



FACULTAD DE BIOLOGÍA, CIENCIAS AMBIENTALES Y QUÍMICA

GRADO EN CIENCIAS AMBIENTALES

TRABAJO DE FIN DE GRADO

**LA GEOLOGÍA DE ÍO Y SU INTERÉS
ASTROBIOLÓGICO**

Autor: Gonzalo Salas Rodríguez
Tutor: Dr. D. Miguel Ángel de Pablo Hernández

2016

FACULTAD DE BIOLOGÍA, CIENCIAS AMBIENTALES Y QUÍMICA

-

GRADO EN CIENCIAS AMBIENTALES
TRABAJO DE FIN DE GRADO

LA GEOLOGÍA DE ÍO Y SU INTERÉS ASTROBIOLÓGICO

Tribunal de calificación:

Presidente: _____ (Firma)

Vocal 1º: _____ (Firma)

Vocal 2º: _____ (Firma)

Calificación: _____

Fecha: _____

**AUTORIZACIÓN E INFORME PARA LA DEFENSA PÚBLICA DEL
TRABAJO DE FIN DE GRADO**

D. Miguel Ángel de Pablo Hernández, profesor de la Unidad de Geología del Departamento de Geología, Geografía y Medio Ambiente de la UAH, como tutor del Trabajo de Fin de Grado en Ciencias Ambientales de **D. Gonzalo Salas Rodríguez** titulado **La geología de Ío y su interés astrobiológico**.

INFORMA: Que ha sido realizado y redactado por el mencionado alumno bajo mi dirección y con esta fecha autorizo a su presentación y defensa pública.

Alcalá de Henares, 12 de septiembre de 2016.

Fdo.: M.A. de Pablo

La geología de Ío y su interés astrobiológico

Resumen

Ío, uno de los cuatro satélites galileanos de Júpiter, es conocido como el cuerpo geológicamente más activo del Sistema Solar debido a los procesos de inducción mareal ocasionados por sus interacciones gravitacionales con Júpiter y con otras grandes lunas jovianas. Estas dinámicas orbitales generan un gran flujo de calor en Ío que se resuelve a modo de vulcanismo activo, siendo el único cuerpo del Sistema Solar conocido junto con la Tierra en donde se ha observado directamente este fenómeno geológico. La actividad volcánica de Ío está asociada a un material exótico como lo es el azufre, presentándose éste en muy diversas formas tanto en la litosfera como en la superficie del satélite. En muchos aspectos, sus materiales y sus estructuras geológicas son similares a las que se dan en las áreas volcánicamente activas de la Tierra. Estas similitudes junto con sus características propiedades geotérmicas y geoquímicas, así como con su particular posición en el Sistema Solar, le han conferido cierto interés desde el punto de vista astrobiológico, aunque entraña mucha dificultad ratificar su aptitud como soporte vital. Por ahora, sólo se ha estimado que podría dar cobijo a la vida microbiana en determinadas condiciones ambientales y en muy concretos entornos subterráneos, por lo que para poder verificar esta hipótesis habrá que llevar a cabo un análisis *in situ*.

Palabras clave: Ío, satélite, vulcanismo, geología, azufre, astrobiología, vida microbiana.

The geology of Io and its astrobiology interest

Abstract

Io, one of the four Galilean moons of Jupiter, is known as the most geologically active planetary body in the Solar System because of tidal induction processes caused by their gravitational interactions with Jupiter and other larger Jovian moons. Those orbital dynamics develop a high heat flow in Io that emerges as active volcanism. Therefore Io is the only Solar System body known along with Earth where it has been directly observed this geological phenomenon. Io's volcanic activity is associated with an exotic material, the sulfur, presented it both in the lithosphere and on the surface of the satellite. In many respects, their materials and geological structures are similar to those given in volcanically active areas on Earth. These similarities, along with their features geothermal and geochemical properties and its particular position in the Solar System, have given it some interest from the point of view astrobiology, but involve much difficulty ratifying their suitability as life support. Nowadays, it has only been estimated if it could provide shelter for microbial life under certain environmental conditions or very concrete underground environments, so to test this hypothesis would have to carry out an on-site analysis.

Key words: Io, satellite, volcanism, geology, sulfur, astrobiology, microbial life.

Índice general

1. Introducción	1
1.1 Ío, un cuerpo geológicamente activo	1
1.2 Objetivos.....	4
1.3 Metodología	4
2. Formación, evolución y estructura.....	5
2.1 Formación y diferenciación	5
2.2 Calentamiento por fuerzas de marea.....	5
2.3 Evolución orbital y disipación de calor	6
2.4 Estructura interna	6
2.5 Flujo de calor interno	7
3. Vulcanismo activo	7
3.1 Activación y temporalidad.....	7
3.2 Tipología volcánica	8
3.3 Estilos de erupción	9
3.4 Geoquímica volcánica	9
4. Geología	10
4.1 Unidades geológicas superficiales.....	10
4.2 Reciclaje superficial	11
5. Unidades geomorfológicas	12
5.1 Paterae	12
5.2 Llanuras.....	14
5.3 Flujos de lava	15
5.4 Montañas.....	16
5.5 Depósitos difusos	18
6. Tectónica	19
7. Estratigrafía.....	20
8. Atmósfera	20

9. Interés astrobiológico.....	21
9.1 Factores y ambientes	21
9.2 Geoquímica y disolventes.....	23
9.3 Consideraciones para futuras investigaciones	24
10. Conclusiones	24
Referencias	26
Listado de abreviaturas	41
Glosario de términos específicos	42
Anexo – Mapas y figuras.....	44

1. Introducción

1.1 Ío, un cuerpo geológicamente activo

Ío es el satélite más denso (Peale *et al.*, 1979) y próximo a Júpiter de los cuatro grandes satélites descubiertos por Galileo Galilei (1564-1642) del 7 al 13 de enero de 1610 (Galilei, 1610); por lo que se denomina al conjunto de estos cuatro cuerpos lunas galileanas (ej., Lainey *et al.*, 2009). El satélite Ío (Figura 1) tiene un tamaño y una masa similares a los de la Luna (Peale *et al.*, 1979), y se caracteriza por exhibir una importante y reciente actividad volcánica (ej., Lopes *et al.*, 2001). De hecho, el vulcanismo activo ha sido observado directamente sólo en dos cuerpos del Sistema Solar conocido, en la Tierra y en Ío (ej., Davies, 2007).

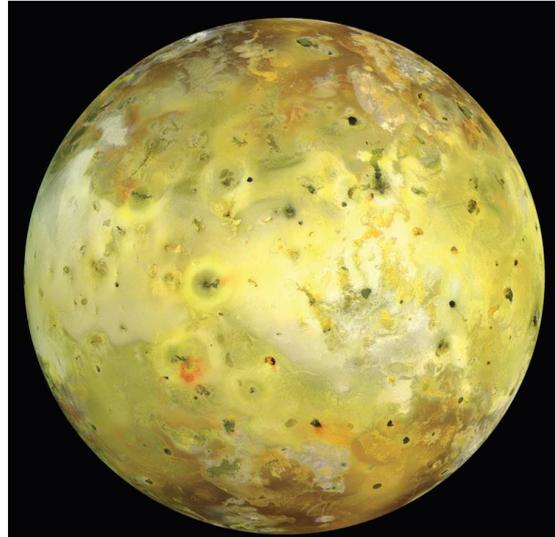


Fig. 1: Ío visto en julio de 1999 por el instrumento SSI de la sonda *Galileo* (tomado de Davies, 2007).

El descubrimiento de la actividad volcánica de Ío reflejó que ésta se produce de un modo muy diferente en el satélite galileano en comparación con la Tierra (ej., Wilson, 2006). Mientras que en la Tierra el vulcanismo es impulsado por el calor de acreción y la desintegración de elementos radiogénicos (Wilson, 2006), el origen de la intensa actividad volcánica de Ío se encuentra en la resonancia orbital, descubierta en 1805 por Laplace, que mantiene éste con Europa y Ganímedes (otras dos de las lunas galileanas) (Peale *et al.*, 1979). La resonancia es tal que mientras Ío y Europa completan cuatro y dos revoluciones orbitales, respectivamente, Ganímedes completa una sola órbita (Peale *et al.*, 1979). Las atracciones gravitacionales ocasionadas por esta dinámica orbital flexionan internamente a Ío mediante fuertes mareas (Peale *et al.*, 1979) y, como consecuencia, la parte inelástica de la deformación genera el calor suficiente como para impulsar el vulcanismo activo (Yoder y Peale, 1981). En cualquier caso, aunque la actividad volcánica resulta de un modo diferente en ambos cuerpos (ej., Wilson, 2006), algunos de los productos volcánicos de

Ío se asemejan notablemente a los terrestres (ej., Lopes, 2006). No obstante, por muchas similitudes volcánicas que haya entre Ío y la Tierra, éstos son dos mundos completamente diferentes (Tabla 1) (ej., Davies, 2007).

Tabla 1: constantes de la Tierra y de Ío (modificado de Davies, 2007).

	Unidades	Tierra	Ío
Radio medio	km	6.371	≈1.822
Masa	kg	≈6×10 ²⁴	≈8,9×10 ²²
Volumen	m ³	≈1,1×10 ²¹	≈2,5×10 ¹⁹
Densidad media	kg/m ³	≈5,5	≈3,5
Gravedad	m/s ²	≈9,8	≈1,8
Período de rotación	días	≈1 ^a	≈1,8 ^b
Período orbital	días	≈365 ^a	≈1,8 ^b
Flujo de calor	W/m ²	≈0,1	≈3 ^c
Temperatura superficial media	K	≈288 ^a	≈143 ^d
Presión atmosférica superficial media	mb	1.014 ^a	≈10 ^{-6 e}

^aWilliams (2016); ^bPeale *et al.* (1979); ^cVeeder *et al.* (2004); ^dMcEwen *et al.* (2000b); ^eLopes y Williams (2005).

El vulcanismo de Ío fue observado por primera vez en marzo de 1979 por la sonda espacial *Voyager I* de la agencia espacial norteamericana (NASA), en forma de plumas volcánicas activas y relieves volcánicos, como los paterae (ej., Davies, 2007). Posteriormente, esta agencia prosiguió la exploración del satélite mediante las sondas *Voyager II* (julio de 1979), *Galileo* (1996-2001), *Cassini* (diciembre de 2000) y *New Horizons* (febrero de 2007); así como por el telescopio espacial *Hubble* (1990-presente) (Williams *et al.*, 2011a,b). Como resultado, se ha constatado a Ío como el cuerpo geológicamente más activo del Sistema Solar conocido (ej., Lopes-Gautier *et al.*, 1999; Rathbun *et al.*, 2014), con más de 550 edificios volcánicos detectados en superficie (Figura A1) (Radebaugh *et al.*, 2001), de los cuales, al menos 150 están activos (Lopes *et al.*, 2004).

El vulcanismo de Ío se rige por un flujo de calor global no uniforme (Veeder *et al.*, 2012) que sobrepasa unas 30 veces el producido por la Tierra (Tabla 1) (Rathbun *et al.*, 2004; Veeder *et al.*, 2004). Estas condiciones geotérmicas implican erupciones volcánicas de alta temperatura (ej., Battaglia *et al.*, 2014) que emanan productos silicatados máficos y/o ultramáficos, junto con compuestos de azufre (ej., Davies, 2007; Keszthelyi *et al.*, 2007), que varían en

composición según el centro volcánico (Howell *et al.*, 2014). Estos productos volcánicos, que espectralmente se corresponden con varias especies de azufre (Johnson y McCord, 1971), le confieren a la superficie del satélite una amplia gama de intensos colores (Figura 1) (Geissler *et al.*, 1999). El origen de dichos depósitos superficiales podría ser la condensación de fumarolas enriquecidas en azufre (ej., Lopes-Gautier *et al.*, 2000), algo que debe ocurrir de forma muy rápida (Blaney *et al.*, 1995; Shahnas *et al.*, 2013), lo que resulta en una notable juventud a la superficie del satélite (Johnson y Söderblom, 1982).

La incesante actividad volcánica de Ío, la gran variabilidad de composición de sus productos volcánicos y su particular posición en el Sistema Solar, ha convencido a algunos autores, como Schulze Makuch (2010), de que el satélite ha podido o, incluso aún puede, dar soporte a la vida microbiana. Como Ío se formó en una región del Sistema Solar en la que el agua helada es abundante (Consolmagno y Lewis, 1976), la combinación de ésta con la energía geotérmica y con los nutrientes reducidos asociados a la composición de las lavas, habrían originado la proliferación de microorganismos en la etapa temprana del satélite (Schulze-Makuch, 2010). Una vez que las condiciones superficiales se volvieron ambientalmente desfavorables para el crecimiento de microorganismos por la desgasificación de disolventes vitales, éstos habrían migrado para “refugiarse” hacia entornos subterráneos. En concreto, a los tubos de lava, en donde aún podrían perdurar los factores ambientales necesarios para su soporte (Schulze-Makuch *et al.*, 2004; Schulze-Makuch, 2010). De hecho, estas estructuras subsuperficiales asociadas a la actividad volcánica actualmente dan cobijo a multitud de microorganismos en la Tierra, con independencia de la ubicación o el clima, por lo que en Ío también podrían ser un ambiente favorable para la vida (Schulze-Makuch, 2010).

Como no se sabe con precisión cómo surgió la vida (Luque *et al.*, 2009), y como todo lo que se conoce sobre la misma se basa en el ejemplo de la vida en la Tierra (McKay y Davis, 2006), cualquier analogía entre la Tierra y otro cuerpo puede ser buena para intentar inferir la existencia de ésta en otros mundos (Schulze-Makuch e Irwin, 2008). Como Ío ha demostrado poseer algunas analogías con la Tierra: (1) es un cuerpo geológicamente activo (ej.,

Rathbun *et al.*, 2014), (2) de superficie joven (Johnson y Söderblom, 1982), (3) con productos volcánicos que se asemejan espectralmente a los terrestres (Johnson y McCord, 1971) y (4) con una importante energía geotérmica (Veeder *et al.*, 2004), y (5) una geoquímica asociada al azufre (ej., Keszthelyi *et al.*, 2007); algunos de sus ambientes podrían ser un nicho adecuado para la proliferación de vida microbiana (Schulze-Makuch, 2010). Para poder determinar la viabilidad de esta hipótesis, es necesario entender la geología del cuerpo y sus particularidades ambientales, las que, en el contexto del Sistema Solar conocido, le confieren un notable exotismo.

1.2 Objetivos

Las similitudes volcánicas y geológicas de Ío con la Tierra, y las particularidades ambientales del satélite, animan a indagar sobre si éstas son suficientes como para que sea concebible el crecimiento microbiano en Ío. En esa línea, los objetivos del presente trabajos son:

- Realizar una síntesis de las principales características volcánicas y geológicas de Ío prestando especial atención tanto a los aspectos compartidos entre el satélite y la Tierra como a las más significativas diferencias entre ambos cuerpos.
- Discutir el interés astrobiológico del satélite mediante el análisis de las condiciones ambientales que podrían favorecer o no el desarrollo de formas orgánicas, tal y como éstas se conocen en la Tierra.

1.3 Metodología

Este trabajo, de naturaleza bibliográfica, ha sido posible por la revisión crítica de diversos trabajos publicados, principalmente, en revistas científicas y comunicaciones a congresos en el campo de la planetología. Para ello, se emplearon dos buscadores. El primero de ellos, de carácter general, como es el buscador de revistas científicas “*ScienceDirect*” (<http://www.sciencedirect.com/>), de la editorial Elsevier. El segundo de ellos, es un buscador específico para trabajos del campo de las ciencias del espacio de la biblioteca digital del *Smithsonian Astrophysical Observatory* (SAO) y la agencia NASA, denominado *Astrophysics Data System* (ADS) (<http://adswww.harvard.edu/>). En ambas bases de datos se obtuvieron ≈8.000

referencias relacionadas con este cuerpo planetario, de las cuales se seleccionaron las que versaban sobre las principales propiedades astrofísicas, geológicas, volcánicas y/o astrobiológicas del satélite, con especial atención a las más modernas y a las más explícitas en las materias mencionadas. Adicionalmente, también han sido utilizadas otras publicaciones, como el mapa geológico de Ío realizado por Williams *et al.* (2011a), entre otras.

