

03078



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

UNIDAD ACADÉMICA DE LOS CICLOS PROFESIONAL
Y DE POSGRADO
(UACPyP)

PROPUESTA DE UN MODELO DE EVOLUCION
TECTONICA PARA EL AREA DE ISHTAR
TERRA, EN EL HEMISFERIO NORTE DEL
PLANETA VENUS, A PARTIR DE UN
ANALISIS GEOLOGICO Y GEOFISICO

T E S I S
Que para obtener el grado de
MAESTRO EN CIENCIAS
(FISICA ESPACIAL)
p r e s e n t a
ANTONIO HERNANDEZ BAROSIO

México, D. F.

Octubre de 1997

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Dedico esta tesis al Dr. José Francisco Valdés Galicia

Agradesco al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por el invaluable apoyo económico que me ha brindado, sin el cual no hubiera sido posible este trabajo.

También quiero expresar mi agradecimiento a mi comité asesor, a Manuel Mena y a Graeme Stewart.

INDICE

	Pág.
INTRODUCCION	1
1.- ASPECTOS GENERALES	2
I.- Datos del planeta Venus	2
II.- Principales características topográficas de Venus y la importancia de Ishtar Terra	3
III.- Observaciones e investigaciones previas a la sonda Magallanes	5
IV.- La sonda Magallanes y las imágenes de radar utilizadas en este trabajo ...	6
V.- Definición de unidades	7
2.- ANALISIS MORFOESTRUCTURAL Y GEOLOGIA REGIONAL	9
I.- Criterios para la definición de unidades mapeables, procedimientos de mapeo y definición de unidades	9
II.- Unidades geomorfológicas: definición, nombre, localización y descripción	12
III.- Mapeo estructural: características lineales y cinturones orogénicos	16
IV.- Relaciones existentes entre las estructuras y la morfología	19
V.- Análisis estructural y probable sucesión de las deformaciones	20
VI.- Estructuras regionales que revelan procesos geológicos	21
3.- ESTRATIGRAFIA DE ISHTAR TERRA	23
I.- Análisis estratigráfico: descripción de las unidades estratigráficas	23
II.- Relaciones estratigráficas entre unidades y estructuras	26
III.- Modelo propuesto en este trabajo para la estratigrafía y la sucesión de eventos de Ishtar Terra	33
4.- TOPOGRAFIA Y GRAVEDAD EN ISHTAR TERRA	39
I.- Topografía y principales características topográficas	39
II.- Gravedad y anomalías gravimétricas	40
III.- Relación topografía - gravimetría	48
IV.- Distribución de densidades y profundidad de compensación	50

V.- Anomalías gravimétricas y su relación con estructuras geológicas	54
5.- VULCANISMO Y TECTÓNICA EN ISHTAR TERRA	57
I.- Estructuras volcánicas: distribución y descripción	57
II.- Transferencia de calor, convección del manto y hot-spots en Istar Terra	59
III.- Escalas de hot-spots y su evolución	65
IV.- Génesis del magma y procesos eruptivos	67
V.- Cómo es la tectónica en Istar Terra?	70
VI.- Eventos tectónicos detectables	72
VII.- Modelos tectónicos de Istar Terra	72
VIII.- Modelo tectónico de Istar Terra que se propone en este trabajo	74
6.- CONCLUSIONES	80
BIBLIOGRAFIA	82

INTRODUCCION

En este trabajo se analiza una región situada cerca del polo Norte del planeta Venus, llamada Ishtar Terra, la cual contiene una de las estructuras geológicas más espectaculares del Sistema Solar: la altiplanicie Lakshmi.

Para entender el posible origen de esta región se procedió a elaborar un mapa fotogeológico de Ishtar Terra utilizando las imágenes de radar obtenidas por la sonda Magallanes. Posteriormente se hizo un análisis morfoestructural y estratigráfico encaminado a establecer las edades relativas de los rasgos geológicos detectados y la geología histórica del área. Por último, se realizó un análisis gravimétrico para establecer la estructura interna de la corteza y el manto superior venusianos en el área estudiada.

Con los resultados de los análisis antes mencionados y considerando la distribución superficial de los aparatos volcánicos, se procedió a formular un modelo de la evolución tectónica de Ishtar Terra, el cual incorpora las partes funcionales de modelos ya propuestos, de tal forma que den como resultado una explicación más completa de como se conformó tectónicamente esta región hasta llegar a ser el gran complejo geológico que aparece en las imágenes de radar.

Para poder proponer el modelo de evolución tectónica de Ishtar Terra motivo de este trabajo, se fueron logrando objetivos específicos: en primer lugar se hizo una caracterización geológica de la topografía representada en imágenes de radar, lo que permitió establecer un mapa geológico-morfológico, posteriormente se hizo un análisis estratigráfico del mapa antes mencionado que sirvió para postular un modelo de la Geología Histórica de Ishtar Terra, después se utilizaron datos gravimétricos que sirvieron para vislumbrar la relación existente entre la geofísica y la distribución de las unidades geológicas, y por último se realizó un análisis volcánico y tectónico que aunado a lo anterior sirvió para establecer el modelo aquí propuesto.

Cabe mencionar que este modelo es una interpretación apegada a la lógica de los análisis desarrollados durante el trabajo y que seguramente se podrá corroborar o alterar en la medida en que nuevas misiones espaciales logren obtener mejores resoluciones, análisis químicos de las rocas superficiales, sismogramas, y sobre todo fechamientos radiométricos de las diferentes unidades, lo cual en conjunto permitirá establecer más y mejores aproximaciones de como se ha ido conformando no sólo Ishtar Terra, sino la superficie del planeta en conjunto.

ASPECTOS GENERALES

I- DATOS DEL PLANETA VENUS

Venus, la joya del espacio, ha sido conocido desde la antigüedad como la estrella de la mañana y también de la noche. Es el punto más brillante que se observa a simple vista en la bóveda celeste.

Venus es el segundo planeta a partir del Sol y el sexto más grande del Sistema Solar. Su órbita es la más circular de todas, con una excentricidad menor del 1 %. Su rotación es muy lenta y retrógrada (243 días terrestres por 1 día de Venus, un poco mayor que su año, que es de 228 días). Carece de satélites y no presenta campo magnético, tal vez debido a su rotación lenta.

La presión atmosférica de Venus es de 90 atm en la superficie. Su atmósfera está compuesta básicamente de CO_2 , aunque tiene capas de nubes de varios kilómetros de espesor compuestas de H_2SO_4 , lo cual oscurece su vista superficial. Esta densa atmósfera produce un gran efecto de invernadero que eleva la temperatura superficial a 475°C ; la luz solar se filtra a través de la atmósfera en forma de luz blanca y una parte de ella es absorbida por la superficie calentándola; la parte restante es irradiada como radiación infrarroja, pero es atrapada por las nubes que no permiten que escape al espacio. Esto hace que Venus sea más caliente que Mercurio.

Venus se encuentra salpicado por numerosos cráteres de impacto distribuidos al azar sobre su superficie. Los volcanes y los rasgos volcánicos son mucho más numerosos; al menos el 85 % de su superficie está cubierta con rocas volcánicas y el resto son cinturones montañosos altamente deformados. Más de 100,000 pequeños volcanes en escudo motean la superficie, conjuntamente con cientos de grandes volcanes; se encuentran también calderas gigantes de más de 100 km de diámetro; las coronas y los arcaoides son características únicas en Venus y en el Sistema Solar. En la figura 1 se puede observar la distribución superficial de características volcánicas determinadas para Venus (Head et al, 1992).

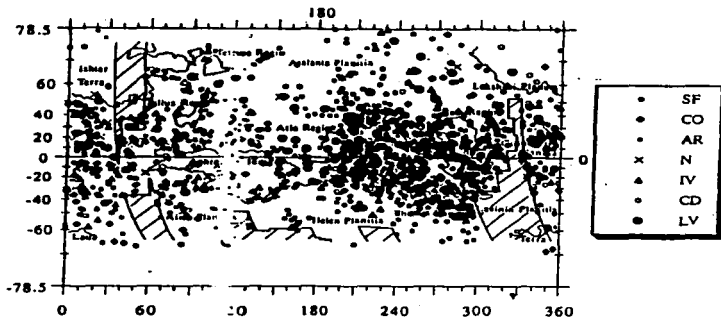


Figura 1.- Distribución global de rasgos volcánicos en la superficie de Venus, mostrando la localización de coronas (CO), monótonas (AR), novae (N), grandes volcans (LV), volcans-intermedios (IV), campos volcánicos (SF) y grandes calderas (CD).

No hay agua, lo cual hace que la erosión sea un proceso lento, y que las características superficiales puedan persistir por cientos de millones de años.

II.- PRINCIPALES CARACTERÍSTICAS TOPOGRÁFICAS DE VENUS Y LA IMPORTANCIA DE ISHTAR TERRA

Se ha dicho que Venus es el planeta gemelo de la Tierra. Ambos son similares en tamaño, masa y volumen; se formaron casi al mismo tiempo y se condensaron a partir de la misma nebulosa. Sus densidades y composición química son similares lo cual permite suponer que bajo las nubes venusinas se encontraría algo parecido a la Tierra.

Hasta hace relativamente poco las densas nubes de Venus no permitían hacer un reconocimiento topográfico-geológico de su superficie. El desarrollo de radio telescopios y de sistemas de imágenes de radar que han orbitado al planeta han hecho posible ver la superficie a través de las nubes.

Así, se ha podido determinar que la topografía de Venus consiste en vastas planicies onduladas, de poco relieve, cubiertas con flujos de lava, grandes depresiones y montañas, y partes elevadas deformadas por actividad geológica. Los terrenos que cubren a la superficie de Venus pueden ser subdivididos en Tierras Bajas (20 %), Planicies Onduladas (70 %) y Tierras Altas (10 %), como se aprecia en la figura 2.

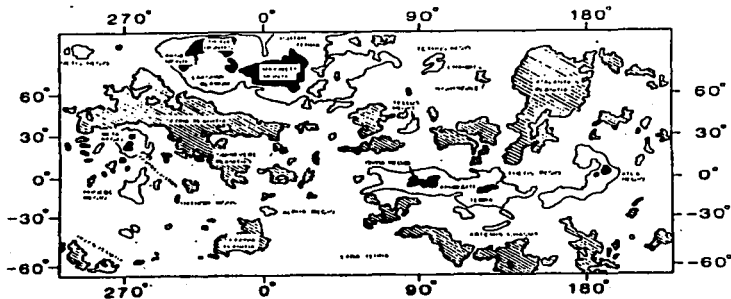


Figura 2.- Altimetría de Venus en proyección de Mercator y principales rasgos distintivos. El radio planetario medio (RPM) es de 6051 km. Áreas oscuras, de -0.4 km abajo del RPM y más abajo; áreas claras, de -0.4 km abajo del RPM a 3.6 km arriba del RPM; áreas blancas, mayores a 3.6 km arriba del RPM. (Modificado de Head et al, 1992).

Las Tierras Altas son dos: Afrodita Terra, a lo largo del Ecuador y aproximadamente del tamaño de Sudamérica, e Ishtar Terra, en el hemisferio N y tan grande como Australia.

Por su gran área, elevación, complejidad y variado arreglo volcánico y tectónico, Ishtar Terra es una manifestación importante de la convección del manto, de la pérdida de calor y de los procesos tectónicos globales que predominan en Venus (Kaula, 1993).

En la figura 3 se aprecia Ishtar Terra, centrada en 0° de longitud E y 62° de latitud N; es un gran bloque elevado cercano al polo N de Venus, el cual puede ser comparado con un cratón terrestre, con vulcanismo y tectonismo intensos. La topografía más alta de Venus ocurre en esta región. En su parte centro-occidental se encuentra la aklipianicie Lakshmi, a 4 km por encima del radio planetario medio (6051.9 km) y con un área estimada de 2×10^6 km². Rodadadola se tienen las montañas de Danu, Akna, Freyja y Maxwell, las cuales representan las regiones más altas del planeta, que tienen de 8 a 12 km por encima del radio planetario medio y de 4 a 9 km por encima de la aklipianicie Lakshmi. El punto de mayor elevación se encuentra en los montes Maxwell.

En la periferia de la aklipianicie y hacia afuera de los cinturones montañosos yacen regiones deformadas completamente denominadas "tesserae". Estas regiones se llaman Clotho, Atropos, Itzapalótl y Fortuna, y están adyacentes a las montañas Danu, Akna, Freyja y Maxwell respectivamente. Después aparecen las Planicies Onduladas y Tierras Bajas que conforman a la mayoría del planeta.

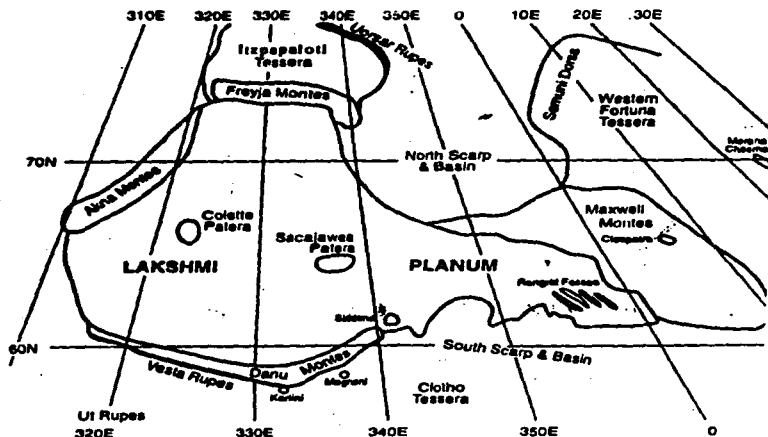


Figura 3.- Mapa de Iakhter Terra en donde se aprecia la altiplanicie Lakshmi, las montañas de Danu, Almas, Freyja y Maxwell, así como los tectonicos Cloiho, Ateguas, Rayocelid y Fortuna. Un grado de latitud es igual a 183.6 km de largo; en las longitudes de Iakhter Terra un grado de longitud varía de 61 a 22 km (Kaula et al. 1992).

Iakhter Terra es única entre las regiones de Venus y de los demás cuerpos del Sistema Solar, ya que ningún otra área tiene una contraparte como la altiplanicie volcánica, y las montañas que la rodean no se encuentran en ninguna otra parte del planeta.

III.- OBSERVACIONES E INVESTIGACIONES PREVIAS A LA SONDA MAGALLANES

Las primeras observaciones de radar de la superficie de Venus fueron obtenidas en los 60's por medio de radiotelescopios situados en la Tierra en Goldstone, California; en Haystack, Massachusetts; y en Arecibo, Puerto Rico. Los datos proporcionaron imágenes de baja resolución (1 a 20 km) y alguna información de las propiedades superficiales.

De 1978 a 1981, el orbitador estadounidense Pioneer Venus obtuvo imágenes de aproximadamente 40°N a 10°S de latitud, con una resolución cercana a 30 km, y datos de

altimetría de 78°N a 63°S de latitud, en coberturas de 100 km y precisión de altitud de 100 m (Fottingill et al, 1991). Estos datos revelaron que la superficie de Venus consiste en planicies onduladas, tierras bajas y tierras altas.

Entre 1983 y 1984, las naves soviéticas Venera 15 y 16 adquirieron las primeras imágenes de radar del hemisferio N venusino. Cerca del 25 % de la superficie fue cubierta con una resolución de 1 a 2 km. La cobertura altimétrica correspondiente fue obtenida en áreas de 40 a 50 km con una precisión de altura de 50 m.

Estos datos demostraron la presencia de características tectónicas tales como levantamientos dómicos, cinturones orogénicos, terrenos fuertemente deformados (tensera), características circulares muy pronunciadas (coronas) y una variedad de planicies y cráteres de impacto (Basilevsky et al, 1989).

Los resultados de las imágenes obtenidas por radiotelescopios terrestres, por mapeo de orbitadores y por altimetría de radar revelaron la necesidad de una cobertura global de datos de radar de la superficie de Venus con resoluciones de varios órdenes de magnitud más pequeños. Estos resultados proporcionaron incentivos para determinar los objetivos de la misión Magallanes, el diseño de sus sistemas sensores y la planeación de sus operaciones.

IV.- LA SONDA MAGALLANES Y LAS IMAGENES DE RADAR UTILIZADAS EN ESTE TRABAJO

La sonda Magallanes fue lanzada en Cabo Canaveral, Florida, a bordo del transbordador espacial Atlantis, el 4 de mayo de 1989 y llegó a Venus el 10 de agosto de 1990. El radiocontacto con la sonda se perdió el 12 de octubre de 1994.

El mapeo de radar de la misión Magallanes produjo las primeras imágenes globales de alta resolución (aprox. 100 m) del planeta Venus (Seamless, 1990). La producción de imágenes del Magallanes consiste en mosaicos con una variedad de formatos y escalas. Los datos del Magallanes correspondientes a la superficie venusina, al procesarse proporcionaron imágenes que fueron denominadas MIDRs (Mosaicked Image Data Records). Hay 4 tipos diferentes de MIDRs: los F-MIDRs y los denominados C1, C2 y C3 MIDRs, los cuales se muestran en la figura 4. Las imágenes usadas en este trabajo son del tipo F-MIDRs (Full Resolution Mosaicked Image Data Records), que tienen una resolución de 75 m/píxel. Estas cubren el área más pequeña de un MIDR, es decir, 5° X 5° en su propia proyección cartográfica sinusoidal de igual área, lo cual en el Ecuador corresponde a una región de 530 X 530 km.

Los F-MIDRS no están disponibles para la superficie completa de Venus, solamente fueron hechas con esta resolución (que es la más alta) algunas áreas de especial interés para la comunidad científica. Afortunadamente, la gran mayoría de Ishtar Terra forma parte de esas áreas.

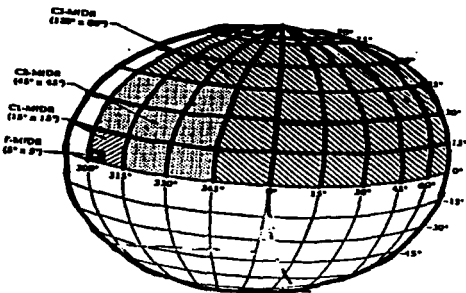


Figura 4.- Representación esquemática de los diferentes tipos de imágenes disponibles para la superficie de Venus. Las F-MDRs son las de mayor resolución y son las usadas durante el desarrollo del presente trabajo.

En este trabajo fueron analizadas 41 imágenes de radar, correspondientes todas ellas a F-MDRs del área de Ishtar Terra. Con estas imágenes se formó un mosaico que abarca un área que se extiende aproximadamente de 52.5°N a 77.5°N en latitud y de 290°E a 30°E (pasando por 0°) en longitud. Este mosaico fue la base para efectuar diversos análisis, los cuales se describirán en los capítulos posteriores, y es el que se muestra en el anexo I.

V.- DEFINICION DE UNIDADES

Las primeras designaciones de las características superficiales de Venus fueron introducidas en los 60's y 70's. Estas designaciones fueron dadas para características de radar brillantes reconocidas en observaciones de radares terrestres hechas desde los E.U.A. Las investigaciones de Venus con sondas espaciales revelaron un panorama detallado de la superficie planetaria. Esto dio como resultado los primeros mapas de la topografía de Venus y proporcionó la posibilidad de introducir un sistema de nomenclatura unificado para las características superficiales.

Como Venus es el único planeta con nombre femenino, el Grupo de Trabajo Para la Nomenclatura Planetaria (WGPN, acrónimo en inglés) de la Unión Astronómica Internacional (IAU) decidió usar sólo nombres femeninos para las características topográficas venusianas, excepto tres rasgos que ya tenían nombre con anterioridad: Alfa

Regio, Beta Regio y Montes Maxwell.

Se usaron términos genéricos del latín como parte de los nombres para todos los tipos de rasgos topográficos, (Barba, 1990). Todas las unidades de terreno se definen como términos geográficos y sólo describen la apariencia de la característica y no su naturaleza geológica o geofísica. Así, se tienen las siguientes formas y su significado.

Tipo	Plural	Significado
Chasma	Chasmata	Cañón
Corona	Coronae	Estructura de forma oval
Crater	Cratera	Cráter
Dorsum	Dorsa	Dorsal ó "ridge"
Fossa	Fossae	Depresión en forma de surcos
Fluctus	Fluctus	Canal de flujo
Linea	Lineae	Líneas ó marcas elongadas
Mons	Montes	Montañas
Patera	Paterae	Cráter somero ó caldera
Planitia	Planitiae	Planicie baja
Planum	Plana	Aktiplanicie
Rupes	Rupes	Escarpes
Terra	Terrae	Massa terrestre ó continente
Tessera	Tesserae	Terreno tipo tejado
Vallis	Valles	Valles

Estos nombres en latín, seguidos del nombre femenino del rasgo topográfico en cuestión son los que se usaron en los casos necesarios en el desarrollo del presente trabajo.

ANÁLISIS MORFOESTRUCTURAL Y GEOLOGÍA REGIONAL

L- CRITERIOS PARA LA DEFINICIÓN DE UNIDADES MAPEABLES, PROCEDIMIENTOS DE MAPEO Y DEFINICIÓN DE UNIDADES

La adquisición de imágenes de radar de alta resolución permite la caracterización geológica de los rasgos topográficos y un entendimiento de su distribución regional. Las imágenes de alta resolución revelan la presencia de vulcanismo abundante, deformación tectónica extremadamente compleja, rasgos ovoidales muy grandes, de aparente origen volcánico-tectónico, y cráteres de impacto.

El propósito del mapeo geológico de la superficie de un planeta es caracterizar y clasificar áreas y materiales, así como organizar la información para poder analizarla en términos de historia y de procesos geológicos.

Como en el mapeo geológico terrestre, los procedimientos estratigráficos son usados aquí para definir la distribución y la geometría de los cuerpos rocosos presentes. Tales procedimientos estratigráficos son los siguientes:

1.- Las unidades de roca son delineadas con base en su composición y características litológicas asociadas, sin considerar su modo de origen.

2.- Los límites entre las unidades son puestos en donde cambian las propiedades físicas de las unidades de roca.

3.- La edad relativa de las unidades rocosas se determina a partir de las relaciones de contacto con las unidades adyacentes:

3.1.- Las unidades de roca que comúnmente ocurren en forma tabular son más jóvenes en el orden en que se superponen sobre unidades más antiguas que no han sufrido deformaciones.

3.2.- Las unidades no estratificadas (masivas) comúnmente son más jóvenes que la roca huésped que cortan, cubren o deforman.

Asimismo, Saunders et al (1990), propusieron las bases para la interpretación de imágenes de Venus. Los lineamientos enunciados por ellos son los que se han usado por las diferentes personas que han interpretado imágenes venusinas; en este trabajo se usan esos mismos criterios que son los siguientes:

1.- Las planicies suaves son oscuras en las imágenes de radar y pueden incluir estructuras pequeñas y ridges.

2.- Las planicies brillantes consisten de partes de diferente brillo, con márgenes lobulados que sugieren flujos de lava o volcanes en escudo.

3.- Las planicies reticuladas se caracterizan por dos o más sistemas de lineamientos

que se intersectan.

4.- Las zonas de falla o fractura son áreas brillantes con alta concentración de lineamientos, muchos de ellos identificados como depresiones o escarpes que representan zonas de extensión cortical y rifts.

5.- Los cinturones orogénicos consisten en cordilleras que comparten un patrón morfológico relativamente común.

6.- Los terrenos son sitios de elevada topografía, frecuentemente con planicies complejas que presentan multifases de deformación.

7.- En todos los casos los lineamientos pueden mapearse como unidades de terreno de diferente densidad de fracturas, canales o ridges.

8.- Las unidades volcánicas se caracterizan por flujos radiales de diferente brillo, racimos de domos y flujos.

9.- Las coronas se caracterizan por anillos de canales y cordilleras rodeando a una estructura volcánica.

10.- Otras características diferenciables son: escarpes, depresiones, anillos de cráteres de impacto, eyecciones de impacto, halos y partes oscuras y/o brillantes.

Así, los mapas que se analizan en éste y en los siguientes capítulos muestran sólo la distribución de las características geológicas fundamentales. Los verdaderos mapas geológicos, que incluyen la identificación de unidades estratigráficas de roca requieren el uso conjunto de imágenes, altimetría, emisividad, reflectividad, y en la medida de lo posible, datos geoquímicos de las zonas de aterrizaje.

La definición de unidades geológicas mapeables que se usa aquí utiliza los procedimientos de mapeo enunciados en los párrafos anteriores, en donde se ve que para la Tierra una unidad de roca se define como una subdivisión de la corteza terrestre, diferenciada y limitada a partir de sus características físicas observables, comúnmente la litología (ACSN, 1961). En el mapeo de Venus una unidad rocosa debe definirse con base en sus características de radar y entonces es difícil hacer un mapeo geológico con una definición de unidades estrictamente litológica (Head et al, 1978). Wilhelms (1990) definió las unidades de roca de otros planetas como "aquellas diferenciadas y limitadas con base en sus características físicas observables, las cuales podrían incluir morfología superficial y albedo". Además de estas dos características, en este trabajo se ha utilizado un amplio rango de estructuras morfológicas y texturales para definir, distinguir y caracterizar unidades, las cuales incluyen: cráteres de impacto, flujos lobulados, anillos y diferencias de densidades estructurales.

Con base en todo lo expuesto anteriormente y utilizando la morfología superficial y las estructuras tectónicas, estas unidades bien pueden denominarse unidades morfoestructurales en vez de unidades geológicas, ya que todavía pasará mucho tiempo antes de que puedan definirse con certeza las unidades geológicas.

