaboradores (Greeley et al. 2000) se puede consultar información específica sobre el número de imágenes tomadas en cada órbita así como su resolución y centro de coordenadas para las primeras 26 órbitas.

1.1.3.4. La Cámara SSI

TESIS CON
FALTA DE ORIGEN

La cámara de imágenes de estado sólido (SSI por la abreviatura en inglés de Solid State Imaging) es uno de los 12 experimentos que viajan a bordo del orbitador de la misión Galileo y fue diseñada para obtener imágenes de alta resolución de las superficies de los satélites jovianos y de la estructura vertical de la atmósfera de Júpiter. Las imágenes que empleamos en el trabajo de tesis fueron obtenidas utilizando este instrumento por lo que creímos conveniente escribir un apartado sobre él.

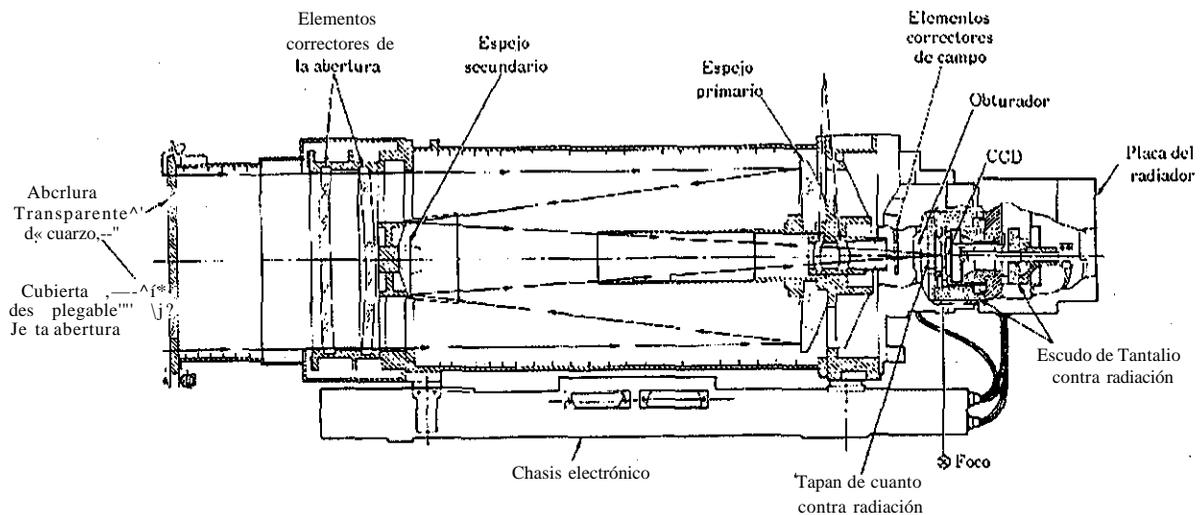


Figura 5. El esquema muestra un corte de la cámara SSI, en él se muestra la localización de sus principales componentes ópticos. •*

La SSI tiene tres partes: un sistema óptico, una rueda de ocho filtros en el obturador y el detector (ver figura 5). El sistema óptico consiste de un telescopio Cassegrain de longitud focal $f/8.5$ enfocado al infinito. El detector es un CCD (Charged Coupled Device) de 800×800 píxeles con límite de sensibilidad alrededor de los 1100 nm. En conjunto, el sistema tiene un campo de visión de 8.1 mrad y una resolución angular de 10 μ rad/píxel.

Entre el telescopio y el detector existe una rueda con 8 filtros cuyas longitudes efectivas van desde 404 nm hasta 986 nm lo que permite, en los satélites, mapear variaciones en el color y

albedo de sus superficies lo que implica diferencias en composición química y, en Júpiter, poder observar diferentes niveles en la atmósfera. La tabla 4 muestra una descripción más detallada de estos filtros. (Carr, et al., 1995, Belton et al., 1992 y <http://www.jpl.nasa.gov/galileo/sepo/backgroud/camera.html>).

La cámara puede además operar de varias formas de acuerdo con las necesidades que se tengan. Cada modo de operación de la cámara está determinado por el tiempo de exposición y por la forma de lectura de los datos obtenidos por el CCD. En particular, las imágenes de Europa tomadas durante la misión primaria fueron obtenidas utilizando los modos IM8 y AI8 de la tabla 5 (Carr, et al., 1995).

Tabla 4. Parámetros de los filtros de la cámara SSI

<i>Filtro</i>	<i>Longitud de onda Efectiva^o (nm)</i>	<i>Pasabanda^d nm</i>	<i>Sensibilidad^l (Wcm⁻²ster⁻¹nm⁻¹)</i>	<i>Sensibilidad? (ND ms⁻¹)</i>
Claro	611	440	1.9 x 10 ⁷	•35
Violeta	404	45	1.2 x 10 ⁶	2,0
Verde	559	65	2.5 x 10 ⁶	5,5
Rojo	671	60	2.8 x 10 ⁶	4,9
"Metano" (727 nm)	734	10	2.9 x 10 ⁵	0,44
"Continuo"	756	19	5.4 x 10 ⁵	0,78
"Metano" (889 nm)	887	16	1.5 x 10 ⁵	0,17
"Infrarrojo"	986	50	1.7 x 10 ⁵	0,16

^a Radiancia necesaria para producir una señal de 1 ND ms⁻¹ en el estado de baja ganancia, suponiendo una radiancia espectral constante a través del filtro pasabanda.

^b Sensibilidad a 5.2 UA para una escena de reflectividad uno iluminada por la luz del Sol.

^c Se supone un espectro solar.

^d Ancho total a la mitad del máximo.

Para Europa, los objetivos de la cámara SSI durante la misión primaria fueron: a) determinar la naturaleza, origen y edad relativa de las características tectónicas como crestas, lineamientos oscuros, etc.; b) determinar la naturaleza, origen y edad relativa de las unidades superficiales y eventos de renovación de corteza, c) Evaluar la historia de los cráteres en el satélite y d) mapear las variaciones en las propiedades espectrales y fotométricas de la superficie. Las escalas de resolución usadas fueron: global (≥ 1 km/pxl), regional (150-900 m/pxl) y alta resolución (≤ 125 m/pxl) (Carr, et al, 1995).

La figura 6 es un ejemplo del tipo de imágenes a resolución global tomada por la cámara SSI. En particular, esta imagen fue tomada el 7 de Septiembre de 1996 a una distancia de 667,000 km durante la segunda órbita de la nave Galileo por el sistema joviano.

Tabla 5. Modos de operación de la cámara SSI.

<i>Modo de cámara</i>	<i>Ciclo s</i>	<i>Líneas x muestras en</i>	<i>Fracción de espacio en cinta y</i>	<i>Bits para comprimir y regresar</i>	<i>Pasos permitidos del filtro</i>	<i>Comentario</i>
HIM	60 2/3	800 x 788	0.0280	5.04×10^6	7	Principalmente para tiempos de exposición largos
HMA	301/3	800 x 788	0.0072	2.52×10^6	3	Cuadro parcial
IM8	8 2/3	800 x 800	0.0344	5.18×10^6	2	Modo de operación típico
HCA	8 2/3	200 x 800	0.0045	5.18×10^5	2	1.8 de compresión antes de grabar, ninguno después
IM4	8 2/3	800x800	0.0155	2.07×10^5	2	1.8 de compresión antes de grabar, ninguno después
HIS	151/16.	400x394	0.0079	1.22×10^6	2	Recapitulación 2x2 pixeles
AI8	2 1/3	400x400	0.0179	1.22×10^6	1	Recapitulación 2x2 pixeles, límites de ruido por radiación

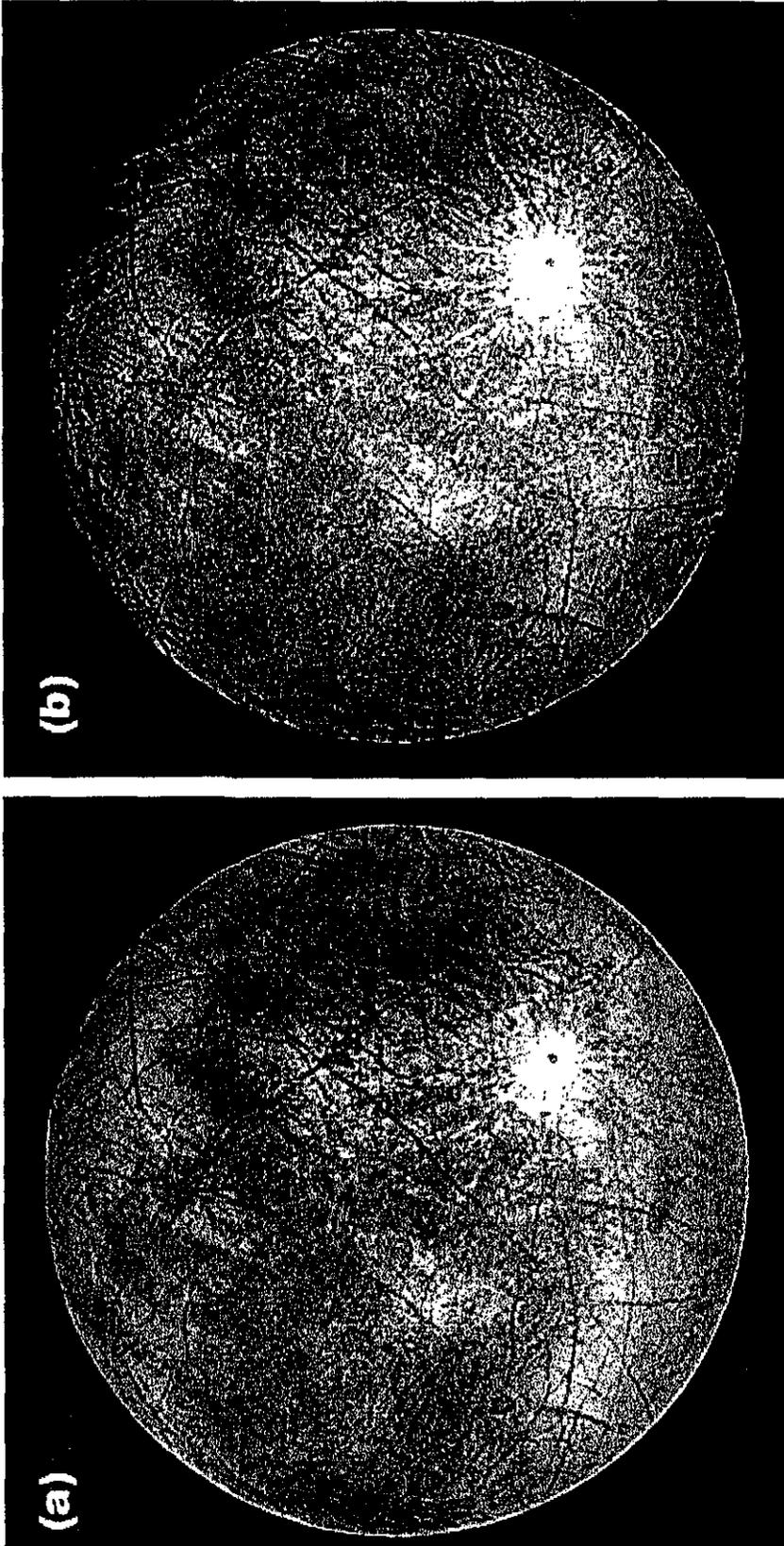


Figura 6. Vistas del hemisferio Trasero del satélite Europa. (a) Color "natural" aproximado del satélite. (b) Composición en falso color (violeta, verde, o frarrojo). El disco brillante en el centro en la parte inferior derecha de cada imagen es Pwyll, un cráter de impacto joven de 50 km de diámetro.

1.1.4. Misiones Futuras

La siguiente misión a Europa, *Europa Orbiter*, está programada para ser lanzada en el año 2008, se planea que llegue al sistema joviano en el año 2010 y que se dedique a explorar el satélite Europa por lo menos hasta el 2012. Los principales objetivos de esta misión son determinar la presencia o ausencia de un océano de agua líquida bajo la corteza de hielo del satélite, caracterizar la distribución tridimensional de las capas de agua y de hielo; entender la formación de las estructuras superficiales e identificar lugares como posibles sitios de aterrizaje para futuras misiones. Para lograr lo anterior se piensa equipar a la nave con un láser para realizar altimetría, un radar que permita penetrar la capa de hielo y una cámara para tomar imágenes de alta resolución de la superficie; también se piensa obtener una determinación muy precisa del campo gravitacional europeo (<http://www.jpl.nasa.gov/europaorbiter/>).

De comprobarse la presencia de un océano de agua líquida bajo la corteza de hielo de Europa, el siguiente paso sería enviar una misión que aterrizara en el satélite la cual estaría dotada de una especie de minisubmarinos cuya tarea sería penetrar la capa de hielo en busca de indicios de vida.

1.2. Nomenclatura.

Una de las preocupaciones de la Unión Astronómica Internacional (UAI) desde su fundación en 1919 ha sido la de uniformizar y crear una serie de lineamientos para nombrar a las estrellas, planetas, satélites y a las características encontradas en sus superficies. La UAI tiene 6 grupos de trabajo dedicados a establecer la nomenclatura de los diferentes cuerpos planetarios, estos grupos están coordinados por el *Grupo de Trabajo para la Nomenclatura del Sistema solar*. Los grupos mencionados son los grupos de trabajo para la nomenclatura: a) lunar, b) de Mercurio; c) de Venus, d) de Marte; e) del Sistema Solar exterior, y f) de cuerpos pequeños (Strobell y Masursky, 1990).

En el caso del satélite Europa, el grupo encargado de establecer los nombres de sus características superficiales es el grupo de Trabajo para la nomenclatura del Sistema Solar Exterior. Este grupo decidió continuar con los temas mitológicos propuestos por Simón Mayer

para nombrar las estructuras que los Viajeros, 10 y 11, pudieran encontrar sobre los satélites Galileanos. De esta forma, se acordó que a las características encontradas se les asignaría el nombre de una persona o lugar relacionados con el mito del personaje en cuyo honor se nombró al satélite. Si hacían falta nombres, entonces se utilizarían los nombres encontrados en las mitologías de grupos étnicos de acuerdo con la siguiente convención: etnologías tropicales para lo, nombres de mitos europeos para Europa, nombres de otras mitologías de zona templada para Ganimedes y nombres de mitologías de grupos étnicos polares para Calixto.

Tabla 6. Descripción y nomenclatura de las diferentes características superficiales encontradas en la superficie de Europa.

<i>Característica</i>	<i>Descripción</i>	<i>Nombre asignado</i>
Chaos	Área de terreno quebrado	Lugares asociados con mitos celtas
Cráter, craters	Depresión circular	Dioses y héroes celtas
Grandes estructuras anulares	Características anulares de origen desconocido	Círculos de piedra celtas
Fácula, faculae	Mancha brillante	Lugares egipcios
Flexus, flexus	Dorsal curvilínea de bajo relieve que sigue un patrón ondulado	Lugares asociados con el mito de Europa
Lenticulae	Pequeñas manchas oscuras	Dioses y héroes celtas
Linea, lineae	Marca elongada brillante u oscura, puede ser recta o curva	Personas asociadas al mito de Europa
Macula, maculae	Mancha oscura, puede ser irregular	Lugares asociados con el mito de Europa
Regio, regiones	Área grande que se diferencia de las áreas adyacentes por su reflectividad o color	Lugares asociados con mitos celtas.

Tomado de <http://www.flag.wr.usgs.gov/USGSFlag/SDace/nomen/nomen.html>

Debido a la baja resolución de los Viajeros, los nombres de lugares y personas asociados con el mito de Europa fueron suficientes para nombrar las pocas características distinguibles individualmente en la superficie Europea, pero después de ver las imágenes de alta resolución de la nave Gaúleo, no solo fue necesario hacer uso de la convención anterior sino que además se introdujeron cuatro nuevos términos para describir las nuevas características encontradas: *flexus*, *linea*, *macula* y *lenticulae*

La tabla 6 muestra la nomenclatura que se emplea en el satélite Europa. En el apéndice II se puede consultar una lista más general de la nomenclatura empleada para describir las distintas características superficiales encontradas en los planetas y satélites del Sistema Solar.

1.3. Coordenadas y Topografía.

Para definir el sistema de coordenadas de un planeta o satélite se necesita determinar primero la dirección de su eje de rotación para poder establecer el ecuador del cuerpo y así definir la latitud. La definición del "prime meridian" o meridiano principal puede ser completamente arbitraria. En el caso de Europa, el meridiano 182° que pasa a través del cráter Cílix. define el sistema de longitudes del satélite (Davis, Merton E., 1990).

Se necesita también una superficie para desarrollar proyecciones cartográficas. Para la Tierra, Marte y otros cuerpos planetarios se utilizan elipsoides de revolución; para Venus, Mercurio y otros cuerpos se utilizan esferas. Excepto para la Tierra y la Luna, la convención para los sistemas coordenados es: a) el polo rotacional de un planeta o satélite que se encuentre sobre el lado norte de la eclíptica será llamado norte y las latitudes norteñas serán designadas positivas y b) la longitud planetográfica del meridiano central, observado desde una dirección fija con respecto a un sistema de coordenadas inercial aumentará con el tiempo. El rango de longitudes se extenderá de 0° a 360° .

El mapeo de la Tierra y otros cuerpos planetarios requiere de dos superficies de referencia: una superficie matemática sobre la cual se puedan calcular las coordenadas de posición, latitud y longitud, y una superficie equipotencial desde la cual se midan las elevaciones topográficas. Para Europa, la superficie de referencia es una esfera de 1,569 km de radio que es la longitud de su radio ecuatorial (Wu y Frederick, 1990).

Capítulo II

Geología de Europa

2.1. Introducción.

Como ya se mencionó en el capítulo anterior, Europa, junto con Io, Ganímedes y Calixto, fueron descubiertos por Galileo Galilei el 7 de Enero de 1610. Una de las implicaciones más importantes de este descubrimiento radicó en que fue la primera defensa pública de la doctrina copernicana basada en hechos observacionales (Galilei, 1994).

Los Pioneros, los Viajeros y la sonda Galileo así como las observaciones desde la Tierra han mostrado que los satélites galileanos son objetos que realmente vale la pena estudiar, no sólo por su peculiar geología y su similitud con un sistema solar en miniatura, sino por la posibilidad de entender más sobre el origen mismo del sistema solar y de la vida. En este capítulo vamos a tratar de forma general la geología de Europa, su cartografía geológica y de cómo ésta ha ido evolucionando con la obtención de más y mejores datos. Para esto es necesario dividir el conocimiento de la geología de Europa en dos períodos: el que se tenía con base en los datos obtenidos por los Viajeros y el que se tiene actualmente basado en los resultados de la misión Galileo.

2.2. Datos generales de Europa.

Por su distancia a Júpiter, Europa ocupa el segundo lugar de los satélites galileanos; este cuerpo es un poco más chico que nuestra Luna como puede apreciarse en la tabla 1 donde resumimos, por comparación, algunos de los parámetros físicos más importantes de estos dos satélites.

Tabla 1. Parámetros físicos importantes de Europa y la Luna.

	Europa	Luna
Masa (kg)	4.8×10^{22}	7.349×10^{22}
Masa (Tierra=l)	8.0321×10^0	1.2298×10^{12}
Radio Ecuatorial (km)	1569	1737.4
Radio Ecuatorial (Tierra=l)	0.2460	0.27241
Densidad media (g/cm³)	3.01	3.34
Distancia media al planeta (km)	670,900	384,400
Periodo de rotación (días)	3.551181	27.32166
Periodo orbital (días)	3.551181	27.32166
Velocidad orbital media (km/s)	13.74	1.03
Excentricidad orbital	0.009	0.0549
Inclinación orbital (grados)	0.470	5.1454
Velocidad de escape (km/s)	2.02	2.38
Gravedad superficial (m/s⁻²)	1.35	1.62
Albedo geométrico visual	0.64	0.12
Magnitud (vo)	5.29	-12.74
Temperatura media (K)	100	380 (día) 120 (noche)

Tomada de <http://www.jpl.nasa.gov/galileo> y <http://solarviews.com/eng/moon.htm>Sstats

En 1957, Kuiper sugirió por primera vez que las superficies de Europa y Ganímedes podrían estar compuestas por hielo de agua (Morrison, 1982). Las observaciones en infrarrojo (IR) realizadas tanto desde la Tierra como a bordo de las naves espaciales indican que la suposición de Kuiper era correcta pues la superficie europea está compuesta principalmente por hielo de agua, aunque la densidad media del satélite indica que su interior está formado básicamente por silicatos.

Las observaciones en infrarrojo realizadas por el NIMS del orbitador Galileo muestran que, si bien la superficie de Europa está constituida principalmente de hielo de agua con algunas impurezas de azufre (Showman y Malhotra, 1999), también existen otros compuestos tales como ácido sulfúrico hidratado (Carison, et al., 1999) y minerales salinos hidratados (McCord, et al., 1999) que podrían estar jugando un papel importante en la composición química de la superficie del satélite.

Los parámetros gravitacionales de varios planetas y satélites se obtienen a partir de los datos Doppler en radio generados por las tres estaciones que componen el Deep Space Network (DSN) y que se localizan en Goldstone, California; Madrid, España y Canberra, Australia (Anderson, J.D. et al., 1998).

Para obtener estos datos, cada una de las antenas envía una señal de frecuencia conocida, f_t , a la nave espacial que está orbitando o sobrevolando un cuerpo planetario, esta señal es retransmitida a la Tierra donde llega con una frecuencia f_r . La diferencia de frecuencias es causada por el efecto Doppler que sufre la señal al ser captada y retransmitida por un receptor en movimiento o por efectos de propagación de la señal tales como el paso a través del medio interplanetario o una atmósfera.

El resultado del proceso anterior es una serie de datos, compuestos por la diferencia de f_r y f_t tomados cada cierto tiempo que, en el caso del DSN, es de 60 segundos.

Los parámetros gravitacionales (J_2 , C_{22} , y C/MR^4) para un planeta o satélite se obtienen ajustando los parámetros de un modelo con los datos observacionales. Los modelos, contra los que se comparan las observaciones, son modelos que consideran los efectos físicos y dinámicos de la señal de radio transmitida, los movimientos de los cuerpos del sistema solar, las perturbaciones que éstos causan sobre la nave espacial; la presión de radiación solar, las variaciones de la radio señal a través de atmósferas e ionosferas planetarias y de la corona solar y muchas transformaciones de tiempo. Los campos gravitacionales planetarios son representados

por armónicos esféricos de orden y grado mayores o por un conjunto de anomalías de masa (Sjogren, et al., 1976).

A partir de los datos Doppler obtenidos de cuatro sobrevuelos de Galileo por las cercanías de Europa, se ha llegado a que el momento de inercia del satélite es de $C/MR^2 = 0.346 \pm 0.005$, si comparamos este número con el momento de inercia que le correspondería a una esfera homogénea ($C/MR^2 = 0.4$) es fácil ver que la masa de Europa está concentrada hacia su centro (Anderson, J.D. et al., 1998).

Tanto el dato del momento de inercia del satélite como el conocimiento de su composición superficial y densidad media han dado la pauta para la elaboración de modelos del interior de este cuerpo planetario (Lucchita y Soderblom, 1982 y los artículos ahí mencionados; Anderson et al., 1997 y Showman y Malhotra, 1999). Actualmente se piensa que un buen modelo que describe el interior del satélite consta de 3 capas: una exterior de agua (en estado sólido o parte sólida y parte líquida) de entre 100 y 200 km de espesor, una capa intermedia de roca silicatada (o manto) y posiblemente una tercera capa formada por un núcleo metálico de Fe-FeS que se extiende hasta aproximadamente 0.4 - 0.5 radios europeos (Anderson J. D. et al., 1997, Anderson J.D. et al. 1998 y Showman y Malhotra, 1999).

2.3. Unidades Geológicas.

Una unidad geológica es un cuerpo de roca discreto y tridimensional que tiene un origen distinto y consiste de características dominantes que la unifican y que la hacen fácilmente reconocible y cartografiable. La cartografía geológica de un planeta se basa en que la corteza de éste se puede ver como un rompecabezas tridimensional cuyas piezas son unidades geológicas. A pesar de que es necesario no perder de vista que una unidad geológica es un ente tridimensional, sólo es posible representarla en dos dimensiones, es decir, como un área sobre la superficie del cuerpo planetario, lo que da origen a un mapa geológico (Wilhelms, 1990),

En nuestro planeta, las unidades geológicas son detectadas en afloramientos verticales o sobre la superficie donde pueden ser reconstruidas con base en afloramientos o fragmentos de suelo. En otros cuerpos planetarios este proceso no es posible salvo en algunas secciones verticales en Marte y algunos materiales fragmentados en la Luna. La detección usual de

unidades geológicas en otros cuerpos planetarios se hace por medio de su expresión topográfica (como el rompimiento estructural o el reemplazamiento de la corteza preexistente) y por sus propiedades superficiales obtenidas mediante los métodos de percepción remota (Wilhelms, 1990).

Normalmente, las unidades geológicas son representadas en mapas geológicos mediante el empleo de colores o patrones que se asocian a esa unidad. Las estructuras en cambio, son representadas por medio de símbolos.

Además de las unidades geológicas, sobre las superficies planetarias es común observar estructuras tectónicas tales como fallas y fracturas que representan deformaciones o alteraciones de las unidades geológicas como respuesta a procesos tectónicos. Normalmente, las estructuras cortan varias unidades geológicas por lo que no se puede definir una unidad con base a su modificación estructural a menos que haya sido tan intensamente modificada que sus propiedades originales ya no sean reconocibles (Wilhelms, 1990 y Head, et al, 1997).

En la Tierra, cuando se habla de "renovación de corteza" (o *resurfacing* por su nombre en inglés) se está hablando de la renovación del fondo oceánico a lo largo de límites de placa divergentes motivado por la dinámica de la tectónica de placas terrestre. De los estudios planetarios, y en particular de las observaciones realizadas en Ganímedes (Head, et al, 1997), se ha visto que existe un proceso semejante al que se le ha llamado "renovación de corteza por tectónica" solo que en este caso, la superficie no es sustituida por material nuevo sino que la deformación tectónica que ha sufrido el terreno es tal que ha destruido la topografía existente, los cráteres y las unidades geológicas a tal punto que esta deformación borra por completo las características superficiales preexistentes.

2.4 Geología de Europa desde la perspectiva de los Viajeros.

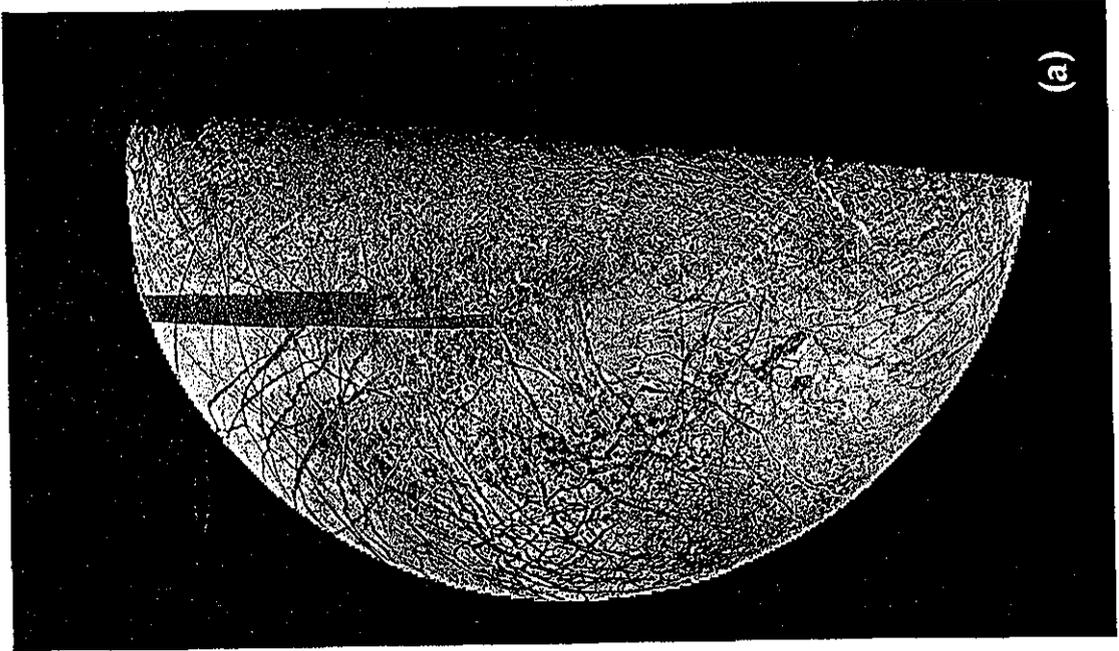
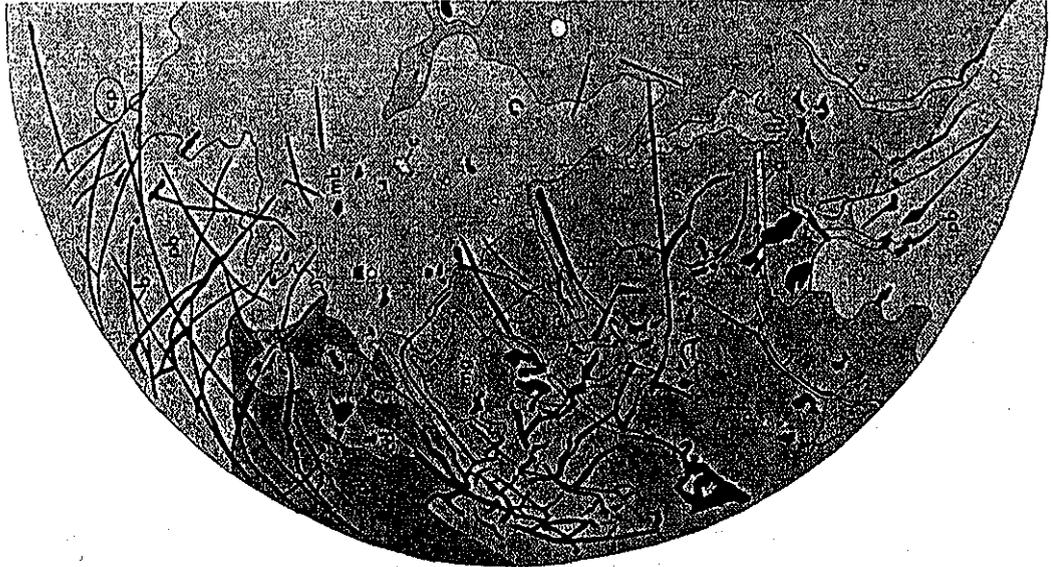
El primer mapa geológico de Europa se llevó a cabo utilizando las imágenes de alta resolución multiespectral obtenidas por el Viajero 2 (Lucchita y Soderblom, 1982). Este mapa (figura 1(b)) tiene la característica de que, a diferencia de las de los planetas terrestres, donde las superficies están dominadas por la superposición de unidades estratigráficas, las unidades

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

Escala de clasificación

- Cráter
- Cráter de halo
- Cráter Palimpsesto
- Bandas y otras formas
- Bandas
- Terreno moteado café
- Terreno moteado gris
- Planicies
- Planicies brillantes
- Planicies oscuras
- Planicies fracturadas

(b)



(a)

Fig. 1. (a) Fotografía en falso color de la región de la misión Viking 1 en Marte para definir las características geológicas en la zona de estudio. (b) Fotografía en escala de grises de la misma región para definir las características geológicas en la zona de estudio.

observadas resultan del rompimiento estructural o del reemplazamiento de la corteza preexistente.

Comparadas con los otros satélites Galileanos, las imágenes de Europa obtenidas por los Viajeros tenían una resolución muy baja (ver sección 1.1.2.), esto obligó a que la división de las unidades geológicas se hiciera con base en color y albedo más que en relaciones morfológicas detalladas. Lucchita y Soderblom (1982) dividieron la superficie de Europa en cinco unidades geológicas: terrenos moteados, planicies, cráteres, bandas y "manchas y bandas" estas unidades fueron a su vez divididas con base en su color y apariencia morfológica en el caso de los terrenos moteados y con base en su albedo en el caso de las planicies (Head, et al., 1999); las otras unidades también fueron subdivididas por diferencias en albedo o color.

- Nelson y colaboradores (1986) utilizaron las imágenes multispectrales de los Viajeros - bandas UV, V, azul y naranja- para analizar y extender las unidades geológicas reportadas por Lucchita y Soderblom más allá de la región de donde se obtuvieron imágenes de alta resolución. Una de las características más sobresalientes que descubrieron fue una asimetría entre los hemisferios delantero y trasero sobre todo en longitudes de onda UV y V. Los datos de Nelson et al. (1986) mostraron que el albedo superficial (debido a factores externos) y las variaciones espectrales presentaban una variación sinusoidal, es decir, la parte central del hemisferio trasero mostraba cierto oscurecimiento el cual se volvía un mínimo en el centro del hemisferio delantero. Dicha disminución seguía una función coseno cuyo argumento era el ángulo medido a partir del antiapex del movimiento. Los autores propusieron que esta variación se debía a un bombardeo meteorítico preferencial sobre el hemisferio delantero unido a una implantación preferencial de iones de azufre en el hemisferio trasero. Posteriormente, otros autores mostraron que si se restaba la variación senoidal a las imágenes se obtenían dos unidades simples, libres de procesos exógenos: terrenos oscuros y planicies brillantes (Buratti y Golombek, 1988).

2.4.1. Terrenos Moteados.

Los terrenos moteados se dividen en terrenos de color café y terrenos de color gris.

Los terrenos moteados de color café ocupan grandes regiones en la parte centro-norte de las figuras 1(a) y 1(b) y se extienden localmente dentro del área del terminador donde parecen una textura grumosa (hummocky en inglés). Estos terrenos están compuestos por numerosas

manchas de color gris o café con depresiones irregulares o elongadas en algunos lugares y una fina red de bandas de color gris claro. La mayoría de las bandas triples que se encuentran en las planicies desaparecen cerca del límite aunque en algunos casos pueden ser trazadas dentro del terreno moteado donde continúan como rayas de color vago o manchas oscuras alineadas. En estos terrenos también se puede observar la presencia de domos, hoyos y líneas tal como ocurre en las planicies. En general, el terreno moteado de color café no solo parece ser más joven que las planicies brillantes sino que al parecer se forma a sus expensas.

Los terrenos moteados de color gris se observan principalmente en la zona centro-oeste de las figuras 1(a) y 1(b) y se distinguen por ser regiones de material gris que rodea parches oscuros e irregulares de entre 10 y 50 km de ancho. Esta unidad es atravesada en algunos lugares por bandas triples cuyas rayas oscuras se confunden con parches locales.

Las firmas espectrales de varias unidades muestran que los cráteres brillantes, las planicies brillantes del norte, las planicies oscuras y los terrenos moteados de color gris presentan características espectrales parecidas, lo que las relaciona de alguna manera. Por otro lado, las manchas cafés y los terrenos moteados de color café también están relacionados espectralmente (Lucchita y Soderblom, 1982).

Los terrenos moteados que se encuentran en el hemisferio delantero, centrado a los 90° de longitud, son relativamente más brillantes en el ultravioleta que los terrenos moteados que se encuentran en el hemisferio trasero (como Europa presenta una rotación casi sincrónica, le da la misma cara a Júpiter, en este contexto, el hemisferio que "apunta" en la dirección del movimiento de traslación del satélite alrededor de Júpiter recibe el nombre de hemisferio delantero mientras que el que "apunta" en sentido contrario recibe el nombre de hemisferio trasero). Lanzerotti y colaboradores (1978) propusieron que esta diferencia se debía al bombardeo de iones provenientes de la magnetosfera de Júpiter. En este modelo, el plasma atrapado en la magnetosfera joviana rota más rápido que Europa en su órbita y los iones chocan con el hemisferio trasero a una velocidad de aproximadamente 100 km/s implantándose en su superficie y obscureciéndola. Otro posible contaminante del hemisferio trasero podría ser el sulfuro inyectado a la magnetosfera joviana por la actividad volcánica de Io.

2.4.2. Planicies.

Las planicies son superficies suaves muy reflectantes que son cortadas por una gran variedad de bandas y líneas. Estas unidades son clasificadas por su albedo y por la naturaleza de los lineamientos superpuestos y se observan en la parte central y sudeste de las figuras 1(a) y 1(b). Las unidades resultantes son planicies brillantes, planicies oscuras, planicies fracturadas y planicies indivisibles.

Las planicies brillantes se encuentran en la parte norte y sur de las figuras mencionadas y son las más brillantes de todas. Estas unidades presentan superposición de una gran variedad de lineamientos que van desde bandas muy anchas hasta rayas apenas visibles en el límite de resolución de la imagen. Los lineamientos en esta zona son generalmente rectos y presentan una coloración naranja más intensa que los lineamientos en la zona ecuatorial. El límite de esta unidad con las planicies oscuras está bien definido.

Las planicies oscuras colindan con las planicies brillantes norteñas y se extienden hacia el sudoeste de las figuras 1(a) y 1(b) rodeando la parte norte del terreno moteado de color gris. Su albedo es ligeramente menor que el de los otros tipos de planicies pero más grande que el de los terrenos moteados grises. Las franjas superpuestas son parecidas a las que se encuentran en las planicies brillantes pero son más grises.

Las planicies fracturadas se encuentran en la parte sudoeste del área cartografiada (ver figuras 1(a) y 1(b)). Esta unidad presenta una intrincada red de líneas finas de color gris generalmente curvas y cortas, algunas forman cadenas de cicloides cóncavas y otras convexas.

2.4.3. Cráteres.

A la resolución del Viajero, se identificaron 7 cráteres de entre 15 y 30 km de diámetro con halos o mantos de material eyectado. Esta escasez en el número de cráteres de impacto indica que la superficie de Europa es una superficie relativamente joven.

Entre los cráteres encontrados hay uno de 15 km de diámetro con características muy particulares: su interior es brillante y posee un manto de eyección que forma rayos de color café. Este cráter también presenta un parche gris oscuro en el borde.

Los Palimpsestos son características circulares planas de aproximadamente 110 km de diámetro con anillos concéntricos múltiples. Un ejemplo de este tipo de estructuras podría ser Callanish (Greeley, 1998).

2.4.4. Bandas Claras.

Se observan como rayas brillantes y delgadas o bien formando las rayas brillantes centrales de las bandas triples. Se identifican fácilmente dentro del terreno moteado gris.

2.4.5. Manchas y bandas de color café.

Son parches irregulares y bandas lineales cuyo albedo contrasta en - 20 % con el albedo de las planicies o el terreno moteado que tienen por fondo. Sus tonos van del naranja al gris oscuro pasando por el café. Las manchas y los parches se observan tanto en los terrenos moteados como en las planicies aunque se concentran en mayor grado en los terrenos moteados. Las bandas comprenden bandas en forma de cuña, franjas oscuras y bandas triples.

Según Lucchita y Soderblom (1982), los lincamientos en la superficie de Europa pueden dividirse en bandas oscuras en forma de cuña, bandas triples, bandas grises y crestas.

Las bandas oscuras en forma de cuña son bandas subparalelas rectas o curvas de color café oscuro y bordes bien definidos. Estas bandas tienen una orientación sudeste desde - 0° de latitud, 200° de longitud hasta -40° de latitud, 160° de longitud. Estas bandas tienen anchos de 25 km. El material oscuro de estas bandas así como las franjas oscuras de las bandas triples se confunden en la mayoría de sus intersecciones pero la franja clara central de las bandas triples se superpone a las cuñas (wedges en inglés).

Las bandas triples son pares de bandas de color gris, café oscuro o naranja, cada una de 2 a 7 km de ancho, que flanquean una franja central angosta de color gris claro. Estas bandas pueden terminar en simples rayas de color café, muchas son lineales y subparalelas, algunas se curvan ligeramente como en un meandro, otras se intersectan o bifurcan. Se localizan principalmente en una franja entre $\pm 50^\circ$ de latitud, son muy notorias en planicies y terrenos moteados grises pero terminan en el borde de los terrenos moteados de color café o bien continúan como manchas alineadas de color café. Las bandas triples tienden hacia el noroeste al

norte del ecuador y hacia el sudoeste al sur del ecuador. Ellas son tanto superpuestas como cortadas por otros lineamientos. Agenor y Minos son ejemplos de este tipo de lineamientos, la primera tiene una banda central amplia muy notoria flanqueada intermitentemente por bandas de color naranja, Minos en cambio tiene una banda central poco desarrollada flanqueada por bandas muy notorias de color naranja.

Las bandas grises están formadas por un conjunto de bandas curvilíneas paralelas (o cuasi paralelas) centradas aparentemente a -65° de latitud y 110° de longitud. Ellas forman planicies ligeramente elevadas en el terminador y son cortadas por numerosas crestas.

Para finalizar este apartado hablemos un poco sobre la secuencia estratigráfica de la figura 1(b). Las planicies son las unidades más viejas estratigráficamente hablando, de ellas, las más antiguas son las planicies fracturadas. Los terrenos moteados de color café y gris son unidades jóvenes. La unidad más joven presenta cráteres de impacto frescos con bordes relativamente bien marcados, depósitos de eyección brillantes u oscuros y un sistema de rayos bien definido; los palimpsestos (cráteres viejos) se formaron al mismo tiempo que los terrenos moteados y los lineamientos. En cuanto a las bandas y las crestas, éstas se han formado a lo largo de la historia geológica de Europa. En términos generales, las bandas viejas tienen una orientación NE-SW, las bandas de mediana edad tienen una orientación E-W y las bandas jóvenes se orientan en la dirección NW-SE.

2.5. Geología de Europa desde la perspectiva de la misión Galileo.

A la luz de las observaciones obtenidas por la misión Galileo se ha llegado a que la división realizada por Lucchitta y Soderblom, descrita en el apartado anterior, tiene que ser modificada ya sea redefiniendo o borrando unidades. Actualmente se sugiere que la litosfera de Europa está compuesta por cinco unidades principales: planicies, caos, bandas, crestas, y material craterado cada una con algunas subdivisiones (Greeley, et al., 2000). La diferencia obvia entre la clasificación de Lucchitta y Soderblom y la de Greeley y colaboradores es que en la nueva clasificación desaparecieron los terrenos moteados y las manchas, se definieron las crestas y el caos y se redefinió el resto de las unidades.

Tabla 2. Unidades y estructuras en el satélite Europa.

Unidad	Localización Tipo (latitud, longitud)	Nombre de la observación ^	Resolución (por pixel)
Unidades Cartografiadas a Resolución Regional (cientos de m/píxel)			
Material de las Planicies			
Cresta	27°, 218°W	E15REGMAP01	227 m
Suave	16.6°, 278°W	E6DRKLIN01	180 m
Material del Caos			
Laminado	9°, 273°W	E6DRKUN01	277 m
Irregular	-17°, 228° W	E17REGM APO1	173 m
Material de las Bandas	-5.5°, 23r\W	E11REGMAP01	262 m
Material de los Cráteres			
c3 (Pwyll)	-26°, 274°W	E6PWYLL	308 m
c2 (Math)	-26°, 189°W	E14WEDGES	230 m
e1 (Tyre)	34°, 144°W	E14TYRE	170 m
Unidades Cartografiadas a Resolución Local (decenas de m/píxel)			
Material de las Planicies			
Cresta	12°, 27°W	E6BRTPLN01	15 m
Suave	5.7°, 326°W	E4DRKMAT02	25 m

Unidad	Localización Tipo (latitud, longitud)	Nombre de la observación	Resolución (por pixel)
Material del Caos			
Laminado	9°, 274°W	E6BRTPLN01	63 m
Irregular	36°, 86°W	E11MORPHY	34 m
Material de las Bandas	35°, 87°W	E11MORPHY	34 m
Material de las Crestas			
Crestas dobles	15°, 273°W	E6BRTPLN02	21 m
Crestas complejas	6°, 326°W	E4HIRES	27 m
Material de los Cráteres	-16.5°, 197°W	E12WEDGES	89 m
Estructura a Resolución Global (km/pixel)			
Cresta	53°, 178°W	G1 GLOBAL	1.8 km
Falla transcurrente	-24°, 177°W	E14WEDGES	1.6 km
Lineamiento	44°, 239°W	G1GLOBAL	1.7 km
Depresión	-26°, 168°W	E14GLOBAL	1.4 km
Domo	-48°, 160°W	E14GLOBAL	1.4 km
Borde de cráter	34°, 144°W	E14TYRE	degradado a 1 km
Estructura a Resolución Regional (cientos de m/pixel)			
Cresta	-18°, 170°W	E14WEDGES	214 m
Fosa	-34°, 174°W	E14WEDGES	309 m
Falla transcurrente	-26°, 171°W	E14WEDGES	260 m
Lineamiento	-16°, 196°W	E12WEDGES	133 m
Escarpe		E15REGMAP02	254 m

Unidad	Localización Tipo (latitud, longitud)	Nombre de la observación	Resolución (por pixel)
Depresión	32°, 76°W	E15REGMAP01	240 m
Domo	33°, 226°W	E6DRKLIN01	206 m
Borde de cráter	15°, 269°W -26°, 274°W	E6PWYLL	308 m
Estructura a Resolución Local (decenas de m/pixel)			
Cresta	14.7°, 274°W	E6BRTPLNS02	25 m
Fosa	5.5°, 325°W	E4HIRES	36 m
Falla transcurrente	15.7% 274°W	E6BRTPLNS	21 m
Lincamiento	-44% 218°W	EHAGENORw	50 m
Escarpe	-1% 224°W	E14DRKSPT01	28 m
Depresión	35°, 226°W	E19RHADAM01	79 m
Domo	8.7% 275°W	E6DRKLIN01	64 m
Borde de cráter	-16.5% 197°W	E12WEDGES	89 m

Las nuevas unidades en la superficie europea se identificaron a partir de la morfología observada en las imágenes obtenidas por la cámara SSI tomadas a alta y moderada resolución y a un ángulo de fase bajo (Kadel et al., 2000). En esta identificación también intervinieron la textura, el albedo y el color del terreno considerando además que cada observación estuvo influenciada por la geometría de la observación, la resolución, los filtros pasa-bandas y otros parámetros (Greeley, 2000).

En Septiembre del 2000, Greeley y colaboradores (Greeley et al., 2000) publicaron un artículo donde se compilan los resultados de la geología de Europa, producto del análisis de los datos obtenidos de las primeras 26 órbitas de la nave Galileo por el sistema joviano. En los siguientes párrafos se va a definir cada una de las unidades geológicas de Europa, las descripciones e interpretaciones de cada una de ellas se tomaron del artículo recién mencionado.

Tabla 3. Símbolos y colores sugeridos para ser utilizados en la cartografía geológica de Europa.

Símbolo	Unidad	Valor RGB
Ps	material de las planicies suaves	0, 38,255 (azul marino)
pr	material de las planicies de cresta	140,237,255 (azul cielo)
pu	material de las planicies no-diferenciadas	0, 149, 255 (azul medio)
chp	material del caos laminado	79,200,66 (verde claro)
chk	material del caos irregular	0, 133,0 (verde oscuro)
b	material de las bandas (no-diferenciado)	153,51, 102 (morado)
r	material de cresta (no-diferenciado)	204, 153, 51 (naranja-café)
c	material de cráter (no-diferenciado)	255,255,0 (amarillo)
es	unidad central suave	255,255,0 (amarillo)
ci	unidad rugosa interior	255,255,0 (amarillo achurado)
cm	unidad del macizo anular	205,205, 100 (amarillo pardo)
ce	unidad continua de eyección	205,205, 100 (amarillo pardo achurado)

La tabla 2 muestra las diferentes unidades y estructuras encontradas a resoluciones global, regional y local, en el satélite Europa. La primera columna indica el nombre de la unidad, la segunda da las coordenadas de la localidad a partir de la cual se definió esa unidad; la tercera columna es el nombre de la observación compuesto por la órbita en que se obtuvo la imagen y algunas abreviaciones que describen el objetivo de la imagen. La última columna muestra la resolución con que fue tomada cada una de las imágenes de la columna 3. Por otro lado, la tabla 3 muestra los símbolos y colores que sugieren Greeley y colaboradores para cartografiar las unidades geológicas en Europa.

2.5.1. Unidades Geológicas.

De la sección 2.5.1.1 a la sección 2.5.1.5 se van a describir las unidades propuestas por Greeley y colaboradores para Europa.

2.5.1.1. Material de las planicies (p).

Esta unidad es la más extendida por la superficie de Europa. Y se subdivide en (1) material de las planicies de cresta, (2) material de las planicies suaves y (3) material de las planicies no-diferenciadas. A escala global, el material de las planicies se cartografía como unidad de planicie no-diferenciada.

2.5.1.i.1. Material de las planicies de cresta (pr).

El material de las planicies de cresta son áreas planas con múltiples cruzamientos de crestas y fosas que tienen orientaciones paralelas, subparalelas y múltiples. Típicamente, las crestas tienen una separación de 100 m o más. En algunos lugares, las crestas forman cinturones de hasta 4 km de ancho con un espaciado de 200 a 400 m entre crestas individuales. En estas unidades también pueden observarse fragmentos de cresta con orientaciones aleatorias. En áreas de 80 km² o menores, las planicies de cresta son suavizadas y ligeramente más brillantes que los alrededores y sus crestas presentan poco relieve topográfico.

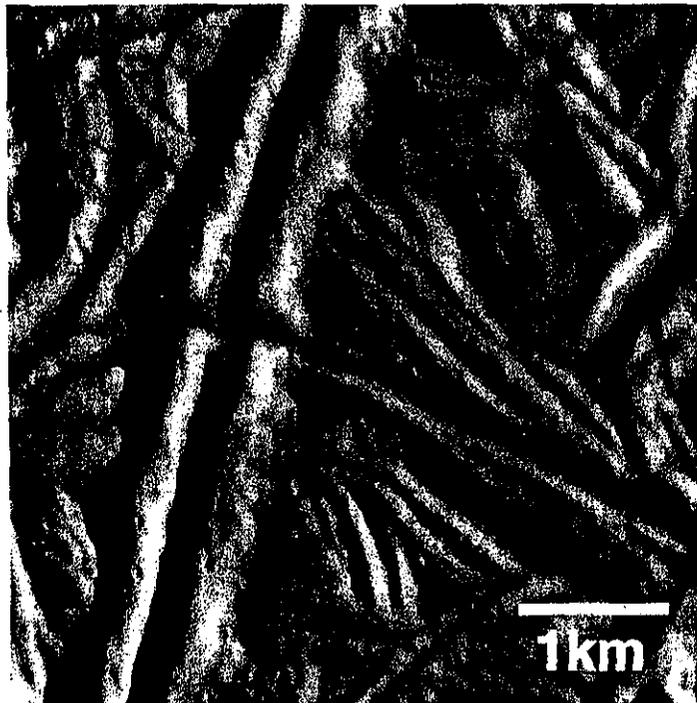


Figura 2. Imagen de alta resolución (15m/pixel) que muestra un ejemplo del material que componen a las planicies de cresta.

Las planicies de cresta se ven interrumpidas por la presencia de hoyos (*pits*) y domos (*domes*). Los contactos entre este material y otras unidades están comúnmente bien definidos debido a diferencias en topografía o albedo. La figura 2 muestra un ejemplo del material de las planicies de cresta.

La subdivisión de planicies fracturadas definida por Lucchitta y Soderblom (1982) se incluye en esta categoría ya que a la resolución local y regional de Galileo, las fracturas vistas por los Viajeros se observan como crestas y fosas.

Los diferentes tamaños, orientaciones y relaciones de corte de las crestas que integran esta unidad sugieren que éstos se formaron ya sea por episodios múltiples o por un proceso continuo. Los modelos de formación de crestas se discutirán con detalle en el capítulo cuatro. Es importante señalar que el emplazamiento del material de las planicies de cresta parece representar un estilo de renovación de la corteza por tectónica mencionado al inicio de la sección 2.3.

Las relaciones de corte y estratigráficas obtenidas sugieren que las planicies de cresta son las unidades más antiguas reconocibles sobre la superficie europea aunque es difícil decir si este proceso ha funcionado desde el tiempo de formación del satélite o se reduce a los últimos 100 millones de años.

El material de las planicies de cresta suavizadas pueden ser áreas que han sido degradadas posiblemente por relajación viscosa de la corteza de hielo y calentamiento local.