2. Formación, evolución y estructura

2.1 Formación y diferenciación

Poco se sabe sobre la acreción de Ío y la de los demás satélites de Júpiter (ej., Consolmagno, 1981), aunque se acepta que la formación del sistema joviano ha de ser análoga a la del Sistema Solar (Buratti y Thomas, 2006). Por tanto, los satélites jovianos se habrían formado a partir del gas y de los planetesimales residuales de la subnebulosa que había en torno a Júpiter durante su constitución (Stevenson *et al.*, 1986). Después, éstos se calentaron por la liberación de energía potencial gravitatoria, la desintegración de elementos radiactivos y el bombardeo de sus superficies (Buratti y Thomas, 2006). En Ío, el calor interno generado por estas fuentes habría sido suficiente para diferenciar el núcleo del manto (Schubert *et al.*, 1986), pero no lo suficiente como para poder impulsar su vulcanismo activo. Por tanto, otro mecanismo debe estar actuando en el satélite (ej., Davies, 2007).

2.2 Calentamiento por fuerzas de marea

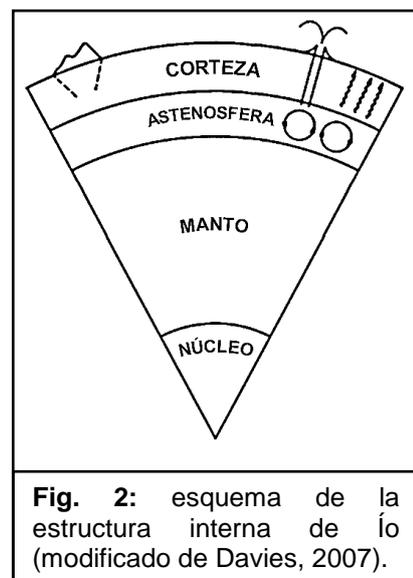
Como Júpiter rota sobre sí mismo (≈ 8 horas) más rápido de lo que Ío lo hace alrededor del planeta (Tabla 1), la atracción existente entre ambos cuerpos tiende a acelerar al satélite y a expandir su órbita (Peale *et al.*, 1979). A su vez, como consecuencia de las resonancias de Laplace, cuando Ío y Europa se hallan próximos entre sí en sus órbitas, la atracción gravitatoria mutua aumenta la excentricidad orbital de Ío (Peale *et al.*, 1979). La excentricidad generada por ambos procesos flexiona a Ío a través de la elevación de las mareas (Peale *et al.*, 1979; Yoder, 1979) y, como resultado, la parte inelástica de la deformación genera calor suficiente como para impulsar el vulcanismo activo (Yoder y Peale, 1981).

2.3 Evolución orbital y disipación de calor

Aunque no se conoce por cuánto tiempo y con qué frecuencia han actuado las fuerzas de marea en Ío, sí se sabe que la energía generada por éstas depende sobre todo de factores orbitales, en especial de la tasa de cambio de la anomalía media (ej., Davies, 2007). Como ésta es positiva, se ha inferido que Ío actualmente está desplazándose lentamente hacia Júpiter (Lainey *et al.*, 2009) y, por tanto, que éste va a ir disminuyendo paulatinamente su calentamiento interno (Aksnes y Franklin, 2001). Esta evolución de la órbita de Ío da peso a los modelos de inducción mareal periódica planteados, entre otros, por Ojakangas y Stevenson (1986) o por Fischer y Spohn (1990), aunque sigue sin conocerse la frecuencia con la que estos episodios de calentamiento ocurren, dado que no se sabe ni cuánto tiempo tardará el satélite en “escapar” de las resonancias de Laplace ni cuánto le llevará volver a estar influenciado por ellas (Davies, 2007). Sin embargo, sí pueden estimarse las consecuencias que han tenido estos sucesivos eventos sobre Ío con el estudio de su arquitectura interna, ya que éstos habrán determinado la composición y la estructura interior del satélite (ej., Shahnas *et al.*, 2013).

2.4 Estructura interna

Ío se divide en (Figura 2): (1) un núcleo metálico completamente fundido de ≈ 700 kilómetros de radio, compuesto de hierro puro y sulfuro de hierro, con una densidad de $\approx 6.944 \text{ kg/m}^3$ (Segatz *et al.*, 1988; Anderson *et al.*, 2001; Khurana *et al.*, 2011); (2) un manto viscoelástico de ≈ 1.000 kilómetros de grosor, conformado predominantemente por silicatos, con una densidad de $\approx 3.375 \text{ kg/m}^3$, y cuyos minerales más abundantes se cree que son las peridotitas y las forsteritas (Mg_2SiO_4) (Segatz *et al.*, 1988; Anderson *et al.*, 2001; Monnereau y Dubuffet, 2002; Sohl *et al.*, 2002; Moore *et al.*, 2007); (3) una capa somera parcial o totalmente fundida, denominada astenosfera, con un espesor de >50 kilómetros, y de la que presumiblemente proceden los magmas que emanan hacia la superficie (Davies, 2007;



Ketszhelyi *et al.*, 2007; Khurana *et al.*, 2011); y (4) una litosfera elástica de ≈ 40 kilómetros de grosor empobrecida en elementos pesados (como el magnesio), con una densidad de $\approx 2.600 \text{ kg/m}^3$, y con diversos compuestos de azufre en superficie (Segatz *et al.*, 1988; Anderson *et al.*, 2001; Lopes, 2006). La existencia de la astenosfera (Figura 2), inferida a partir de las detecciones térmicas de los instrumentos NIMS y SSI de la misión *Galileo* (Ketszhelyi *et al.*, 2007), indica que es en esta capa en donde se produce la mayor parte del calentamiento por inducción mareal (Khurana *et al.*, 2011).

2.5 Flujo de calor interno

Durante los últimos 35 años se han realizado varias estimaciones del flujo de calor de Ío: $2,1 \pm 0,7 \text{ W/m}^2$ (Matson *et al.*, 1981), $\approx 2,5 \text{ W/m}^2$ (Veeder *et al.*, 1994), $2,2 \pm 0,9 \text{ W/m}^2$ (Spencer *et al.*, 2002), $2,24 \pm 0,45 \text{ W/m}^2$ (Moore, 2003) y $3 \pm 1 \text{ W/m}^2$ (Veeder *et al.*, 2004), entre otras. No obstante, la mejor valoración es de $3 \pm 1 \text{ W/m}^2$ y $1,3 \pm 0,4 \times 10^{14} \text{ W}$, porque Veeder *et al.* (2004) incluyeron las regiones polares en sus cálculos. En cualquier caso, este flujo de calor es muy grande en comparación con el de la Tierra y el de otros planetas, siendo hasta ≈ 30 veces la producción promedio terrestre (Tabla 1) (Rathbun *et al.*, 2004). A nivel global el flujo de calor de Ío no se distribuye de modo uniforme, ya que la mayor parte la emanan los centros volcánicos (ej., Veeder *et al.*, 1994; 2004). Es decir, el $\approx 1,2\%$ de la superficie de Ío evacúa el $\approx 50\%$ del flujo de calor (Veeder *et al.*, 2012), con un importante sesgo hacia latitudes medias (Ross *et al.*, 1990), aunque existe una leve tendencia hacia el hemisferio norte (Figura A2) (Veeder *et al.*, 2012). Esta heterogeneidad en la distribución del flujo de calor implica grandes disparidades térmicas en la superficie de Ío, llegando hasta los $\approx 1.900\text{K}$ cerca de los centros volcánicos (ej., Lopes, 2006), un valor muy superior a la temperatura superficial media del satélite (Tabla 1) (McEwen *et al.*, 2000b).

3. Vulcanismo activo

3.1 Activación y temporalidad

El mecanismo de activación del vulcanismo de Ío difiere considerablemente del que lo origina en la Tierra (ej., Lopes, 2006; Howell *et al.*, 2014). Mientras que

en la Tierra este fenómeno es impulsado por el calor inducido durante su acreción y la desintegración de elementos radiogénicos (Wilson, 2006), en Ío éste se debe a las fuerzas de marea (ej., Lainey *et al.*, 2009). Como no se sabe por cuánto tiempo y con qué periodicidad éstas han actuado en Ío, no se conoce la periodicidad de la actividad volcánica del satélite (Peale, 2003). No obstante, ésta podría inferirse indirectamente a partir de la composición de los magmas, ya que éstos deberían estar altamente fraccionados (Davies, 2007) a consecuencia de los sucesivos eventos de fusión interna (Carr, 1986; Keszthelyi y McEwen, 1997). Por tanto, el estudio de los productos volcánicos de Ío puede arrojar pistas sobre cuándo y por cuánto el satélite ha sido un cuerpo volcánicamente activo (ej., Davies, 2007).

3.2 Tipología volcánica

La misión *Galileo* midió en la superficie de Ío valores de temperatura coherentes con el vulcanismo de silicatos máficos (Carr *et al.*, 1998; McEwen *et al.*, 1998b), que requiere temperaturas de $\approx 1.300\text{K}$ (Keszthelyi *et al.*, 2007). Numerosas detecciones térmicas corroboran la existencia de este vulcanismo en algunos puntos calientes del satélite ($\approx 900\text{K}$: Johnson *et al.*, 1988; $1.225\text{-}1.500\text{K}$: Veeder *et al.*, 1994; $\approx 1.500\text{K}$: McEwen *et al.*, 1998b; $1.150\text{-}1.335\text{K}$: Spencer *et al.*, 2007), infiriéndose por tanto lavas de composición basáltica (Carr *et al.*, 1998; McEwen *et al.*, 1998b) notablemente similares, desde el punto de vista espectral, a las lavas pāhoehoe terrestres (ej., Flynn y Mouginitz-Mark, 1992). Adicionalmente, gracias también a la misión *Galileo* se observaron puntos superficiales del satélite que tenían temperaturas de hasta $1.700\text{-}1.900\text{K}$, lo que sugiere lavas de composición ultramáfica similares a las que dan lugar a las komatitas terrestres (Lopes, 2006).

Por otro lado, las misiones *Voyager I* y *II* identificaron eficazmente tanto SO_2 en la superficie de Ío (ej., Lopes, 2006) como temperaturas coherentes con el vulcanismo de azufre ($500\text{-}600\text{K}$) (Kieffer, 1982). Sin embargo, este vulcanismo no se produce en los puntos más calientes del satélite (Douté *et al.*, 2001). En Ío, este vulcanismo se caracteriza por su explosividad y por la gran producción de gases sulfurados (ej., SO_2 , S_n , SO) (Davies, 2007). Estos gases migran hacia la superficie del satélite, o bien como una fase inmiscible en el magma

silicatado, o bien por la remoción de depósitos someros enriquecidos en azufre (Battaglia *et al.*, 2014).

3.3 Estilos de erupción

Los diferentes estilos de erupción de Ío varían debido a la composición del magma y a su contenido en gases (Geissler, 2003), a la profundidad de generación del fundido y al almacenamiento del mismo, así como a las zonas de tensión litosférica (Veeder *et al.*, 2012). Como en la Tierra, los estilos de erupción de Ío pueden nombrarse según los nombres de los volcanes donde han tenido lugar (Tabla 2): Pele (255°W, 19°S), Prometheus (154°W, 1°S), Loki Patera (309°W, 13°N) y Pillan Patera (243°W, 12°S) (Figura A1); aunque un solo centro volcánico puede exhibir más de un estilo de erupción a lo largo del tiempo (Lopes, 2006).

Tabla 2: síntesis de las principales características de los estilos eruptivos de Ío.

	Pele	Prometheus	Loki Patera	Pillan Patera
Tipo de erupción	Muy intensa y muy explosiva ^a	Poco intensa y predominantemente efusiva ^e	Poco intensa (intrapatera) y efusiva ^e	Intensidad media y predominantemente explosiva ^j
Duración y frecuencia	Corta duración y relativamente común ^b	Muy persistente y relativamente común ^e	Larga duración y muy común ^e	Corta duración y muy común ^j
Flujos de lava (fluctūs)	Silicatados e intrapatera, con formación de lagos de lava ^c	Silicatados ^{e,f} , de hasta 40 km ^f	Silicatados con formación de lagos de lava ^f	Silicatados, extensos y muy efusivos ^j
Plumas volcánicas	Sulfurosas y de hasta ≈300 km de altura ^{c,d}	Sulfurosas y de hasta ≈80 km de altura ^d	Sulfurosas ^g ; pobres en volátiles y de hasta ≈165 km de altura ^h	Silicatadas y de hasta ≈200 km de altura ^j
Depósitos superficiales	Predominantemente sulfurosos ^{c,d} , hasta a ≈1.000 km de la fuente ^b	Sulfurosos y hasta a ≈200 kilómetros del centro volcánico ^b	Híbridos entre los de tipo Pele y los de tipo Prometheus ⁱ	Silicatados y muy cercanos al centro volcánico ^j

^aStrom *et al.* (1981); ^bGeissler (2003); ^cZolotov y Fegley (2000); ^dGeissler y Goldstein (2007); ^eLopes (2006); ^fTurtle *et al.* (2004); ^gPearl *et al.* (1979); ^hHowell *et al.* (2014); ⁱMcEwen y Söderblom (1983); ^jDavies (2007).

3.4 Geoquímica volcánica

En base a las imágenes de los flujos de lava, las estimaciones de temperatura de la lava en erupción y la topografía observada, se puede afirmar que los fluctūs silicatados son los más comunes (Tabla 2) (Keszthelyi *et al.*, 2007). Asimismo, la ausencia de pendientes pronunciadas en los centros volcánicos

(ej., Clow y Carr, 1980; Schenk *et al.*, 2004) sugiere que las lavas son fluidas y de baja viscosidad, lo que indica bajos niveles de sílice y, por tanto, que éstas son afines a la composición basáltica o ultramáfica (ej., McEwen *et al.*, 1998b; Davies *et al.*, 2001). Estas lavas permiten el escape de gases con relativa facilidad, produciendo un fluido efusivo (Tabla 2) y relativamente libre de volátiles (Davies, 2007). En cuerpos sin aire como Ío incluso un bajo contenido de volátiles en los magmas (<0,01% en peso) puede producir erupciones explosivas (Tabla 2) (Wilson y Head, 1981) o reducir la densidad del magma por su acumulación en vesículas (Matson *et al.*, 2006).

Los volátiles volcánicos de Ío son sobre todo SO₂ y diversos alótropos del azufre (Spencer *et al.*, 2007). La fase inmisible de SO₂ en el magma acelera a éste hacia la superficie para que luego los magmas silicatados vuelvan a interactuar con los depósitos helados superficiales de SO₂ (Battaglia *et al.*, 2014). Estas interacciones tienden a movilizar el SO₂ superficial del mismo modo que las lavas terrestres movilizan H₂O en las regiones con permafrost (Kieffer *et al.*, 2000; Milazzo *et al.*, 2001). El SO₂ juega un papel clave en el ciclo volcánico de Ío del mismo modo que el H₂O y el CO₂ intervienen en el vulcanismo terrestre (Battaglia *et al.*, 2014), aunque éstos últimos no se han detectado en concentraciones significativas en Ío (ej., Davies, 2007). Esto se debe al alto nivel de actividad volcánica de Ío y a su baja gravedad (Tabla 1), lo que ha ocasionado una desgasificación aparentemente total del H₂O (Kumar, 1979) y casi completa del CO₂ (Davies, 2007). No obstante, como el SO₂ es un volátil relativamente pesado, éste perdura en la superficie y en la litosfera del satélite (Kieffer, 1982; Johnson *et al.*, 1995).