De acuerdo con lo anterior, se lograron diferenciar 13 unidades morfoestructurales mapeables en el área de Ishtar Terra y son las mostradas en el anexo III. Esta distribución de unidades corresponde a la "geología de radar" del área estudiada en este trabajo.

Las unidades diferenciadas en el mosaico del anexo III se describen a continuación; se han utilizado mayúsculas para indicar el tipo principal y minúsculas para indicar las características que han permitido diferenciarlas.

Terrano tipo tessera (Tt).- Unidad representada por crestas y canales que se intersectan, bloques de forma continental y pequeñas islas que aparecen en medio de planicies.

Terrano densamente fracturado en planicies (Tdfp).- Se encuentra en forma de remanentes entre las planicies de lava, asociado al terrano tipo tessera en la parte S y W de Ishtar Terra.

Terrano densamente fracturado asociado a coronas (Tdfc).- Este tipo de unidad susceptible se asocia a las estructuras tectónicas denominadas coronas, formando parte de ellas. Se encuentra dentro de los anillos que circundan a estas estructuras.

Planicies fracturadas con crestas (Pfc).- Forma remanentes casi alternados con Tt entre las planicies y se caracteriza por fracturas y crestas relativamente anchas y de varias decenas de kilómetros de longitud.

Planicies con crestas rugosas (Pcr).- Este terrano se distribuye casi en toda el área, excepto en Tt y en la altiplanicie Lakshmi. En la mayoría de los casos presenta un fondo sobre el cual aparecen muchas otras características y tipos de terrenos que bien podrían subdividirse. Presenta una coloración oscura a gris al radar y se caracteriza por la presencia de una malla de crestas rugosas.

Cinturones orogénicos (Co).- Estos son de color claro en el radar y se encuentran rodeando a la altiplanicie Lakshmi. Consisten en racimos de pliegues muy amplios y densamente espaciados.

Anillos de crestas en coronas (Acc).- Este terrano corresponde a sectores de crestas que se encuentran fuera de los anillos de las coronas en forma de semicírculos.

Crestas y fracturas de arcnoides (Cfa).- Este terrano se ubica al W-NW del área de estudio y se caracteriza por su estructura arcnoidal típica y su color claro al radar.

Planicies suaves (Ps).- Este terreno se caracteriza porque es uniforme y prácticamente no presenta estructuras. Es de colores oscuros y se distribuye en forma de planicies en casi toda el área de Ishtar Terra.

Planicies lobuladas (Pl).- Esta unidad se encuentra asociada y sobre las planicies suaves. Se caracteriza por la presencia de derrames lobulados de colores más claros que Ps.

Fracturas en anillos corónales (Fac).- Estas estructuras conforman un terreno que forma parte de los anillos corónales. Las fracturas están poco espaciadas y conforman semicírculos.

Terreno de rifts y fracturas asociadas (Trñ).- Este terreno forma enjambres y racimos de fallas paralelas y anastomosadas asociadas a canales. Se localiza de manera adyacente a Pa.

Cráteres con paraboloideas oscuros (Cpo).- Son cráteres de impacto cuyo interior es oscuro. Presentan una superficie adyacente de color claro y no contienen deformaciones posteriores.

Las unidades de terreno descritas anteriormente conforman la "geología de radar" del área de Ishtar Terra. Dentro de toda esta gama de caracteres diferenciables es posible inferir algunos procesos geológicos que son los que han ido configurando la distribución actual de terrenos.

II.-UNIDADES GEOMORFOLOGICAS: DEFINICION, NOMBRE, LOCALIZACION Y DESCRIPCION

Las imágenes de radar de Ishtar Terra muestran que los rasgos geomorfológicos son abundantes y están ampliamente distribuidos. Generalmente, la geomorfología de un planeta depende de tres factores principales: litología, clima y procesos geológicos (craterismo de impacto, vulcanismo y tectónica). Estos últimos son los responsables de la morfología actual de Ishtar Terra, y debido a la erosión muy limitada, una vez que las estructuras geomorfológicas han sido creadas, raramente son modificadas.

Las observaciones de las imágenes han proporcionado información cuantitativa acerca de la morfología (tamaño y forma) de los rasgos, así como de su asociación con otras estructuras. Sin duda, la superficie original del área de Ishtar Terra ha sido modificada por un amplio rango de procesos volcánicos, tectónicos, de relajación gravitacional y de craterismo de impacto. Estas deformaciones han producido la morfología actual, caracterizada por planicies, cinturones orogénicos, coronas, tesserae, etc.

En la tabla I se pueden apreciar las características geomorfológicas que se lograron diferenciar en el presente trabajo. Se indica su nombre, localización y dimensiones; la localización se determinó considerando la latitud al N del Ecuador y la longitud al E del meridiano central, el cual, por convención se considera en el punto más alto del planeta situado en los montes Maxwell. Los nombres de cada estructura son aquellos aceptados por el WGPSN, la mayoría de ellos fueron publicados en un mapa topográfico del hemisferio N de Venus a escala 1: 15, 000,000 publicado conjuntamente por EUA/URSS (USGS, 1989). Las estructuras que dicen "sin nombre" fueron detectadas en este trabajo y se consideran una aportación del mismo.

Nombre geográfico (nombre de la estructura)	Localización (lat. N / long. E)	Dimensiones (km diám. / km long.)
Armasitas		
1.- Sin nombre	54.0 / 326.5	385.0
Cráteres de impacto		
2.- Alhamorrova	61.3/367.9	49.4
3.- Busto	62.0 / 322.0	28.0
4.- Clapneto	65.8 / 7.1	105.0
5.- Collera	70.8 / 300.2	48.1
6.- Damaon	8.1 / 291.7	46.3
7.- Oromina	72.4 / 337.5	16.5
8.- Indira	64.1 / 289.8	16.6
9.- Paha	68.2 / 363.8	14.9
10.- Kartini	57.8 / 333.0	23.4
11.- Lyndanila	62.1 / 329.7	14.1
12.- Magda	67.0 / 329.7	10.1
13.- Magnani	58.6 / 337.2	26.4
14.- Oculhoron	70.7 / 289.7	46.0
15.- Oropelto	71.2 / 323.1	21.7
16.- Rito	71.0 / 334.8	8.3
17.- Savigna	52.6 / 326.5	29.6
18.- Siddema	61.6 / 340.6	47.0
19.- Sigrid	63.6 / 314.4	16.2
20.- Wanda	71.3 / 325.0	17.5
21.- Zdenka	65.1 / 299.0	12.5
22.- Zlata	64.6 / 333.9	7.0
Chamela		
23.- Sin nombre	68.0 / 300.0	900.0
24.- Sin nombre	68.0 / 310.0	600.0
25.- Sin nombre	77.5 / 330.0	2000.0
Chicozotl		
26.- Hina	63.7 / 20.0	415.0
Coronco		
27.- Ocas	67.8 / 298.7	500.0
28.- Sin nombre	67.5 / 350.0	520.0
29.- Sin nombre	54.0 / 326.0	480.0
Durango		
30.- Ancha	59.9 / 357.8	341.0
Flaco		
31.- Sin nombre	54.0 / 345.0	1050.0
32.- Sin nombre	67.5 / 305.0	600.0
Fresco		
33.- Rangrid	62.7 / 356.4	243.0
34.- Vallyria	58.2 / 7.0	357.0
Mesa		
35.- Alaa	68.9 / 318.2	830.0
36.- Dusa	58.5 / 334.0	808.0
37.- Freyja	74.1 / 333.8	579.0
38.- Maxwell	65.2 / 3.3	797.0

Patena		
39.- Sacajevna	64.3 / 335.4	233.0
40.- Sin nombre	74.1 / 312.2	130.0
41.- Sin nombre	62.3 / 341.5	100.0
Planicie		
42.- Quimovuro	-----	-----
43.- Sasvovochka	84.6 / 328.0	2773.0
44.- Sedna	5.1 / 40.3	1500.0
45.- Lada	30.0 / 35.0	1000.0
46.- Atakuta	165.0 / 63.0	4000.0
Plazón		
47.- Lakshani	68.6 / 339.3	2343.0
Raga		
48.- Uenar	76.8 / 341.2	820.0
49.- Ua	55.3 / 321.9	676.0
50.- Vento	58.3 / 323.9	788.0
Terra		
51.- Ishtar	70.4 / 27.5	5409.0
Tesoro		
52.- Atropae	71.5 / 304.0	469.0
53.- Chelno	56.4 / 334.9	289.0
54.- Fortna	68.9 / 45.1	2801.0
55.- Szepesláci	73.7 / 317.6	380.0
56.- Meira	58.7 / 310.5	361.0

Tabla I.- Rasgos geomorfológicos detectados para el área de Ishtar Terra.

Cada rasgo geomorfológico tiene características distintivas que lo definen y lo diferencian de los demás; así, los nombres mencionados en la tabla anterior se señalan en el anexo II, de acuerdo al número que tienen, y cada nombre genérico se define como se describe a continuación.

Aracnoide.- Son características circulares y elongadas que podrían estar relacionadas a coronas. Se caracterizan por una estructura central, ya sea un domo o una depresión, la cual está rodeada por rasgos circulares concéntricos y lineales radiales (Stoffin et al, 1992). El aracnoide localizado se caracteriza por dos anillos concéntricos, un domo central y una serie de rasgos lineales semirradiales.

Cráteres de impacto.- Son depresiones circulares rodeadas por un anillo de eyecciones en las que hay un cambio sistemático de morfología: conforme aumenta el diámetro del cráter, aparece un pico central (< 10 km Ø no hay pico central, > 10 km Ø pico central). Se identificaron 21 cráteres de impacto mayores todos ellos a 10 km de diámetro, caracterizados por un pico central y un anillo de eyección.

Channels.- Son canales de lava que sobresalen dentro de las planicies y teseras debido a sus cientos de miles de km de longitud y a su poca o nula ramificación.

Mantienen una anchura constante a lo largo de grandes distancias y su color puede ser claro u obscuro en imágenes de radar. Se localizaron tres canales de lava, los cuales hasta la fecha no tienen un nombre oficial; éstos se encuentran en tesseras de altura intermedia y se extienden hacia las planicies.

Chasmata.- Corresponden a grandes cañones producto de deformaciones aparentemente compresivas. Generalmente se encuentran dentro de las tesserae, en lugares donde cambian los patrones de deformación. En el área de trabajo se detectaron dos, los cuales tienen cientos de kilómetros de longitud.

Coronae.- Son rasgos circulares y elongados que varían de 75 a 1 000 km de diámetro y se caracterizan por anillos de canales y ridges concéntricos (Proia, 1990). Los anillos que rodean a las coronas tienen de 10 a 150 km de diámetro y generalmente se encuentran en topografía elevada. Se detectaron tres coronas caracterizadas por estructuras volcánicas y dos anillos concéntricos formando semicírculos.

Dorsum.- Según Stoffin et al, (1987), estas estructuras están caracterizadas por una topografía elevada y un alto grado de sinuosidad; se encuentran en casi todas las regiones planas. En el área de estudio se ubicó una dorsal caracterizada por lineamientos de color claro, poco espaciados. Son de origen volcánico.

Fluctus.- Los flujos forman unidades de mapeo importantes, pues pueden ser fuertemente contrastantes ya que muestran partes brillantes y oscuras. Las fuentes de la lava generalmente no son perceptibles. Se detectaron dos flujos, los cuales no se han nombrado oficialmente, pero son perfectamente diferenciables en la imagen.

Fossae.- Estas se han identificado como líneas de color claro que revelan la presencia de topografía positiva o negativa. Se cree que son de origen extensional y se encuentran en altiplanos y planicies. Se identificaron dos de ellas en el margen W de Lakshmi, caracterizadas por lineamientos de color claro de unos 300 km de longitud.

Mons.- Estas estructuras se caracterizan por una topografía positiva conformada por pliegues y otros rasgos asociados que han permitido interpretarlas como cinturones orogénicos (Kaula, 1993). Se localizaron cuatro zonas de montañas, todas ellas de colores claros, en la periferia de Lakshmi. Son de origen tectónico.

Paterae.- Ford (1992), las ha definido como depresiones circulares y elongadas no asociadas a edificios bien definidos. Muestran patrones de fracturas a su alrededor y se ubican en regiones de topografía elevada (Head et al, 1992). En este trabajo se ubicaron tres; la más grande y muy conocida llamada Sacajawea y otras dos que no tienen nombre oficial.

Planitiae.- Corresponden a planicies volcánicas que cubren grandes áreas de tierras bajas, separadas por grandes elevaciones o cinturones montañosos; se extienden sobre el 85 % de la superficie planetaria y en imágenes de radar muestran rasgos de depresión

(Ford et al, 1992). En el área de estudio se localizan los límites de cinco de ellas, las cuales se encuentran rodeando a Ishtar Terra y se caracterizan por estar fuertemente fracturadas.

Planum.- Lakshmi es la única altiplanicie de Ishtar Terra y de todo el planeta. Es perfectamente diferenciable debido a sus enormes dimensiones ($10 \times 10^6 \text{ km}^2$). Se caracteriza porque en ella se encuentran tres enormes calderas de origen volcánico y porque está limitada por grandes cinturones orogénicos.

Rupes.- Stoffa et al (1996), los caracterizan como lineamientos brillantes interpretados como fallas normales que se alinean paralelamente al rumbo de canales y cubren una región más ancha que un canal por sí sólo. Son abundantes en las planicies y en las tierras altas. Se localizaron tres de ellos: dos en las planicies y uno en las tierras altas del N de Lakshmi, los cuales aparecen como rasgos lineales brillantes.

Terra.- Rasgo topográfico perteneciente a las tierras altas, de las cuales en Venus sólo hay dos. Ishtar es una de ellas y es semejante a un cratón continental terrestre. Se caracteriza básicamente por cinturones orogénicos, la altiplanicie Lakshmi y tesserae.

Tesserae.- Consiste en regiones elevadas en forma de planicies, caracterizadas por al menos tres sistemas de lineamientos que se intersectan (Basilevsky, 1986). Se encontraron cinco unidades de este tipo, las cuales se caracterizan por estar adyacentes a los cinturones orogénicos que bordean la altiplanicie Lakshmi.

En suma, se puede decir que los tres procesos geológicos que han creado y modificado la morfología actual de la superficie de Ishtar Terra son el craterismo de impacto, el vulcanismo y la tectónica.

III.- MAPEO ESTRUCTURAL: CARACTERISTICAS LINEALES Y CINTURONES OROGENICOS

Los patrones tectónicos y estructurales mapeados en Ishtar Terra reflejan cambios en el estilo e intensidad de las deformaciones. Esta región presenta evidencias de deformación tectónica compresiva muy intensa (Basilevsky et al, 1986). Los montes Akna, Freyja, Danau y Maxwell representan la topografía más alta del planeta y han sido interpretados como cinturones orogénicos que crecen a partir de deformación compresiva horizontal normal a su rumbo (Crumpler et al, 1986), lo cual también ha influenciado a los alrededores tales como los terrenos tipo tessera.

En términos generales, las estructuras presentes en Ishtar Terra se pueden clasificar en cinco grandes grupos.

1.- Grandes fracturas.- Estas se localizan hacia el Centro-Sur y al O del área de estudio y consisten en alineamientos gruesos, ampliamente espaciados y de color claro.

2.- Alineamientos de aracnoide.- Este tipo de estructuras presenta patrones concéntricos radiales que conforman un aracnoide. Se ubican en el extremo O del área de

estudio.

3.- **Alineamientos coronarios.**- Estas estructuras se encuentran asociadas a las coronas, formando semicírculos alrededor de las mismas. Se encuentran al Centro-Este, SO y O del área de Iuhar Terra.

4.- **Alineamientos generales.**- Estos alineamientos varían en cuanto a densidad, orientación y distribución, y se encuentran prácticamente en todo tipo de terrenos; son generalmente delgados y de colores claros, aunque los hay también oscuros.

5.- **Cinturones orogénicos.**- Estas estructuras son cuatro y se encuentran perfectamente bien diferenciadas bordeando a la altiplanicie Lakshmi. Son de colores claros y abarcan áreas relativamente grandes.

En el anexo IV se pueden apreciar los tipos de estructuras mencionados en el párrafo anterior.

Con fines prácticos y considerando que los cuatro primeros grupos son alineamientos, se pueden establecer dos grandes grupos de estructuras.

Características lineales.- La deformación puede ocurrir no solamente como resultado del fracturamiento, sino también del plegamiento. En la mayoría de los casos no puede encontrarse una evidencia clara en las imágenes de radar acerca de si los denominados valles y crestas (Rousca y Bailevsky, 1986) son fallas o pliegues. En general, estas características están comúnmente asociadas con estructuras circulares a ovales en forma radial y concéntrica, y con planicies en forma paralela, subparalela, anastomosada y entrecruzada. Aunque todos estos tipos de fracturamientos pueden ser generados por levantamientos y fracturamientos corticales, muchos de ellos pueden entenderse como manifestaciones superficiales de diques asociados a emplazamiento lateral o vertical de magma a partir de cámaras magmáticas (Parfitt y Head, 1991). Su longitud, orientación y abundancia son función de varios factores que incluyen: tamaño de las cámaras, grado de generación de magmas, y esfuerzos regionales compresivos y distensivos. En el modelo propuesto en la figura 5 se puede apreciar un posible origen de las características lineales, de acuerdo a lo antes mencionado.

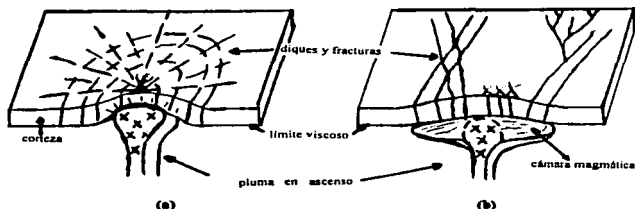


Figura 5.- Modelo del posible origen de las características lineales. (a) en coronas y arcuadas. (b) en planicies y tenarea.

Cinturones orogénicos.- Las características de los cinturones orogénicos indican que una sola orientación del esfuerzo principal no puede explicar todos los rasgos deformationales que presentas, ya que evidentemente hay dos tipos de deformaciones.

1.- Crestas y canales lineales orientados paralelamente al rumbo de las montañas (interpretadas por diversos autores como anticlinales y sinclinales).

2.- Discontinuidades lineales que cortan el rumbo de las crestas y canales (interpretadas como movimientos con desplazamiento a rumbo).

Lo anterior se aprecia en la figura 6 y puede tener dos significados: que hubo varios episodios orogénicos separados en dirección y tiempo, o que hay varias fases de un sólo episodio orogénico. Considerando que todos los cinturones son de la misma edad (Basilevsky, 1990), el segundo caso sería el más viable, ya que la variación en orientación de esfuerzos podría relacionarse a heterogeneidades reológicas o geométricas (Crumpler et al, 1986) en la corteza en deformación, lo cual no produciría alineamientos en la orientación de los cinturones orogénicos y sus estructuras, provocando rotaciones y modificaciones con deformación continua.



Figura 6.- Esta imagen corresponde a los montes Freyja y en ella pueden apreciarse las crestas y canales lineales con orientación paralela al rumbo y las discontinuidades lineales - que los cortan.

Por otra parte, Lugt (1985) propone que las corrientes astenosféricas que arrastran la litósfera son la causa de los esfuerzos, en cuyo caso las variables que podrían afectar a los esfuerzos sobre la litósfera serían: la geometría y velocidad de las corrientes, el acoplamiento friccional entre corrientes y litósfera, el espesor de la litósfera y la vorticidad de las corrientes.

IV.- RELACIONES EXISTENTES ENTRE LAS ESTRUCTURAS Y LA MORFOLOGIA

La distribución de estructuras vistas en el punto anterior y la distribución morfológica conformada por los diferentes tipos de unidades definen una serie de conjuntos morfológico-estructurales que tienen una ubicación específica en el área de Ishtar Terra. Dichos conjuntos tienen expresiones morfológicas y estructurales distintivas y bien definidas, y se ensucian a continuación.

Conjunto planicies-planicies.- Este tipo de relación se aprecia en las planicies, en donde los patrones de fracturamiento son casi continuos entre diferentes tipos de planicies. Los patrones cambian de muy densos, a poco densos, a casi nulos y son subparalelos a anastomosados.

Conjunto planicies-coronas.- Esta relación se inicia en los sitios donde aparecen coronas y se extiende a través de ellas hasta desaparecer dentro de las planicies. Su origen debe estar relacionado a la formación de coronas y los patrones son radiales y concéntricos.

Conjunto planicies-cinturones orogénicos.- Este tipo de ensamble se aprecia al S de los montes Maxwell y Danu. Está caracterizado por enormes escarpes que definen abruptamente el límite entre las planicies y los cinturones orogénicos.

Conjunto planicies-tejeras.- En este tipo de relación se puede apreciar que gran parte de los patrones de fracturamiento de las planicies se adentra en el terreno tipo tejera. Este conjunto se ve claramente al S, SO y NO del área de Ishtar Terra.

Conjunto tejerse-cinturones orogénicos.- Este ensamble se caracteriza por pares bien definidos: Clotho-Danu, Atropos-Akna, Itzapalótl-Freyja y Fortuna-Maxwell. Sus estructuras presentan la misma orientación y se presentan de la altiplanicie Lakshmi hacia afuera.

En el anexo V se pueden apreciar los conjuntos antes mencionados.

Estos conjuntos indican claramente una sucesión de eventos, pues algunos patrones estructurales desaparecen repentinamente para ser suplantados por unidades completamente diferentes y sin lugar a dudas más recientes.

La distribución y las características de los conjuntos demuestra que han operado esfuerzos tectónicos horizontales y verticales en el área de Ishtar Terra. (Head, 1990).

V.- ANALISIS ESTRUCTURAL Y PROBABLE SUCESION DE LAS DEFORMACIONES

Al analizar cada uno de los conjuntos mencionados anteriormente se puede establecer que ha existido igual número de eventos de deformación. Tales eventos están caracterizados y diferenciados por su espaciamiento, densidad, orientación, configuración y extensión. Por ejemplo, el patrón de fracturamiento entrecruzado que caracteriza al terreno tipo tessera es diferente del que nos define a las planicies o a los cinturones orogénicos, tanto por sus distintas orientaciones, como por su intensidad. En el análisis estratigráfico posterior se establece una edad relativa para cada una de las unidades morfoestructurales que conforman a Ishtar Terra; de acuerdo a estas edades y considerando los conjuntos ya mencionados, se puede proponer la siguiente sucesión de eventos.

Deformación del terreno tipo tessera.- Esta es la deformación más antigua encontrada. Es inicialmente de compresión y posteriormente de extensión (Biedschadler et al, 1992). Los cráteres de impacto encontrados en este terreno no están deformados, lo cual indica que el terreno ya no ha sido deformado y que probablemente su deformación fue catastrófica (Basilevsky y Head, 1994).

Fracturamiento denso de planicies y levantamiento de coronas.- Esta deformación corresponde a planicies fuertemente deformadas por un patrón denso de fracturas y grabens. Este patrón afecta al terreno tipo tessera cuando entra en contacto con él. Esta es una fase de deformación extensiva que probablemente sea una distensión de la fase terminal de la deformación de tessera. El ejemplo característico se encuentra al S del área de estudio.

Deformación de planicies y cinturones orogénicos.- Esta deformación es evidentemente compresiva, lo cual se ve en las arrugas de algunas planicies y en los pliegues que conforman a los cinturones orogénicos. Es difícil establecer el origen de los esfuerzos en este caso particular, pero se considera que tal vez se deba de alguna manera al levantamiento de la altiplanicie Lakshmi.

Fracturamiento espaciado de planicies y relajamiento de coronas.- Esta deformación es distensiva y se caracteriza por fracturas asociadas a rifts y por grabens locales (Basilevsky y Head, 1994). Se encuentra en gran escala al SE de la altiplanicie Lakshmi y al W de Ishtar Terra. Probablemente sea la etapa de relajación posterior a la compresión que generó a los cinturones orogénicos, o bien puede ser un fracturamiento debido al emplazamiento de grandes cámaras magnéticas en la corteza.

Grandes fracturas locales.- Este tipo de fracturamiento es muy local, pero de dimensiones considerables. Afecta tanto a las unidades más jóvenes, como a las más antiguas y se localiza básicamente al SE de la altiplanicie Lakshmi. Probablemente se trate de una etapa de relajación reciente debida a la evacuación de material de grandes cámaras

magnéticas, pues se encuentra asociado a zonas de grandes planicies elevadas.

La secuencia de eventos de deformacionales descrita anteriormente trata de establecer una historia tectónica para el área de Ishtar Terra, aunque es susceptible de modificarse si se tiene una mejor resolución que proporcione un mapeo más detallado.

En el anexo VI se aprecian las deformaciones antes mencionadas. Cabe hacer notar que en algunos casos las deformaciones parecen ser muy locales debido a que existen derrames más recientes que las cubren.

VL- ESTRUCTURAS REGIONALES QUE REVELAN PROCESOS GEOLÓGICOS

Durante el análisis de las imágenes de radar se pudieron interpretar varios tipos de procesos geológicos que han sucedido en Ishtar Terra. Estos procesos son: evidenciados por grandes estructuras regionales y entre ellos se pueden mencionar: vulcanismo, tectonismo, tectonismo de impacto, movimientos de material superficial inducidos por gravedad e intemperismo químico. De estos cinco procesos, los más importantes para cubrir los objetivos de este trabajo son los cuatro primeros, los cuales se describen a continuación.