2.5.1.1.2. Material de las planicies suaves (vs).

Estas planicies son generalmente superficies suaves con poca textura o sin textura visible que presentan un albedo inferior con respecto a las planicies dentro de las cuales se encuentran. Este material tiende a emplazarse, suavizar y/o sobreponerse a características preexistentes aunque los contactos son distintos debido al contraste en albedo con las unidades adyacentes. El material de estas planicies tiene forma circular (ver figura 3) o irregular, lo limitado de su extensión sugiere que su emplazamiento es controlado topográficamente, es decir, que el material que lo formó era un material con cierto grado de fluidez. Con base en este último comentario, se propone que estas planicies se formaron por a) emplazamiento criovolcánico (ver página 56) de material de baja viscosidad ya sea por efusión o por depositación crioclástica; b) fusión y recristalización de materiales superficiales debido a una fuente de calor local cercana a la

superficie (material radioactivo o esfuerzos de marea) o c) una combinación de los procesos anteriores.

2.5.1.1.3. Material de las planicies no-diferenciadas (pul

Como las crestas pequeñas y los conjuntos de crestas no pueden ser resueltos a escala global, el material de las planicies es cartografiado como indiferenciado a esta escala (ver figura 4). Cuando se observan en imágenes tomadas a ángulos de fase grandes, estas planicies presentan una textura suave aunque localmente muestran hoyos irregulares cuyos diámetros van desde algunos kilómetros hasta -100 km y macizos aislados de forma irregular de algunos kilómetros de largo y usualmente de menos de 1 km de alto. En el visible, los contactos de las planicies no-diferenciadas y otras unidades no son tan marcados a menos que sus albedos sean muy diferentes.

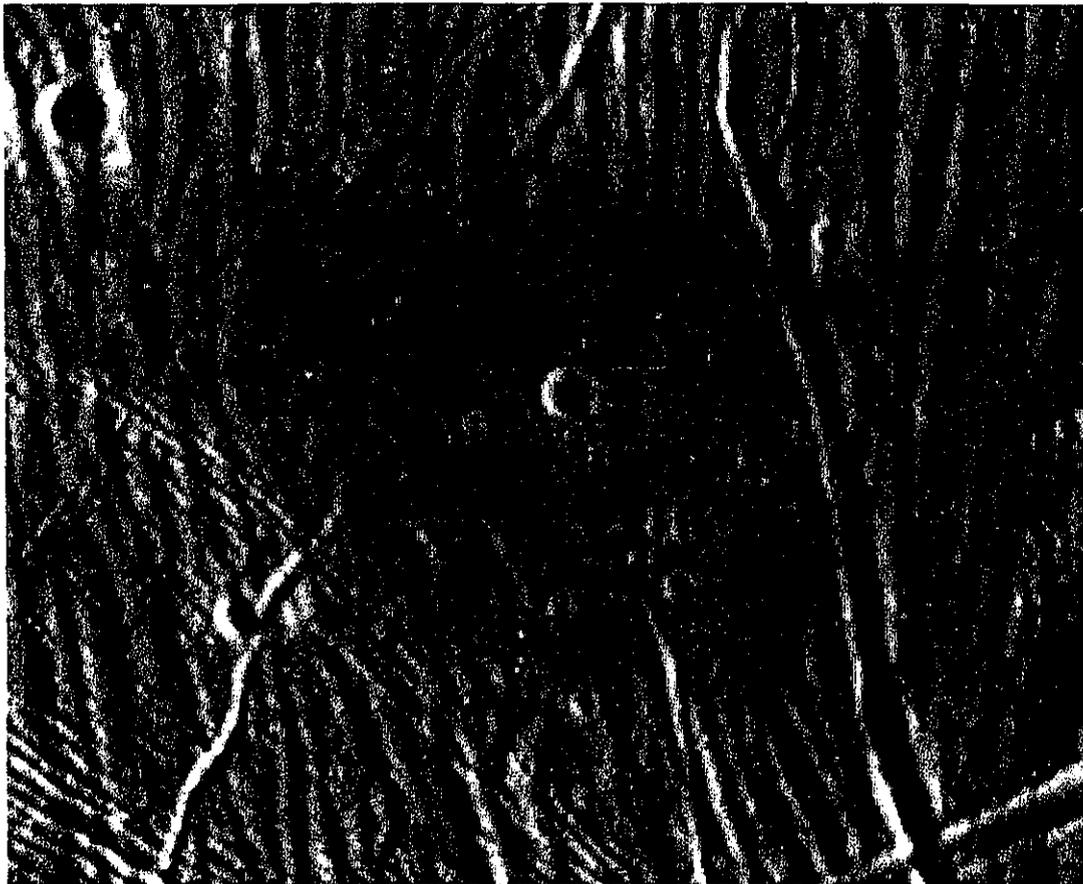


Figura 3. Ejemplo de material de las planicies suaves. Esta imagen fue tomada a una resolución de 25 m/píxel. El diámetro de la zona circular es de aproximadamente 2.5 km.

Cuando se observa en el infrarrojo y a ángulos de fase muy bajos, se tiene que las planicies no-diferenciadas pueden dividirse en dos subunidades: una brillante y otra oscura. Debido a la limitada cobertura de Galileo en estas longitudes de onda no es posible hacer una cartografía consistente de estas subunidades. Las planicies no-diferenciadas contienen zonas brillantes y oscuras de forma lineal o curvilínea así como lineamientos continuos de cientos de kilómetros de largo.

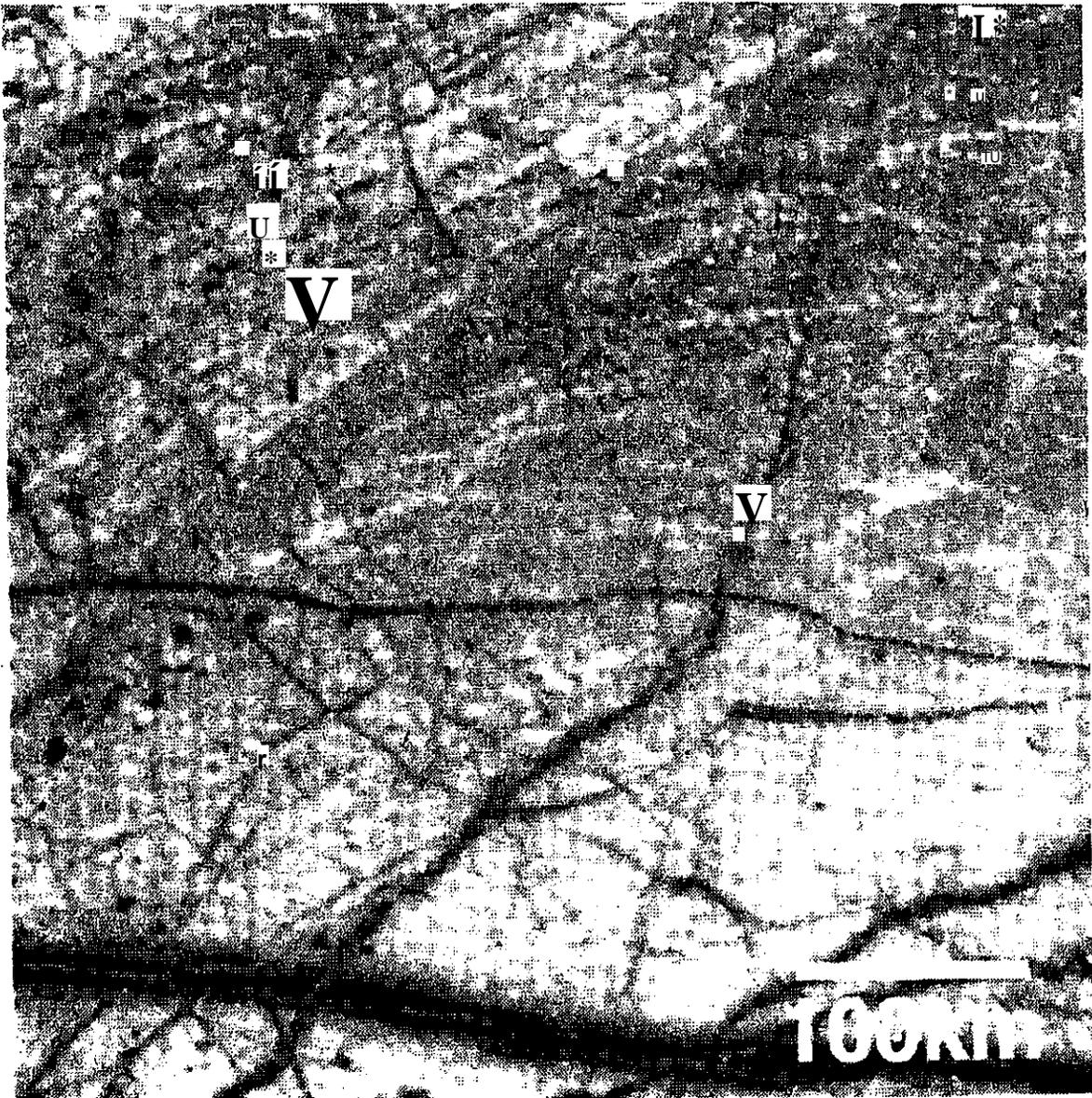


Figura 4. Ejemplo de material de las planicies no-diferenciadas en resolución global.

Las planicies no-diferenciadas están formadas por las planicies de cresta, las planicies suaves y otras unidades que no son distinguibles a escala global por lo que representa un amplio intervalo de edades geológicas.

Las diferencias de color, brillante y oscuro, detectadas en el infrarrojo pueden deberse a diferencias en el tamaño de grano del material que compone estas planicies (Greeley, 1997).

2.5.1.2. Caos (ch).

Este material consiste de terreno que ha sido roto en placas de corteza de hielo de diferentes tamaños y puesto en una matriz monticulada (*hummocky*) cuya elevación generalmente es menor. La mayoría del material del caos parece formarse a expensas de las unidades preexistentes y es uno de los materiales más jóvenes (Rathbun et al., 1998). Aunque algunas veces aparece modificado por lincamientos delgados y cráteres, el caos modifica a casi todas las demás características (Head, et al., 1999b).

Los contactos entre el caos y otras unidades pueden estar bien definidos o ser graduales. Típicamente, el contacto es un escarpe pronunciado que representa el rompimiento de las planicies vecinas aunque a veces el contacto puede ser una serie de fracturas que se desvanecen en el terreno no alterado de los alrededores.

Los datos multiespectrales muestran que en las áreas de caos existe emplazamiento o formación de material rojizo oscuro. A resoluciones regional y local, el caos puede dividirse en dos tipos: irregular y laminado.

2.5.1.2.1. Material de Caos Laminado (chp).

Esta unidad está compuesta de trozos o placas de material preexistente de algunos kilómetros hasta decenas de kilómetros rodeados por una matriz escabrosa (ver figura 5). Las superficies de las placas individuales preservan las características superficiales del terreno a partir del cual se formaron. En muchos casos, las placas parecen haber sido rotadas o movidas de su posición original, en muchos casos, las placas pueden ser colocadas en su posición original como si fueran piezas de un gran rompecabezas (Spaun, et al., 1998).

En general, las placas parecen tener la misma elevación que los alrededores. Las mediciones de elevaciones realizadas utilizando sombras muestran que la altura desde la matriz hasta la parte superior de las placas es de entre 10 y 100 m.

La matriz está compuesta de terreno monticulado escabroso cuyo tamaño está entre unas pocas decenas hasta miles de metros de sección transversal.

Todos los modelos propuestos para la formación de Caos sugieren que este terreno se formó directamente sobre una fuente de calor aunque la naturaleza de dicha fuente está aún en debate. Por un lado, el grupo de la Universidad de Arizona ha propuesto que el Caos son áreas donde el flujo de calor se amplificó y fundió la superficie; en este escenario, las placas se parecen a icebergs los cuales se mueven por la matriz abriéndose paso a través de una delgada cascara de hielo. Por otro lado, el grupo de la Universidad de Brown propone que el material bajo la corteza de hielo es elevado diapíricamente por una convección de estado sólido, este material es capaz de romper la litosfera rígida y fundir parte de ella. En este modelo, la litosfera fundida va a formar la matriz monticulada mientras que las placas representan la parte de la litosfera que no fue afectada por este proceso (Pappalardo, et al., 1999).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

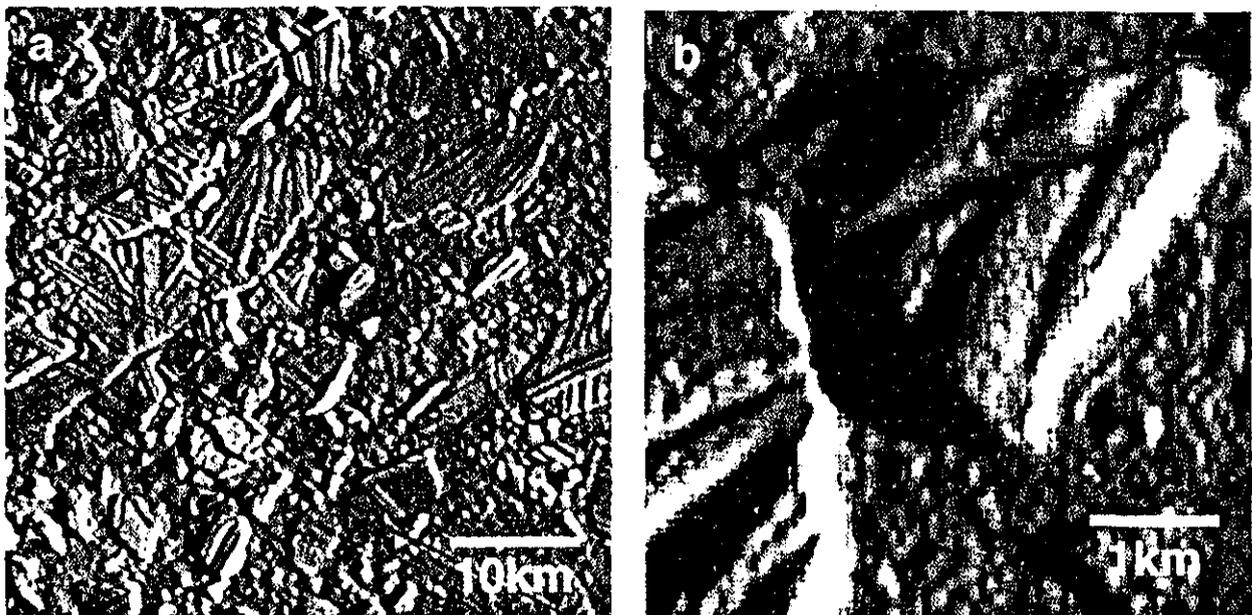


Figura 5. (a) Imagen tomada a resolución media (227 m/pixel) del material del caos laminado, (b) Imagen de alta resolución (63 m/pixel) del material del caos laminado.

2.5.1.2.2. Material de Caos irregular (chk).

Este terreno está compuesto por protuberancias irregulares que sobresalen de la matriz circundante, en este caso no se observan placas que conserven el material de las planicies (ver figura 6). Las protuberancias individuales pueden alcanzar los 3 km de sección transversal y se elevan sobre la matriz de decenas a cientos de metros. Algunas veces, estas áreas alcanzan una altura de 150 m sobre las unidades adyacentes por lo que se les nombra "caos elevado".

El material del caos irregular podría ser un caso extremo de la alteración térmica que formó el caos laminado a tal punto que las placas fueron destruidas, o bien podría ser el resultado del rompimiento del material del caos laminado.

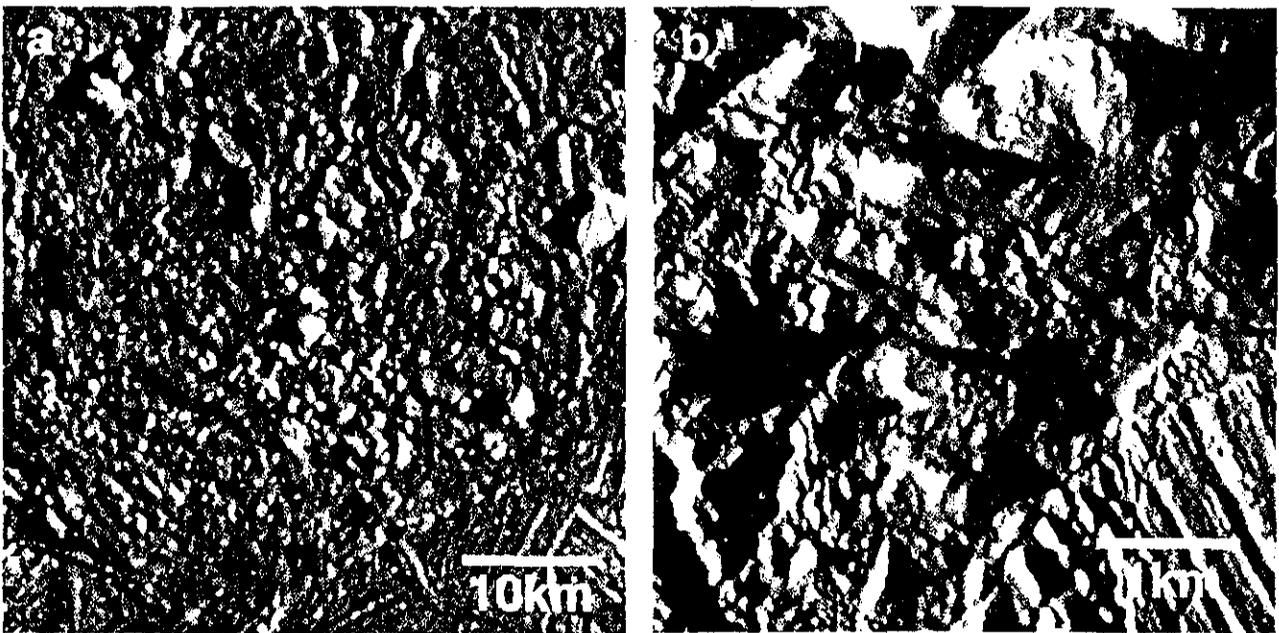


Figura. 6. (a) Imagen del material del caos irregular tomada a una resolución de 173 m/pixel. (b) Imagen a 34 m/pixel del caos irregular.

2.5.1.3. Bandas (b).

Una banda es una zona lineal que se distingue de los alrededores por su contraste en albedo o textura superficial por lo que sus contactos generalmente están bien definidos. En la

clasificación realizada con base en las imágenes de los Viajeros, el material de las bandas incluía bandas triples, bandas grises, bandas brillantes y cuñas (wedges), en algunas de estas imágenes, la banda brillante central de las bandas triples se reconocían como crestas; sin embargo, en las imágenes de Galileo se ha visto que las bandas triples son en realidad crestas dobles flanqueadas por material oscuro.

A resolución global, el material de las bandas forma características lineales, curvilíneas, arqueadas o en forma de cuña con márgenes paralelos a subparalelos bien definidos (ver figura 7). Algunas veces, los lineamientos exteriores y otras características que terminan en los bordes de las bandas pueden ser reconstruidas "juntando" los márgenes externos de las bandas. En algunas bandas se observan desplazamientos laterales. A escala global, se observa que las bandas tienen una gran variedad de albedos pero en términos generales, las bandas más jóvenes son más oscuras que las bandas más antiguas.

A resolución global se puede ver que en muchos lugares las márgenes de las bandas son rampas. Algunas veces, las márgenes de las bandas están formadas por crestas simples o dobles. Cuando la resolución y la iluminación lo han permitido, se ha visto que el interior de las bandas es ligeramente más alto que el terreno vecino (100 m aproximadamente).

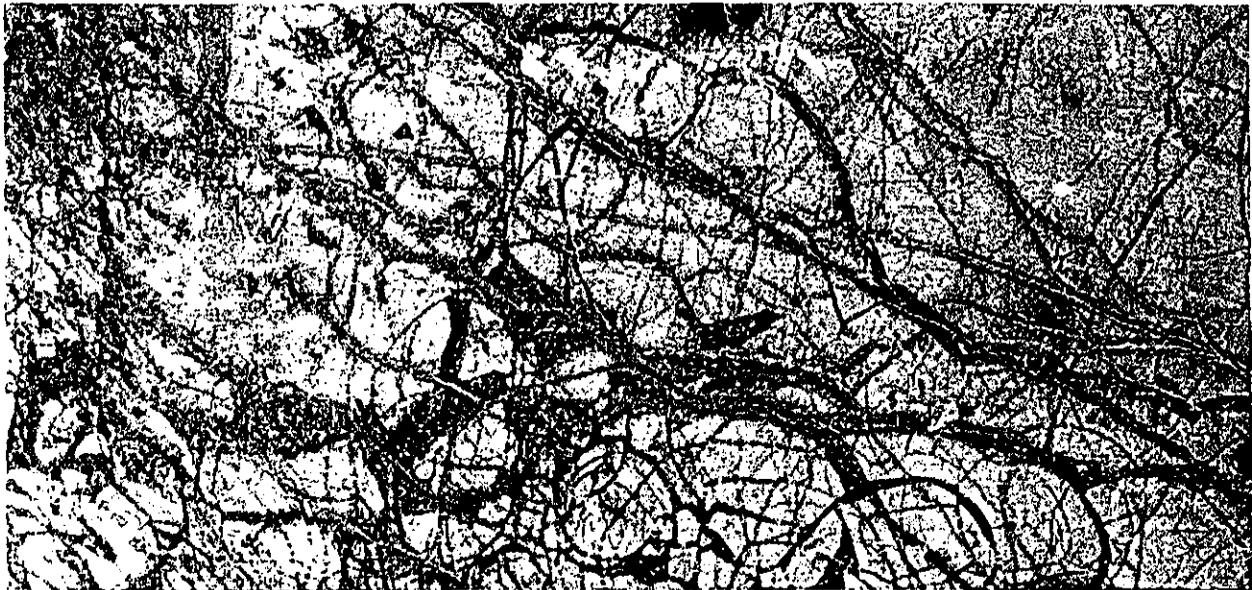


Figura 7. Imagen tomada a 1.7 km/píxel del material de las bandas en el hemisferio anti-joviano. E norte está a la derecha.

En contraste, existen áreas donde las márgenes de las bandas no se elevan considerablemente respecto al terreno circundante y la transición entre ambas unidades es abrupta sin estructuras o relieve significativos. Vistas a una resolución de 200 m/píxel, el interior de las bandas es suave pero si se observan a mayores resoluciones aparecen patrones semejantes a flujos o bien superficies rugosas (ver figura 8). En ocasiones se observan fosas o crestas centrales bastante prominentes, cuando esto ocurre, normalmente existen otras fosas y crestas distribuidas simétricamente a ambos lados del lineamiento central.

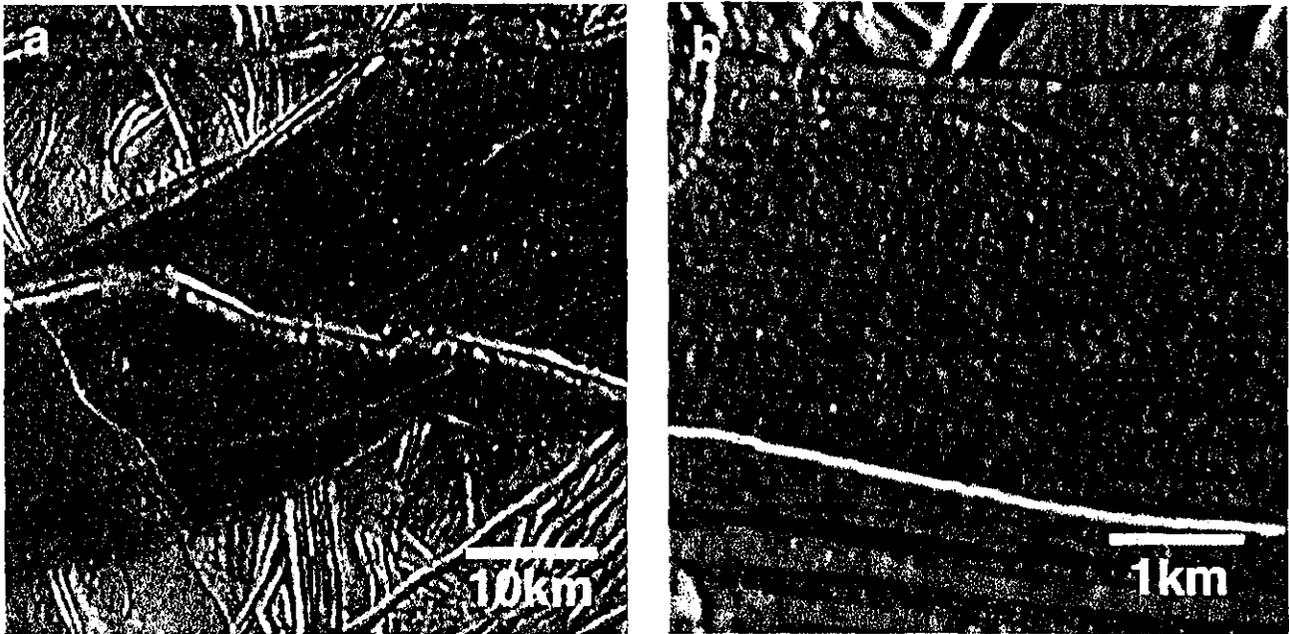


Figura 8. (a) Imagen tomada a una resolución de 262 m/píxel del material de las bandas, (b) Imagen de alta resolución (34 m/píxel) que muestra con detalle el interior de una banda. La línea en la parte inferior de la imagen de la derecha muestra la tendencia a lo largo de la cual se emplaza el material dentro de la banda.

El hecho de que las estructuras y unidades en los márgenes de las bandas puedan ser reconstruidas si se elimina el material que constituye la banda ha hecho pensar que estas unidades se formaron a partir de fracturas a lo largo de las cuales hubo una separación de la litosfera. Al separarse, el hueco fue llenado por material proveniente de debajo de la superficie. Las diferentes morfologías presentes en las bandas sugieren que pudieron haberse formado debido a varios

mecanismos o a un solo mecanismo operando a diferentes ritmos. Se ha sugerido que las bandas junto con las fracturas, las crestas dobles y complejas forman una secuencia evolutiva donde las bandas son la etapa final; es decir, una vez producida una fractura, a lo largo de ella se va a formar una cresta que a su vez se transformará paulatinamente en una cresta compleja y finalmente en una banda (Geissler et al., 1998b).

La simetría bilateral de las bandas es consistente con un emplazamiento repetido de material en el centro de la banda, en este esquema, el material viejo va siendo empujado hacia fuera mientras que el material nuevo se emplaza a ambos lados de la fractura inicial. Otro modelo sugiere que esta simetría puede explicarse por la formación de crestas o pares de crestas paralelas (Greenberg et al., 1998).

2.5.1.4. Crestas.

El material de las crestas constituye la característica que domina en la superficie de Europa. Las dimensiones de las crestas son muy variadas, sus anchos van desde los 200 m hasta más de 4 km, sus longitudes pueden ser pequeñas o exceder los 1000 km mientras que sus alturas oscilan entre los 200 y los 350 m.

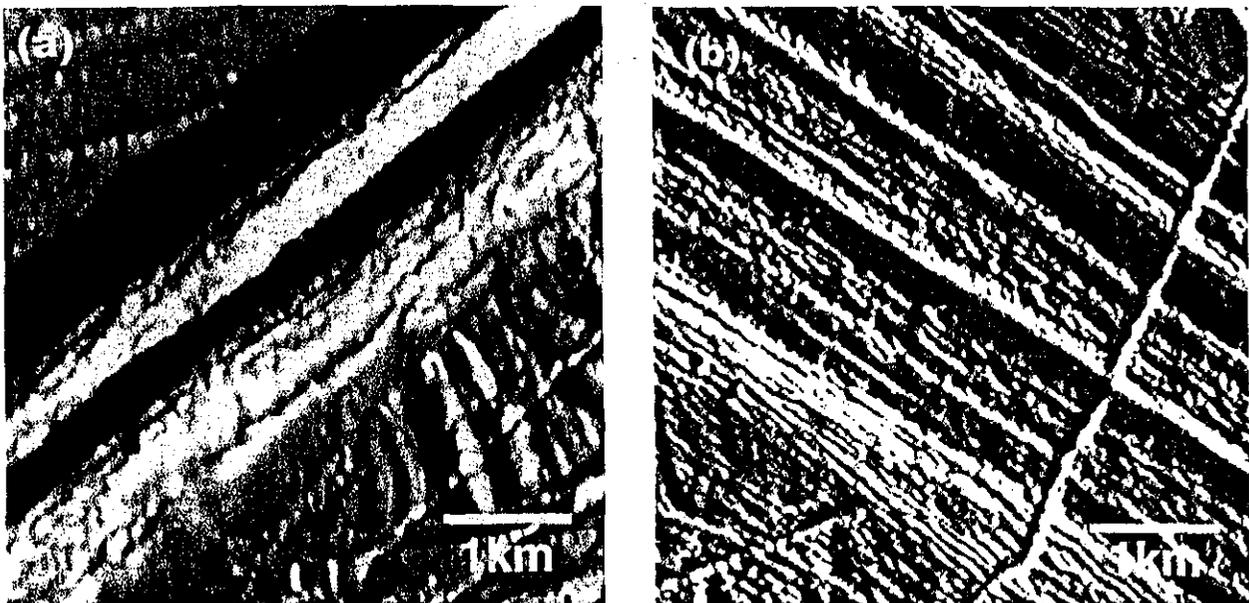


Figura 9. (a) Imagen a alta resolución (21 m/pixel) de una cresta doble, (b) Imagen a alta resolución (27 m/pixel) de una cresta compleja.

Las crestas pueden ser rectas, curvilíneas o cicloidales y pueden aparecer como crestas simples, dobles o complejas (ver figura 9). El contacto de las crestas con las unidades vecinas es claro debido al relieve positivo de las crestas.

Se han propuesto varios mecanismos para explicar la formación de las crestas. Debido a que su formación es el tema central de este trabajo, el capítulo IV está dedicado exclusivamente a describir con más detalle estas unidades así como los modelos que se han sugerido para explicar su formación.

2.5.1.5. Cráteres (c)

El material del cráter se clasifica estratigráficamente como el (cráteres viejos), c2 y c3 (cráteres jóvenes). Los el se reconocen como remanentes de impacto por la presencia de lineamientos concéntricos, terrenos semejantes a palimpsestos y campos de cráteres secundarios. Los cráteres c2 tienen bordes bien preservados y depósitos de eyecta continuos pero carecen de rayos. Los cráteres c3 tienen bordes bien definidos, depósitos de eyecta brillantes u oscuros y rayos bien definidos.

Las subunidades de los cráteres se han definido con base en Tyre que es un cráter el, multianillo de 150 km de diámetro centrado en 34 °N, 146.5 °W (KadeLet al., 2000). Estas subunidades son: (a) Unidad central suave (es): material suave a ligeramente monticulado que tiende a tener un albedo mayor y una elevación menor que el terreno circundante; se piensa que es material que se fundió durante el ijtnpacto y que posteriormente se congeló, (b) Unidad rugosa interior (ci): colinas muy cercanas cuyos tamaños son del orden de kilómetros y que no presentan una clara organización; este material podría provenir de las paredes del cráter colapsado o de las planicies circundantes, se piensa que el borde de la cavidad transiente está en esta región, (c) Unidad del macizo anular (cm): bloques arqueados, elongados y concéntricos que se encuentran fuera de la periferia de la unidad rugosa interior; se piensa que estos bloques son vestigios de terreno preexistente y de estructuras que fueron deformadas cuando la litosfera fue levantada y fracturada debido al impacto, y (d) Unidad de material eyectado (ce): material de textura fina o suave que cubre el terreno aledaño al cráter; se considera que el material eyectado se emplazó en forma fluida, en esta unidad se pueden observar algunos cráteres secundarios (ver figura 10).

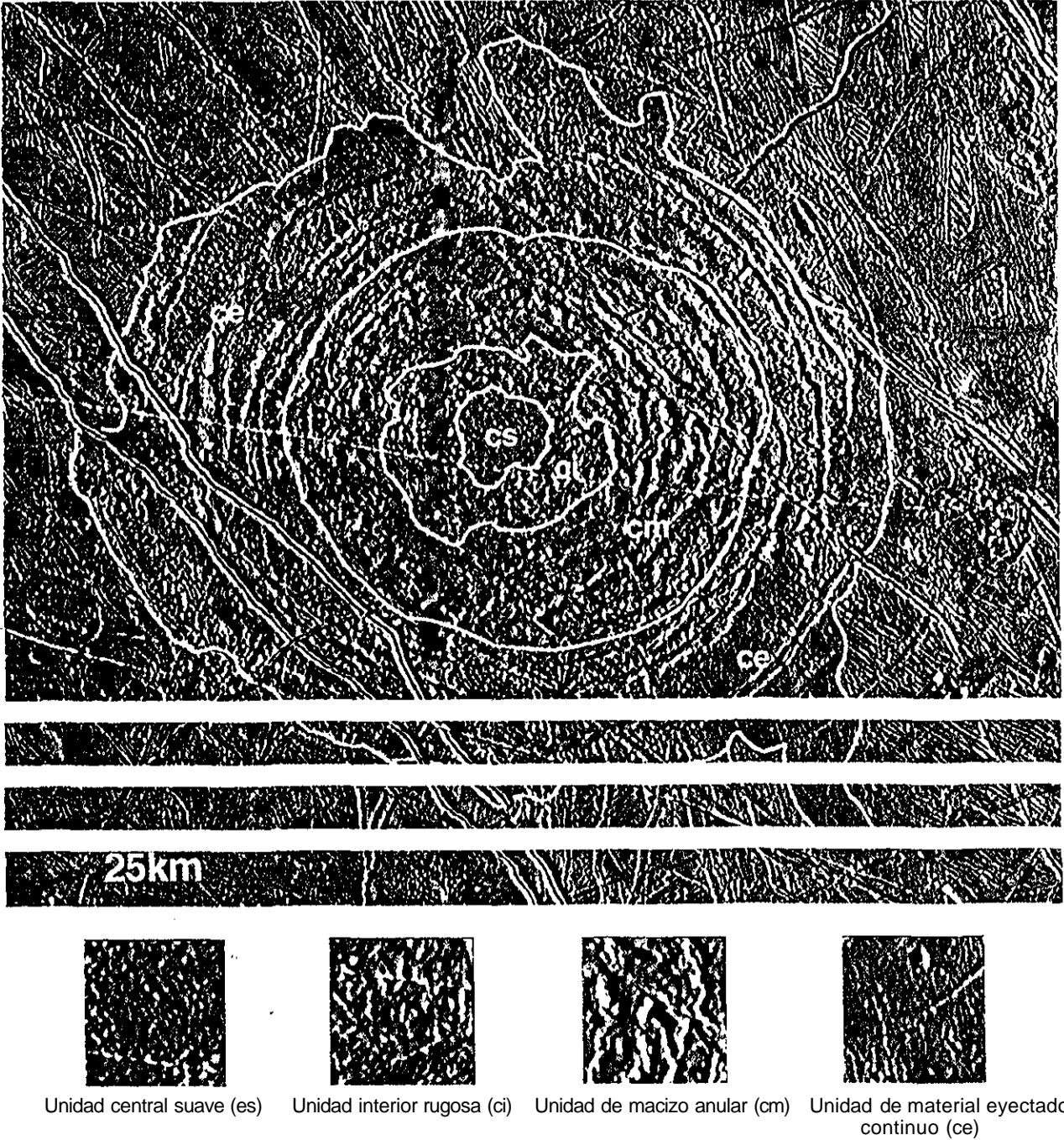


Figura 10. Imagen a resolución global de Tyre. En la parte inferior se muestran las cuatro subunidades del material del cráter.

2.5.2. Estructuras y formas del relieve.

Wübelms (1990) menciona que en un mapa geológico planetario se siguen los precedentes terrestres tanto como sea posible. En particular, los contactos entre distintas unidades se marcan con una línea angosta. Líneas más gruesas que ésta son empleadas para cartografiar estructuras o características fisiográficas, cada una caracterizada por un símbolo (normalmente de color negro) sobre la línea.

Entre las estructuras que se aprecian en Europa están las crestas (cuando éstas son demasiado pequeñas para ser cartografiadas como una unidad), fosas, fallas laterales y lincamientos; mientras que entre las formas del relieve se encuentran los escarpes, los domos, las depresiones y los bordes de cráter. La cartografía de estas estructuras sigue la convención de Wilhelms(1990).

2.5.2.1. Crestas.

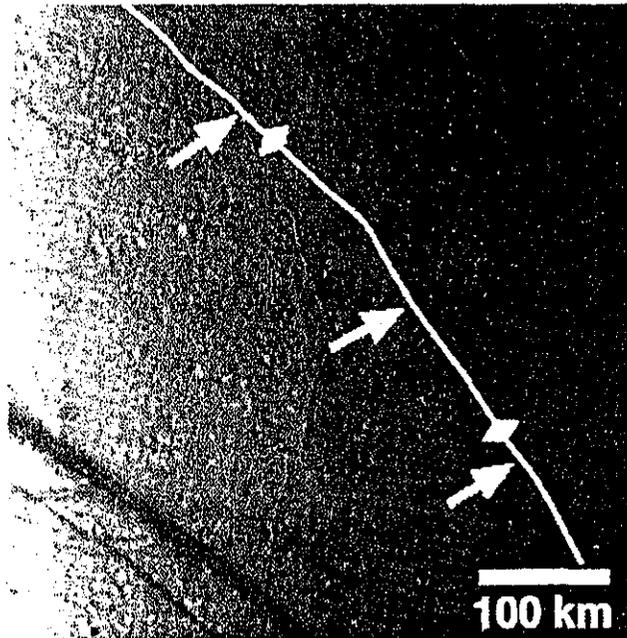
A escalas global y regional, es decir donde muchas crestas no son distinguibles como unidad, las crestas son cartografiadas utilizando líneas dibujadas a lo largo del eje de la cresta, estas líneas van acompañadas con diamantes que apuntan hacia fuera tal como se muestra en la figura 11.

2.5.2.2. Fosas.

Generalmente, las fosas presentan una sección transversal en forma de -U o de -V y sus bordes suelen ser un poco elevados. También existen fosas con pisos planos y/o curvilíneas pero son menos frecuentes. A escala global se incluyen dentro de los lincamientos debido a que no pueden ser identificadas. Las fosas se representan con una línea a lo largo del eje de la fosa con puntas de flecha sólidas apuntando hacia ella tal como lo muestra la figura 12.

2.5.2.3. Fallas transcurrentes.

Las fallas transcurrentes se identifican por el desplazamiento lateral de estructuras preexistentes entre las que se encuentran crestas, fosas, lincamientos y escarpes. Estas estructuras se representan con una línea a lo largo de la falla flanqueada por medias flechas que indican la dirección relativa de movimiento tal y como se observa en la figura 13.



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Figura 11. Imagen tomada a una resolución de 1.8 km/pixel. Aquí se muestra el símbolo estructural para las crestas cuando se les cartografía a resolución global.

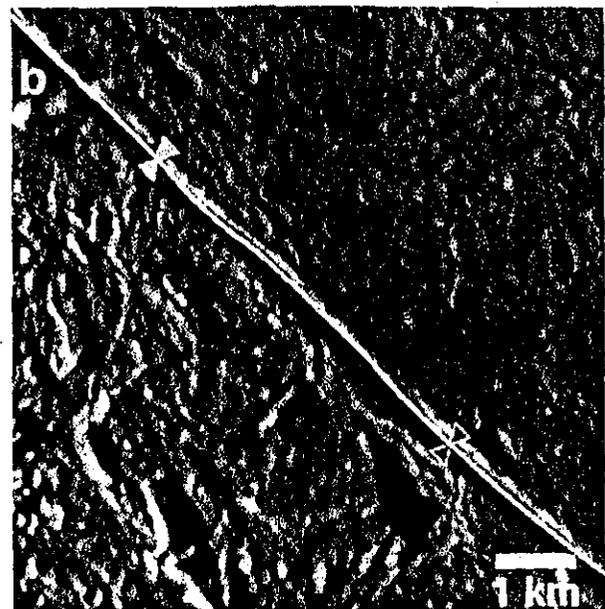


Figura 12. (a) Símbolo estructural para cartografiar fosas a resolución regional, esta imagen fue tomada con una resolución de 309 m/pixel. (b) Imagen tomada a 36 m/pixel, de nuevo se observa la línea a lo largo de la fosa con las púas apuntando hacia el centro.

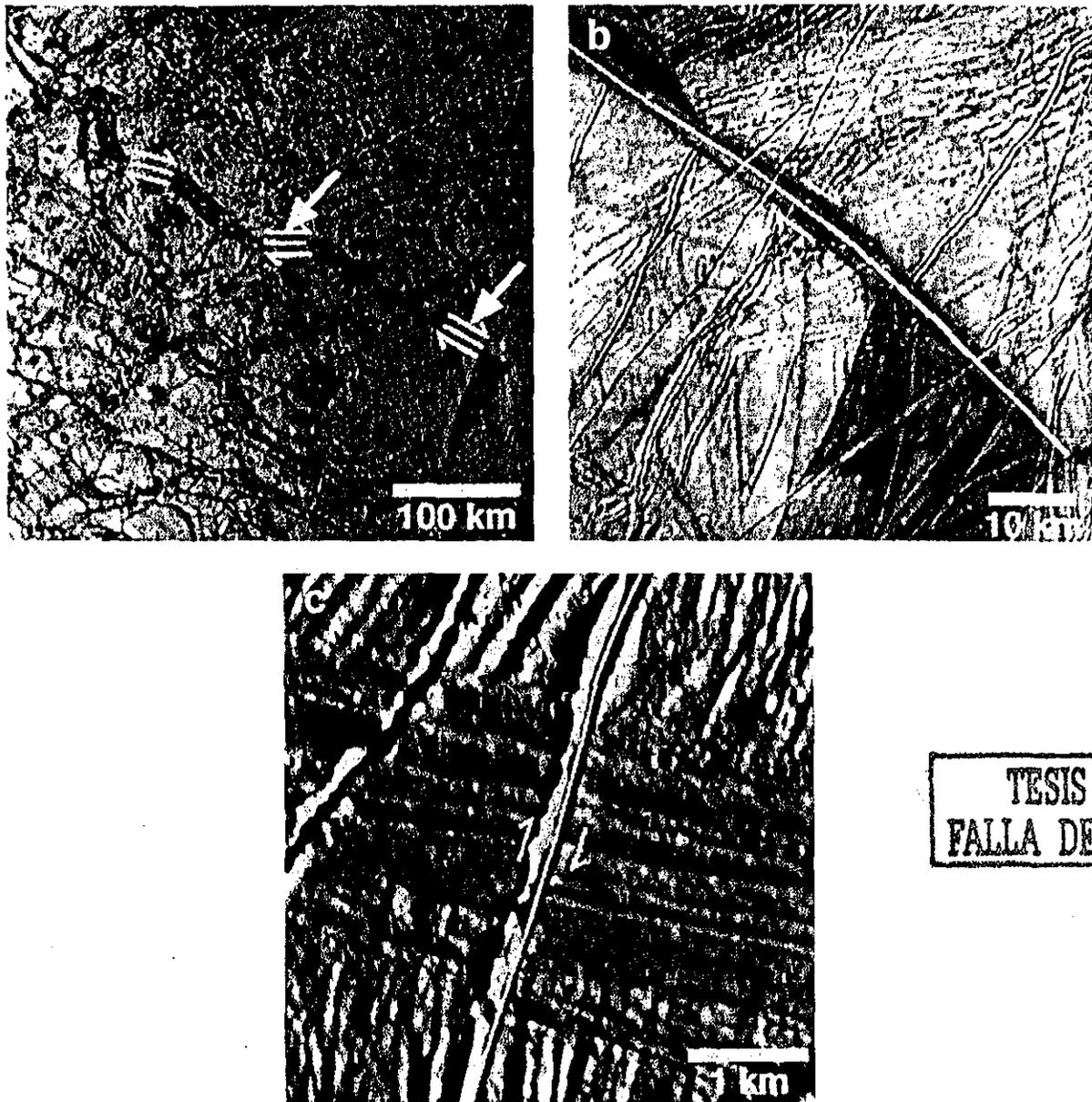


Figura 13. Símbolos estructurales para cartografiar fallas transcurrentes a (a) resolución global (1.6 km/pixel), (b) resolución regional (260 m/pixel) y (c) resolución local (21 m/pixel).

2.5.2.4. Lincamientos.

En esta categoría se incluyen características lineales con relieve ambiguo o no discernible y que no pueden ser descritas con mayor precisión por falta de resolución. A resolución alta con grandes ángulos de incidencia, los lineamientos se distinguen dentro de las bandas por la

diferencia de textura y fuera de ellas por ser características simples que no se pueden definir con precisión. Los lineamientos se señalan con una línea punteada tal y como se muestra en la figura 14.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Figura 14. Símbolo estructural para señalar lineamientos a resolución regional. Esta imagen fue tomada a una resolución de 133 m/pixel.

2.5.2.5. Escarpes.

Los escarpes son fracturas bien definidas cuyas pendientes se diferencian de las de las crestas y las fosas en que no aparecen por pares. Estas estructuras son lineales o curvilíneas lo que las distingue de depresiones, domos o cráteres muy cerrados. A escala global se cartografían como lineamientos. Un escarpe se señala con una línea a lo largo de la base de la pendiente con achurados que apuntan cuesta abajo.

2.5.2.6. Depresiones.

Las depresiones son características de relieve negativo (decenas a cientos de metros por debajo de la esfera de referencia para Europa, - ver sección 1.3 -) de forma circular, elíptica o irregular. Algunas depresiones contienen o están asociadas con material de bajo albedo. A escalas local y regional, algunas depresiones contienen caos o material de las planicies suaves. Estas características se cartografían con una línea que sigue la pendiente superior con achurados que apuntan cuesta abajo.

2.5.2.7. Domos.

Los domos son estructuras de relieve positivo subeirculares a elípticas de decenas a cientos de metros de altura. Algunos domos tienen el mismo albedo que el terreno circundante, otros no, en este último caso, los domos pueden cartografiarse como una unidad distinta. A escalas regional y local se puede ver que la cima del domo conserva intacto el terreno de las planicies vecinas. Estos se señalan con una línea a lo largo de su base sobre la que se dibuja un achurado que apunta hacia fuera.

2.5.2.8. Bordes de cráter.

Los bordes de los cráteres son estructuras circulares que se elevan sobre el terreno circundante y que encierran una depresión. Los cráteres mayores de 15 km tienen morfologías complejas con picos o complejos de picos en el centro. Un borde de cráter se señala con un círculo en la cresta del cráter sobre el que se dibujan conjuntos de pares de achurados que apuntan hacia dentro. Los picos centrales se cartografían con una elipse con cuatro achuras radiales si el pico es grande o con un signo de más si el pico es pequeño. Cuando el cráter es

muy pequeño para dibujar pares de achurado, simplemente se dibuja un círculo en la cresta. Siempre que el borde sea incierto, el círculo se dibuja con línea punteada.

2.6. Procesos.

2.6.1. Craterismo.

A la resolución de los Viajeros, la superficie de Europa no presentaba una cantidad apreciable de cráteres de impacto, esto implicaba que el satélite había presentado, o quizás aún presentaba, cierta actividad geológica que había renovado su corteza. Aunque en las imágenes provistas por la misión Galileo se han encontrado más cráteres de impacto que los encontrados por los Viajeros (Greeley, 1997), no ha cambiado la idea de que la superficie de Europa puede estar geológicamente activa.

Entre los cráteres de impacto descubiertos se encuentran los cráteres Manann'an y Pwyll de 30 y 26 km de diámetro, respectivamente (Figura 15). El impacto que produjo al primero parece haber penetrado a través del terreno moteado oscuro hasta una zona brillante compuesta de materiales ricos en hielo, expulsando rayos discontinuos sobre el terreno aledaño hasta una distancia de varios cientos de kilómetros. El impacto en Pwyll en cambio, parece haber excavado material de bajo albedo el cual forma una zona oscura sobre el piso del cráter y cubre el terreno circundante hasta una distancia equivalente a un radio del cráter a partir de su borde. La topografía de los bordes de Manann'an y Pwyll así como el pico central de este último sugieren que la corteza de agua de Europa era suficientemente rígida al tiempo del impacto de tal suerte que estas características pudieron ser formadas y preservadas. A partir de la relación diámetro-profundidad en una cavidad transiente, se ha concluido que la cascara de hielo rígida del área impactada debió haber tenido un espesor mínimo de entre 10 y 15 km para que el pico central se hubiera formado y preservado (Greeley, 1998).

Además de estos cráteres, en el terminador se han observado un gran número de depresiones poco profundas con diámetros de 10 km o menos, algunas de las cuales son irregulares sugiriendo un origen endogénico pero la mayoría son circulares y algunas hasta tienen bordes elevados característicos de cráteres de impacto. De confirmarse su origen meteorítico,

algunas zonas de Europa podrían ser mucho más viejas de lo que se había pensado (Greeley, 1997, Belton, et al., 1996).

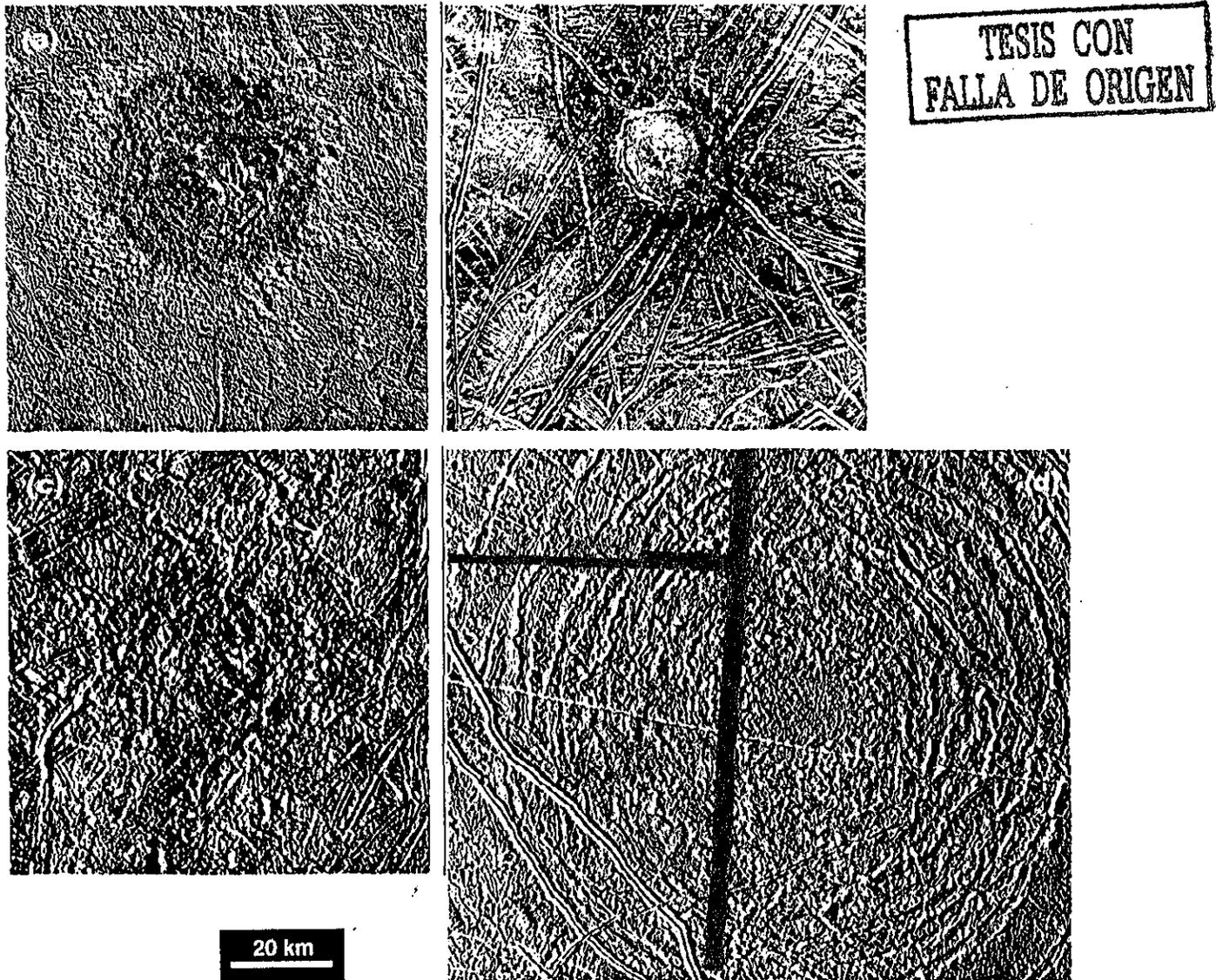


Figura 15. Grandes estructuras de impacto en Europa, (a) Pwyll, (b) Cilix; (c) Tyre y (d) Mannann'an.