4. Geología

4.1 Unidades geológicas superficiales

La superficie de Ío está tapizada de silicatos y compuestos de azufre (ej., Davies, 2007) y, según Williams *et al.* (2011a,b), ésta exhibe cuatro unidades geológicas diferenciadas por sus colores predominantes en las imágenes obtenidas por las misiones *Voyager I y II* y *Galileo*. Estas unidades, asignadas

con colores primarios, al parecer pueden correlacionarse con los siguientes materiales geológicos (Williams *et al.*, 2011a,b):

- Unidades amarillas: representan el $\approx 40\%$ de la superficie de Ío (Williams *et al.*, 2011a,b). Estos materiales se interpretan, o bien como materiales del ciclo-octal del azufre (S_8) con o sin una cubierta helada de SO_2 procedente de las plumas volcánicas (Tabla 2), o bien como óxidos de poli-azufre sin grandes cantidades de azufre elemental (Hapke, 1989).
- Unidades naranjas y rojas: representan el $\approx 30\%$ de la superficie de Ío (Williams *et al.*, 2011a,b). Éstas se interpretan como depósitos de moléculas de cadena corta de azufre (S_3 , S_4) resultantes, o bien del desglose del ciclo-octal del azufre (S_8) por irradiación con partículas cargadas (en los polos), o bien por la condensación de penachos de gases volcánicos ricos en S_2 (en el ecuador) (Tabla 2) (Spencer *et al.*, 2000).
- Unidades grises y blancas: representan el $\approx 27\%$ de la superficie de Ío (Williams *et al.*, 2011a,b). Estos materiales se piensa que están compuestos por cristales de grano grueso a moderado de SO_2 (ej., Douté *et al.*, 2001). Esta unidad resultaría de la precipitación de los penachos volcánicos ricos en azufre (Tabla 2) y su posterior recristalización en superficie (Carlson *et al.*, 1997).
- Unidades negras: representan el $\approx 2\%$ de la superficie de Ío y se correlacionan con los puntos calientes más activos, como la superficie de los paterae, los campos de flujo de lava o los materiales difusos aledaños a los centros volcánicos (Tabla 2) (Williams *et al.*, 2011a,b). Estas unidades se cree que están compuestas de ortopiroxenos ricos en magnesio, lo que es indicativo de silicatos máficos y/o ultramáficos (Geissler *et al.*, 1999).

4.2 Reciclaje superficial

Los depósitos volcánicos superficiales derivados de los penachos volcánicos y de los flujos sulfurosos y/o silicatados (Tabla 2), repavimentan la corteza de Ío con una tasa de $\approx 1-2$ cm/año (Johnson *et al.*, 1979; Blaney *et al.*, 1995; Shahnas *et al.*, 2013). Este importante aporte de materiales junto con la ausencia de cráteres de impacto, subraya el carácter juvenil de la superficie de Ío, estimándose la edad de la misma en ≈ 1 millón de años (Johnson y Söderblom, 1982). La notable juventud superficial de Ío suscita la existencia de

un ciclo global que recicla eficazmente la corteza, el que Battaglia *et al.* (2014) apodan como sistema “teotérmico”. Estos autores afirman que, como el calor es transportado hacia el exterior por advección del magma de silicato para que luego éste se extienda horizontalmente, se enfríe, se solidifique y se entierre paulatinamente (O’Reilly y Davies, 1981), también debe de existir una circulación vertical litosférica que devuelva los materiales de nuevo a la profundidad de fusión (Figura A3) (Battaglia *et al.*, 2014).

Presumiblemente, este sistema podría ser análogo a la combinación de los ciclos hidrológico y tectónico terrestres, los que son capaces de acumular volátiles, como el H₂O, en la superficie de la Tierra, salvo que para Ío el volátil acumulado en superficie es el azufre (Battaglia *et al.*, 2014). Este sistema reciclaría eficazmente la superficie de Ío mediante la delaminación por convección de los materiales de la base de la litosfera (Figura A3) (Hussmann y Spohn, 2004) que previamente habrían sido enterrados (Battaglia *et al.*, 2014). No obstante, la fracción sulfurosa que se hunde no se sabe bien ni cómo ni a qué profundidad se une de nuevo al magma (Leone *et al.*, 2011).

5. Unidades geomorfológicas

Las unidades geomorfológicas identificadas en Ío, definidas en base a las características reconocidas de color, albedo, morfología y textura, se encuadran en cuatro grandes grupos: paterae, llanuras, flujos de lava y montañas (Williams *et al.*, 2011a,b). Además, se identifica una clase adicional, los depósitos difusos, los que se explican como una unidad superpuesta a alguna de las anteriores (Crown *et al.*, 1992; Williams *et al.*, 2011a,b).

5.1 Paterae

Los paterae son depresiones irregulares volcano-tectónicas con paredes escarpadas y suelos planos, morfológicamente similares a las calderas terrestres (Figura 3) (Williams *et al.*, 2011a,b). Se forman, al igual que las calderas de la Tierra, o bien por colapsos sobre cámaras magmáticas someras, o bien por el relleno de cuencas tectónicas, o bien por exhumación magmática (Radebaugh *et al.*, 2001; Williams *et al.*, 2002; Keszthelyi *et al.*, 2004). Los 425

paterae identificados en todo el cuerpo representan el $\approx 2,5\%$ de la superficie de Ío y el $\approx 64\%$ de todos los puntos calientes detectados (Figura A2) (Williams *et al.*, 2011a,b). No obstante, sólo el $\approx 8\%$ de éstos se localizan coronando un tholus (Radebaugh *et al.*, 2001), representando éstos el $\approx 0,1\%$ de las superficie del

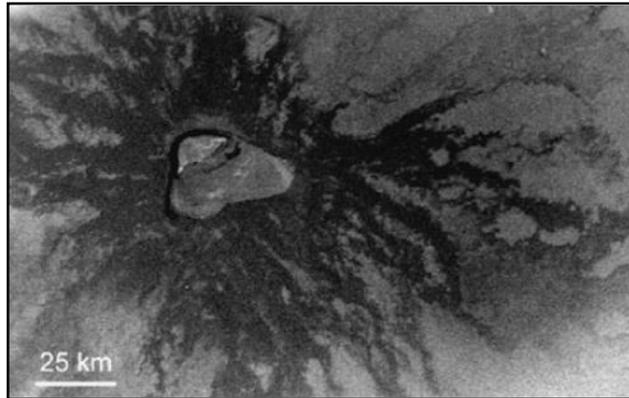


Fig. 3: detalle de Maasaw Patera (339°W , 40°S ; Figura A1) (tomado de Davies, 2007), la patera más similar a las calderas terrestres y marcianas (Davies, 2007).

satélite (Williams *et al.*, 2011a,b). El restante $\approx 36\%$ de los puntos calientes se correlaciona con los centros eruptivos, como Pele (255°W , 19°S) o Thor (133°W , 39°N) (Figura A1) (Williams *et al.*, 2011a,b), siendo éstos centros volcánicos específicos de gran actividad, muy dispersos entre sí y de muy reducida rejilla de ventilación (Davies, 2007), cuya geomorfología es híbrida entre los paterae y los tholi (Williams *et al.*, 2011a,b).

El diámetro medio de los paterae de Ío es de ≈ 42 kilómetros, pero Loki Patera, la mayor estructura de este tipo en el Sistema Solar conocido, tiene >200 kilómetros de diámetro ($\approx 2-3$ veces el tamaño de Yellowstone, USA) (ej., Lopes, 2006). El gran tamaño de estas estructuras volcánicas refleja las grandes dimensiones de las cámaras magmáticas de Ío (Radebaugh *et al.*, 2001), lo que es coherente con el papel que se les atribuye en la transferencia del calor interno del satélite (Lunine y Stevenson, 1985; Lopes *et al.*, 2004). La superficie de los paterae exhibe toda una gama de colores, desde el blanco brillante al amarillo, pasando por el naranja o el negro, y a menudo con una conjunción de diferentes colores dentro de una misma patera (Williams *et al.*, 2011a,b). Estos colores sugieren que los materiales que conforman la superficie del terreno de los paterae incluyen mezclas de silicatos con diversos compuestos del azufre, incluyéndose depósitos de SO_2 relativamente puros (Williams *et al.*, 2002; 2004). La distribución geográfica de los paterae muestra picos longitudinales a $\approx 150^{\circ}\text{W}$ y $\approx 330^{\circ}\text{W}$ (Figura A1), lo que posiblemente esté relacionado con la dirección de los mayores efectos de las mareas de Júpiter (Williams *et al.*, 2011a,b). Además, suelen concentrarse hacia latitudes bajas

siguiendo una distribución bimodal con respecto a la longitud (Figura A1) (Radebaugh *et al.*, 2001; Tackley *et al.*, 2001). A diferencia de las calderas de la Tierra, la mayoría de los paterae de Ío parecen haber sido “insertados” en las llanuras, y normalmente carecen de las características propias de los volcanes basálticos terrestres y marcianos (Williams *et al.*, 2011a,b). Esta apariencia plana puede ser causada por la incapacidad de las lavas de baja viscosidad de construir escudos masivos (ej., McEwen *et al.*, 1998a,b).

Algunos autores como Radebaugh *et al.* (2001), afirman que algunos paterae, como Maasaw Patera (339°W, 40°S; Figura 3) o Gish Bar Patera (90°W, 16°N) (Figura A1), entre otras, se asemejan notoriamente a las calderas de Mauna Loa (Hawái) y al Monte Olimpo (Marte). Otros como Gregg y Lopes (2008) han sugerido que Loki Patera (309°W, 13°N; Figura A1) se asemeja a la dorsal centro-oceánica del pacífico oriental, en la tasa de generación de fusión, en la tasa de producción magmática y en el estilo de erupción. Por último, Battaglia *et al.* (2014) afirman que existe una importante semejanza entre la composición de los basaltos de las dorsales oceánicas y la de los magmas del lago de lava de Pele (255°W, 19°S; Figura A1).

5.2 Llanuras

Las llanuras cubren el ≈65,8% de la superficie de Ío (Williams *et al.*, 2011a,b). *Grosso modo*, consisten en intercalaciones de materiales estratificados compuestos de (1) conjunciones de fluctūs enterrados, depósitos piroclásticos y acumulaciones de gases volcánicos helados; (2) y/o depósitos difusos procedentes de los centros volcánicos, los que incluyen SO₂ (blancos), silicatos (negros) y materiales ricos en azufre (amarillos y rojos) (McEwen *et al.*, 2000a). Las llanuras se subdividen atendiendo a los colores detectados: marrón rojizo (≈33%), amarillo brillante (≈18%), blanco brillante (≈9%); y una cuarta unidad denominada “llanuras en capas” o plana (≈5%) que se compone de cualquiera de los otros tipos, siendo llanuras morfológicamente aisladas de los llanos subyacentes por escarpes de delimitación (Williams *et al.*, 2011a,b) producidas, o bien por procesos erosivos vinculados al escape explosivo del azufre (Moore *et al.*, 2001), o bien por el desgaste del material de las montañas, o bien por procesos tectónicos (Williams *et al.*, 2011a,b).

Los diferentes colores que exhibe esta unidad son debidos a las posibles variantes de composición y alteración de materiales (Williams *et al.*, 2011a,b). En esa línea, se describe la constitución de cada subunidad atendiendo a los colores reconocidos y sus respectivas distribuciones:

- Llanuras marrón-rojizas: se deben a la acumulación de depósitos difusos que contienen azufre de cadena corta (S_3 , S_4) recristalizado a partir del gas condensado rico en S_2 (Spencer *et al.*, 2000) con algunas trazas de cloruros de azufre (Schmitt y Rodríguez, 2003). Se distribuyen de latitudes medias a altas, normalmente a latitudes superiores a los $30^\circ N$ y $30^\circ S$ (ej., Mycenae Regio; Figura A1) (Williams *et al.*, 2011a,b).
- Llanuras amarillas: se constituyen de diferentes formas del azufre (S_8 , S_nO ,...), con o sin mezclas de SO_2 helado (Hapke, 1989; Geissler *et al.*, 1999). Éstas se deben a la acumulación de depósitos difusos ricos en azufre (Tabla 2), por tanto su distribución estará ligada a estas fuentes, aunque hay una cierta preferencia por las latitudes bajas (ej., Media Regio; Figura A1) (Williams *et al.*, 2011a,b).
- Llanuras blancas: están dominadas por granos de tamaño grueso y medio de SO_2 helado junto con otros compuestos sulfurosos (Carlson *et al.*, 1997; Douté *et al.*, 2001; 2002; 2004). Éstas se localizan principalmente en la región anti-joviana ecuatorial ($90-230^\circ W$, $\pm 30^\circ N$ y S ; ej., Colchis Regio y Bosphorus Regio; Figura A1), en donde posiblemente se de una “trampa fría” (Williams *et al.*, 2011b).

5.3 Flujos de lava

Los flujos de lava o fluctūs representan el $\approx 28,5\%$ de la superficie de Ío (Williams *et al.*, 2011a,b) y se caracterizan por su disposición ramificada, más larga (hasta 300 kilómetros de longitud: Lopes, 2006) que ancha (Williams *et al.*, 2002; 2004). Se discriminan varios tipos según el color y el albedo, dándose fluctūs brillantes ($\approx 4\%$; presumiblemente sulfurosos), oscuros ($\approx 3\%$; de dominio silicatado) o indiferenciados ($\approx 21\%$; de composición incierta) (Williams *et al.*, 2011a,b). En términos generales, se estima que los fluctūs oscuros tienden a brillantarse con el paso del tiempo y viceversa (McEwen *et al.*, 1998a; Williams *et al.*, 2002). De éstos, los primeros se correlacionan con los centros volcánicos más activos (Lopes-Gautier *et al.*, 1999; Lopes *et al.*, 2001; 2004),

estando, por tanto, asociados a temperaturas de hasta $\approx 1.800\text{K}$ (McEwen *et al.*, 1998b; Lopes-Gautier *et al.*, 1999); y los segundos rara vez están vinculados a estas áreas calientes (Williams *et al.*, 2004). Estas diferencias entre fluctūs son coherentes con el vulcanismo máfico y/o ultramáfico, y el vulcanismo de azufre, respectivamente (Davies, 2007).

La actividad volcánica predominantemente efusiva detectada en Ío es el resultado de las erupciones de magma relativamente pobre en volátiles (Tabla 2), lo que constituye una lava fluida que avanza muy rápidamente (≈ 5 m/día: Kieffer *et al.*, 2000), y que puede llegar a abarcar decenas de miles de kilómetros cuadrados (Figura 4) (Williams *et al.*, 2001). Sin embargo, los

modelos planteados a partir de las imágenes de las misiones *Voyager I y II* y *Galileo* no han permitido determinar con exactitud ni las densidades ni los espesores de los fluctūs (Keszthelyi *et al.*, 2001; Schenk *et al.*, 2004), los que se intuyen de 2.600 a 2.800 kg/m^3 (Davies, 2007), y de 1 a 10 metros (Davies, 2003; Davies *et al.*, 2005), respectivamente. La morfología y la textura de estas unidades fluidas de Ío recuerdan a los campos de flujo pāhoehoe (por ejemplo, en el Kīlauea, Hawái) y a las coladas de lava en camellones (por ejemplo, en Laki,

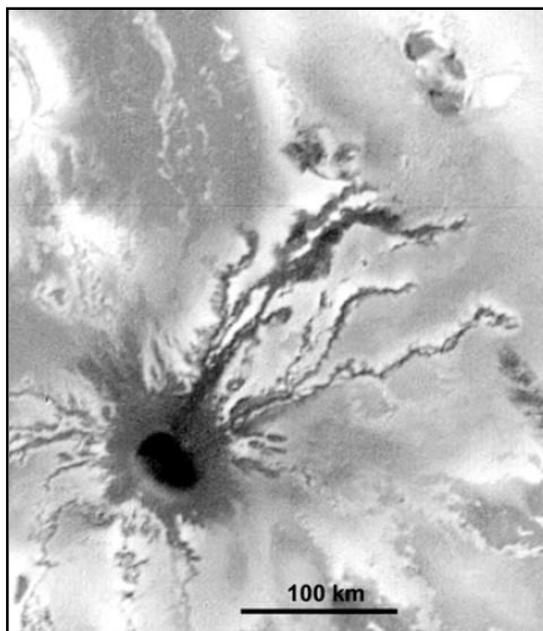


Fig. 4: detalle de Ra Patera (325°W , 8°S ; Figura A1) (tomado de Davies, 2007). Se aprecian las coladas de lava oscura, presuntamente silicatadas, que emanan de la patera (Schenk *et al.*, 1997).