Vulcanismo.- Evidentemente este proceso geológico es el responsable de la formación de las planicies periféricas y de la altiplanicie Lakshmi. La morfología y la asociación de éstas con algunos centros volcánicos (calderas como Secajawes, grandes volcanes como Colette, campos volcánicos y fisuras) y zonas de fallamiento dejan poca duda de que son flujos de lava solidificados de relativamente baja viscosidad (Fronin, 1986), típica de planicies formadas por vulcanismo basáltico. En muchos lugares de las planicies se observan numerosos domos de unos 20 km de diámetro, algunos con un cráter en la cima; su distribución es irregular y se encuentran en racimos alternando con áreas libres de ellos, lo cual indica que su presencia no se relaciona del todo con el vulcanismo que formó a las planicies. En el último capítulo se verá ampliamente el vulcanismo de Ishtar Terra.

Tectonismo.- Los procesos tectónicos son interpretados a partir de la consideración de las características morfológicas de las imágenes. Pueden distinguirse tres tipos de terrenos ligeramente traapezados cuyo origen es evidentemente tectónico.

1.- Terreno tipo tessera.- Corresponde a tierras altas que se ubican alrededor del altiplano Lakshmi, cuya morfología está dominada por sistemas de crestas y canales entrecruzados unos con otros de manera diagonal, en chevrón, ortogonal y/o caótica. Su morfología puede deberse a esfuerzos de deformación predominantemente horizontales. El origen de la deformación es desconocido, pero se han propuesto la expansión gravitacional debida a levantamientos producidos por hot-spots (Basilevsky, 1986; Fronin, 1986) y los procesos de relajación gravitacional (Bindschadler et al, 1987).

2.- Cinturones orogénicos.- Son sistemas de crestas y canales subparalelos

que rodean al aklipiano Lakshmi y forman los cinturones orogénicos de Maxwell, Dasa, Freyja y Akna. Se han propuesto para su formación una serie de movimientos laterales compresivos y distensivos a lo largo de fallas y desplazamientos relacionados a plumas centradas en la aklipiania Lakshmi (Frona, 1986).

3.- Características circulares y radiales concéntricas.- Estas corresponden a coronas y arcaenoides. El diámetro de los anillos es hasta de 600 km en coronas y de 200 km en los arcaenoides. Su origen podría estar relacionado a levantamientos dómicos sobre plumas ó diapiras del manto, deformación superficial del flanco de crecimiento y subsiguiente colapso del núcleo (Head, 1986). Algunos autores consideran a la aklipiania Lakshmi como una megacorona (Frona, 1986; Head, 1990).

En suma, las observaciones hechas indican que los movimientos tectónicos horizontales y verticales son típicos en la superficie de Ishtar Terra.

En el anexo VII pueden verse las características tectónicas señaladas anteriormente.

Craterismo de impacto.- Este proceso también es evidente en las imágenes observadas. Conforme el diámetro aumenta, la morfología presenta transiciones a picos con picos centrales y finalmente a cuencas de anillos similares a los cráteres de los cuerpos congelados (Basilevsky, 1986).

Movimientos gravitacionales.- Estos se ubican principalmente en los cinturones orogénicos, hacia la parte externa; también en las coronas y arcaenoides. Generalmente están orientados pendiente abajo y corresponden a procesos de relajación producidos como resultado de los tres procesos antes descritos.

En el anexo VIII se pueden apreciar los cráteres de impacto y los movimientos gravitacionales antes mencionados.

ESTRATIGRAFIA DE ISHTAR TERRA

L-ANALISIS ESTRATIGRAFICO: DESCRIPCION DE LAS UNIDADES ESTRATIGRAFICAS

En este capítulo se trata de establecer las relaciones estratigráficas entre varias estructuras y terrenos con el fin de proponer un escenario real para la sucesión de eventos. Se examinaron doce regiones que abarcan a todos los tipos de terrenos y estructuras y se estableció una sucesión estratigráfica en cada región para discernir si hay caracteres generales dentro y entre estas áreas, con objeto de establecer una posible estratigrafía general.

La aproximación aquí propuesta es similar a la usada en estratigrafía fotogeológica terrestre. En la Tierra, las unidades estratigráficas de roca están definidas como "...la subdivisión de las rocas de la corteza terrestre distinguidas y delimitadas con base en características físicas observables ... e independientes de los conceptos de tiempo e historia geológica inferida ..." (ACSN, 1961). En el mapeo planetario las unidades estratigráficas deben ser ampliamente definidas de acuerdo a sus características de radar (Bailevsky y Head, 1993) y es muy difícil apearse al proceso de mapeo geológico de cortezas planetarias con una definición de unidades estrictamente litológica. Wilhelm (1990), señaló que al mapear planetas se usa como definición amplia de unidades estratigráficas de roca "aquellas distinguidas y delimitadas con base en sus características físicas observables", lo cual incluye morfología superficial y albedo (Head et al, 1989).

Además de la aspereza superficial y el albedo, se utiliza un amplio rango de estructuras morfológicas y texturas para definir, distinguir y caracterizar unidades, incluyendo densidad de cráteres, fracturas tectónicas, flujos lobulados, canales, crestas tectónicas, cinturones orogénicos, y anillos de crestas y de canales. Con base en estas descripciones y utilizando la morfología superficial y las estructuras tectónicas, estas unidades podrían describirse mejor como unidades morfoestratigráficas en vez de las unidades de roca pobremente definidas.

En el análisis se utilizó un marcador estratigráfico específico que son las Fisacias con Crestas Rugosas (Pcr), ya que aparece en once de las doce áreas estudiadas, lo cual nos permite ver si hay o no otras formaciones geológicas de diferente edad. Para cada una de las doce áreas (de 330 X 330 km aprox.) se analizaron las relaciones estratigráficas entre todas las características sobresalientes, estructuras y terrenos. La lista de sitios bajo estudio está dada en la tabla II, y su localización se muestra en el anexo IX.

Número	Latitud. °N	Longitud. °E
1	72.46 - 77.55	318.27 - 345.24
2	67.46 - 72.55	285.89 - 345.28
3	67.46 - 72.55	314.69 - 334.08
4	67.41 - 72.50	343.29 - 382.54
5	62.46 - 67.55	284.67 - 341.90
6	57.46 - 62.55	293.57 - 348.19
7	57.46 - 62.55	306.16 - 318.77
8	57.41 - 62.50	337.90 - 350.50
9	37.46 - 62.55	348.51 - 401.13
10	57.46 - 62.55	316.79 - 359.36
11	52.46 - 57.55	313.20 - 324.04
12	52.41 - 57.50	331.50 - 342.33

Tabla II. - Sitios de análisis estratigráfico.

Al describir las doce áreas, se caracterizaron prácticamente todas las situaciones geológicas usando solamente doce tipos principales de unidades de terrenos y estructuras; éstas se designan por letras y son las que se muestran en el anexo X.

En la tabla III se pueden apreciar las unidades caracterizadas.

Número	Unidad	Símbolo	Sitios No.	Área (km)
1	Tosera	Tt	1,2,3,4,7,8,10,12	530 X 530
2	Terrano Dens. Frec.	Tdd/Fdt	2,4,5,6,7,8,9,11,12	530 X 530
3	Plan. Frec. con Crestas	Pf	2,6,7,9,11	530 X 530
4	Chimarrón Orogénico	Co	1,3,4	530 X 530
5	Plan. con Crestas Raras	Pcr	1,2,4,5,6,7,9,10,11,12	530 X 530
6	Ar. de Crestas en Corrientes	Acc	2,4,5	530 X 530
7	Frec. en arañas Corrientes	Fac	4	530 X 530
8	Terr. de Rilla y Frec. Asc.	Trh	2,6,7,8,9,10,11	530 X 530
9	Crestas y Frec. de Actc.	Ch	2	530 X 530
10	Planicies	Pa/Pi	1,2,3,4,6,7,8,9,10,11,12	530 X 530
11	Frescos	F	1,2,5,7,8,9,10,11	530 X 530
12	Colt. con Panch. Oscuros	Cpo	2,5,7	530 X 530

Tabla III. - Unidades caracterizadas para el análisis estratigráfico.

A continuación se describen las unidades morfoestratigráficas caracterizadas en el presente análisis; el orden en que se presentan es cronológico, iniciando con la más antigua y terminando con la más reciente, de acuerdo a lo analizado.

1.- Tosera (Tt).- Esta unidad consiste de al menos dos sistemas de crestas y canales que se intersectan y es el resultado de deformación tectónica de un terreno precuarar (Sakhanov, 1992). Las crestas y canales son estructuras tectónicas que conforman un componente esencial de este terreno y son un aspecto clave de su definición como unidad. Su precuarar no se observa. Forma bloques tipo continental y pequeñas islas que están sobre y dentro de los terrenos adyacentes. Ocupa alrededor del 20 % de la superficie de Isthar Terra y fue observada en diez de las doce áreas analizadas.

2.- Terreno densamente fracturado.- Estas unidades consisten en enjambres de fracturas radiales y paralelas que algunas veces se interseccionan, con muy poco espaciamiento entre ellas (< 1 km). Su terreno precursor fue aparentemente las planicies. Existen dos variedades de este terreno: Terreno densamente fracturado en planicies (Tdfp), el cual se encuentra abundantemente entre las planicies y el terreno tipo tesera, con un patrón de fracturamiento subparalelo; y Terreno densamente fracturado asociado a coronas (Tdfc), el cual presenta patrones radiales. Aunque las fracturas son elementos estructurales, en este caso son un elemento importante de la morfología de este terreno y sirven como aspecto clave en la definición de esta unidad. Tdfc se observó en tres áreas, Tdfp en ocho y Tdfc-Tdfp en dos. El porcentaje promedio del área ocupada por ambos tipos de terreno es de 8 a 10 %.

3.- Planicies fracturadas con crestas (Pfc).- Esta unidad se encuentra en forma de remanentes entre las Planicies con crestas rugosas (Pcr). Su característica típica es la presencia de crestas arregladas en escalón y formando cinturones. Presuntas fracturas que evidentemente son remanentes de Tdfp. Fue observada en cinco de los doce sitios y ocupa no más del 10 % del área estudiada.

4.- Cinturones orogénicos (Co).- Esta estructura fue observada de manera prominente tres veces en las áreas muestreadas. Esta morfoestructura consiste en amontonamientos de crestas poco espaciadas y de poca longitud. En algunos lugares hay áreas planas entre las crestas. Abarcan un 8 % de la superficie estudiada.

5.- Planicies con crestas rugosas (Pcr).- Esta unidad de terreno en la mayoría de los casos presenta un trasfondo en el cual son vistas muchas otras características y terrenos. Una característica sobresaliente es la presencia de una retícula de crestas, lo cual conforma su elemento estructural distintivo. Fue observada en once áreas y su abundancia es estimada en un 10 % del área estudiada.

6.- Anillos de crestas en coronas (Acc).- Estas estructuras rodean a los anillos de las coronas en sectores que conforman círculos incompletos. Esta unidad fue observada en tres áreas de las doce estudiadas. Podrían ser posteriores a la formación de las planicies puesto que son más prominentes que ellas. El porcentaje de área que ocupan es mínimo.

7.- Fracturas en anillos coronales (Fac).- Estas estructuras se encontraron alrededor de una corona solamente; están muy espaciadas. Sólo se observaron en una de las doce áreas analizadas. El porcentaje areal que ocupan es despreciable.

8.- Terreno de rifts y fracturas asociadas (Trfa).- Estas estructuras forman enjambres y racimos de fallas subparalelas y anastomosadas. En algunos lugares están muy poco espaciadas y el ancho entre fracturas es variable. Se observa vulcanismo asociado en forma de flujos que emanan de los rifts (Senske et al, 1988). Esta unidad fue observada en siete zonas de análisis y el área promedio ocupada por la misma es de 1 a 3 % del total.

9.- **Crestas y fracturas de arcaicoide (Cfa).**- Esta estructura semeja un arcaicoide. Se relaciona a arrugas locales en las planicies y tiene patrones concéntricos radiales, los cuales conforman al arcaicoide. Esta estructura sólo se observó en uno de los sitios estudiados.

10.- **Planicies.**- Estas conforman unidades que no están cortadas por crestas. Las planicies libres de crestas ó Planicies suaves (Ps) son homogéneas y no tienen lóbulos o flujos diferenciables. Las Planicies lobuladas (Pl) tienen morfología promimente de flujos lobulados. Ps se observó en once áreas y Pl en tres. La abundancia promedio de ambas es menor al 20 % del área total.

11.- **Fracturas (F).**- Estas estructuras están presentes por todas partes, pero aquí sólo se marcaron como tipo de estructuras en la secuencia estratigráfica aquíllas que evidentemente se encuentran entre los episodios de actividad geológica más recientes.

12.- **Cráteres con paraboloides oscuros (Cpo).**- Estos cráteres están considerados entre el 10 % de las estructuras más jóvenes de Venus (Campbell et al, 1984). El porcentaje de área que ocupan es despreciable; en tres áreas de estudio se encontraron este tipo de estructuras y parecen ser más jóvenes que las demás unidades. En varias de las doce áreas analizadas hay cráteres de impacto sin paraboloides asociados y su significado morfoestratigráfico requiere un estudio especial; aquí simplemente se considera que son más antiguos que Cpo.

En las unidades estratigráficas definidas y en la secuencia estratigráfica que se propone, una de las características fundamentales es la presencia o ausencia de deformación, la cual difiere de unidad a unidad en patrón, abundancia y espaciamiento. Aunque las fibras estructurales son comúnmente un factor en la definición de unidades geológicas planetarias (Tanaka, 1994), se ha tenido cuidado en distinguir entre las unidades estratigráficas bien definidas y la deformación estructural que ocurre como parte de ellas. Varias características estructurales distintivas y grupos de características fueron distinguidas en las áreas de estudio, las cuales podrían ser subdivididas estratigráficamente en varios episodios de deformación. Seguramente se requerirá de muchos años de mapeo y de análisis íntimos de los datos antes de que surja un mapeo detallado.

II.- RELACIONES ESTRATIGRAFICAS ENTRE UNIDADES Y ESTRUCTURAS

Para analizar estas relaciones se estableció una columna morfoestratigráfica y una secuencia geológica de unidades y estructuras en cada una de las doce áreas estudiadas. Posteriormente se examinó la relación (correlación) entre las columnas para encontrar los temas comunes en la secuencia de eventos. En los análisis estratigráficos se usó Pcr como terreno de referencia local debido a que aparece en 11 de las áreas estudiadas. Así, fueron analizadas todas las otras unidades para determinar si son pre-Pcr, sincrónicas con Pcr o posteriores a Pcr. Los criterios para establecer las relaciones estratigráficas fueron: la

presencia o ausencia de ceramientos por planicies y la presencia o ausencia de disrupción y cortes por crestas o fracturas.

Los resultados de estos análisis se presentan en la tabla IV en forma de columnas estratigráficas y secuencias geológicas para cada área en cuestión.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
	Cpo			Cpo	Cpo	Cpo F Pe	F Pe	F Pe	F Pe	F Pe	Pe/Pl	Pe
Pa/Pl	Pa/Pl Cb	Pa	Pa		Pe							
	F Acc/Trfs Pcr Pc		Acc/Fac	F Acc Pcr Pc	Tdfc Pcr Pfc Tdfp/Tdfc	Tdfc Pcr Pfc Tdfp	Tdfc Pcr Pfc Tdfp	Tdfc Pcr Pfc Tdfp	Tdfc Pcr Pfc Tdfp	Tdfc Pcr Pfc Tdfp	Tdfc Pcr Pfc Tdfp	Pcr
Pcr Co		Co			Tdfc Pcr Pfc Tdfp	Tdfc Pcr Pfc Tdfp	Tdfc Pcr Pfc Tdfp	Tdfc Pcr Pfc Tdfp	Tdfc Pcr Pfc Tdfp	Tdfc Pcr Pfc Tdfp	Tdfc Pcr Pfc Tdfp	Tdfc Pcr Pfc Tdfp
Tt	Tt	Tt	Tt	Tt	Tt	Tt	Tt	Tt	Tt	Tt	Tt	Tt

Tabla IV.- Columnas estratigráficas y secuencias geológicas resultantes.

A continuación se examinan las unidades, estructuras y relaciones estratigráficas en áreas clave dentro de los sitios estudiados con objeto de ilustrar las técnicas y mostrar cómo se alcanzaron las conclusiones generales de la tabla anterior. Los mapas que acompañan a las imágenes son diagramas que pretenden ilustrar las características básicas, la distribución y las relaciones entre varias unidades y estructuras. La simbología usada en los mapas sirve para discernir la distribución y la configuración de unidades y estructuras, y es la mostrada en la figura 7.

SIMBOLOGIA

	Tt - Tesseract		Cfa - Crestas y fracturas de arcnolde
	Tdfp/Tdfc - Planicies y coronas densamente fracturadas		Pa/Pl - Planicies suaves; Planicies lobuladas
	Pfc - Planicies fracturadas con crestas		F - Fracturas
	Co - Cinturones orogénicos		Cpo - Cráteres con paraboloides oscuros
	Pcr - Planicies con crestas rugosas		Contacto geológico
	Trfs - Terreno de rifts y fracturas asociadas		Contacto geológico inferido
	Acc/Fac - Anillos de crestas en coronas; Fracturas en anillos coronales		Areas con carencia de datos

Figura 7.- Simbología usada en los mapas que acompañan a las imágenes analizadas.

Las características típicas de Tesseract se ilustran en las imágenes (a) y (b) de la figura 8. En éstas, la fábrica estructural casi ortogonal de este terreno se preserva y está

rodando por Td₁. Tanto T₁ como Td₁ son circundados por Pcr y Pfc; a su vez Pa cubre a Td₁ y a Pcr en la imagen (b). En ambas imágenes se observan porciones de T₁ rodeadas por plinicias que posteriormente fueron fuertemente fracturadas (Td₁); algunas de las fracturas claramente se extienden dentro de T₁. El vulcanismo continuó, dando lugar a fragmentos de Pcr y Pa, superpuestas en T₁ y Td₁. Pa no está modificada por Pcr, aparentemente porque es posterior a la formación de crestas.

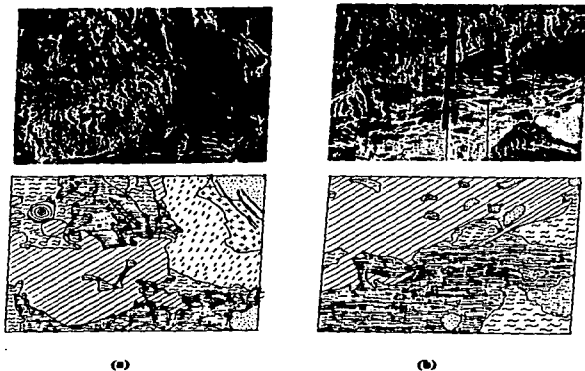
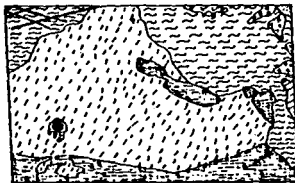
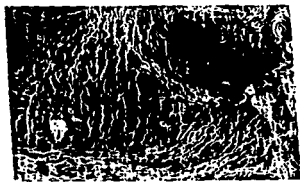


Figura 8.- Interpretación de las imágenes 7 y 12.

En las imágenes (a) y (b) de la figura 9 también se aprecia una serie distintiva de relaciones estratigráficas. Después de T₁, las unidades más antiguas que se aprecian son Td₁ y Td₂. Pfc rodea a T₁, pero a su vez es cubierta (interrumpida) por Pcr. En (a) se ve que Fac y Trh cubren a Pcr. Siguiendo esta secuencia, en (a) se aprecia grandes fracturas que cortan tanto a Pfc como a Pcr, pero que son cubiertas por Cfa. En el SE de la imagen (a) se aprecian flujos suaves y lobulados en contacto con Pcr y Acc. Coronando a esta secuencia se encuentra Cdp el cual es posterior a todos los demás eventos en esta área.



(a)

(b)

Figura 9.- Interpretación de las imágenes 2 y 5.

A pesar de que en la imagen (a) de la figura 9 y en la (a) de la figura 8 Pñc rodea a Tt, se ha considerado que la secuencia es Tt-Tdñ-Pñc, ya que en la imagen de la figura 10 Pñc no está afectada por el fracturamiento que dio origen a Tdñ.



Figura 10.- Interpretación de la imagen 6.

En la imagen de la figura 11 se aprecia que tanto Tt como Td₁ y P₁ se encuentran rodeadas por Tr₁, lo cual indica que esta última es más reciente. En la parte N-NW de la misma, P₂ rodea a Tt y finalmente hay un fracturamiento más reciente que todo lo demás, lo cual es evidente ya que corta tanto a P₂ como a Tt.



Figura 11.- Interpretación de la imagen 8.

En las imágenes (a) y (b) de la figura 12 la unidad más antigua es Td₁, la cual en (a) se encuentra rodeada por P₁, P₂ y P₃, lo cual indica que es anterior a las tres. En orden de antigüedad le siguen P₁, que en (a) está rodeada por Tr₁ y P₂; aunque aquí aparentemente P₂ es más antigua que P₁, esto es un efecto topográfico, ya que como se estableció en (a) de la figura 9, P₂ traslapa a P₁. Posteriormente vinieron las planicies (P₃) que en ambas imágenes rodean a las demás unidades y por último un fracturamiento de grandes dimensiones el cual afecta tanto a las unidades más jóvenes, como a las más antiguas.

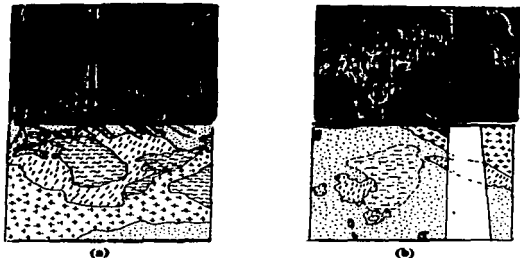


Figura 12.- Interpretación de las imágenes 9 y 11.

En las imágenes (a) y (b) de la figura 13, la unidad más antigua es T1, seguida de Co. Esto se evidencia porque en (a), una serie de alineamientos que se originan en Co se extienden a T1. Posteriormente se formó Pcr, la cual rodea a T1 en la parte N-Centro de (a). Por último se presentan Pz y P1 circundando a las demás unidades. Probablemente P1 sea una fase terminal del evento que originó a Pz debido a que P1 es mucho más viscosa e jugar por su morfología.

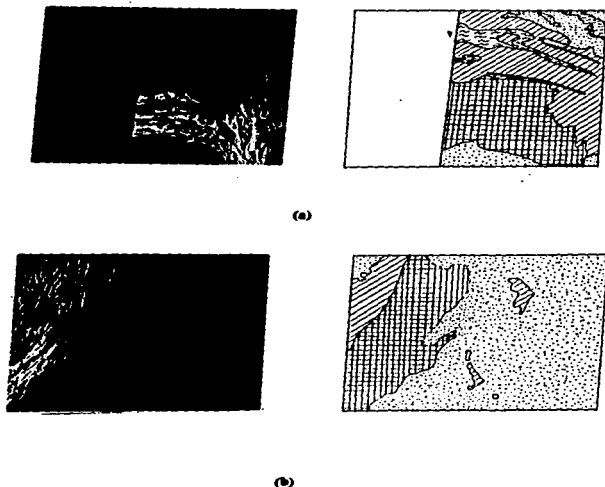


Figura 13.- Interpretación de las imágenes 1 y 3.

Las relaciones de las coronas se ilustran bien en (a) de la figura 9 y en la figura 14. Tdsc es la parte más antigua de ellas y generalmente se orienta radialmente desde el interior de la corona. En (a) de la figura 9 Pcr rodea a la corona y es a su vez interrumpida por Acc. En la figura 14, Fac y Acc son rodeadas totalmente por Pz, lo cual indica la juventud relativa de esta última.



Figura 14.- Interpretación de la imagen 4.

Este análisis debería probar la estratigrafía y establecer si esta secuencia estratigráfica corresponde a eventos geológicos sucedidos en toda el área estudiada o si se trata simplemente de secuencias ocurridas en diferentes lugares y tiempos. Sin embargo, es difícil determinar con precisión lo anterior, ya que las técnicas usadas y la resolución de las imágenes no permiten claramente la secuencia de eventos, aunque sí permiten una aproximación aceptable.

Con base en el análisis anterior y en el mapeo geológico y estructural, se puede establecer un esquema de edad relativa de correlación entre varios terrenos y estructuras de Ishtar Terra. Este esquema se especifica a continuación.

- 1).- Los terrenos tipo tessera probablemente constituyeron en el pasado un único "paleocontinente".
- 2).- La aklaplancie Lakshmi y los cuatro cinturones orogénicos asociados a ella tienen un mismo origen genético.
- 3).- Los patrones estructurales de los terrenos tipo tessera presentan sistemas de crestas similares a los de los cinturones orogénicos adyacentes y probablemente se formaron al mismo tiempo.
- 4).- Las planicies alrededor de la aklaplancie Lakshmi están completa o parcialmente limitadas por arcos de crestas. Parecen ser estíftes de Lakshmi y probablemente tienen un origen parecido.

5).- Los límites externos de los terrenos tipo tessera son siempre planicies más jóvenes.

Con base en el esquema de correlación de edades relativas antes mencionado, se puedan establecer las siguientes posibles condiciones.

1.-Existió un gran paleocontinente de terreno tipo tessera cerca del polo N de Venus.

2.- La aklipianicie Lakshmi vino a ser una gran protuberancia en la orilla del paleocontinente tessera, probablemente sobre varios puntos calientes del manto.

3.- El paleocontinente fue fragmentado por planicies volcánicas más jóvenes que descansan en el basamento tipo tessera subaidido.

4.- Ishtar Terra es el remanente del antiguo paleocontinente, en el cual un fenómeno del manto (probablemente un mega hot-spot) provocó el surgimiento de la aklipianicie Lakshmi.