En muchos lugares sobre la superficie de Europa también se observan cráteres de impacto pequeños, menores de 5 km de diámetro, con patrones de eyecta radiales. Algunos de estos cráteres presentan depósitos de material eyectado cuyo albedo es menor que el de las planicies

donde están emplazados lo que sugiere la existencia de un substrato de material más oscuro a una profundidad de unos pocos cientos de metros, al menos localmente. Una sugerencia alternativa es que el material más oscuro dentro y fuera de algunos cráteres puede ser material fundido producido por impacto en una superficie porosa donde el cierre súbito de los poros en una regolita suelta conduce a un gran calentamiento por choque. Los cráteres que carecen de mantos de eyecta oscuro pudieron haberse formado en blancos no porosos, en este caso, el impacto debió haber traspasado una capa exterior rica en hielo y llegado a una zona con alta abundancia de componentes diferentes al hielo (Greeley, 1998).

En 1998, Zahnle y colaboradores sugirieron que más del 90% de los cráteres observados en los satélites galileanos fueron creados por impactos de cometas de periodo corto, con inclinaciones orbitales bajas y cuya dinámica era dominada por Júpiter, a este tipo de cometas se les conoce como cometas de la familia de Júpiter. Considerando lo anterior así como el hecho de que en la superficie europea solo hay entre 5 y diez cráteres de impacto de 20 km de diámetro, Zahnle calculó una edad para la superficie de Europa de entre 10 y 100 millones de años dependiendo de las incertidumbres involucradas. La estimación anterior, bajo esencialmente la misma hipótesis, fue encontrada también por Shoemaker y apoyada por otros investigadores (ver Pappalardo, et al., 1999).

2.6.2. Tectonismo.

Las imágenes de los Viajeros, y de la Galileo han mostrado que la superficie de Europa está plagada de estructuras lineales, curvilíneas y en forma de cuña que sugieren la existencia de actividad tectónica. Como se mencionó anteriormente, las crestas y en general los lineamientos que constituyen las principales características estructurales de Europa, (Lucchita y Soderblom, 1982) son más prominentes en las planicies y se extienden por cientos e incluso miles de kilómetros. Muchos lineamientos identificadas por los Viajeros como características de albedo son vistos a la resolución de Galileo como crestas o crestas complejas con un relieve de decenas de metros.

La primera clasificación de los lineamientos en Europa fue hecha por Pieri (1981) quien utilizó las imágenes de alta resolución del Viajero 2 (resolución 4.5 km/lp). Pieri clasificó a las

líneas en 8 tipos con base en albedo, morfología, orientación y por el tipo de polígonos formados por sus intersecciones. En este trabajo, Pieri concluye que los lineamientos pueden ser de diferentes tipos, que pueden estar localizados global o localmente y que los polígonos formados por sus intersecciones tienen características geométricas relacionadas probablemente con los campos de esfuerzos donde se formaron.

En 1982, Lucchita y Soderblom realizaron una segunda clasificación donde, además de los criterios empleados por Pieri, incluyeron las propiedades colorimétricas de las líneas y su edad relativa, esto último con el fin de establecer una cronología de los lineamientos y entender el campo de esfuerzos involucrado en su formación.

Las crestas se observan principalmente en el área del terminador y varían en tamaños desde las crestas delgadas compuestas por hummocks alineados hasta las crestas más prominentes que producen sombras con anchos de varios kilómetros y alturas de hasta 200 m. Algunas crestas forman dobletes, otros se bifurcan a ángulos agudos. Estas características son principalmente rectas y tienden hacia el noroeste en el norte y son cicloides que tienden hacia el sudoeste y oeste a latitudes muy sureñas. En el ecuador su tendencia es principalmente norte-sur. Su tono es naranja en el norte y gris en todos los demás lados. Lejos del terminador, las crestas se confunden localmente con débiles líneas grises. Ellos son muy notorios en las planicies y menos numerosos en terrenos moteados café. Generalmente las crestas se superponen a las otras estructuras.

Las crestas presentan una morfología muy parecida a la de las crestas midoceanicas terrestres. En la Tierra, las crestas midoceanicas se forman en los límites divergentes de las placas tectónicas. Cuando las placas, se separan, "el hueco" es llenado por material caliente proveniente del manto, este material se acumula simétricamente a ambos lados de la fractura central formando las crestas; con el tiempo, el material que forma las crestas es desplazado por nuevo material mientras que sufre ajustes isostáticos y finalmente pasa a formar parte del piso oceánico. Las crestas midoceanicas pueden llegar a tener hasta 1,000 km de ancho, decenas de miles de kilómetros de largo y una elevación promedio de 2 km sobre el piso oceánico (Summerfield, 1991).

A pesar de su similitud morfológica, se piensa que las crestas en Europa se formaron por un mecanismo distinto. Algunos piensan que su formación se debe a procesos volcánicos, otros que es por diapiros, aún existen algunas otras propuestas pero hasta el momento ninguna tiene un

peso claro sobre las otras (Pappalardo, et al., 1999). En Europa no hay indicios de la existencia de una tectónica de placas como en la Tierra, sin embargo se piensa que las bandas se formaron por un mecanismo similar al de las crestas midoceánicas, es decir, dos placas de hielo de la corteza se separan dejando un hueco el cual es ocupado por material "más caliente" proveniente de debajo de la corteza de hielo y que puede ser agua líquida o bien una especie de aguanieve.

2.6.3. Vulcanismo.

El término vulcanismo implica la actividad de materiales fundidos (magmas) que eventualmente cristalizan para formar roca sólida o vidrios volcánicos. Hasta hace poco, el uso de este término se refería comúnmente a la actividad de magmas silicatados pero a raíz de las observaciones de las superficies de los satélites de los planetas jovianos ha sido necesario extender el término para considerar por ejemplo los depósitos de sulfuro en el caso de Io o los de hielo o compuestos de amoníaco en los otros satélites de Júpiter, Saturno, Urano y Neptuno (Cattermole, 1996). En el caso de los satélites de hielo, se ha acuñado el término *criovolcanismo* para considerar el tipo especial de actividad volcánica que ocurre en estos cuerpos planetarios. El término criovolcanismo se refiere a la liberación de agua o agua-nieve (posiblemente acompañados de otros compuestos diferentes al agua) en ambientes fríos ya sea en forma explosiva (geysers, por ejemplo) o como flujos superficiales (Greeley et al., 1998).

En 1995, Kargel mostró que los eventos volcánicos en los satélites de hielo difícilmente involucrarían agua pura, pues esta sustancia no es capaz de alcanzar la superficie a través de una corteza de hielo de menor densidad (Kargel, 1995). El problema anterior puede ser resuelto si se considera una combinación de agua y amoníaco, con sales o cargada con CO₂ u otros volátiles (Greeley, 1998, Wilson y Head, 1999), en general, los procesos eruptivos en estos satélites requieren de una fase gaseosa o de una gran cantidad de hielo de agua para dirigir la solución acuosa hacia la superficie aunque bien podrían estar ocurriendo otros mecanismos (Wilson y Head, 1999).

En una región centrada en los 5.2° N y 319.5° W se han observado áreas con características lobulares que interceptan a las crestas las cuales pudieron haber fluido a través de huecos o emplazado en las crestas desde abajo o bien pasado a través de las crestas posiblemente

por erosión térmica. Estos posibles flujos lobulares tienen una altura de 250 m (tan altos como la mayor elevación topográfica encontrada en el satélite) lo que sugiere que durante su emplazamiento tenían una consistencia viscosa. Ningún flujo parece haberse extendido más allá de 25 km. Imágenes de alta resolución de algunas partes de esta zona muestran que la superficie ha sufrido modificaciones: algunas áreas muestran superficies abombadas con fracturas medias, otras presentan más relieve y la superficie tiene zonas circulares abombadas superpuestas a la topografía existente, también se observan zonas de una topografía caótica con superficies muy rotas.

Existen otras zonas en la superficie de Europa donde se observan superficies muy planas, éstas pudieron haber sido producidas por flujos superficiales de baja viscosidad o por fusión o movilización de los materiales superficiales sin extrusión. De acuerdo con las frecuencias de cráteres de impacto encontradas en este tipo de superficies es posible decir que estas características parecidas a flujos se han formado tanto en tiempos geológicos pasados como en recientes (Greeley, 1998, Greeley, 1997).

A resolución baja y moderada (>2 a - 0.5 km) las imágenes de Europa muestran manchas irregulares de bajo albedo de 20 km de ancho. Vistas a alta resolución, estas manchas conocidas como lenticula están compuestas por domos, en algunos casos, éstos aparecen como partes relativamente inalteradas de la corteza que han sido ligeramente levantadas, otras veces, los domos parecen material que ha salido del interior como una masa viscosa, Pappalardo et al. (1998) han sugerido que los hoyos y domos representan una convección de estado sólido en una cascara de hielo de más de 7 km debajo de la cual hay una capa más caliente de agua líquida.

Como se mencionó anteriormente, el Caos son áreas que han sido rotas severamente en bloques de corteza de hielo de aproximadamente 1 km, las alturas de estos bloques van de 25 a 200 m aproximadamente. Se ha sugerido que estos bloques debieron haber estado sobre materiales móviles potencialmente ricos en agua al tiempo de su ruptura y que su desplazamiento fue producido por convección dentro del substrato inferior (Belton, et al. 1996, Pappalardo et al., 1998, Greeley, et al., 1998).

En términos generales se puede decir que la historia geológica reciente de Europa se puede dividir en tres grandes fases: a) formación de las planicies; b) formación bandas y crestas y c) formación de caos y actividad volcánica (Head, et al., 1999, Greeley et al., 2000).

2.7 La Actividad Geológica de Europa en el Presente.

En la sección 2.6.1. se mencionó que la superficie europea puede ser tan joven como 10 millones de años, esto junto con algunos modelos de calentamiento de marea y esfuerzos tectónicos, sugieren que el satélite Europa podría estar geológicamente activo actualmente (Pappalardo et al., 1999).

Se piensa que la actividad geológica que podría observarse en el satélite consistiría en: (a) formación de crestas o ensanchamiento de características existentes; (b) formación o cambio de las unidades de Chaos, (c) producción de plumas y depósitos brillantes y (d) movimientos gravitacionales de materiales superficiales (Pappalardo et al., 1999).

Phillips y colaboradores (Phillips, et al, 2000) se dieron a la tarea de hacer una búsqueda exhaustiva que evidenciara la presencia de los procesos anteriores en la superficie de Europa. Para esto, ellos realizaron un par de ejercicios, el primero de ellos encaminado a la búsqueda de plumas mientras que el segundo se centró en la búsqueda de cambios superficiales que permitieran determinar la existencia de los otros procesos.

Los autores mencionados re-analizaron una imagen tomada por el Viajero 2 donde supuestamente se observaba una pluma en el limbo y estudiaron con cuidado una serie de 30 imágenes de esa región a una resolución promedio de 72 m/pixel tomadas por la cámara SSI de Galileo durante la órbita E19. Tanto la imagen del Viajero como algunos prospectos de pluma encontrados en las imágenes de Galileo resultaron ser distorsiones de la imagen o limitaciones en el modo de operación del detector (CCD).

Si procesos como tectonismo, convección de estado sólido y movimientos gravitacionales siguen presentándose actualmente en el satélite, entonces la comparación de imágenes a la misma o parecida resolución tomadas por los Viajeros y Galileo podrían evidenciar su existencia. Para realizar esta comparación, Phillips y colaboradores se dieron a la tarea de identificar pares de imágenes de la misma región tomadas durante ambas misiones. Esta tarea dio por resultado 10 pares de imágenes las cuales tuvieron que ser procesadas antes de ser comparadas. La comparación se hizo mediante imágenes cociente (ver apéndice IV para mayor información): si dos imágenes son exactamente iguales, al hacer su cociente se tendría una imagen totalmente en blanco, pero si no lo son, entonces se pueden reconocer las diferencias por intensidades de tono en la imagen. Aunque este proceso suena fácil, en realidad es más complicado de lo que parece

ya que además de todas las correcciones que se hicieron a las imágenes originales, se encontró que el ángulo con que se tomaron es un factor importantísimo, ya que dependiendo de este ángulo, la imagen puede cambiar drásticamente por lo que la comparación no se puede llevar a cabo totalmente y por tanto no es posible decir con certeza si hubo cambios en la superficie de Europa o no.

En conclusión, no es posible decir si existe actividad geológica en el satélite, se espera resolver este punto cuando el *Europa Orbiter* empiece su tarea la próxima década.

2.8 Discusión.

A lo largo de este capítulo se ha visto cómo ha ido evolucionando la concepción que se tiene sobre la geología del satélite Europa debido principalmente a la adquisición de mejores datos.

Hace poco más de tres décadas, el único planeta del que era posible obtener información *in situ* era el nuestro. Con el advenimiento de la era espacial ahora también tenemos datos sobre algunos lugares de la Luna. Para los demás cuerpos del Sistema Solar solo contamos con la información proporcionada por los sistemas de percepción remota

Cuando se empieza a entender la geología de un planeta, en una primera aproximación se recurre a estructuras terrestres para nombrar estructuras parecidas en otros cuerpos y a procesos que ocurren en la Tierra para entender los procesos que ocurren u ocurrieron en esos lugares. Esto es así por dos razones: porque se tiene un cierto grado de confianza sobre lo que se conoce en la Tierra y porque se hace la suposición de que los procesos que ocurren en el Sistema Solar deben ser parecidos dado que se tienen fuentes de calor parecidas (aunque obviamente hay que tomar en cuenta factores como la distancia al Sol, la composición química de cada cuerpo planetario y su interacción gravitacional con otros cuerpos). Conforme se adquieren mejores datos o imágenes de cuerpos lejanos las primeras ideas sobre una estructura y su mecanismo de formación se van refinando en el mejor de los casos o se cambian drásticamente.

Los satélites de los planetas jovianos representaron un gran reto para los geólogos planetarios ya que sus cortezas de hielo son un fenómeno poco familiar. A pesar de esto, al igual que en la Tierra, dichos cuerpos presentan procesos tales como vulcanismo y tectonismo y con

excepción de los trabajos de campo y fechamientos radiométricos de rocas, para describir y entender las estructuras existentes se aplican las técnicas geomorfológicas que se usan en la Tierra.

Las estructuras descritas en la sección 2.5 así como la cartografía geológica descrita representan el consenso al que se ha llegado después de analizar la información proporcionada por las imágenes obtenidas por la cámara SSI de la nave Galileo. Por haber presenciado parte de este proceso, se que es el resultado de muchas reuniones y fructíferas discusiones entre todos los miembros del equipo que analiza las imágenes de la cámara SSL. Dada ía excelente resolución de las imágenes estudiadas, las unidades y estructuras descritas no van a sufrir cambios apreciables en el futuro.

El último comentario del párrafo anterior no es válido para los mecanismos que forman o formaron dichas estructuras. Todos los procesos que se proponen para explicar la formación de estructuras y unidades están sujetos a una serie de suposiciones, más o menos sustentadas, que se reafirman o se descartan conforme aparecen nuevas evidencias ya sea en favor o en contra.

El propósito de este capítulo fue el de dar un panorama general sobre las estructuras y procesos que existen en Europa con el objeto de ubicar el papel que juegan las crestas en la geología del satélite. Una discusión sobre los pros y contras de cada propuesta que explica la formación de las estructuras sobre Europa está fuera del alcance de este trabajo. Sin embargo, en el capítulo cuatro sí se hace hincapié en los procesos propuestos para explicar la formación de las crestas.

Por último, lo que si es necesario hacer notar es que, a diferencia de cuerpos como la Luna, Mercurio o Calixto donde sus cortezas han preservado toda la historia geológica de estos cuerpos desde su formación, la parte superficial de la corteza europea es muy reciente geológicamente hablando por lo que siempre va a existir la incógnita de si los procesos que formaron las estructuras que hoy observamos han sido los mismos siempre o han cambiado con el tiempo. Por otro lado, la juventud de sus estructuras superficiales nos habla de una actividad geológica, sino presente al menos reciente, que permite pensar en la existencia de formas de vida bajo la corteza de hielo de Europa.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Capítulo III

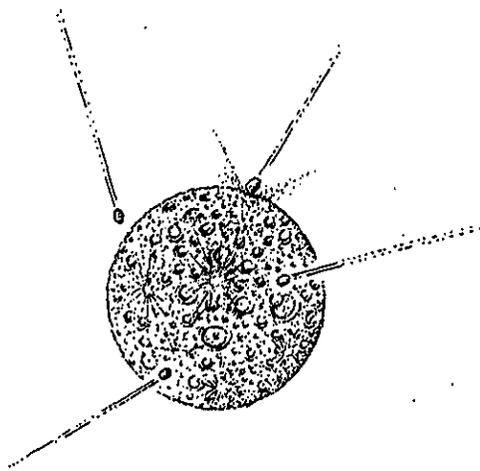
Evolución Térmica, Resonancias y Rotación no sincrónica del Satélite Europa.

3.1 Evolución Térmica del Satélite Europa.

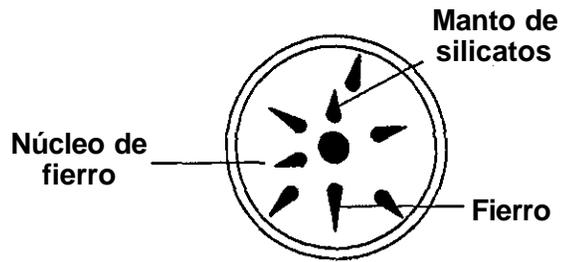
La historia térmica de un planeta, es decir, la descripción de la temperatura del cuerpo como función del tiempo y de la distancia a su centro, define en gran medida la evolución del planeta ya que la cantidad de energía de la que disponga va a determinar la formación de un núcleo, la diferenciación de sus materiales constitutivos y los procesos que forman las estructuras geológicas que observamos en su superficie (por ejemplo el vulcanismo y la sismicidad) (Hamblin y Christiansen, 1990; Glass, 1982 y Maj, 1992).

3.1.1. Fuentes de Energía Planetarias.

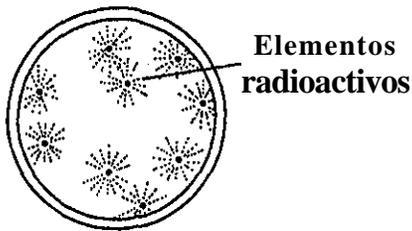
Las fuentes de energía que se conocen en el sistema solar son cinco (ver figura 1): calentamiento por acreción, diferenciación gravitacional; calentamiento por decaimiento radioactivo, energía solar y calentamiento por fuerzas de marea. Las dos primeras, fuentes de energía de la lista anterior fueron cruciales durante las etapas de formación y diferenciación de los cuerpos planetarios mientras que las tres últimas siguen actuando en mayor o menor grado en planetas y satélites. En los siguientes párrafos se van a describir brevemente cada una de estas fuentes de energía.



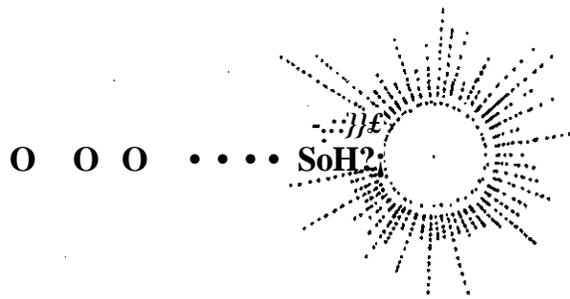
A. Calentamiento por Acreción.



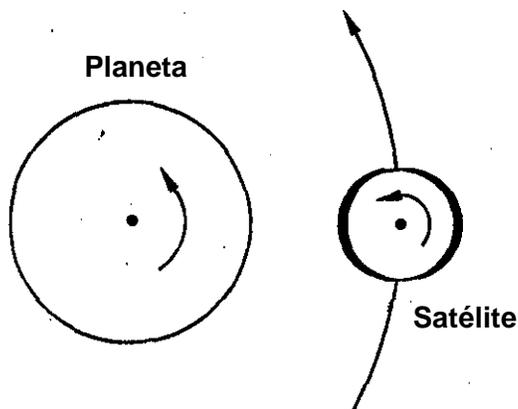
B. Formación del núcleo.



C. Calentamiento por elementos radioactivos.



D. Energía solar.



E. Calentamiento por fuerzas de marea.

Figura 1. Representación esquemática de las distintas fuentes de energía en el Sistema Solar.

3.1.1.1. Acreción.

La acreción gravitacional del material protoplanetario puede clasificarse en colapso gravitacional y en acumulación gravitacional dependiendo del tamaño del material involucrado. El colapso gravitacional se da cuando las partículas de gas y polvo de la nube protoplanetaria comienzan a aglutinarse para formar un cuerpo mayor mientras que la acumulación gravitacional ocurre cuando muchos cuerpos menores, producto del colapso gravitacional, se concentran para formar un cuerpo planetario. En ambos procesos de acreción, la energía potencial que las partículas o los planetesimales tienen en el campo gravitacional del planeta en formación, se transforma en energía cinética y ésta a su vez en energía calorífica. La cantidad de calor producido depende de la masa, velocidad, densidad y la frecuencia de impacto de los objetos que se están aglutinando. (La información sobre las fuentes de energía planetarias se obtuvo de una revisión llevada a cabo por Maj en 1992).

El proceso de acumulación, puede realizarse de dos formas: acumulación suave y acumulación por bombardeo. Se habla de acumulación suave cuando se supone que el planeta fue formado por la acumulación de partículas finas, en este caso, la energía cinética del material es utilizada en calentar y hasta fundir la capa externa del globo. En una acumulación por bombardeo se supone que el planeta se formó por la acreción de objetos de gran tamaño (planetesimales).

La teoría más aceptada sobre la formación del sistema solar (Hamblin y Christiansen, 1990), propone que los planetas y satélites se formaron por acumulación por bombardeo por lo que solo trataremos de esta forma de acreción durante el resto de la sección.

De acuerdo con Kauía (revisión realizada por Maj, 1992), la energía calorífica producida por los impactos de planetesimales sobre el planeta en formación, Q_{im} , puede determinarse mediante las ecuaciones:

$$Q_{im}(C) = \int f^{-q} (E_K) dm \quad (1)$$

con

$$m(\zeta) = \frac{2}{v_{im}^2} \left(\frac{\zeta}{\mu b} \right)^\beta \quad y \quad 0 \leq r \leq d_{im}$$

donde \dot{A}_n/A_m es el número de colisiones por unidad de tiempo por unidad de masa de la superficie planetaria, $q(E_k)$ es una distribución predeterminada de la densidad de energía durante un solo impacto, m_i es la masa máxima de los planetesimales, C_i es la profundidad local dentro del blanco, E_k es la energía cinética del impactor, b , β y γ son coeficientes empíricos que relacionan entre sí a las variables R_{im} , d_{im} y E_k donde R_{im} es el radio horizontal de la zona de impacto, d_{im} su profundidad y v_{im} es la velocidad con la que el planetesimal choca con el planeta.

En las ecuaciones anteriores, E_k es la energía cinética de un planetesimal de masa m que cae libremente en el campo gravitacional de un planeta esférico:

$$E_k = GM(r)m \left(\frac{1}{r} - \frac{1}{r_\infty} \right) + \frac{1}{2} m v_\infty^2 \quad (2)$$

donde r es el radio del planeta o satélite, m es la masa del planetesimal y v_∞ es la velocidad del planetesimal a una distancia, r_∞ , muy grande del objeto en formación.

3.1.1.2. Formación del núcleo.

Se considera que un planeta que se acaba de formar tiene una distribución homogénea de masa. Debido a que los elementos que lo forman tienen diferentes propiedades físicas (la densidad en particular), y afinidades químicas, los elementos y compuestos tienden a separarse entre sí. Esta separación produce una diferenciación del planeta, a grandes rasgos, un estado en el que los elementos más pesados se acumulan en el centro del planeta y los más ligeros en capas más superficiales (Brownlow, 1979). En todo rigor, y aunque cierta, esta última afirmación es bastante simplista ya que precisamente por afinidades químicas no todo el contenido de elementos como el Torio y el Uranio que tenía la Tierra en esos momentos se fue al centro, una parte de ellos entró en la estructura de los silicatos y ascendió hacia la corteza, esa es la razón por

la cual podemos disponer de estos elementos radioactivos y utilizarlos en sus múltiples aplicaciones. Una parte importante de este proceso de diferenciación es la formación de un núcleo ya que la pérdida de energía potencial gravitacional del hierro produce un aumento considerable de la temperatura en los planetas terrestres (Hamblin y Christiansen, 1990). Algunos cálculos indican que la cantidad de energía obtenida durante la diferenciación es un orden de magnitud mayor que la cantidad de energía obtenida por decaimiento radioactivo y que el calentamiento por fuerzas de marea (Maj, 1992).

Rubincam, Birch y más recientemente Sasaki y Nakazawa han propuesto modelos para calcular la energía liberada por el proceso de formación del núcleo (Maj, 1992). En los párrafos siguientes se va a esbozar el modelo de Sasaki y Nakazawa.

El modelo de Sasaki y Nakazawa, a diferencia de los otros dos, considera los efectos del calentamiento producido por acreción y la captura de una atmósfera primitiva. Ellos suponen que: a) el planeta se encuentra en todo momento en un equilibrio gravitacional quisi-estático, b) el planeta se formó homogéneamente con 70 % de material silicatado y 30 % de material metálico; c) la diferenciación se produjo poco tiempo después de la formación del planeta y d) el tiempo de crecimiento del globo planetario es del orden de 10^7 años. En estas condiciones, la energía generada por unidad de masa como resultado de la separación de los silicatos de los metales, Q_d , estaría dada por:

$$Q_d = \frac{f_m}{4/r^2} \frac{dM}{dt} \left[\frac{GM_r}{r^2} \left(\frac{1}{\rho_s} - \frac{1}{\rho_m} \right) + \frac{c_v^m}{p_s} \frac{dT}{dr} \right] \quad (3)$$

donde p_s y p_m son las densidades de los materiales silicatados y metálicos, respectivamente, c_j^1 es el calor específico a volumen constante de la fracción metálica, M_r es la masa de una esfera de radio r y f_m es la fracción de los materiales metálicos.

3.1.1.3. Calentamiento por elementos radioactivos.

El calentamiento por elementos radioactivos se debe a la energía liberada por el rompimiento del núcleo de un átomo. Los elementos radioactivos de vida larga más importantes

son el U^{238} , el U^{235} , el Th^{232} y el K^{40} . Actualmente, el calentamiento por elementos radioactivos es una de las fuentes principales de calor interno de la Tierra. Los isótopos de vida media corta (10^5 - 10^7 años) tales como el Al^{26} , Cl^{36} , Fe^{60} , Pb^{244} , Cm^{247} e I^{129} pudieron haber jugado un papel muy importante en el calentamiento del interior de los planetas durante los primeros 2×10^7 años del sistema solar (Maj, 1992).

El calor radiogénico total producido por unidad de masa de un planeta en un periodo de tiempo dado T, AQ, se puede estimar utilizando la expresión:

$$\Delta Q = \int_0^T \sum_i \chi_i a_i Q_i e^{-\lambda_i t} dt \quad (4)$$

donde χ_i es la concentración actual del isótopo radioactivo X_i , χ_i es la frecuencia de dicho isótopo (es decir, cuántas veces aparece dicho isótopo en un muestreo de rocas), Q_i es la generación de calor radiogénico por unidad de masa del isótopo X_i y λ_i es su constante de decaimiento (el producto $\chi_i a_i$ es la abundancia actual del elemento radioactivo X_i).

3.1.1.4. Energía Solar.

El efecto de la energía solar se ve claramente en la Tierra donde mantiene la vida sobre el planeta y dirige los movimientos de circulación del agua y de la atmósfera. Para los otros planetas, sobre todo los más alejados, su importancia actual es despreciable pero durante la fase T-Tauri del Sol, los fenómenos producidos por el fuerte viento solar pudieron haber calentado las capas superficiales de los planetas terrestres hasta fundirlas (Hamblin y Christiansen, 1990).

La fase T-Tauri del Sol se caracterizó por flujos muy grandes de luz Ultravioleta e intensos vientos solares, se piensa que durante esta fase que duró alrededor de 3×10^6 años, el Sol perdió 0.06 masas solares. Cuando el flujo magnético arrastrado por el viento solar se movía a través de los planetesimales ligeramente conductores, se inducían diferencias de voltaje a través del cuerpo que a su vez generaban corrientes eléctricas que podían calentar e incluso fundir los interiores de cuerpos pequeños como los asteroides. A este fenómeno se le conoce como *calentamiento inducido por el viento solar* (Lewis, 1995).

Como la interacción del viento solar con los cuerpos planetarios depende en gran medida de la conductividad eléctrica, el radio del cuerpo y su distancia heliocéntrica, el problema de cómo afectó la fase de T-Tauri del Sol a los cuerpos del sistema solar es realmente complejo.

Se piensa que este tipo de calentamiento pudo haber sido significativo para los planetas interiores y para los objetos en el cinturón de asteroides pero no para los planetas exteriores (Lewis, 1995).

3.1.1.5. Calentamiento por fuerzas de marea.

La marea se define como una deformación de la forma de un cuerpo debido a la atracción gravitacional diferencial (es decir, que atrae más la parte más cercana que a la más alejada) de otro cuerpo cercano sobre el primero (Morrison y Owen, 1996).

El calentamiento por fuerzas de marea es el aumento de la energía térmica interna de un planeta o satélite asociado con la fuerza gravitacional diferencial (o de marea) entre dos cuerpos en órbita alrededor de su centro de masa común (Lunine, 1997).

Este calentamiento se da como resultado de la llamada fricción de marea que está asociada con la medida en que el comportamiento del material de un satélite o planeta se diferencia del de un cuerpo elástico perfecto cuando ambos se someten a un esfuerzo. Esta "desviación" del comportamiento elástico de un cuerpo es lenta pero irreversible y sus efectos se acumulan sobre largos periodos de tiempo, llegando a producir cambios notables en la rotación de los cuerpos involucrados.

El comportamiento anterior es similar al calentamiento que sufre una liga después de estirarla y encogerla varias veces. Este tipo de energía ha jugado un papel muy importante en el calentamiento de los satélites galileanos donde el caso de Io es el más impresionante (Hamblin y Christiansen, 1990). Según Rubincam (Maj, 1992)» la generación total de calor por fuerzas de marea, ΔQ_m , es una combinación de la disipación de energía cinética de rotación, E_R y de la energía potencial gravitacional de la protuberancia de marea, U :

$$\Delta Q_m = \int (E_k + U) \approx \frac{1}{2} \frac{d}{dt} (E_k + U) \quad (5)$$

donde T_l es el coeficiente de viscosidad dinámica.

3.1.2. Evolución Térmica.

La evolución térmica de los cuerpos planetarios es la manifestación de la competencia entre las distintas fuentes de energía con las que cuentan. La composición química de un planeta o satélite también es muy importante ya que fija el contenido de elementos radioactivos y establece las propiedades térmicas, mecánicas y reológicas que controlan los mecanismos de transferencia de calor: conducción, convección y radiación.

Cuando se modela la evolución térmica de un cuerpo planetario, se hacen consideraciones sobre los aportes de energía provenientes de los distintos mecanismos de generación de energía mencionados en la primera parte de este capítulo y se sugieren las razones por las que tal o cual mecanismo es más importante que otro. Junto con esto se hacen suposiciones sobre las condiciones iniciales del cuerpo. La meta de un modelo de evolución térmica es reproducir o predecir las condiciones térmicas de un cuerpo en un momento dado, lo que a su vez permite obtener información sobre la estructura interna del planeta o satélite. En los párrafos siguientes vamos a tratar sobre el modelo actual del interior de Europa y después de algunos modelos térmicos que se han sugerido para el satélite.

El momento de inercia de Europa, obtenido a partir de las mediciones del corrimiento Doppler durante 4 encuentros de la nave Galileo con el satélite, es de aproximadamente 0.346, comparado con el momento de inercia de una esfera uniforme (0.4), nos indica que la masa de Europa se acumula hacia su centro. Con base en lo anterior y en las mediciones del campo gravitacional de Europa, se supone que el interior europeo puede ser modelado por un núcleo de Fe o Fe-S de alrededor 0.4 RE (628 km) rodeado por un manto de silicatos (~ 840 km de espesor) y una corteza de agua. Dicha corteza podría medir entre 80 y 170 km de espesor y ser parte líquida -o aguanieve- y parte sólida. Si aproximadamente 45 km de la corteza fuera líquida, su volumen excedería el volumen de toda el agua que existe en la Tierra (océanos, glaciares, agua subterránea, etc.) (Anderson et al., 1998).

La densidad media de Europa (3.01 g/cm^3) tiene un valor intermedio entre las densidades de Ganímedes y Calixto y la densidad de Io. Esto es consistente con la idea de que los satélites galileanos se formaron a partir del material que formó a Júpiter de la misma manera que los planetas se formaron a partir de la nube de gas y polvo que dio origen al Sol. En este contexto, la

densidad de Europa es un reflejo de la distancia a la que se formó dentro de la "nube" joviana (Cameron, 1973, Lewis, 1971, Lewis, 1972).

Cassen y colaboradores (1982) calcularon la energía de acreción, de marea y la obtenida por decaimiento radiactivo en Europa. Ellos encontraron que la energía de acreción pudo haber elevado la temperatura de un gramo de material europeo en 1000 K, cantidad más que suficiente para producir una diferenciación del satélite. Utilizando las abundancias de elementos radioactivos en las condritas, obtuvieron energías de 2.0×10^{12} W y de 2.3×10^a W correspondientes al tiempo de formación de Europa y en el presente. La energía de marea que encontraron, considerando que la resonancia entre lo, Europa y Ganímedes se dio en un tiempo muy corto después de su formación y la existencia de agua líquida bajo la corteza de hielo, fue de cuatro a cinco veces mayor que la energía proporcionada actualmente por los elementos radioactivos. Si bien la energía de marea que calcularon era suficiente para producir corrientes de convección en la capa de hielo de Europa, y por tanto un enfriamiento acelerado del satélite, este enfriamiento se retardó gracias al aporte energético de sus fuentes de calor internas. El escenario anterior hubiera cambiado si en vez de agua líquida bajo la corteza de hielo se hubiera considerado que todo el manto estaba completamente congelado. En este caso, la energía por fuerzas de marea no hubiera sido tan significativa.

Los resultados anteriores no son concluyentes ya que la estructura calculada depende en gran medida de las condiciones iniciales que se asuman y de parámetros poco conocidos. En el caso de lo, el calentamiento de marea es muy alto por lo que produce temperaturas internas elevadas. En Ganímedes y Calixto el calentamiento de marea es poco significativo comparado con las fuentes propias de calentamiento por decaimiento radiactivo, en este escenario dominan los procesos de transporte de calor subsólido, lo que a su vez produce interiores sólidos. En el caso de Europa, si se cambian las condiciones iniciales o los parámetros aunque sea un poco, los resultados finales pueden ser muy diferentes.

Consolmagno y Lewis (1976) propusieron un modelo donde consideraron fuentes de calor por elementos radioactivos y transporte de calor por conducción. Ellos obtuvieron que Europa pudo haberse diferenciado durante los primeros 500 millones de años de su historia geológica produciendo mantos de H₂O del orden de 100 km de profundidad con una capa de agua líquida bajo la corteza de hielo de 50 km de espesor. Reynolds y Cassen (1979) analizaron este modelo y

encontraron que la capa de hielo sería inestable y que el transporte convectivo de calor enfriaría una capa de agua líquida en un tiempo relativamente corto.

Otro de los modelos, propuesto por Ransford y colaboradores (1981) parte de la suposición que el agua ha estado presente en Europa desde el principio pero como agua de hidratación, es decir, formando parte de la composición química de minerales más complejos. La presencia de agua de hidratación disminuiría considerablemente la resistencia de los silicatos a la reptación (*creep*, en inglés) permitiendo una convección de estado sólido a temperaturas por debajo de la temperatura de deshidratación (de 500 a 700 °C). Con gran parte del agua atada a los compuestos hidratados, la corteza de hielo sería muy delgada, del orden de unos cuantos kilómetros. Finnerty y colaboradores (1981) modificaron el modelo anterior proponiendo que si se diera una deshidratación en el interior del satélite, ésta podría producir una capa completamente hidratada de aproximadamente 270 km de espesor y una expansión del satélite. Un poco de deshidratación posterior permitiría al agua migrar hacia la superficie y producir extrusiones a los lados de las fracturas. En su modelo, ellos predicen que la corteza de hielo podría tener un espesor de unos pocos kilómetros de ancho no mayor a 25 km.

Sqyres et al. (1983) reconsideraron el calentamiento por fuerzas de marea empleando los parámetros más recientes de que disponían y, a diferencia de Cassen y colaboradores (1982) calcularon el calentamiento de marea sufrido tanto por el interior silicatado como por la capa de hielo. Ellos señalaron que los silicatos que contienen agua tal como la serpentina no pierden apreciablemente su consistencia hasta que ocurre una deshidratación que libera agua líquida. Los autores suponen que en este contexto el agua se moverá libremente hacia la superficie. A partir de una capa de 60 km de espesor de silicatos, ellos calcularon que se liberaría agua suficiente para producir una capa de hielo de varias decenas de kilómetros de espesor. Bajo estas condiciones, se necesita que la capa de hielo sea de 30 km para que exista convección. Los cálculos de disipación de marea indican la existencia de una capa de hielo de 16 km de ancho lo que requiere la formación de una capa de agua líquida en algún momento de la historia de Europa. Dicha capa pudo haberse formado inicialmente durante la acreción o posteriormente, bajo una cubierta de hielo, al tiempo que la capa de agua crecía por la deshidratación de su capa interior.

Los resultados de los cálculos anteriores sostienen la existencia de una capa de agua líquida entre una corteza de hielo y un interior de silicatos pero la verdad es que esto depende en gran medida del modelo considerado.

3.2 Evolución Dinámica.

El movimiento orbital de los satélites Galileanos ha influido en su evolución interna, y por tanto en sus propiedades físicas, a través del mecanismo de calentamiento de marea. Dicho control se muestra dramáticamente en la impresionante actividad volcánica de Io.

En este apartado vamos a tratar primero con la forma en que actúan las fuerzas de marea y su efecto en la evolución orbital de los cuerpos involucrados, después se escribirá sobre la importancia de la resonancia y finalmente de las interacciones gravitacionales entre los satélites Galileanos.

3.2.1. La fuerza de marea y sus efectos en los parámetros dinámicos de los satélites del sistema solar.

Como se mencionó anteriormente, la fuerza de marea se origina por una diferencia en la fuerza de atracción gravitacional ejercida por un cuerpo sobre las regiones más cercana y más alejada de otro. Para entender mejor este fenómeno consideremos la figura 2, en donde se muestra el sistema Tierra-Luna tal como lo vería un observador situado en un punto sobre el polo norte terrestre.

En la figura 2, m es la masa de la Luna y el círculo de línea gruesa muestra la sección ecuatorial de la Tierra sólida. Las flechas indican las direcciones de rotación y revolución de la Tierra y de la Luna, respectivamente. Si la Tierra fuera una esfera elástica perfecta y el océano un fluido perfecto, las mareas se elevarían hasta los puntos A y B, sobre la línea que une los centros de la Tierra y de la Luna (línea Om). Durante la revolución de un punto P sobre la superficie de la Tierra, el agua sobre él se elevará hasta los puntos A y B cuando P esté sobre la línea Om. La altura del agua sobre el punto P será mínima en los dos puntos de cuadratura a A y B. Si consideramos el caso más realista de que la Tierra no es una esfera elástica perfecta, el tiempo de máxima y mínima elevación sufrirá un retraso por lo que la marea alta ocurrirá en un tiempo posterior al paso del punto P por A o B y la forma de la sección de la superficie de agua en el Ecuador se asemejará a una elipse (figura 2 (b)); en este caso, la marea alta ocurrirá en los puntos C y D (Harold, 1976).

Para ver los efectos producidos por las mareas sobre la Luna, consideremos que las dos mareas altas pueden ser reemplazadas por dos partículas masivas en los puntos C y D (Figura 2 (b)). La atracción gravitacional de C sobre la Luna se da a lo largo de la línea mC y la debida a D a lo largo de la línea mD. De la figura se ve que la fuerza de atracción de C sobre la Luna es mayor puesto que está más cerca de ella. Si descomponemos las fuerzas de C y D sobre m en sus componentes a lo largo de la línea Om y en una dirección perpendicular a ésta, es fácil ver que la fuerza perpendicular debida a C es mayor que la debida a D básicamente por dos razones: porque la fuerza de C sobre m es mayor y porque el ángulo CmO es mayor que el ángulo DmO. Lo anterior implica que existe una componente neta de la fuerza en la dirección de revolución de la Luna. Esta aceleración, aunque pequeña, al producirse continuamente a lo largo de millones de años ocasiona una expansión de la órbita del satélite.

En el Sistema Solar se pueden mencionar un par de excepciones a la última observación del párrafo anterior: Phobos y Tritón. Phobos es el único satélite cuyo periodo orbital es menor que el periodo de rotación de su planeta; en este caso el abultamiento de marea es también a lo largo de la línea CD pero con D en la parte de arriba de la línea Om y C en la parte de abajo. En Tritón, y de hecho en todos los satélites que presentan rotación retrógrada, la transferencia de momento angular debida a la torca de marea retrasa el movimiento del satélite en vez de acelerarlo. En los casos anteriores, los satélites se están aproximando a sus planetas (Goldreich y Soter, 1966).

Así como se han considerado los efectos de las mareas sobre la Luna, también es posible considerar los efectos de la Luna sobre las protuberancias de marea de la Tierra. Como el momento angular del sistema Tierra-Luna debe conservarse, esta atracción tiende a hacer girar a la Tierra en una dirección opuesta a su rotación atrasándola.

Además de los efectos mencionados en los párrafos anteriores, existen otros fenómenos asociados con la fuerza de marea; por ejemplo, en 1963, Goldreich mostró que la componente radial de la fuerza de marea tiende a disminuir la excentricidad de la órbita de un satélite. La inclinación de la órbita de un satélite respecto a la eclíptica es otro efecto producido por la fricción de marea.

En el sistema solar existen seis casos de interacciones de marea: a) mareas producidas sobre los planetas por sus satélites, b) en planetas por el Sol; c) en un satélite por su planeta, d) en un satélite por el Sol; e) en el Sol por satélites y f) en el Sol por planetas. Las últimas tres no son

relevantes en el tiempo de vida del Sistema Solar. De las que sí son relevantes, la primera afecta la rotación de algunos planetas y las órbitas de sus satélites cercanos; la segunda afecta a los planetas interiores y la tercera afecta la rotación y las órbitas de los satélites cercanos.

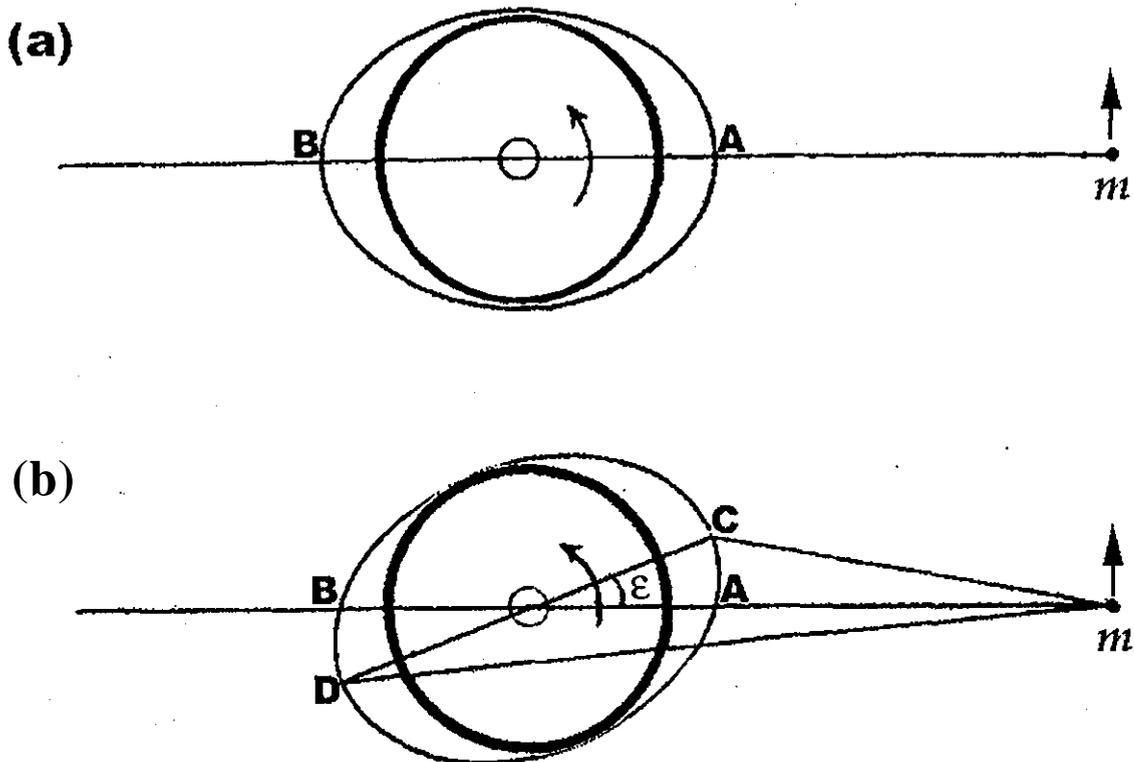


Figura 2. Esquema que muestra la interacción de marea entre dos cuerpos.

La característica más importante de la fricción de marea consiste en que su efectividad, como una forma de transferencia de momento angular, depende fuertemente de la distancia. Por ejemplo, cuando la Tierra y la Luna están a una distancia r , las mareas que se producen en uno de los cuerpos debido al otro tienen una altura proporcional a $1/r^2$, mientras que la torca varía como

$1/r^6$. Claramente, los cambios en los elementos orbitales toman lugar rápidamente cuando r es pequeña y son despreciables cuando r es grande (MacDonald, 1964).

La función de disipación de marea Q^{-1} , es una medida de qué tan diferente es un cuerpo de un cuerpo elástico perfecto. Esta función está definida por:

$$Q^{-1} = \frac{2 \int_0^{2\pi} E \dot{\epsilon}^2 dt}{E_0 \dot{\epsilon}^2} \quad (6)$$

donde E_0 es la energía máxima almacenada en la distorsión de marea y la integral sobre $-dE/dt$ -la tasa de disipación-, es la energía perdida durante un ciclo completo.

En la figura 2(b), e denota el ángulo de retraso de la protuberancia de marea respecto a la línea Om. La relación de Q con e está dada por:

$$1/Q = \tan 2e$$

o bien, como Q es generalmente un número grande:

$$Q^{-1} = 2e$$

En términos generales, Q depende de la frecuencia (periodo de rotación relevante) y de la amplitud de la deformación de la oscilación de marea, pero algunos experimentos y cálculos han sugerido que el valor de Q para los cuerpos sólidos del Sistema Solar es independiente de la frecuencia pero puede involucrar una dependencia no lineal con la amplitud de la deformación cuando las deformaciones son mayores a 10^{-6} .

De la ecuación (5) tenemos que valores de Q muy grandes implican pérdidas de energía pequeñas y viceversa, Q pequeñas implican pérdidas de energía grandes. En particular, Goldreich y Soter (1966) y Greenberg (1982) han mostrado que el valor de Q para Júpiter es de $Q_j < 1.5 \times 10^6$.

La amplitud de la distorsión de marea depende tanto de la estructura interna como de las propiedades mecánicas del cuerpo que se va a deformar. Las propiedades mecánicas pueden ser diferentes a diferentes escalas de tiempo. En escalas largas de tiempo tales como las requeridas en la evolución orbital, se asume que el interior del cuerpo se comporta casi hidrostáticamente. En escalas de tiempo cortas, comparadas con el periodo orbital de Europa, el punto importante es su comportamiento elástico (Helfenstein y Parmentier, 1983).

De la expresión del potencial gravitacional de un cuerpo que está ejerciendo una fuerza sobre otro se obtiene que existen tres tipos de marea: sectorial, tesseral y zonal (ver figura 3). La marea sectorial deforma al cuerpo con un periodo semidiurno. Para ver qué forma tiene esta deformación imaginemos que a un cuerpo planetario se le hacen dos cortes perpendiculares que pasen por los polos, esto divide al cuerpo en cuatro "gajos". Los dos cortes opuestos van a sufrir una expansión (abultamientos de marea) mientras que los otros dos sufrirán una compresión. Este tipo de marea convierte energía mecánica en energía térmica por fricción interna y produce una desaceleración en la rotación de la Tierra. (Maj, 1996 y Melchior, 1966).

La marea tesseral divide a un cuerpo planetario en cuatro partes mediante dos cortes: uno que pasa por el Ecuador y otro que pasa por un meridiano y su antimeridiano. El periodo de deformación de estas mareas es diurno y causa un cambio en la posición del eje principal de inercia (nutación y precesión).

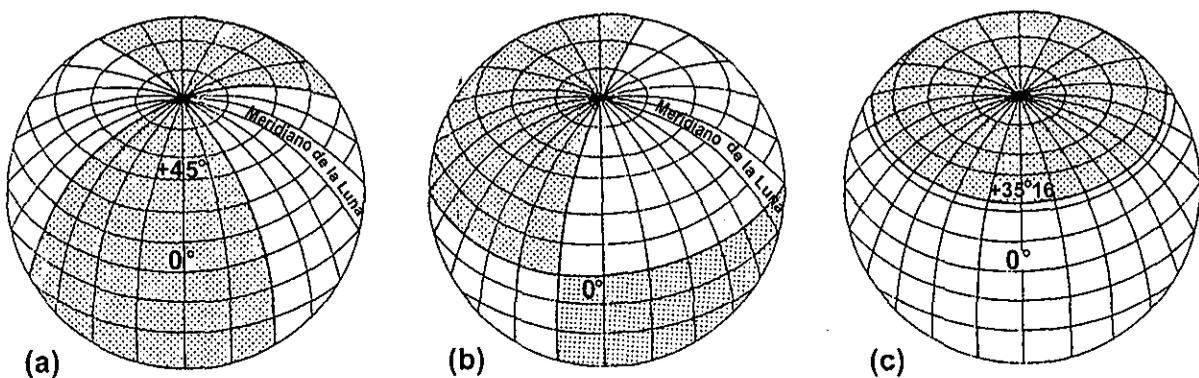


Figura 3. Características geométricas de los tres tipos de mareas para el sistema Tierra-Luna, (a) marea sectorial, (b) marea teseral y (c) marea zonal.

La marea zonal deforma al cuerpo en tres partes, dos alrededor de los polos y que van de cada polo a un plano perpendicular al Ecuador y una parte comprendida entre las anteriores. Este tipo de marea tiene un periodo igual a la mitad del periodo de traslación del cuerpo y produce un cambio en el momento de inercia del cuerpo (Maj, 1996 y Melchior, 1966).

Aparte de los efectos mencionados en los párrafos anteriores, la fuerza de marea conduce a los cuerpos involucrados a un estado evolutivo en el que la órbita de los satélites se expande, el satélite entra en rotación sincrónica alrededor del planeta y los ejes de rotación de ambos cuerpos se disponen perpendicularmente con sus planos orbitales (Peale, 1986).

Todo el esquema evolutivo anterior se desarrolló para dos cuerpos involucrados gravitacionalmente, pero cuando el número de cuerpos es mayor, las relaciones gravitacionales son más complejas. En el caso de los satélites galileanos, la interacción gravitacional de los primeros tres ha dado lugar a un fenómeno de resonancia.

3.2.2. Resonancias.

Cuando el periodo orbital de un satélite es un múltiplo entero pequeño del periodo orbital de otro satélite, se dice que sus órbitas son conmensurables y su movimiento está en resonancia.

Las resonancias en los sistemas dinámicos ocurren cuando dos variables angulares que describen el sistema tienen velocidades medias conmensurables (es decir, cuando el cociente de sus periodos orbitales es parecido al de dos enteros pequeños, por ejemplo, cinco órbitas de Júpiter son más o menos equivalentes a dos órbitas de Saturno). En este caso, la geometría del sistema se repite periódicamente. En sistemas dinámicos donde la energía se conserva, las resonancias son sus características más importantes (Henrad, 1997).

La resonancia en un sistema se debe a las interacciones de marea entre sus miembros, una vez alcanzada la resonancia, ésta es estable a pesar de que las fuerzas de marea sigan actuando (Burns, 1986).