Islandia) (Keszthelyi *et al.*, 2001). Además, algunos de estos materiales de Ío son los análogos más posibles de las lavas basálticas de inundación continental terrestres, como las que construyeron a finales del Mioceno y principios del Plioceno la Meseta del Columbia (USA) (Lopes, 2006).

5.4 Montañas

Las montañas son la principal forma de relieve estructural de Ío y cubren el $\approx 3,2\%$ de su superficie (Figura A1), aunque la transición entre llanuras y

montañas es gradual (Williams *et al.*, 2011a,b). Se definen, *grosso modo*, como accidentes geográficos escarpados, más similares a montes altos que a las típicas cordilleras montañosas terrestres, que se elevan, al menos, un kilómetro sobre las llanuras circundantes (Schenk *et al.*, 2001). A día de hoy, se han identificado ≈ 150 montañas en Ío (Figura A1) (Carr *et al.*, 1998; Schenk *et al.*, 2001; Jaeger *et al.*, 2003; McEwen *et al.*, 2004; Turtle *et al.*, 2007), las que se pueden clasificar según sus rasgos morfológicos en: mensae (llanuras elevadas con una superficie superior relativamente llana y lisa); plana (llanuras elevadas de superficie rugosa sin picos escarpados o prominentes); montes, los que a su vez se subdividen en picos (promontorios aislados), crestas (estructuras elevadas dominadas por una o más prominencias lineales o arqueadas), o macizos (estructuras elevadas con robustas y complejas morfologías que exhiben uno o más

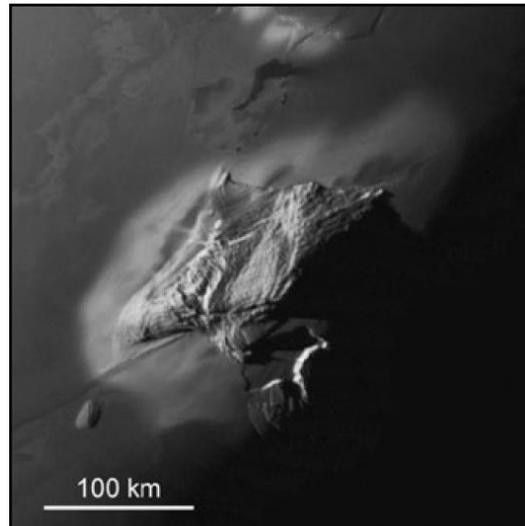


Fig. 5: detalle de Haemus Montes (45°W, 70°S) (tomado de Davies, 2007), un macizo indiviso (Williams *et al.*, 2011a) de ≈ 9 kilómetros de altura (Davies, 2007).

picos); mixtas (estructuras complejas que exhiben dos o más de las morfologías anteriores y que se clasifican por la morfología dominante); o inclasificadas (debido a la baja resolución de las imágenes o a la imposibilidad de distinguir morfologías) (Schenk *et al.*, 2001). A su vez, Williams *et al.* (2011a,b) identifican tres tipos de montañas en función de la disposición de los materiales que las conforman: lineales ($\approx 1,5\%$) que incluyen surcos y crestas bien definidas, que se interpretan como levantamientos de bloques litosféricos; moteadas ($\approx 0,2\%$) que contienen lóbulos y colinas en cúpula, presuntamente formadas por la acumulación de materiales derivados de los procesos de desgaste de masas; e indivisas ($\approx 1,3\%$) que son difícilmente clasificables por la falta de resolución de las imágenes.

Las montañas de Ío tienen una altura media de ≈ 6 kilómetros y una altura máxima de ≈ 17 kilómetros (Turtle *et al.*, 2007). La más alta, Boösaule Montes (269°W, 4°S; Figura A1), se eleva 16 ± 2 kilómetros por encima de la llanura

circundante (Schenk y Bulmer, 1998; Williams *et al.*, 2011a). Por otro lado, a pesar del omnipresente vulcanismo de Ío sólo el $\approx 4\%$ de sus montañas parecen tener un origen volcánico, mientras que la mayoría parecen estar relacionadas con procesos tectónicos (Shahnas *et al.*, 2013), lo que se infiere del aparente paralelismo geográfico existente entre ellas ($\approx 49\%$ de las montañas están alineadas entre sí) (Williams *et al.*, 2011a,b). La formación de las montañas de Ío parece seguir una “tectónica vertical” de manera que el entierro paulatino de materiales a nivel global impulsa a la corteza hacia el interior, lo que provoca una fuerte compresión interna y, en lugares discretos, la aparición de montañas (véase Tectónica) (ej., Turtle *et al.*, 2001). A pesar de todo, la distribución de las montañas del satélite parece ser lo más desconcertante, ya que existe una aparente anticorrelación entre la disposición de las montañas y los centros volcánicos (Lopes, 2006). Según Schenk *et al.* (2001) las montañas se dan con mayor frecuencia en dos regiones antípodas cercanas al ecuador a unos $\approx 70^\circ\text{W}$ y $\approx 265^\circ\text{W}$ (Figura A1). Por el contrario, Radebaugh *et al.* (2001) indican que los lugares en donde la concentración de paterae es mayor están desfasados $\approx 90^\circ$ con respecto a las zonas de mayor concentración de montañas.

5.5 Depósitos difusos

Los depósitos difusos cubren el $\approx 18\%$ de la superficie de Ío y se explican cómo materiales superpuestos a alguna de las unidades geomorfológicas anteriores (Williams *et al.*, 2011a,b). Son materiales producidos fundamentalmente por las plumas volcánicas (Tabla 2), por tanto, se localizan asociados a los centros volcánicos (Figura A1) (ej., Zolotov y Fegley, 1998). Esta unidad puede clasificarse en función de los colores reconocidos (Williams *et al.*, 2004): rojo ($\approx 8,6\%$), blanco ($\approx 6,9\%$), amarillo ($\approx 2,1\%$), negro ($\approx 0,6\%$) y verde ($\approx 0,01\%$) (Figura A4) (Williams *et al.*, 2011a,b). Éstos informan de los diferentes compuestos químicos que se dan predominantemente en cada caso: azufre de cadena corta y/o cloruros de azufre, SO_2 , S_8 y óxidos de poli-azufre, silicatos, y productos resultantes de la alteración de silicato-azufre, respectivamente (Williams *et al.*, 2011a,b). Aunque los depósitos difusos pueden ser efímeros, la acumulación a largo plazo puede conducir a la formación de llanuras (Williams *et al.*, 2011a,b).

6. Tectónica

Además de los paterae, las montañas y otros relieves importantes, la superficie de Ío parece lisa excepto por los escarpes que atraviesan las llanuras (ej., Williams *et al.*, 2011a,b). Algunos de estos escarpes son lineales y se producen en grupos paralelos, lo que sugiere un origen tectónico (Lopes, 2006). Además de éstos, existen en el satélite otros relieves como cordilleras, surcos, pequeñas depresiones y lineamientos, que parecen tener un origen estructural (Williams *et al.*, 2011a,b). No obstante, la alta tasa de rejuvenecimiento superficial tiende a ocultar los rasgos tectónicos y, por tanto, el mecanismo exacto de formación de algunas de estas estructuras es aún desconocido (Shanhnas *et al.*, 2013). En cualquier caso, son consistentes sólo dos procesos formadores de relieves tectónicos (Williams *et al.*, 2011a,b):

- Relieves producidos por las fracturas litosféricas locales o regionales debidas a las áreas de alta tensión producida por la alta acumulación de materiales (Schenk y Bulmer 1998). En estas regiones el paulatino enterramiento de materiales produciría por basculamiento la elevación de bloques robustos e inclinados con respecto a las llanuras a lo largo de grandes fallas inversas (Schenk *et al.*, 2001; Turtle *et al.*, 2001; McEwen *et al.*, 2004). Este tipo de formación de relieves tectónicos generaría estructuras como los montes, los escarpes lineales que delimitan los plana, los paterae, los márgenes de los mensa y algunos lineamientos (Williams *et al.*, 2011a,b).
- Por otro lado, autores como McCauley *et al.* (1979) sugieren que existe un mecanismo de formación de escarpes asociado con el escape explosivo del SO₂ desde los acuíferos subterráneos. Esta idea de los embalses subterráneos de SO₂ ha obtenido diversos apoyos tras el análisis de las erupciones de tipo Prometheus (Tabla 2), las que al ser tan predominantemente efusivas derivarían las fracciones líquidas sulfurosas a regiones subterráneas, para que luego éstas escapen violentamente (Kieffer *et al.*, 2000). Este tipo de proceso generaría surcos, pequeñas depresiones y escarpes no lineales, asociados o no a los plana (Williams *et al.*, 2011a,b).

7. Estratigrafía

Según Williams *et al.* (2011a,b), la estratigrafía de Ío es difícil de determinar por varias razones: no hay cráteres de impacto en el satélite, las propiedades fotométricas y resolución espacial de las imágenes son muy variables, y la gran actividad volcánica puede ocultar o alterar características estratigráficas reconocibles. No obstante, estos autores proponen con los datos disponibles una correlación estratigráfica horizontal (Figura A5) que, *grosso modo* discrimina los materiales en función de las unidades geomorfológicas, de los más modernos a los más antiguos, del siguiente modo: depósitos difusos, flujos de lava (*fluctūs*), materiales que conforman las superficies de los *paterae*, *tholi*, llanuras y montañas. En lo que se refiere a los procesos formadores de las diferentes unidades estratigráficas, Williams *et al.* (2011a,b) justifican su correlación horizontal de materiales (Figura A5) mediante la siguiente sucesión de eventos: (1) acumulación de materiales volcánicos; (2) levantamiento de materiales de la corteza por compresión litosférica para formar las diferentes unidades de montaña; (3) coalescencia de materiales depositados para la formación de las llanuras; (4) formación de pequeños escudos y grandes *paterae* en regiones volcánicamente activas; (5) derramamientos de lava desde los centros volcánicos; e (6) incesante acumulación de depósitos volcánicos.

8. Atmósfera

El efecto de las erupciones volcánicas de Ío se extiende a mucho más allá de su superficie (ej., Lopes, 2006), siendo una buena prueba de ello la composición sulfurosa de su atmósfera (McGrath *et al.*, 2000), la que recibe constantemente partículas de gas y polvo de los penachos volcánicos de gran altura (Tabla 2) (Strom y Schneider, 1982). La atmósfera de Ío es tenue y heterogénea, y está compuesta principalmente de SO₂ (≈95%: Schulze-Makuch, 2010) (ej., McGrath *et al.*, 2000), ejerciendo ésta una presión atmosférica superficial media muy inferior a la terrestre (Tabla 1) (Lopes y Williams, 2005). El SO₂ es suministrado por los penachos activos y, en menor medida, por la evaporación de SO₂ desde los depósitos helados superficiales (ej., Lopes, 2006). La densidad media de SO₂ en la atmósfera es de ≈10¹⁶ moléculas/cm² (Lellouch *et al.*, 1996), dándose máximos de concentración en el

ecuador (McGrath *et al.*, 2000) por la mayor presencia de centros volcánicos a esas latitudes (ej., Lopes *et al.*, 2004). También tienen presencia en la atmósfera el SO en abundancias del 10% con respecto al SO₂, el S con un ratio S/SO₂ del 0,003 al 0,007 (McGrath *et al.*, 2000), el CO y el H₂S (Lellouch *et al.*, 1996), el O y el S₂O, (McGrath *et al.*, 2000), y algunos álcali como el Na, NaX y K (Schaefer y Fegley, 2004); aunque éstos últimos en cantidades inciertas (ej., Davies, 2007).

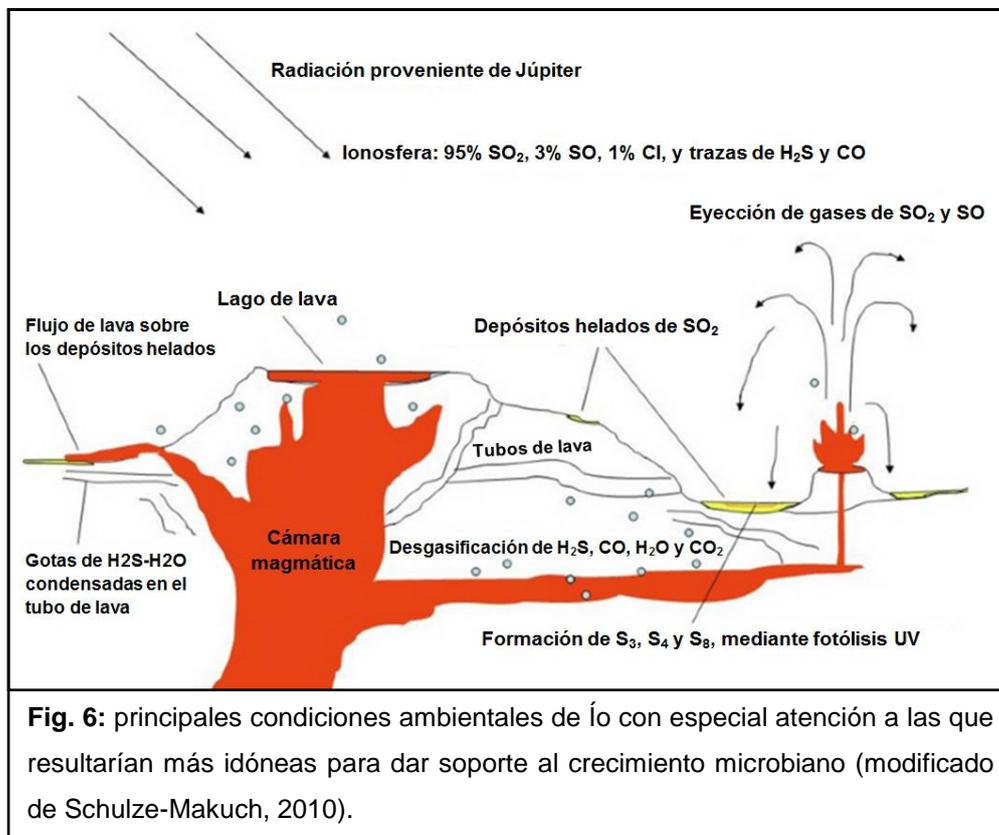
9. Interés astrobiológico

9.1 Factores y ambientes

Como se ha visto, Ío es el cuerpo geológicamente más dinámico y el único del Sistema Solar conocido que comparte con la Tierra el vulcanismo activo (ej., Davies, 2007). A pesar de que el mecanismo de activación volcánico es diferente en la Tierra y en Ío (ej. Howell *et al.*, 2014), este fenómeno genera hábitats en la Tierra idóneos para la proliferación de diversas formas de vida microbiana (Schulze-Makuch, 2010). Por tanto, cabe la idea de que Ío podría ser también un cuerpo apropiado para sostener alguna forma de vida (Schulze-Makuch, 2010).