Las relaciones aquí descritas, dentro y entre las diferentes áreas analizadas, y las columnas geológicas podrían resumirse en forma de un modelo general de la secuencia estratigráfica y de la Geología Histórica de Ishtar Terra. Estos puntos son los que se proponen en el siguiente tema.

III.- MODELO PROPUESTO EN ESTE TRABAJO PARA LA ESTRATIGRAFIA Y LA SUCESION DE EVENTOS DE ISHTAR TERRA

Se han usado técnicas estándar para la determinación de la posición estratigráfica relativa para cada una de las doce áreas estudiadas, estableciendo así una columna estratigráfica para cada sitio y examinando la correlación entre las columnas para buscar los terrenos comunes en la secuencia de eventos. Los resultados de este análisis han mostrado que las secuencias estratigráficas en todos los sitios estudiados son similares y pueden combinarse en un modelo estratigráfico regional de Ishtar Terra y es el que se presenta en la tabla V.

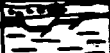




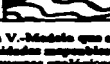
Unidades y estructuras	Respuesta geológica	Evento	Procesos	Resumen de procesos
Cps [F] Pc, Pn		*Impulsión reciente. *Fract. local intensa. *Fm. curvas y lobul.	*Celdas recientes de corrientes. *Rifts. *Volcanismo.	<div style="display: flex; flex-direction: column; align-items: center;"> <div style="margin-bottom: 10px;">↑ Estratificación</div> <div style="margin-bottom: 10px;">↕ Tectónica compresiva</div> <div style="margin-bottom: 10px;">↕ Formación de coronas</div> <div style="margin-bottom: 10px;">↕ Vulcanismo</div> <div style="margin-bottom: 10px;">↕ Cuaternario de impacto</div> <div style="margin-bottom: 10px;">↓ Tectónica</div> </div>
[Ch] [F] [Tsb] [Foc]		*Fract. de arcoide. *Fract. local intensa. *Pueden fracturas locales.	*Rifts. *Tectónica distensiva local.	
[Acc] Pcr		*Crestas de coronas. *Formación de Pcr. *Empizamiento de planicies.	*Tectónica compresiva. *Volcanismo.	
[Ca] PR		*Formación de Ca. *Empizamiento de planicies.	*Tectónica compresiva. *Volcanismo.	
Tdf Tdfp		*Fract. de planicies. *Levad. de coronas. *Empizamiento de planicies.	*Fm. de Lobulami. *Tectónica distensiva. *Volcanismo.	
Tt		*Deformación de Tt. *Fm. del prototipo de tessera.	*Gran deformación compresiva y distensiva.	

Tabla V.- Modelo que se propone para la estratigrafía general de Istar Terra
 Columnas: 1.- Unidades posibles en orden de posición estratigráfica; las estructuras están entre -
 parentesis. 2.- Respuestas geológicas. 3.- Eventos sucedidos en la historia geológica. 4.- Procesos que
 dieron lugar a dichos eventos. 5.- Resumen de procesos geológicos.

Esta secuencia proporciona evidencias para un modelo estratigráfico que puntualiza temas básicos en la historia de Istar Terra como lo son: la formación de tessera, los episodios de vulcanismo formador de planicies alternados con episodios de fracturamiento distensivo y compresivo, y rifts geológicamente recientes con vulcanismo asociado.

De acuerdo con la estratigrafía antes propuesta, es posible vislumbrar un modelo de la sucesión de eventos de Istar Terra y es el que se enuncia a continuación.

El terreno tipo Tessera se formó durante un período temprano de deformación intensa. Head (1994) observó que la deformación más antigua es compresiva y la más joven distensiva.

Siguiendo y en coincidencia con los estados terminales de formación de Tessera se formaron planicies volcánicas que fueron fuertemente deformadas por un patrón intenso de grabens y fracturas (Tdfp). Esta fase de deformación distensiva parece estar relacionada a la fase tardía de deformación extensional observada en Tt, porque frecuentemente los grabens y fracturas de Tdfp son paralelos y continuos con aquellos observados en Tt. En esta época se iniciaron los levantamientos que dieron origen a las coronas, incluyendo a la

altiplanicie Lakshmi (algunos autores han propuesto que se trata de una megacorona; Proia, 1986).

El emplazamiento de planicies volcánicas continuó, pero la deformación de las planicies cambió de distensiva (Tdfp) a compresiva, como lo muestra la formación de crestas en Pfc, Co y Pcr. Frecuentemente hay evidencias claras de la formación de crestas a partir de planicies volcánicas, seguidas por el subsiguiente rodeo de planicies volcánicas aún más jóvenes. En esta época también se formaron las crestas de coronas (Aoc).

Posteriormente vino una deformación distensiva evidenciada por Trfs y grabenas y fracturas locales (F). En esta misma época se formaron las estructuras distensivas que dieron origen a Fac y a Cfs.

La superposición estratigráfica muestra que Pz ha sido emplazada recientemente y que P1 probablemente sea producto de magmas más evolucionados que salieron por los mismos conductos que Pz. En esta etapa es evidente que ha continuado la fase de relajación distensiva. Cdp corona a esta secuencia; esta unidad sólo abarca a los criterios de impacto de colores claros, ya que según Basilevsky (1990), "el análisis de las imágenes es una evidencia convincente de que con el tiempo los halos brillantes de radar se vuelven grises (memos brillantes), probablemente debido al recalentamiento exogénico"; además, estas estructuras no presentan una deformación posterior.

Hasta aquí el modelo propuesto para la secuencia de eventos y la evolución de Ishtar Terra, pero cabe aclarar que una estructura que merece gran atención dentro de esta área es la altiplanicie Lakshmi, la cual es una estructura única dentro del Sistema Solar. Un modelo que describe la formación y evolución de Lakshmi debe explicar el origen de las características siguientes: su gran elevación, su naturaleza de planicie y su forma poligonal, los cinturones orogénicos compresivos que la rodean, su abundante vulcanismo, la presencia de unidades de Tt, y las relaciones temporales de vulcanismo y tectonismo (Roberts y Head, 1990).

Existen varios tipos de procesos geológicos que se han propuesto para explicar la formación de Lakshmi: expansión térmica debida al crecimiento de una pluma en el manto profundo (Proia, 1986), engrosamiento cortical como resultado de convergencia horizontal -underthrusting- (Crumpler et al, 1986; Vorder et al, 1989), delaminación litosférica (Bird, 1979), y "underplating" (Bindschadler et al, 1992). Sin embargo, estos modelos no han respondido cabalmente a las interrogantes que ofrece Lakshmi.

El levantamiento térmico debido a una pluma que crece en el manto explica la elevación y el vulcanismo, pero no parece ser capaz de dar la configuración, los cinturones orogénicos y el ambiente tectónico compresivo. No hay grandes caracteres compresionales y la relajación gravitacional no produce los cinturones orogénicos circundantes. Lo anterior se muestra en la figura 15.

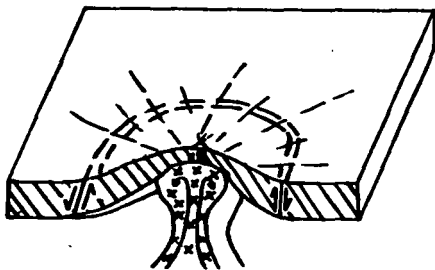


Figura 15.- Levantamiento térmico debido a una pluma que crece en el manto. Nótese el ambiente tectónico debido al levantamiento.

La convergencia horizontal podría producir los cinturones orogénicos, pero sólo en un extremo de la aklipianicie. Además, este proceso sería incapaz por sí sólo de producir la aklipianicie y sus grandes calderas asociadas. En la figura 16 se ve como la convergencia horizontal sólo produciría cinturones orogénicos en un lado de la aklipianicie.

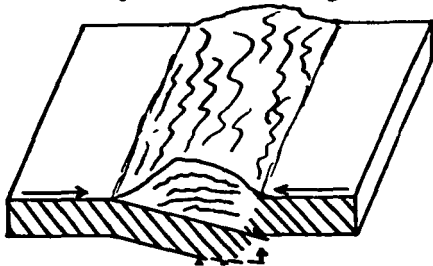


Figura 16.- Convergencia horizontal que produce un cinturón orogénico, pero no genera aklipianicias ni calderas.

El "crustal underplating" involucra el emplazamiento de grandes volúmenes de material de baja densidad en o cerca del límite corteza-manto. La relajación gravitacional de tal evento causa que la superficie de elevación aumente hasta que la carga topográfica

balances a las fuerzas de flotación a profundidad, pero aquí no se produce ninguna deformación compresional por lo que no se explican los cinturones orogénicos como se aprecia en la figura 17.

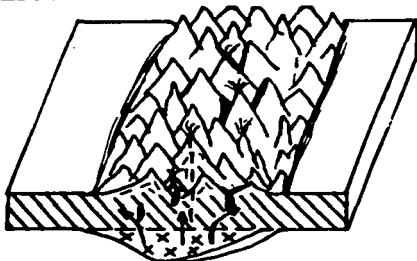


Figura 17.- "Cristal underplating" que por sí sólo no logra producir cinturones orogénicos.

La delaminación litosférica debida a estratificación de densidades por inestabilidades gravitacionales es incapaz de explicar el ambiente compresivo de la ahipliancic. Si la delaminación es de gran escala se puede iniciar un proceso de "downwelling", pero este modelo está restringido a ser axisimétrico y no produciría la forma poligonal de Lakshmi. Esto se muestra en la figura 18.

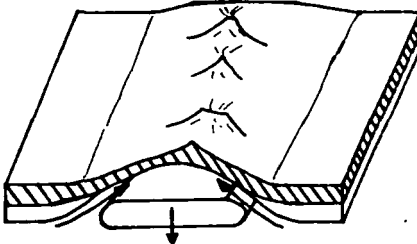


Figura 18.- Delaminación litosférica. Nótese que no podría producir la forma poligonal de la ahipliancic.

Muchas de las características asociadas pueden juntarse en un modelo que involucre convergencia horizontal y acortamiento cortical como resultado de una colisión, imbricación, levantamiento y posible subducción de corteza (o delaminación). Estos procesos han sido propuestos para la formación de los cinturones orogénicos. Un modelo consistente en estos procesos puede explicar la elevación, el vulcanismo (por fusión basal de la corteza engrosada) y la forma irregular de la altiplanicie.

En el capítulo siguiente se hace un análisis topográfico y gravimétrico de Ihtar Terra, y los resultados que se obtienen son fundamentales para proponer un modelo de evolución tectónica del área de estudio. Dicho modelo incluirá la formación de la altiplanicie Lakshmi.

TOPOGRAFIA Y GRAVEDAD EN ISHTAR TERRA

I.- TOPOGRAFIA Y PRINCIPALES CARACTERISTICAS TOPOGRAFICAS

La determinación precisa de la topografía de una superficie planetaria juega un papel crucial en el análisis geofísico de los procesos planetarios. Las misiones que han sido enviadas a Venus han logrado determinar el relieve global a una resolución vertical de 80 m y horizontal de alrededor de 10 km. Al combinar estos resultados con las observaciones de pequeñas perturbaciones en el campo gravitacional, ha sido posible estimar la profundidad de compensación bajo la superficie y así validar modelos de la litósfera de Venus.

La hipótesis de que la topografía de Venus resulta solamente de variaciones en el espesor de la corteza (Head, 1990) puede involucrar procesos tales como convergencia horizontal, imbricación cortical, deformación dúctil, fusión y removilización de material cortical y combinaciones de éstos. Los datos topográficos y la gravedad, conjuntamente con los datos geológicos derivados de las imágenes de radar, ayudarán a modelar variaciones de espesores corticales y contribuciones termales; de esta forma será posible probar varios de estos conceptos de engrosamiento cortical, lo cual servirá para el mejor entendimiento de estos procesos.

Ishtar Terra corresponde a un área bastante elevada, del tamaño de Australia, situada cerca del polo Norte venusino. Por analogía con la Tierra esta área elevada podría llamarse "continente". Las principales características topográficas de este continente son las siguientes: la parte O consiste en una gran altiplanicie llamada Lakshmi, situada de 3 a 4 km por encima de las tierras bajas circundantes. Los montes Akna y Freyja tienen elevaciones mayores a 5 km en relación al radio medio de Venus que es de 6051.4 km (USGS, 1981) y bordean las partes O y N de la altiplanicie respectivamente. La parte centro-oriental del continente está dominada por los montes Maxwell, con una elevación máxima de 12 km. La parte E consiste del terreno tipo tessera, con 2 km de elevación aproximadamente. El S de Ishtar Terra presenta a los montes Danu de 3 a 5 km de elevación y tierras bajas denominadas planicies (Sedna y Guinevere) con altitudes de alrededor de 1 km. Existen muchas otras estructuras individuales que presentan alturas variables, pero las antes mencionadas son las de mayor relevancia. En la figura 19 se muestra la topografía del área de Ishtar Terra.

Todas estas grandes elevaciones podrían entenderse si el relieve topográfico de Ishtar Terra fuera geológicamente joven, o si la corteza fuera muy resistente. Sin embargo, ninguna de estas condiciones está clara. La abundancia de vulcanismo, particularmente en la altiplanicie Lakshmi, implica que tanto un flujo de calor anómalo bajo, como un esfuerzo cortical y litosférico relativamente alto son poco probables.

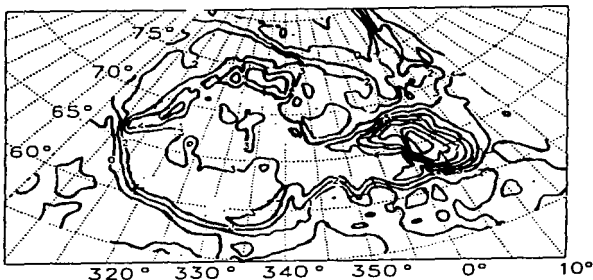


Figura 19.- Topografía de la Tierra en donde se aprecian rasgos más sobresalientes.

II.- GRAVEDAD Y ANOMALIAS GRAVIMÉTRICAS

Las mediciones del campo gravitacional de un planeta proporcionan datos que nos permiten inferir su estructura interna a niveles de la corteza y del manto superior, en donde el equilibrio isostático y los procesos convectivos son fenómenos dominantes. Los estudios del campo gravitacional abarcan desde el campo global hasta las diferencias características de los campos locales; estos últimos son muy importantes en geofísica, sobre todo cuando se trata de estudiar la distribución inhomogénea de densidades de los materiales corticales. Esta distribución implica, entre otras cosas, que existen variaciones en los espesores corticales y precisamente esas variaciones son las que utilizan el método gravimétrico para inferir soportes topográficos y profundidades de compensación, lo cual nos ayuda a interpretar y entender los tipos de procesos tectónicos que van conformando la distribución de estructuras y rasgos geológicos en la superficie de un planeta.

Todas las anomalías gravimétricas provienen de variaciones horizontales en densidad. Si los materiales de un planeta terrestre estuvieran en capas horizontales de densidad uniforme, no habría anomalías gravimétricas. Si esas capas son alteradas por algún cuerpo rocoso o por alguna deformación, entonces se producen las anomalías debido a diferentes distribuciones de la masa. En la figura 20 se aprecia que si todas las capas son sucesivamente de densidad mayor, los contrastes de densidad se positivos y la suma de sus efectos produce una anomalía positiva; de esta forma, cualquier perturbación en las capas de diferentes densidades produce un contraste de densidad el

cual causará una anomalía gravimétrica.

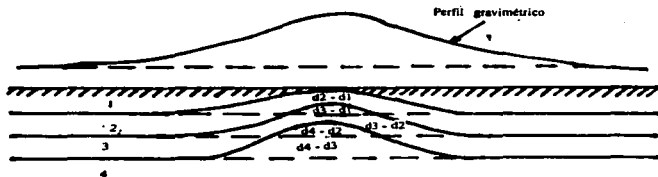


Figura 20.- Forma en que se produce una anomalía gravimétrica positiva debido a una intrusión.
 $d1, d2, d3$ y $d4$ son capas de densidad sucesivamente mayor.
 $d2 - d1$: contraste de densidades entre las capas $d2$ y $d1$.
 $d3 - d2$: contraste de densidades entre las capas $d3$ y $d2$.
 $d4 - d3$: contraste de densidades entre las capas $d4$ y $d3$.

La magnitud y la forma del efecto gravimétrico dependen de los contrastes de las densidades involucradas, de sus magnitudes, de su relieve vertical, de su profundidad y de su extensión horizontal; así, la primera propiedad de las rocas que relaciona las anomalías gravimétricas con la geología es la densidad. La densidad de las rocas está controlada por tres factores: la densidad de los granos que forman a la roca, la porosidad y los fluidos que rellenan los poros.

El conocimiento de la distribución de densidades en el subsuelo de un planeta proporciona información presumiblemente de gran valor potencial relacionada con la geología del subsuelo, ya que las rocas por sí mismas no pueden ser identificadas. Sin embargo, la magnitud de la atracción gravitacional de los planetas terrestres tiene poco que ver con sus cortezas. Esto es debido a la enorme masa del manto y el núcleo, ya que como éstos son regulares en tamaño y forma, con muy poca variación de densidad, su campo gravitacional es en principio regular y sólo presenta variaciones muy ligeras.

Cerca de tres partes por mil (0.3 %) de la gravedad se deben a materiales contenidos en las cortezas (parte superior de la litósfera), y de esta pequeña cantidad, aproximadamente el 15 % (0.05 % de la gravedad) se debe a los 10 km de espesor de roca superiores, los cuales constituyen el asiento de los fenómenos geológicos. Los cambios de densidad en las rocas de esta región producen variaciones en la gravedad, las cuales generalmente no exceden al 0.01 % de su valor en cualquier lugar. De esta manera, las estructuras geológicas contribuyen muy poco a la gravedad, pero la importancia de esta pequeña contribución yace en que hay variaciones de un punto a otro, las cuales pueden ser mapeadas; a partir de estos mapas se puede establecer un cuadro de la distribución de

densidades debajo de la superficie, con lo cual se puede interpretar la geología del subsuelo de alguna zona en cuestión.

La unidad de medición de gravedad es el gal. Esta unidad se deduce a partir de que un cuerpo en la superficie planetaria tiene un peso, el cual resulta de la atracción gravitacional del planeta. Si el cuerpo cae, entonces es acelerado por su peso. 1 gal es igual a 1 cm/seg². La aceleración promedio de la superficie terrestre es de 980 cm/seg² ó 980 gal. Como se mencionó antes, éstas sólo son fracciones muy pequeñas del campo gravitacional total de un planeta terrestre, por lo cual se requiere una unidad más chica. La unidad comúnmente usada es el miligal (mgal), el cual es 0.001 gal. Las anomalías de estructuras geológicas locales regularmente son del orden de 1 a 10 mgal. Puesto que las anomalías de fuentes geológicas pueden ser muy pequeñas y deben ser medidas en un campo total del orden de 980 gal (980,000 mgal) para la Tierra, es evidente que un aparato debe medir variaciones en el campo total del orden de una parte en un millón para que sean útiles en geofísica; en la Tierra se puede medir 0.001 mgal.

En la tabla VI, se aprecia que Venus y la Tierra corresponden al mismo orden de magnitud en cuanto a masa, densidad promedio y diámetro. Sin embargo, en Venus la atracción gravitacional es mayor a pesar de que sus valores en la tabla muestran que debería ser menor a la terrestre. Esto es debido a que la aceleración de la gravedad representa el efecto combinado de la fuerza de atracción gravitacional de un planeta y la fuerza centrífuga debida a su rotación; este valor varía sólo con la latitud del punto de observación. En el caso de Venus, prácticamente no existen variaciones con la latitud ya que su rotación es extremadamente lenta y es el cuerpo más redondo del Sistema Solar, por lo que su gravedad se debe únicamente a la fuerza de atracción gravitacional.

Planeta	Masa	Radio medio	Densidad promedio
Venus	4.87×10^{24} kg	6.05×10^3 km	5.25 g/cm ³
Tierra	5.97×10^{24} kg	6.37×10^3 km	5.51 g/cm ³

Tabla VI.- Comparación de masa, radio medio y densidad promedio entre Venus y la Tierra.

Si Venus o la Tierra fueran una superficie regular, sin elevaciones ni depresiones, sin variaciones en la densidad de las rocas o en el espesor de sus cortezas, se podrían concebir como figuras geométricas, de las cuales se podría obtener un valor teórico de gravedad por medio de fórmulas. Si este valor teórico en cualquier punto es comparado con los valores observados (medidos) en el mismo punto, las diferencias son llamadas anomalías (o desviaciones de lo normal), y pueden usarse localmente o para describir un efecto regional. Las anomalías son positivas si el valor medido es mayor al valor calculado, y negativas si es menor. Existen pequeñas variaciones en la gravedad que no se relacionan con la geología, como por ejemplo los efectos debidos al achatamiento de los polos y a los grandes cambios en elevación.

Para hacer uso de las anomalías, la gravedad observada debe ser reducida a un marco de referencia común llamado geoido: el nivel medio del mar para la Tierra y el radio

planetario medio para Venus, el cual gravitacionalmente representa una superficie equipotencial. La reducción a este marco de referencia se hace a través de una serie de correcciones, que permiten una interpretación geofísica y geológica confiable.

Reducción por latitud.- Esta reducción se hace para remover el efecto del incremento de gravedad del Ecuador a los polos, el cual se debe principalmente a la rotación y al achatamiento de los polos. Sin embargo, en el caso de Venus esta reducción es despreciable, ya que como se dijo antes, este planeta es el más esférico del Sistema Solar debido a su rotación lenta y por consiguiente la gravedad no se incrementa apreciablemente del Ecuador a los polos.

Reducción por elevación.- Se considera que la gravedad cambia con la elevación y entonces se trata de reducir la gravedad a la que se tendría si la medición fuera hecha en el nivel de referencia. Esta reducción tiene dos componentes principales.

1.- Efecto de aire libre.- Se debe al gradiente vertical de gravedad y se trata de reducir el valor observado al geóide de referencia, asumiendo que no hay masa entre la superficie de medición y la superficie del geóide. Es decir, que el punto de lectura está considerado como en el aire libre encima o debajo del geóide, y mientras la altura es tomada en cuenta, la masa que interviene no.

2.- Efecto de Bouguer.- Aquí se toma en cuenta la masa existente entre el nivel de referencia y el nivel de observación. Las variaciones de espesor cortical producen grandes anomalías de Bouguer en la superficie, las cuales invariablemente son negativas en zonas elevadas y positivas en cuencas.

Cuando las reducciones han sido aplicadas, el residuo es llamado anomalía de Bouguer. Esta es la componente más pequeña de la gravedad, la cual supuestamente tiene su origen dentro de los primeros miles de metros de roca y por lo tanto constituye el material para la interpretación geofísica y geológica ya que ayuda a modelar distribución de densidades y profundidades de compensación.

Reducción por isostasia.- Se sabe que hay grandes perturbaciones regionales de la gravedad asociadas con enormes levantamientos o depresiones de la corteza, los cuales no pueden ser explicados por la topografía y caen en el terreno del equilibrio isostático. Esto hace pensar que la corteza está soportada por un equilibrio hidrostático entre fuerzas de flotación y fuerzas gravitacionales.

Un mapa gravimétrico es una combinación de anomalías con longitudes de onda pequeñas, las cuales deben tener un origen somero, de anomalías con longitudes de onda intermedias las cuales probablemente indiquen fuentes de interés geológico, y de grandes anomalías de naturaleza regional las cuales son de origen profundo y cuyas longitudes de onda son grandes. Debido a lo anterior, es necesario separarlas para lo cual existen procedimientos gráficos e intuitivos, o bien analíticos que involucran procedimientos numéricos.

El objetivo de la interpretación gravimétrica es deducir el carácter geológico del subsuelo a partir de variaciones en el campo gravitacional. La interpretación es inherentemente ambigua puesto que en primer lugar no hay una solución matemática única para la determinación de la fuente del campo gravitacional y no se sabe con precisión como debe aparecer dicho campo. En la figura 21 se aprecia que hay un "bando de soluciones": La masa esférica 1 es la posible solución más profunda; como ninguna masa más profunda puede producir esta anomalía, las demás soluciones posibles son más sumeras. También son posibles las combinaciones de soluciones. La única cosa común que tienen las diferentes soluciones posibles es la masa total.

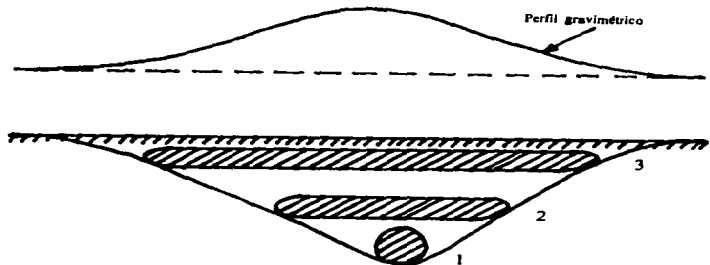


Figura 21.- Como de posibles soluciones para una anomalía gravimétrica positiva.

Es evidente que no hay una determinación única de la profundidad y de la forma de la anomalía de masas causante de la anomalía gravimétrica. Así, a pesar de la ambigüedad teórica, las anomalías gravimétricas pueden ser interpretadas para dar utilidad a la información geológica.

Ocasionalmente, para propósitos específicos se elaboran mapas de anomalías del geoide, los cuales sirven para investigar la correlación de la gravedad con la topografía. En estos mapas el nivel de referencia es gravitacionalmente una superficie equipotencial, pero en cualquier lugar la corteza es heterogénea y la superficie equipotencial se deforma por cambios en la densidad de las rocas. Así, el nivel de referencia es una superficie complicada cuyos rasgos se determinan por la geología de la corteza.