Tittemore (1990) mostró que Europa y Ganímedes pudieron haber sufrido un episodio de movimiento caótico antes de que se estableciera la resonancia de Laplace entre ellos e Io. Durante este episodio, las excentricidades orbitales de ambos satélites pudieron haber aumentado

drásticamente produciendo un calentamiento de marea tal que pudo haber disparado una actividad geológica en ellos, por ejemplo, esto pudo haber ayudado a que Ganímedes tuviera una diferenciación mientras que Calixto no.

Los periodos orbitales de Io, Europa y Ganímedes guardan una relación 1:2:4; cuando el periodo orbital de un satélite es un múltiplo entero pequeño del periodo orbital de otro satélite, se dice que sus órbitas son conmensurables y su movimiento está en resonancia.

Consideremos la figura 4, aquí, los puntos 1 y 2 son satélites en órbita alrededor de un cuerpo primario situado en el punto 3. Dado un eje de referencia, se define a w como el ángulo formado por este eje y el pericentro de uno de los satélites (en el caso de la figura se muestra el pericentro del satélite 1); θ es el ángulo de conjunción medido a partir del pericentro del satélite interior y la longitud de conjunción es el ángulo entre el eje de referencia y el punto donde los satélites 1 y 2 están en conjunción. En cualquier resonancia $j:(j+1)$, donde j es un entero, la longitud de conjunción de los satélites varía lentamente y las perturbaciones máximas entre ellos se repiten muchas veces cerca de la misma longitud, esto permite que ocurran efectos gravitacionales cuyos resultados son mayores que los que ocurrirían si la conjunción sucediera aleatoriamente a diferentes longitudes en cuyo caso los efectos se cancelarían mutuamente.

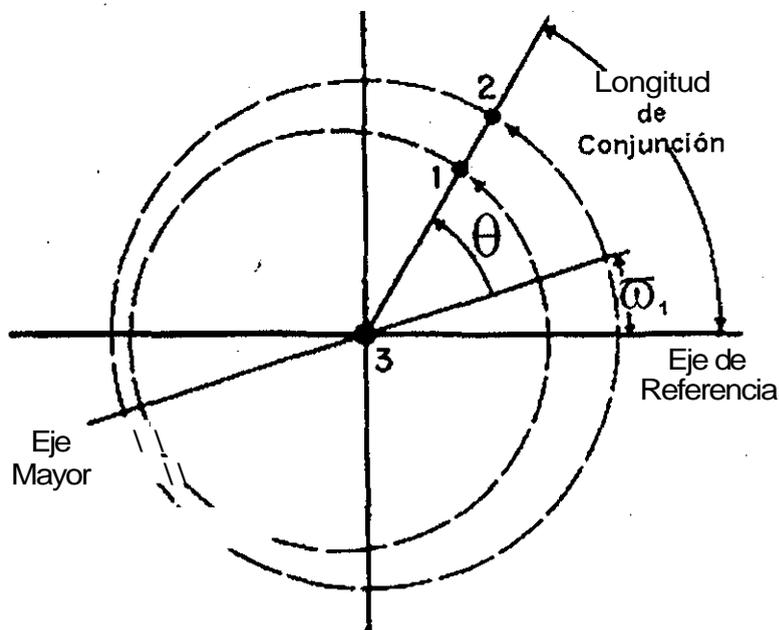


Figura 4. Sistema cerca de una conmensurabilidad 2:1. La longitud de conjunción de los satélites (1) y (2) está dada por $2X_2 - h$ y se mueve lentamente a una tasa $2n_2 - n_1$, donde X es la longitud del satélite y n es su movimiento medio.

Si la conjunción ocurre a un ángulo de longitud θ , la excentricidad e aumenta a una tasa tal que

$$\dot{e} = \frac{a}{e} \sin \theta \quad (1)$$

lo anterior es rigurosamente cierto para excentricidades pequeñas.

De manera similar, la longitud del pericentro, ω , varía de acuerdo con:

$$\dot{\omega} = -\frac{a}{e} \cos \theta \quad (2)$$

La variación de e dada por la ecuación (1) acelera m de tal forma que la ábside del satélite interior es empujada hacia el punto de conjunción, la configuración con un ábside en conjunción es estable si la excentricidad toma un valor tal que $\dot{\omega}$ iguale la tasa de movimiento de la longitud de conjunción. El ábside es el punto sobre una órbita para el cual el radio vector asume un valor extremo, ya sea mínimo o máximo.

Mientras más se acerque el cociente de los periodos orbitales a una resonancia exacta, la conjunción se moverá más lentamente y se obtendrá el máximo valor para la excentricidad de acuerdo con la ecuación (2). Este valor de la excentricidad se conoce como excentricidad forzada, e_f . Si el sistema oscila alrededor de un punto de equilibrio, a la variación de θ se le llama *libración* y a la variación de la excentricidad, excentricidad propia o excentricidad libre, e_p .

La conjunción a un valor fijo de θ ocasiona una variación en el movimiento medio del satélite interno tal que,

$$\dot{\lambda} = -\frac{a}{e} \sin \theta \quad (3)$$

La tasa de migración de la conjunción es $2n_2 - n_1$ (Los subíndices se refieren a los satélites numerados de adentro hacia fuera). De acuerdo con la ecuación (3), la conjunción es acelerada hacia el pericentro del satélite interior en una configuración estable.

En el caso de Io (subíndice 1) y Europa (subíndice 2), la longitud de la conjunción (dada por $2\lambda_2 - \lambda_1$, donde las λ 's representan la longitud del movimiento orbital medio del satélite), está "amarrada" al perijove de Io y al apojove de Europa.

$$011 = 2A_2 - A_1 - T_{ii} \quad \text{libra alrededor de } 0^\circ \quad (4)$$

$$01_2 = 2X_2 - X_1 - t_{u_2} \quad \text{libra alrededor de } 180^\circ \quad (5)$$

En las ecuaciones anteriores, el primer subíndice de 0 identifica al par de satélites cuya conjunción se está considerando: 1 para el par Io-Europa y 2 para el par Europa-Ganímedes. El segundo subíndice indica el perijove de qué satélite es el que aparece en la definición de un 0 en particular, es decir, lo es 1, Europa es 2 y el perijove de Ganímedes es el 3 (Burns, 1986).

Para Europa y Ganímedes la conjunción está "amarrada" al perijove de Europa pero no al ápside de Ganímedes.

La amplitud de la libración tiene un valor muy pequeño del orden de 0.066° con un periodo de 6 años. La ecuación (8) significa que siempre que Europa y Ganímedes estén en conjunción, lo debe estar casi exactamente a 180° de ellos (ver figura 5).

$$\begin{aligned} \phi &\equiv \theta_{22} - \theta_{12} \\ &= X_1 - 3X_2 - 2X_3 \quad \text{libra alrededor de } 180^\circ. \end{aligned} \quad (8)$$

La amplitud de la libración tiene un valor muy pequeño del orden de 0.066° con un periodo de 6 años. La ecuación (8) significa que siempre que Europa y Ganímedes estén en conjunción, lo debe estar casi exactamente a 180° de ellos.

De acuerdo con una hipótesis propuesta en 1965, el sistema de satélites galileanos evolucionó hacia una configuración resonante a partir de una que inicialmente no lo era. En este escenario, se supone que lo se movió hacia fuera, alejándose de Júpiter, hasta que alcanzó una comensurabilidad 2:1 con Europa y los dos satélites entraron en resonancia. Después, ambos cuerpos se alejaron juntos de Júpiter hasta que Europa y Ganímedes alcanzaron una comensurabilidad 2:1 (Greenberg, 1982).

3.2.3. Rotación Sincrónica.

Debido a las fuerzas de marea descritas en párrafos anteriores, los satélites tienden a alcanzar una configuración en la que sus órbitas adquieren una forma circular y sus movimientos

de rotación y traslación son tales que presentan un mismo hemisferio hacia el planeta tal como ocurre con la Luna. En este esquema, la rotación sincrónica es la rotación junto con su movimiento traslacional medio que alcanza un satélite cuando se encuentra en dicha configuración.

Si bien es cierto que las torcas de marea producen que las tasas de rotación se vuelvan sincrónicas muy rápidamente, también es cierto que solo se va a lograr una rotación sincrónica estable bajo alguna de las siguientes dos condiciones: a) que el satélite tenga una órbita perfectamente circular o bien, b) que el satélite tenga una distribución de masa asimétrica permanente, o en otras palabras, que su masa no tenga simetría esférica durante periodos de tiempo largos comparados con el tiempo de evolución de los parámetros orbitales (Greenberg y Weidenschilling, 1984).

Cuando la órbita es excéntrica, las mareas tienden a aumentar la tasa de giro de un satélite con rotación sincrónica, en cuyo caso la tasa de giro de equilibrio (torca de marea igual a cero) sería ligeramente mayor que la sincrónica.

En la rotación sincrónica, la torca sobre una asimetría permanente puede balancear la torca de marea si el eje de momento de inercia mínimo se orienta ligeramente fuera de la dirección del planeta. La orientación es estable y depende de la intensidad de la torca de marea.

3.3 Rotación no-sincrónica y la formación de lineamientos en Europa.

Antes de 1979 se pensaba que Europa satisfacía los dos criterios de sincroneidad: la mayoría de las tablas de elementos orbitales mostraban que poseía excentricidad cero y los modelos térmicos que se tenían apoyaban el hecho de que era un cuerpo sólido y por tanto capaz de poseer asimetrías. Sin embargo, las excentricidades tabuladas daban información falsa en el sentido de que ellas solo mostraban las excentricidades "propias" o "libres" de estos cuerpos mientras que sus excentricidades reales son dominadas por la componente forzada resultado de la interacción resonante entre lo, Europa y Ganímedes (Greenberg y Weidenschilling, 1984).

Helfestein y Parmentier (1983), Greenberg y Weidenschilling (1984) y McEwen (1986) sugirieron que la serie de lineamientos que pueblan y caracterizan la superficie de Europa eran originados por las fuerzas de marea de Júpiter sobre una Europa en rotación no-sincrónica. Dada

la resolución de los datos de los Viajeros y el pobre conocimiento de la estructura interna del satélite no fue posible obtener resultados contundentes.

Debido a la resonancia de tres cuerpos con Ganímedes e Io, Europa tiene una excentricidad forzada de 1%, lo cual significa que su velocidad orbital varía a lo largo de su trayectoria alrededor de Júpiter mientras su periodo de rotación permanece constante. En Perijove, donde las fuerzas de marea son mayores, las protuberancias de marea de Europa se retrasan detrás de la línea Europa-Júpiter, creando una torca que tiende a aumentar la rotación del satélite. El interior europeo estaría amarrado en una rotación sincrónica si el satélite poseyera una asimetría en su distribución de masa lo suficientemente grande como para compensar la torca de marea mientras que su superficie rotaría no-sincrónicamente siempre y cuando estuviera desacoplada del interior.

Con las imágenes de alta resolución obtenidas por la nave espacial Galileo se han podido probar una serie de cuatro predicciones basadas en la hipótesis de que Europa posee una rotación no sincrónica. En los siguientes párrafos hablaremos de cada una de dichas predicciones.

La primera de las predicciones establece que es posible esperar que las orientaciones de los lineamientos cambien con la edad conforme la superficie se reorienta respecto a un patrón fijo de esfuerzos de marea. Las imágenes en falso color obtenidas por la nave espacial Galileo han mostrado que la superficie de Europa tiene al menos tres clases distintas de lineamientos. Estas características pueden representar diferentes estados de desarrollo de un mismo proceso tectónico (Geissler, et al., 1998b). La figura 5 muestra la distribución de estos tres tipos de bandas. Dicha distribución se hizo con base en mapeos fotogeológicos y espectrales de los datos a cuatro colores corregidos fotométricamente.

-Las bandas con reflectancia espectral similar al del "wedge" brillante de la figura 5(b) representan los lineamientos estratigráficamente más viejos y tienen una tendencia SW-NE. Las bandas triples de edad intermedia tienen una tendencia E-W (ver fig. 5(c)), mientras que las fracturas más jóvenes tienen una tendencia NW-SE (Geissler et al. 1998a y 1998b). Se ha sugerido que la reorientación de estos lineamientos se debe a la rotación no-sincrónica del satélite. Conforme la superficie de Europa gira respecto a la figura de marea, el patrón de esfuerzos experimentado en el hemisferio norte debería rotar en el sentido de las manecillas del reloj, lo cual es consistente con las observaciones.

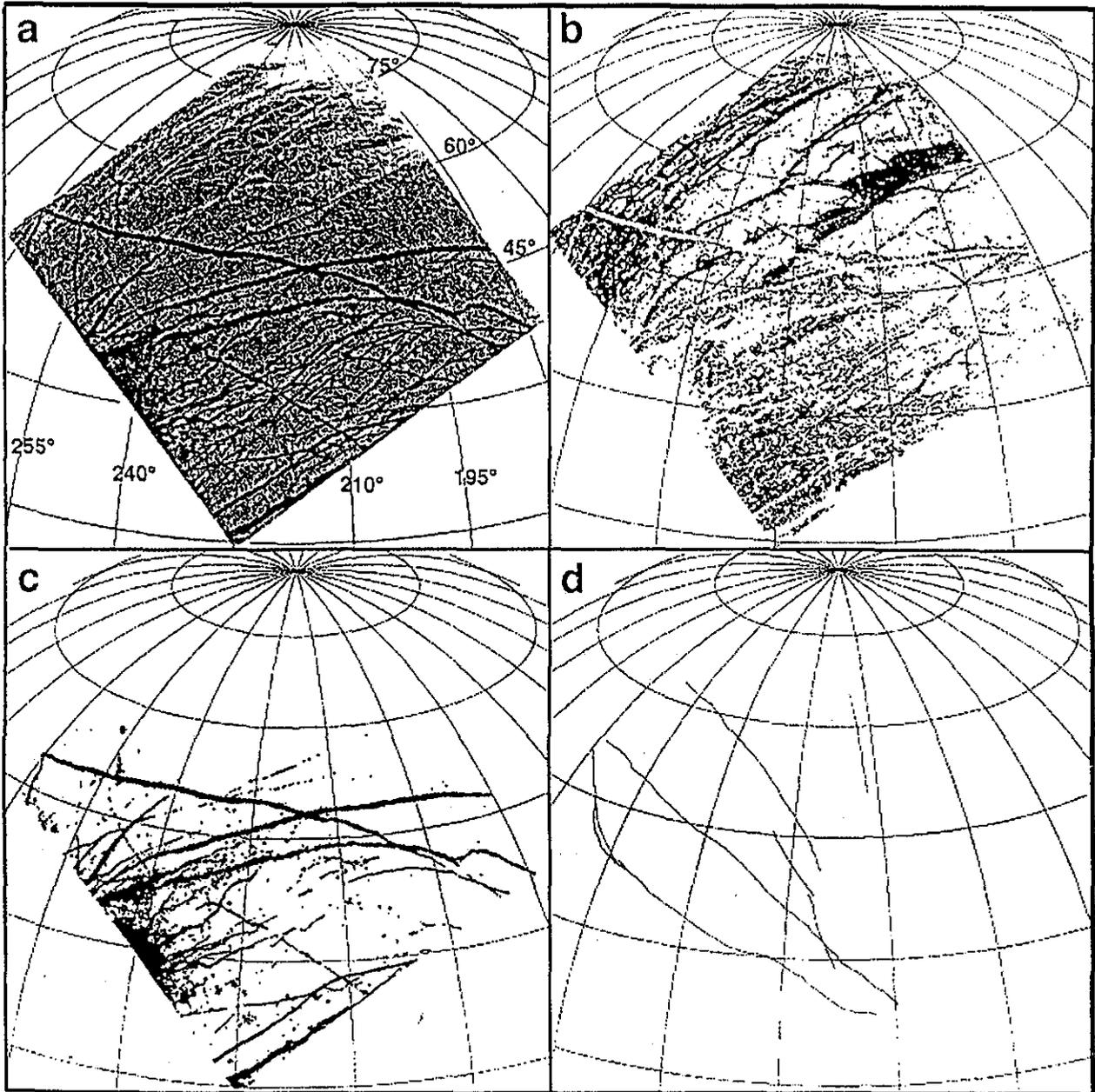


Figura 5. (a) Representación en blanco y negro de una imagen compuesta tomada con tres filtros (verde, 756 nm y 968 nm). Las relaciones de cruce indican que las bandas más jóvenes son generalmente oscuras, las bandas más viejas son notablemente más brillantes en el cercano infrarrojo, (b) Las bandas más viejas tienen una tendencia general NE-SW en esta región; (c) Bandas de edad intermedia tienen una tendencia E-W, (d) las características más jóvenes tienen una tendencia NW-SE. La estratigrafía basada en el color sugiere una rotación de las bandas con el tiempo, y por tanto de los esfuerzos, en el sentido de las manecillas del reloj.

En todo rigor, no todos los lineamientos siguen el patrón de esfuerzos producido por una rotación no-sincrónica. En particular, la orientación de las estructuras más recientes no puede explicarse por una rotación no-sincrónica pura pero sí se explicarían si a la rotación no sincrónica se le agrega una componente diurna de esfuerzos producida por la flexión de marea conforme Europa se traslada alrededor de Júpiter ((Greenberg et al. 1998 y Pappalardo et al, 1999).

La segunda predicción establece que debería esperarse una extensión de la corteza en regiones al oeste de las protuberancias de marea como resultado de las compresiones superficiales que deben darse para acomodar los cambios en la forma del satélite. La nave Galileo detectó una gran región cerca del ecuador de Europa, al oeste del punto antijoviano, la cual está caracterizada por bandas en forma de cuña ("wedges" en inglés) y cuya distribución concuerda con los esfuerzos predichos.

La tercera predicción menciona que de haber una rotación no-sincrónica, no debería haber una asimetría en la distribución de los cráteres de impacto en los hemisferios delantero y trasero pues la superficie habría estado rotando continuamente con respecto a Júpiter. Por las imágenes de alta resolución de Galileo se ha observado que, efectivamente, esta simetría existe.

La cuarta y última predicción menciona que si la tasa de rotación es lo suficientemente grande, entonces la localización de las características superficiales vistas por las imágenes de Galileo deberían estar desplazadas al este con respecto a sus posiciones en las imágenes de los Viajeros. Como no se ha detectado un cambio apreciable en la posición de las estructuras obtenida por ambas misiones, lo que se ha conseguido es poner un límite inferior de 10^4 años al periodo de rotación de Europa con respecto a Júpiter (Geissler et al., 1998a).

Entre los lineamientos vistos sobre la superficie de Europa existen unos que tienen forma de cadenas de arcos o cicloides cuyos segmentos arqueados alcanzan longitudes de hasta 100 km. Su nomenclatura formal es *flexus* (en plural *flexi*) y van desde simples fracturas hasta ridges dobles y cuñas (ver figura 6).

Conforme Europa órbita Júpiter, la amplitud y orientación de sus protuberancias de marea varían con un periodo de 85 horas debido a la excentricidad orbital del satélite. Hoppa et al. (1999) propusieron un modelo donde calcularon la variación en los esfuerzos diurnos considerando que existe una capa de hielo sobre un océano global de agua.



Figura 6. Ridges dobles en forma de cicloides en el hemisferio norte de Europa.

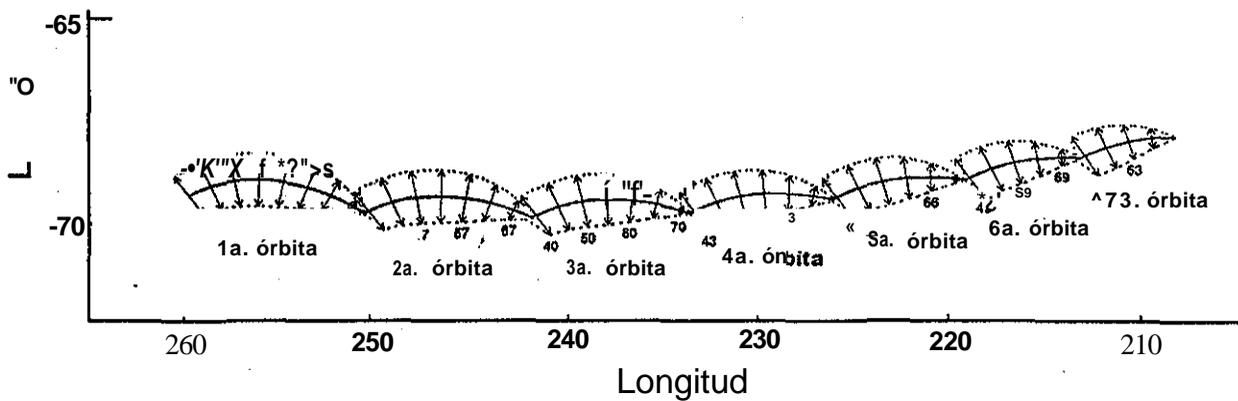


Figura 7. Modelo de la formación de rompimientos en Europa. Las flechas representan la amplitud y orientación de los esfuerzos de tensión. Los números debajo de las flechas indican las horas de la órbita. Durante la primera órbita, el rompimiento se inicia 33 horas después de perijove. Conforme la propagación del rompimiento continua, la orientación del vector de esfuerzos cambia causando que el rompimiento cambie de curso. A las 71 horas de una órbita la tensión disminuye hasta un punto donde ya no es posible la propagación del rompimiento. El proceso se repite en órbitas subsecuentes produciendo la cadena de cicloides.

Con base en este modelo, los rompimientos cicloidales podrían formarse en respuesta a las mareas en Europa de la siguiente manera: cuando se alcanza el esfuerzo de tensión del hielo, se forma un rompimiento perpendicular a la dirección local del esfuerzo de tensión y el rompimiento se empieza a propagar. Debido a que los esfuerzos de marea diurnos cambian, el rompimiento se propaga a través de un campo de esfuerzos que cambia continuamente tanto en amplitud como en dirección. Por tanto, la propagación del rompimiento seguirá una trayectoria curva hasta que los esfuerzos de tensión en algún lugar y en algún tiempo sean insuficientes para continuar dicha propagación (ver figura 7). La propagación puede estar "dormida" hasta que unas horas después los esfuerzos al final del rompimiento cambien y sobrepasen de nuevo el esfuerzo de tensión del hielo. En ese momento, la propagación va a continuar en una dirección perpendicular a la nueva orientación de los esfuerzos de tensión. La forma del rompimiento va a tener un pico debido a que la orientación del campo de esfuerzos de marea cambia drásticamente durante el periodo en que el rompimiento esta inactivo.

Este modelo explica la orientación de los picos entre arcos como función de la dirección de propagación del rompimiento: Las características con cicloides cóncavas se forman cuando el rompimiento se propaga hacia el oeste en el hemisferio sur, mientras que las características con cicloides convexas se forman cuando el rompimiento se propaga hacia el este en el hemisferio sur, el efecto opuesto se vería en el hemisferio norte. Este modelo también explica la gran curvatura de las cadenas de cicloides como resultado de la propagación del rompimiento por diferentes longitudes.

Capítulo IV

Modelos de Formación de Crestas

4.1 Introducción.

Europa, el segundo satélite galileano por su cercanía a Júpiter, ha captado particularmente la atención de los científicos: al igual que Ganímedes y Calixto, Europa tiene una corteza formada principalmente por hielo de agua pero, a diferencia de ellos, es posible que en su interior exista o existió un océano de agua líquida. El interés sobre este satélite creció aún más a raíz de la detección de moléculas complejas de hidrocarburos (tolines) en su superficie lo que abre la posibilidad de la existencia de vida en este cuerpo planetario (Anderson, 1998).

La propuesta de que puede o pudo haber seres vivos en Europa es una de las razones principales por las que el satélite va a ser objeto de un estudio muy intenso en las próximas décadas. Como no podemos tratar este tema en extenso por salirse un poco del objetivo de esta tesis, en el apéndice III incluimos algunas notas al respecto.

En las imágenes obtenidas tanto por los Viajeros como por la nave Galileo, se observa que el satélite presenta una serie de lineamientos que cubren toda la superficie del satélite. Desde su descubrimiento, estas características lineales han llamado mucho la atención por su escaso relieve - aproximadamente 220 m, (Kadel et al., 1998) - y porque no están distribuidas al azar en la superficie de Europa sino que se encuentran generalmente a lo largo de pequeños y grandes círculos y parecen seguir los patrones de esfuerzos de tensión y compresión de la corteza del

satélite debidos a la fuerza de marea con Júpiter y a la rotación no sincrónica del satélite (Helfenstein y Parmentier, 1983; Helfenstein y Parmentier, 1985; McEwen, 1986 y Greenberg et al., 1998).

De las relaciones de corte entre las crestas se tiene que la formación de estas estructuras ha seguido una secuencia cronológica en el sentido de las manecillas del reloj, es decir, las crestas más viejas tienen una orientación noreste-suroeste, las crestas de mediana edad tienen una orientación este-oeste y las fracturas tienen una orientación noroeste-sureste (Geissler et al, 1998a y Greenberg et al, 1998).

Como se mencionó en el capítulo II, las crestas pueden ser simples, dobles o complejas. Las crestas dobles están compuestas por un par de crestas paralelas de aproximadamente una decena de kilómetros de ancho y pueden medir decenas de kilómetros de largo; las crestas triples están formadas por dos crestas laterales de bajo albedo y una cresta central más brillante. Geissler et al. (1998b) han sugerido que las fracturas, las crestas dobles y las crestas complejas forman parte de un mismo proceso donde el estado más temprano de evolución corresponde a las fracturas mientras que el más evolucionado correspondería a las crestas triples o bien a las crestas complejas (ver figura 1).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

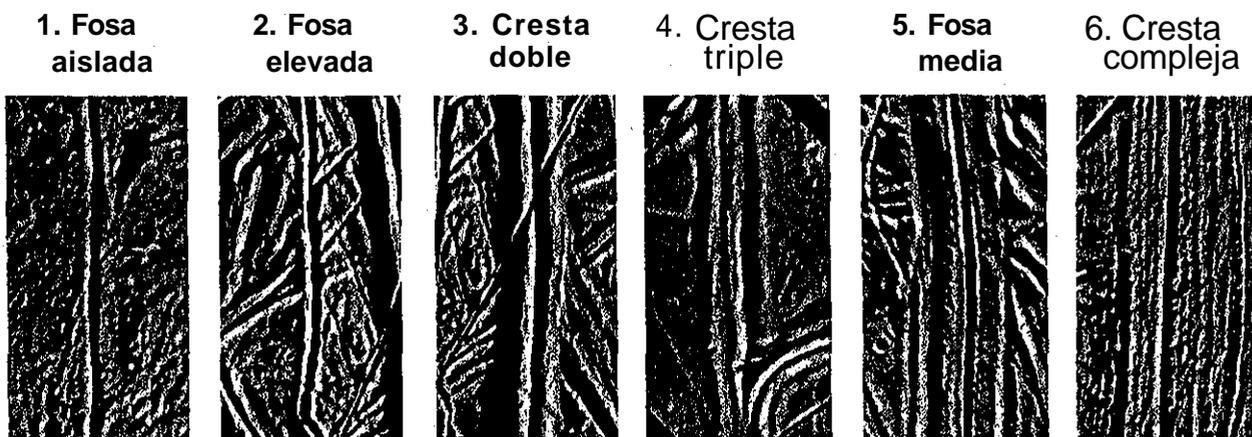


Figura 1. Esta serie de imágenes muestra diferentes estados en la evolución de una cresta a partir de una fosa aislada (número 1) hasta una cresta compleja (número 6).

4.2. Morfología de las crestas.

Si se estudian detenidamente las crestas dobles y triples, se concluye que poseen un conjunto de características morfológicas asociadas aunque no necesariamente todas las crestas poseen todas estas características (ver figura 2): crestas, fosas marginales, fracturas paralelas al margen de la cresta, textura de "lavadero" y un conjunto de características asociadas a la pendiente interna y otro a la pendiente externa (Head y Pappalardo, 1999a). Un par de cosas que si comparten todas las crestas es su linealidad y la sorprendente consistencia de su sección transversal a lo largo de toda la cresta (ver figura 3).

Como se muestra en la figura 3(a), vistos en planta, las crestas pueden ser muy rectas, arqueadas o sinuosas. Las fosas marginales son depresiones lineales someras que se encuentran en las márgenes de las crestas en la base de sus pendientes externas (figura 3(b)) A baja resolución, las fosas marginales parecen tener un ancho muy consistente pero cuando se observan a alta resolución se ve que en realidad tienen anchos y profundidades variables (comparar las imágenes izquierda y derecha de la figura 3(b)). Típicamente, las fosas tienen una profundidad de algunas decenas de metros.

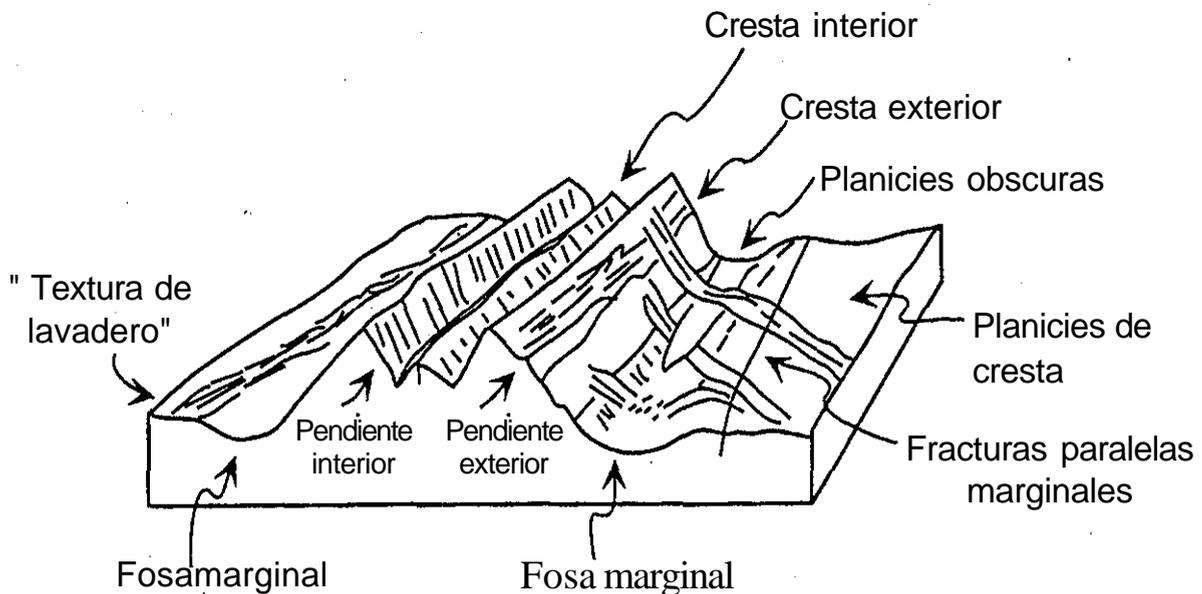


Figura 2. Morfología y nomenclatura de una cresta. En particular, este esquema muestra la morfología de una cresta triple.

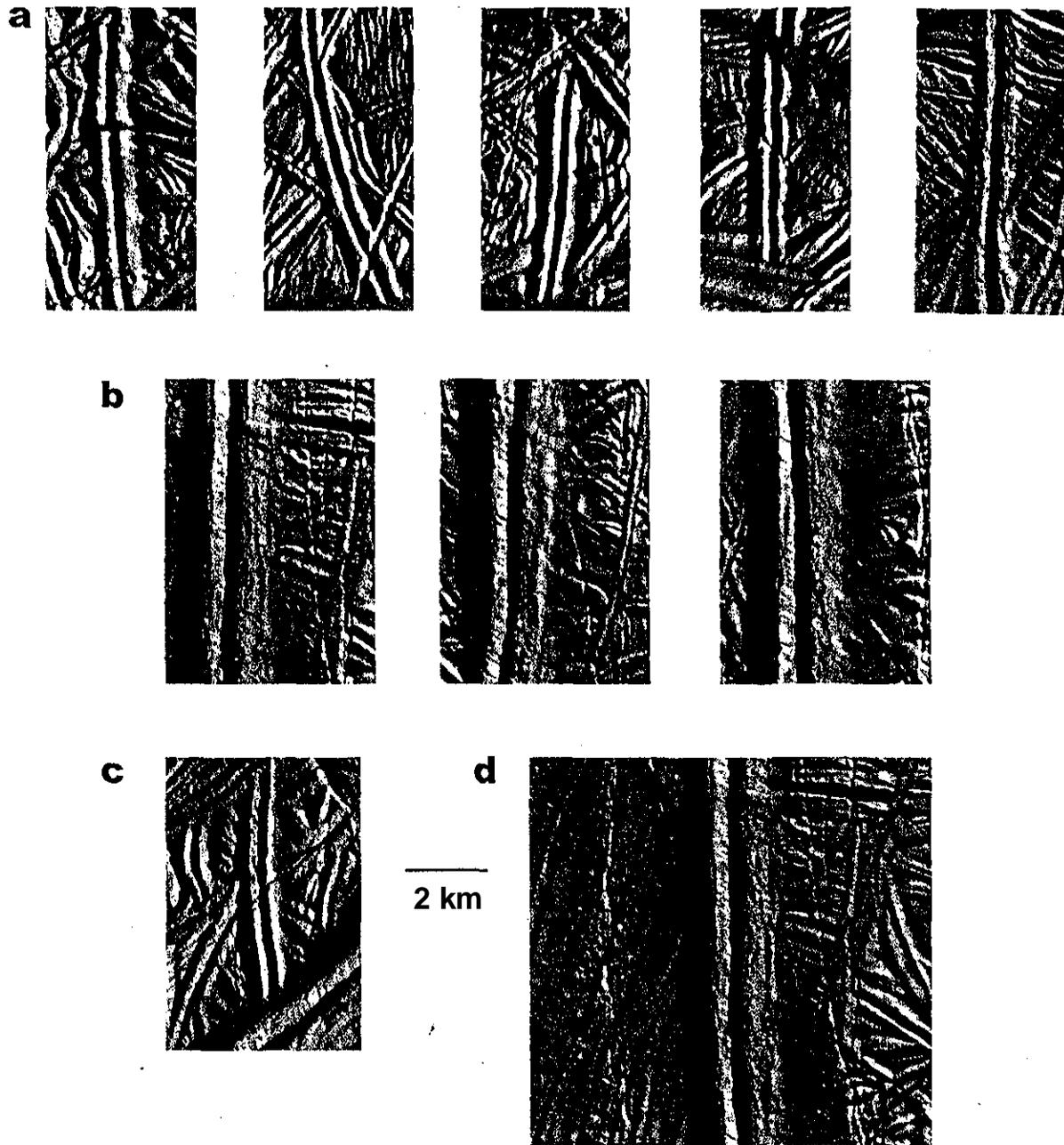


Figura 3. (a) Crestas dobles, nótese la complejidad de las planicies de cresta de fondo, (b) Fosas marginales; en la imagen de la izquierda se muestra una depresión en las planicies de fondo, en la de en medio una morfología suavizada y oscurecida y en la de la derecha una planicie oscura que parece emplazada y cubriendo las planicies de cresta de fondo, (c) Textura de lavadero superpuesta a las planicies de cresta, (d) Fracturas paralelas y fosas angostas sobre las planicies de cresta.

Las fosas marginales presentan una gran variedad de texturas superficiales. Algunas veces son simples depresiones en las planicies de cresta (figura 3b izquierda), otras aparecen como estructuras oscuras y a veces parecen estar cubiertas por material oscuro que cubre su morfología (figura 3c, parte media). En otros casos, la fosa está ocupada por planicies oscuras que parecen emplazarse y cubrir las planicies de cresta al fondo (figura 3b, derecha).

Al parecer, existen características estructurales asociadas a las fosas marginales y que no están relacionadas con las planicies de cresta: fracturas paralelas al margen y textura de "lavadero". La textura de "lavadero" es un conjunto de fosas y crestas angostas paralelas a la cresta, cada cresta del lavadero tiene unas decenas de metros de ancho y se sitúan entre la base de la cresta y una distancia similar al ancho de la cresta (ver figura 3c). Las fracturas paralelas al margen son fracturas y fosas angostas de algunas decenas de metros de ancho que, al igual que la textura de lavadero, se superpone a las planicies de cresta. Las fracturas están en grupos de 2 a 4 y se localizan en la margen externa de la fosa marginal (ver figura 3(d)) Estas estructuras no se presentan siempre y rara vez lo hacen de manera conjunta.

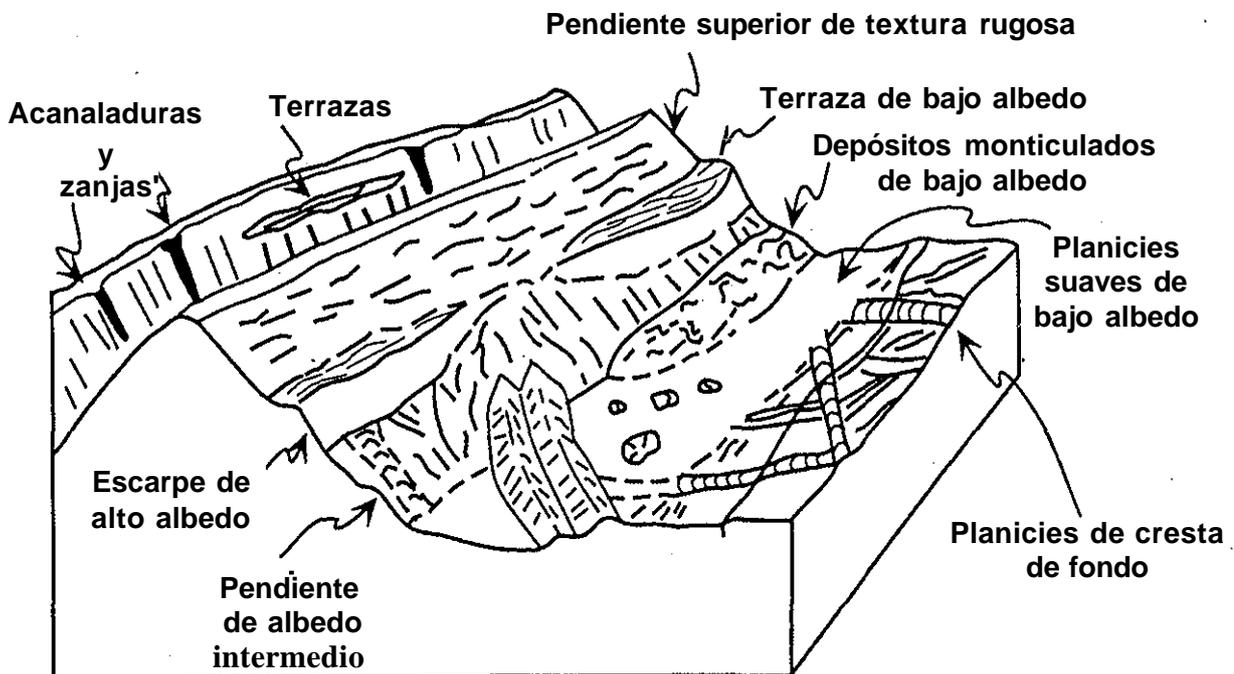


Figura 4. Distribución y nomenclatura de características asociadas a las pendientes de la cresta.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

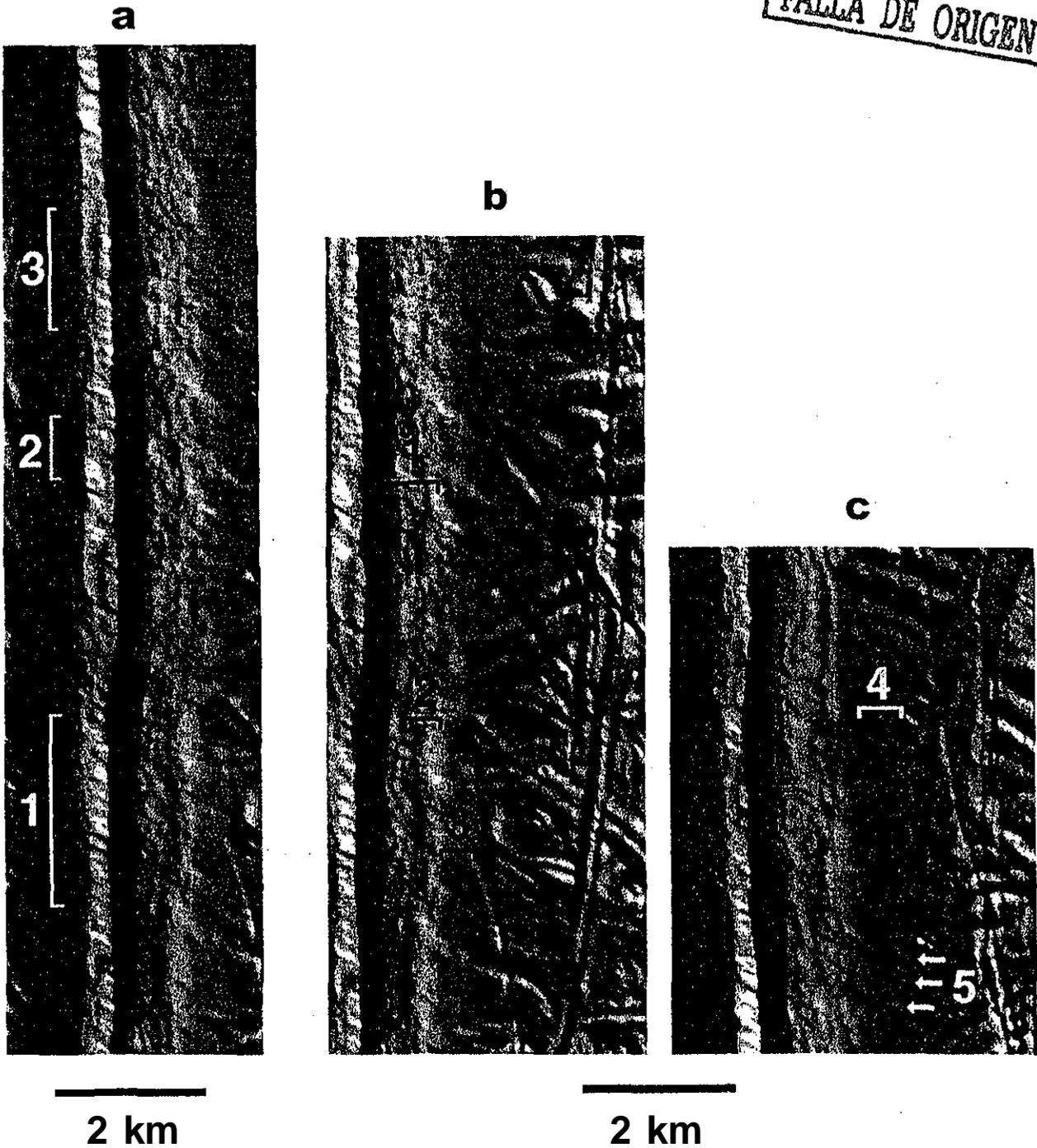


Figura 5. (a) Características-asociadas con las paredes internas de la cresta, (b) Características asociadas con las paredes externas de la cresta.

Las pendientes internas y externas de las crestas presentan también una serie de estructuras características esquematizadas en la figura 4. Las pendientes interiores de las crestas se caracterizan por acanaladuras paralelas entre sí y perpendiculares al rumbo de la cresta (ver figuras 4 y 5a, área 1). Las áreas brillantes son crestas mientras que las oscuras son fosas. Algunas veces, las zonas oscuras se ensanchan hacia la base de la pendiente externa formando un talud de abanico (figura 5a, área 2). Se supone que estas estructuras se formaron por erosión y deslizamientos. En las pendientes internas también se observan rayas paralelas a la parte superior de la cresta cuyas longitudes van desde unos cientos de metros hasta 1 a 3 km (ver figura 5a, área 3). Estas son similares a las terrazas en las paredes interiores de cráteres de impacto por lo que se han interpretado como regiones de derrumbes y fallamiento (Head y Pappalardo, 1999a).

La pendiente externa puede subdividirse en cuatro unidades: (a) pendiente superior de textura rugosa (figura 5b, área 1), (b) terrazas de bajo albedo (figura 5b, área 2); (c) pendiente inferior de albedo intermedio (figura 5b, área 3) y (d) depósitos monticulados de bajo albedo (figura 5b, área 4). El área 5 (figura 5) muestra varios montículos aislados de varias docenas de metros de diámetro que parecen sostener la hipótesis de que los depósitos monticulados son acumulaciones de material provenientes de grandes derrumbes (Head y Pappalardo, 1999a).

Para finalizar esta sección solo queremos hacer notar que cualquier modelo que pretenda explicar la formación de las crestas en Europa debe poder reproducir las características mencionadas arriba.

4.3 Modelos de formación de Crestas.

Dada la amplia distribución de las crestas en el satélite, se hace evidente que la comprensión de su formación y evolución es muy importante para entender el interior y la evolución del satélite mismo y la formación de los conjuntos de satélites de los planetas del sistema solar. Se han propuesto varios modelos que pretenden explicar la formación de estas estructuras: el modelo volcánico, el modelo de compresión de marea, el modelo diapírico, el modelo compresional y el modelo por acuñamiento (Pappalardo, et al., 1998). La figura 6 muestra en forma esquemática los mecanismos mencionados.

4.3.1. Modelo Volcánico.

El modelo volcánico fue propuesto por Kadel et al. (1998), en él, las crestas dobles representan detritos depositados balísticamente por erupciones explosivas de fisura. En este escenario, la formación de una cresta doble inicia con la formación de una fractura que se propaga de abajo hacia arriba por la corteza de hielo.

La presión hidrostática que ejerce una columna de hielo de 10 km de ancho sobre la capa de agua es de alrededor de 12 MPa considerando una densidad del hielo de 930 kg/m^3 y una aceleración de gravedad de 1.31 m/s^2 . En contraste, la presión superficial en Europa debida a su atmósfera es del orden de 10^{16} Pa . Como la solubilidad de los volátiles (SO_2 , CO_2 , CO) depende de la presión, al producirse la fractura en la corteza del satélite el agua va a subir por presión hidrostática hasta cierto nivel pero la diferencia tan brusca en las condiciones de presión va a originar que los volátiles en el agua se liberen produciendo burbujas. Una vez iniciada la nucleación de burbujas, la baja viscosidad del agua origina que las burbujas se segreguen de la fase líquida lo que a su vez va a favorecer una rápida descompresión del vapor. Bajo estas condiciones, parte del agua y otras impurezas son "jaladas" por el chorro de vapor y emplazada balísticamente en la superficie. La extensión -e- de los depósitos resultantes (ver figura 6(a)) es controlada por la geometría de la abertura y por la velocidad de salida de las partículas la cual se calcula debe ser de alrededor de 22 m/s, esta es la velocidad necesaria para que las partículas tengan un alcance de 340 m que es el ancho promedio de las crestas.

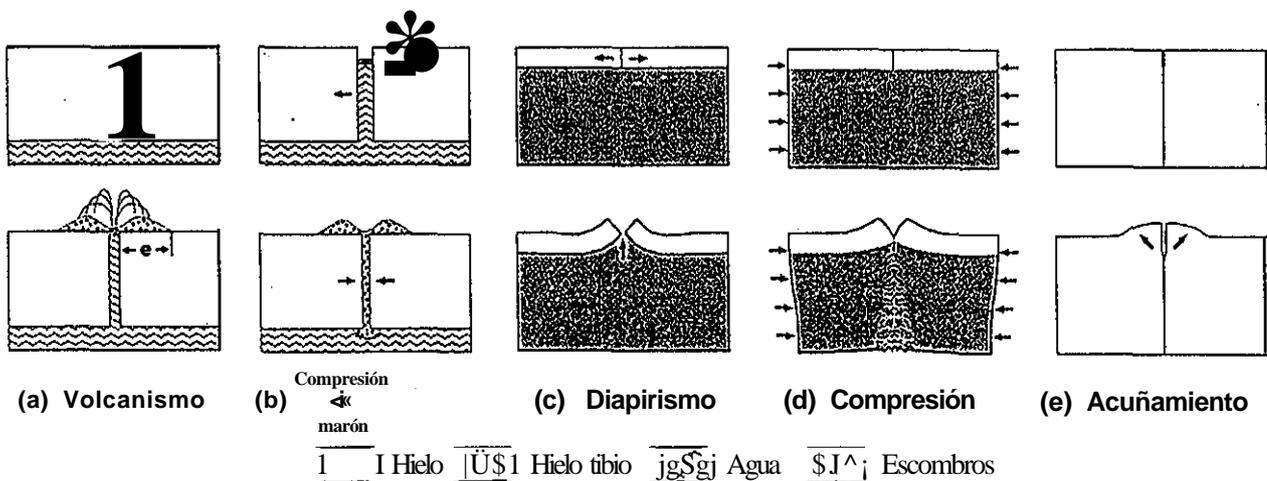
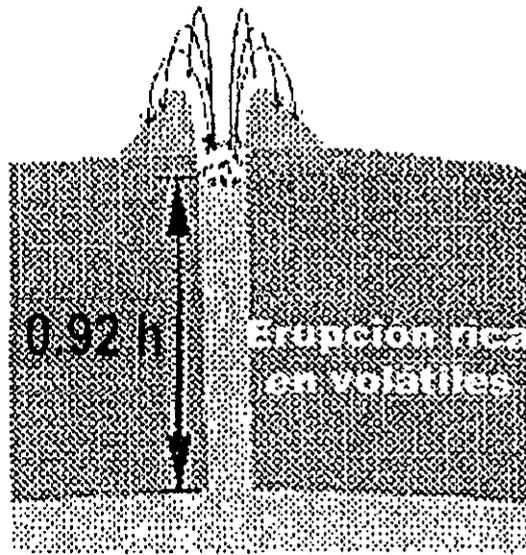
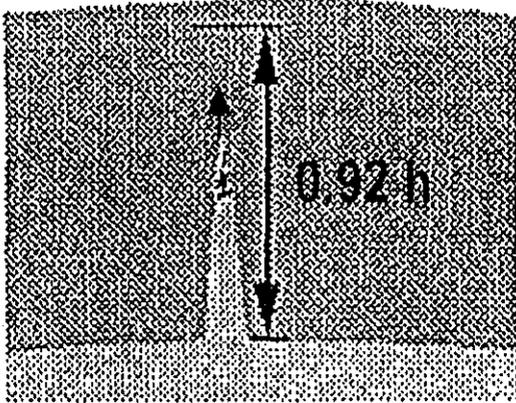


Figura 6. Modelos propuestos para explicar el origen de las crestas.

Propagación de la fractura hacia arriba



Pérdida de masa



¿El ciclo se repite?

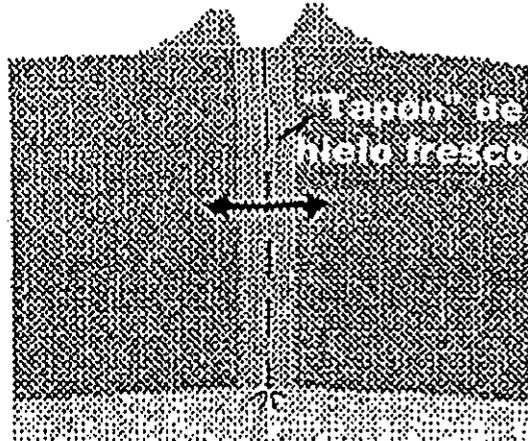


Figura 7. Este diagrama muestra el proceso de formación de crestas según el modelo volcánico propuesto por Kadel.

Cuando la columna de agua ha recorrido el 92 % del ancho de la corteza de hielo se empieza a congelar formando una costra de hielo de aproximadamente medio metro que inhibe la evaporación y por tanto la salida de material. En este esquema, la cresta central podría ser producida por una reapertura de la fractura acompañada por una depositación criovolcánica o por pérdida de masa de los depósitos criovolcánicos preexistentes hacia dentro de un graben formado

sobre la capa de hielo. El proceso descrito se muestra en la figura 7.

Si bien este modelo explica la simetría de las crestas tiene varios puntos en contra, el principal es que la forma de las crestas es muy consistente a lo largo de toda su longitud lo que implicaría una consistencia en el poder eruptivo y en los volúmenes de descarga a lo largo de incluso cientos de kilómetros. También existe una gran incertidumbre en la componente gaseosa del material eruptivo en cuanto a su composición y abundancias.

Finalmente, es importante notar que, entre otras cosas, este modelo sugiere que cualquier estructura adyacente a las márgenes de la fractura va a quedar cubierta por las crestas en formación.

4.3.2. Modelo de compresión de marea.

El modelo de compresión de marea propuesto por Greenberg et al. (1998) tiene su antecedente directo en un artículo de Pappalardo y Coon (1996). En este artículo, Pappalardo y Coon hacen una analogía de las estructuras observadas en las regiones polares terrestres con las estructuras en Europa.