Según Schulze-Makuch e Irwin (2008), e Irwin y Schulze-Makuch (2011), Ío se encuadra en la categoría IV del índice de plausibilidad para la vida. Esto se debe a la intensa transferencia de partículas de plasma con Júpiter (Geissler *et al.*, 1999), la falta de compuestos orgánicos detectados en superficie, y la existencia de una atmósfera sulfurosa extremadamente delgada, resultante de la baja gravedad del satélite (Tabla 1), que aparentemente está desprovista de vapor de agua (Schulze-Makuch, 2010). Todo ello infiere, *a priori*, que Ío es un objetivo poco atractivo desde el punto de vista astrobiológico (ej., Schulze-Makuch, 2010). No obstante, como Ío se formó en una región del Sistema Solar en la que el agua helada es común (más allá de la línea de nieve: Barrado, 2011) (Consolmagno y Lewis, 1976), la energía geotérmica resultante de los procesos mareales (Yoder y Peale, 1981) y el H₂O, podrían haber hecho posible la proliferación de la vida en Ío hace mucho tiempo y, a medida que el

agua se iba desgasificando por la actividad volcánica, la vida se habría ido retirando al subsuelo (Schulze-Makuch, 2010).



En esa línea, Schulze-Makuch (2010) propone que los tubos de lava resultantes de la actividad volcánica de Ío podrían ser un hábitat favorable del mismo modo que ocurre en la Tierra, en donde el crecimiento microbiano es habitual en éstos, independientemente de la ubicación y el clima. Estas estructuras pueden ser idóneas en Ío por las siguientes razones (Figura 6): (1) protegen de la radiación, con cierta independencia del espesor o la composición atmosférica (en Ío, la atmósfera es muy delgada: Schulze-Makuch, 2010; y, por tanto, ejerce muy baja presión atmosférica –Tabla 1-: Lopes y Williams, 2005; y además es predominantemente sulfurosa: ej., McGrath *et al.*, 2000) (Schulze-Makuch *et al.*, 2004); (2) permiten el aislamiento térmico respecto de las muy altas ($\approx 1.900\text{K}$: Lopes, 2006) o muy bajas ($\approx 143\text{K}$ –Tabla 1-: Lopes y Williams, 2005) temperaturas superficiales, y proporcionan el calor suficiente como para mantener la temperatura en niveles más o menos constantes, en función del gradiente geotérmico litosférico ($\approx 0\text{K/Km}$ en el 80% de la región superior de la litosfera: O'Reilly y Davies, 1981) y/o las anomalías

térmicas del terreno (Schulze-Makuch *et al.*, 2004); (3) permiten la condensación de gases (como los de H₂S o H₂O: Schulze-Makuch, 2010), por lo que son entornos capaces de atrapar la humedad (Schulze-Makuch *et al.*, 2004); y (4) son reservorios de nutrientes que pueden ser oxidados, como el H₂S (Schulze-Makuch *et al.*, 2004), los que serían frecuentemente suministrados, o bien por las lavas que surcan estos tubos (Schulze-Makuch, 2010), o bien por la remoción de depósitos sulfurosos someros durante el reciclaje litosférico (Battaglia *et al.*, 2014). En general, cualquier entorno subterráneo de Ío lo suficientemente profundo como para que se den los anteriores requisitos, podría proteger a la vida de las condiciones superficiales ambientalmente desfavorables (Schulze-Makuch, 2010).

9.2 Geoquímica y disolventes

Poco se sabe aún tanto de la química subterránea del satélite como de los posibles componentes básicos para la vida en Ío (ej., Schulze-Makuch, 2010). Como aún no hay evidencia de moléculas orgánicas en el satélite y, como sólo se han detectado pequeñas trazas de carbono (CO y CO₂) por el alto nivel de actividad del satélite y su baja gravedad (Tabla 1), es posible que el azufre juegue un papel muy importante en la construcción de bloques biológicos (Schulze-Makuch, 2010). La superficie y en el subsuelo de Ío están saturados de azufre (Battaglia *et al.*, 2014) por la abundante presencia de este elemento químico tanto en las plumas volcánicas como en los depósitos superficiales (Tabla 2) (ej., Geissler, 2003; Geissler y Goldstein, 2007), estando además éste en constante movimiento a nivel global por el sistema “teotérmico” (Figura A3) (Battaglia *et al.*, 2014). El azufre se presenta en el satélite preferiblemente como SO₂ o como diversos alótropos del mismo (Figura 6) (Spencer *et al.*, 2007), aunque podría llegar a formar polímeros con el carbono, el nitrógeno, el oxígeno o el fósforo (Irwin y Schulze-Makuch, 2011).

En Ío, aunque el H₂O era el disolvente más probable durante su etapa temprana, el H₂S podría haber sustituido a éste como disolvente vital, ya que, de manera similar al H₂O, el H₂S, se disocia en H⁺ y SH⁻, quedando el anión SH⁻ como el sustituto más probable del grupo hidroxilo (OH⁻) en los

compuestos orgánicos (Schulze-Makuch, 2010). En cualquier caso, se ha inferido la presencia de H₂S tanto en la atmósfera de Ío (ej., Lellouch *et al.*, 1996) como en su superficie (Nash y Howell, 1989; Salama *et al.*, 1990). Como este compuesto sigue siendo líquido a temperaturas de 187-213K, el calentamiento producido por las lavas en la región subterránea podría dar liquidez al H₂S (Schulze-Makuch, 2010). Esta fase líquida del H₂S, junto con algunas trazas de H₂O (Figura 6), sería el lugar más probable en el que los microorganismos originados durante la etapa temprana del satélite se habrían acumulado en estado latente (esporas) a la espera de ser reactivados, eventualmente, por la energía y nutrientes de las lavas (Schulze-Makuch e Irwin, 2008).

9.3 Consideraciones para futuras investigaciones

A pesar de que las condiciones ambientales en la región más superficial de la litosfera de Ío podrían favorecer el crecimiento microbiano, aún no se han detectado compuestos químicos complejos similares a los biológicos ni en la superficie ni en la atmósfera del satélite (Schulze-Makuch, 2010). Por ello, para poder valorar más fehacientemente el interés astrobiológico de Ío, es preciso llevar a cabo un reconocimiento *in situ* del subsuelo del satélite (Schulze-Makuch, 2010). Éste podría realizarse mediante una de las tres estaciones sísmicas que aterrizarían sobre su superficie durante la misión *Io Volcano Observer* (IVO) (Davies, 2007). No obstante, la misión aún no ha sido aprobada por la NASA.

10. Conclusiones

Tras el estudio de las particularidades del satélite Ío se ha llegado a las siguientes conclusiones sobre el mismo:

1. El estudio de sus procesos volcánicos ayudará a una mejor comprensión del vulcanismo tanto en la Tierra como en otros cuerpos, y viceversa.
2. Presenta una importante y reciente actividad volcánica por el aporte de energía a su astenosfera mediante la inducción mareal debido a los procesos de resonancia orbital. Aunque su energía geotérmica se cree que irá en detrimento, sigue siendo el cuerpo geológicamente más activo del

Sistema Solar conocido y el único, junto con la Tierra, en donde ha sido observado directamente el vulcanismo activo.

3. Su sistema “teotérmico” le confiere una gran juventud superficial, pero a su vez complica los reconocimientos estratigráficos. Éste es análogo a la combinación de los ciclos hidrológico y tectónico terrestres, salvo que en Ío los volátiles acumulados en superficie son sulfurosos y, buena prueba de ello, es que exhibe 4 unidades geológicas superficiales compuestas en un $\approx 98\%$ de materiales asociados al azufre (S_8 , S_nO , SO_2 ,...).
4. Sus fluctūs bajos en sílice no construyen edificios volcánicos similares a los típicamente terrestres. Aun así, algunos de éstos son similares bajo el punto de vista espectral, morfológico y/o textural, a los flujos pāhoehoe o a las coladas de komatitas, y tienden a movilizar el SO_2 helado superficial de Ío del mismo modo que las lavas terrestres movilizan H_2O en las regiones con permafrost.
5. Sus paterae son similares en forma, tasa de fusión, producción magmática y/o estilo de erupción a las calderas de Mauna Loa o a las dorsales oceánicas, y representan los lugares primordiales de evacuación de calor.
6. Su actual interés astrobiológico es más bien bajo (categoría IV del índice de plausibilidad para la vida) por la aparente ausencia de H_2O , el que, a pesar de haber sido abundante en el satélite, parece haber sido casi completamente desgasificado por la actividad volcánica.
7. Su superficie presenta un ambiente poco favorable para el desarrollo de vida microbiana por la débil acción protectora de su atmósfera sulfurosa, pero su subsuelo, del que poco aún se conoce en términos geoquímicos, podría desarrollar, al igual que en la tierra, entornos con condiciones ambientales propicias. Estas estructuras subterráneas serían un ambiente favorable debido a que aíslan de las extremas condiciones superficiales, como la gran incidencia de partículas de radiación desde Júpiter y, además, son capaces de atrapar la humedad, aíslan térmicamente y amortiguan los cambios bruscos de temperatura, y son entornos en los que los compuestos reducidos que portan las lavas estarían disponibles.
8. Es necesario llevar a cabo un análisis *in situ* de las propiedades geoquímicas del subsuelo de Ío. Éste podría realizarlo una de las estaciones sísmicas de la misión IVO, si ésta es aprobada por la NASA.

Referencias

Aksnes, K. and Franklin, F.A., 2001. Secular acceleration of Io derived from mutual satellite events. *Astronomical Journal*, 122 (5): 2.734-2.739.

Anderson, J.D., Jacobson, R.A., Lau, E.L., Moore, W.B. and Schubert, G.S., 2001. Io's gravity field and interior structure. *Journal of Geophysical Research*, 106 (E12): 32.963-32.970.

Barrado, D., 2011. Planetas - Del polvo estelar a los planetas sólidos. En Giménez, A., Gómez-Elvira, J. y Martín, D., 2011. Astrobiología - Sobre el origen y evolución de la vida en el Universo. *Ed. Los Libros de Catarata*, Madrid: 79-104.

Battaglia, S.M., Stewart, M.A. and Kieffer, S.W., 2014. Io's theothermal (sulfur): lithosphere cycle inferred from sulfur solubility modeling of Pele's magma supply. *Icarus*, 235: 123-129.

Blaney, D.L., Johnson, T.V., Matson, D.L. and Veeder, G.J., 1995. Volcanic eruptions on Io: Heat flow, resurfacing, and lava composition. *Icarus* 113 (1): 220-225.

Buratti, B.J. and Thomas, P.C., 2006. Planetary satellites. In McFadden, L.A., Weissman, P.R. and Johnson, T.V., 2007. *Encyclopedia of the Solar System* (2nd edition). *Ed. Academic Press*, San Diego (California); London: 365-382.

Carlson, R.W., Smythe, W.D., Lopes-Gautier, R.M.C., Davies, A.G., Kamp, L.W., Mosher, J.A., Söderblom, L.A., Leader, F.E., Mehlman, R., Clark, R.N. and Fanale, F.P., 1997. The distribution of sulfur dioxide and other infrared absorbers on the surface of Io. *Geophysical Research Letters*, 24 (20): 2.479-2.482.

Carr, M.H., 1986. Silicate volcanism on Io. *Journal of Geophysical Research*, 91 (B3): 3.521-3.532.

Carr, M.H., McEwen, A.S., Howard, K.A., Chuang, F.C., Thomas, P., Schuster, P., Oberst, J., Neukum, G., Schubert, G. and the Galileo Imaging Team, 1998. Mountains and calderas on Io: possible implications for lithosphere structure and magma generation. *Icarus*, 135 (1): 146-165.

Clow, G.D. and Carr, M.H., 1980. Stability of sulfur slopes on Io. *Icarus*, 44 (2): 268-279.

Consolmagno, G.J., 1981. Io - thermal models and chemical evolution. *Icarus*, 47 (1): 36-45.

Consolmagno, G.J. and Lewis, J., 1976. Structural and thermal models of icy Galilean satellites. In Gehrels, T., 1976. Jupiter: Studies of the interior, atmosphere, magnetosphere and satellites; Proceedings of the Colloquium. *Ed. University of Arizona Press, Tucson (Arizona): 1.035-1.051.*

Crown, D.A., Greeley, R., Craddock, R.A., and Schaber, G.G., 1992. Geologic map of Io. USGS, Miscellaneous Investigations Series. Map 2209, scale 1:15.000.000. Map and pamphlet, [<https://pubs.er.usgs.gov/publication/i2209>].

Davies, A.G., 2003. Temperature, age and crust thickness distributions of Loki Patera on Io from Galileo NIMS data: implications for resurfacing mechanism. *Geophysical Research Letters*, 30 (21): 2.133-2.136.

Davies, A.G., 2007. Volcanism on Io - A comparison with Earth. *Ed. Cambridge University Press, Cambridge: 388 pp.*

Davies, A.G., Keszthelyi, L.P., Williams, D.A., Phillips, C.B., McEwen, A.S., Lopes, R.M.C., Smythe, W.D., Kamp, L.W., Söderblom, L.A. and Carlson, R.W., 2001. Thermal signature, eruption style, and eruption evolution at Pele and Pillan on Io. *Journal of Geophysical Research*, 106 (E12): 33.079-33.103.

Davies, A.G., Matson, D.L., Veeder, G.J., Johnson, T.V. and Blaney, D.L., 2005. Post-solidification cooling and the age of Io's lava flows. *Icarus*, 176 (1): 123-137.

DePaolo, D.J. and Manga, M., 2003. Deep Origin of Hotspots – the Mantle Plume Model. *Science*, 300 (5.621). 920-921.

Douté, S., Lopes, R.M., Kamp, L.W., Carlson, R.W. and Schmitt, B., 2004. Geology and activity around volcanoes on Io from the analysis of NIMS spectral images. *Icarus*, 169 (1): 175-196.

Douté, S., Lopes, R.M., Smythe, W., Kamp, L.W. and Carlson, R.W., 2002. Dynamics and evolution of SO₂ gas condensation around Prometheus-like volcanic plumes on Io as seen by the Near Infrared Mapping Spectrometer. *Icarus*, 158 (2): 460-482.

Douté, S., Schmitt, B., Lopes-Gautier, R.M., Carlson, R.W., Söderblom, L. and Shirley, J.H., 2001. Mapping SO₂ frost on Io by the modeling of NIMS hyperspectral images. *Icarus*, 149 (1): 107-132.

Fischer, H.J. and Spohn, T., 1990. Thermal-orbital histories of viscoelastic models of Io (J1). *Icarus*, 83 (1): 39-65.

Flynn, L.P. and Mouginis-Mark, P.J., 1992. Cooling rate of an active Hawaiian lava flow from nighttime spectroradiometer measurements. *Geophysical Research Letters*, 19 (17): 1.783-1.786.

Galilei, G., 1610. *Sidereus Nuncius*. Venecia.

Geissler, P.E., 2003. Volcanic activity on Io during the Galileo era. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 31: 175-211.

Geissler, P.E. and Goldstein, D.B., 2007. Plumes and their deposits. In Lopes, R.M.C. and Spencer, J.R., 2007. Io after Galileo. *Ed. Springer Praxis Books*, Chichester: 163-192.

Geissler, P.E., McEwen, A., Keszthelyi, L., Lopes-Gautier, R., Granahan, J. and Simonelli, D.P., 1999. Global color variations on Io. *Icarus*, 140 (2): 265-282.

Giménez, A., 2011. ¿Qué es la Astrobiología? En Giménez, A., Gómez-Elvira, J. y Martín, D., 2011. Astrobiología - Sobre el origen y evolución de la vida en el Universo. *Ed. Los Libros de Catarata*, Madrid. pp. 15-32.

Gregg, T.K.P. and Lopes, R.M., 2008. Lava lakes on Io: new perspectives from modeling. *Icarus*, 194 (1): 166-172.

Hapke, B., 1989. The surface of Io: A new model. *Icarus*, 79 (1): 56-74.

Howell, R.R., Landis, C.E. and Lopes, R.M.C., 2014. Composition and location of volatiles at Loki Patera, Io. *Icarus*, 229: 328-339.

Husmann, H. and Spohn, T., 2004. Thermal-orbital evolution of Io and Europa. *Icarus*, 171 (2): 391-410.

Irwin, L.N. and Schulze-Makuch, D., 2011. Cosmic Biology - How Life Could Evolve on Other Worlds. *Ed. Springer Praxis Books*, Chichester: 309 pp.