La altura de un punto por arriba de otro usando niveles, es la distancia entre dos superficies equipotenciales que pasan por esos puntos, medida en la dirección de la atracción gravitacional. Esta diferencia es acumulada y tomada en cuenta con respecto al nivel de referencia llamado geoide (nivel del mar para la Tierra y radio planetario medio para Venus). Es claro que los detalles de la forma del geoide son complicados y que un

esferoide es la mejor aproximación que se tiene: el geode generalmente yacerá fuera del esferoide de referencia en tierras elevadas (continentes en la Tierra y tierras altas en Venus) y dentro del mismo en cuencas (océanos en la Tierra y planicies bajas en Venus).

Tanto para la Tierra como para Venus, se han obtenido mapas gravimétricos globales llamados mapas de anomalía del geode en los cuales se aprecian las anomalías existentes en cada planeta. En la figura 22 se aprecia un mapa global de anomalías del geode (Larch et al, 1979) para la Tierra, preparado a partir de mediciones superficiales; en el se muestran grandes anomalías negativas (en el océano Índico SL, al NE de Canadá HB, frente al golfo de México WNA y al SE de Asia CA) y regiones con valores predominantemente positivos (NE del océano Atlántico I, SE de Asia en Melanesia NG y al S del océano C). Aunque la existencia de estas grandes anomalías no se ha reconocido por décadas, su origen no se ha determinado con precisión. También se aprecia que las anomalías positivas del geode coinciden casi en todas partes con la convergencia de placas; estas anomalías positivas no se deben a la placa subducida, pues son mucho más anchas y tienen mayor magnitud que las anomalías de áreas subducidas.

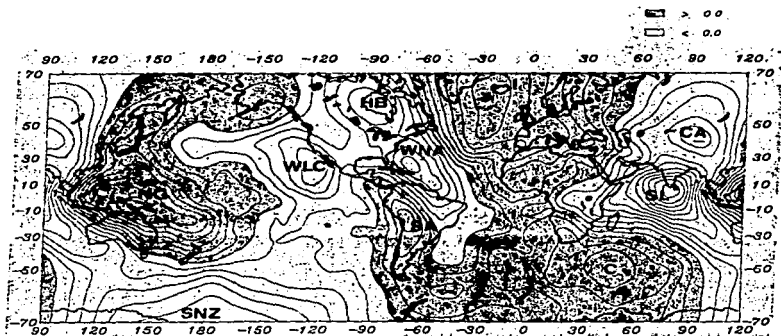


Figura 22.- Mapa de anomalías del geode para la Tierra (Larch et al, 1979).

Para obtener el mapa de anomalías gravimétricas para Venus, las mediciones se han hecho con sondas especiales (Mariner, Pioneer, Magallanes). Estas sondas miden el tiempo que le toma a un pulso laser el alcanzar la superficie del planeta, reflejarse y regresar al instrumento emisor, en donde su tiempo de viaje se registra dando una medición de la distancia entre la sonda y la superficie; es decir, que el tiempo de viaje proporciona la distancia y por lo tanto la altura de la superficie. El resultado de estas mediciones es un mapa topográfico.

Los datos obtenidos por la sonda son enviados a la Tierra a manera de señales de localización por radio, a una frecuencia de ≈ 2200 MHz; una vez captados por los radiotelescopios terrestres son reducidos considerando cuatro elementos:

- Se determina un modelo atmosférico para Venus, considerando la densidad y la altura principalmente.
- Se remueven los efectos dinámicos conocidos por medio del "Programa de Determinación de la órbita de Doble Precisión" (DPODP) propuesto por Moyer (1971), el cual remueve muchos efectos conocidos en las radioseñales, tales como rotación, movimientos orbitales, tiempos de transmisión de señales, perturbaciones planetarias, relatividad, etc., además del efecto del modelo atmosférico. Esto se hace para cada órbita de la sonda alrededor del planeta.
- Los residuos se ajustan a una curva por medio de polinomios de tercer grado; de manera óptima se usan doce puntos para cada polinomio.
- Por último, se trazan los perfiles de aceleración de las órbitas individuales a manera de tablas de líneas orbitales y se "contornean" los puntos de igual valor, tal y como se observa en la figura 23.

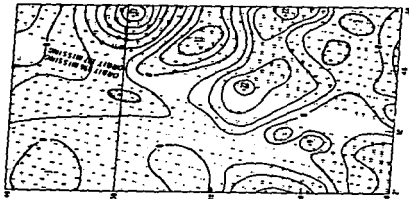


Figura 23.- Perfiles de aceleración de órbitas individuales en los cuales se construyeron los contornos gravimétricos.

Es evidente que la densidad de datos es suficiente para "contornear" las anomalías gravimétricas con relativa precisión. Los resultados de una reducción de datos típica para una línea orbital se muestran en la figura 24.

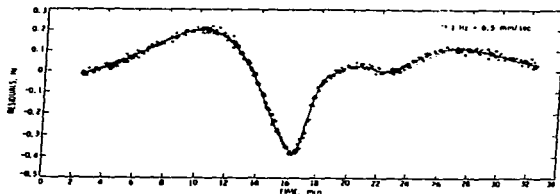


Figura 24.- Residuos típicos para la órbita 557 del Pioneer (Sjogren et al, 1983).

La información disponible indica que al contrario de lo que pasa en la Tierra, en Venus existe una buena correspondencia de variaciones gravimétricas con la topografía. En la figura 25 se puede apreciar que las anomalías positivas de Venus coinciden exactamente con las grandes elevaciones planetarias, que son zonas volcánicas.

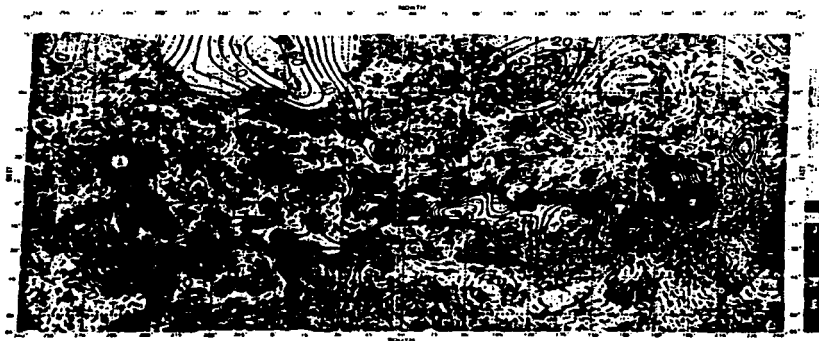


Figura 25.- Gravedad sobrepuesta a la topografía en Venus (McNamos et al, 1993).

En la figura 25, se aprecia que el área de Ishtar Terra corresponde a una gran anomalía positiva del geóide. Sólo se tienen planos globales de anomalías del geóide y a partir de ellos es posible analizar lo que pasa en Ishtar Terra. En la figura 26 se muestra la gran anomalía positiva que conforma al gran "continente" de Ishtar.

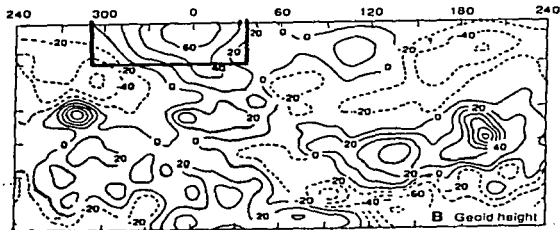


Figura 26.- Anomalía gravimétrica positiva que conforma el área de Ishtar Terra.

III.- RELACION TOPOGRAFIA-GRAVIMETRIA

Las imágenes de radar adquiridas por la misión Magallanes han mostrado que la superficie de Venus ha sido modificada por vulcanismo, tectonismo y procesos de impacto, pero han proporcionado poca información acerca de la transferencia de calor en el planeta. En ausencia de datos sísmológicos, el campo gravitacional y su relación con la topografía son de gran ayuda para entender la estructura interna y la dinámica de Venus, y por consiguiente del área de Ishtar Terra.

Los mapas del geóide y topografía muestran una estrecha correlación entre ambas mediciones. Se tienen postulados dos mecanismos de soporte topográfico: 1) la topografía de zonas asiáticas es mantenida isostáticamente por gruesas raíces corticales (MacKenzie, 1994), y 2) la topografía es la expresión superficial de la circulación convectiva en el manto (Marks y Sandwell, 1991). Al observar los mapas del geóide y topográfico mostrados en la figura 27, se puede apreciar claramente que existe una estrecha correlación entre ambos, lo cual nos llevaría a pensar que el soporte topográfico es mantenido isostáticamente por raíces corticales. Sin embargo, es necesario notar que

precisamente en las zonas de anomalía del geóide y topografía positivas es donde se encuentran los grandes centros eruptivos del planeta, lo cual nos permite suponer que esas áreas son una expresión superficial de la circulación convectiva y que podrían tener una componente de soporte dinámico.

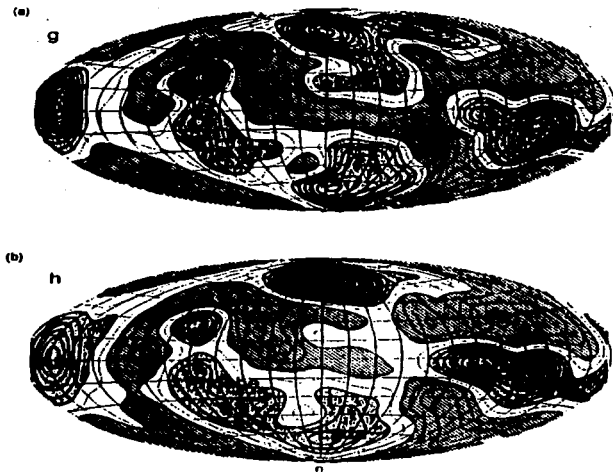


Figura 27.- Gravedad con intervalos de 5 mgal y topografía con intervalos de 200 m para Venus, con 0° N, 0° E en el centro. Regiones con anomalías gravimétricas de 5 mgal ó más en oscuro, de -5 mgal ó menos en gris y el contorno cero en líneas punteadas en las zonas blancas. Para la topografía es lo mismo, pero considerando 200 m y -200 m. El espacio entre las líneas de latitud y longitud es 15° , ó aproximadamente 1600 km en el ecuador (McKenzie, 1994).

A partir de la figura 27 podemos suponer que las áreas positivas en ambos mapas nos muestran el perfil de la convección venusina: las anomalías positivas están rodeadas

por cinturones de anomalías negativas más pequeñas. Esto bien podría corresponder a hot-spots circulares locales rodeados por "hojas frías" hundidos.

Bindachadler et al (1992) dividieron las regiones elevadas de Venus en dos grupos: elevaciones volcánicas y elevaciones en forma de planicie. Argumentaron que las primeras son la expresión superficial de hot-spots convectivos ascendentes y que las altiplanicies son la expresión superficial de hot-spots que se hunden (cold-spots).

El breve análisis anterior muestra que la convección dentro del manto puede considerarse para las relaciones observadas entre gravedad y topografía. La gravedad y la topografía venusianas son consistentes con un flujo de calor advectivo estable en el manto, soportado por viscosidad.

De todo lo enunciado anteriormente se desprende que el área de Ishtar Terra presenta las siguientes características:

- 1.- Estrecha correlación entre gravedad y topografía.
- 2.- Ishtar Terra corresponde a una anomalía positiva del geóide.
- 3.- El soporte topográfico es mantenido isostáticamente por gruesas raíces corticales, aunque es posible que exista una componente dinámica (térmica). Ishtar Terra es la única elevación en forma de planicie y por lo tanto el único cold-spot (Bindachadler et al, 1992).
- 4.- Ishtar Terra es el único lugar elevado que presenta enormes calderas, lo cual favorece la idea del cold-spot bajo la suposición de que al extinguirse el soporte térmico hay un colapso de la columna y un consiguiente hundimiento de los centros eruptivos, dando como resultado las grandes calderas y el subsiguiente hundimiento por relajación gravitacional.

Todo esto muestra la gran importancia que tienen las mediciones del campo gravitacional y de la topografía en el entendimiento de la dinámica interna de los planetas.

IV.- DISTRIBUCION DE DENSIDADES Y PROFUNDIDAD DE COMPENSACION

Una manera conveniente de caracterizar la relación entre la gravedad y la topografía es la profundidad de compensación, o la profundidad a la cual la masa de la topografía es balanceada por masa análogamente bajo a profundidad. La observación más aparente es la correlación de la topografía con la gravedad, donde las alturas topográficas corresponden a bajos gravimétricos y análogamente para las bajas.

Sin embargo, las diferentes relaciones de topografía y gravedad en áreas seleccionadas indican diferente distribución de densidad interna ó profundidad de compensación topográfica. Para mostrar lo anterior se trazó una sección topográfica que atraviesa rasgos geológicos fundamentales como son la altiplanicie Lakshmi, los montes Maxwell y las planicies periféricas. Esta sección se encuentra a lo largo del paralelo 65° de

latitud Norte, y a lo largo de la misma se observa un perfil gravimétrico a partir del mapa de anomalías de Bouguer (McNees et al, 1993); esto se ilustra en la figura 28.

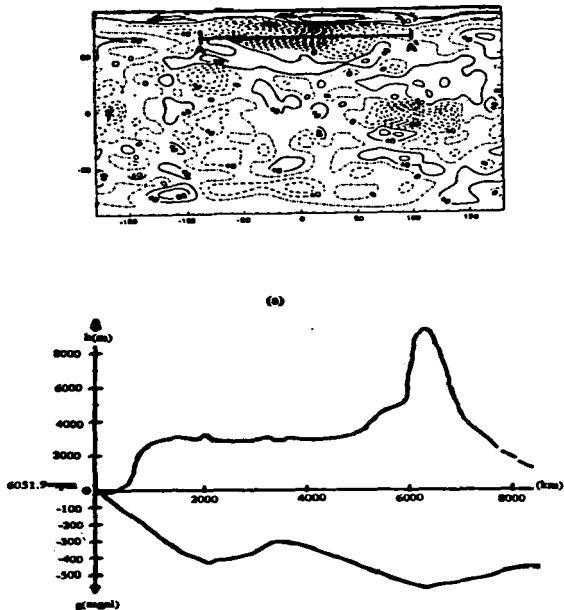


Figura 28.- (a) Mapa de anomalías de Bouguer (McNees et al, 1993). (b) Perfiles topográficos (superior) y gravimétricos de Bouguer (inferior); véase la estrecha correlación que existe entre ambos.

Los datos de la sección topográfica y del perfil gravimétrico se introdujeron en un programa denominado "Gravity", desarrollado por la Universidad de Illinois y sirve para modelar las profundidades de compensación de la topografía y las posibles fuentes de anomalías.

En este programa se introducen los datos de altimetría que se tienen a lo largo del paralelo 65° N, así como los datos de la gravedad de Bouguer correspondientes a cada punto del perfil topográfico (ver figura 28). Con estos datos el programa genera una curva denominada "gravedad observada". Posteriormente, el usuario propone un modelo de distribución de densidades por medio de polígonos que simulan en la corteza y los raíces corticales; el programa calcula el campo gravitacional producido por el modelo propuesto y genera una curva denominada "gravedad calculada". En la figura 29 se aprecia tanto la gravedad observada (línea continua), como la calculada (línea punteada); esta última para el modelo propuesto representado por los polígonos del rectángulo inferior.

Las variables que considera el programa para modelar las anomalías de Bouguer son la profundidad y la densidad. Para el polígono inferior (corteza) se ha considerado una densidad de 3.3 gr/cm³ y para el superior (raíces corticales) de 2.7 gr/cm³, considerando que las rocas venezolanas son de composición básica a ultrabásica de acuerdo a los muestreos en los sitios de starrinje de las narves Venara 15 y 16 sevíticas (Boslowsky, 1986).

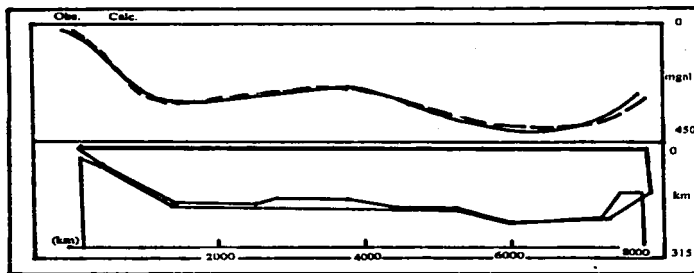


Figura 29.- Representación del modelo de distribución de densidades entre el límite corteza-raíces corticales de acuerdo a los datos gravimétricos del plano de Bouguer considerado para este análisis.

La diferencia existente entre ambas curvas se tiene que ir minimizando iterativamente, tratando de ajustar las caras encontradas de los polígonos a una profundidad tal que las curvas se traslapen. Esta profundidad representa el modelo de las raíces corticales que soportan a la topografía sobreyacente.

En la tabla VII aparecen seis columnas de datos: las dos primeras indican el número de puntos de medición ó de toma de datos, la tercera representa las distancias de separación entre cada punto de medición y coinciden con las curvas de nivel stravenadas por la sección topográfica, en la cuarta están anotadas las anomalías de Bouguer tomadas del perfil gravimétrico ya mencionado, la quinta columna muestra la gravedad calculada por el software, y la sexta y última representa las diferencias entre las dos anteriores.

Número de dato	Número de estación	Localización Horizontal (km)	Gravedad de Bouguer (mgal)	Gravedad calculada (mgal)	Diferencia entre Bouguer y calculada (mgal)
1	1	0	0	-0.604	0.604
2	2	525	-40	-47.152	7.152
3	3	1050	-135	-134.952	-0.997
4	4	1173	-150	-151.310	1.310
5	5	1297	-170	-170.009	0.009
6	6	2130	-280	-281.413	1.413
7	7	2408	-300	-300.360	0.360
8	8	2717	-320	-320.036	0.036
9	9	3582	-310	-311.162	1.162
10	10	4045	-300	-285.034	-14.165
11	11	5682	-340	-334.977	-3.122
12	12	6164	-360	-361.244	1.244
13	13	6238	-370	-365.814	-4.185
14	14	6300	-375	-369.784	-3.215
15	15	6429	-385	-378.826	-4.173
16	16	6997	-390	-384.617	-5.382
17	17	6670	-400	-404.319	4.319
18	18	6781	-405	-420.209	15.209
19	19	6917	-412	-437.022	23.022
20	20	7041	-425	-445.975	20.975
21	21	7189	-438	-450.269	12.269
22	22	7424	-440	-450.033	16.033
23	23	7782	-440	-434.472	-3.527
24	24	8208	-410	-381.720	-23.279

Tabla VII.- Datos obtenidos con el paquete "Gravity". La diferencia entre la gravedad calculada y la gravedad de Bouguer determina el grado de ajuste entre ambas; entre mayor es el ajuste, — mejor es el modelo.

Una vez hecha la correlación de las curvas gravimétricas se obtuvieron las profundidades de compensación para el polígono superior y son las que se muestran en la tabla VIII.

Número de vértice	Longitudinal basimétrica (km)	Profundidad de compensación (km)	Rango topográfico correspondiente
1	-191.220	1.500	Planicie bajas
2	8254.436	1.500	Planicie bajas
3	8254.836	160.582	Planicie bajas
4	7034.450	162.001	Monte Mawardi
5	6043.272	162.001	Monte Mawardi
6	6596.570	133.213	Monte Mawardi
7	4659.128	96.835	Cabano Banajawa
8	3817.674	96.835	Cabano Banajawa
9	3586.186	111.090	Altiplanicie Lakshmi
10	2364.252	111.090	Altiplanicie Lakshmi
11	604.846	23.531	Altiplanicie Lakshmi
12	60.375	6.536	Planicie bajas

Tabla VIII.- Profundidades de compensación obtenidas mediante el parámetro "Gravity".

Los datos de la tabla anterior indican que existe un equilibrio isostático en donde la topografía es soportada por raíces corticales, lo cual no se contrapone a la conclusión de que existe una posible componente dinámica (técnica) debida a un hot-spot. Lo más adecuado es suponer que ambos mecanismos de soporte están funcionando en el área de Isthar Terra: soporte isostático con una posible componente dinámica en la altiplanicie Lakshmi (evidenciada por la presencia de enormes estructuras volcánicas), y soporte exclusivamente isostático en toda el área restante.

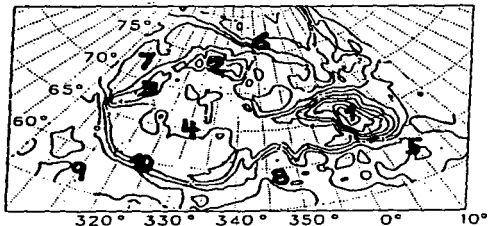
Las grandes profundidades corticales probablemente sean el resultado de que la litósfera venusiana es más fluida y por lo tanto menos resistente que la terrestre.

V.- ANOMALIAS GRAVIMÉTRICAS Y SU RELACION CON ESTRUCTURAS GEOLÓGICAS

Como se dijo en los capítulos 1 y 2, la caracterización de la topografía define rasgos geológicos los cuales presentan diferentes tipos de anomalías gravimétricas. Los mapas de topografía y de anomalías gravimétricas del geóide que se presentan en la figura 30 pueden analizarse en términos de la estructura o amplitud de anomalías individuales ó clases de anomalías, y éstas pueden correlacionarse con datos topográficos (y geológicos) con objeto de entender el origen de las diferentes clases de anomalías gravimétricas.



(a)



(b)

Figura 30.- Mapas de (a) anomalías gravimétricas y (b) topografía en donde pueden apreciarse las relaciones existentes entre las distintas formas de las anomalías y los rasgos topográficos. (Tomados de McKenzie, 1994)

Si se comparan ambos mapas, se pueden establecer las siguientes relaciones.

- 1.- En las zonas de cinturones orogénicos se encuentran anomalías circulares y subcirculares positivas.
- 2.- La aklipianicie Lakahmi corresponde a una gran depresión representada por un "graben gravimétrico".
- 3.- Las regiones de tesserac se caracterizan por anomalías positivas abiertas y muy elongadas.
- 4.- Los tres rasgos anteriores presentan espesores corticales gruesos.
- 5.- La parte SW, zona caracterizada por coronas, presenta anomalías negativas. En los sitios donde aparecen las coronas las anomalías son subcirculares.
- 6.- Las partes más bajas ó planicies casi no presentan valores anómalos, lo cual

quiere decir que en estos lugares el espesor cortical prácticamente no presenta variaciones y corresponde al espesor que tendría la corteza del planeta si no tuviera relieves topográficos.

7.- Las zonas de encorpes o grandes fallas que se encuentran al SW de la subplataforma Lakshmi están bien definidas por un cambio muy drástico de anomalías positivas a negativas bastante linealizadas.

Los puntos anteriores nos permiten ver la relación que existe entre los diferentes tipos de anomalías del geóide y los rasgos geológico-topográficos que las originan.

VULCANISMO Y TECTONICA EN ISHTAR TERRA

L- ESTRUCUTRAS VOLCANICAS: DISTRIBUCION Y DESCRIPCION

Las imágenes de radar de la sonda Magallanes muestran que en Ishtar Terra los rasgos volcánicos son abundantes y ampliamente distribuidos. Las características más notables incluyen: amplias planicies de lava, flujos extensos, canales de lava, volcanes pequeños, conos, domos, grandes volcanes y estructuras tipo caldera. Se encuentran otras grandes estructuras tales como las coronas y los arcaoides, los cuales son considerados de origen vulcano-tectónico (Stofan et al, 1992).

La observación de las imágenes de la sonda Magallanes proporciona información cuantitativa acerca de la morfología (tamaño y forma) de los rasgos volcánicos, así como de su distribución y asociaciones geológicas. Se considera que la inmensa mayoría de los materiales volcánicos en el área de Ishtar Terra son de composición basáltica debido a su expresión geomorfológica. Esto encuentra fundamento en la observación composicional obtenida por las sondas soviéticas Vega y Venera (Basilevsky, 1986). La distribución y la morfología de las formas volcánicas seguramente están controladas por los siguientes factores:

- 1.- La distribución de la convección en el manto y la producción y persistencia de depósitos magmáticos profundos.
- 2.- La intrusión o las condiciones de erupción de magmas derivados de dichos depósitos magmáticos, incluyendo la producción y evolución de depósitos magmáticos someros.
- 3.- El medioambiente planetario: estructura de densidades en la corteza, espesor de la litósfera, aceleración debida a la gravedad, y presión y temperatura superficiales (Head y Wilson, 1992).

Guent y Saunders (1992), propusieron un esquema de clasificación para los rasgos volcánicos venusinos. Dicho esquema se basa en el tamaño y la morfología de las diversas estructuras detectadas y es el que se aprecia en la tabla IX.

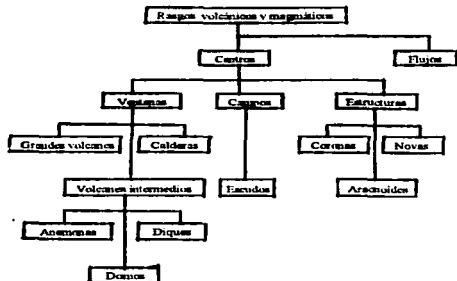


Tabla IX.- Esquema de clasificación de las características volcánicas de Venes. (Guent y Rosales, 1992).

El reconocimiento de cada tipo volcánico es importante para el entendimiento de la naturaleza de los procesos volcánicos, particularmente la distribución, los estilos eruptivos y las relaciones entre vulcanismo y tectonismo. Así, con base en la clasificación antes mencionada, en el área de estudio se tienen las estructuras volcánicas que se señalan en el plano del anexo XI, las cuales se describen a continuación.