En la Tierra, el hielo que se forma en el mar sufre fracturas debido a las cargas impuestas por las corrientes y los vientos o a cambios de temperatura. Si la fractura formada se abre una anchura significativa se obtiene un área donde el agua queda al descubierto, esta área se conoce con el nombre de *lead*. Como es de esperar, tan pronto ocurre la separación, el agua en esta área se congela formando una delgada capa de hielo que engruesa con el tiempo.

En el hielo marino es común observar arreglos lineales de hielo roto conocidos como crestas de hielo. Estas crestas son de dos tipos: crestas de presión y crestas de cizalla. En particular, las crestas de presión se forman cuando dos capas de hielo chocan como resultado del empuje del viento, cerrando un *lead*. Durante este proceso, la capa de hielo que se formó en el *lead* se rompe y acumula (Greeley et al., 1998).

Con base en lo que ocurre en la Tierra, Pappalardo y Coon (1996) propusieron un mecanismo de formación para las crestas. Su modelo parte de que las fuerzas de marea de Júpiter sobre Europa producen esfuerzos que primero originan y posteriormente abren y cierran fracturas en la corteza de hielo del satélite. Cada vez que una fractura se abre, el agua líquida

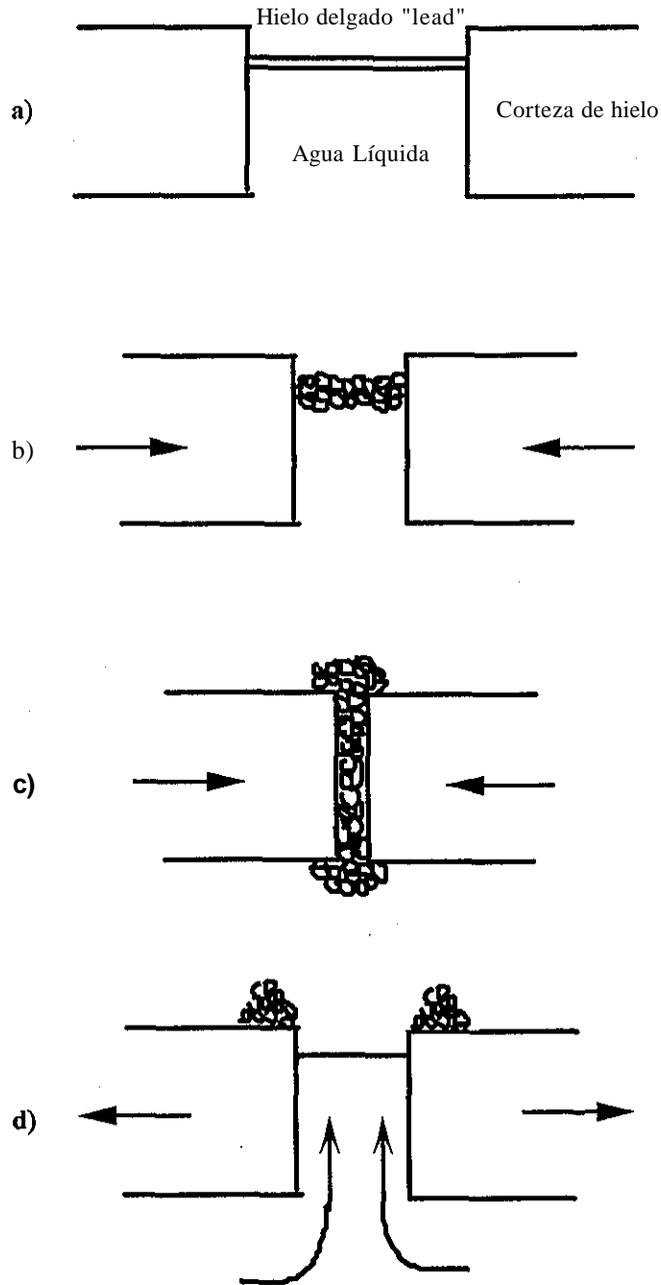


Figura 8. Modelo de compresión de marea, (a) formación del lead tras la abertura de la corteza, (b) los esfuerzos de marea cambian comprimiendo la corteza y fracturando el hielo del lead; (c) el hielo es expulsado hacia los lados, (d) acumulación de hielo a ambos lados de la fractura y reinicio del ciclo, asciende por el espacio dejado entre las dos placas de hielo, el agua así expuesta se congela dejando una capa de hielo de aproximadamente 0.5 m en unas cuantas horas. Como es probable que la abertura sea progresiva, la capa de hielo del lead va a ser más delgada a lo largo de la línea por donde se empezó a abrir la fractura.

Al cambiar los esfuerzos globales, la fractura se cierra y el hielo recién formado se fragmenta y empieza a acumularse formando una cresta de presión. Cuando ésta se forma, en el eje central de la cresta se origina una estructura parecida a una cresta triple. Justo antes del cierre, el hielo entre las placas es expulsado hacia arriba y hacia abajo de la corteza de hielo tal como lo haría la pasta dental si apretáramos el tubo que la contiene y ambos extremos del mismo estuvieran abiertos. Finalmente, en el siguiente ciclo diurno, la fractura se reabre y el proceso empieza nuevamente. Se ha calculado que por este medio las crestas se formarían en un periodo de 30,000 años (Greenberg, 1998 y Pappalardo y Coon, 1996) El proceso descrito se muestra en la figura 8.

Si bien el modelo anterior describe la formación de crestas dobles, era necesario modificarlo para explicar la formación de crestas más complejas (ver figura 9). Dicha modificación fue propuesta por Greenberg y colaboradores (1998). En su trabajo, ellos proponen que las crestas más complejas no son otra cosa que las crestas dobles pero más "procesadas". Durante la formación de las crestas dobles es probable que no todo el material en el lead haya sido expulsado y que parte de él haya permanecido adherido a las paredes cuando la fractura se cerró nuevamente. Tras muchos ciclos como el descrito en el párrafo anterior, las paredes de la fractura se van ensanchando por la acumulación de hielo que no logró ser expulsado produciendo estructuras como la de la figura 9b.

Conforme se va acumulando el material en la superficie, éste ejerce una carga que dobla la corteza de hielo. Si bien es cierto que el hielo del lead que fue expulsado hacia abajo (o quilla) podría equilibrar esta carga, el problema es que muy probablemente la quilla se funde bajo las condiciones de presión y temperatura bajo la capa de hielo. Al empujar la superficie hacia abajo se forman fracturas paralelas a la cresta que posteriormente podrían actuar como las fracturas de origen de nuevas crestas (ver figura 9b). Si la carga es tal que la superficie se hunde más allá de la línea de agua, ésta va a empezar a subir por las fracturas que queden debajo. El emplazamiento de esta agua a ambos lados de la cresta podría explicar la coloración más rojiza que se observa a ambos lados de las crestas (figura 9d). Finalmente, las estructuras más complejas como la de la figura 9c podrían deberse a cambios en el campo de esfuerzos.

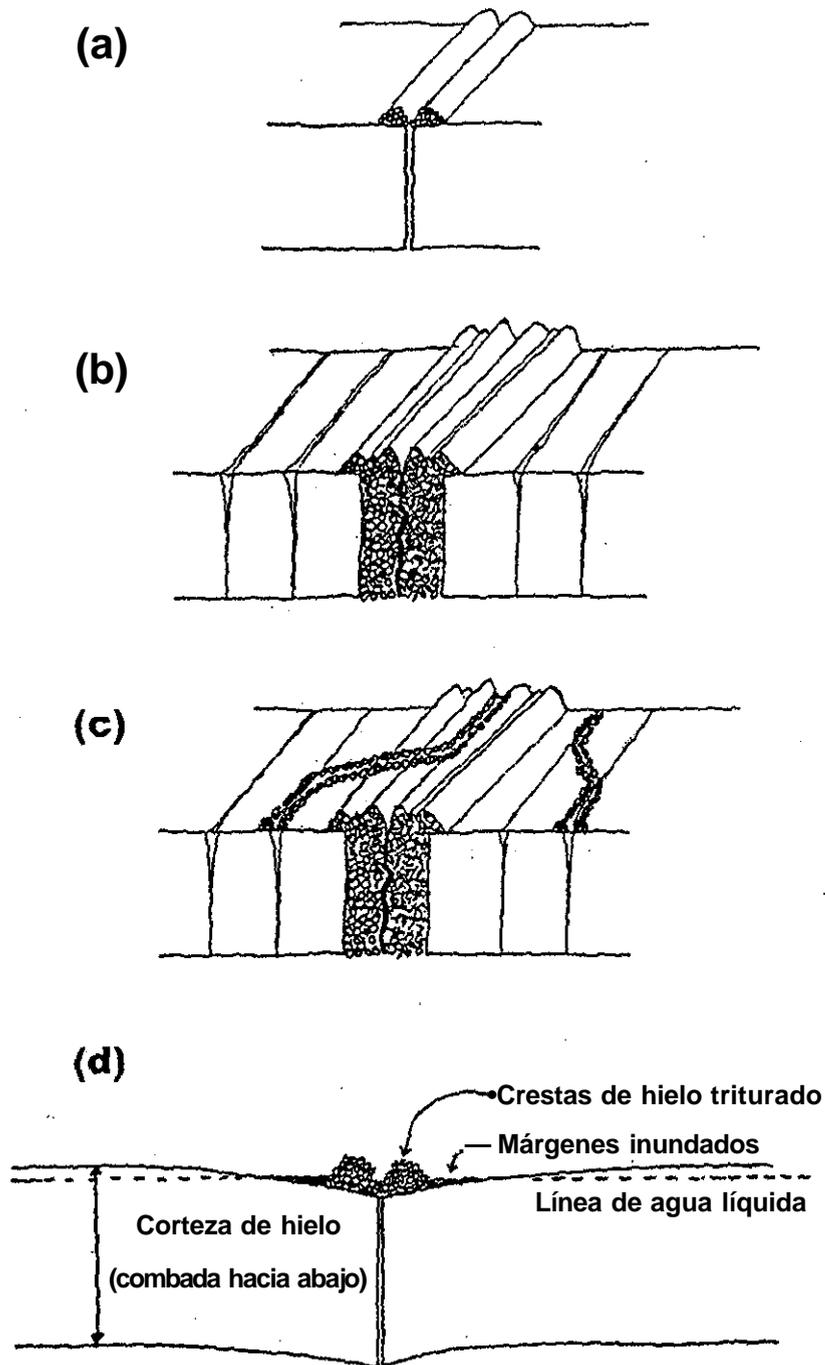


Figura 9* Modelo de compresión de marea, (a) formación de crestas dobles (*clase 1* según la clasificación de Greenberg, et al, 1998), (b) formación de crestas más complejas y fracturas paralelas a la cresta (*clase 2*); (c) cambio en el patrón de esfuerzos y formación de nuevas crestas (*clase 3*), (d) Hundimiento de la corteza y salida de agua por las fracturas.

Si bien este modelo explica la morfología de las crestas tales como fracturas paralelas y depósitos de material más oscuro, el problema está en reconciliar el patrón de esfuerzos con tan intrincada red de crestas. Además, no se ha desarrollado un modelo físico que explique la expulsión de hielo tal y como se describió anteriormente.

4.3.3. Modelo Diapírico.

El diapirismo es una de las manifestaciones del flujo de materiales bajo la superficie de un cuerpo planetario debido a una inversión en la densidad (Bener, et al., 1972) o a fenómenos térmicos tales como la convección (Pappalardo y Greeley, 1995).

En la Tierra, un ejemplo de diapirismo es la formación de domos salinos. El proceso empieza con la depositación de una capa de sal producto de la evaporación del agua de mar y continua con el depósito de capas de sedimento más pesados, tales como arcilla o areniscas, sobre ella. Cuando la capa de sal está a poca profundidad, su resistencia evita que haya un flujo de material pero a cierta profundidad, la temperatura de la sal aumenta debido al gradiente térmico terrestre hasta que el material, menos denso que el de las capas superiores, empieza a fluir hacia arriba. (Turcotte y Schubert, 1982). En la figura 10 se muestran algunas formas producidas por diapiros experimentales (Pappalardo y Greeley, 1995).

En el modelo diapírico propuesto por Head et al. (1998 y 1999a), la formación de lineamientos empieza con la aparición de fracturas producidas por los esfuerzos de marea de Júpiter sobre Europa. Dichas fracturas se producen solo en la capa de hielo más superficial del satélite que es de naturaleza quebradiza. Una vez formada la fractura, el hielo en la capa dúctil se eleva diapíricamente a lo largo de la fractura empujando la capa quebradiza. La altura hasta la que se elevará el diapiro depende de varios factores como en qué punto se va a equilibrar su densidad y su temperatura con la de los alrededores.

Conforme el diapiro empuja la capa de hielo se va formando un par de crestas simétricas a ambos lados de la fractura. Si existen las condiciones para que el diapiro salga a través de la fractura, se formará entonces una cresta triple donde la cresta central sería el diapiro mismo.

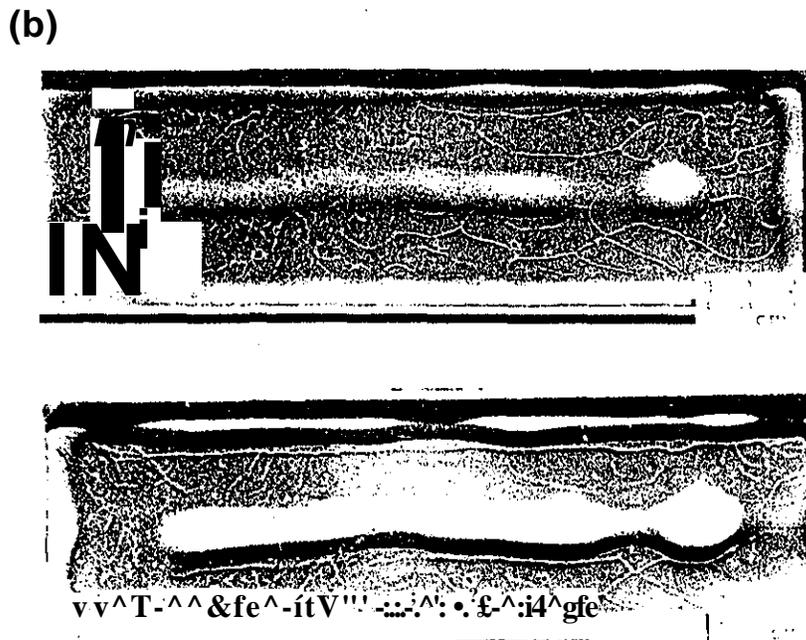
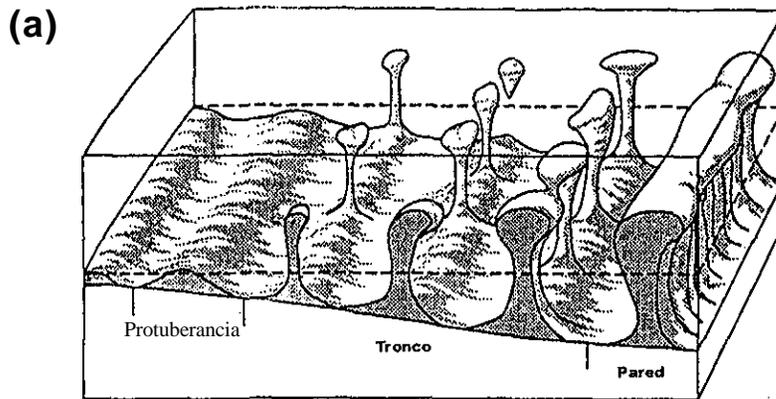


Figura 10. (a) Formas adquiridas por el ascenso de diapiros en el laboratorio, (b) Vista en planta de una pared diapírica producida por el ascenso de plastilinas de distinta densidad empleadas en el laboratorio. Sus formas reproducen las observadas en la Tierra.

Este modelo es muy atractivo ya que explica muchas de las características observadas en las crestas. En este esquema, el material que asciende sufre primero una traslación lateral y después una vertical, durante su movimiento lateral va a dejar vacío el lugar que ocupaba, este lugar va a ser ocupado por el material quebradizo produciendo un sinclinal el cual se observa en

las fosas marginales que se encuentran a ambos lados de las crestas. Durante la deformación, las paredes originales de la falla son empujadas y rotadas, en este proceso es de esperar que la parte más alta y por tanto más trasladada se fracture produciendo los depósitos de textura gruesa observados en las pendientes superiores de las crestas.

Las terrazas de bajo albedo y los escarpes de albedo mayor son el punto de transición entre las pendientes altas de la cresta y de sus pendientes bajas y de la fosa marginal. Dentro de este esquema, el ascenso del hielo tibio podría causar alteración térmica produciendo una recristalización y por tanto una variación en el tamaño de grano, migración térmica, fusión local de material de bajo punto de fusión (salmueras) y posible vulcanismo.

Como comentario final, es necesario hacer notar que cuando el material entra en la fractura empuja hacia arriba y deforma la superficie preexistente produciendo fallamiento y pérdida de masa por lo que cualquier estructura preexistente debería poderse observar en las pendientes externas de las crestas aunque, como lo señala Sullivan (1997), esta pérdida de masa podría enmascarar este mecanismo. Según el modelo diapírico, este proceso es capaz de producir crestas dobles, triples y complejas dependiendo del grado de elevación del diapiro así como de que tanto logra salir material de la fractura.

4.3.4. Modelo compresional.

En 1997, Sullivan propuso el modelo compresional en el cual las crestas se forman cuando dos placas opuestas son sometidas a esfuerzos compresivos. Dado que el material bajo la superficie tiene una temperatura mayor que la capa de hielo quebradiza, los esfuerzos compresivos deforman más el sustrato tibio que la superficie más fría. Esta deformación preferencial produce que la capa de hielo más externa sea deformada a lo largo de las fracturas preexistentes.

Este mecanismo es atractivo porque proporciona un balance para la expansión producida en otras partes del satélite pero es muy difícil discernir entre las estructuras producidas por este mecanismo y el modelo diapírico debido a que la pérdida de masa ha afectado profundamente los flancos de las crestas y a que no se ve una clara relación entre zonas de expansión y la formación de crestas.

4.3.5. Modelo de acuñamiento.

El modelo de acuñamiento (Turtle et al., 1998) propone que las crestas se forman en respuesta a la intrusión de un delgado dique vertical bajo el eje de la cresta. En esta propuesta, el ancho de la cresta es controlado por la profundidad de la parte baja del dique, el ancho de la fosa es proporcional a la profundidad de la parte alta del dique y la altura de la cresta está en función del material intruido. La inyección de agua dentro del dique podría estar controlada por el ciclo de 85 horas de las fuerzas de marea.

El trabajo de Turtle y colaboradores se centró en la modelación de un dique mediante un modelo de elemento finito en que se considera un medio visco-elástico-plástico en una malla de 10 km de ancho con la restricción de que su parte inferior no tiene movimientos verticales. El tiempo empleado para construir una cresta de 120 m de alto es de aproximadamente 100 ciclos de marea (23.2 años aproximadamente).

El problema con este modelo es que no está claro si las restricciones en la parte baja de la fractura son realistas o si la cantidad de material intruido disminuirá abruptamente a esta profundidad.

4.3.6. Discusión de los modelos.

Los diferentes modelos expuestos en este capítulo para explicar la formación de las crestas representan un buen ejemplo para ilustrar lo complicado que puede ser entender los procesos que ocurren en otros cuerpos planetarios. En los siguientes párrafos vamos a exponer los argumentos a favor y en contra de cada uno de los modelos mencionados.

Los dos puntos más importantes del modelo volcánico son que reproduce la simetría de las crestas a ambos lados de su eje y que predice la existencia de un océano de agua líquida debajo de la corteza de hielo del satélite. Hace un par de años, se llegó a la conclusión de que Europa poseía un campo magnético inducido por el campo magnético joviano y que la explicación más probable de este fenómeno era la existencia de agua con sales debajo de la corteza de hielo del satélite (Kivelson, et al., 2000). Si este es el caso, entonces una de las suposiciones en las que se basa el modelo volcánico (la existencia de un océano de agua) no tiene

objeción. Sin embargo, el principal problema con este modelo es la incertidumbre en el contenido de volátiles.

El modelo de compresión de marea explica la formación de crestas dobles y lineamientos más complejos así como la presencia de las fosas marginales y fracturas paralelas a la crestas; sin embargo, las dos objeciones principales a este modelo son la falta de un modelo físico que explique la expulsión del hielo y a la dificultad en lograr una concordancia entre los patrones de esfuerzos y las crestas. Dicha dificultad radica en que se necesitaría saber la edad de cada cresta para asociarla al patrón de esfuerzos que había en ese momento.

A diferencia de los modelos anteriores, el modelo diapírico no depende de la existencia de agua líquida debajo de la corteza de hielo pero si supone una capa de hielo dúctil debajo de dicha corteza. En este caso, el aporte de calor necesario para mantener tal capa dúctil es menor que para mantener el océano de agua y por esa razón su existencia es más probable, a pesar de esto, este modelo no excluye la existencia de agua líquida debajo de la corteza dúctil. Otro punto a favor de este modelo es que es capaz de explicar la simetría de las bandas, las fosas marginales y las fracturas paralelas a las crestas. El problema principal con este modelo es que el diapírico tiene que empujar y en muchos casos atravesar una capa de hielo de 10 km lo que ya no es tan obvio.

La principal virtud del modelo compresional es también su principal falla, ya que si bien explica la simetría de las crestas, sus fosas marginales y sobre todo la existencia de lugares en la corteza donde ésta sufre separaciones (en las bandas por ejemplo) para compensar la compresión, no es posible encontrar una bandas por cada cresta.

El modelo de acuñaamiento reproduce la simetría de las crestas pero deja muchas cosas sin explicar, entre ellas no aclara cómo sería la inyección de agua dentro del dique ni reproduce las características asociadas a las crestas. Según este modelo, una cresta de 120 m de alto se produciría en 23.2 años, esto implica que si aún existe una actividad en Europa sería posible observar nuevas crestas si comparamos la imágenes obtenidas por los Viajeros con las imágenes obtenidas por Galileo cosa que no sucede o bien que hubo un periodo de tiempo muy corto en que Europa tuvo una actividad tectónica muy grande y después cesó.

De lo anterior se puede decir que si bien ningún modelo explica satisfactoriamente la formación de las crestas, al parecer el modelo de compresión de marea y el modelo diapírico son los que tienen mayor apoyo.

Capítulo V

Clasificación y Estadísticas de Cruces Entre Crestas

5.1 Metodología.

La observación clave para distinguir entre el modelo volcánico y el modelo diapírico es la identificación (o no) de estructuras preexistentes en los flancos de las crestas. Por su abundancia, la búsqueda se centró en crestas preexistentes en los flancos de crestas de formación más reciente. Para esto, se trabajó con 16 imágenes de alta resolución (entre 6 m/pxl y 54 m/pxl aproximadamente) obtenidas por la nave espacial Galileo durante sus órbitas E4, E6, E11, E12 y E17. En cada una de las imágenes utilizadas se observaron todas y cada una de las intersecciones entre pares de crestas con la finalidad de encontrar indicios de deformaciones de la cresta más vieja del par sobre las pendientes externas de la cresta más joven. Las figuras 1 a 16 muestran al conjunto de imágenes que se utilizaron en este trabajo.

5.2 Tipos de cruces.

Después de examinar cuidadosamente los cruces concluimos que los cruces entre crestas se podían clasificar en 5 tipos a los que se nombró C1, C2, C3, C4 y C5. En los cruces C1 y C2, la cresta más vieja (a la que por simplicidad en adelante llamaremos cresta 1) no se ve deformada en

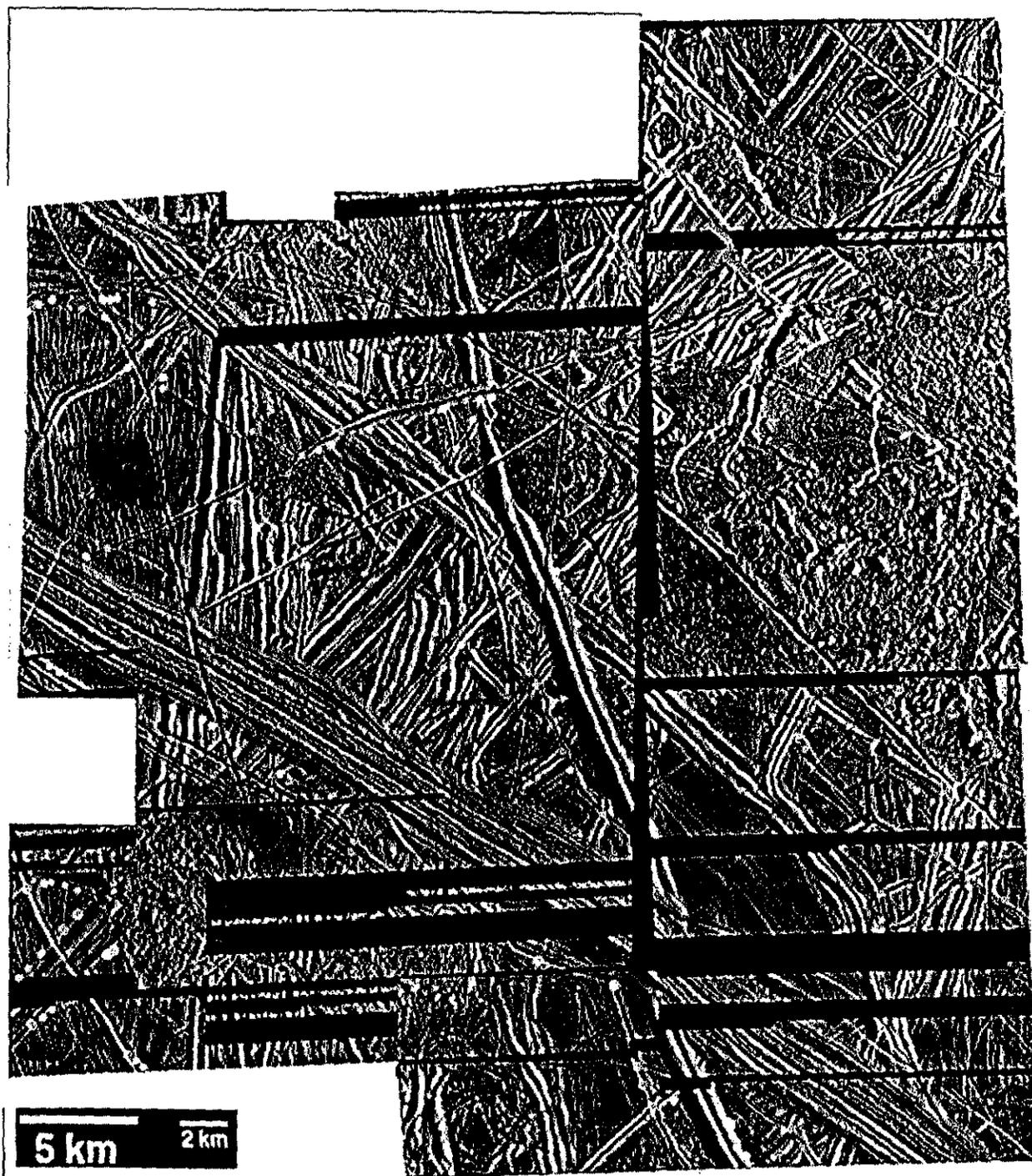


Figura 1. Imagen tomada por la cámara SSI de la nave Galileo durante la órbita E4. La explicación de los puntos de colores se da en el texto. Esta imagen fue tomada a una resolución de 30 m/pxl y corresponde a la imagen designada como E4hires en la tabla 1.

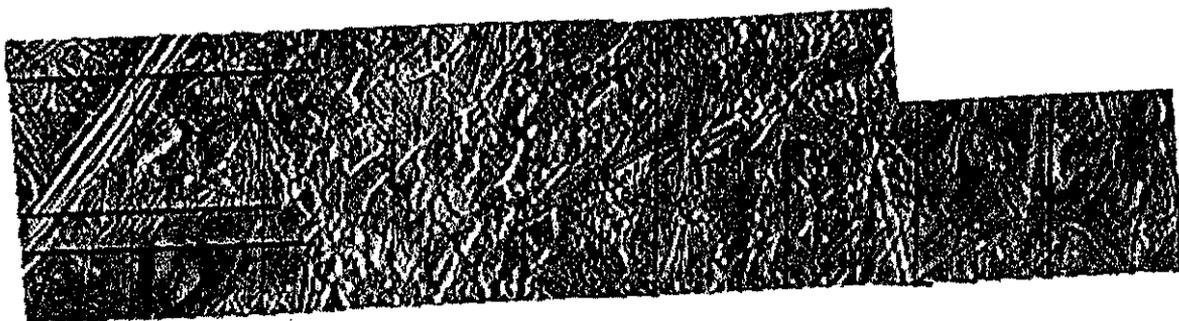


Figura 2. Imagen tomada durante la órbita E6. En la tabla 1 se le designa como E6drklinster

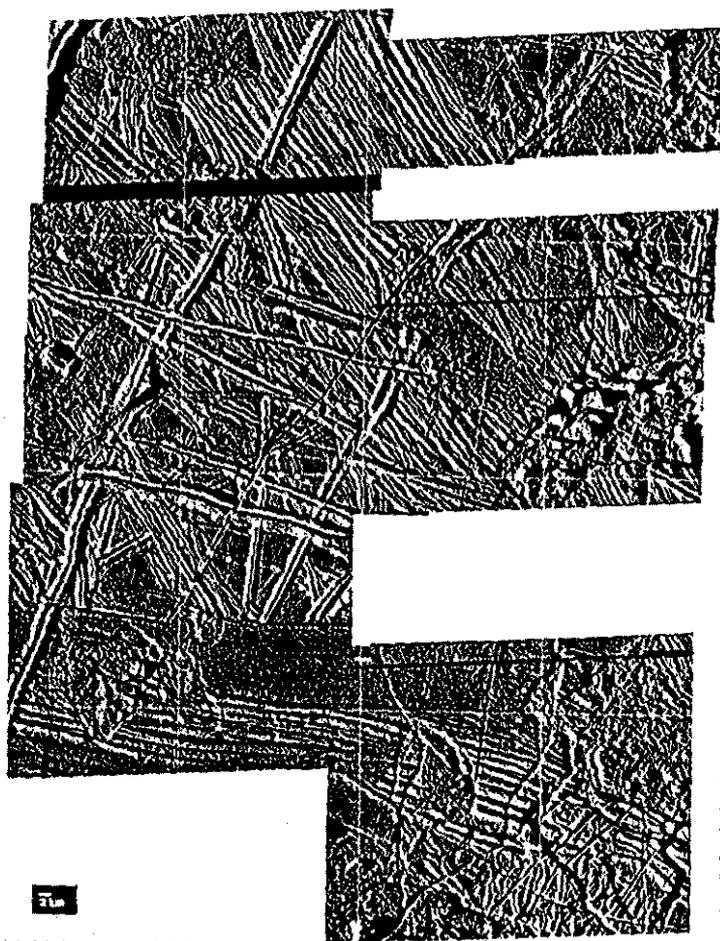


Figura 3. Imagen obtenida durante la órbita 11, designada como E11(lpl)Europahires en la 7tabla 1.

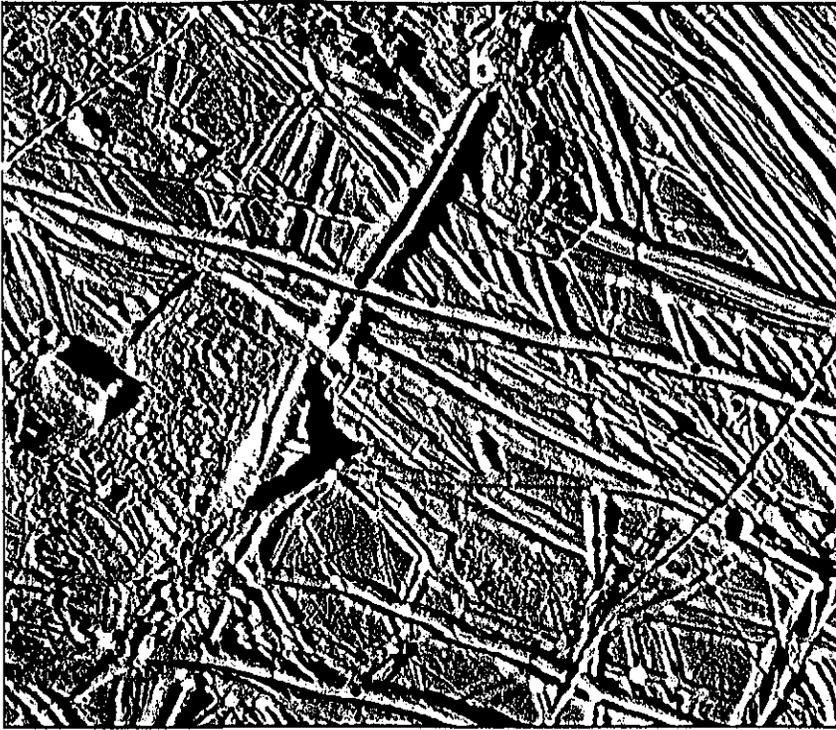


Figura 4. E11726.1, imagen tomada durante la órbita E11.



Figura 5. E11765.1, imagen tomada durante la órbita E11.

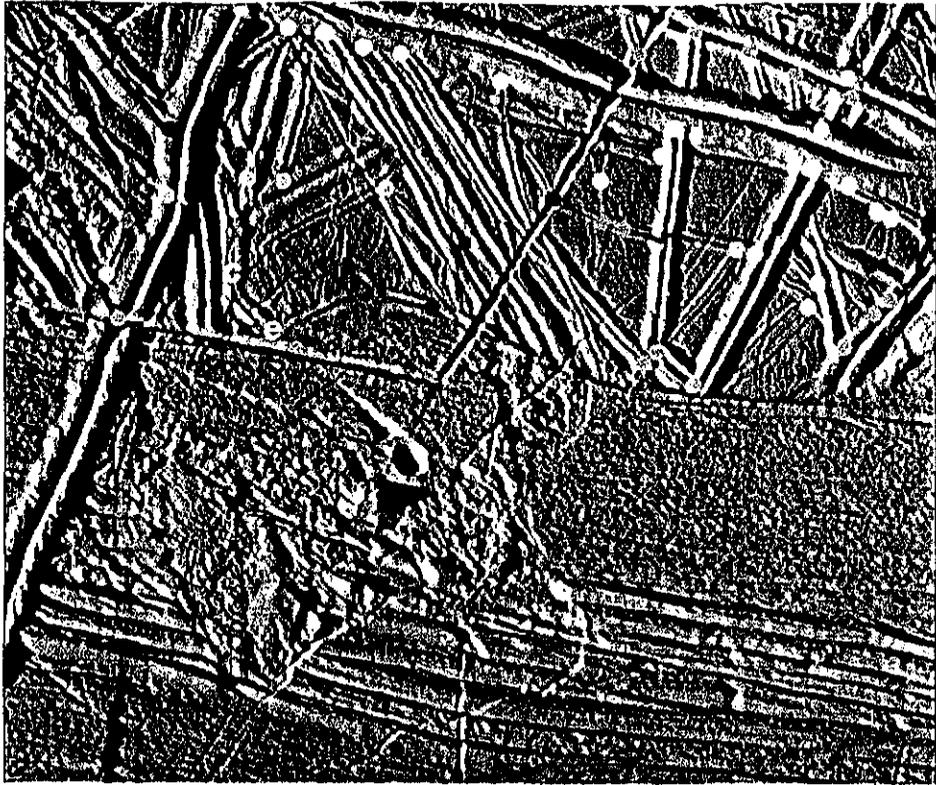


Figura 6. Imagen obtenida durante la órbita El 1. En la tabla 1 se le designa como **E11752.1**

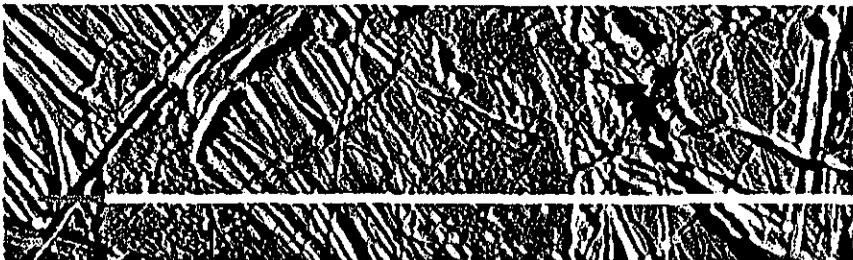
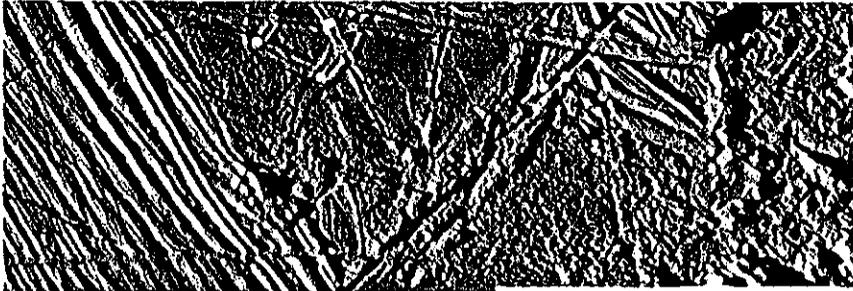


Figura 7. Esta figura es designada como **E11713.1** en la tabla 1.

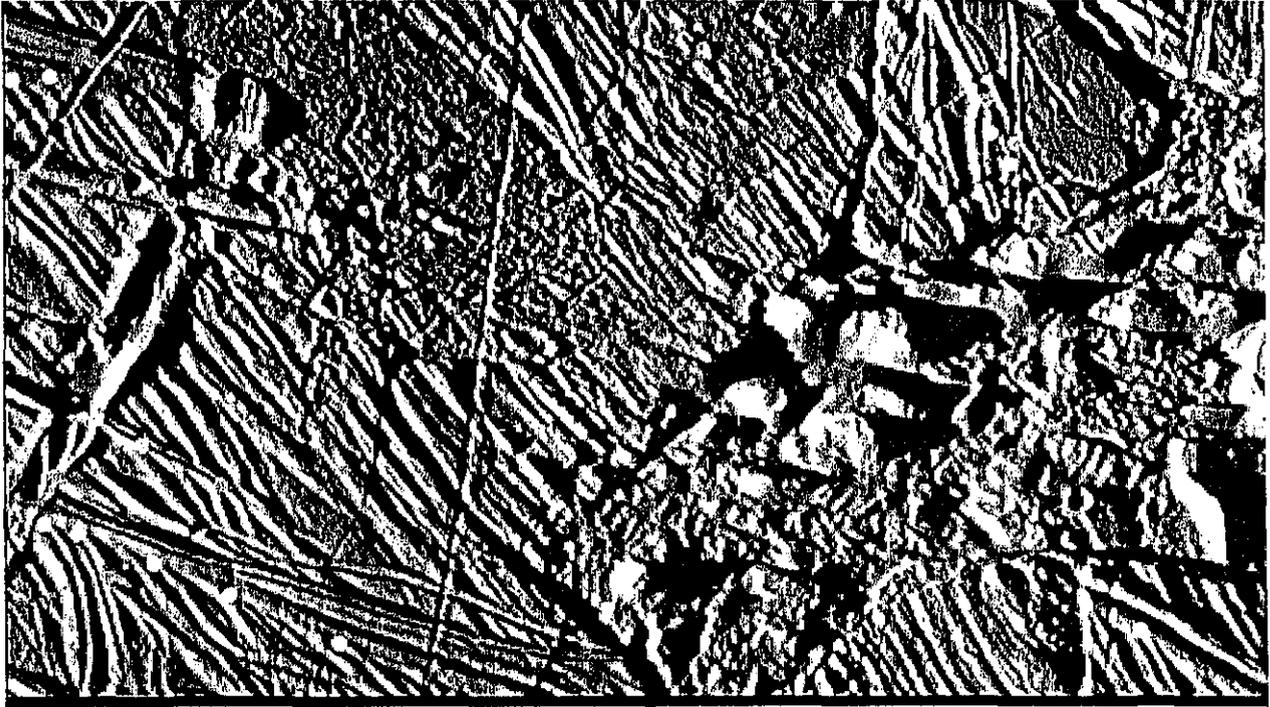


Figura 8. E11739.1 (ver tabla 1)

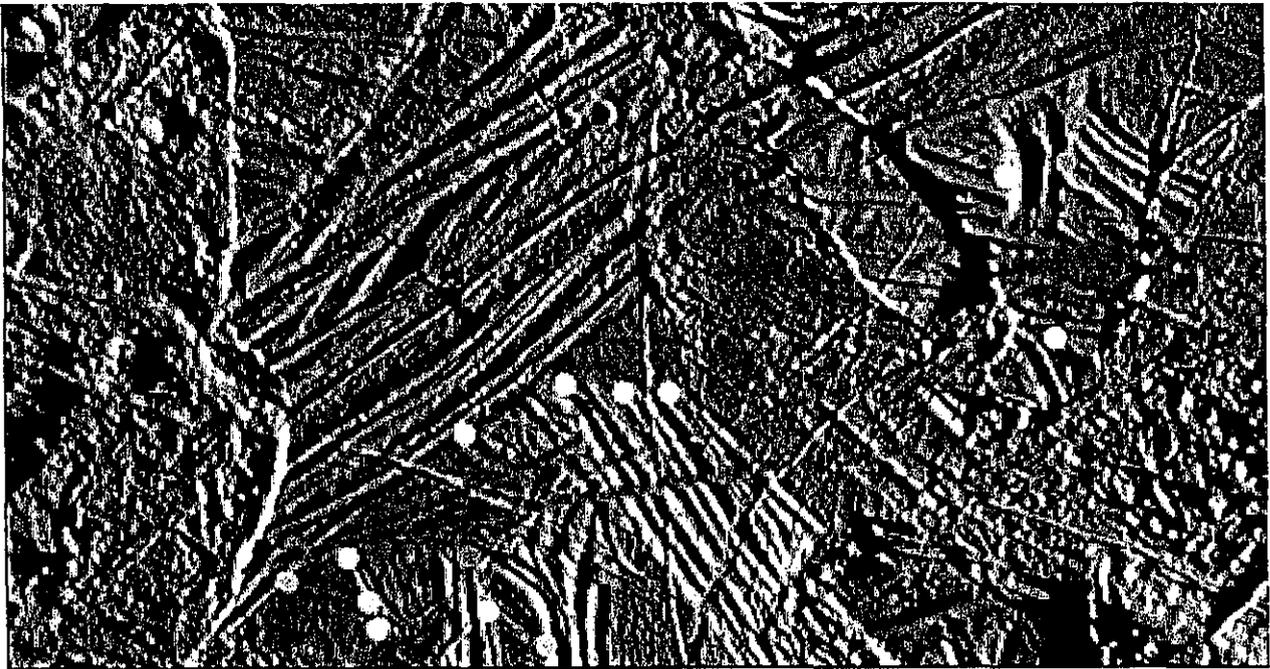


Figura 9. E11778.1 (ver tabla 1)



Figura 10. E11700.1 (ver tabla 1)

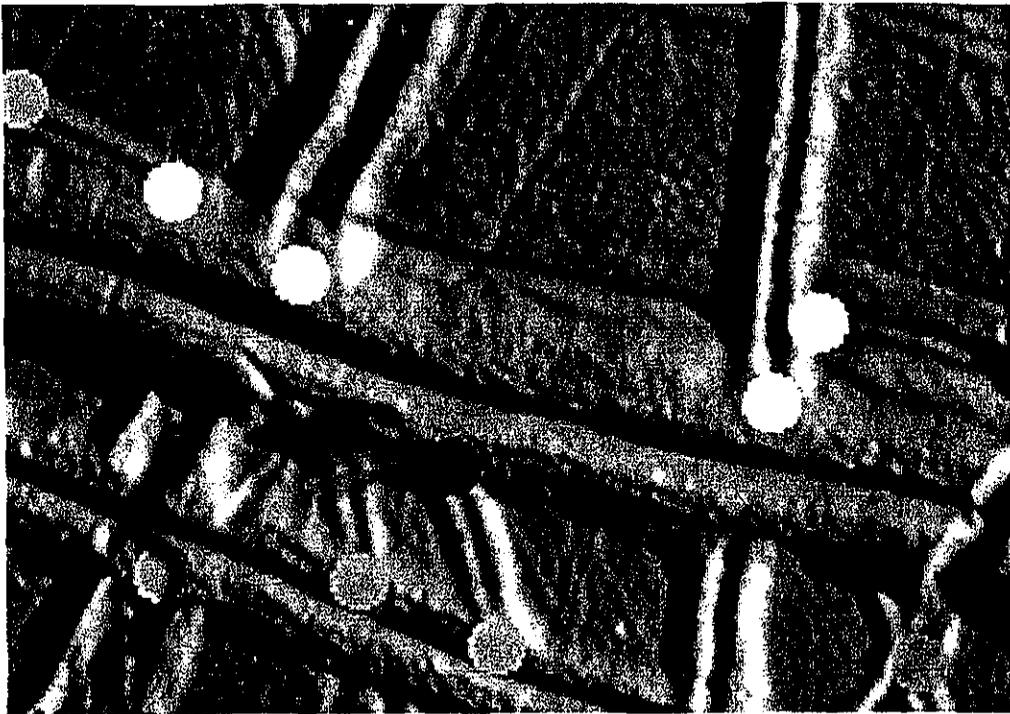


Figura 11. Ellw6752 (ver tabla 1)

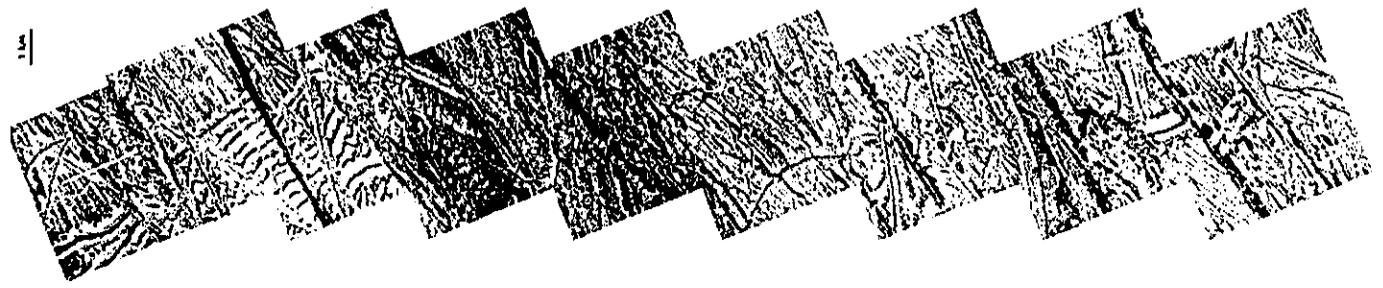


Fig. 12. Imagen tomada durante la órbita E12. En la tabla 1 se le identifica con el nombre: E 12quickmosflatrotstr.



Figura 13. E12mottlehiressframe2378 (ver tabla 1)

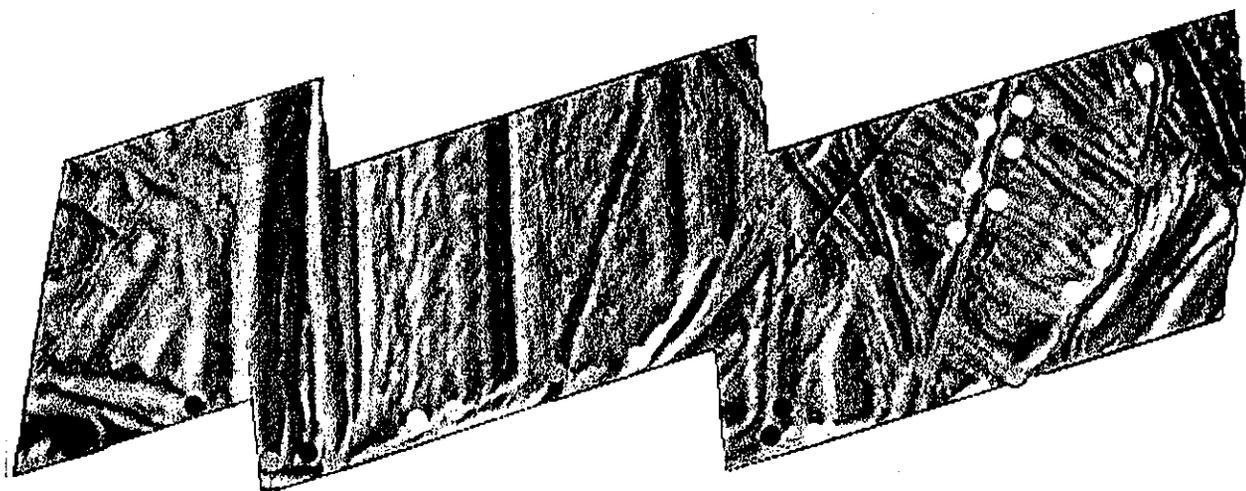


Figura 14. Imagen obtenida durante la órbita E12. E12wedgestr/Hoppa)ND.

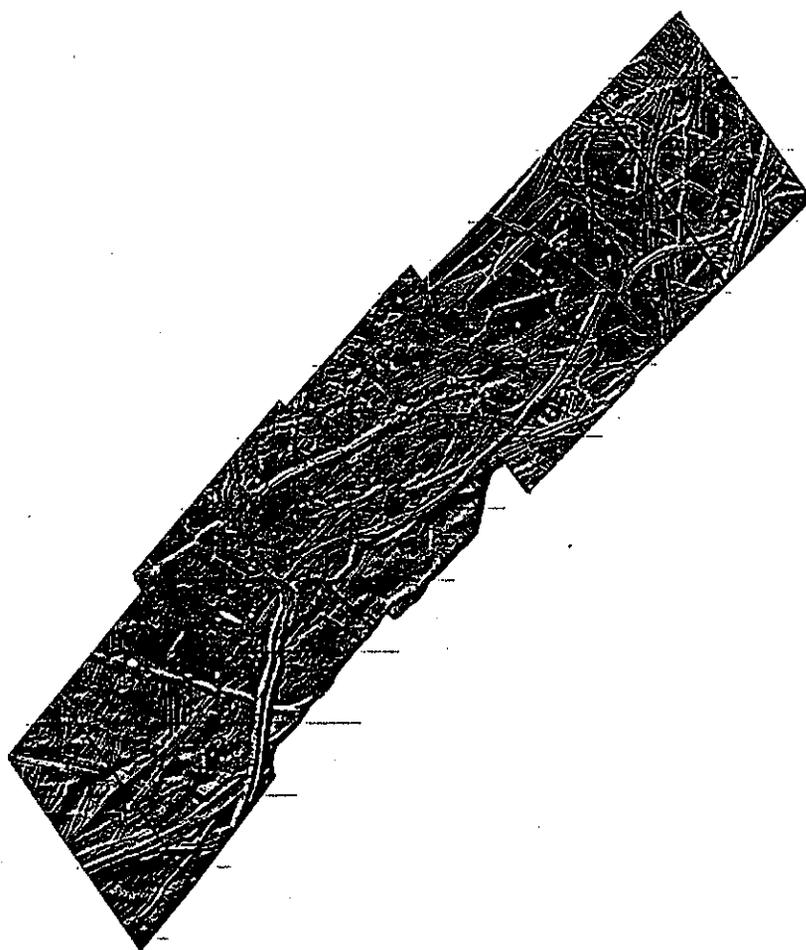


Figura 15. Imagen obtenida durante la órbita E17. E17southpole.img (ver tablal)

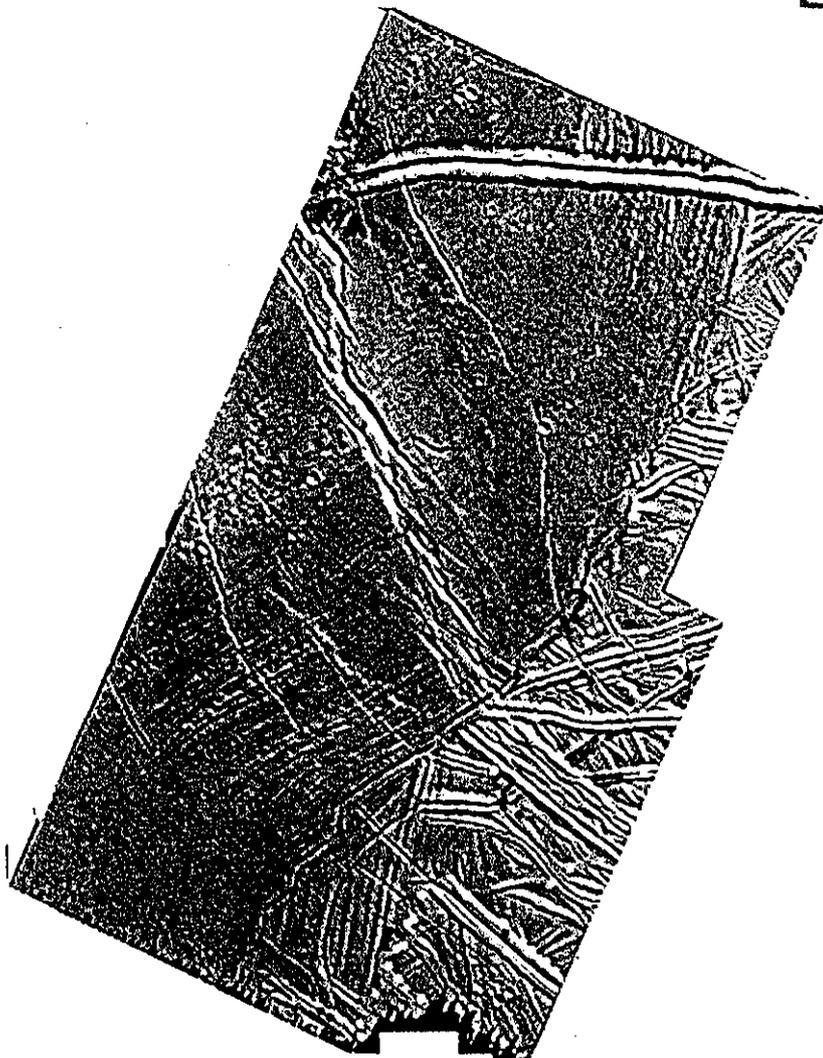


Figura 16. E171iblin8mos (ver tabla 1).

el cruce con la cresta de formación más reciente (cresta 2). En los cruces C3, C4 y C5, la cresta 1 si presenta deformación en el cruce con la cresta 2.