Jaeger, W.L., Turtle, E.P., Keszthelyi, L.P., Radebaugh, J., McEwen, A.S. and Pappalardo, R.T., 2003. Orogenic tectonism on Io. *Journal of Geophysical Research*, 108 (E8): (12) 1-18.

Johnson, T.V. and McCord, T.B., 1971. Spectral Geometric albedo of the galilean satellites, 0.3 to 2.5 microns. *The Astrophysical Journal*, 169 (3): 589-594.

Johnson, T.V. and Söderblom, L., 1982. Volcanic eruptions on Io: implications for surface evolution and mass loss. In Morrison, D., 1983. *Satellites of Jupiter*. Ed. University of Arizona Press, Tucson (Arizona): 634-646.

Johnson, T.V., Cook II, A.F., Sagan, C. and Söderblom, L.A., 1979. Volcanic resurfacing rates and implications for volatiles on Io. *Nature*, 280 (5.725): 746-750.

Johnson, T.V., Matson, D.L., Blaney, D.L., Veeder, G.J. and Davies, A., 1995. Stealth plumes on Io. *Geophysical Research Letters*, 22 (23): 3.293-3.296.

Johnson, T.V., Veeder, G.J., Matson, D.L., Brown, R.H., Nelson, R.M. and Morrison, D., 1988. Io - evidence for silicate volcanism in 1986. *Science*, 242 (4.883): 1.280-1.283.

Keszthelyi, L., Jaeger, W.L., Turtle, E.P., Milazzo, M. and Radebaugh, J., 2004. A post-Galileo view of Io's interior. *Icarus*, 169 (1): 271-286.

Keszthelyi, L.P. and McEwen, A., 1997. Magmatic differentiation of Io. *Icarus*, 130 (2): 437-448.

Keszthelyi, L.P., Jaeger, W., Milazzo, M., Radebaugh, J., Davies, A.G. and Mitchell, K.L., 2007. New estimates for Io eruption temperatures: implications for the interior. *Icarus*, 192 (2): 491-502.

Keszthelyi, L.P., McEwen, A.S., Phillips, C.B., Milazzo, M., Geissler, P., Turtle, E.P., Radebaugh, J., Williams, D.A., Simonelli, D.P., Breneman, H.H., Klaasen, K.P., Levanas, G., Denk, T. and the Galileo SSI Team, 2001. Imaging of volcanic activity on Jupiter's moon Io by Galileo during GEM and GMM. *Journal of Geophysical Research*, 106 (E12): 33.025-33.052

Khurana, K.K., Jia, X., Kivelson, M.G., Nimmo, F., Schubert, G. and Russell, C.T., 2011. Evidence of a global magma ocean in Io's interior. *Science*, 332 (6.034): 1.186-1.189.

Kieffer, S.W., 1982. Dynamics and thermodynamics of volcanic eruptions: implications for the plumes on Io. In Morrison, D., 1983. *Satellites of Jupiter*. Ed. University of Arizona Press, Tucson (Arizona): 647-723.

Kieffer, S.W., Lopes-Gautier, R., McEwen, A., Smythe, W., Keszthelyi, L. and Carlson, R., 2000. Prometheus: Io's wandering plume. *Science*, 288 (5.469): 1.204-1.208.

Kumar, S., 1979. The stability of an SO₂ atmosphere on Io. *Nature*, 280 (5.725): 758-760.

Lainey, V., Arlot, J.E., Karatekin, Ö. and Van Hoolst, T., 2009. Strong tidal dissipation in Io and Jupiter from astrometric observations. *Nature*, 459 (7.249): 957-959.

Lellouch, E., Strobel, D.F., Belton, M.J.S., Summers, M.E., Paubert, G. and Moreno, R., 1996. Detection of Sulfur Monoxide in Io's Atmosphere. *The Astrophysical Journal*, 59 (2): (L) 107-110.

Leone, G., Wilson, L. and Davies, A.G., 2011. The geothermal gradient of Io: Consequences for lithosphere structure and volcanic eruptive activity. *Icarus* 211 (1): 623-635.

Lopes-Gautier, R., Douté, S., Smythe, W.D., Kamp, L.W., Carlson, R.W., Davies, A.G., Leader, F.E., McEwen, A.S., Geissler, P.E., Kieffer, S.W., Keszthelyi, L., Barbini, E., Mehlman, R., Segura, M., Shirley, J. and Söderblom, L.A., 2000. A close-up look at Io from Galileo's Near-Infrared Mapping Spectrometer. *Science*, 288 (5.469): 1.201-1.204.

Lopes-Gautier, R., McEwen, A.S., Smythe, W.B., Geissler, P.E., Kamp, L., Davies, A.G., Spencer, J.R., Keszthelyi, L., Carlson, R., Leader, F.E., Mehlman, R., Söderblom, L. and the Galileo NIMS and SSI Teams, 1999. Active volcanism on Io: global distribution and variations in activity. *Icarus*, 140 (2): 243-264.

Lopes, R. and Williams, D., 2005. Io after Galileo. *Reports on Progress in Physics*, 68 (2): 303-340.

Lopes, R.M.C., 2006. Io: The Volcanic Moon. In McFadden, L.A., Weissman, P.R. and Johnson, T.V., 2007. *Encyclopedia of the Solar System* (2nd edition). Ed. Academic Press, San Diego (California); London: 419-430.

Lopes, R.M.C., Kamp, L.W., Douté, S., Smythe, W.D., Carlson, R.W., McEwen, A.S., Geissler, P.E., Kieffer, S.W., Leader, F.E., Davies, A.G., Barbinis, E., Mehlman, R., Segura, M., Shirley, J. and Söderblom, L.A., 2001. Io in the near infrared - Near-Infrared Mapping Spectrometer (NIMS) results from the Galileo flybys in 1999 and 2000. *Journal of Geophysical Research*, 106 (E12): 33.053-33.078.

Lopes, R.M.C., Kamp, L.W., Smythe, W.D., Mouginis-Mark, P., Kargel, J., Radebaugh, J., Turtle, E.P., Perry, J., Williams, D.A., Carlson, R.W. and Douté, S., 2004. Lava lakes on Io? Observations of Io's volcanic activity from Galileo NIMS during the 2001 fly-bys: *Icarus*, 169 (1): 140-174.

Lunine, J.I. and Stevenson, D.J., 1985. Physics and chemistry of sulfur lakes on Io. *Icarus*, 64 (3): 345-367.

Luque, B., Ballesteros, F., Márquez, A., González, M., Agea, A., y Lara, L., 2009. *Astrobiología: un puente entre el Big Bang y la vida*. Ed. Akal, Madrid: 338 pp.

Matson, D.L., Davies, A.G., Veeder, G.J., Rathbun, J.A., Johnson, T.V. and Castillo, J.C., 2006. Io: Loki Patera as a magma sea. *Journal of Geophysical Research*, 111 (E9): (E09002) 1-21.

Matson, D.L., Ransford, G.A. and Johnson, T.V., 1981. Heat flow from Io /Jl. *Journal of Geophysical Research*, 86 (B3): 1.664-1.672.

McCauley, J.F., Smith, B.A. and Söderblom, L.A., 1979. Erosional scarps on Io. *Nature*, 280 (5.725): 736-738.

McEwen, A.S., Belton, M.J.S., Breneman, H.H., Fagents, S.A., Geissler, P., Greeley, R., Head, J.W., Hoppa, G., Jaeger, W.L., Johnson, T.V., Keszthelyi, L., Klaasen, K.P., Lopes-Gautier, R., Magee, K.P., Milazzo, M.P., Moore, J.M., Pappalardo, R.T., Phillips, C.B., Radebaugh, J., Schubert, G., Schuster, P., Simonelli, D.P., Sullivan, R., Thomas, P.C., Turtle, E.P. and Williams, D.A., 2000a. Galileo at Io - Results from high-resolution imaging. *Science*, 288 (5.469): 1.193-1.198.

McEwen, A.S. and Söderblom, L.A., 1983. Two classes of volcanic plumes on Io. *Icarus*, 55 (2): 191-217.

McEwen, A.S., Keszthelyi, L.P., Geissler, P., Simonelli, D.P., Carr, M.H., Johnson, T.V., Klaasen, K.P., Breneman, H.H., Jones, T.J., Kaufman, J.M., Magee, K.P., Seske, D.A., Belton, M.J.S. and Schubert, G., 1998a. Active volcanism on Io as seen by Galileo SSI. *Icarus*, 135 (1): 181-219.

McEwen, A.S., Keszthelyi, L.P., Lopes, R., Schenk, P.M. and Spencer, J.R., 2004. The lithosphere and surface of Io. In Bagenal, F., Dowling, T.E. and McKinnon, W.B., 2007. *Jupiter - The Planet, Satellites and Magnetosphere*. Ed. Cambridge University Press, Cambridge: 307-328.

McEwen, A.S., Keszthelyi, L.P., Spencer, J.R., Schubert, G., Matson, D.L., Lopes-Gautier, R., Klaasen, K.P., Johnson, T.V., Head, J.W., Geissler, P., Fagents, S., Davies, A.G., Carr, M.H., Breneman, H.H. and Belton, M.J.S., 1998b. High-temperature silicate volcanism on Jupiter's moon Io. *Science*, 281 (5.373): 87-90.

McEwen, A.S., Lopes-Gautier, R., Keszthelyi, L. and Kieffer, S.W., 2000b. Extreme volcanism on Jupiter's moon Io. In Zimbelman, J.R. and Gregg, K.P., 2000. *Environmental Effects on Volcanic Eruptions: From Deep Oceans to Deep Space*. Ed. Springer, New York: 179-204.

McGrath, M.A., Belton, M.J.S., Spencer, J.R., Santoretto, P., 2000. Spatially resolved spectroscopy of Io's Pele plume and SO₂ atmosphere. *Icarus*, 146 (2): 476-493.

McKay, C.P. and Davis, W.L., 2006. Astrobiology. In McFadden, L.A., Weissman, P.R. and Johnson, T.V., 2007. Encyclopedia of the Solar System (2nd edition). Ed. Academic Press, San Diego (California); London: 849-868.

Milazzo, M.P., Keszthelyi, L.P. and McEwen, A.S., 2001. Observations and initial modeling of lava-SO₂ interactions at Prometheus, Io. *Journal of Geophysical Research*, 106 (E12): 33.121-33.128.

Monnereau, M. and Dubuffet, F., 2002. Is Io's mantle really molten? *Icarus*, 158 (2): 450-459.

Moore, J.M., Sullivan, R.J., Chuang, F.C., Head III, J.W., McEwen, A.S., Milazzo, M.P., Nixon, B.E., Pappalardo, R.T., Schenk, P.M. and Turtle, E.P., 2001. Landform degradation and slope processes on Io - The Galileo view. *Journal of Geophysical Research*, 106 (E12): 33.223-33.240.

Moore, W.B., 2003. Tidal heating and convection in Io. *Journal of Geophysical Research*, 108 (E8): (15) 1-6.

Moore, W.B., Schubert, G., Anderson, J.D. and Spencer, J.S., 2007. The interior of Io. In Lopes, R.M.C. and Spencer, J.R., 2007. Io after Galileo. Ed. Springer Praxis Books, Chichester: 89-108.

Nash, D.B. and Howell, R.R., 1989. Hydrogen sulphide on Io: evidence from telescopic and laboratory infrared spectra. *Science*, 244 (4.903): 454-456.

O'Reilly, T.C. and Davies, G.F., 1981. Magma transport of heat on Io: A mechanism allowing a thick lithosphere. *Geophysical Research Letters*, 8 (4): 313-316.

Ojakangas, G.W. and Stevenson D.J., 1986. Episodic volcanism of tidally heated satellites with application to Io. *Icarus*, 66 (2): 341-358.

Peale, S.J., 2003. Tidally induced volcanism. *Celestial Mechanics and Dynamical Astronomy*, 87 (1): 129-155.

Peale, S.J., Cassen, P. and Reynolds, R.T., 1979. Melting of Io by tidal dissipation. *Science*, 203 (4.383): 892-894.

Pearl, J., Hanel, R., Kunde, V., Maguire, W., Fox, K., Gupta, S., Ponnampuruma, C. and Raulin, F., 1979. Identification of gaseous SO₂ and new upper limits for other gases on Io. *Nature*, 280 (5.725): 755-758.

RAE, 2016. Diccionario de la lengua española (23^a edición). Consultado el 23 de junio y el 28 de agosto de 2016 de <http://dle.rae.es/>

Radebaugh, J., Keszthelyi, L.P., McEwen, A.S., Turtle, E.P., Jaeger, W. and Milazzo, M., 2001. Paterae on Io: A new type of volcanic caldera? *Journal of Geophysical Research*, 106 (E12): 33.005-33.020.

Rathbun, J.A., Spencer, J.R., Lopes, R.M. and Howell, R.R., 2014. Io's active volcanoes during the New Horizons era: insights from New Horizons imaging. *Icarus*, 231: 261-272.

Rathbun, J.A., Spencer, J.R., Tamppari, L.K., Martin T.Z., Barnard, L., and Travis, L.D., 2004. Mapping of Io's thermal radiation by the Galileo photopolarimeter-radiometer (PPR) instrument. *Icarus*, 169 (1): 127-139.

Ross, M.N., Schubert, G., Spohn, T. and Gaskell, R.W., 1990. Internal structure of Io and the global distribution of its topography. *Icarus*, 85 (2): 309-325.

Salama, F., Allamandola, L.J., Witteborn, F.C., Cruikshank, D.P., Sandford, S.A. and Bregman, J.D., 1990. The 2.5-5.0 μm spectra of Io: evidence for H₂S and H₂O frozen in SO₂. *Icarus*, 83 (1): 66-82.

Schaefer, L. and Fegley, B.F., 2004. A thermodynamic model of high temperature lava vaporization on Io. *Icarus*, 169 (1): 216-241.

Schenk, P., Hargitai, H., Wilson, R., McEwen, A.S. and Thomas, P., 2001. The mountains of Io - Global and geological perspectives from Voyager and Galileo. *Journal of Geophysical Research*, 106 (E12): 33.201-33.222.

Schenk, P.M. and Bulmer, M.H., 1998. Origin of mountains on Io by thrust faulting and large-scale mass movements. *Science*, 279 (5.356): 1.514-1.517.

Schenk, P.M., McEwen, A., Davies, A.G., Davenport, T. and Jones, K., 1997. Geology and topography of Ra Patera, Io, in the Voyager era: prelude to eruption. *Geophysical Research Letters*, 24 (20): 2.467-2.470.

Schenk, P.M., Wilson, R.R. and Davies, A.G., 2004. Shield volcano topography and the rheology of lava flows on Io. *Icarus*, 169 (1): 98-110.

Schmitt, B. and Rodríguez, S., 2003. Possible identification of local deposits of Cl_2SO_2 on Io from NIMS/Galileo spectra. *Journal of Geophysical Research*, 108 (E9): (8) 1-19.

Schubert, G., Spohn, T. and Reynolds, R.T., 1986. Thermal histories, compositions and internal structures of the moons of the Solar System. In Burns, J.A. and Matthews, M.S., 1986. *Satellites. Ed. University of Arizona Press, Tucson (Arizona): 224-292.*

Schulze-Makuch, D., 2010. Io: is life possible between fire and ice?. *Journal of Cosmology*, 5: 912-919.

Schulze-Makuch, D. and Irwin, L.N., 2008. Life in the Universe - Expectations and Constraints. *Ed. Springer, Berlin; Heidelberg: 251 pp.*

Schulze-Makuch, D., Irwin, L.N. and Lehner, T., 2004. Fire and Ice: Is there a case for subsurface life on Io? *Bioastronomy 2004: Habitable Worlds*, July 12-16, Iceland. *Astrobiology*, 4 (190C): 291-292.

Segatz, M., Spohn, T., Ross, M.N. and Schubert, G., 1988. Tidal dissipation, surface heat flow, and figure of viscoelastic models of Io. *Icarus*, 75 (2): 187-206.