Campos Volcánicos.- Se encuentran 9 campos volcánicos constituidos por pequeños cráteres en forma de escudos de menos de 20 km de diámetro. Son regiones donde ocurren docenas de pequeños volcanes, las cuales están situadas en las planicies periféricas a la altiplanicie Lakshmi, en ambientes de rift y dentro de coronas. Estos volcanes presentan un cráter circular o elongado en la cima y no tienen ninguna asociación aparente con flujos ni derrames. Se encuentran rodeados por planicies volcánicas las cuales no están claramente relacionadas a los edificios volcánicos. Ocurren principalmente en tierras bajas y en terrenos elevados rugosos. Estos volcanes implican la presencia de grandes fuentes de magma a profundidad como lo indica su asociación con coronas. Podrían ser la manifestación superficial de diques que emergen a partir de una cámara magmática debido a diversos mecanismos potenciales.

Volcanes Grandes.- Se encuentra un centro volcánico de más de 100 km de diámetro, caracterizado por flujos radiales de lava y una topografía positiva. Presenta una cima elongada la cual es una depresión tipo caldera. Se encuentra en la parte centro-occidental de Lakshmi. Este tipo de volcanes está ausente en terrenos tipo tesera, en tierras bajas y en planicies elevadas. Este volcán ocurre en grandes elevaciones, pero no es claro si la correlación con la elevación está relacionada a factores formacionales primarios -levantamiento térmico asociado a plumas en desarrollo o efectos relacionados a la altitud en zonas neutrales de flotación y desarrollo de edificios- (Head y Wilson, 1992).

Calderas.- Se detectaron 3 calderas definidas por depresiones circulares a elongadas. Se caracterizan principalmente por patrones de fracturamiento concéntricos y por ser topográficamente negativas en relación a la superficie local. Las 3 se encuentran sobre la altiplanicie Lakahmi: 2 mayores de 100 km de diámetro, y 1 menor a 50 km de diámetro. Estas estructuras se asocian a hundimientos lo cual se pone de manifiesto por los patrones de fracturas concéntricas que presentan. Su presencia en elevaciones altas e intermedias y ausencia total en tierras bajas podría estar asociada a cámaras magmáticas dependientes de la altitud (Head y Wilson, 1992). En este escenario, el decrecimiento de la presión atmosférica con la altura provoca un incremento en la exsolución de gas y produce un sustrato menos denso, lo cual hace que haya colapsamientos formándose así las calderas.

Coronas.- En el área de estudio se localizan 3 coronas, las cuales representan estructuras concéntricas o circulares. Se localizan en elevaciones intermedias, pero están ausentes en tierras bajas y altas. Varían en complejidad de morfología, pero se caracterizan por un anillo de crestas concéntricas, domos y edificios volcánicos interiores. Miden unos 500 km de diámetro cada una. Se considera que su origen es debido a una fuerza de flotación a profundidad, caracterizada por calentamiento y fusión del material, lo cual provoca levantamiento y vulcanismo (Stofan y Head, 1988).

Araconoides.- En el SW de Ishtar Terra se localiza un araconoide. Este se caracteriza por patrones de fracturas concéntricas y radiales. Estos fracturamientos son irregulares y curvados. Su diámetro es el diámetro medio de las fracturas concéntricas y es de unos 350 km. Según varios autores hay una estrecha relación entre coronas y araconoides, pues presentan varias características estructurales comunes. Su diferencia en tamaño sugiere un origen relacionado y podrían ser la manifestación de procesos volcánicos y tectónicos similares, pero a diferentes escalas. En el araconoide no son comunes los rasgos volcánicos externos como en las coronas. Su diferencia básica es la abundancia relativa de estructuras concéntricas sobre radiales.

Fujos y Canales de Lava.- Se aprecian 2 fujos y 3 canales de lava. Tienen longitudes hasta de 1, 000 km y se ubican en las tierras bajas y en Lakahmi. Los fujos parecen emanar de pequeños rifts o fracturas brillantes, mientras que los canales corresponden a lava oscura que excede varios cientos de kilómetros de longitud en una sola dirección.

II.- TRANSFERENCIA DE CALOR, CONVECCION DEL MANTO Y HOT- SPOTS EN ISHTAR TERRA

Los centros de vulcanismo de Ishtar Terra definen la localización de anomalías térmicas pasadas o presentes, posiblemente asociadas a convección del manto (hot-spots en este caso) o a tectonismo regional (expansión y engrosamiento cortical).

El estilo tectónico de un planeta terrestre depende fuertemente del mecanismo de liberación de calor del manto a través de la litósfera. Existen 3 formas de transferencia de calor a través de la litósfera.

1.- **Conducción litosférica.**- Este mecanismo depende fuertemente de la conductividad calorífica de los materiales litosféricos.

2.- **Vulcanismo debido a hot-spots.**- Este mecanismo fue sugerido para la Tierra por Wilson (1963) y se hizo extensivo para Venus a partir de varias evidencias geológicas y gravimétricas observadas en la morfología y en la geofísica de las islas Hawaii, las cuales son el fundamento de esta teoría.

3.- **Reciclamiento de placas (tectónica de placas).**- Este mecanismo fue postulado para la Tierra por Wegener (1912) y aceptado más tarde al efectuarse estudios geofísicos, paleontológicos y geológicos.

Las observaciones de imágenes de radar hechas por científicos soviéticos y estadounidenses parecen indicar que en Venus la tectónica de placas no juega un rol importante. Para un buen entendimiento del vulcanismo y el tectonismo en Venus se requiere entender bien como se transporta el calor en ausencia de tectónica de placas activa, ya que sin ésta su evolución difiere de la terrestre. Se han propuesto tres modelos.

Uniformitarismo.- En este modelo, el transporte de calor a través del manto y de la litósfera está en un estado casi estable, balanceado con el calor generado por los elementos radioactivos y el enfriamiento secular del planeta. Esto requiere una litósfera estable y relativamente delgada, con transporte de calor a su base por convección del manto; el origen de este calor es el decaimiento de isótopos radiactivos de U, Th y K, así como el enfriamiento secular. El transporte de calor a través de la litósfera debe ser por conducción u otro mecanismo no especificado. Se han propuesto 2 candidatos como mecanismos de transporte de calor del manto.

1.- **Flumas del manto ó hot-spots.**- Algunos no generan hinchamientos y otros son hot-spots bien definidos. McKenzie (1994), ha propuesto que los levantamientos epirogénicos son debidos a intrusiones cercanas a la base de la corteza continental, sin vulcanismo superficial, lo cual podría aplicarse a Ishtar Terra.

2.- **Delaminación litosférica.**- En este caso, existe un desacoplamiento entre la corteza y el manto superior debido a una corteza inferior con baja viscosidad. El manto superior participa en la subducción, pero la corteza se comporta como escoria que flota y no participa en la subducción (Buck, 1992).

Catastrofismo.- En este modelo, la pérdida de calor a través de la superficie de Venus no está balanceada con su generación interna de calor. El calor se pierde en episodios de subducción global de la litósfera engrosada.

Con base en la distribución superficial de cráteres de impacto, Schubert et al (1994), postularon que un gran evento generó una superficie nueva hace aproximadamente 500 Ma. Hay evidencias de que la superficie fue cubierta por vulcanismo durante un periodo de tiempo relativamente corto (Solomon, 1991). Un modelo para explicar lo anterior es suponer que la temperatura se incrementa y eventualmente provoca una detonación dando lugar a un episodio de vulcanismo y tectónica globales; una sugerencia

es que la litósfera engrosada progresivamente se vuelve lo suficientemente inestable como para detonar un evento de subidencia global (Turcotte, 1995). El calor almacenado en el interior en el período de quietud superficial se pierde al subducirse la litósfera y durante el período de tectonismo y actividad volcánica que le siguen. Para esto es necesario un sistema convectivo con una capa superior muy viscosa (rígida).

Diferenciación planetaria. - En este modelo, el calor producido por los elementos radiactivos casi se ha fraccionado en la corteza y el calor generado se pierde por conducción hacia la superficie (Turcotte, 1995). Es decir, pasa lo que en la Luna: el calor interno se pierde exclusivamente por conducción a través de la superficie, atravesando el manto sin fundirlo.

Al analizar los 3 modelos anteriores y observar la superficie de Ikar Terra, se puede apreciar claramente que los aparatos y estructuras volcánicas no siguen, en apariencia, patrones definidos, sino que aparecen como puntos al azar. Por este simple hecho podemos decir que el modelo de diferenciación planetaria no es como tal el mecanismo de pérdida de calor, ya que la gran cantidad de aparatos volcánicos indica fusión del manto superior y de partes de la corteza.

En cuanto al segundo modelo, hasta el momento no se tiene una estratigrafía bien definida y mucho menos dataciones radiométricas que nos permitan establecer que el modelo catastrofista se ajusta a las observaciones superficiales. Hasta la fecha tampoco se han detectado volcanes activos que permitan desechar dicho modelo.

La superficie de Venus está caracterizada por un vulcanismo global de puntos (Janle et al, 1992), lo cual permite suponer que el primer modelo es el que mejor se ajusta a las características superficiales observadas en el área de Ikar Terra, teniendo como mecanismo de pérdida de calor del manto los hot-spots. Para construir un modelo que explique la manera en que Venus pierde calor por hot-spots podríamos relacionar la topografía con el flujo de calor superficial y el espesor litosférico, bajo las siguientes suposiciones:

- Sobre el manto convectivo de Venus descansa una litósfera de una sola placa, la cual no presenta diferenciación química, ni fuentes de calor.
- La litósfera representa una capa de enfriamiento conductivo, sobre un manto isotérmico en su parte superior.
- La temperatura superficial y la conductividad térmica de la litósfera son constantes y, por lo tanto, el espesor litosférico es inversamente proporcional a su gradiente térmico y al flujo de calor superficial.
- Existe un empuje de flotación vertical que controla la elevación (equilibrio isostático).
- Únicamente se considera la parte superior del manto, la cual por analogía con la Tierra se denominará astenósfera.

En la figura 31 se muestran tres columnas hipotéticas litósfera-astenósfera, para las cuales la condición de equilibrio isostático requiere que:

$$\rho_A A_1 + \rho_L L_1 = \rho_A A_2 + \rho_L L_2 = \rho_A A_3 \text{-----} 1$$

donde: ρ_A = densidad de la astenósfera, ρ_L = densidad media de la litósfera, y A_n y L_n = espesores de astenósfera y litósfera respectivamente.

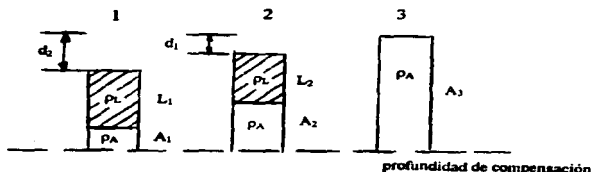


Figura 31.- Columnas hipotéticas litósfera-astenósfera. 1. litósfera gruesa, 2. litósfera delgada, 3. sin litósfera.

Suponiendo que el coeficiente de expansión volumétrica α es constante y que el gradiente térmico en la litósfera es uniforme en cada columna, Morgan y Phillips (1983) proponen que la densidad media de la litósfera está dada por:

$$\rho_L = \rho_A [1 + \alpha (T_A - T_S) / 2] \text{-----} 2$$

donde: $T_A - T_S$ = temperaturas de la astenósfera y de la superficie respectivamente, ρ_L = constante bajo estas suposiciones. También proponen que el flujo de calor está dado por:

$$Q_b = K (T_A - T_S) / L_n \text{-----} 3$$

donde: K = conductividad térmica.

Phillips et al (1991), basándose en la suposición de fuentes de calor condáctico y flujo de calor nulo desde el núcleo, calcularon un espesor litosférico promedio de 100 km y un flujo de calor de 50 mW m^{-2} para Venus. Kauls y Phillips (1981), suponiendo fuentes de calor equivalentes entre la Tierra y Venus, calcularon una temperatura a través de la litósfera venusiana $T_A - T_S = 1000 \text{ }^\circ\text{C}$, considerándola como la *cape* más superficial en estado estable. Esta temperatura indica una conductividad térmica $K = 5 \text{ W m}^{-1}\text{ }^\circ\text{C}^{-1}$.

Ahora, para solucionar la ecuación 1 se requiere un sistema de referencia: elevación-espesor litosférico-flujo de calor, para poder determinar las variaciones en espesor litosférico y flujo de calor superficial como funciones de la superficie de elevación.

Se puede reescribir la ecuación 1 en términos de la diferencia d_e entre la superficie de elevación de las columnas litósfera-atmósfera y la superficie de elevación de una columna atmosférica como la mostrada en la columna 3 de la figura 31.

$$d_e = L_e (\rho_L / \rho_A - 1) \text{-----} 4$$

Suponiendo un coeficiente volumétrico de expansión térmica $\alpha = 3 \times 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ (típica del olivino y otros minerales máficos para temperaturas mayores a 1 000 $^\circ\text{C}$; Roy et al, 1981), una densidad atmosférica $\rho_A = 3.2 \text{ g cm}^{-3}$ (basada en la composición de la peridotita a 1 500 $^\circ\text{C}$), y un cambio de temperatura en la litósfera $T_A - T_L = 1\ 000 \text{ } ^\circ\text{C}$, a partir de la ecuación 2 se obtiene una densidad litosférica promedio $\rho_L = 3.248 \text{ g cm}^{-3}$.

Si consideramos un espesor litosférico de 100 km (Phillips et al, 1991) y utilizamos la ecuación 4, la elevación promedio de la columna 3 con respecto a esta columna de referencia es $d_e = 1.5 \text{ km}$, resultado directamente proporcional al espesor litosférico promedio y al contraste de densidades entre la litósfera y la atmósfera. Puesto que el radio medio de Venus es 6051.5 km, el radio de la superficie de elevación de la atmósfera en la columna 3 es de 6053.0 km.

Lo anterior quiere decir, que el espesor litosférico y el flujo de calor pueden calcularse para cualquier elevación de Venus menor a 6053.0 km usando las ecuaciones 3 y 4. Se hicieron estos cálculos en incrementos de 0.5 km, de 6049.0 km a 6053.0 km, y los resultados se encuentran en la tabla X.

Radio medio km	d km	L km	Q mW m ⁻²
6053.0	0.0	0.00	---
6052.5	0.5	33.87	108
6052.0	1.0	67.75	74
6051.5	1.5	101.62	49
6051.0	2.0	135.50	37
6050.5	2.5	169.37	30
6050.0	3.0	203.25	25
6049.5	3.5	237.12	21
6049.0	4.0	271.00	18

Tabla X.- Parámetros para espesor litosférico y flujo de calor, calculados a partir de las ecuaciones 3 y 4. d se refiere a la depresión superficial con respecto a la elevación 6053.0 km, L es el espesor litosférico, y Q es el flujo de calor calculado con los espesores litosféricos.

Debe enfatizarse que el espesor litosférico mínimo resultante en este análisis (0.00 km) es únicamente un resultado de los incrementos de elevación escogidos, los cuales son acordes con los datos topográficos publicados para Venus (Manuraky et al, 1980). Además, a partir de los datos de la sonda Magallanes se sabe que un 93 % de la superficie de Venus es menor al radio de 6053.0 km, lo cual es consistente con los resultados aquí obtenidos. Asimismo, las grandes profundidades de compensación, evidenciadas por la profundidad del contraste de densidad lateral definido por los espesores litosféricos, son

consistentes también con los análisis gravimétricos vistos en el capítulo 4.

Al ver los resultados de la tabla X, se aprecia que el flujo de calor se incrementa rápidamente conforme el espesor litosférico se acerca a cero. Cuantitativamente estos resultados dependen del número de suposiciones hechas; sin embargo, lo que se pretende es mostrar cualitativamente que las variaciones topográficas de Venus, interpretadas en términos de variaciones de espesor litosférico, pueden explicar la pérdida de calor del planeta. Es decir, que la convección del estado sólido-plástico debe dominar la transferencia de calor en el interior venusiano (Turcotte et al, 1993; Phillips y Malin, 1991), y por lo tanto esta transferencia de calor en la base de la litósfera debe ser variable espacialmente.

Así, la litósfera más delgada y el flujo de calor más alto parecen razonables para las crestas del sistema convectivo de Venus, pasando a flujo de calor más bajo y litósfera más gruesa en los flujos convectivos descendentes, lo cual sostiene la idea expuesta en el capítulo 4, de un soporte térmico de la topografía en diversas áreas del planeta. Un caso límite del mecanismo conductivo del flujo de calor variable es el extremo adelgazamiento litosférico sobre las plumas crecientes, hasta que el sistema convectivo logra penetrar la litósfera por actividad magnética, y la pérdida de calor por vulcanismo puede suplir a la pérdida de calor conductiva. De esta manera, la "tectónica de hot-spots" es válida como representante del mecanismo de pérdida de calor en Venus, la cual está compuesta de: 1.- pérdida de calor conductivo a través de una litósfera adelgazada térmicamente, y 2.- pérdida de calor convectivo a través de actividad volcánica. El flujo de regreso de las celdas convectivas se asociaría con inestabilidades en el límite térmico superior "más frío" y consistiría básicamente en hojas delgadas y ocasionalmente en cilindros como se aprecia en la figura 32.

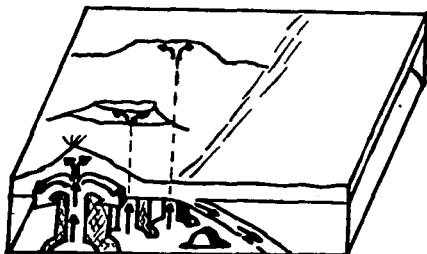


Figura 32.- Mecanismo de pérdida de calor del manto. Esta figura sugiere que el modelo del uniformitarismo es el más adecuado para explicar la pérdida de calor en Venus.

Las anomalías de fusión que generan estas celdas convectivas generalmente se refieren como hot-spots y son de origen desconocido; no obstante, se atribuyen a levantamientos de plumas a partir del manto profundo.

El ascenso de diapiros del manto en un gradiente de presión provoca cambios de densidad y la fusión parcial de materiales del manto y genera magmas basálticos. La causa principal de un levantamiento ó pluma activa puede deberse a anomalías térmicas y químicas en el manto profundo (Sigurdsson, 1987).

III.- ESCALAS DE HOT-SPOTS Y SU EVOLUCION

La distribución superficial, la abundancia, el tamaño y las relaciones de campo de los campos de escudos, arcañoides, calderas, coronas, etc., en Ishtar Terra sugieren fuertemente que son la manifestación superficial de plumas del manto ó hot-spots, y que las diferentes morfologías representan variaciones en el tamaño de la pluma y en el estado y estructura térmica de la litósfera. De esta manera podemos establecer que en Ishtar Terra las características asociadas a hot-spots son las siguientes:

- 1.- Campos volcánicos de poca altura (1 a 2 km), con características de flujo, algunos asociados a deformación extensional.
- 2.- Grandes volcanes y calderas de más de 100 km de diámetro con grandes derrames asociados.
- 3.- Coronas y arcañoides con hasta 500 km de diámetro, con pequeños levantamientos dómicos asociados.

Lo anterior permite interpretar que las plumas térmicas en Ishtar Terra operan en escalas de cientos a miles de kilómetros, creando características superficiales asociadas, pero con diferente morfología.

A partir de los rasgos superficiales presentes en la mayoría de estas estructuras, se puede establecer una secuencia evolutiva para las plumas, la cual, en la mayoría de los casos puede incluir las siguientes fases:

- 1).- Creación de una topografía dinámica, con la correspondiente deformación asociada debida al levantamiento.
- 2).- La generación de una altiplanicie cortical con o sin vulcanismo.
- 3).- Colapso del soporte dinámico conforme se estabiliza y se extingue la pluma.
- 4).- Arrastre lento por relajación de la altiplanicie.

Estas fases se pueden apreciar esquemáticamente en la figura 33.

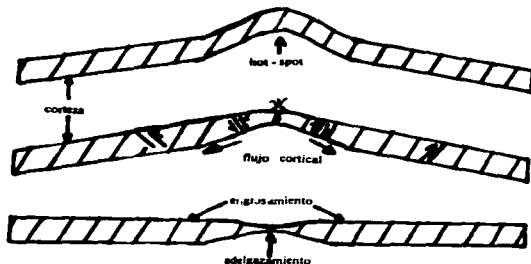


Figura 33.- Fases evolutivas que en general conforman la vida de un hot-spot.

Las fases anteriores en realidad son fuentes de esfuerzos que se presentan en las estructuras volcánicas de la Tierra de diferentes maneras:

1.- La deformación extensional debida al levantamiento térmico se presenta en todas las planicies de los alrededores de Lakshmi, en el arcnocido y en las coronas.

2.- Las fuerzas asociadas a la separación dúctil (las cuales pueden ayudar a engrosar la corteza y se reflejan en las pendientes de los levantamientos) se manifiestan como fallas normales y grabens en los alrededores de las coronas, aunque son más evidentes en los cinturones montañosos que rodean a Lakshmi y en la fosa Rangrid.

3.- Las fuerzas de compresión y de tensión asociadas con la expansión de un bloque cortical se aprecian en estructuras tales como las coronas y los arcnocidos, en forma de alineamientos radiales y semicirculares, además de formar parte de los terrenos tipo tessera.

4.- Las fuerzas compresionales que actúan sobre un bloque de corteza conforme la topografía dinámica decae debido a colapso gravitacional, se aprecian principalmente en los terrenos tipo tessera, en forma de alineamientos separados por pequeños valles.

5.- Conforme una cámara magnética se vacía o un hot-spot se enfría, aparecen esfuerzos termomecánicos que producen colapsamientos; esto es evidente en las calderas y en la gran estructura volcánica denominada Coletete.¹

6.- Por último, la superposición de varias fuentes de enfriero conduce a la deformación compleja de las planicies corticales, lo cual es evidente en la mayoría de las estructuras volcánicas de Iahar Terra.

Lo anterior se aprecia en el anexo XII.

IV.- GENESIS DEL MAGMA Y PROCESOS ERUPTIVOS

El crecimiento de una pluma (en forma de diapiro) desde la profundidad a través del manto puede resultar en la fusión de la cabeza de la pluma conforme la temperatura en el diapiro encuentra el punto de fusión; un período prolongado de fusión debida a la liberación de presión hace que el diapiro se achate y se expanda lateralmente contra una capa viscosa tal como la litósfera, como se ve en la figura 34.

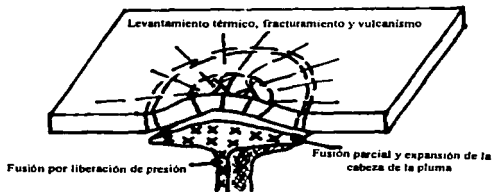
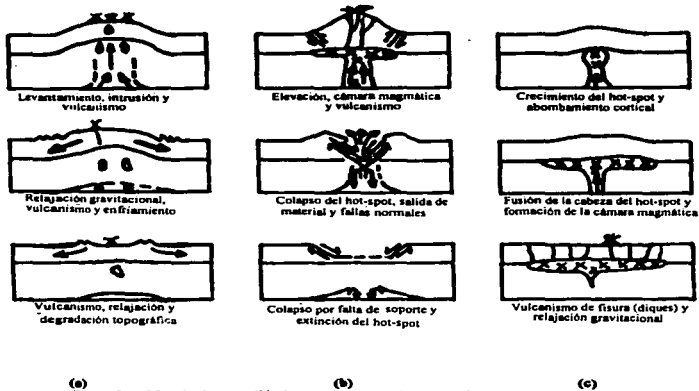


Figura 34.- Fusión y expansión de un diapiro en ascenso al encontrar una capa más viscosa.

Lo anterior produce una gran fuente de magma parcialmente fundido. Si el magma es aún menos denso que sus alrededores, se pueden propagar diques a partir del diapiro estacionado ó cuerpo magnético, continuando así el ascenso del material fundido (Heed y Wilson, 1992). Estos diques podrían dar lugar a los campos de escudos presntes en el área de Iahar Terra. El fracturamiento de las rocas de caja toma lugar en respuesta al esfuerzo inducido por la presencia del diapiro, o bien debido a cambios en el depósito profundo. Así, la migración vertical de magma a partir de zonas neutrales de flotación es debida a procesos asociados con el decrecimiento en la densidad; estos procesos pueden incluir diferenciación magnética y exolución de volátiles.

De esta forma, podemos establecer que la generación de magmas podría atribuirse a cambios de presión, temperatura y/o composición química dentro del planeta, debidos a diversos factores; el proceso de fusión no se debe a incrementos de temperatura, sino que es una consecuencia del descomprimiento en presión.

Conforme el magma entra en una corteza de baja densidad, la diferencia de densidades disminuye e desaparece dando como resultado el estancamiento de magmas en la corteza o en la interfase corteza-manto, pudiendo tener un largo tiempo de residencia en tales lugares. Los procesos químicos que operan en estas cámaras magmáticas (p. ej. cristalización fraccionada) originan cambios en la composición del magma, de primitivo a más evolucionado, y en casos raros la cámara está sujeta y el magma puede ascender directamente de la región fuente a la superficie. Estos procesos bien pueden dar lugar a los domos coronarios, a las calderas y al vulcanismo de fisura observados en el área de Iztar Terra. Lo anterior se puede apreciar en la figura 35.



(a) Modelo de la posible forma en que se originan: (a) los domos coronarios, (b) las calderas, y (c) el vulcanismo de fisura.

Las pulsaciones de una cámara magmática y el detonador de una erupción volcánica pueden resultar de una interacción compleja de diversos factores.

1.- Debido al flujo de magma profundo a la cámara, hay un incremento gradual en la presión del magma dentro de la cámara, lo cual puede llevar a una detonación eruptiva después de que la presión de la cámara exceda a la presión por sobrecarga y al ensañero de tensión litostática de la corteza encajonante.

2.- La flotabilidad de un magma también puede detonar una erupción después de que se establece un contraste de densidades entre el magma y la corteza más densa.