La diferencia esquemática entre cada tipo de cruce así como ejemplos de cada uno de ellos tomados durante la órbita E6 pueden observarse en la figura 17. En las figuras 1 a 16, el tipo de cruce fue identificado asociándole un punto coloreado de acuerdo al siguiente código: amarillo-C1, verde-C2, azul rey-C3, rojo-C4, azul claro-C5 y los puntos de color rosa indican duda en la

clasificación. En el caso de los puntos de color rosa, el problema fue que no era posible decir con certeza a que tipo de cruce correspondía, por lo general no se distinguía bien si el cruce era tipo C1oC3.

La tabla 1 muestra los resultados obtenidos. La primera columna es el nombre con el que se identifica a la imagen; la segunda columna indica el número de órbita durante la cual se tomo la imagen, la tercera columna menciona la resolución utilizada, la cuarta, quinta, sexta, séptima y octava columnas muestran el numero de cruces encontrados para el tipo C1, C2, C3, C4 y C5, respectivamente; la última columna indica el número de cruces en los que se tuvo duda y por lo tanto no se les asignó alguna de las categorías anteriores.

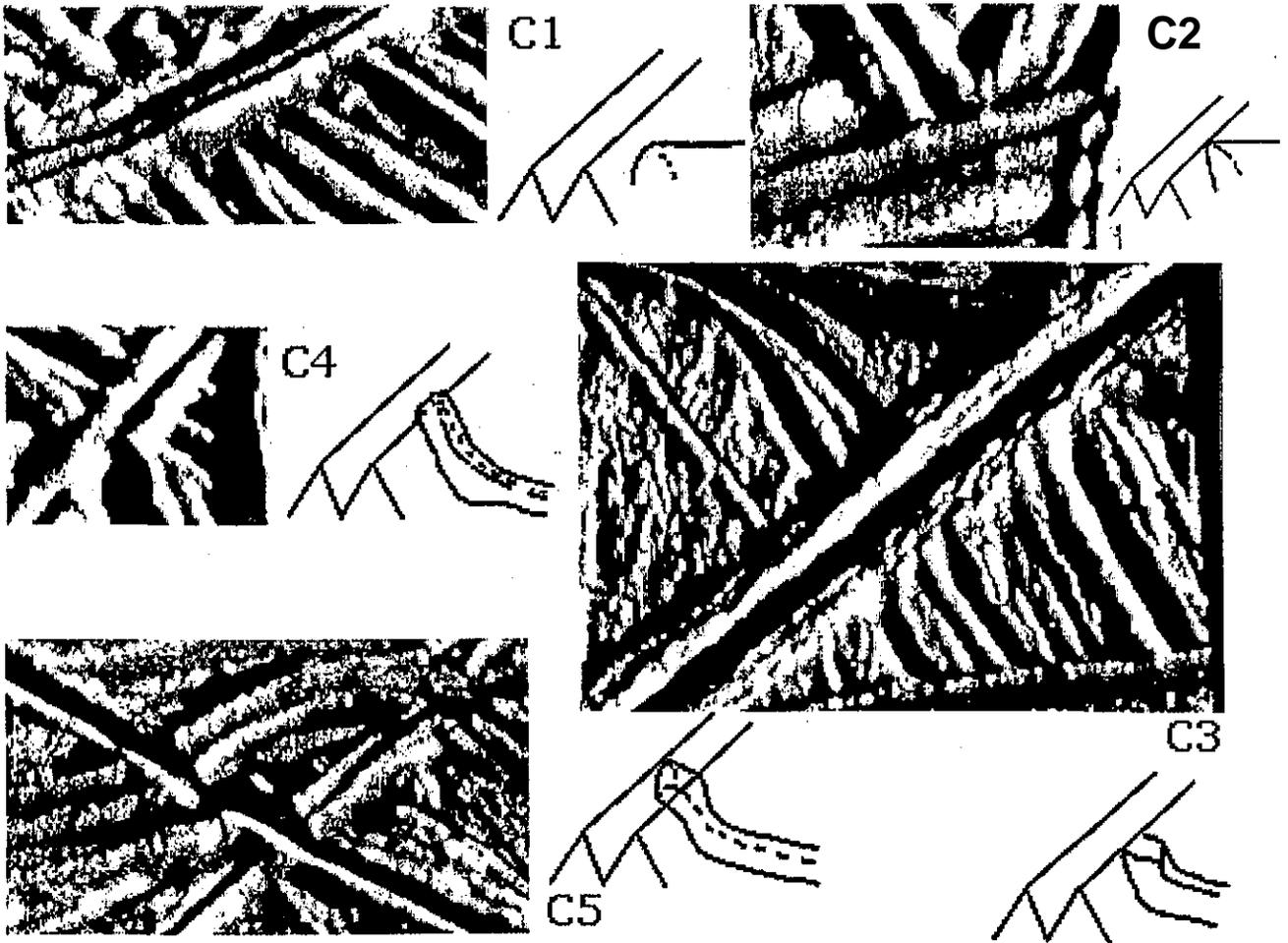


Figura 17. Ejemplos de los distintos tipos de cruces tomados de una imagen obtenida durante la órbita E6. Junto a cada ejemplo aparece un dibujo que muestra la relación entre las crestas joven y vieja.

Tabla 1. Resultados para cada tipo de cruce

IMAGEN	ÓRBITA	RESOLUCIÓN m/pxl	C1	C2	C3	C4	C5	DUDAS
E4hires	E4	30	29	72	29	2		26
E6drklinster	E6	54	54	102	17	4	4	19
E1 l(lpI)Europahires	E1i	33	40	67	15	5	1	21
E11726.1	E1i	33	25	32	8	2		25
E1 1765.1	E1i	33	4	1				2
E1 1752.1	E1i	33	14	16	5	3	1	10
E11713.1	E1i	33	3	10	2			5
E11739.1	E1i	33	9	10	1	1		6
E11778.1	E1i	33	10	5				2
E1 1700.1	E1i	33	2	5	16			1
E11w6752	E1i	33	4	1	2			4
E12quickmosfiatrotstr	E12	20	37	25	48	8	2	10
E12mottlehiresframe2378	E12	6	6		8	6		2
E12wedgestr(Hoppa)ND	E12	26	7	12	5			6
E17southpole.img	E17	30	84	215	101	8	3	73
E171liblin8mos	E17	?	24	51	32	8		14

Los cruces tipo C4 y C5 fueron muy escasos por lo que sólo se van a considerar los cruces tipo C1, C2 y C3 para propósitos estadísticos.

En términos generales, alrededor de un 25 % de los cruces son de tipo C3, este porcentaje puede subir hasta un 50% si se considera que las "dudas" (puntos rosa) son cruces tipo C3, que hay indicios de que las "dudas" sean en realidad cruces C3 no existe una certidumbre al respecto.

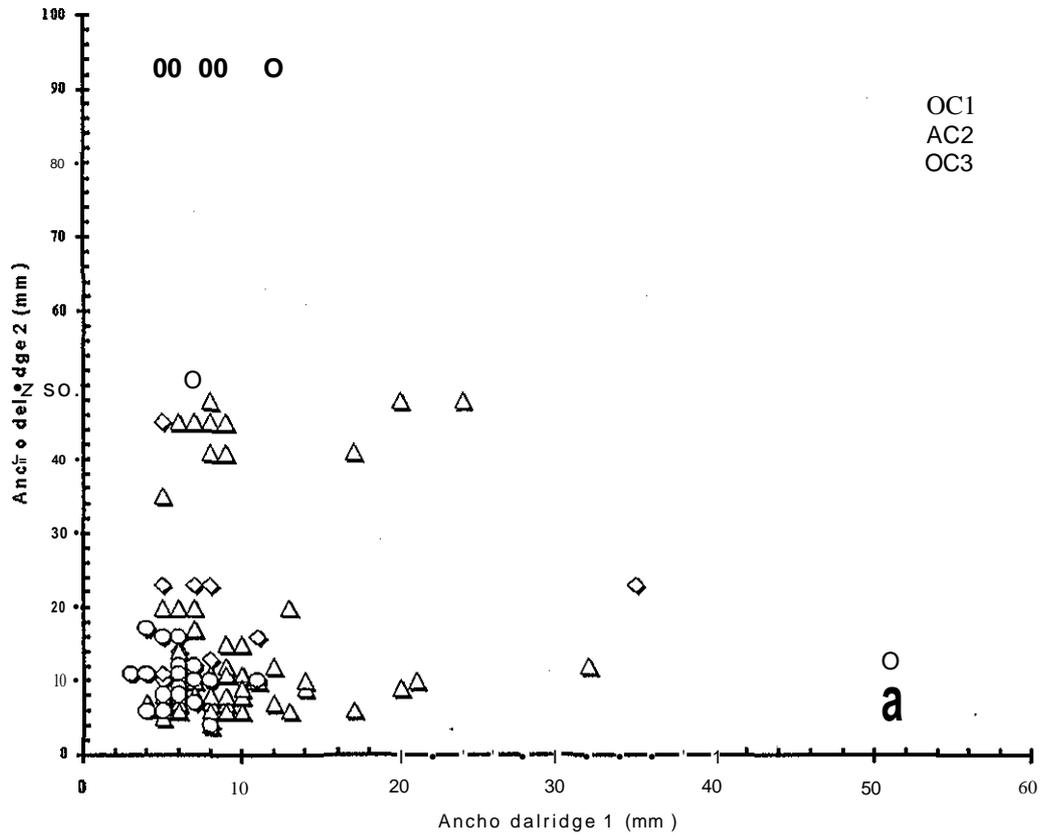


Figura 18. Relación entre los anchos de las crestas 1 y 2 para cada tipo de cruce.

5.3 Relación entre el ancho de la cresta y el tipo de cruce.

Para ver si el ancho de las crestas afecta el tipo de cruce, se tomó un mosaico obtenido durante la órbita E4 (figura 1). Sobre esta imagen se midieron, en milímetros, el ancho de todas y cada una de las crestas involucradas en cada tipo de cruce y se granearon los anchos de la cresta 1 vs. los anchos de la cresta 2 para cada tipo de cruce (ver figura 18) también se hizo un histograma de frecuencias de los anchos de la cresta 1 para cada tipo de cruce (ver figura 19). De estas gráficas se observa que: i) no existe una diferencia notoria entre los anchos de la cresta 2 en los tres tipos de cruces, ii) el ancho de la cresta 1 en los cruces C2 tiene un intervalo de valores ligeramente mayor que en los cruces C1 y C3 y iii) la mayoría de las crestas 2 tienen anchuras entre 204 m y 1 km mientras que las crestas 1 tienen anchuras entre 204 y 612 m.

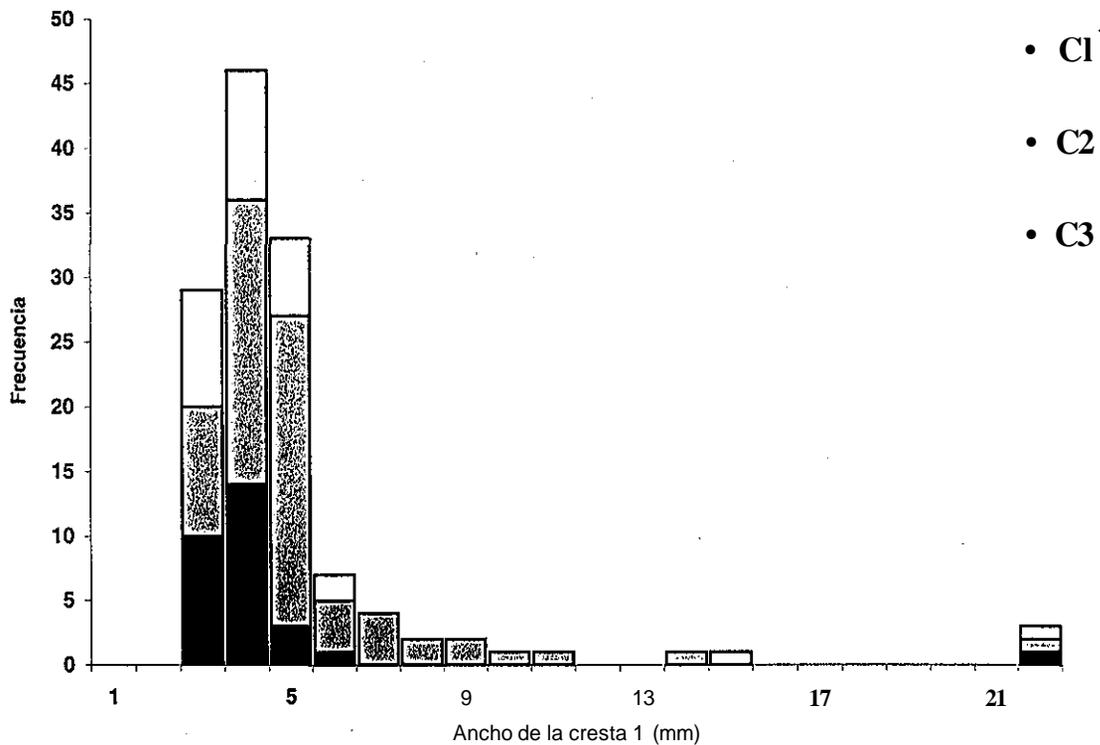


Figura 19. Histograma de frecuencias de los anchos de la cresta 1 de acuerdo al tipo de cruce.

5.4 Relación entre la "edad relativa" (secuencia estratigráfica) y el tipo de cruce.

Utilizando la misma imagen del apartado anterior, se buscó la secuencia estratigráfica de las crestas más sobresalientes y se le asoció un color a cada una de ellas. Terminado esto, a cada cresta se le asignó arbitrariamente una edad de vieja, media y joven dependiendo de su relación estratigráfica. Las crestas viejas tienen colores rosa mexicano, azul rey; café y amarillo oro, las de mediana edad tienen colores naranja, verde claro; violeta y rojo y las jóvenes azul claro, rosa; verde, crema; amarillo y guinda (ver figura 20a), estos colores han sido nombrados en orden "cronológico" relativo designando crestas cada vez más antiguas (no existe una forma de medir edades absolutas ni tampoco relativas ya que la superficie de Europa en general y la de esta imagen en particular, carecen de una población significativa de cráteres de impacto).

Figura 20(a). Código de colores de la figura 20(b). La columna de la izquierda muestra los colores de las crestas jóvenes, la central los de las crestas de mediana edad y la columna de la derecha los colores que portan las crestas viejas. En cada columna, el orden cronológico va de arriba hacia abajo empezando con la más joven de cada grupo, estratigráficamente hablando.

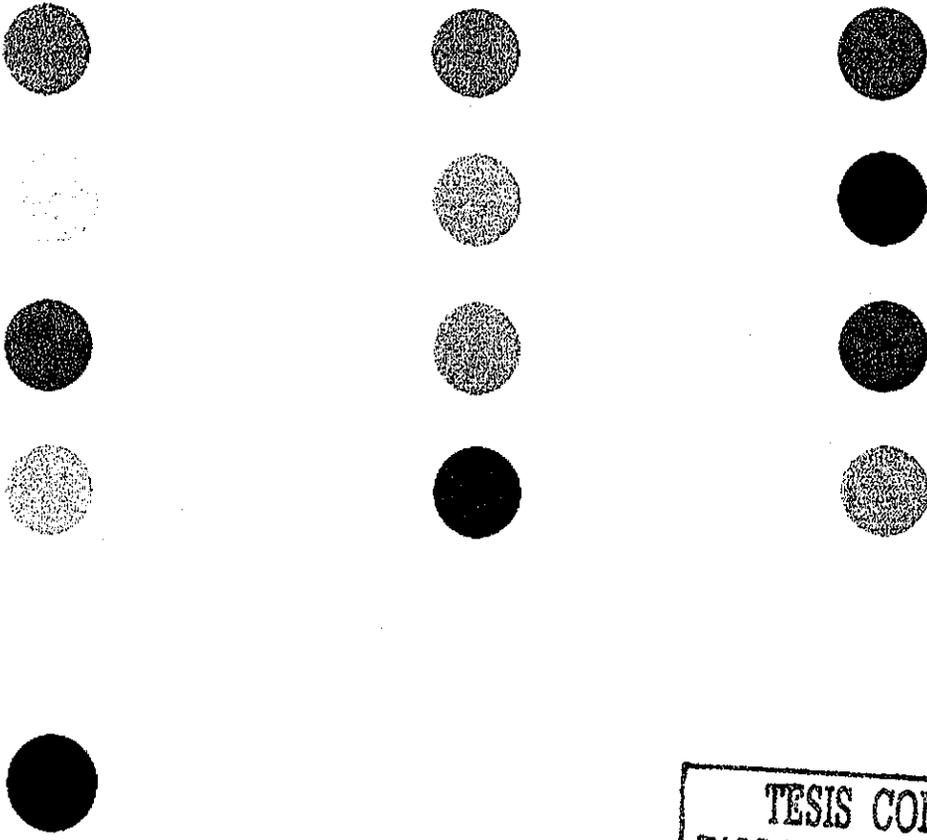
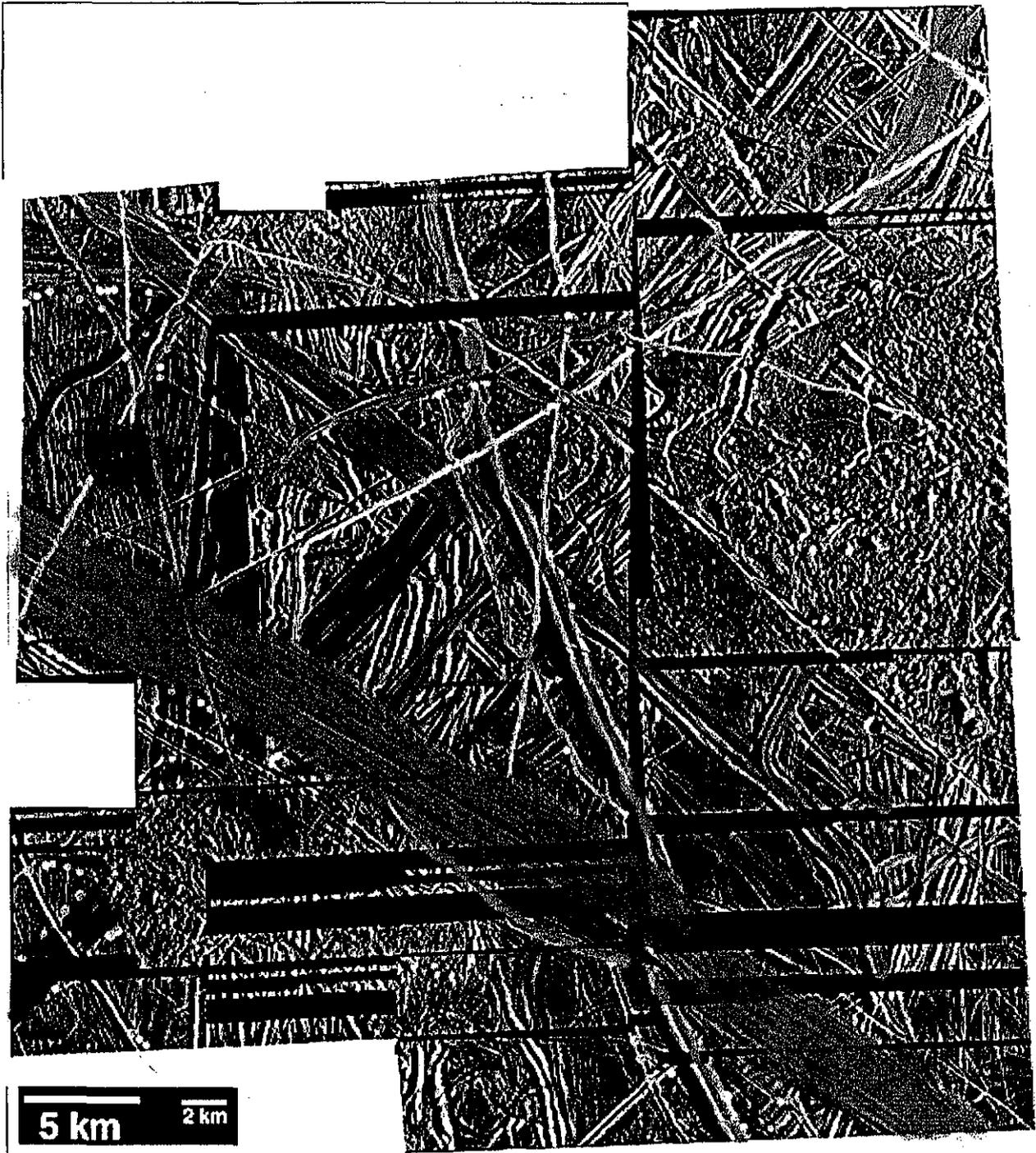


Figura 20(b). Mosaico de imágenes obtenido durante la órbita E4. Los círculos de colores identifican los diferentes tipos de cruce mientras que las líneas de colores denotan diferentes "edades" estratigráficas.



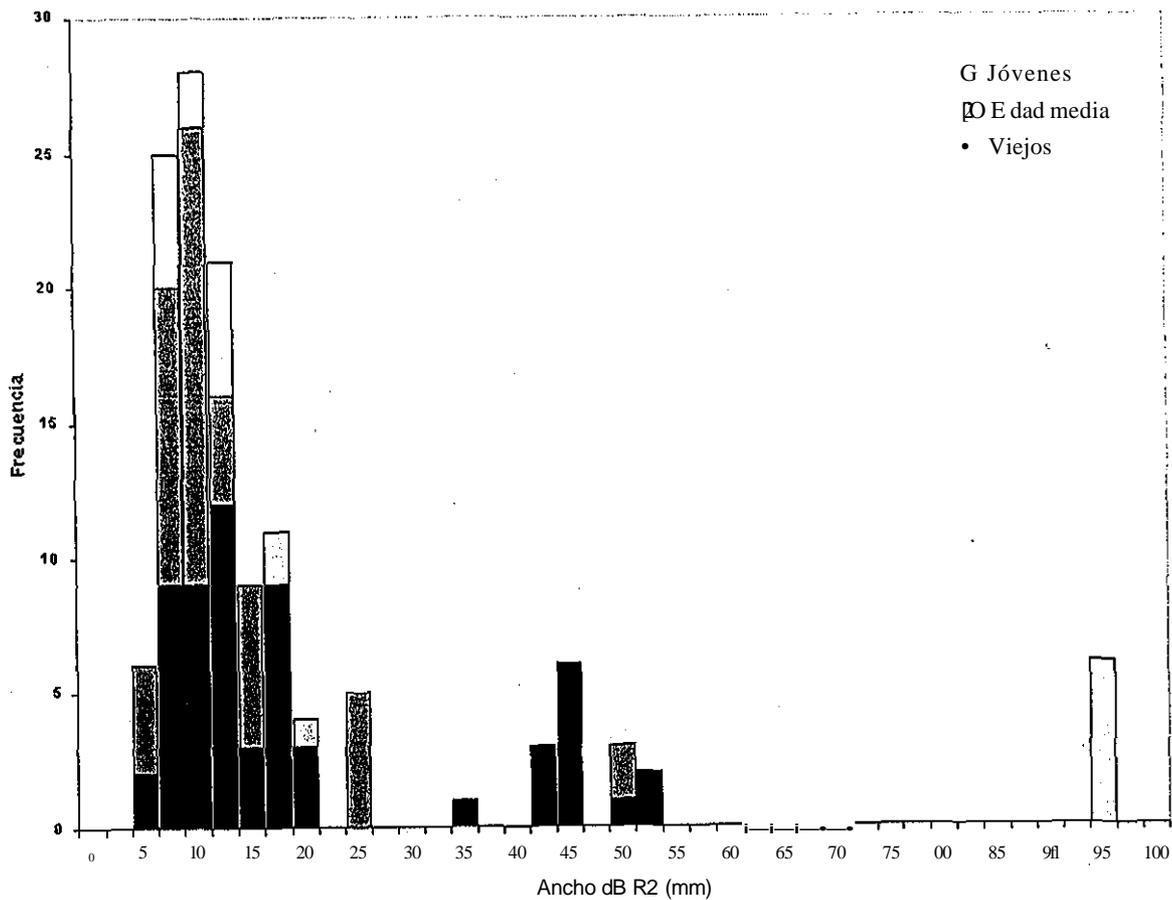


Figura 21. Histograma de las frecuencias relativas del ancho de la cresta 2 de acuerdo a su edad.

A las crestas que no tienen un color asociado se les asignó una edad de acuerdo a su relación estratigráfica con las crestas que si tenían asignado un color (ver figura 20b). Haciendo un histograma de las frecuencias relativas del ancho de la cresta 2 de acuerdo a su edad (ver figura 21) se observa que: i) el tipo de cruce no depende del ancho de la cresta ni de los anchos relativos de las crestas involucradas en el cruce, ii) el tipo de cruce no depende de la edad estratigráfica y iii) independientemente del proceso que origine estos lincamientos, es un proceso que parece favorecer la formación de crestas de aproximadamente 300 m de ancho.

Todos los comentarios anteriores son idénticos si se utilizan los datos del ancho de la cresta 1 involucrada en cada cruce.

Finalmente haremos algunos comentarios. Dada la gran densidad de lineamientos en las imágenes que estudiamos, no siempre es posible ver la continuación de una cresta vieja del otro lado de la cresta joven, ya que en ese otro lado hay otros lineamientos o bien existen zonas de caos. Sin embargo, en muchos casos si es posible ver la continuación de la cresta antigua del otro lado de la cresta más reciente. Cuando esto pasa, se observa que ambos lados pueden sufrir una deformación parecida, que no presentan deformación o bien que un lado si se ve deformado mientras que el otro no, en el primero de los casos al cruce se le define como C3, C4 o C5 según sea el caso, al segundo como C1 o C2 y al tercero C3, C4 o C5 dependiendo de la forma del lado que si se ve deformado, es decir, basta con que uno de los lados presente deformación para considerar que ese cruce pertenece a alguno de los últimos tres grupos.

5.5 Discusión y Conclusiones.

En conclusión podemos decir que un 25 % de los cruces presentan deformación de las crestas preexistentes en los flancos de las crestas de más reciente formación, si bien este porcentaje no es un argumento concluyente a favor del modelo diapírico si permite desaprobar el modelo volcánico ya que si las crestas se formaran mediante este procedimiento no sería posible encontrar ninguna estructura preexistente sobre los flancos de una cresta más reciente. Por otro lado, cuando se observan imágenes de muy alta resolución (6 m/pxl aproximadamente) el porcentaje de cruces C3 aumenta al doble, esto podría deberse a que la región que abarca ya es muy pequeña y por casualidad salió este resultado o a que, efectivamente, teniendo imágenes de mayor resolución se pueden ver con mayor detalle las estructuras y por tanto los cruces tipo C3 son más evidentes, desafortunadamente este tipo de imágenes no es muy común ni abarca grandes extensiones lo que impide dar una respuesta adecuada a la encrucijada anterior además de que también persiste el problema de la pérdida de masa (mobilización de salmuera, dispersión de material por la colisión con iones, pérdida durante la formación de las crestas) el cual no permite discernir adecuadamente entre los diferentes mecanismos de formación de las crestas.

El tipo de cruce no depende del ancho de las crestas involucradas en él. Kadel et al. (1997) mencionan que existe una relación directa entre el ancho de una cresta y su altura, *en promedio* esta relación está dada por:

$$0.8=h/w$$

haciendo uso de la primera frase de este párrafo, esto implicaría que el tipo de cruce no depende de la altura de la cresta. Por lo general, en los cruces C1 y C3 los anchos de las crestas 1, y por tanto sus alturas, son menores que los de las crestas 2, de hecho así fue como se definieron (ver figura 17), en este sentido nuestros resultados apoyan la relación encontrada por Kadel y colaboradores. Por otro lado, en los cruces C2, asignados de esta forma por observación de las imágenes, existen los dos casos: crestas 1 más anchas que las crestas 2 y crestas 1 menos anchas que las crestas 2, esto sugiere que existe un buen número de casos en donde la cresta 2 no deforma a la cresta 1 independientemente de si ésta última es más alta o no. En resumidas cuentas lo que se puede decir es que el tipo de cruce no depende de los parámetros físicos de las crestas.

El tipo de cruce no depende de la edad relativa de las crestas, esto indica que si la cresta 1 sufrió pérdida de masa debido a la formación de la cresta 2, dicha pérdida no fue gradual sino que se dio como parte del proceso de formación de la cresta 2. Se ha visto que en los glaciares terrestres, éstos pueden perder hasta el 80 % de su volumen cuando la salmuera que contienen, migra hacia su parte inferior. Si se considera que este mismo proceso puede estar ocurriendo en Europa (Head y Pappalardo, 1999) es probable que esto afecte la estructura original del cruce aunque es necesario hacer un análisis más detallado al respecto antes de decir hasta que punto este proceso puede afectar y enmascarar al proceso de formación de las crestas.

El problema de la formación de las crestas en Europa es importante y complejo, quizás más de uno de los mecanismos propuestos están actuando en su formación.

Capítulo VI

Estudio de los perfiles topográficos de las crestas mediante datos obtenidos por fotoclinometría durante la órbita E4.

Tras los resultados del capítulo anterior, se pensó en encontrar una manera que nos ayudara a mostrar de forma más clara lo que sucede en el cruce de dos crestas. La propuesta alternativa es el objeto de este capítulo y se basa en hacer un análisis de los perfiles topográficos a lo largo de las crestas tal y como se describe en párrafos posteriores.

Como los perfiles topográficos fueron obtenidos mediante la técnica de fotoclinometría, dedicaremos un pequeño apartado sobre ésta antes de pasar a la descripción del método que utilizamos y posteriormente a los resultados obtenidos:

6.1. Fotoclinometría

La fotoclinometría es la derivación de la información topográfica a partir de la brillantez de una imagen. Si una superficie irregular de reflectancia uniforme se ilumina a un cierto ángulo, las variaciones en la brillantez de cada pixel dan información sobre las pendientes de las facetas individuales por lo que toda la imagen, compuesta de muchos pixeles, describe la forma del terreno (Campell, 1987).

La técnica de fotoclinometría descansa en tres suposiciones básicas: que la superficie en consideración tiene un albedo uniforme, que se conoce la función fotométrica del terreno (es decir, que se sabe la intensidad de luz para cada pixel de la imagen) y que es posible modelar con precisión los efectos de la geometría de la observación (posiciones de la fuente de luz, del terreno y del observador), acimut de la pendiente y en caso dado, la absorción y dispersión atmosféricas (Howard, 1982 y Squyres, 1981).

La fotoclinometría tiene las ventajas de que se hace a un bajo costo y de que se realiza utilizando una sola imagen. Una descripción más detallada de este método se puede obtener en el apéndice IV.

La topografía de varios cuerpos planetarios ha sido obtenida mediante la técnica de fotoclinometría. Por ejemplo, Davis y Soderblom (1984), estudiaron la topografía de cráteres de impacto en Marte mientras que Schenk (1989) y Schenk y Moore (1995) utilizaron esta técnica para su estudio topográfico de algunas estructuras de los satélites de hielo. En particular, Schenk menciona que debido a la uniformidad fotométrica de las superficies de hielo de los satélites de los planetas exteriores, la incertidumbre en la determinación de las pendientes por el método de fotoclinometría es menor a 1° (Schenk, 1989).

6.2. Procedimiento para el Análisis de los Perfiles Topográficos.

Para analizar el cruce entre crestas se utilizó una imagen fotoclinométrica de aproximadamente 14.5 km de ancho por 23.6 km de largo obtenida durante la órbita E4 de la nave Galileo. Esta superficie equivale a aproximadamente una cienmilésima parte de la superficie de Europa y contiene en su mayoría crestas clase 1 de acuerdo a la clasificación de Greenberg y colaboradores (Greenberg et al, 1998).

En la figura 1, la imagen (a) es la imagen tal cual obtenida por la cámara SSI (Solid State Imaging). La imagen (b) muestra la imagen fotoclinométrica, en ésta, la brillantez de los pixeles es proporcional a la altura del terreno en ese punto. Las líneas numeradas del 1 al 28 indican la dirección de los perfiles topográficos obtenidos para las 28 crestas elegidas para hacer el análisis.



(b)

(a)

Figura 1. La imagen (a) muestra la imagen obtenida tal cual por la cámara SSI de Galileo, la imagen (b) muestra la imagen topográfica obtenida por la técnica de fotoclinometría, en ésta imagen mientras más brillante es una zona mayor es su altura. Las líneas numeradas muestran la ubicación de las crestas utilizados en este trabajo así como la dirección de los perfiles en consideración.

Por motivos puramente computacionales, solo se pueden obtener perfiles horizontales o verticales de la imagen topográfica. Por esta razón, fue necesario rotar 28 veces la imagen de tal manera que el perfil seleccionado tuviera cada vez una orientación horizontal. La tabla 1 muestra los grados asociados con cada rotación. La columna 1 indica el número de la cresta asignado en la figura 1.

Tanto los perfiles de cada cresta como su imagen rotada se obtuvieron de forma impresa, por este motivo, fue necesario digitalizarlos para poder trabajar con ellos desde una computadora. Para las imágenes simplemente se utilizó un Scanner mientras que para los perfiles se empleó una digitalizadora. Una vez convertidos en archivos digitales, el siguiente paso fue sobreponer cada perfil a su correspondiente imagen de tal suerte que los extremos del perfil coincidieran con los extremos de la imagen tal y como se muestra en la figura 2. La superposición y análisis de las imágenes se hizo en el paquete *Surfer*.

Terminado lo anterior se procedió a analizar con cuidado los perfiles tratando de encontrar evidencias de deformaciones y poniendo especial atención en lo que ocurría en la región donde una cresta se cruzaba con otra. Los resultados de este análisis son presentados en la sección 6.4.

6.3 Errores.

En todo este proceso se vieron involucradas impresiones en papel y digitalizaciones. Si bien es cierto que el manejo de datos tiene incertidumbres asociadas, la mayoría fueron sistemáticas de tal suerte que las proporciones y forma de los perfiles no cambiaron. Como además lo importante en este estudio fue la forma del perfil y no tanto sus valores, los errores no afectan las conclusiones obtenidas. Siempre que fue necesario, se consideraron las incertidumbres involucradas sobre todo aquellas que tenían que ver con la determinación de la línea por donde pasaba el perfil en la imagen rotada. En este caso se consideró que la línea por donde pasaba el perfil podía estar a ± 2 píxeles de la posición en que fue trazada (ver figura 2).

Tabla 1. En esta tabla se muestran los grados que tuvo que rotarse la imagen fotoclinométrica de la figura 1(b) para obtener los perfiles para cada cresta.

NO. DE CRESTA	GRADOS
1	80.0
2	135.0
3	36.2
4	137.8
5	76.0
6	7.5
7	142.4
8	48.0
9	25.3
10	39.0
11	65.3
12	70.7
13	33.4
14	147.3
15	145.0
16	62.7
17	60.5
18	41.3
19	55.0
20	50.0
21	113.4
22	134.6
23	144.0
24	36.4
25	61.6
26	146.9
27	9.8
28	72.5

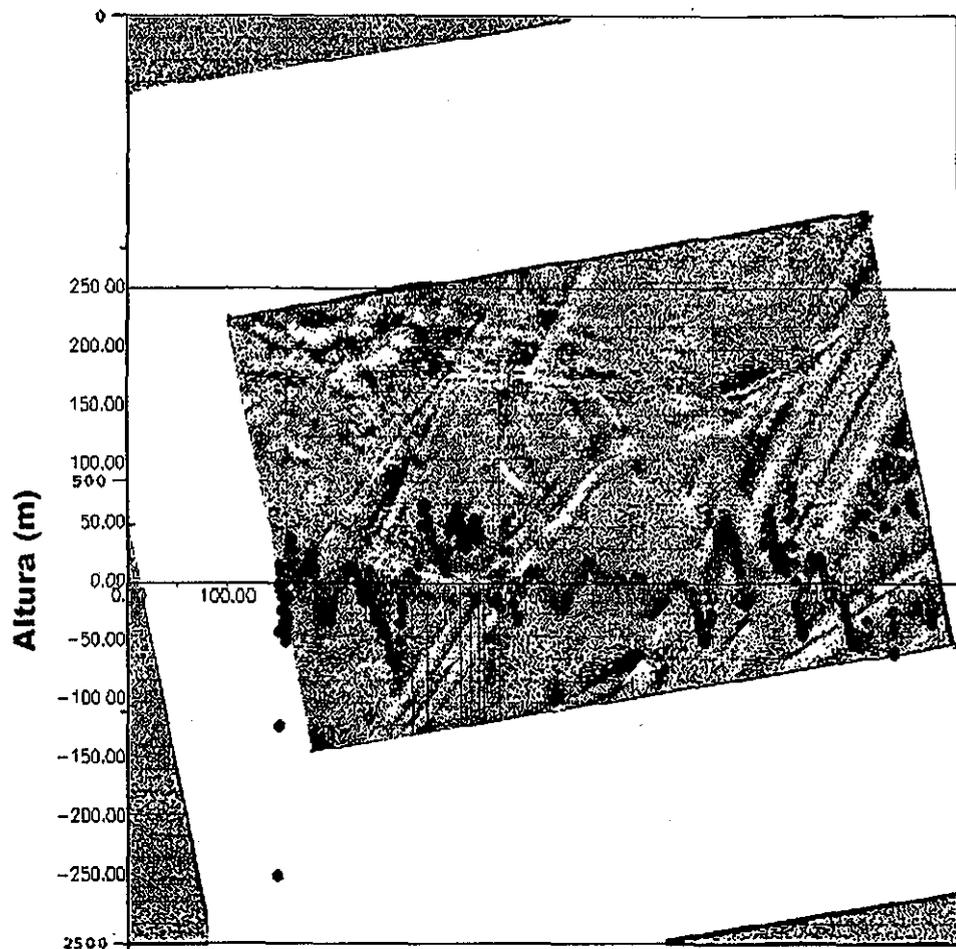


Figura 2. Esta imagen es un ejemplo de la forma en que se trabajó con "las imágenes rotadas" y los perfiles. Usando el software *Surfer*, fue posible agrandar la imagen de tal manera para seguir con mayor detalle el comportamiento topográfico de una zona. En particular, la imagen muestra el perfil de la cresta marcada con el número 1 en la figura 1.

6.4 Resultados.

Los resultados más sobresalientes se resumen en la tabla 2. La primera columna indica el número asociado en la figura 2(b) a la cresta "vieja" involucrada en el cruce que se va a analizar en esa fila. La columna 2 es el número asociado en la figura 2 a la cresta joven involucrada en el cruce. La columna 3 resume las conclusiones de la columna cuatro; aquí, N significa que no se encontraron evidencias de deformación, P que es muy probable que se presente una deformación

y D que la deformación se observa. Finalmente, la cuarta columna da una serie de observaciones y conclusiones sobre el cruce en consideración; en esta columna P1, P2,...etc, designan al perfil 1, al perfil 2,..., etc. Mientras que los símbolos R1, R2,..., etc. Deben leerse cresta 1, cresta 2, etc. La designación de "viejo" y "joven" no se refiere a su edad absoluta sino a la edad relativa entre las crestas de acuerdo a su posición estratigráfica.

Cada uno de los perfiles se muestra en las figuras 3 a 9. La zona remarcada en verde muestra la localización de la cresta respectiva en el perfil, es decir, la topografía a lo largo de la cresta 1 va a aparecer en verde en el perfil 1 y así sucesivamente.

Tabla.2. Resultados del análisis de la topografía en los cruces de las crestas

CRESTA VIEJA	CRESTA JÓVEN	NOTAS	OBSERVACIONES.
1	2	N	P1: En este perfil no existe intersección con la R2 P2: fosas a ambos lados de la R1 correspondiendo con las fosas entre las crestas de R1. La fosa entre crestas puede ser producida por la aparición de R1.
4	3	N	P3: Posible cruce con R4 en V, fosa entre U y V (86.6m) P4: No existe información porque el perfil paso justo "por fuera " en el cruce. No existe una clara evidencia de deformación.
6	5	P	P5: A la altura de la R6 existe una protuberancia n el perfil de la R5, posiblemente mostrando deformación de R6. P6: R6 se deforma sobre una cresta "apéndice" de R5. Es posible que en este caso si estamos viendo deformación de la estructura preexistente.

CRKSTA CRKSTA NOTAS OLiSKRVACIOiSKS.
VIKJA JÓVKN

9	5	D	<p>P5: No da información por pasar por una cresta diferente a la de la intersección con R9.</p> <p>P9: No existe una clara evidencia de donde están los extremos de R9 pero parece que la cresta fue "doblada" entre R5 y R7.</p> <p>La deformación no se nota en los flancos de la cresta joven sino entre las crestas.</p>
10	5	D	<p>P5: No da información por pasar por una cresta diferente a la de la intersección con RIO.</p> <p>PÍO: Uno de sus extremos se pierde en la pendiente de R5. Esta cresta forma "cuenca" entre las crestas R5 y R7.</p> <p>Se observa una pequeña deformación de RIO sobre R5.</p>
13	5	D	<p>P5: El perfil de R5 presenta una protuberancia a la altura de R13, posiblemente debida al cruce con esta cresta.</p> <p>P13: Se observa cierta deformación de R13 en los flancos de R5. En este caso R13 parece "trepar" un trecho pequeño sobre la pendiente de R5 pero no llega hasta la cima de la cresta.</p> <p>Posible deformación de la estructura preexistente.</p>
14	5	D	<p>P5: Protuberancia a la altura de R14. Relación con R14 posible.</p> <p>P14: Deformación del perfil de R14 sobre el flanco de R5.</p> <p>Evidencia de deformación.</p>
15	5	N	<p>P5: Protuberancia a la altura de R15. Relación con R15 posible.</p> <p>P15: No existe deformación. R15 se queda en la "base" de R5.</p>
TÍ6	5	Ñ	<p>P5: En realidad, R16 es parte de R5</p>

CRESTA VIEJA	CRESTA JOVEN	NOTAS	OBSERVACIONES.
8	7	D	P7: Pequeñas protuberancias correspondiendo con R8 P8: cuenca y elevación de R8 sobre los flancos de R7 Evidencias de deformación.
9	7	D	P7: No da información por pasar por una cresta diferente a la de la intersección con R9 P9: La cresta se curva entre las crestas R5 y R7 La deformación se nota en el encorvamiento de R9.
10	7	P	P7: No da información por pasar por una cresta diferente a la de la intersección con RIO PÍO: No hay evidencia clara de deformación pero presenta una pequeña caída antes de R7.
11	7	P	P7: No da información por pasar por una cresta diferente a la de la intersección con R1 P1: la R1 se curva antes de subir un trecho por la R7. Evidencias de posible deformación.
12	7	N	P7: No da información por pasar por una cresta diferente a la de la intersección con R12 P12: LA cresta parece quedarse en la base de R7. No hay evidencias de deformación.
17	22	N	P17; La R17 presenta un ascenso uniforme desde su cruce con R26 hasta su cruce con R22. La evidencia de deformación es mínima, no hay formación de cuenca entre las crestas R22 y R26. P22: No hay información pues la cresta 22 "empieza" en el centro de R17. No hay evidencia de deformación.

CUESTA CRJÜSTA NOTAS OBSKRACIONKS.

VIKJA JÓVKN

17 26 N P17:La cresta 17 surge de una fosa en la falda de R26, esto posiblemente se ve enmascarado por la textura de lavadero paralela a R26.
P26: No hay evidencia clara de deformación.

18 23 P P18: Comportamiento parecido a R17, "sube sin formar cuenca hasta trepar un poco en R23.
P23: protuberancia en R23 a la altura de R28.
Posible deformación (?)

19 22 D P19: La R19 parece trepar completamente iaR22 ¡!
P22:Este cruce es la evidencia más clara de deformación.

20 21 N P20: existe una pequeña fosa entre las crestas, no hay evidencia de deformación.
P21:No hay evidencia de deformación.

24 26 P P24: La R24 se curva entre las crestas 26 y 21.
P26:La intersección con R24 y R25 forma una protuberancia
(?)
Indicios de que la R24 trepa por R26.

25 26 P P25: R25 tiene una fosa antes de trepar un trecho pequeño por R26.
P26:La intersección con R24 y R25 forma una protuberancia
(?)
Indicios de que R25 trepa por R26.

CRKSTA VIKJA	CRKSTA JÓVKN	NOTAS	OBSKRACIONKS.
28	7	N	<p>P7: protuberancia producida muy probablemente por la presencia de R28.</p> <p>P28: Aparición de fosa en la intersección. Intersección dudosa (?).</p> <p>No hay evidencias de deformación.</p>
28	27	P	<p>P27: No existe evidencias de deformación.</p> <p>P28:La cresta R28 se curva antes de subir un pequeño trecho por R27.</p> <p>Posible deformación (?)</p>

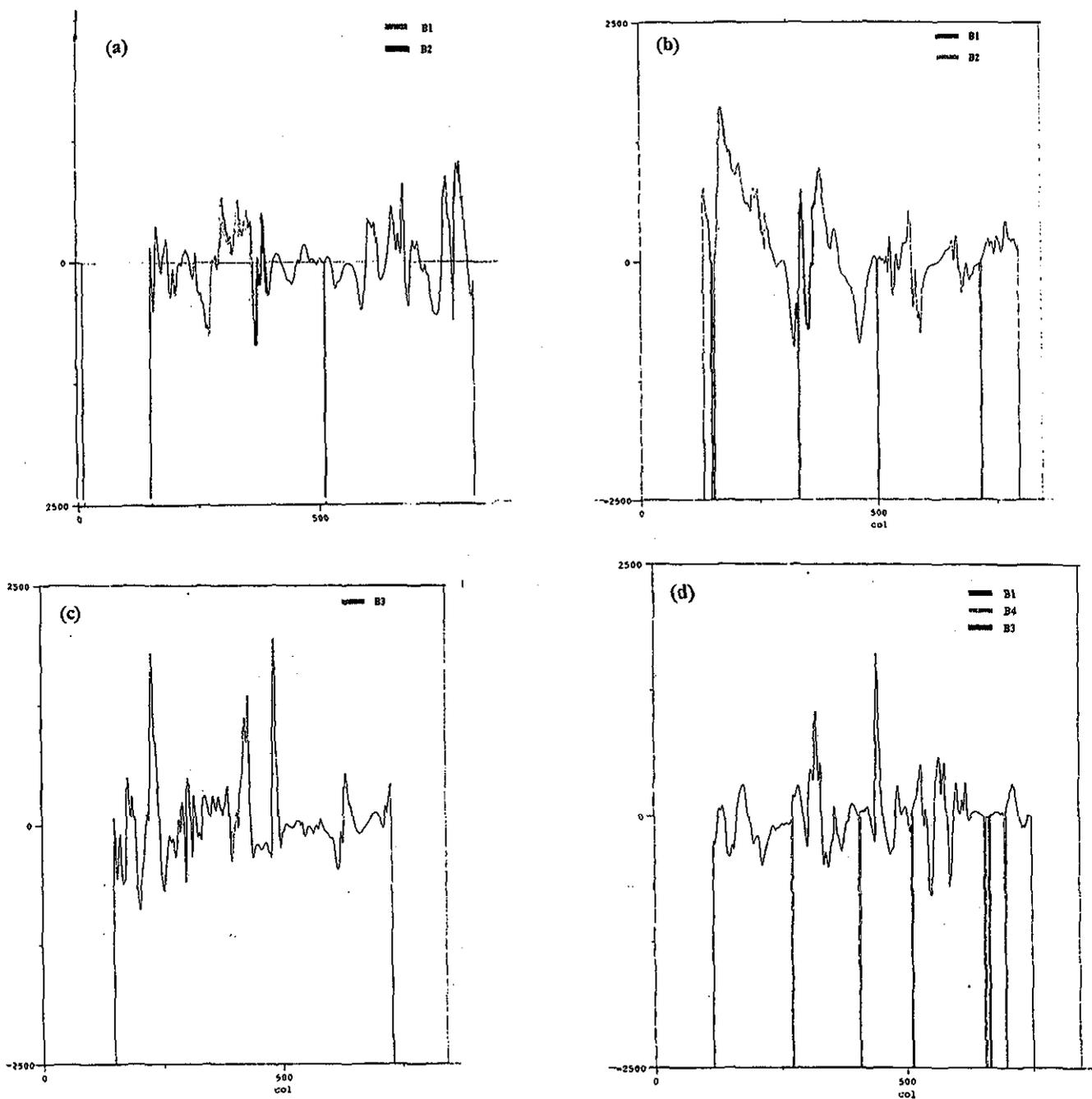
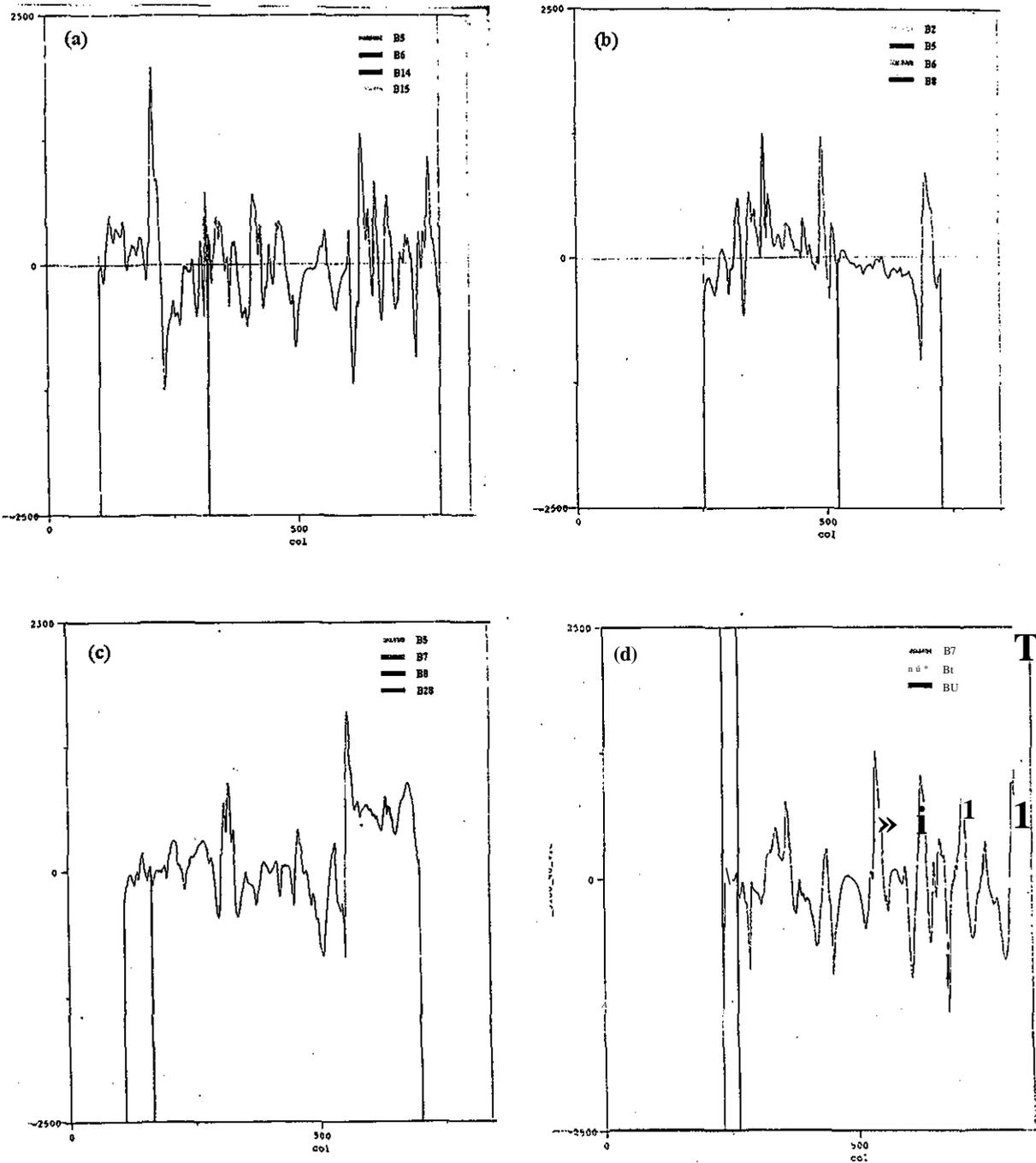


Figura 3. (a) Perfil 1, (b) perfil 2; (c) perfil 3 y (d) perfil 4. La línea verde muestra la localización de la cresta con base en ía cual se obtuvo cada perfil. En las gráficas se emplean también varios colores para mostrar la localización de otras crestas de interés, la explicación en cada caso se puede observar en la parte superior derecha de cada gráfica.