Shahnas, M.H., Pysklywec, R.N. and Peltier, W.R., 2013. Layered convection in Io: implications for short-wavelength surface topography and heat flow. *Icarus*, 225 (1): 15-27.

Sohl, F., Spohn, D., Breuer, D. and Nagel, K., 2002. Implications from Galileo observations on the interior structure and chemistry of the Galilean satellites. *Icarus*, 157 (1): 104-119.

Spencer, J.R., Bagenal, F., Davies, A.G., de Pater, I., Herbert, F., Howell, R.R., Keszthelyi, L.P., Lopes, R.M.C., McGrath, M.A., Milazzo, M.P., Moses, J., Perry, J., Radebaugh, J., Rathbun, J.A., Schneider, N.M., Schubert, G., Smythe, W., Terrile, R.J., Turtle, E.P. and Williams, D.A., 2002. The future of Io exploration. In Sykes, M.V., 2002. *The Future of Solar System Exploration, 2003-2013: Community Contributions to the NRC Solar System Exploration Decadal Survey (vol. 272)*. Ed. *Publications of the Astronomical Society of the Pacific*, San Francisco (California): 201-216.

Spencer, J.R., Jessup, K.L., McGrath, M.A., Ballester, G.E. and Yelle, R., 2000. Discovery of gaseous S₂ in Io's Pele plume. *Science*, 288 (5.469): 1.208-1.210.

Spencer, J.R., Stern, S.A., Cheng, A.F., Weaver, H.A., Reuter, D.C., Retherford, K., Lunsford, A., Moore, J.M., Abramov, O., Lopes, R.M.C, Perry, J.E., Kamp, L., Showalter, M., Jessup, K.L., Marchis, F., Schenk, P.M. and Dumas, C., 2007. Io Volcanism Seen by New Horizons: A Major Eruption of the Tvashtar Volcano. *Science*, 318 (5.848): 240-243.

Stevenson, D.J., Harris, A.W. and Lunine, J.I., 1986. Origins of satellites. In Burns, J.A. and Matthews, M.S., 1986. *Satellites. Ed. University of Arizona Press, Tucson (Arizona): 39-88.*

Strom, R.G. and Schneider, N.M., 1982. Volcanic eruption plumes on Io. In Morrison, D., 1983. *Satellites of Jupiter. Ed. University of Arizona Press, Tucson (Arizona): 93-128.*

Strom, R.G., Schneider, N.M., Terrile, R.J., Cook, A.F. and Hansen, C., 1981. Volcanic eruptions on Io. *Journal of Geophysical Research*, 86 (A10): 8.593-8.620.

Tackley, P.J., Schubert, G., Glatzmaier, G.A., Schenk, P., Ratcliff, J.T. and Matas, J.P., 2001. Three-dimensional simulations of mantle convection in Io. *Icarus*, 149 (1): 79-93.

Turtle, E.P., Jaeger, W.L. and Schenk, P.M., 2007. Ionian mountains and tectonics - Insights into what lies beneath Io's lofty peaks. In Lopes, R.M.C. and Spencer, J.R., 2007. *Io after Galileo. Ed. Springer Praxis Books, Chichester: 109-132.*

Turtle, E.P., Jaeger, W.L., Keszthelyi, L.P., McEwen, A.S., Milazzo, M., Moore, J., Phillips, C.B., Radebaugh, J., Simonelli, D., Chuang, F., Schuster, P. and the Galileo SSI Team, 2001. Mountains on Io: high-resolution Galileo observations, initial interpretations, and formation models. *Journal of Geophysical Research*, 106 (E12): 33.175-33.200.

Turtle, E.P., Keszthelyi, L.P., McEwen, A.S., Radebaugh, J., Milazzo, M., Simonelli, D.P., Geissler, P., Williams, D.A., Perry, J., Jaeger, W.L., Klaasen, K.P., Breneman, H.H., Denk, T., Phillips, C.B. and the Galileo SSI Team, 2004. The final Galileo SSI observations of Io: orbits G28–I33. *Icarus*, 169 (1): 3-28.

Veeder, G.J., Davies, A.G., Matson, D.L., Johnson, T.V., Williams, D.A. and Radebaugh, J., 2012. Io: volcanic thermal sources and global heat flow. *Icarus*, 219 (2): 701-722.

Veeder, G.J., Matson, D.L., Johnson, T.V., Blaney, D.L. and Goguen, J.D., 1994. Io's heat flow from infrared radiometry: 1983-1993. *Journal of Geophysical Research*, 99 (E8): 17.095-17.162.

Veeder, G.J., Matson, D.L., Johnson, T.V., Davies, A.G. and Blaney, D.L., 2004. The polar contribution to the heat flow of Io. *Icarus*, 169 (1): 264-270.

WGPSN, 2016a. Gazetteer of Planetary Nomenclature - Descriptor Terms. Ed. IAU-USGS, París (Francia) / Virginia (USA). Consultado el 21 de julio de 2016 de <http://planetarynames.wr.usgs.gov/DescriptorTerms>

WGPSN, 2016b. Gazetteer of Planetary Nomenclature – Io Image with names. Ed. IAU-USGS, París (Francia) / Virginia (USA). Consultado el 24 de agosto de 2016 de http://planetarynames.wr.usgs.gov/images/io_comp_color.pdf

Williams, D.A., Davies, A.G., Keszthelyi, L.P. and Greeley, R., 2001. The summer 1997 eruption at Pillan Patera on Io: implications for ultrabasic lava flow emplacement. *Journal of Geophysical Research*, 106 (E12): 33.105-33.119.

Williams, D.A., Keszthelyi, L.P., Crown, D.A., Yff, J.A., Jaeger, W.L., Schenk, P.M., Geissler, P.E. and Becker, T.L., 2011a. Geologic map of Io. USGS, Scientific Investigations. Map 3168, scale 1:15.000.000. 29 pp. Map and panflet [<http://pubs.usgs.gov/sim/3168/>].

Williams, D.A., Keszthelyi, L.P., Crown, D.A., Yff, J.A., Jaeger, W.L., Schenk, P.M., Geissler, P.E. and Becker, T.L., 2011b. Volcanism on Io: new insights from global geologic mapping. *Icarus*, 214 (1): 91-112.

Williams, D.A., Radebaugh, J., Keszthelyi, L.P., McEwen, A.S., Lopes, R.M.C., Douté, S. and Greeley, R., 2002. Geologic mapping of the Chaac-Camaxtli region of Io from Galileo imaging data. *Journal of Geophysical Research*, 107 (E9): (6) 1-5.

Williams, D.A., Schenk, P.M., Moore, J.M., Keszthelyi, L.P., Turtle, E.P., Jaeger, W.L., Radebaugh, J., Milazzo, M.P., Lopes, R.M.C. and Greeley, R., 2004. Mapping of the Culann-Tohil region of Io from Galileo imaging data. *Icarus*, 169 (1): 80-97.

Williams D.R., 2016. Earth Fact Sheet. NASA, Washington D.C. (USA). Consultado el 28 de julio de 2016 de <http://nssdc.gsfc.nasa.gov/planetary/factsheet/earthfact.html>

Wilson, L., 2006. Planetary volcanism. In McFadden, L.A., Weissman, P.R. and Johnson, T.V., 2007. *Encyclopedia of the Solar System* (2nd Edition). Ed. Academic Press, San Diego (California); London: 829-848.

Wilson, L. and Head, J.W., 1981. Ascent and eruption of basaltic magma on the Earth and Moon. *Journal of Geophysical Research*, 86 (B4): 2.971-3.001.

Yoder, C.F., 1979. How tidal heating in Io drives the Galilean orbital resonance locks. *Nature*, 279 (5.716): 767-770.

Yoder, C.F. and Peale S.J., 1981. The tides of Io. *Icarus*, 47 (1): 1-35.

Zolotov, M.Y. and Fegley, B., 1998. Volcanic production of sulfur monoxide (SO) on Io. *Icarus* 132 (2): 431-434.

Zolotov, M.Y. and Fegley, B., 2000. Eruption conditions of Pele volcano on Io inferred from chemistry of its volcanic plume. *Geophysical Research Letters*, 27 (17): 2.789-2.792.

Listado de abreviaturas

ADS	<i>Astrophysics Data System</i>
IAU	<i>International Astronomical Union</i>
IVO	<i>Io Volcano Observer</i>
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NIMS	<i>Near-Infrared Mapping Spectrometer (Galileo)</i>
RAE	Real Academia Española
SAO	<i>Smithsonian Astrophysical Observatory</i>
SSI	<i>Solid State Imaging experiment (Galileo)</i>
USA	<i>United States of America</i>
USGS	<i>United States Geological Survey</i>
WGPSN	<i>Working Group for Planetary System Nomenclature</i>

Glosario de términos específicos

Albedo: área geográfica que se distingue por la cantidad de luz que refleja (WGPSN, 2016a).

Anomalía media: expresión angular de la fracción transcurrida de un período orbital (Davies, 2007).

Astrobiología: ciencia que investiga el origen, la evolución, la distribución y el futuro de la vida en el Universo (Giménez, 2011).

Categoría IV del índice de plausibilidad para la vida: vida concebible en hábitats aislados o, una inferencia razonable de que las condiciones del pasado podrían haber sido adecuadas para el origen de la vida antes del desarrollo de las condiciones extremas como para hacer que su perseverancia en la actualidad sea poco probable, pero concebible en hábitats aislados (Schulze-Makuch e Irwin, 2008).

Centro/s eruptivo/s: volcanes de alta actividad específicos de Ío (WGPSN, 2016a).

Cráter/es: depresión circular (WGPSN, 2016a).

Fluctus, Fluctūs: flujo de terreno (WGPSN, 2016a).

Joviano/s: “perteneiente o relativo al planeta Júpiter” (RAE, 2016).

Línea de nieve: distancia a partir de la cual, en el contexto de la protonebulosa solar, la temperatura es lo suficientemente baja como para permitir la condensación de compuestos de hidrógeno, como el agua, el amoniac y el metano, para formar granos de hielo sólido (Barrado, 2011).

Mensa, mensae: prominencia de superficie plana con bordes muy escarpados (WGPSN, 2016a).

Mons, montes: montañas de Ío morfológicamente diferentes a los plana y a los mensae (WGPSN, 2016a).

Monte Olimpo: volcán en escudo con forma de caldera ubicado en Marte (Radebaugh *et al.*, 2001).

Patera, paterae: cráter irregular o un conjunto de ellos, con bordes festoneados (WGPSN, 2016a).

Planum, plana: meseta o altiplano (WGPSN, 2016a).

Plasma: “gas ionizado que se produce a temperaturas extremadamente elevadas y que contiene cargas positivas y negativas en número aproximadamente igual” (RAE, 2016).

Punto/s caliente/s: áreas de alta actividad volcánica en relación a sus entornos (DePaolo and Manga, 2003).

Regio, regiones: grandes áreas características por su reflectividad o por sus distinciones de color con las áreas adyacentes (WGPSN, 2016a).

Tholus, tholi: pequeña montaña en domo o colina (WGPSN, 2016a) con propiedades volcánicas (Williams *et al.*, 2011a,b).

Anexo – Mapas y figuras

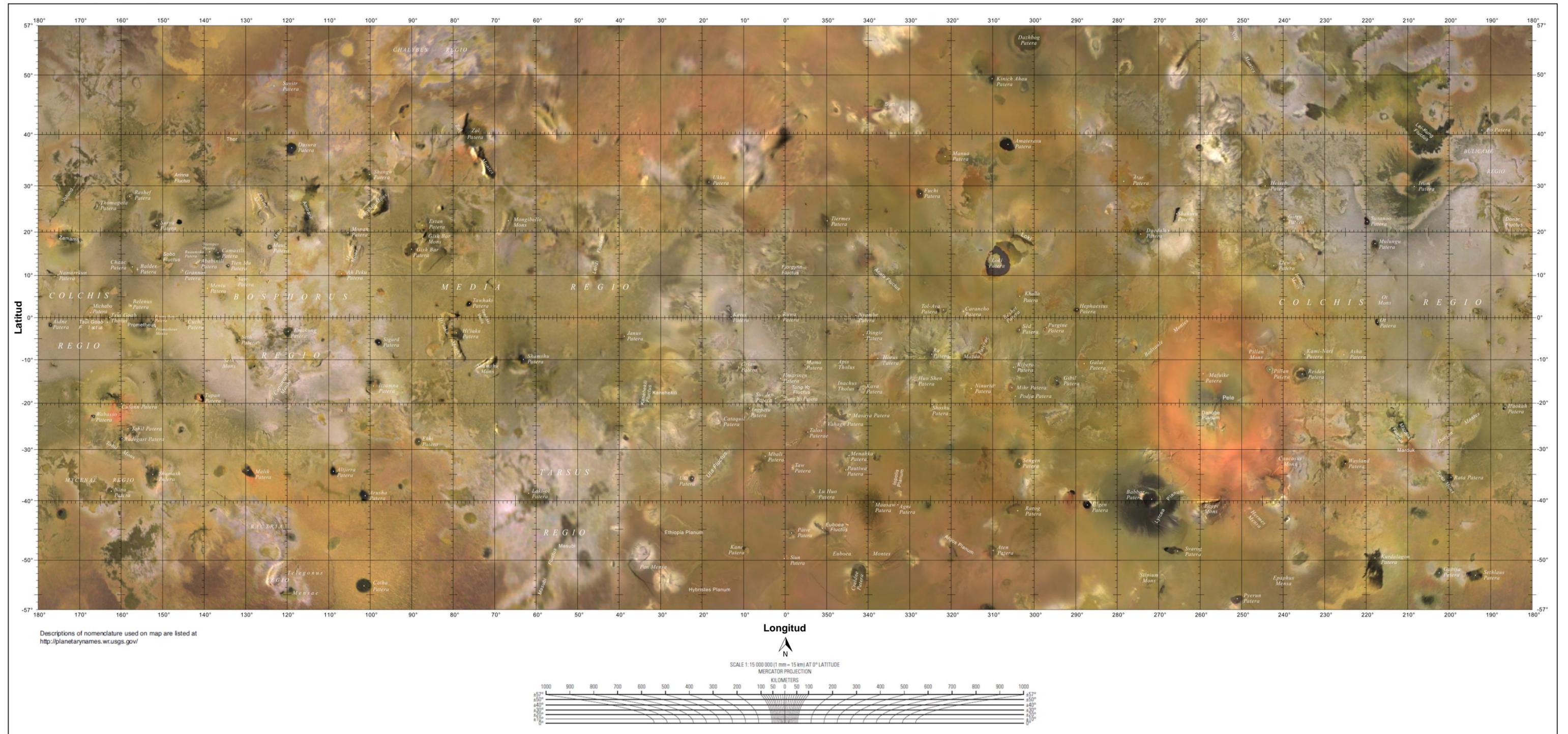


Fig. A1: mapa de Ío (modificado de WGPN, 2016b).