3.- Una erupción también puede ser detonada por compresión; es decir, que se genere una diferencia de presiones debida a la columna de roca y a la columna de magma. La menor densidad del magma comparada con la de la roca de caja produce una sobrepresión que puede sostener una columna de magma mayor que la columna de roca.

4.- También puede ocurrir la detonación de una erupción debido a la sobrestauración de componentes volátiles del magma, lo cual lleva a la exsolución de la fase gaseosa en la cámara, con la consecuente expansión volumétrica, sobrepresión e incremento en el contraste de flotación.

El magma podría salir de la cámara a través de conductos preexistentes, o podría producir sus propias fisuras por fracturamiento hidráulico si hay un exceso local de presión en el magma (Sigurdson, 1987). La descarga de un gran volumen de magma puede causar descompresión en la cámara y fallamiento de la roca de caja sobreyacente; entonces, la subsidencia de las rocas sobreyacentes puede llevar a la formación de una caldera limitada por fallas, o si el depósito es relativamente profundo, a algún tipo de depresión regional. Probablemente este fue el fenómeno que dio origen a las calderas de la altiplanicie Lakshmi.

En suma, el ascenso y la erupción están controlados por factores internos (temperatura, presión, composición química, reología, contenido de gases disueltos, densidad) gobernados por el material que se funde y el magma que resulta, y por factores externos tales como la gravedad y la presión atmosférica principalmente.

Por último, se puede apreciar que en Iahar Terra los volcanes no están distribuidos al azar como a simple vista parece. La deficiencia de estructuras volcánicas en las tierras bajas podría deberse a una dependencia de la altitud, influenciada por la presión atmosférica sobre la exsolución de volátiles y la producción de zonas neutrales de flotación suficientes para formar cámaras magmáticas. Esto favorecería los flujos y canales de lava en tierras medias y bajas, y grandes edificios y calderas en las tierras altas (Turcotte, 1995) como se aprecia en la figura 36.

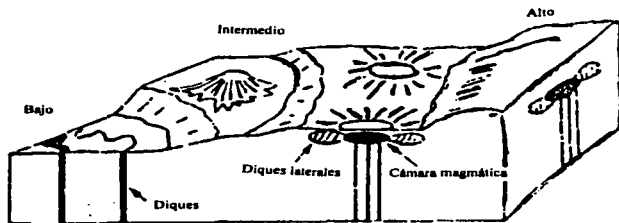


Figura 34.- Distribución del vulcanismo en función de la altitud (Turotte, 1995).

V.-COMO ES LA TECTONICA EN ISHTAR TERRA?

Al observar las imágenes de radar de Iahsar Terra se aprecia una cierta variedad de características tectónicas: cinturones orogénicos, grandes rifts, una gigantesca aklipianicie flanqueada por fallas y fracturas, etc. Pero ¿cuáles son los patrones fundamentales de la tectónica que las conformó?

La forma de atacar este problema puede ser mediante el análisis de la distribución areal de las últimas actividades volcánicas, incluyendo la búsqueda de volcanes activos, así como la diferenciación y el mapeo de las deformaciones tectónicas de compresión y extensión, y el análisis del campo gravitatorio del planeta (Basilevsky, 1990).

Como se vio en el capítulo anterior, en la Tierra las grandes anomalías areales no se correlacionan con la topografía; en cambio en Venus el campo gravitatorio está estrechamente relacionado a la topografía. De hecho, dicha correlación apoya aún más la teoría de que el vulcanismo venusino es a base de hot-spots. Además, tomando en cuenta la elevada temperatura superficial de Venus, se puede inferir que su litósfera posee mayor flotación que la terrestre y por lo tanto es menos susceptible a subducirse (Anderson, 1981; Phillips et al, 1981). Por consiguiente, se ve que el estilo de actividad endogénica es diferente del terrestre.

Al observar las imágenes de radar del Magallanes se puede apreciar que la aklipianicie Lakshmi está rodeada por el escarpe Vesta en el S y SO y los montes masivos de Akas, Freyja, Danu y Maxwell en el O, N, S y E respectivamente. La superficie de Lakshmi está cubierta por algunas geoformas muy importantes como son el volcán

Colette en el O y la caldera Sacajawea en el E.

La altiplanicie Lakshani y sus márgenes son una estructura uniforme que se originó en un proceso común como lo indica su homogeneidad (Pronin, 1986).

Por otro lado, se puede decir que la morfología y la distribución de los centros volcánicos y sus asociaciones con otras características geológicas son significativas para poder establecer los patrones de estilo tectónico en Ishtar Terra. La distribución de los centros volcánicos no es al azar con respecto a la altura y está fuertemente correlacionada con áreas de extensión, y anticorrelacionada con áreas caracterizadas por deformación compresional y por mayor espesor cortical. Es decir, que los centros volcánicos son poco frecuentes en regiones caracterizadas por cinturones montañosos y planicies elevadas, en donde la deformación compresional es común; también son poco frecuentes en terrenos tipo terraza, donde la corteza es más gruesa (Crumpler et al, 1993). En el anexo XIII se puede apreciar lo que se menciona en este párrafo.

Por otro lado, el gradiente de temperatura vertical produce una plasticidad variable en las rocas viscosas. Esto sugiere que en el proceso de movimientos horizontales el material más profundo y más dúctil, y la corteza rígida, se han separado y más tarde se han roto en varias cabalgaduras (Pronin, 1986), como se ve en la figura 37.

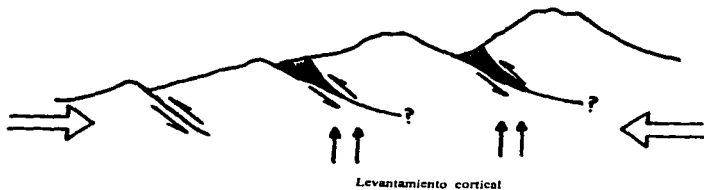


Figura 37.- Cabalgaduras debidas a movimientos horizontales (Pronin, 1986).

De esta manera, un escenario plausible para determinar la tectónica de Ishtar Terra incluiría los siguientes aspectos.

- 1.-Ocurrencias traslapadas de compresión y engrosamiento cortical.
- 2.-Fracturamiento y posible imbricación.
- 3.-Convergencia horizontal (underthrusting) de algunas porciones de corteza.
- 4.-Fusión basal, elevación térmica y vulcanismo episódico.

En el modelo que se propone al final de este capítulo se establece la forma en que cada uno de los elementos antes mencionados ha participado en la evolución tectónica del área de Ishtar Terra.

VI.- EVENTOS TECTONICOS DETECTABLES

Como se ve en el mosaico de imágenes de radar de Ishtar Terra, los procesos geológicos (y por ende los tectónicos) varían de región a región y tienen diferencias muy marcadas. Las características topográficas observadas y las relaciones que guardan unas con respecto a otras indican que el estilo tectónico no está dominado por una sola clase de actividad, movimiento o deformación, sino que contiene elementos de varios estilos, tal y como lo propusieron Solomon y Head (1991) para todo el planeta.

Los estilos tectónicos que se lograron detectar en el mosaico de trabajo son los siguientes:

1.- Levantamiento térmico y movimiento vertical posiblemente relacionado a hot-spots de diferentes escalas, como se aprecia en los alrededores de Lakshmi, en las coronas, en el arcoide y en la propia altiplanicie.

2.- Movimiento lateral a nivel regional que incluye extensión y compresión a diferentes escalas, tal y como se ve en los cinturones montañosos y en los terrenos tipo tessera.

3.- Relajación gravitacional (Stofan et al, 1988), como se puede observar en áreas locales alrededor de coronas, cinturones montañosos y arcoide.

Lo anterior se aprecia en el mapa del anexo XIV.

En suma, se puede decir que Ishtar Terra es en su conjunto una gran estructura que presenta grandes evidencias de tectonismo y vulcanismo intensos.

VII.- MODELOS TECTONICOS DE ISHTAR TERRA

Se han propuesto numerosas teorías para poder explicar la formación de Ishtar Terra, o bien de alguna de sus partes. Entre ellas están: levantamientos del manto ó hot-spots ascendentes (Prosin, 1986; Grimm y Phillips, 1992), hundimientos del manto ó hot-spots descendentes -también llamados cold-spots- (Bindaschadler y Parmentier, 1989; Lenardic et al, 1991), convergencia horizontal (Head, 1990; Roberts y Head, 1990), acreción de terrenos, deslizamiento gravitacional y rifts ó extensión regional (Kaula, 1993), underplating y delaminación litosférica (Roberts y Head, 1990).

Las cuatro teorías más aceptadas explican sólo parcialmente algún rasgo o característica sobresaliente (como se vio al final del capítulo 3), pero no logran explicar todo el conjunto, lo cual se describe a continuación.

Levantamientos del manto ó hot-spots.- Esta teoría puede explicar los levantamientos contrastantes que se encuentran sobre todo en la altiplanicie Lakshmi; incluso algunos autores han propuesto que Lakshmi es un mega hot-spot. Desafortunadamente se requiere un contraste natural de esfuerzo litosférico para producir los cinturones montañosos adyacentes, los cuales se elevan de 3 a 4 kilómetros por encima de la altiplanicie.

Hundimientos del manto ó cold-spots.- En esta teoría, los cinturones montañosos periféricos a Lakshmi pudieron haberse formado si el engrosamiento de la corteza evolucionara a un segundo estado de deformación en el cual ésta se hundiera iniciando la subducción. Sin embargo, no se han podido determinar zonas características de subducción y los datos gravimétricos tampoco han sido determinantes para establecer paleozonas de subducción.

Convergencia horizontal ("underthrusting").- Esta teoría puede producir el arreglo que se tiene montañas-altiplanicie si Lakshmi correspondiera a un bloque de roca más resistente a la deformación, pero no satisface el requisito de la gran elevación ó abombamiento cortical, ni el vulcanismo de la altiplanicie.

"Underplating" y delaminación litosférica.- Esta teoría implica el desplazamiento de un gran volumen de material de baja densidad en o cerca del límite corteza-manto. La relajación gravitacional de tal evento causa una elevación de la superficie hasta que la carga topográfica balancea a las fuerzas de flotación a profundidad. Sin embargo, en este modelo no se produce ninguna deformación compresiva que explique la formación de los cinturones orogénicos. Si además se agrega una estratificación de densidades gravitacionalmente inestables conforme una porción de la litósfera cae en el manto y se hunde, una parte del manto caliente crece en su lugar produciendo levantamiento y vulcanismo, pero no compresión.

El análisis de las imágenes de radar muestra que la tectónica de Ishtar Terra es muy compleja y que no puede ser interpretada fácilmente en términos de alguno de los modelos antes mencionados. Cada hipótesis debe incorporar circunstancias especiales para explicar todas las características de Ishtar Terra. En la tabla XI se muestran los modelos propuestos, indicándose las contribuciones y restricciones de cada uno de ellos en la

conformación de Iahar Terra.





Módulo	Diagrama	Contribuciones	Restricciones
Levantamiento del mar a 6 km-esp		Elevación de oblitación Volcanismo Relaxación de tensión Asimetría gravitacional	Cinturones orogénicos Ambiente compresivo
Modificación del mar a 4 km-esp		Acentuamiento cortical Engrosamiento cortical Asimetría gravitacional	Cinturones orogénicos Ambiente volcánico Elevación de oblitación
Convergencia horizontal (mid-oceanic)		Cinturones orogénicos (en un sólo lado) Asimetría gravitacional	Fauna epizónica Elevación de oblitación Volcanismo en oblitación
Undeveloping y deformación litostática		Elevación de oblitación Volcanismo	Ambiente compresivo Cinturones orogénicos

Tabla XI.- Contribuciones y restricciones de los modelos propuestos por diversos autores para la formación de Iahar Terra y la oblitación Lakshmi

VIII.- MODELO TECTÓNICO DE ISHTAR TERRA QUE SE PROPONE EN ESTE TRABAJO

La elevada región de Iahar Terra presenta evidencias de vulcanismo y tectonismo en gran escala, representados básicamente por la aklipianicie Lakshmi y los cinturones montañosos que la rodean. Lakshmi se ha interpretado como de origen volcánico (Roberts y Head, 1989) y los cinturones montañosos que la circundan se han atribuido a un origen tectónico compresivo (Vorder Bruegge et al, 1990).

Los movimientos horizontales de materiales corticales que producen fallamientos y plegamientos, los grandes levantamientos y el vulcanismo representan los aspectos fundamentales de la tectónica de Iahar Terra. También pueden ser importantes en la formación de esta región las inhomogeneidades en la resistencia litosféricas debidas a variaciones térmicas, a variaciones composicionales y/o a variaciones de espesor cortical.

Con base en lo expuesto anteriormente, analizando cada una de las teorías propuestas (en este trabajo se rescata la parte funcional de cada teoría y se hace una combinación de ellas) y anexando los resultados obtenidos en el análisis gravimétrico, se considera que Iahar Terra no se formó debido a un sólo evento, sino que es el resultado

de varios procesos que en parte solos y en parte combinados dieron origen a esta gran extensión de terreno elevado.

Venus y la Tierra son "similares" con respecto a sus modos de convección del manto, pero distintos en términos de las manifestaciones tectónicas superficiales de la convección misma. En la Tierra la deformación tectónica es manejada básicamente por corrientes convectivas del manto que descienden (empuje de una cuña); las geoformas resultantes son trincheras, cinturones orogénicos, fallas transformantes y rifts. En Venus, las corrientes convectivas descendentes son también las responsables de la deformación tectónica superficial: altipianicies, zonas de deformación y carencia de raggos quebradizos (tales como rifts y fallas transformantes); estos raggos sugieren una litósfera más semejante a un fluido viscoso. El ambiente más dúctil de la litósfera de Venus, en comparación con la litósfera terrestre, es atribuible a su mayor temperatura superficial y a la carencia de agua en su corteza y manto superior.

Así, es necesario un modelo más complejo que los ya analizados para producir los esfuerzos superficiales y las profundidades de compensación que se presentan. Como la gravedad y la topografía son las principales observaciones, es necesario considerar el soporte isostático con una posible componente térmica para sugerir un modelo, según se vio en el capítulo anterior. Por otro lado, no se ha logrado identificar ninguna fuente de esfuerzos tal como el jalaseo de una cuña, el empuje de un rift, o esfuerzos de corte, por lo que los modelos de hot-spot y cold-spot se hacen atractivos, pues éstos son su propia fuente de esfuerzos.

Se sabe que existen dos procesos geológicos capaces de producir grandes levantamientos: la expansión térmica debida al crecimiento de un hot-spot y el engrosamiento cortical que resulta de la convergencia horizontal. Sin embargo, ni la compresión regional (cold-spot), ni el hot-spot pueden por sí solos satisfacer las principales observaciones de gravedad, topografía y tectónica. Las observaciones tectónicas en los cinturones orogénicos indican que éstos se originaron a partir de fuerzas compresivas, originadas por algunos movimientos horizontales que no ha sido posible determinar si provienen de dentro o de fuera de la altipianicie Lakshmi (Janle et al, 1992).

De acuerdo al análisis estructural, a la secuencia de eventos de deformación, a las edades relativas, a la estratigrafía y a la geología histórica que se determinaron en los capítulos anteriores, se pueden establecer las siguientes etapas en la conformación de Ishtar Terra:

1.- Origen del terreno tipo tessera, el cual corresponde a una parte elevada (paleocontinente) que presenta deformación compresiva primero y distensiva después (Becklevky, 1966).

2.- Levantamiento de coronas, incluyendo a la altiplanicie Lakshmi como una mega-corona, fracturamiento denso de planicies y formación de cinturones orogénicos; los levantamientos originaron esfuerzos de tensión en los alrededores, los cuales provocaron el fracturamiento distensivo a través del cual aparece el vulcanismo de planicies. También se manifiesta vulcanismo en la cima de los levantamientos.

3.- Fracturamiento espaciado de planicies y relajamiento de coronas; ambos procesos resultan de la etapa de relajamiento posterior al evento compresivo mencionado en el punto anterior.

4.- Grandes fracturamientos locales debidos probablemente a relajación gravitacional y eyección de magmas viscosos.

Por otra parte, el análisis topográfico y gravimétrico indica que existe una fuerte correlación entre gravedad y topografía, lo cual permite suponer un soporte isostático, con una posible componente dinámica en el área de Lakshmi, evidenciado por los grandes centros eruptivos que indican un flujo de calor anormalmente alto y por consiguiente un esfuerzo cortical y litosférico relativamente bajo.

En el capítulo anterior también se dijo que el análisis gravimétrico no proporciona una solución única para una anomalía dada, sino que existe un cono de soluciones. Entonces, se hace necesario recurrir a la geología (cuerpos geológicos) para saber cual solución es la más apropiada para la anomalía positiva presente en Ishtar Terra.

Construyendo las cuatro etapas arriba señaladas con las contribuciones de los modelos de la tabla XI y considerando los estados evolutivos de un hot-spot que se mencionaron en el tema III de este capítulo, se puede establecer un modelo que involucre: hundimientos del manto ó cold-spots (con el consecuente emorgamiento cortical), levantamientos del manto ó hot-spots y convergencia horizontal; esta última aunada a fallamiento inverso y levantamiento cortical.

Así, el modelo tectónico que se propone es el siguiente.

Fase I.- Formación del paleocontinente Tethys por medio de cold-spots ó corrientes del manto que se hundan.- La iniciación de las corrientes convectivas hundidas provoca subsidencia de la superficie, mientras que la compresión axial empuja a domar dentro de la nueva corteza formada, manifestándose como pliegues o cabalgaduras orientadas radialmente. Conforme las corrientes del manto continúan hundidas, la corteza es engrosada y empieza el levantamiento cortical (Blindschadler y Farnsworth, 1989) ó engrosamiento cortical (deformación dúctil). Finalmente, el levantamiento cesa cuando la corteza alcanza un estado estable en el cual la tendencia del manto en hundimiento a formar el engrosamiento cortical es balanceada por la tendencia del bloque de corteza gruesa a expandirse bajo su propio peso, viniendo posteriormente una etapa de relajación que provoca fallas normales. Lo anterior se aprecia en la figura 38.



Figura 38.- La topografía elevada se forma a partir de la relajación por esfuerzos tangenciales impuestos en la base de la corteza.

Este modelo satisface la elevada topografía de Ishtar Terra, la deformación en forma de pliegues y cabalgaduras del terreno tipo tessera, la gran anomalía gravimétrica y las gruesas raíces corticales que soportan isostáticamente a esta región. Sin embargo, aquí se asume que en esta época existía un patrón convectivo diferente, el cual fue la fuente de los esfuerzos horizontales.

Fase II.- Levantamiento de coronas, incluyendo la mega-corona conformada por la aklaplancie Lakshmi, a través de hot-spots ó corrientes del manto ascendentes.- Como ya se vio, existen varias escalas de hot-spots; en este caso se asume que un gran hot-spot se comenzó a emplazar hacia el Centro-Oeste de Ishtar y otros más pequeños en su periferia. Esto constituyó un cambio en el patrón de la convección. Los hot-spots pequeños originaron las coronas, pero aquí el más importante es el mega hot-spot. En primer lugar se produjo un levantamiento cortical sin cambios significativos de espesor; posteriormente,

al continuar desarrollándose el hot-spot, el espesor cortical decreció y la superficie empezó a subdirlas debido a que la intrusión del hot-spot en sacomas provocó esfuerzos de tensión en sus paredes produciéndose enormes fallas y dando origen a la aklaplancie Lakshmi y al vulcanismo manifiesto que aparece sobre ella. Esto se aprecia en la figura 39.

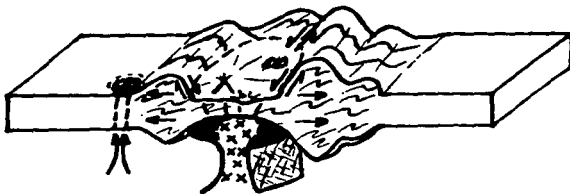


Figura 39.- Formación de las sacomas y de la aklaplancie Lakshmi debido a hot-spot del manto.

Los levantamientos debidos al emplazamiento del mega hot-spot producen esfuerzos de tensión muy intensos que originan fracturamientos densos a través de los cuales aparece el vulcanismo de flaura en las planicies. Contemporáneamente, en la aklaplancie en subdiancia se generó el gran vulcanismo extensivo que la caracteriza, quedando algunos remanentes del terreno tipo tessera sobre ella. Este modelo explica la elevación de la aklaplancie, el vulcanismo extensivo, el fracturamiento denso alrededor de Lakshmi, la anomalía gravimétrica, el probable aporte térmico de la topografía en el área de la aklaplancie y los remanentes de tessera sobre la misma.

Fase III.- Convergencia horizontal con fallamiento inverso, imbricación y levantamiento cortical asociados.- En esta etapa, tanto la litósfera en sacomas como los flujos de lava sobre la aklaplancie son producidos hacia el centro de esta últimas (las diferentes calderas podrían indicar cierta movilidad del hot-spot) y se mueven hacia el borde de la misma, dando como resultado los cinturones orogénicos por colisión. Este proceso es puntual y no lineal como en la tectónica de placas terrestre. De esta manera, los cinturones orogénicos son los sitios de convergencia cortical a gran escala, representados por el cabalgamiento de éstos sobre la aklaplancie Lakshmi. Esto se ilustra en la figura 40.

La deformación compresiva ejercida por el empuje lateral del manto en sacomas causa flaura y cabalgamiento de la corteza. La continuación de la convergencia provoca engrosamiento cortical y levantamiento; este proceso continuo produjo la formación del frente de los cinturones orogénicos, mientras hacia afuera de ellos se lleva a cabo una relajación gravitacional. Este modelo satisface el ambiente tectónico compresivo de los

cinturones orogénicos, la anomalía gravimétrica positiva, el soporte topográfico por instantánea y el probable soporte térmico, la elevación de montañas y la flujada de los esfuerzos tectónicos que dan lugar a la convergencia horizontal, al fallamiento inverso y al levantamiento cortical.

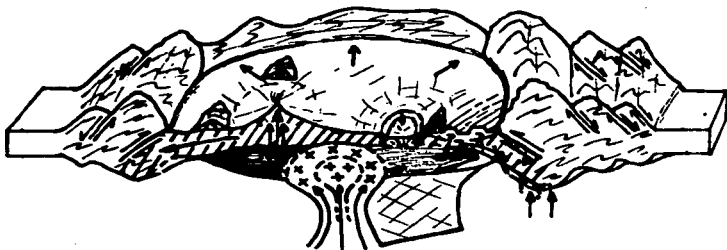


Figure 40.- Convergencia horizontal, fallamiento inverso y levantamiento cortical asociados.

Fase IV.- Colapso del hot-spot conforme se estabiliza y se va extinguiendo, y arrastre por relajación de la altiplanicie.- La presencia de escorias calderas sobre la altiplanicie pueden ser un indicio de que el hot-spot se está extinguiendo o se ha extinguido, lo cual traería como consecuencia la relajación gravitacional del altiplano; esto se pone de manifiesto en la serie de grandes fracturas que aparecen al E de Lakshmi. Probablemente sólo aparecen en esta zona debido a que los montes Maxwell tienen la mayor altura, extensión y volumen de todos los cinturones orogénicos.

La combinación de modelos que dio como resultado el modelo de evolución tectónica planteado para el área de Ishtar Terra se ha hecho considerando los resultados estratigráficos, estructurales, volcánicos, topográficos y gravimétricos que se fueron obteniendo a lo largo de este trabajo. En realidad es muy difícil tratar de llegar a conclusiones más convincentes a partir de los datos existentes, sobre todo si se considera que las imágenes de radar y demás datos de la sonda Magallanes sólo reflejan un instante (1 año terrestre, pero en tiempo venusiano) y que los procesos volcánicos y tectónicos se llevan a cabo a lo largo de muchos millones de años. Considerando esto, se ve claramente que sólo es posible hacer interpretaciones e inferencias de lo que pudo o puede estar sucediendo en el manto y la corteza venusianas.

**ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA**

CONCLUSIONES

1.- Los procesos geológicos del planeta Venus son similares a los terrestres, pero sus efectos son diferentes lo cual se refleja en los rasgos geomorfológicos que aparecen en las superficies de ambos planetas.

2.- Ishtar Terra es una región topográfica muy elevada, la cual constituye un pseudocontinente que se caracteriza por la complejidad de sus rasgos superficiales: cinturones orogénicos, coronas y arcaoides, tesseras, enormes calderas, áreas intensamente fracturadas y planicies de origen volcánico.

3.- En Ishtar Terra se lograron diferenciar 15 tipos diferentes de rasgos geomorfológicos, que son: arcaoides, cráteres de impacto, canales de lava, cañones, coronas, dorsales, flujos de lava, fosas tectónicas, montañas, planicies, altiplanos, escarpes, calderas y terrenos muy deformados llamados tesseras.

4.- La "geología de radar" de Ishtar Terra consiste en 13 tipos de terrenos cuyos rasgos superficiales permiten diferenciarlos y definirlos y son: terreno tipo tessera, terreno densamente fracturado en planicies, terreno densamente fracturado asociado a coronas, planicies fracturadas con crestas, planicies con crestas rugosas, cinturones orogénicos, anillos de crestas en coronas, crestas y fracturas de arcaoides, planicies suaves, planicies lobuladas, fracturas en anillos coronales, terreno de rifts y fracturas asociadas y cráteres con paraboloides oscuros.

5.- En Ishtar Terra se lograron determinar 5 rasgos estructurales, los cuales conforman y modifican a la geología de radar. Tales rasgos son: grandes fracturas, alineamientos de arcaoides, alineamientos coronarios, alineamientos generales y cinturones orogénicos.