Figura 4. (a) Perfil 5, (b) perfil 6; (c) perfil 7 y (d) perfil 8. La línea verde muestra la localización de la cresta con base en la cual se obtuvo cada perfil. En las gráficas se emplean también varios colores para mostrar la localización de otras crestas de interés, la explicación en cada caso se puede observar en la parte superior derecha de cada gráfica.



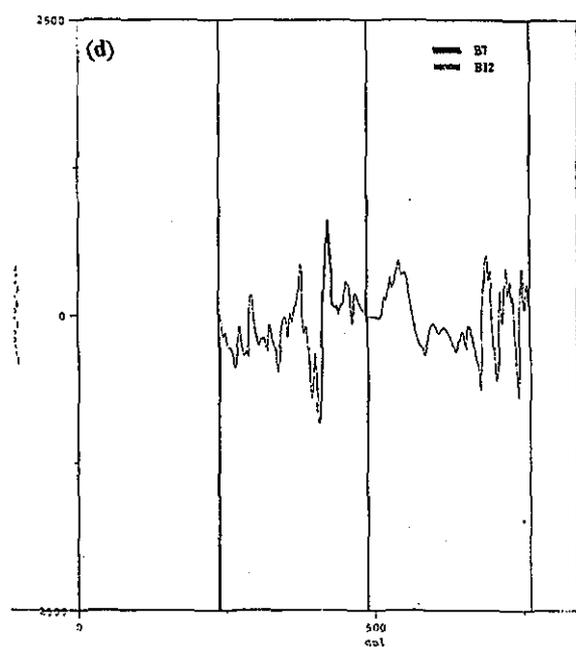
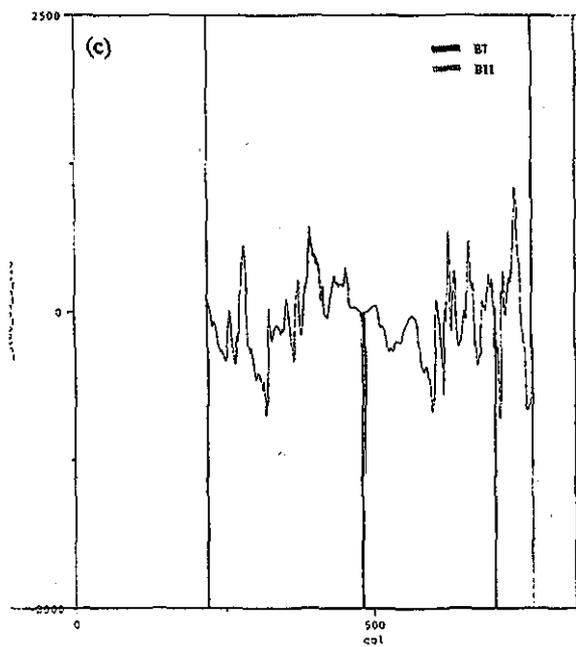
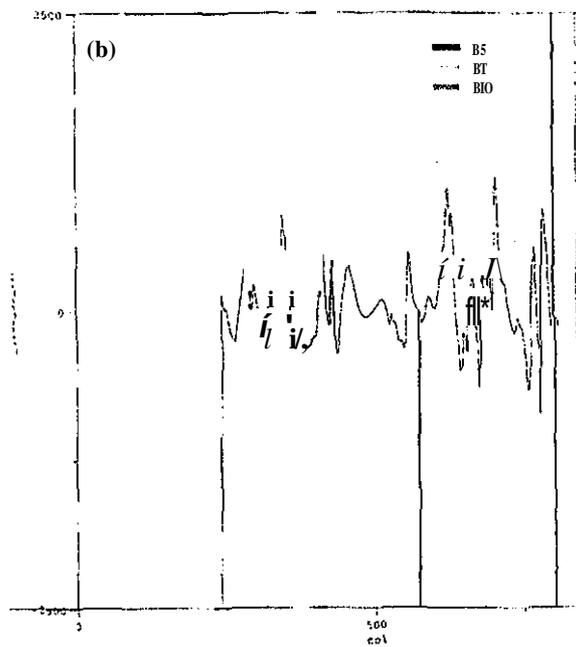
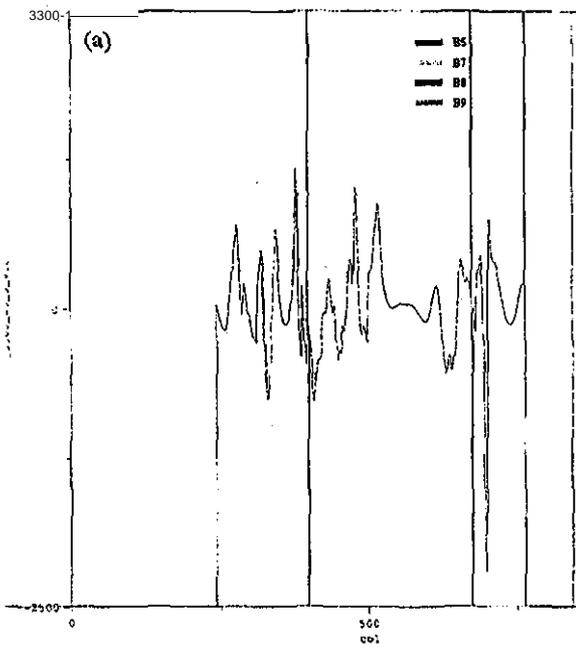


Figura 5. (a) Perfil 9, (b) perfil 10; (c) perfil 11 y (d) perfil 12. La línea verde muestra la localización de la cresta con base en la cual se obtuvo cada perfil. En las gráficas se emplean también varios colores para mostrar la localización de otras crestas de interés, la explicación en cada caso se puede observar en la parte superior derecha de cada gráfica.

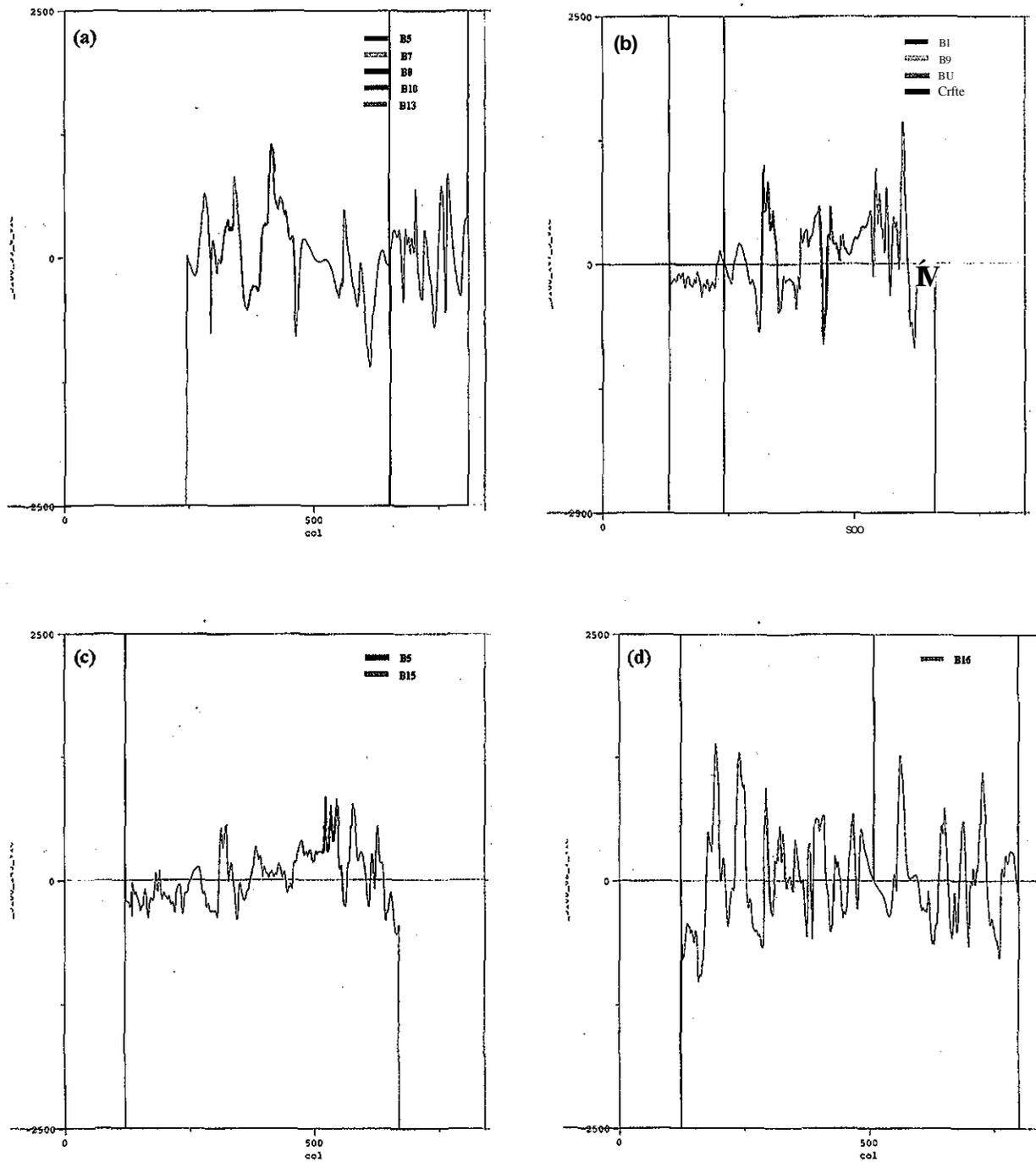


Figura 6. (a) Perfil 13, (b) perfil 14; (c) perfil 15 y (d) perfil 16. La línea verde muestra la localización de la cresta con base en la cual se obtuvo cada perfil. En las gráficas se emplean también varios colores para mostrar la localización de otras crestas de interés, la explicación en cada caso se puede observar en la parte superior derecha de cada gráfica.

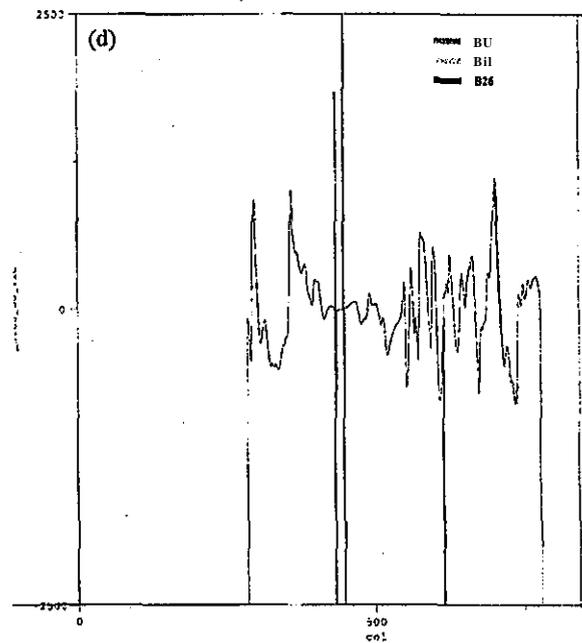
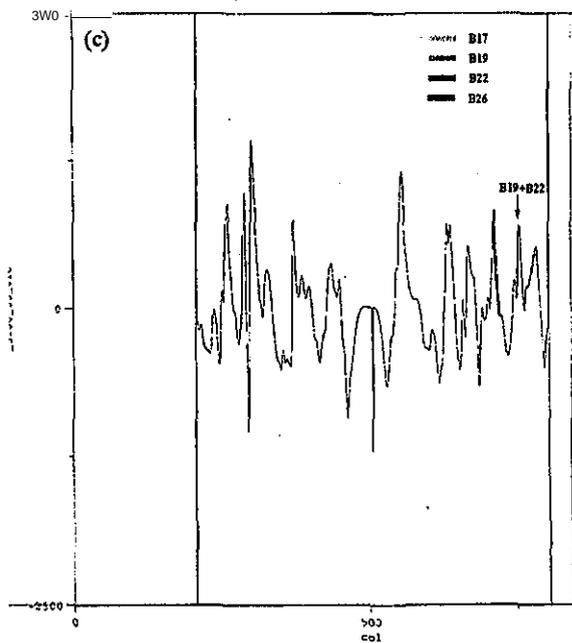
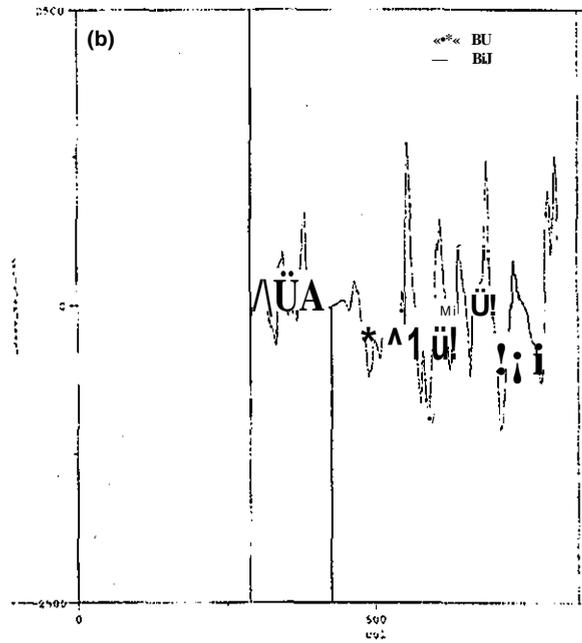
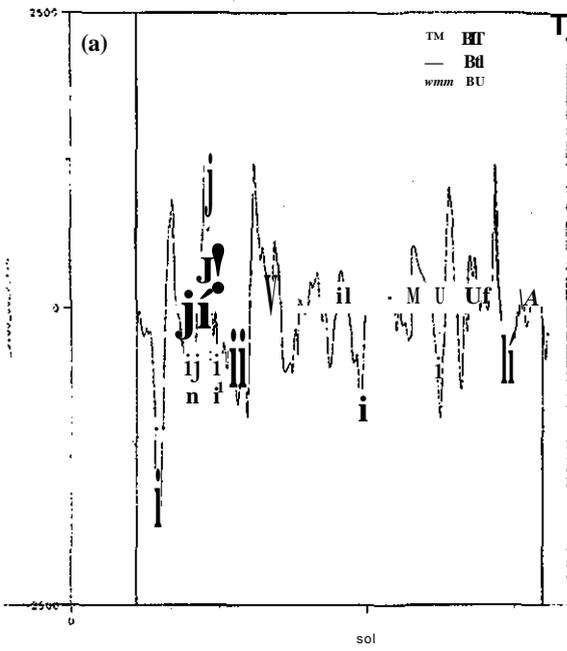


Figura 7; (a) Perfil 17, (b) perfil 18; (c) perfil 18 y (d) perfil 20. La línea verde muestra la localización de la cresta con base en la cual se obtuvo cada perfil. En las gráficas se emplean también varios colores para mostrar la localización de otras crestas de interés, la explicación en cada caso se puede observar en la parte superior derecha de cada gráfica.

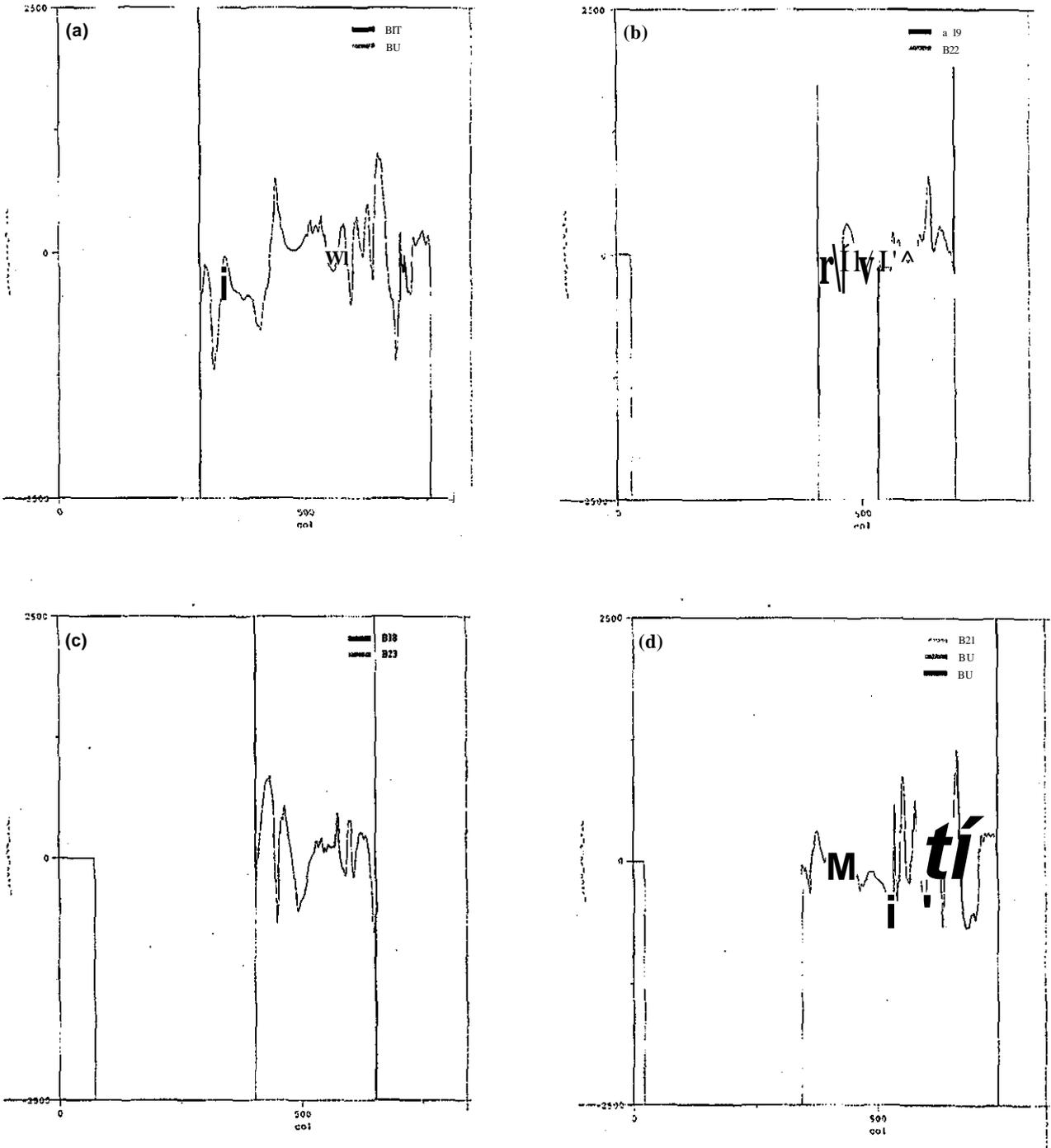


Figura 8. (a) Perfil 21, (b) perfil 22; (c) perfil 23 y (d) perfil 24. La línea verde muestra la localización de la cresta con base en la cual se obtuvo cada perfil. En las gráficas se emplean también varios colores para mostrar la localización de otras crestas de interés, la explicación en cada caso se puede observar en la parte superior derecha de cada gráfica.

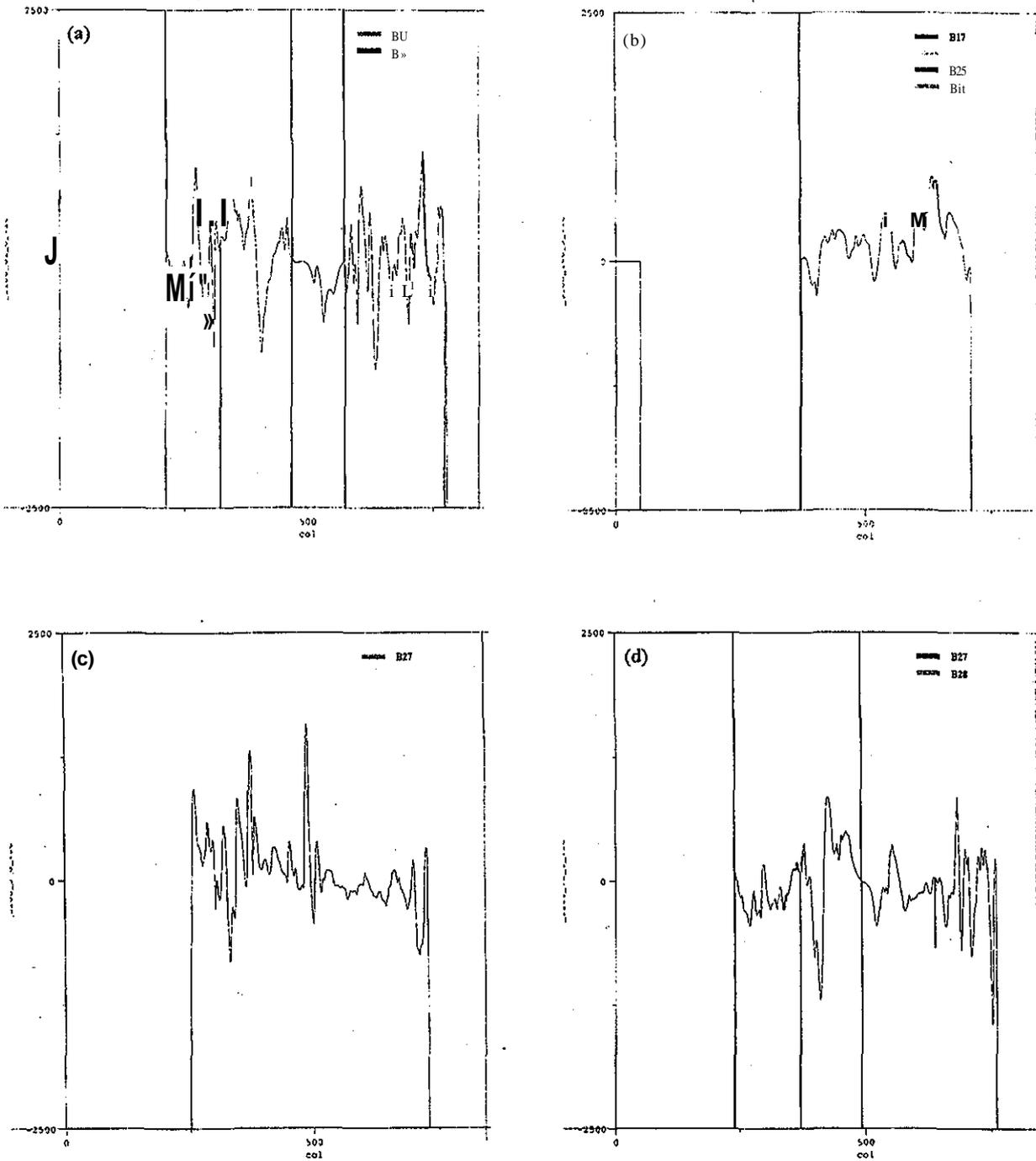


Figura 9. (a) Perfil 25, (b) perfil 26; (c) perfil 27 y (d) perfil 28. La línea verde muestra la localización de la cresta con base en la cual se obtuvo cada perfil. En las gráficas se emplean también varios colores para mostrar la localización de otras crestas de interés, la explicación en cada caso se puede observar en la parte superior derecha de cada gráfica.

6.5. Discusión y Conclusiones.

De los 23 cruces analizados en este trabajo, en 8 de ellos (36 %) se encontraron evidencias de deformación de las estructuras preexistentes y en 4 (18%) se observaron posibles deformaciones mientras que en los 11 cruces restantes (46%) no se pudo observar dicha deformación o bien el método seguido para su análisis no permitió obtener resultados confiables.

En la figura 1 se puede observar que si bien las crestas no varían apreciablemente de rumbo no son totalmente rectas, esto impide hacer un análisis de cómo varía la topografía de la cima de una cresta. Lo que se es posible decir es que en los perfiles mostrados en las figuras 3 a 9 las variaciones más importantes se deben a la presencia de una cresta o a problemas en la imagen (bandas oscuras en las figuras 1(a) y 1(b)), dichos problemas fueron tomados en cuenta en el momento de hacer este estudio.

Por otro lado, las deformaciones mencionadas en la tabla 2 se asocian indiscutiblemente a la presencia de la cresta de formación más reciente involucrada en el cruce.

El hecho de que más del 50 % de los cruces haya presentado indicios de que la cresta más joven deformó la estructura de la cresta preexistente, sugiere que el mecanismo de formación de las crestas es un mecanismo tal que deforma la superficie, posiblemente el proceso diapírico, o alguna variante, sea el modelo adecuado para explicar estas estructuras.

CONCLUSIONES GENERALES

La exploración del Sistema Solar en general y de los satélites de los planetas jovianos en particular ha mostrado que procesos tan comunes en la Tierra como el vulcanismo y el intemperismo son procesos que pueden tener muchas variantes. El entender cómo se ha formado el relieve en la Tierra ha sido un proceso que ha tomado mucho tiempo. Con base en el conocimiento adquirido en nuestro propio planeta, los científicos planetarios intentan descifrar la historia geológica de los otros cuerpos planetarios aunque también se han dado cuenta que la composición química, los parámetros físicos y las interacciones gravitacionales y electromagnéticas de esos cuerpos enriquecen los procesos conocidos y/o favorecen ciertos fenómenos.

En el caso de Europa, entender los mecanismos de formación de los lineamientos en general y de las crestas en particular es importante no solo para entender la historia geológica del satélite sino para apoyar (o no) la propuesta de la existencia de agua - y posiblemente de vida - debajo de su corteza de hielo.

De los modelos de formación de crestas expuestos en el capítulo cuatro, los más apoyados son el modelo de compresión de marea y el modelo diapírico y aunque ninguno de ellos y ningún otro modelo propuesto explican completamente la formación de estas estructuras, si proporcionan una primera aproximación para entender los procesos que ocurrieron (u ocurren?) en Europa.

La principal característica que un modelo debe tener es reproducir el fenómeno y/o explicar las estructuras formadas. Todos los modelos explican en mayor o menor grado la apariencia de las crestas, lo importante aquí fue plantear qué tipo de estructuras predice cada modelo en el cruce entre crestas y buscar evidencias de ellas. Como se mencionó en los capítulos cuatro, cinco y seis, el punto crucial aquí fue ver si la formación de una nueva cresta *deformaba* o *sepultaba* a la anterior.

En el capítulo 5 se concluyó que el 25 % de los cruces presenta deformación de los ridges preexistentes sobre los flancos de los ridges de más reciente formación y que este porcentaje crece cuando se observan imágenes de muy alta resolución.

Del análisis hecho con los perfiles topográficos se concluyó que en más del 50 % de los cruces considerados se presentó deformación del ridge viejo sobre las laderas externas del ridge joven.

Los resultados anteriores indican que el modelo diapírico o algún modelo semejante, es decir, uno que deforme la superficie adyacente al momento de formar el ridge, es el mecanismo que está actuando en la formación de los ridges y descartan la operancia de modelos como el volcánico o el de compresión de marea.

Los modelos compresional y de acuñaamiento se descartaron antes de empezar nuestra búsqueda debido a que sus bases no están lo suficientemente fundamentadas.

El hecho de que no se haya encontrado deformación en el 100 % de los casos lleva a un par de consideraciones más: la primera es en el sentido de que puede haber un enmascaramiento del proceso debido a pérdida de masa lo que hace realmente difícil llegar a una conclusión contundente aunque el hecho de observar deformaciones en un porcentaje considerable de los casos nos permite afirmar que el proceso diapírico si esta actuando. La segunda consideración es que varios mecanismos pueden estar actuando al mismo tiempo y que el resultado final depende de cual de ellos se impone o a características locales del manto o la corteza, pero en definitiva esto último es más difícil de probar.

Apéndice I

Mitología de Europa,

Según Sesti (Sesti, 1991), el mito de Europa pudo haber tenido su origen en la representación cretense pre-Helénica de la sacerdotisa de la Luna que aparecía sentada triunfantemente sobre el toro solar al que sacrificaría durante el rito de la fertilidad. En esta ceremonia, la guirnalda de primavera de Europa era llevada en procesión. En la mitología griega, Europa (la de ojos muy abiertos) era una representación de la diosa de la Luna.

El mito de Europa empieza con un sueño en el que dos continentes mantienen una discusión: el continente asiático decía que Europa pertenecía a Asia por haber nacido en ese lugar, pero el otro continente, que no tenía nombre, decía que no importaba el origen de la joven y que Zeus llamaría Europa al continente sin nombre*. Europa era hija de Agenor, rey de Fenicia (hijo de Poseidón y Libia), y Telefasa y hermana de Cadmo, Fénix, Cílix, Taso y Fineo.

El día que siguió al sueño, Europa y sus amigas fueron a la playa donde tenían la costumbre de ir a recoger flores. Algunas versiones del mito dicen que Zeus, enamorado de Europa, mandó a Hermes a que sacara el ganado de Agenor y lo llevara a la playa donde solía jugar la joven, otras versiones mencionan que Zeus se enamoró de Europa mientras ésta se encontraba en la playa con sus amigas (Garibay, 1978 y referencia al pie de página). Independientemente de cual de las versiones anteriores se escoja, lo que siguió fue que el padre de los dioses se transformó en un hermoso toro tan blanco como la nieve y de cuernos pequeños semejantes a gemas. Cuando Europa vio al toro quedó prendada de él y comenzó a jugar adornándolo con flores. Finalmente se trepó en su lomo asiendo un cuerno con una mano mientras sostenía en la otra una canasta con flores, al principio empezaron a pasear pero súbitamente el toro corrió hacia el mar y se internó en él. Al llegar a las costas de Creta, Zeus le declaró su amor y la joven se convirtió en su amante; de esta unión nacieron Minos, Radamanto y Sarpedón (Sest, 1991, Garibay, 1978 y referencia al pie de página).

* Tomado de <http://guest.arc.nasa.gov/galileo/About/mythology.html>

Europa se quedó en la isla de Creta y se casó con el rey Asterio quién adoptó a los hijos de Zeus. El padre de los dioses regaló a su amante de un día, un hombre de bronce, Talo, para que custodiara la isla; un perro invencible y una jabalina que nunca erraba el blanco (Garibay, 1978).

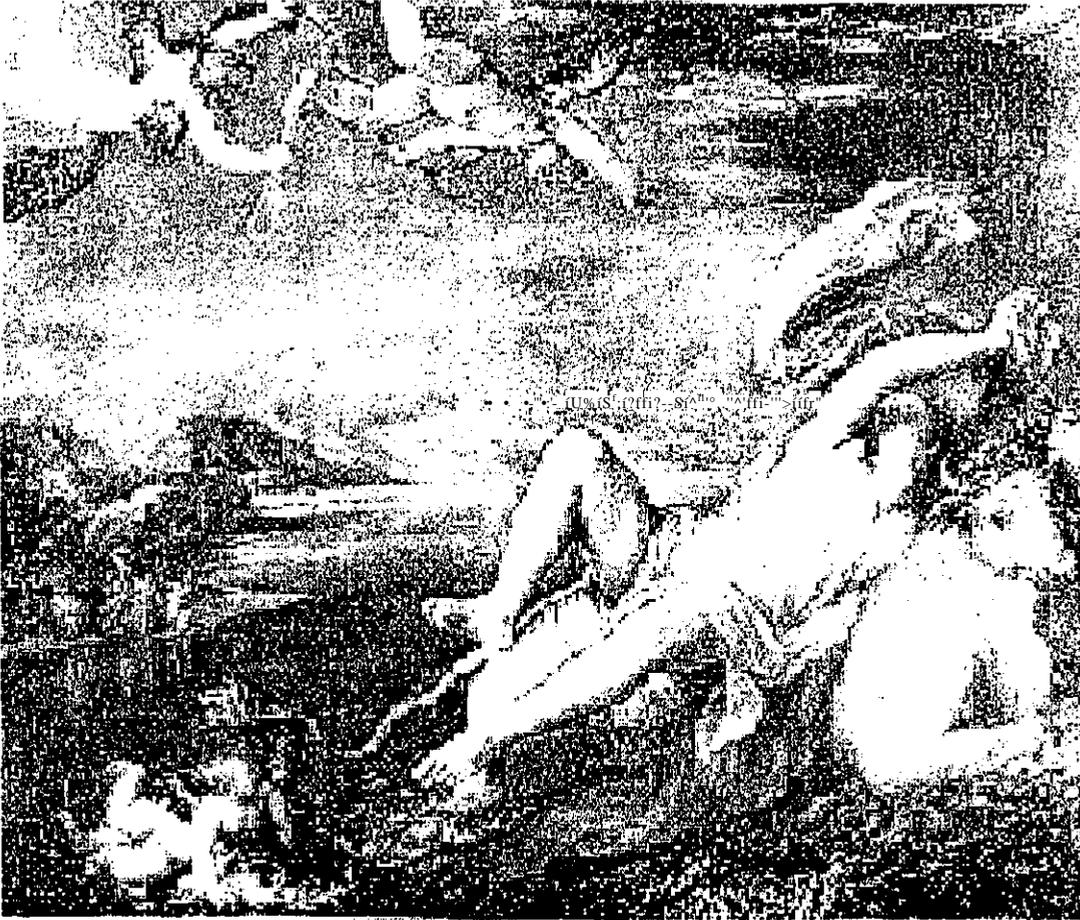


Figura 1.1. Reproducción de una pintura de Titian conocida como "el rapto de Europa". Esta obra data del siglo XVI.

Se dice que tras conquistar el continente europeo, Carlomagno lo nombró Europa cumpliéndose así el sueño de la joven amante de Zeus, aunque Garibay menciona que probablemente no existe ninguna relación entre la princesa fenicia y el viejo continente.

La constelación, de Tauro se asocia con Zeus en su disfraz de toro blanco. Después de su muerte, Europa fue adorada como diosa y se le celebraba en la llamada Elotia.

Para finalizar, hablemos un poco sobre la familia de Europa. Después del rapto que describimos en los párrafos anteriores, Su padre envió a sus hermanos a buscarla y les dijo que no regresaran si no la traían consigo. Garibay menciona que cada uno tomó una barca y se embarcaron con rumbos inciertos pues no sabían la dirección que había tomado el toro, Hawthorne (1931) menciona que los cinco hermanos, junto con su madre, fueron juntos a buscarla. En ambas versiones, nunca encontraron a su hermana pero cada uno de ellos fundó una ciudad: Fénix fundó Cartago, Cadmos erigió Tebas; Céfex se fue a la tierra de los hipaqueos, Fineo a Tinia y Taso a Olimpia (Garibay, 1978).

Apéndice II

Terminología de las Características Superficiales Empleadas en la Nomenclatura Planetaria.

Característica	Descripción
Catena, catenae	Cadena de cráteres
(Cavus) cavi	Huecos, depresiones irregulares
Chaos	Área distintiva de terreno roto
Chasma, chasmata	Cañón
Collis, colles	Colina pequeña o protuberancia
Corona, coronae	Característica de forma ovoide
Cráter, crátera	Cráter
Dorsum, dorsa	Dorsal
Centro Eruptivo	Centro euptivo
Fácula, faculae	Mancha brillante
Flexus, flexus	Característica lineal en forma de arco
Fluctus, fluctus	Terreno de flujo
Fossa, fossae	Depresión somera, estrecha y alargada
Labes, labes	Deslizamiento, deslave, derrumbe
Labyrinthus, labyrinthi	Complejo de valles que se intersectan
Lacus, lacus	"Lago", área oscura, pequeña e irregular
Nombre del sitio de aterrizaje	Característica nombrada en un mapa o reporte de la misión Apollo
Gran estructura anular	Característica en forma de anillo de gran extensión
Linea, lineae	Marca elongada
Macula, maculae	Mancha oscura

Característica	Descripción
María	"Mar", planicie baja de gran extensión Mare.
Mensa, mensae	Meseta, elevación aplanada en la parte alta
Mons, montes	Montaña
Oceanus, oceani	"Océano", planicie baja de muy grande extensión
Palus, paludes	"Estero", planicie baja irregular
Patera, paterae	Cráter somero, borde complejo o irregular
Planitia, planitiae	Planicie baja
Planum, plana	Altiplano o planicie alta
Promontorium, promontoria	"Península", área de tierra alta elongada
Regio, regiones	Región
Rima, rimae	Fisura
Rupes, rupes	Escarpe, acantilado, pendiente
Scopulus, scopuli	Escarpe irregular o lobulado
Sinus, Sinus	"Bahía"
Sulcus, sulci	Dorsales y surcos subparalelos
Terra, terrae	Área extensa de tierras altas
Tessera, tesserae	"Baldosa", terreno poligonal
Tholus, tholi	Montaña o colina pequeña en forma de domo
(UndaX undae	Dunas
Vallis, valles	Valle sinuoso o depresión lineal
Vastitas, vastitates	Área extendida de tierras bajas

^a Empleados solamente en plural

^b Término indeclinable

^c Se emplea solamente en la Luna

Tomado de Strobell y Masursky, 1990.

Apéndice III

Habitabilidad del satélite Europa

El propósito de este apéndice es mostrar la posibilidad de existencia de vida en Europa aunque sin profundizar en cada suposición, sus ventajas y sus fallas.

Para hablar o buscar vida en otros cuerpos planetarios lo primero que se tiene que hacer es establecer qué es la vida. Como hasta la fecha no existe una definición convincente, en la práctica lo que se ha hecho no es buscar "vida" en otros cuerpos planetarios sino buscar los sitios donde se dan las condiciones necesarias para sustentar la vida tal y como la conocemos: elementos biogénicos, energía y agua líquida. (Chyba y Phillips, 2001). En los párrafos siguientes vamos a desglosar cada uno de estos elementos.

De los tres factores que se necesitan para que haya vida, el suministro de material biogénico parece ser lo que menos preocupa a los exobiólogos ya que Europa tiene un gran aporte de compuestos de carbono provenientes de: (a) condritas carbónáceas, (b) material cometario; (c) toro de lo y (d) Interacción con radiación ultravioleta y partículas cargadas magnetosféricas. Los modelos de formación del sistema joviano suponen que Europa se formó a partir de materiales como las condritas carbónáceas por lo que es de esperar que el satélite tenga suficiente cantidad de carbono. Las observaciones realizadas en cometas como Halley, Hale-Bop y Hyakutake han mostrado que estos cuerpos poseen compuestos de carbono entre los que se encuentran el metano y el etano; debido a estas observaciones se ha pensado que los compuestos orgánicos que dieron origen a la vida en la Tierra no fueron sintetizados aquí sino que fueron traídos por cometas y asteroides (Bernstein, et al., 1999). Europa, al igual que el resto de los cuerpos del sistema solar, ha sido bombardeado por cometas a lo largo de toda su historia por lo que el aporte de material meteorítico puede no ser despreciable. lo aporta continuamente cantidades significativas de azufre y otros compuestos a la superficie europea, desde hace un par de años se ha considerado que estos compuestos pueden ser materiales biogénicos importantes

(Greenberg, et al, 2000). Finalmente, en la superficie del satélite se están formando continuamente combustibles y oxidantes por fotólisis producida por la radiación ultravioleta del Sol y especialmente por radiólisis producida por la interacción de las partículas cargadas de la magnetósfera joviana con la superficie de hielo del satélite (Greenberg, et al, 2000).

En la Tierra se ha encontrado que existen tres formas de energía capaces de mantener la vida: fotosíntesis, fotorespiración y desequilibrio químico producido geotérmicamente (Gaidos, et al., 1999). Las dos primeras fuentes de energía necesitan directamente de la energía solar mientras que la tercera tiene que ver con las condiciones térmicas del planeta. En el caso de Europa, la fotosíntesis y la fotorespiración están descartadas sobre todo la fotosíntesis ya que la luz solar no es capaz de atravesar la corteza de hielo. Se han sugerido un par de fuentes alternas de energía que podrían sostener la vida en Europa: vulcanismo en el manto del satélite causado por las fuerzas de marea con Júpiter tal y como ocurre en Io y ventilas hidrotermales producidas por el decaimiento radioactivo de elementos de vida larga donde la energía necesaria para mantener la vida se obtiene a partir de reacciones de óxido-reducción. Aunque cada una de estas propuestas tiene sus problemas, el punto importante es que plantean la posibilidad de que exista una fuente de energía capaz de sostener la vida debajo de la corteza de hielo de Europa,

La vida tal y como la conocemos, es decir, basada en la química del carbono precisa movilizar compuestos de carbono, tener flexibilidad física y poder disolver una gran variedad de compuestos bioquímicos. Para lograr esto, se necesita de una fase líquida que en el caso de los organismos terrestres es el agua. El hecho de que sea el agua "el solvente" para la vida no es casualidad ya que es el compuesto más abundante posiblemente por estar formado por dos de los elementos más comunes en el cosmos: hidrógeno y oxígeno. Se han propuesto otros solventes como el amoníaco, el ácido sulfúrico en estado líquido, H_2S , la fosfina PH_3 y el ácido clorhídrico HCl pero todos presentan problemas, por ejemplo, el amoníaco es alta y mutuamente soluble en agua, no se ha observado en estado líquido en el sistema Solar y su forma acuosa se da a temperaturas tan bajas que imposibilitan las reacciones biológicas (Lewis, 1995).

Muchas de las características superficiales en Europa indican que es posible la presencia de una capa de agua líquida de varias decenas de kilómetros debajo de la corteza de hielo del satélite (Pappalardo, et al., 1999). De todas las evidencias encontradas, quizás la más convincente ha sido la detección de un campo magnético en Europa. Dicho campo no es un campo propio del satélite sino un campo inducido por el campo magnético de Júpiter que solo puede existir si

existe un material conductor en el satélite. Además del agua, se ha propuesto que tal conductor puede ser la ionosfera europea, un núcleo metálico o bien materiales tan extraños como el grafito pero el agua sigue siendo la explicación más probable (Stevenson, 2000).

El agua es un factor tan importante para la vida que la región en el Sistema Solar, o en cualquier otro sistema planetario, donde el agua puede encontrarse en la superficie de un cuerpo en estado líquido se define como la "zona habitable" (Chyba, 1997). El borde inferior de la zona habitable es aquel donde el agua se fotodisocia mientras que el borde exterior lo marca la condensación del CO₂. En el Sistema Solar, la zona habitable se extiende desde 0.95 UA hasta 1.37 UA aproximadamente. A finales del siglo pasado, algunos científicos objetaron la definición de zonas habitables proponiendo que podrían existir nichos ecológicos en las nubes de agua de los planetas gigantes o bien en planetas o satélites donde hubiera agua líquida bajo la superficie (Chyba, 1997) a pesar de encontrarse fuera de la "zona habitable". Aunque en la Tierra no se conocen ecologías aéreas, si se sabe de la existencia de microbios bajo la superficie terrestre. Uno de los casos más interesantes por compartir condiciones similares a las encontradas en Europa es el caso de los microorganismos encontrados en Siberia y en lago Vostok en la Antártida.

Por su importancia en las futuras exploraciones a Europa mencionemos algo más sobre la última oración del párrafo anterior. En 1911, un grupo de científicos rusos reportó que había podido cultivar bacterias encontradas en un mamut enterrado en Siberia pero no se le prestó mucha atención porque se pensó que eran organismos actuales que invadieron el cadáver. Posteriormente, en 1980, otro grupo de científicos rusos realizó una excavación en Siberia cuidando de no contaminar la muestra, ellos encontraron organismos de 3 millones de años de antigüedad. Otras excavaciones realizadas en Groelandia y en la Antártida han dado resultados similares: existen bacterias y virus atrapados en los hielos y que al sacarlos pueden "reactivarse" (Stone, 1999).

En 1996, Glaciólogos rusos y británicos identificaron un inmenso Lago enterrado bajo 4 km de hielo bajo la estación rusa en la Antártida conocida como Vostok, aunque a la fecha se han detectado más de 70 de este tipo de lagos subterráneos, el más impresionante sigue siendo Vostok con una extensión de 280 km en la dirección Norte-sur y 60 km en la dirección Este-oeste, dimensiones comparables a las del Lago Ontario (Monastersky, 1999). Actualmente se están llevando a cabo excavaciones en esta zona del mundo, que por cierto tiene el record de haber alcanzado la temperatura más baja registrada en el mundo (-89.6 °C), con el fin de determinar

que tipo de microorganismos viven allí y cómo se mantienen. Las excavaciones en el Lago Vostok se están realizando con aparatos que, una vez probados en estas condiciones, se van a enviar en una misión futura al satélite Europa con el propósito de determinar de manera contundente la existencia de un océano de agua líquida bajo la corteza de hielo del satélite y la presencia de organismos vivos.

Como conclusión de los párrafos anteriores, se puede decir que Europa posee muy probablemente las condiciones para que exista vida aunque aún hay problemas que resolver, tales como el mecanismo por el cual se provee de materiales oxidantes a la vecindad de las ventilas hidrotermales para que se lleven a cabo las reacciones químicas necesarias para suministrar la energía requerida.

Apéndice IV

Fotoclinometría.

La fotoclinometría aísla la información topográfica de una imagen a partir de su brillantez. Cuando iluminamos un reflector difuso (aquel en que la energía se dispersa isotópicamente) su brillantez va a depender del ángulo de iluminación. Si se ilumina, a un cierto ángulo, una superficie de reflectancia* uniforme, las variaciones en la brillantez de la imagen se van a deber exclusivamente a las irregularidades del terreno por tanto, el cambio en la brillantez va a dar información sobre sus pendientes (ver figura IV.1)

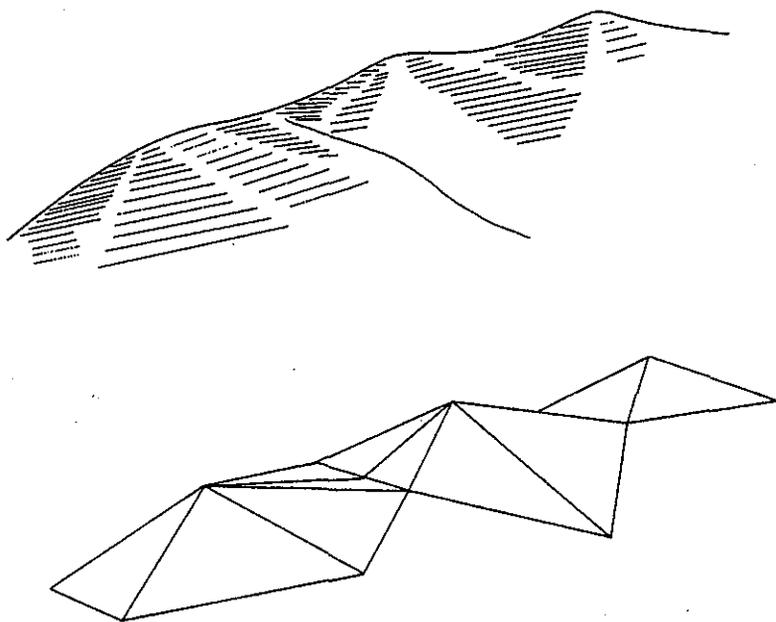


Figura IV.1 La brillantez de una superficie depende del ángulo que tenga respecto a la dirección de iluminación. Si toda la superficie está hecha del mismo material, entonces su brillantez depende de su ángulo de orientación.

* Reflectancia • Radiación reflejada/Radiación incidente.

La ley de cosenos de Lambert dada por:

$$G(x,y) = I \cos \theta(x,y) \quad (1)$$

relaciona la brillantez con el ángulo de iluminación para cada pixel de coordenadas (x,y) en una imagen. En esta ecuación, G es el valor de tonos de gris en la imagen, I es la intensidad de la iluminación solar y θ es el ángulo de iluminación medido a partir del zenit. En el momento en que se toma una imagen multiespectral de una superficie uniforme de topografía irregular, la intensidad y ángulo de iluminación están dados, por lo que las variaciones en G se deben únicamente a las variaciones en la pendiente y en la orientación del terreno. La imagen obtenida es por tanto una imagen topográfica (T).

En general, una superficie se compone de una gran variedad de materiales que contribuyen a la brillantez de la imagen. Para considerar esto, la ec. (1) se convierte en:

$$G = RT \quad (2)$$

donde R representa a las reflectividades de los distintos materiales que contribuyen a la brillantez de la imagen.

Para separar la información topográfica de la reflectancia debida a los distintos materiales se utilizan los cocientes de bandas espectrales: para cada pixel en la imagen se divide el valor de G obtenido en una banda espectral, G_1 , por el valor de G obtenido a partir de otra banda espectral, G_2 . El resultado de esta división es una *imagen cociente*, en ella, los pixeles cuyo cociente es igual corresponden a zonas del mismo material, es decir, a zonas de reflectancia uniforme por lo que la imagen cociente se convierte en una imagen reflectancia (R) tal y como lo muestra la figura IV.2.

Si dividimos la imagen representada por la ec. (2) por la imagen reflectancia obtenemos la imagen topográfica pura donde la brillantez se debe exclusivamente a las diferencias en la pendiente topográfica (Campbell, 1987)

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

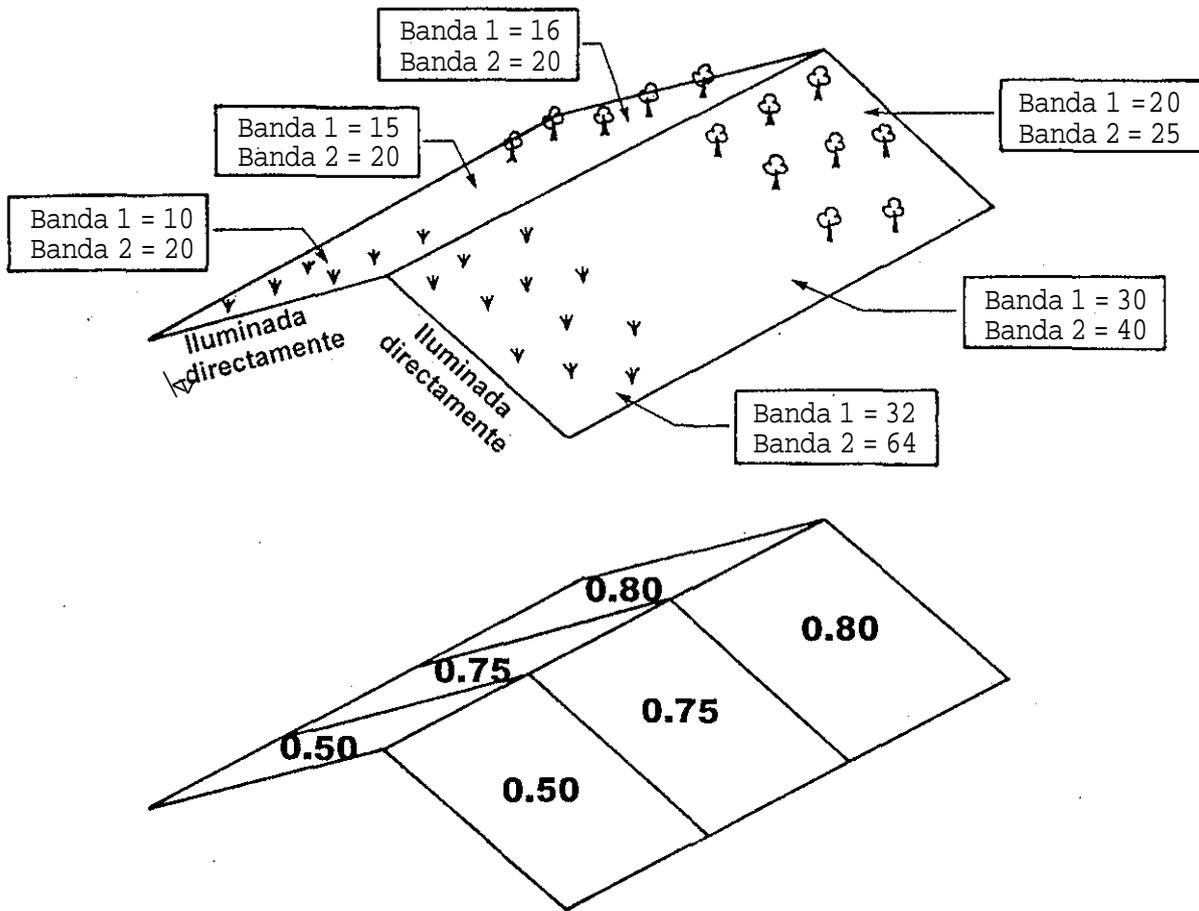


Figura IV.2. Cocientes entre bandas espectrales. En este ejemplo, el terreno consiste de tres tipos distintos de materiales superficiales iluminados por la derecha directamente por la luz solar y por la izquierda con luz difusa. La parte de arriba de la imagen muestra los datos tal cual son obtenidos, aquí los números dan información sobre el efecto combinado de sombras y reflectancia. La parte de abajo muestra la imagen cociente de las bandas 1 y 2. En esta última, se resaltan las diferentes partes del terreno y se elimina la información topográfica.