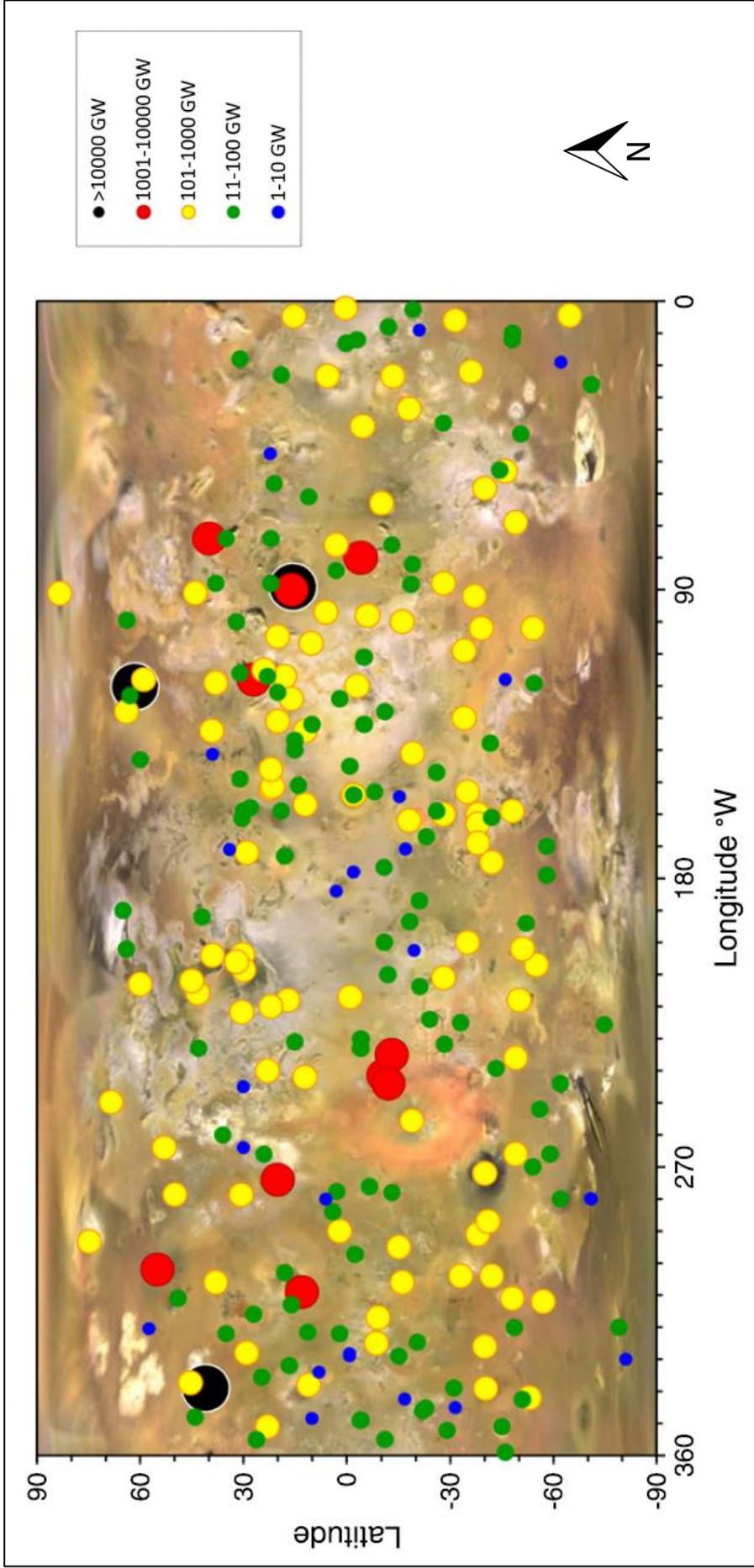


Fig. A2: distribución y potencia de las fuentes de emisión térmica en lo (modificado de Veeder *et al.*, 2012). Apréciase tanto el sesgo hacia latitudes bajas (Ross *et al.*, 1990) como la leve tendencia hacia el hemisferio norte en la distribución de las fuentes de emisión de mayor potencia (puntos rojos y negros) (Veeder *et al.*, 2012).

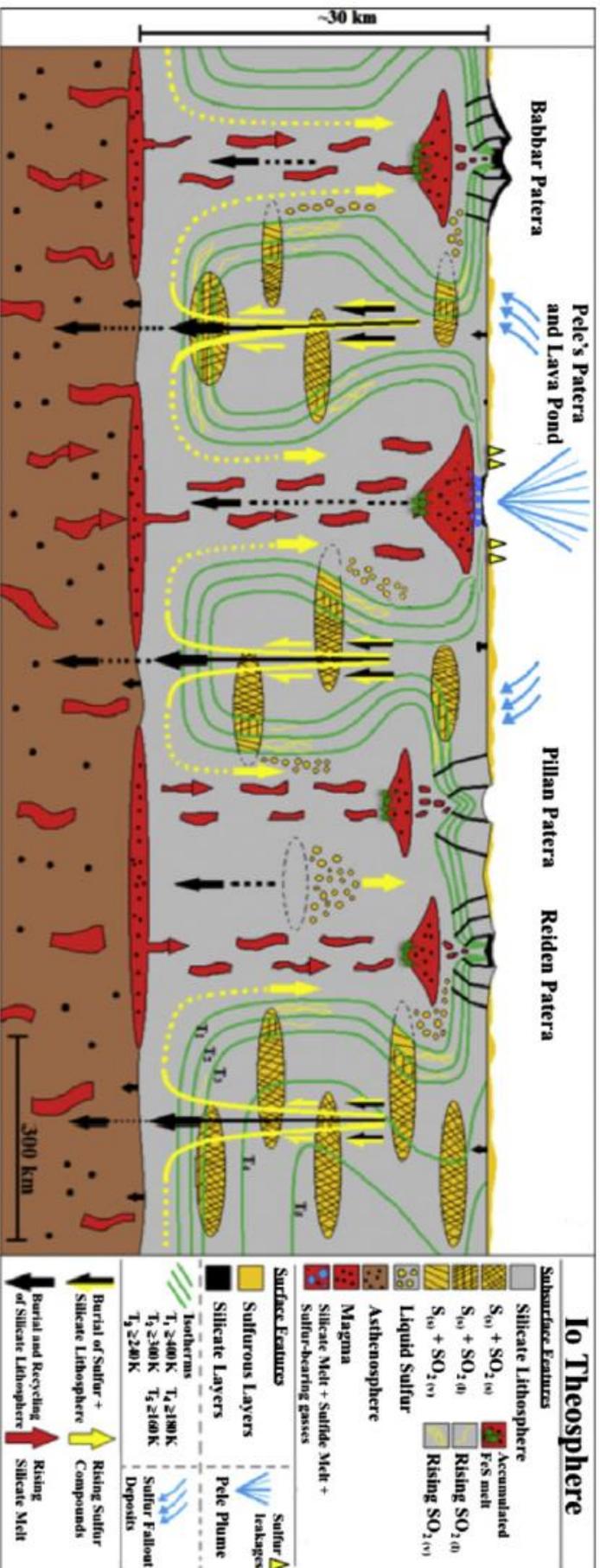


Fig. A3: esquema del funcionamiento de la circulación vertical litosférica (sistema “teotérmico”) (modificado de Battaglia *et al.*, 2014). La sección transversal exhibe tanto la litosfera silicatada de Io (zona gris) como la región superior de su astenosfera (región marrón). Flechas negras, y amarillas y negras, y las líneas discontinuas también negras: transporte de masas sólidas sulfuradas y silicatadas hacia la astenosfera (entierro). Líneas discontinuas, curvadas y amarillas, y flechas también amarillas orientadas hacia la superficie: re-ascenso de los compuestos sulfurados en las cámaras embalses litosféricos, incluyéndose la fracción sulfurada asimilada por el magma. Círculos verdes: residuos de Fes fundido acumulado en las cámaras magmáticas. Flechas rojas: ascenso de magmas silicatados fundidos. Manchas rojas con punteado negro: lugares en los que se concentra el magma. Elipses amarillas: reservorios sulfurados intercalados en la litosfera silicatada. Tramas insertadas en los interiores de las elipses amarillas: estados físicos del S y del SO_2 . Círculos amarillos: lugares en los que el sulfuro estaría en estado líquido. Líneas verdes: isotermas que permiten distinguir entre los diferentes estados físicos de los compuestos sulfurados. Círculos azules: lugares en donde se produce desgasificación de los compuestos sulfurados y, a modo de ejemplo, se exhibe éste fenómeno en el reservorio de magmas de Pele, en el que la pluma generada (líneas concéntricas azules) estaría alimentada por el escape de estos gases sulfurados, que luego son los que tapizan las zonas aledañas al centro volcánico acorde a lo indicado por las flechas azules. Moteados superficiales de color amarillo-ocre: depósitos sulfurados superficiales. Triángulos amarillos: lugares cercanos a la patera en los que se producen fugas de azufre, normalmente mediante fumarolas o géiseres activos. Líneas y formas negras en superficie o cercanas a ésta: presencia de silicatos en los centros volcánicos.

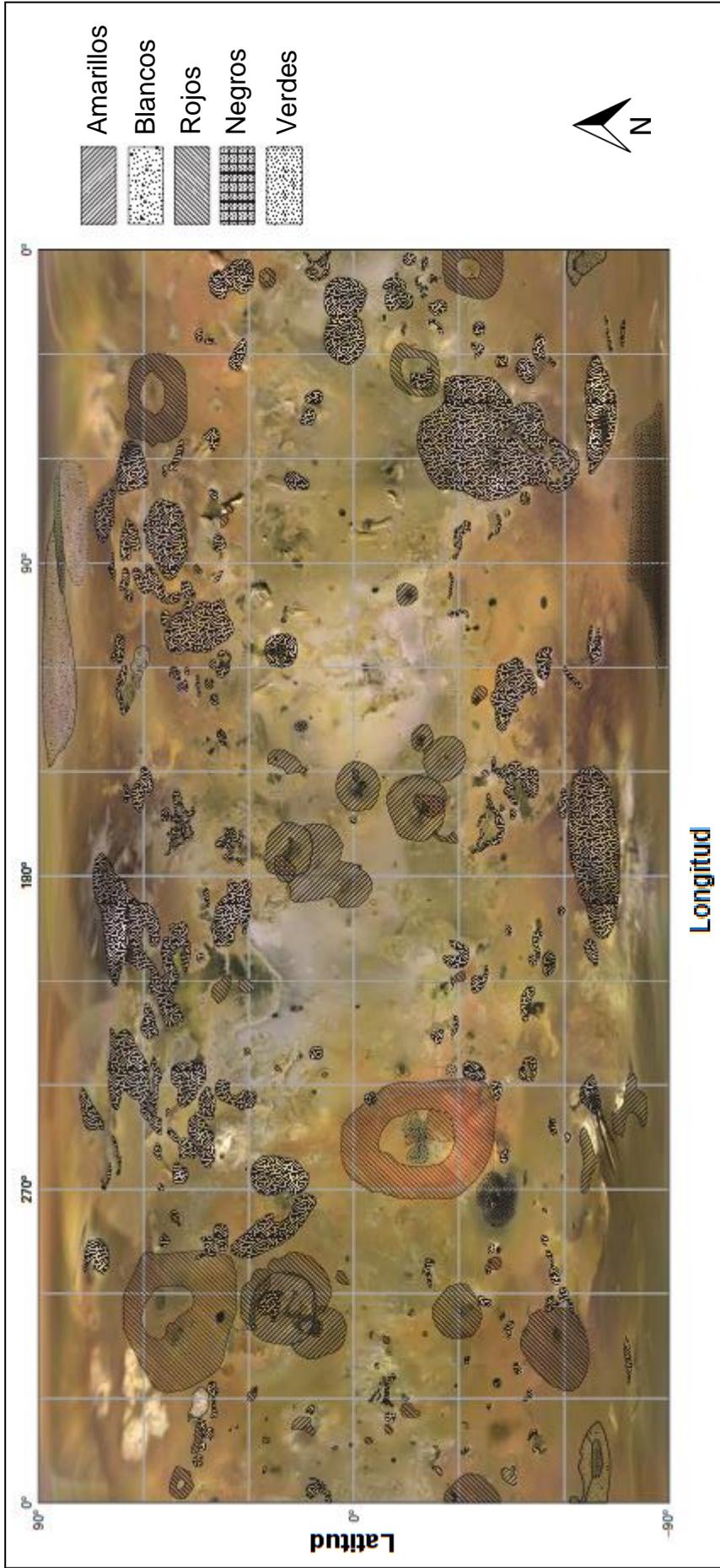


Fig. A4: distribución de los depósitos difusos en la superficie de lo atendido al color predominante en los mismos (modificado de Williams et al., 2011a).

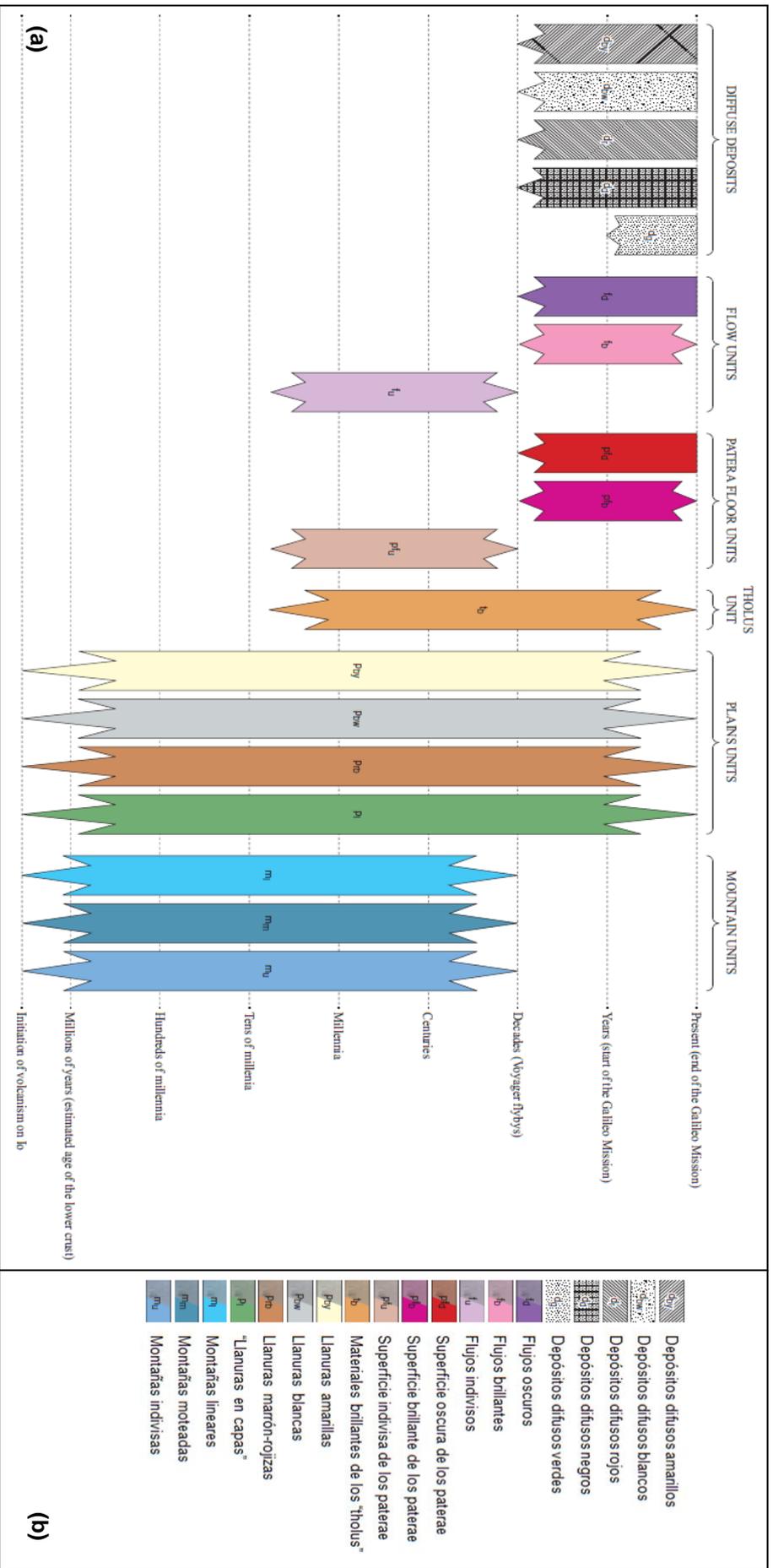


Fig. A5: (a) correlación estratigráfica horizontal de materiales (modificado de Williams *et al.*, 2011a,b); (b) relación de materiales geológicos en función de las unidades geomorfológicas (no es una columna estratigráfica), presentada a modo de leyenda para definir las unidades exhibidas en la correlación estratigráfica horizontal (a) (modificado de Williams *et al.*, 2011a,b).