6.- La morfología, los rasgos estructurales y la geología de radar permiten inferir que los procesos geológicos que han actuado en Ishtar Terra son: vulcanismo, tectonismo, craterismo de impacto y movimientos gravitacionales.

7.- A partir de la geología de radar, se estableció una columna morfoestratigráfica utilizando los criterios de la fotogeología terrestre. Las unidades "estratigráficas", de la más antigua a la más reciente son: tessera, terreno densamente fracturado, planicies fracturadas con crestas, cinturones orogénicos, planicies con crestas rugosas, anillos de crestas en coronas, fracturas en anillos coronales, terreno de rifts y fracturas asociadas, crestas y fracturas de arcaoides, planicies, fracturas, y cráteres con paraboloides oscuros. Esto permitió establecer edades relativas y sugerir una historia geológica para el área de Ishtar Terra.

8.- Ishtar Terra se caracteriza por 4 cinturones orogénicos con alturas de 5 a 12 km, una gran abtplanicie cuya altitud es de 4 a 5 km, un terreno fuertemente deformado de 1 a 6 km de altura y grandes planicies periféricas que confirman el nivel de referencia.

9.- Ishtar Terra corresponde a una gran anomalía de bouguer negativa, cuya forma y dimensiones permiten establecer que esta región está soportada isostáticamente por gruesas raíces corticales, con una posible componente dinámica en el área de la abtplanicie Lakshmi, evidenciada por las enormes estructuras volcánicas que aparecen sobre ella.

10.- En Ishtar Terra existen 6 tipos diferentes de rasgos volcánicos: campos volcánicos, grandes volcanes, calderas, coronas, arconoides, flujos y canales de lava. Los tipos volcánicos cambian en función de la altura, pero todos son originados a partir de hot-spots de diferentes magnitudes.

11.- En Ishtar Terra se detectaron 3 tipos de eventos tectónicos: levantamiento térmico y movimiento vertical asociado, movimientos laterales de tensión y de compresión, y relajación gravitacional. Diferentes autores han propuesto modelos para explicar la tectónica en Ishtar Terra, pero ninguno de ellos ha logrado explicar todos los rasgos geológicos y geofísicos presentes en dicha zona.

12.- En este trabajo se ha propuesto un modelo de la evolución tectónica de Ishtar Terra, el cual logra explicar todos los rasgos geológicos y geofísicos que se han interpretado para esta región. Sin embargo, los datos que se tienen en la actualidad no permiten saber con certeza si el modelo es funcional o no. Las nuevas misiones que logran llegar a Venus proporcionarán más y mejores datos que ayudan a definir modelos más adecuados.

BIBLIOGRAFIA

- 1.- American Commission on Stratigraphic Nomenclature (1961) Code of Stratigraphic Nomenclature. Bull. Am. Assoc. of Petroleum Geologists 45/3: 643-665.
- 2.- Anton, V., Vargoly, P. y Mészáros, P. (1994) Tectonic Interpretations of Central Inboard Terra (Venus) from Venus 15/16 and Magellan Full-Resolution Radar Images. Planet. Space Sci. 42/3: 239-261.
- 3.- Arizumi-Hanada, J. y Tokada, M.N. (1984) Thermal Evolution of Venus. Physics of the Earth and Planetary Interiors 34: 232-250.
- 4.- Barriot, J-P y Balesina, G. (1994) Analysis of the LOS Gravity Data Set from Cycle 4 of the Magellan Probe around Venus. ICARUS 112: 34-41.
- 5.- Basilevsky, A.T. (1990) Vital Problems of Venus Geology: Outlook for their Resolution by Magellan and Post-Magellan Missions. Earth, Moon and Planets 50/3: 1-23.
- 6.- Basilevsky, A.T. (1986) Structures of Central and Eastern Areas of Inboard Terra and Some Problems of Venusian Tectonics. Cosmochimica 20/4: 283-288.
- 7.- Basilevsky, A.T., Barin, G.A. y Baranov, R.M. (1989) Maps of Part of the Venus Northern Hemisphere: A Joint US/UR Mapping Project. Lunar and Planetary Science XX, parte 1: 46-47.
- 8.- Basilevsky, A.T. y Head, J.W. (1988) The Geology of Venus. Earth Planet. Sci. 16: 295-317.
- 9.- Basilevsky, A.T. y Head, J.W. (1994) Global Stratigraphy of Venus: Analysis of a Random Sample of Thirty-six Test Areas. Earth, Moon and Planets 66: 285-336.
- 10.- Basilevsky, A.T. y Head, J.W. (1994) Preliminary Stratigraphic Basis for Geologic Mapping of Venus. Lunar and Planetary Science XXV, parte 1: 65-66.
- 11.- Basilevsky, A.T. y Head, J.W. (1993) Regional and Global Stratigraphy of Venus: A Preliminary Assessment and Implications for the Geological History of Venus. Planet. Space Sci. 42/12: 1523-1553.
- 12.- Basilevsky, A.T. e Ivanov, B.A. (1980) Clavius Crater on Venus: Nomenclature 15/16 Data and Impact/Volcanic Origin Controversy. Geophys. Res. Lett. 17/2: 173-178.
- 13.- Bindshchafner, D.L. y Head, J.W. (1989) Models of Venus Tectonics: Evaluation and Application to Tessera Terrain. Lunar and Planetary Science XX, parte 1: 76-77.
- 14.- Bindshchafner, D.L. y Head, J.W. (1989) Characterization of Venus 15/16 Geologic Units from Planetary Radar Bathymetry and Radarimetry Data. ICARUS 77: 3-20.
- 15.- Bindshchafner, D.L., Head, J.W. y Frenkelstein, E.M. (1987) Preliminary Results of Mapping and Modeling of the Fused Terra, Venus. Res 68/64: 1340.
- 16.- Bindshchafner, D.L. y Frenkelstein, E.M. (1989) Models Flow Tectonics and a Weak Lower Crust: Implications for Formation of Large-Scale Features on Venus. Lunar and Planetary Science XX, parte 1: 78-79.
- 17.- Bindshchafner, D.L., Schubert, G. y Kozin, W.M. (1992) Coldspots and Hotspots: Global Tectonics and Mantle Dynamics of Venus. J. Geophys. Res. 97/EE: 13,495-13,532.
- 18.- Bowin, C. (1985) Global Gravity Maps and the Structure of the Earth. Society of Exploration Geophysicists: 88-101.
- 19.- Barin, G.A. (1990) Notes on the Maps of Venus: A Pre-Magellan Review. Earth, Moon and Planets 50/3: 341-358.
- 20.- Burt, J. y Head, J.W. (1990) Venus: Tectonic and Volcanic Consequences of Subduction and Underthrusting. Lunar and Planetary Science XXII, parte 1: 149-150.
- 21.- Campbell, D.B., Head, J.W., Harrison, J.K. e Hine, A.A. (1983) Venus: Identification of Banded Terrain in the Mountains of Inboard Terra. Science 221: 644-647.
- 22.- Campbell, D.B., Head, J.W., Harrison, J.K. e Hine, A.A. (1984) Venus: Volcanism and Rift Formation in Beta Regio. Science 226: 167-169.
- 23.- Crumpler, L.S., Auble, J.C. y Head, J.W. (1992) The Global Distribution of Volcanism on Venus: Results from Magellan. Ann Spring Meeting: 177.
- 24.- Crumpler, L.S., Auble, J.C. y Head, J.W. (1993) The Magellan Volcanic and Magmatic Feature Catalog. Lunar and Planetary Science XXIV, parte 1: 361-362.
- 25.- Crumpler, L.S., Head, J.W. y Campbell, D.B. (1986) Orogenic Belts on Venus. Geology 14:

- 26.- Finn, V.J., Baker, V.R. y Komatsu, G. (1991) Morphostructural Analysis of Ishtar Terra, Venus. *Lunar and Planetary Science XXII*, parte 1: 377-378.
- 27.- Ford, P.G. y Putsgill, G.H. (1992) Venus Topography and Kilometer-Scale Slopes. *J. Geophys. Res.* 97/E8: 13,103-13,114.
- 28.- Frank, B.L. y Head, J.W. (1990) Ridge Belts on Venus: Morphology and Origin. *Earth, Moon and Planets* 50/51: 421-470.
- 29.- Geddis, L.R. y Greeley, R. (1990) Volcanism in Northwest Ishtar Terra, Venus. *ICARUS* 87: 327-338.
- 30.- Geddis, L.R. y Greeley, R. (1989) Volcanism in NW Ishtar Terra, Venus. *Lunar and Planetary Science XX*, parte 1: 319-320.
- 31.- Grimm, R.E. y Phillips, R.J. (1992) Anatomy of a Venusian Hot Spot: Geology, Gravity, and Mantle Dynamics of Eistia Regio. *J. Geophys. Res.* 97/E10: 16,035-16,054.
- 32.- Grimm, R.E. y Phillips, R.J. (1991) Gravity Anomalies, Compensation Mechanisms, and the Geodynamics of Western Ishtar Terra, Venus. *J. Geophys. Res.* 96/B3: 8305-8324.
- 33.- Grouffle, E.B. y Head, J.W. (1995) Radiating Dike Swarms on Venus: Evidence for Emplacement at Zones of Neutral Buoyancy. *Planet. Space Sci.* 43/12: 1555-1560.
- 34.- Head, J.W. (1990) Assemblages of Geologic/Morphologic Units in the Northern Hemisphere of Venus. *Earth, Moon and Planets* 50/51: 391-408.
- 35.- Head, J.W. (1990) Formation of Mountain Belts on Venus: Evidence for Large-Scale Convergence, Underthrusting, and Crustal Imbrication in Freyja Montes, Ishtar Terra. *Geology* 18: 99-102.
- 36.- Head, J.W. (1990) Processes of Crustal Formation and Evolution on Venus: An Analysis of Topography, Hypsometry, and Crustal Thickness Variations. *Earth, Moon and Planets* 50/51: 23-55.
- 37.- Head, J.W. y Crumpler, L.S. (1990) Venus Geology and Tectonics: Hotspot and Crustal Spreading Models and Questions for the Magellan Mission. *NATURE* 346/9: 525-533.
- 38.- Head, J.W., Crumpler, L.S., Auble, J.C., Gusek, J.E. y Saunders, R.S. (1992) Venus Volcanism: Classification of Volcanic Features and Structures, Associations, and Global Distribution from Magellan Data. *J. Geophys. Res.* 97/E8: 13,153-13,197.
- 39.- Head, J.W. y Wilson, L. (1992) Magma Reservoirs and Neutral Buoyancy Zones on Venus: Implications for the Formation and Evolution of Volcanic Landforms. *J. Geophys. Res.* 97/E3: 3877-3903.
- 40.- Head, J.W. y Wilson, L. (1993) Neutral Buoyancy Zones and Rheological Boundaries on the Moon and Venus: Relationship to Magma Storage and Eruption Styles. *Eos Spring Meeting*: 292.
- 41.- Head, J.W. y Wilson, L. (1986) Volcanic Processes and Landforms on Venus: Theory, Predictions, and Observations. *J. Geophys. Res.* 91/B9: 9407-9446.
- 42.- Head, J.W., Vander Bruggen, R. y Crumpler, L. (1989) Architecture of Orogenic Belts and Convergent Zones in Western Ishtar Terra. *Lunar and Planetary Science XX*, parte 1: 396-397.
- 43.- Hunter, D.M., Colin, L., Donahue, T.M. y Moroz, V.I. editores (1983) *VENUS. The University of Arizona Press*: 1-1060.
- 44.- Izenberg, N.R., Arvidson, R.E. y Phillips, R.J. (1992) Venus Resurfacing: Building the Global View. *Eos Spring Meeting*: 179.
- 45.- Jones, D.M., Squyres, S.W., Bindschadler, D.L., Barr, G., Schubert, G., Sharpton, V.L. y Stefan, E.R. (1992) Geophysical Models for the Formation and Evolution of Coronae on Venus. *J. Geophys. Res.* 97/E10: 16,035-16,067.
- 46.- Janle, P., Basilevsky, A.T., Kreslavsky, M.A. y Shtyuta, E.N. (1992) Heat Loss and Tectonic Style of Venus. *Earth, Moon and Planets* 58: 1-29.
- 47.- Janle, P. y Jansen, D. (1984) Tectonics of the Southern Escarpment of Ishtar Terra on Venus from Observations of Morphology and Gravity. *Earth, Moon and Planets* 31: 141-155.
- 48.- Janle, P., Janssen, D. y Basilevsky, A.T. (1988) Tepui Mons on Venus: Morphology and Elastic Bending Models. *Earth, Moon and Planets* 41: 127-139.
- 49.- Kasila, W.M. (1993) Ishtar Gravity. *Eos Spring Meeting*: 191.
- 50.- Kasila, W.M., Bindschadler, D.L., Grimm, R.E., Hansen, V.L., Roberts, K.M. y Srinakar, S.E. (1992) Style of Deformation in Ishtar Terra and Their Implications. *J. Geophys. Res.* 97/E10: 16,085-16,120.

- 51.- Keating, B.H., Fryer, P., Betiza, R y Boshart, G.W. editors (1987) *Seamounts, Islands and Atolls*. AGU Geophysical Monograph 43: 1-11.
- 52.- Kieffer, S.T. y Head, J.W. (1994) *Super Mons, Venus: Evolution of a Large Shield Volcano*. *Earth, Moon and Planets* 65: 129-190.
- 53.- Kieffer, W.S. (1991) *Mantle Viscosity and Flow Geometry: Implications for Surface Motions on Venus*. *Lunar and Planetary Science XXXI*, parte 2.
- 54.- Kieffer, W.S. y Hagar, B.H. (1989) *The role of Mantle Convection in the Formation of Highland Regions on Venus*. *Lunar and Planetary Science XXX*, parte 2: 520-521.
- 55.- Kryuchkov, V.P. (1990) *Ridge Belts: Are they Compressional or Extensional Structures?* *Earth, Moon and Planets* 50/51: 471-491.
- 56.- Kurokawa, L.V. (1985) *Volcanism on Venus: Connecting Link?* *Adv. Space Res.* 5/9: 91-98.
- 57.- Lencaric, A., Kaula, W.M. y Bindschadler, D.L. (1991) *The Tectonic Evolution of Western Ishtar Terra, Venus*. *Geophys. Res. Lett.* 18/12: 2209-2212.
- 58.- Manges, K.P. y Head, J.W. (1980) *Lakshmi Plenum: A Distinctive Highland Volcanic Province*. *Lunar and Planetary Science XIX*, parte 2: 713-714.
- 59.- McKenzie, D. (1994) *The Relationship between Topography and Gravity on Earth and Venus*. *ICARUS* 112: 55-88.
- 60.- McNames, J.B., Bendoric, N.J. y Sjogren, W.L. (1993) *Venus: Global Gravity and Topography*. *J. Geophys. Res.* 98/E5: 9113-9128.
- 61.- Moore, H.J., Flax, J.J. y Parker, T.J. (1993) *Relief of Some Small Landforms on Venus*. *Lunar and Planetary Science XXXIV*, parte 2: 1003-1004.
- 62.- Morgan, P. y Phillips, R.J. (1983) *Hot Spot Heat Transfer: Its Application to Venus and Implications to Venus and Earth*. *J. Geophys. Res.* 88/B10: 8305-8317.
- 63.- Montague, N.A., Sjogren, W.L., Tringer, G.B. y Bills, B.G. (1983) *Venus: 10th Degree and Order Global Gravity Field*. *Eos* 64/45: 744.
- 64.- Neumann, R.S., Bills, B.G. y McNames, J.B. (1993) *A High Resolution Gravity Model for Venus*. *GVM-1. Geophys. Res. Lett.* 20/7: 599-602.
- 65.- Nettleton, L.L. (1971) *Elementary Gravity and Magnetism for Geologist and Seismologist*. *Society of Exploration Geophysicists*: 3-70.
- 66.- Nikishin, A.M. (1990) *Tectonics of Venus: A Review*. *Earth, Moon and Planets* 50/51: 101-125.
- 67.- Nikishin, A.M. (1990) *Ishtar Terra on Venus: Stages of Formation*. *Lunar and Planetary Science XXXI*, parte 2: 887-888.
- 68.- Pettengill, G.H., Campbell, D.B. y Manursky, H. (1985) *Scientific American* 252/3: 54-65.
- 69.- Pettengill, G.H., Ford, P.G. y Witt, R.J. (1992) *Venus Surface Radiothermal Emission as Observed by Magellan*. *J. Geophys. Res.* 97/E8: 13,091-13,102.
- 70.- Pettengill, G.H., Ford, G.P., Johnson, T.K., Raney, R.K. y Soderblom, L.A. (1991) *Magellan: Radar Performance and Data Products*. *Science* 252: 260-261.
- 71.- Phillips, R.J. (1993) *Gravity Investigations of Venusian Highland Features*. *Eos Fall Meeting*: 374.
- 72.- Phillips, R.J. (1990) *Venusian Hot Spot Cycles*. *Eos* 71/43: 1220-1221
- 73.- Phillips, R.J., Grimm, R.E. y Malin, M.C. (1991) *Hot-Spot Evolution and the Global Tectonics of Venus*. *Science* 19: 651-658.
- 74.- Prian, R. (1985) *The Volcanoes and Clouds of Venus*. *Scientific American* 252/3: 46-53.
- 75.- Prynin, A.A. (1986) *The Structure of Lakshmi Plenum, an Indication of Horizontal Asthenospheric Flow on Venus*. *Geotectonics* 20/4: 271-281.
- 76.- Prynin, A. (1990) *Lakshmi Plenum on Venus: Locus Convergence or Radial Spreading*. *Lunar and Planetary Science XXXI*, parte 3: 987-988.
- 77.- Rappaport, N. y Flax, J.J. (1994) *A 360-Degree and -Order Model of Venus Topography*. *ICARUS* 112: 27-33.
- 78.- Rangan, M.T. (1986) *Investigation of the Extent of Isostatic Equilibrium and Depth of Compensation on Venus*. *Eos* 67/16: 299.
- 79.- Roberts, K.M. y Head, J.M. (1990) *Western Ishtar Terra and Lakshmi Plenum, Venus:*

- Models of Formation and Evolution. Geophys. Res. Lett. 17/9: 1341-1344.**
80. Roberts, K.M. y Head, J.W. (1990) Lakkahli Planum, Venus: Characteristics and Models of Origin. *Earth, Moon and Planets* 50/51: 193-249.
81. Roberts, K.M. y Head, J.W. (1989) Lakkahli Planum Volcanism: Style, Origin, and Relation to Other Volcanic Deposits on Venus. *Lunar and Planetary Science XXX*, parte 3: 910-911.
82. Roberts, K.M. y Head, J.W. (1990) Models for the Origin of Lakkahli Planum. *Lunar and Planetary Science XXI*, parte 3: 1021-1022.
83. Rosen, L.B. y Basilevsky, A.T. (1986) Maxwell Montes and Tessera Fortuna: A Study of Venus 15 and 16 Radar Images. *Earth, Moon and Planets* 36: 23-39.
84. Rabinig, O.N. (1987) Venus-15 and -16 Spectra: Images and Maps of Venus. *Adv. Space Res.* 7/12: 269-278.
85. Saunders, R.S. (1990) Venusian Geomorphic Patterns and Implications for Stratigraphy and Structure: Criteria for Definition of Geologic Map Units. *Eos* 71/43: 1220.
86. Schubert, G., Mauro, W.B. y Sandwell, D.T. (1994) Gravity over Coronae and Chasmata on Venus. *ICARUS* 112: 130-146.
87. Seneta, D.A. y Head, J.W. (1988) Gravity Anomalies on Venus and their Relation to Geologic Structures. *Lunar and Planetary Science XIX*, parte 3: 106-107.
88. Siggardsson, H. (1987) Volcanology. *Encyclopedia of Physical Science and Technology* 14.
89. Sjogren, W.L., Bills, B.G., Birkeland, P.W., Esposito, P.B., Konopliv, A.R., Mottlinger, N.A. y Rishbeth, S.J. (1983) Venus Gravity Anomalies and Their Correlation With Topography. *J. Geophys. Res.* 88/B2: 1119-1128.
90. Sjogren, W.L., Bills, B.G. y Mottlinger, N.A. (1984) Venus: Ishtar Gravity Anomaly. *Geophys. Res. Lett.* 11/3: 489-491.
91. Sjogren, W.L., Phillips, R.J., Birkeland, P.W. y Winberry, R.N. (1980) Gravity Anomalies on Venus. *J. Geophys. Res.* 85/A13: 8295-8302.
92. Smith, J.R. (1988) *Basic Geodesy*. Landmark Enterprises, Ca: 1-30, 81-90.
93. Surovich, S.E. (1994) Evidence for Active Hotspots on Venus from Analysis of Magellanic Gravity Data. *ICARUS* 112: 2-26.
94. Surovich, S.E. y Solomon, S.C. (1992) Gravitational Spreading of High Terrain in Ishtar Terra, Venus. *J. Geophys. Res.* 97/E10: 16,121-16,148.
95. Surovich, S.E. y Solomon, S.C. (1991) Gravitational Spreading of Dana, Froya and Maxwell Montes, Venus. *Lunar and Planetary Science XXXII*, parte 3: 1283-1284.
96. Solomon, S.C. y Head, J.W. (1991) Fundamental Issues in the Geology and Geophysics of Venus. *Science* 252: 252-260.
97. Solomon, S.C., Head, J.W., Kaula, W.M., McKenzie, D., Person, B., Phillips, R.J., Schubert, G. y Talbot, M. (1991) Venus Tectonics: Initial Analysis from Magellanic. *Science* 252: 297-311.
98. Stoffin, E.R. y Head, J.W. (1988) Arachnoid Structures on Venus: Morphology and Distribution. *Lunar and Planetary Science XIX*, parte 3: 1127-1128.
99. Stoffin, E.R., Head, J.W. y Campbell, D.B. (1987) Geology of the Southern Ishtar Terra/Guinevere and Sedna Planitia Regions on Venus. *Earth, Moon and Planets* 38: 183-207.
100. Stoffin, E.R., Head, J.W. y Parmentier, E.M. (1988) Corona Structures on Venus: Evidence for a Diapiric Origin. *Lunar and Planetary Science XIX*, parte 3: 1129-1130.
101. Stoffin, E.R., Head, J.W. y Parmentier, E.M. (1987) Corona Structures on Venus: Models of Origin. *Lunar and Planetary Science XVIII*, parte 3: 954-955.
102. Stoffin, E.R., Plant, J.J. y Saunders, R.S. (1993) Geologic Applications of Digital Topography I. *Eos Spring Meeting*: 193.
103. Stoffin, E.R. y Saunders, R.S. (1990) Geologic Evidence of Hotspot Activity on Venus: Predictions for Magellanic. *Geophys. Res. Lett.* 17/9: 1377-1380.
104. Stoffin, E.R., Sharpson, V.L., Schubert, G., Bear, G., Bindschadler, D.L., Jones, D.N. y Squires, S.W. (1992) Global Distribution and Characteristics of Coronae and Related Features on Venus: Implications for Origin and Relation to Mantle Processes. *J. Geophys. Res.* 97/E8: 13,347-13,378.
105. Taylor, S.R. (1989) Growth of Planetary Crusts. *Tectonophysics* 161: 147-156.
106. Trapp, K.T. (1989) The Absence of Large-Scale Volcanic Crater Subsidence in Ishtar Terra on Venus. *Earth, Moon and Planets* 47: 105-108.

- 107.- Turetta, D.L. (1993) New Data Vests Less Heat? *J.Geophys. Res.* 100/B3: 16,931-16,940.
- 108.- Vander Bruggen, R.W. y Head, J.W. (1990) Tectonic Evolution of Kattara Ichtar Terra, Venus. *Earth, Moon and Planets* 50/31: 251-304.
- 109.- Vander Bruggen, R.W. y Head, J.W. (1988) Evidence of Multi-Stage Compression and Recent Tectonic Deformation in Maxwell Montes and Fortuna Tessera, Venus. *Eos* 69/44: 1293.
- 110.- Vander Bruggen, R.W. y Head, J.W. (1989) Fortuna Tessera, Venus: Evidence of Horizontal Convergence and Crustal Thickening. *Geophys. Res. Lett.* 16/7: 699-702.
- 111.- Vander Bruggen, R.W. y Head, J.W. (1988) Large-Scale Lateral Movement and Convergence of Crustal Material on Venus: Evidence from Maxwell Montes and Fortuna Tessera. *Lunar and Planetary Science XIX*, parte 3: 1218-1219.
- 112.- Vander Bruggen, R.W. y Head, J.W. (1982) Topography of Geomorphic-Tectonic Units in Fortuna Tessera, Venus: Evidence of Crustal Thickening and Deformation. *Lunar and Planetary Science XIX*, parte 3: 1220-1221.
- 113.- Vander Bruggen, R.W., Head, J.W. y Campbell, D.B. (1980) Orology and Large-Scale Strike-Slip Faulting on Venus: Tectonic Evolution of Maxwell Montes. *J.Geophys. Res.* 85/B6: 8337-8381.
- 114.- Vander Bruggen, R.W., Head, J.W. y Campbell, D.B. (1987) Maxwell Montes, Venus: Geological Unit Map from Arecibo and Venera Data Sets and Evidence of Deformation History. *Lunar and Planetary Science XVIII*, parte 3: 1046-1047.
- 115.- Williams, D.R. (1988) Regional Models of Topographic Support on Venus from Admittance Analysis of Topography and Calculated Vertical Gravity. *Lunar and Planetary Science XIX*, parte 3: 1275-1276.
- 116.- Zuber, M.T. (1993) Horizontal Shearing of a Variable Thickness Lithosphere and the Origin of Mountain Belt-Fringed Plateaus. *Eos Fall Meeting*: 1295.