Apéndice V

Evidences for the Origin of Lineaments on Europa

Guadalupe Cordero and Blanca Mendoza

Abstract

The presence of preexisting structures on the outer slopes of more recent ridges in Europa can be a clue to distinguish among the different models proposed to explain the ridges' formation. In this work, we show some evidence suggesting that the terrain adjacent to a crack was arised and deformed due to the formation of ridges. Also we conclude that neither the volcanic nor tidal squeezing mechanism seem to be acting to form ridges.

1. Introduction

Since the flybys of Voyager 1 and Voyager 2, the existence of lineaments on Europa have been a challenge. In recent years, several models have been proposed to explain the origin of these structures (Pappalardo, et al., 1999, and references therein). In order to distinguish among the different formation mechanisms, a useful observation is to see what type of structures appear on the outer slopes of the ridges in the places where they criss-cross some preexisting ridges. If models such as volcanic or tidal squeezing were operating (Kadel et al, 1998 and Greenberg et al., 1998), we should observe recent ridges covering older ridges. On the other hand, if diapiric or compressional mechanisms were acting (Head and Pappalardo, 1999a y 1999b; and Sullivan et al., 1997), then preexisting structures should appear deformed on the outer slopes of younger ridges as a product of later ridges formation.

In this context, the goal of the present work is to find some observational support in order to decide what kind of formation mechanism could produce ridges classes 1, 2 and 3 in agreement with Greenberg and coworkers classification (Greenberg et al., 1998). In such classification, class 1 ridges are double ridges, class 2 are a series of parallel ridges formed on

both sides of a crack and class 3 ridges are like class 2 plus braided ridges.

We perform a couple of exercises; first, we worked with 16 high resolution images from SSI Galileo imagery system, we describe the details in section 2. Second, we use profiles from photoclinometric data obtained during E4 Galileo orbit as we describe in section 3. In both cases, we assess the kind of structures observed on the outer slopes of ridges that cross-cut older ridges.

2. High Resolution Images.

As we mentioned, a key observation to distinguish among different formation mechanisms is to identify preexisting structures on the outer slopes of the ridges. In particular, we looked for preexisting ridges on the outer slopes of more recent ridges.

In this case we worked with 16 high resolution images from 6 m/pxl to 54 m/pxl in resolution from E4, E6, E11, E12 and E17 Galileo orbits. In each image, every criss-crossing between ridges was observed in order to find evidence of deformation.

Classification of cross-cutting relationships.

After a careful analysis, we concluded that cross-cutting relationships can be classified into 5 types labeled C1, C2, C3, C4 and C5 (see fig. 1). In C1 and C2 cross-cuttings, the older ridge involved (hereafter R1) is not deformed where it cuts the more recent ridge (hereafter R2). In C3, C4 and C5, R1 deforms on R2. Figure 2 show an example of the images we used to classify cross-cutting relationships. In this figure, yellow dots match C1 cross-cuttings, green dots match C2 cross-cuttings, purple dots show C3, red dots C4, palé blue C5. Pink dots indicate cross-cuttings for which it was not possible to state if it was a C1 or a C3 cross-cutting; this situation occurred basically because the resolution was not good enough. C4 and C5 cross-cuttings were very scarce, so we consider only C1, C2 and C3 types for statistical purposes.

Table 1 shows the cross-cuttings of each kind that we found on the images. The first column shows the name of the image, the second column indicates the orbit

from which the image was taken and the third column its resolution in m/pxl. The fourth to eighth columns give the number of crosscuttings of each type, C1, C2, C3, C4 and C5 respectively, that we found in each image. The ninth column shows the number of crosscuttings we could not identify. In average, 25% of the cross-cuttings are C3, this percentage can rise up 50% if we consider that pink points could be also C3.

Ridge's width vs. type of crosscutting.

To decide what parameters of the ridges control the type of cross-cutting, we used a mosaic from E4 Galileo orbit (see fig. 2) On this image, we measured the width (in mm) of each ridge and we plotted R1 width vs. R2 width for each kind of cross-cutting (see fig. 3). Figure 4 shows a frequency histogram of R1 widths. From figures 3 and 4 we observe that (i) there is no significant difference between R2 widths for the three types of cross-cuttings, (ii) R1 widths for C2 cross-cuttings have a slightly wider range than C1 and C3 cross-cuttings, and (iii) R2 widths range from 204 m to 1 km while R1 widths range from 204 m to 612 m.

Relative age vs. type of crosscutting.

Using the same mosaic as in (b) we assigned a relative age to each ridge depending on its stratigraphic relationship as young, middle age, and old. Figure 5 shows a histogram of frequencies of R2 widths depending on its age. In this figure we observe that (i) the type of cross-cutting does not depend on the width, (ii) the type of cross-cutting does not depend on the stratigraphic age and (iii) no matter what process formed (or forms) the ridges, it is a process that favors the formation of bands of 300 m approximately. The later comments also apply if we consider R1 widths.

3. Photoclinometric Data

In this section we study cross-cuttings between ridges by means of photoclinometric data from E4 Galileo orbit. Figure 6(a) is the image obtained by SSI camera while figure 6(b) is the photoclinometric image. On this last image, the brighter a pixel the higher its altitude. Lines numbered 1 to 28 show the direction along which the topographical profiles were obtained.

Because of computing problems, we only could obtain either horizontal or vertical profiles from photoclinometric image, so if we wanted to extract the topographical profile lengthwise a

given one in the figure 6(b), we had to rotate the image in order to make the chosen line horizontal.

Each rotated image and each profile were printed and later digitized. After this, we overlapped each profile with its corresponding rotated image using Surfer software (see figure 7). In the process we have just described, there is a series of errors associated, each profile was analyzed taking them into account. The next step was to "follow" the profile and look for evidence that in any crosscutting the topography of R1 were deformed on the outer slope of R2.

The results are summarized in table 2. The first column indicates the number assigned to the older ridge associated in a crosscutting on figure 6(b). The second column indicates the number associated with the younger ridge involved in that crosscutting. Here, old and young only indicate which ridge was formed first and which ridge was formed second. The third column indicates deformation "D", probable deformation "P", no deformation or if we could say anything about it "N". The fourth column has our remarks for each crosscutting, in this column, P1, P2, ... ,P28 refer to the profile from which we make the observation that follows. In each entry, a final comment is written down to summarize previous observations.

Figures 8 and 9 show examples of the 28 profiles that we used. In each profile, a green colored region shows the topography of the ridge whose orientation (unes in figure 6(b)) we used to get the profile. Colors associated with other ridges are shown in each figure.

4. Discussion.

In section 1, we found that 25% of the cross-cuttings shows deformation of the preexisting ridges on the outer slopes of the younger ridges. Although this result alone does not allow us to conclude that diapiric or compressional formation mechanism created ridges on Europa, it is possible to say that our result does not support volcanic or tidal squeezing models. If the ridges were formed by any of those processes, it would not be possible to see preexisting structures on the outer slopes of the newer ridges.

The type of crosscutting does not depend on the ridges width nor on their relative ages. The last point possibly indicates that if R1 underwent mass wasting due to R2 formation, this mass wasting was not gradual but it occurred as part of the formation process of R2 or a short time after. On the Earth, glaciers can lose even 80% of its volume when brine migrates, if we consider that this process can be working on Europa (Head and Pappalardo, 1999b) it is probable that the original structure can be affected masking evidences on the origin of the ridges.

From 23 cross-cuttings studied in section 2, 36% of them presented evidence of deformation on preexisting structures, 18% present possible deformations, while on the remaining 46 % either it was not possible to observe such deformation, or our method did not give confident results. The fact that more than 50% of the analyzed cross-cuttings presented evidences showing that the younger ridge deformed the preexisting ridge, suggests that the process that forms ridges is a process that deforms the surface. On the basis of our analysis, we find that the data are consistent with the diapiric or the compressional models to form the ridges.

Acknowledgments

This work was performed in part while G.C. was in a visiting scholar at Brown University in the Planetary Geosciences Group. Thanks are extended to the Galileo SSI team and members of the Planetary Geosciences group at Brown, specially to Dr. James W. Head III.

References.

- Greenberg, R., Geissler, P., Hoppa, G., Tufts, B. R., Durda, D.D., Pappalardo, R., Head, J.W., Greeley, R., Sullivan, R., Carr, M. H., 1998. Tectonic Processes on Europa: Tidal Stresses, Mechanical Response, and Visible Features, *Icarus*, 135, 64-78.
- Head, J. W., Pappalardo, R., 1999a. Europa; Morphologic Characteristics of Ridges and Triple Bands from Galileo Data (E4 and E6) and Assessment of a Linear Diapirism Model. *J. Geophys. Res.* 104, E10,24223-24236.
- Head, J. W., Pappalardo, R.T., 1999b. Brine Mobilization During Lithospheric Heating on Europa: Implications for Formation of Chaos Terrain, Lenticulae Texture, and Color Variations. *J. Geophys. Res.* 104, E11, 27143-27155.
- Kadel, S.D., Fagents, S.A., Greeley, R., SSI Galileo Team, 1998. Trough-bounding ridge pairs on Europa - considerations for an endogenic model of formation. *Lunar Planet. Sci. Conf. XXIX*, abstrae! # 1078, Lunar and Planetary Institute, Houston (CD-ROM).
- Pappalardo, R.T. et al., 1999. Does Europa Have a Subsurface Ocean? Evaluation of the Geological Evidence. *J. Geophys. Res.*, 104, E10,24015-24056.
- Sullivan, R., Greeley, R., Klemaszewski, J., Kraft, M., Moreau, J.M., Williams, K., Belton, M.J.S.,

Carr, M., Chapman, C., Clark, B., Geissler, P., Greenberg, R., Tufts, R., Head, J., Pappalardo, R., Moore, J. 1997. Ridge Formation on Europa: Examples from Galileo High Resolution Images. *GSA Abstr. with Prog.* 29, A-312.

Figure Captions

Figure 1. Examples of the different kinds of crosscuttings obtained from E6 orbit images. Together with each example there is a drawing representing each crosscutting.

Figure 2. Mosaic obtained from E4 Galileo orbit. The code of the colored dots is explained in the text.

Figure 3. R2 widths vs. R1 widths for each kind of crosscutting. Notice that the bulk of the points is concentrated in a rectangle whose sides are 20 mm on y-axis and 25 mm on x axis.

Figure 4. Histogram of frequencies of R1 widths for each kind of crosscutting.

Figure 5. Histogram of frequencies of R2 widths in agreement with its age. The pick in 95 mm is due to the fact that the younger ridge in these crosscutting is a ridge class 2, therefore it is wider than the rest of the ridges.

Figure 6. The lower right area of the figure 2. Figure 6(a) shows the image as it was taken by SSI Galileo camera; figure 6(b) is the photoclinometric image obtained from (a), on this image, numbers identified the direction and the ridge of which we obtained topographic profiles.

Figure 7. An example of the way we superposed topographic image and profile to look for effects on the ridges' outer slopes.

Figure 8. Profile obtained along the line 19 in the figure 6(b). The topographic profile of ridge 19 is from point D to point E. P26 is from A to B; P17 is from B to C and P22 is from C to D. The longest arrow shows the combined topography of R19 and R22.

Figure 9. Profile of R22. The topographic profile of R22 is from A to B, R19 is from B to C.

Table 1. Summary of crosscutting types.

IMAGE	ORBIT	RESOLUTION m/pxl	C1	C2	C3	C4	C5	DOUBTS
E4hires	E4	30	29	72	29	2		26
E6drklinster	E6	54	54	102	17	4	4	19
E11(lpl)Europahires	E1i	33	40	67	15	5	1	21
E1 1726.1	E1i	33	25	32	8	2		25
E1 1765.1	E1i	33	4	1				2
E1 1752.1	E1i	33	14	16	5	3	1	10
E1 1713.1	E1i	33	3	10	2			5
E11739.1	E1i	33	9	10	1	1		6
E1 1778.1	E1i	33	10	5				2
E11700.1	E1i	33	2	5	16			1
E11w6752	E1i	33	4	1	2			4
E12quickmosflatrotstr	E12	20	37	25	48	8	2	10
E12mottlehiresframe2378	E12	6	6		8	6		2
E12wedgestr(HQppa)ND	E12	26	7	12	5			6
E17southpole.img	E17	30	84	215	101	8	3	73
E171iblin8mos	E17	?	24	51	32	8		14

Table 2. Results from topographical profiles.

R1	R2	NO	OBSERVATIONS
TES			
1	2	N	<p>P1: In this profile, it does not exist intersection wit R2.</p> <p>P2: Troughs in both sides of R1 matching troughs between R1 ridges (R1 and R2 are triple bands)</p> <p>Troughs between R1 and R2 probably are due to the formation of R1.</p>
4	3	N	<p>P3: Possible crosscutting with R4.</p> <p>P4: We do not have information because the profile did not include the crosscutting, it passes out of it.</p> <p>It does not show an obvious evidence of deformation.</p>
6	5	P	<p>P5: There is a protuberance where R6 is, it is a possible deformation of R6.</p> <p>P6: R6 deforms on an "appendage" ridge of R5.</p> <p>It is possible that in this case there is a deformation of the preexisting structure.</p>
9	5	D	<p>P5: We do not have information because this profile is along the ridge of R5 that does not crosscut R9 (R5 is double ridge).</p>

			<p>P9: It is not obvious where the ends of R9 are but this ridge appears folded between R5 and R7.</p> <p>The deformation is not noted on the outer slopes of R5 but between ridges R5 and R7</p>
10	5	D	<p>P5: We do not have information because this profile is along the ridge of R5 that does not crosscut RIO (R5 is double ridge).</p> <p>PÍO: One of its ends merges on R5 outer slope. This ridge is folded between R5 and R7.</p> <p>A little deformation of RIO is observed on the outer slope of R5.</p>
13	5	D	<p>P5: R5 profile shows a protuberance where it crosscuts R13, it is probably due to the presence of the later ridge.</p> <p>P13: R13 "climbs" on R5 outer slope but it does not reach the top of R5.</p> <p>Very probable deformation of R13.</p>
14	5	D	<p>P5: There is a protuberance probably related with R4.</p> <p>P14: R4 profile appears deformed on R5 outer slope.</p> <p>There is evidence that R14 is deformed.</p>
15	5	N	<p>P5: There is a protuberance probably related with R15.</p> <p>P15: There is not deformation. R15 stays in the "base" of R5.</p>
16	5	N	<p>P5: R16 is part of R5.</p>
8	7	D	<p>P7: There are little protuberances related with R8.</p> <p>P8: R8 climbs outer slope of R7.</p> <p>There is evidence of deformation.</p>
9	7	D	<p>P7: We do not have information because this profile is along the ridge of R7 that does not crosscut R9 (R7 is double ridge).</p> <p>P9: R9 is folded between R5 y R7.</p> <p>R9 is deformed.</p>
10	7	P	<p>P7: We do not have information because this profile is along the ridge of R7 that does not crosscut RIO (R7 is double ridge).</p> <p>PÍO: There is not a clear evidence of deformation but it shows a fall before R7.</p> <p>Possible deformation.</p>
11	7	P	<p>P7: We do not have information because this profile is along the ridge of R7 that does not crosscut RI 1 (R7 is double ridge).</p> <p>PI 1: RI 1 is bended before it climbs a part on R7.</p> <p>Evidence of possible deformation.</p>
12	7	N	<p>P7: We do not have information because this profile is along the ridge of R7 that does not crosscut R12 (R7 is double ridge).</p> <p>P12: R12 stays in the base of R7.</p> <p>There is not evidence of deformation.</p>
17	22	N	<p>P17: R17 ascend uniformly from it crosscut R26 to it crosscut R22. Evidence of deformation is</p>

			<p>poor.</p> <p>P22: There is not information because R22 "start" in the center of R17.</p> <p>There is not evidence of deformation.</p>
17	26	N	<p>P17: R17 starts in the base of R26, but it is difficult to identify it due to washboard texture parallel to R26.</p> <p>P26: There is not evidence of deformation.</p>
18	23	P	<p>P18: It behaves like R17, but in this case R18 climbs R23.</p> <p>P23: There is a protuberance in R23 due to R28.</p> <p>Possible deformation (?)</p>
19	22	D	<p>P19: R19 climbs R22 as far as R22 top!</p> <p>P22: The crosscutting between R19 and R22 is the clearest evidence of deformation.</p>
20	21	N	<p>P20: There is a little trough between ridges. There is not evidence of deformation.</p> <p>P21: There is not evidence of deformation.</p>
24	26	P	<p>P24: R24 bends between R26 and R21.</p> <p>P26: In the intersections with R24 and R25 there are protuberances</p> <p>There are evidences that R24 climbs R26.</p>
25	26	P	<p>P25: R25 bends before climbing R26.</p> <p>P26: In the intersections with R24 and R25 there are protuberances.</p> <p>There are evidences that R25 climbs R26.</p>
28	7	N	<p>P7: Protuberances probably associated with R28.</p> <p>P28: Uncertain intersection.</p> <p>There is not evidence of deformation.</p>
28	27	P	<p>P27: There is not evidence of deformation.</p> <p>P28: R28 bends before it climbs a short part on R27.</p> <p>Possible deformation (?)</p>

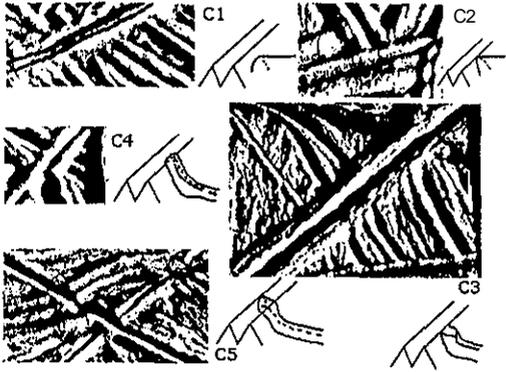


Fig. 1

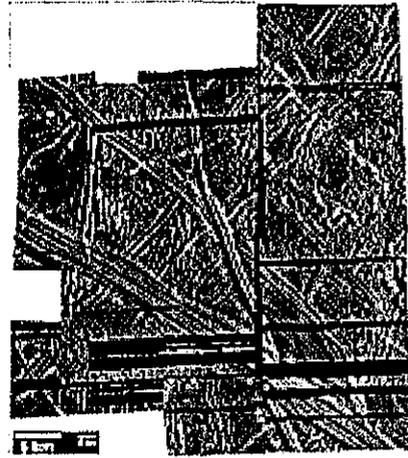


Fig. 2

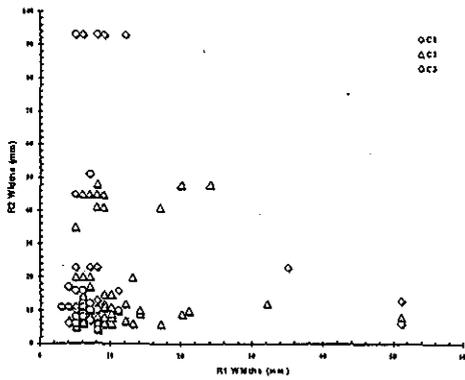


Fig. 3

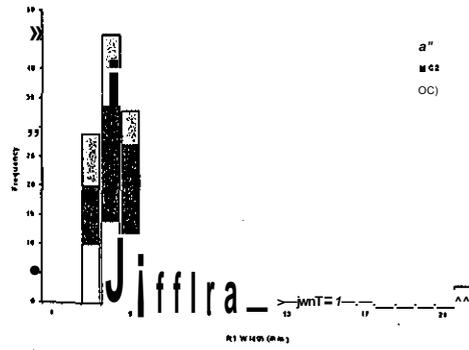


Fig. 4

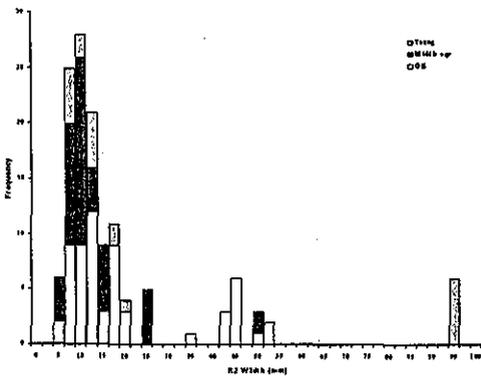


Fig. 5

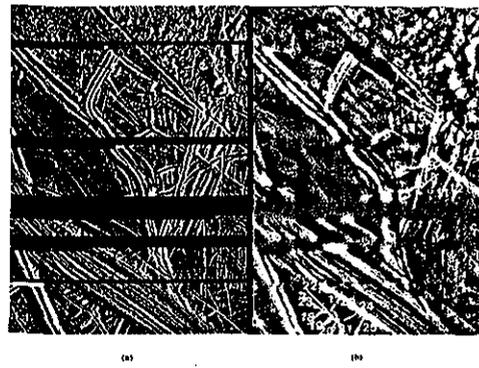


Fig. 6

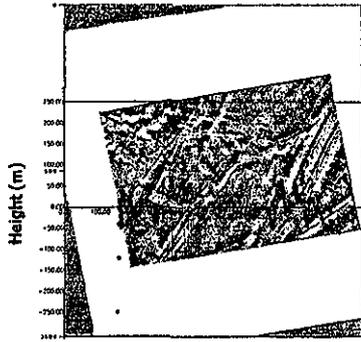


Fig. 7

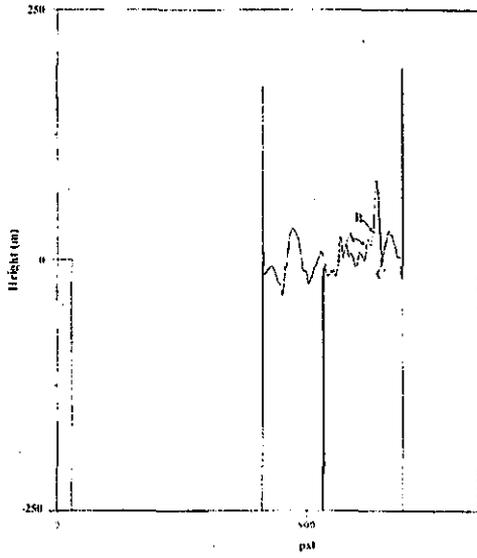


Fig. 8

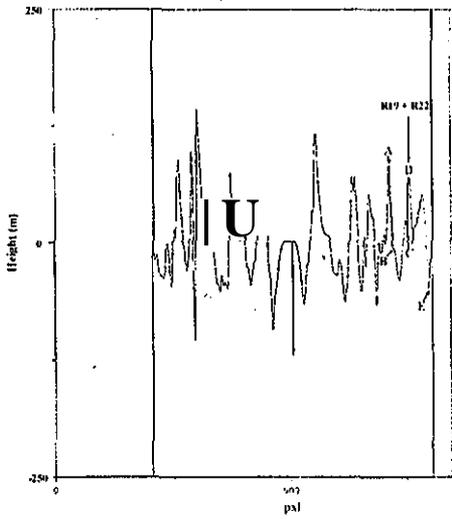


Fig. 9

Glosario

- Ángulo de fase. Ángulo entre el Sol y el observador con respecto al objeto observado.
- Ángulo de incidencia. Ángulo entre el rayo de luz incidente y la perpendicular a la superficie;
- Albedo. Fracción de luz incidente que es reflejada por la superficie de un cuerpo.
- C22. Parámetro que describe la diferencia entre la elipticidad topográfica y la del geoide.
- CCD. Charged Coupled Device. Chip de silicio que consiste en un arreglo rectangular de celdas sensibles a la luz.
- Clatrato. Estructura formada por la inclusión de ciertas moléculas en cavidades dentro de una lattice cristalina.
- Cresta. Una cresta es una forma del relieve relativamente estrecha, alargada y baja. También es el nombre general que se da a las elevaciones alargadas de diversas dimensiones, altitudes y origen.
- Crioclastos. Fragmentos de hielo arrojados durante una erupción criovolcánica explosiva.
- Criovolcanismo. Liberación de agua o agua-nieve (posiblemente acompañados de otros compuestos diferentes al agua) en ambientes fríos ya sea en forma explosiva (geysers, por ejemplo) o como flujos superficiales.
- Diapirismo. Proceso de penetración o ruptura de la roca por esfuerzos tectónicos (plegamientos anticlinales), por el efecto de una carga geoestática en estratos sedimentarios (domos salinos) o por intrusión ígnea (tapón volcánico).
- Escarpe. Ladera abrupta o a desplome, de altura variable, que puede formarse por causas tectónicas, procesos gravitacionales, glaciales, tecnógenos o por abrasión (erosión marina)
- Grieta. Ruptura longitudinal de las rocas o el hielo, sin desplazamiento de las porciones que separa. También se le conoce como fisura.

- Fosa. Porción hundida de la corteza terrestre, rellena de sedimentos, de material volcánico o volcánico-sedimentario. Este término se utiliza esencialmente para estructuras alargadas (con relación de anchura y longitud de 1:3) negativas.
- Fractura. Ruptura de las rocas sin desplazamiento de los bloques que separa. Se aplica también como sinónimo de falla.
- J₂ Coeficiente del polinomio de Legendre de segundo orden en la expresión para el potencial gravitacional. Describe el efecto del achatamiento polar en el potencial gravitacional terrestre.
- Libración. Oscilación pequeña alrededor de una configuración de equilibrio, un ejemplo de libración es el cambio angular que sufre la cara de un satélite en rotación sincrónica respecto al foco de su órbita .
- Macizo. Originalmente, este término se usó para denotar grandes porciones de los sistemas montañosos elevadas, con aspecto de una o varias cimas dominantes. Actualmente, también se conoce como macizo a: (a) Porción monolítica estable de un sistema montañoso, generalmente constituida por rocas más resistentes que las de los alrededores y (b) Afloramiento de rocas cristalinas del basamento prepaleozoico en las estructuras cratónicas. Se diferencia del escudo por sus dimensiones considerablemente menores.
- Reología. La reología estudia el comportamiento de un sólido o un fluido cuando son sometidos a esfuerzos. En el caso de los sólidos, éstos van a sufrir una deformación elástica, plástica o quebradiza dependiendo del esfuerzo aplicado, de la viscosidad del material y de las condiciones de temperatura y presión a las que esté sometido.
- Reptación. La reptación es un término muy amplio que se puede aplicar tanto a escala macroscópica como a escala microscópica pero en esencia la reptación es el movimiento lento de material (partículas, iones, material rocoso) debido a una fuerza (fuerza gravitacional, esfuerzos).
Mencionemos algunos ejemplos, a) En la superficie terrestre las rocas son sometidas a cambios de temperatura y humedad que producen su rompimiento, las partículas resultantes pueden *desplazarse lentamente* por gravedad en terrenos con pendientes poco pronunciadas, en este caso, a este movimiento lento se le conoce como reptación. b) si nos fijamos en la lattice de un cristal que se encuentra a una temperatura cercana al punto de solidificación y ya sometemos a esfuerzos pequeños veremos que va a empezar un movimiento de iones y vacancias conocido como reptación de difusión, c) también se conoce como reptación a la deformación plástica (a volumen constante) de un material rocoso cuando se le aplica un esfuerzo constante.
- Terminador Línea que separa al día de la noche en un planeta o satélite.

Tolines.

Compuestos sintetizados en el laboratorio que se consiguen cuando se aplican descargas eléctricas a una mezcla de metano, amoníaco y vapor de agua (o bien a mezclas de moléculas que contienen C-, O-, H- y N-). Los tolines son pues compuestos orgánicos complejos aunque su composición química no está bien caracterizada.

Referencias Bibliográficas.

- Anderson, J.D., et al, Europa's Differentiated Internal Structure: Inferences from Two Galileo Encounters, *Science*, 276, 1236-1239, 23 de Mayo, 1997.
- Anderson, Charlene M., Europa: Layers of Mystery. *The Planetary Report*, 18, No. 5, 12-18, Septiembre/Octubre, 1998.
- Anderson, J.D., G. Schubert, R. A. Jacobson, EX. Lau, W.B. Moore y W. L. Sjogren, Europa's Differentiated Internal Structure: Inferences from Four Galileo Encounters, *Science*, 281, 2019-2022, Septiembre 25, 1998.
- Batson, Raymond M., Ewen A. Whitaker y Don E. Wilhelms, History of Planetary Cartography, en *Planetary Mapping*, 1a. ed., Eds. Ronald Greeley y Raymond M. Batson, Cambridge University press, Canadá, pp. 12-59, 1990.
- Belton, Michael J.S., Klaasen, Kenneth P., Clary, Maurice C, Anderson, James L., Anger, Clifford, D., Carr, Michael H., Chapman, Clark R., Davies, Merton E., Greeley, Ronald, Anderson, Donald, Bolef, Lawrence K., Townsend, Timothy E., Greenberg, Richard, Head III, James W., Neukum, Gerhard, Pilcher, Cari B., Veverka, Joseph, Gierash, Peter J., Fanale, Fraser P., Ingersoll, Andrew P., Masursky, Harold, Morrison, David y Pollack, James B. The Galileo Solid-State Imaging Experiment en *The Galileo Mission*, ed. C. T. Russell, *Space Science Reviews* 60, Ed. Kluwer Academic publishers, Bélgica, pp. 413-455, 1992.
- Bener, H., H. Ramberg y O. Stephansson, Diapirism in Theory and Experiment, *tectonophysics*, 15, 197-218, 1972.
- Bernstein, Max P., Scott A. Sandford y Louis J. Allamandola, Life's Far-Flung Raw Materials, *Scientific American*, 26-33, Julio, 1999.
- Booth, Nicholas, The encyclopedia of Space, Ed. Mallard Press, España, 1990.
- Brownlow, Arthur H., Geochemistry, Ed. Prentice-Hall, EEUU, 1979.
- Burns, J.A., The Evolution of Satellite Orbits en *Satellites*, Eds. Joseph A. Burns y Mildred Shapley Matthews, University of Arizona Press, Tucson, 1986.
- Cameron, A.G.W., Accumulation Processes in the Primitive Solar Nébula, *Icarus*, 18, 407-450,

1973.

- Campbell, James B., Introduction to Remote Sensing, Guilford Press, EEUU, 1987.
- Carlson, R.W., R.E. Johnson y M. S. Anderson, Sulfuric Acid on Europa and the Radiolytic Sulfur Cycle, *Science*, **286**, 97-99, 1º de Octubre, 1999.
- Carr, M.H., Belton, M.J.S., Bender, K., Breneman, H., Greeley, R., Head, J.W., Klaasen, K.P., McEwen, A.S., Moore, J.M., Murchie, S., Pappalardo, R.T., Plutchak, J., Sullivan, R., Thornhill, G. y Veverka, J., The Galileo Imaging Team Plan for Observing the Satellites of Júpiter, *J.Geophys. Res.*, **100**, E9, pp. 18,935-18,955, 25 de Septiembre, 1995.
- Cassen, P, R.T. Reynolds y S.J. Peale, Is there liquid water on Europa?, *Geophys. Res. Lett.*, **6**, 731-734, 1979.
- Cassen, P, R.T. Reynolds y S.J. Peale, Tidal Dissipation on Europa: A Correction., *Geophys. Res. Lett.*, **7**, 987-988, 1980.
- Cassen, P. M., S.J. Peale y R. Reynolds, Structure and Thermal Evolution of the Galilean Satellites, en *Satellites of Júpiter* Ed. D. Morrison, University of Arizona, EEUU, 1982.
- Chyba, Christopher F., Life on other Moons, *Nature*, **385**, 201, 16 de Enero, 1997.
- Chyba, Christopher F. y Cynthia B. Phillips, Possible Ecosystems and the Search for Life on Europa, *PNAS*, **98**, no. 3, 801-804, 30 de Enero, 2001.
- Consolmagno. G. J. Y J. S. Lewis, Structural and Thermal Models of the Galilean Satellites en Júpiter, Eds. Tom Gehrels y Mildred Shapley Matthews, University of Arizona, Tucson, 1976.
- Davis, Merton E., Geodetic control en *Planetary Mapping*, 1a. ed., Eds. Ronald Greeley y Raymond M. Batson, Cambridge University press, Canadá, pp. 141-168, 1990.
- Davis, Philip A. y Laurence A. Soderblom, Modeling Cráter Topography and Albedo from Monoscopic Viking Orbiter Images. 1. Metodology, *J. Geophys. Res.*, **89**, No. BU, 9449-9457, 10 de Octubre, 1984.
- Finnerty, A.A., G.A. Ransford, D. C. Pieri y K.D. Collerson, Is Europa Surface Cracking Due to Thermal Evolution?, *Nature*, **289**, 24-27, 1981.
- Gaidos, Eric J., Kenneth H. Nealson, Joseph L. Kirschvink, Life in Ice-Covered Oceans, *Science*, **284**, 1631-1633, 4 de Junio, 1999.
- Galilei, Galileo, La Gaceta Sideral, Ed. Alianza Cien, México, 1994.
- Garibay K., Ángel María. Mitología Griega. "Dioses y héroes", 7ª. ed., Porrúa, 1978, México.

- Gelissler, P.E., R. Greenberg, G. Hoppa, P. Helfenstein, A. McEwen, R. Pappalardo, R. Tufts, M. Ockert-Bell, R. Sullivan, R. Greeley, M.J.S. Belton, T. Denk, B. Clark, J. Burns, J. Veverka y el equipo de imágenes de la nave Galileo, Evidence for Non-synchronous Rotation of Europa, *Nature*, **391**, 368-370, 1998a.
- Geissler, P.E., R. Greenberg, G. Hoppa, A. McEwen, R. Tufts, C. Phillips, B. Clark, M. Ockert-Bell, P. Helfenstein, J. Burns, J. Veverka, R. Sullivan, R. Greeley, R.T. Pappalardo, J.W. Head, M.J.S. Belton y T. Denk, Evolution of Lineaments on Europa: Clues from Galileo Multispectral Imaging Observations, *Icarus*, **135**, 107-126, 1998b.
- Glass, Billy P., Introduction to Planetary Geology, Ed. Cambridge University Press, EEUU, 1982.
- Goldreich, P., On the Eccentricity of Satellite Orbits in the Solar System; *Month. Not. Roy. Astron. Soc.*, **126**, 257-268, 1963.
- Goldreich, Peter y Steven Soter, Q in the Solar System, *Icarus*, **5**, 375-389, 1966.
- Greeley, R. Geology of Europa: Galileo Update, en *The Three Galileos; The Man, The Spacecraft, The Telescope*, De. C. Barbieri, Kluwer Academic Publishers, Holanda, 191-200, 1997.
- Greeley, Ronald, Robert Sullivan, Max Coon, Paul Geissler, B. Randall Tufts, James W. Head III, Robert T. Pappalardo y Jeffrey M. Moore, Terrestrial Sea Ice Morphology: Considerations for Europa, *Icarus*, **135**, 25-40, 1998.
- Greeley, Ronald, Patricio H. Figueredo, David A. Williams, Frank C. Chuang, James E. Klemaszewski, Steven D. Kadel, Louise M. Prockter, Robert T. Pappalardo, James W. Head III, Geoffrey C. Collins, Nicole A. Spaun, Robert J. Sullivan, Jeffrey M. Moore, David A. Senske, B. Randall Tufts, Torrence V. Johnson, Michael J. S. Belton y Kenneth L. Tanaka, Geologic Mapping of Europa, , *J. Geophys. Res.*, **105**, No. E9, 22559-22578, 25 de Septiembre, 2000.
- Greenberg, R. Orbital evolution of the Galilean Satellites en *Satellites of Júpiter*, Eds. David Morrison y Mildred Shapley Matthews, University of Arizona, Tucson, 1982.
- Greenberg, Richard y Stuart J. Weidenschilling, How Fast Do Galilean Satellites Spin?, *Icarus*, **58**, 186-196, 1984.
- Greenberg, Richard, Paul Geissler, Gregory Hoppa, B. Randall Tufts, Daniel D. Durda, Robert

- Pappalardo, James W. Head, Ronald Greeley, Robert Sullivan y Michael H. Carr. Tectonic Processes on Europa: Tidal Stresses, Mechanical Response, and Visible Features, *karus*, **135**, 64-78, 1998.
- Greenberg, Richard, Paul Geessler, B. Randall Tufts y Gregory V. Hoppa, Habitability of Europa's Crust: The Role of Tidal-tectonic Processes, *J. Geophys. Res.*, **105**, E7, 17551-17562, 25 de Julio, 2000.
- Hall, D.T., Strobel, D.F., Feldman P.D., McGrath, M.A. y Weaver H.A., *Nature*, 373, 23 de Febrero, p. 677-679, 1995.
- Hamblin, W. Kenneth y Eric H. Christiansen, Exploring the Planets, Ed. Macmillan Publishing Company, EEUU, 1990.
- Harold sir, Jeffrey, The Earth. Its origin, history and physical constitution, 6^a. ed., Cambridge University, Gran Bretaña, 1976.
- Hawthorne, Nathaniel, The Dragón's Teeth en Tanglewood Tales, Ed. Standard Book Company, New York, 1931.
- Head, J.W., R. Pappalardo, G. Collins, R. Greeley y el equipo de imágenes de Galileo, Tectonic Resurfacing on Ganymede and its Role in the Formation of Grooved Terrain, *Lunar Planet. Sci. XXVIII*, 535-536, 1997.
- Head, J.W., R.T. Pappalardo, R. Greeley, R. Sullivan y el equipo de imágenes de la misión Galileo. Origin of Ridges and Bands on europa: Morphologic Characteristics and Evidence for Linear Diapirism from Galileo Data, *Lunar Planet. Sci. Conf.*, *XXIX*, abstract # 1414, Lunar and Planetary Institute, Houston (CD-ROM), 1998a.
- Head, James W., Robert Pappalardo y Robert Sullivan, Europa: Morphologic Characteristics of Ridges and Triple Bands from Galileo Data (E4 and E6) and Assessment of a Linear Diapirism Model. *J. Geophys. Res.*, **104**, E10, 24223-24236, 25 de Octubre, 1999a.
- Head, James W. y Robert T. Pappalardo, Brine Mobilization During Lithospheric Heating on Europa: Implications for Formation of Chaos Terrain, Lenticulae Texture, and Color Variations, *J. Geophys. Res.*, **104**, E11, 27143-27155, 25 de Noviembre, 1999b
- Helfenstein, Paul y E.M. Parmentier, Patterns of Fracture and Tidal Stresses on Europa, *Icarus*, 53, 415-430, 1983.
- Helfenstein, Paul y E.M. Parmentier, Patterns of Fracture and Tidal Stresses Due to Nonsynchronous Rotation: Implications for Fracturing on Europa, *Icarus*, 61, 175-184,

1985.

- Henrad, Jaques, Resonance in the Solar System, en *Enciclopedia of Planetary Sciences*, Eds. James H. Shirley y Rhodes W. Fairbridge, I^a. ed., Chapman & Hall, Gran Bretaña, 1997.
- Hoppa, Gregory V., B. Randall Tufts, Richard Greenberg y Paul E. Geissler, Formation of Cycloidal Features on Europa, *Science*, **285**, 1899-1902, 17 de Septiembre, 1999.
- Howard, Alan D., Photocínometric Determination of the Topography of the Martian North Polar Cap, *Icarus*, **50**, 245-258, 1982.
- Johnson, T.V., Yeates, C.M. Y Young, R., Space Science Reviews Volume on Galileo Mission Overview en *The Galileo Mission*, ed. C. T. Russell, *Space Science Reviews* 60, Ed. Kluwer Academic publishers, Bélgica, pp. 3-21, 1992.
- Johnson, Torrence V., The Galileo Mission, *Scientific American*, Diciembre, pp. 28-35, 1995.
- Kadel, S.D., S.A. Fagents, R. Greeley y el equipo SSI de la nave Galileo. Trough-bounding ridge pairs on Europa - consideraciones for an endogenic model of formation, *Lunar Planet. Sci. Conf. XXIX*, abstract # 1078, Lunar and Planetary Institute, Houston (CD-ROM), 1998.
- Kadel, Steven D., Frank C. Chuang, Ronald Greeley, Jeffrey M. Moore y The Galileo SSI Team, Geological History of the Tyre Región of Europa: A Regional Perspective on European Surface Features and Ice Thickness, *J. Geophys. Res.*, **105**, E9, 22657-22669, 25 de Septiembre, 2000.
- Kivelson, Margaret G., Krishan K. Khurana, Christopher T. Russell, Martin Volwerk, Raymond J. Walker y Chistopher Zimmer, Galileo Magnetometer Measurements: A Stronger Case for a Subsurface Ocean at Europa, *Science*, 289,1340-1343,2000.
- Lewis, John S., Satellites of the Outer Planets: Their Physical and Chemical Nature, *Icarus*, **15**, 174-185, 1971.
- Lewis, John S., Low temperature Condensation from the Solar Nébula, *Icarus*, 16, 241-252, 1972.
- Lewis John S., Physics and Chemistry of the Solar System, EEUU, Academic Press, 1995.
- Lucchitta, B. K. y L.A. Soderblom, The Geology of Europa, en *Satellites of Júpiter*, Eds. David Morrison y Mildred Shapley Matthews, University of Arizona press, EEUU, 1982., pp 521-555.
- MacDonald, Gordon J.F., Tidal Friction, *Reviews of Geophysics*, 2, No. 3, 467-541, Agosto 1964.

- Maj, S. Heat Sources in Evolution of the Earth and Terrestrial Planets, pp. 414-465. En *Evolution of the Earth and Other Planetary Bodies*, Ed. R. Teisseyre, Ed. Elsevier, polonia, 1992.
- Malhotra, Renu, Tidal Origin of the Laplace Resonance and the Resurfacing of Ganymede, *Icarus*, 94, 399-412, 1991.
- McCord, Thomas B., et al., Hydrated Salt Minerals on Europa's Surface from the Galileo Near-Infrared Mapping Spectrometer (NIMS) Investigation, *J. Geophys. Res.*, **104**, E5, 11827-11851, 1999.
- McEwen, Alfred S., Tidal reorientation and the Fracturing of Jupiter's Moon Europa, *Nature*, 321, 49-51, 1^o de Mayo, 1986.
- Melchior, Paul, The Earth Tides, 1a. ed., Ed. Pergamon Press, 1966.
- Monastersky, Richard, The Strangest Home on Earth, *Science News*, **156**, 216-218, 2 de Octubre, 1999.
- Moore, Jeffrey M., Erik Asphaug, David Morrison, John R. Spencer, Clark R. Chapman, Beau Bierhaus, Robert J. Sullivan, Frank C. Chuang, James E. Klemaszewski, Ronald Greeley, Kelly C. Bender, Paul Geissler, Paul Helfenstein y Cari Pilcher, Mass Movement and Landform Degradation on the Icy Galilean Satellites: Results of the Galileo Nominal Mission, *Icarus*, **140**, 294-312, 1999.
- Morrison, D., Introduction to the Satellites of Jupiter en *Satellites of Jupiter*, Eds. David Morrison y Mildred Shapley Matthews, University of Arizona press, EEUU, 3-43, 1982.
- Morrison, David y Tobias Owen, The Planetary System, 2a. ed., Ed. Addison-Wesley, EEUU, 1996.
- Pappalardo, Robert y Ronald Greeley, A Review of the Origins of Subparallel Ridges and Troughs: Generalized Morphological Predictions from Terrestrial Models, *J. Geophys. Res.*, **100**, E9, 18985-19007, 25 de Septiembre, 1995.
- Pappalardo, Robert y Max Coon, A Sea Ice Analog for the Surface of Europa, LPSC XXVII, 997-998, 1996.
- Pappalardo, R.T., M.J.S. Belton, H.H. Breneman, M.H. Carr, C.R. Chapman, G.C. Collins, T. Denk, S. Fagents, P.E. Geissler, B. Giese, R. Greeley, R. Greenberg, J.W. Head, P. Helfenstein, G. Hoppa, S.D. Kadel, K.P. Klaasen, J.E. Klemaszewski, K. Magee, A.S. McEwen, J.M. Moore, W.B. Moore, G. Neukum, C.B. Phillips, L.M. Prockter, G.

- Schubert, D.A. Senske, R.J. Sullivan, B.R. Tufts, E.P. Turtle, R. Wagner y K.K. Williams. Does Europa Have a Subsurface Ocean? Evaluation of the Geological Evidence., *J. Geophys. Res.*, **104**, E10, 24015-24055, 25 de Octubre, 1999.
- Peale, S.J., Orbital Resonances in the Solar System, *Ann. Rev. Astr. Astrophys.*, **14**, 215-246, 1976.
- Peale, S.J., Consequences of Tidal Evolution, pp. 275-288. en *The Solar System. Observations and Interpretations*, Ed. Margaret G. Kivelson; Ed. Prentice-Hall, EEUU, 1986.
- Philüps, Cynthia B., Alfred S. McEwen, Gregory V. Hoppa, Sarah A. Fagents, Ronald Greeley, James E. Klemaszewski, Robert T. Pappalardo, Kenneth P. Klaasen y H. Herbert Breneman, The Search for Current Geologic Activity on Europa, *J. Geophys. Res.*, **105**, E9, 22579-22597, 25 de Septiembre, 2000.
- Ransford, G.A., A.A. Finnerty y K.D. Collerson, Europa's Petrological Thermal History, *Nature*, **289**, 21-24, Enero, 1981.
- Reynolds, Ray T. Y Patrick M. Cassen, On the Internal Structure of the Major Satellites of the Outer Planets, *geophys. Res. Lett.*, 6, No. 2, febrero, 1979.
- Schubert, G., T. Spohn y R.T. Reynolds, Thermal Histories, Compositions, and Internal Structures of the Moons of the Solar System, en *Satellites*, Ed. Joseph A. Burns y Mildred Shapley Matthews, University of Arizona Press, U.S.A., 1986.
- Schenk, Paul M., Cráter Formation and Modification on the ley Satellites of Uranus and Satura: Depth/Diameter and Central Peak Ocurrance, *J. Geophys. Res.*, **94**, No. B4, 3813-3832, 10 de Abril, 1989.
- Schenk, Paul M. Y Jeffrey M. Moore, Volcanic Constructs on Ganymede and Enceladus: Topographic Evidence from Stereo Images and Photoclinometry, *J. Geophys. Res.*, **100**, No. E9, 19009-19022, 25 de Septiembre, 1995.
- Sesti, Giuseppe María, *The glorious Constellations.* "History and Mythology", Harry N. Abrams, 1991, Genova, Italia. P. 451.
- Showman, Adam P. y Renu Malhotra, The Galilean Satellites, *Science*, **286**, 77-84, 1º. De Octubre, 1999.
- Sjogren, W.L., Anderson, J.D., Phillips, R.J. y Trask, D.W., Gravity Fields, *IEEE transactions on geoscience electronics*, **GE-14**, no. 3, Julio de 1976.
- Smith, Bradfor A., Soderblom, Laurence A., Johnson, Torrence V., Ingersoll, Andrew P., Collins,

- Stewart A., Shoemaker, Eugene M., Hunt, G.E., Masursky, Harold, Carr, Michael H., Davies, Merton E., Cook II Alan F., Boyce, Joseph, Danielson, G. Edward, Owen, Tobias, Sagan, Cari, Beebe, Reta F., Veverka, Joseph, Strom, Robert G., McCauley, John F., Morrison, David, Briggs, Geoffrey, A. y Suomi, Verner E., The Júpiter System Through the Eyes of Voyager 1, *Science*, **204**, 1 de junio, pp. 951-972, 1979a.
- Smith, Bradford A., Soderblom, Laurence A., Beebe, Reta, Boyce, Joseph, Briggs, Geoffrey, Carr, Michael, Collins, Stewart A., Cook II Alan F., Danielson, G. Edward, Davies, Merton E., Hunt, Garry E., Ingersoll, Andrew, Jhonson, Torrence V., Masursky, Harold, McCauley, John, Morrison, David, Owen, Tobias, Sagan, Cari, Shoemaker, Eugene M., Strom, Robert, Suomi, Verner E. y Veverka, Joseph, The Galilean Satellites and Júpiter: Voyager 2 Imaging Science Results, *Science*, **206**, 23 de noviembre, pp. 927-950, 1979b.
- Spaun, N., J. Head, G. Collins, L. Prockter y R. Pappalardo, Conamara Chaos Región, Europa: Reconstruction of Mobile Polygonal Ice Blocks, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 4277-4280, 1998.
- Squyres, Steven W., The Topography of Ganymede's Grooved Terrain, *Icarus*, **46**, 156-168, 1981.
- Squyres, S. W., R.T. Reynolds, P.M. Cassen y S.J. Peale, Liquid Water and Active Resurfacing on Europa, *Nature*, **301**, 225-226, 1983.
- Stevenson, David, Europa's Ocean - The Case Strengthens, *Science*, **289**, 1305-1307, 25 de Agosto, 2000.
- Stone, Richard, Permafrost Comes Alive for Siberian Researchers, *Science*, **286**, 36-37, 1º de Octubre, 1999.
- Strobell, Mary E. y Harold Masursky, Planetary Nomenclature, en *Planetary Mapping*, 1a. ed., Eds. Ronald Greeley y Raymond M. Batson, Cambridge University press, Canadá, pp. 96-140, 1990.
- Sullivan, R., R. Greeley, J. Klemaszewski, M. Kraft, J. Moreau, K. Williams, M.J.S. Belton, M. Carr, C. Chapman, B. Clark, P. Geissler, R. Greenberg, R. Tufts, J. Head, R. Pappalardo y J. Moore, Ridge Formation on Europa: Examples from Galileo High Resolution Images, *GSA Abstr. with Prog.*, **29**, A-312, 1997.
- Tittemore, William C, Chaotic Motion of Europa and Ganymede and the Ganymede-Callisto

Dichotomy, *Science*, **250**, 263-267, 12 de Octubre, 1990.

Turcotte, Donald L. Y Gerald Schubert, Geodynamics. Applications of Continuum Physics to Geological Problems, Ed. John Wiley & Sons, EEUU, 1982.

Turtle, E. P., H. J. Melosh y C.B. Phillips, European Ridges: Tectonic Response to Dike Intrusión, *Earth*, **79**, S202, 1998.

Wilhelms, Don E., Geologic Mapping en *Planetary Mapping*, 1a. ed., Eds. Ronald Greeley y Raymond M. Batson, Cambridge University press, Canadá, pp. 169-207, 1990.

Wu, Sherman S.C. Y Frederick J. Doyle, Topographic Mapping en *Planetary Mapping*, 1a. ed., Eds. Ronald Greeley y Raymond M. Batson, Cambridge University press, Canadá, pp. 169-207, 1990.

Zahnle, Kevin, Luke Dones y Harold F., Cratering Rates on the Galilean Satellites, *Icarus*, **136**, 202-222, 1998.