

03095
5

**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA
DE MEXICO**

Instituto de Geofísica

Posgrado en Ciencias de la Tierra

**ORIGEN Y EVOLUCION DE LA MAGNETIZACIÓN
CORTICAL DEL PLANETA MARTE DETECTADA
POR LA MISION "MARS GLOBAL SURVEYOR"**

TESIS

**QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
Doctor en Ciencias (Física Espacial)
PRESENTA**

M. en C. Antonio Hernández Barosio

299966

**Ciudad Universitaria
Enero de 2001**



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.

ORIGEN Y EVOLUCION DE LA MAGNETIZACION CORTICAL DEL PLANETA MARTE DETECTADA POR LA MISION "MARS GLOBAL SURVEYOR"

Por:

Antonio Hernández Barosio

RESUMEN

Los métodos para interpretar mapas satelitales de fuentes magnéticas corticales terrestres generalmente inician con una interpretación cualitativa, la cual consiste en una comparación visual del mapa de fuentes magnéticas, con mapas geológicos, tectónicos, topográficos, gravitacionales, de flujo de calor, de espesor cortical, etc. Tal comparación proporciona restricciones importantes acerca de los procesos geológicos y geofísicos que han operado en regiones particulares y permite asociar las fuentes magnéticas a procesos específicos. Este tipo de metodología es precisamente la que se ha utilizado en este trabajo, con lo cual se ha logrado delimitar y asociar, tanto en espacio como en tiempo, el origen y la evolución de las fuentes magnéticas corticales del planeta Marte, recientemente detectadas por la misión "Mars Global Surveyor (MGS)".

Posteriormente, tomando como base los resultados de las comparaciones mencionadas, se ha procedido a realizar un modelo preliminar de las fuentes magnéticas corticales marcianas, con objeto de fundamentar y plantear la hipótesis de que su origen se debe al fracturamiento cortical asociado al levantamiento del bulbo volcánico Tharsis, y no a la expansión de piso oceánico como lo han sugerido otros autores.

Tomando en cuenta que la longitud de las fuentes magnéticas es mucho mayor que su anchura, que la altura de vuelo de la sonda es pequeña comparada con la longitud de las fuentes y que se trata de una región geográfica limitada, se ha considerado que un modelo 2-D es suficientemente exacto para modelar dichas fuentes. En este modelo se asume que las fuentes responsables de la magnetización detectada pueden modelarse como una colección de cuerpos pequeños, de geometría regular y magnetización conocidas, cuyos límites se basan en los rasgos tectónico-estructurales mapeados en los alrededores del bulbo Tharsis.

El campo magnético esperado es modelado para diferentes espesores de corteza magnetizada, lo cual nos ha servido para inferir el mínimo espesor cortical magnetizado que debe existir para que se generen fuentes magnéticas alternadas (dipolos magnéticos), y la máxima inclinación y profundidad que deben tener los sistemas tectónico-estructurales para poder generar los campos dipolares observados.

ORIGIN AND EVOLUTION OF THE MARS CRUSTAL MAGNETIZATION DETECTED BY THE "MARS GLOBAL SURVEYOR" MISSION

By:

Antonio Hernández Barosio

ABSTRACT

Methods to interpret satelital maps of terrestrial crustal magnetic anomalies generally begin with a qualitative interpretation. This consists on a visual comparison of the magnetic anomalies map, with maps of geology, tectonics, topography, gravity, heat flow, crustal thickness, etc. Such a comparison provides important restrictions about the geological and geophysical processes that have operated in some particular regions and allow us to associate the magnetic anomalies to specific processes. This kind of methodology is in fact the one that has been used in this work and thus has been possible to define and to associate, as much in space as in time, the origin and the evolution of the crustal magnetization of Mars, recently detected by the "Mars Global Surveyor" (MGS) mission.

Later, based on the results of the comparisons before mentioned, we proceeded to do a preliminary model of the Martian crustal magnetic sources, in order to base and to outline a hypothesis that allow us to suggest that their origin is due to the crustal fracturing associated to the rising of the Tharsis volcanic bulge, and not to sea floor spreading as suggested by other authors.

Taking into account that the longitude of the magnetic anomalies is much bigger than its width, that the probe height of flight is small compared with the longitude of the anomalies and that it is a limited geographical region, we have considered that a 2-D model is exact enough to model the sources. In this model we assume that the sources responsible of the detected magnetization can be modeled like a collection of small bodies, of regular geometry and known magnetization, whose limits are based on the tectonic-structural features mapped in the surroundings of the Tharsis bulge.

The prospective magnetic field is modeled to different thickness of magnetized crust, which has been useful to infer the minimum magnetized crustal thickness necessary for the generation of the alternate magnetic sources (magnetic dipoles), and the maximum inclination and depth that should have the tectonic-structural systems to be able to generate the observed dipolar fields.

CONTENIDO

1.- Introducción	1.
1.1.- Los Estudios Sobre el Planeta Marte	1.
1.1.1.- Misiones Estadounidenses	1.
1.1.2.- Misiones Soviéticas y Rusas	2.
1.2.- Datos y Características Generales del Planeta Marte	4.
1.3.- Historia de los Estudios del Campo Magnético Marciano.....	6.
1.4.- Fundamentos de Paleomagnetismo Terrestre	8.
1.4.1.- Magnetización de los Cuerpos y Dominios Magnéticos	9.
1.4.2.- Magnetización Remanente y Propiedades Magnéticas de las Rocas	12.
1.5.- Objetivos de esta Investigación	15.
2.- Geología, Estratigrafía y Provincias Geomorfológicas Marcianas	17.
2.1.- Consideraciones Acerca de la Geología, Estratigrafía, Tectónica, Geomorfología, Topografía y Evolución Térmica Marcianas, con Respecto a la Magnetización Cortical Detectada por la Misión MGS	17.
2.2.- Las Provincias Geomorfológicas del Planeta Marte	18.
2.3.- La Geología Digital Marciana	20.
2.4.- Estratigrafía y Sistemas Tectónico-Estructurales Marcianos	22.
2.4.1.- Estratigrafía Marciana	22.
2.4.2.- Los Sistemas Tectónico-Estructurales Marcianos	23.
2.5.- Resumen de la Geología Histórica Marciana	26.
3.- Relación Topografía-Gravimetría, Estructura Interna y Composición Química del Planeta Marte	27.
3.1.- La Topografía Marciana	27.
3.2.- La Relación Gravedad - Topografía en Marte	29.
3.2.1.- Variaciones Gravitacionales Regionales y Locales en la Superficie Marciana	29.
3.3.- Estructura Interna y Composición Química del Planeta Marte	32.
3.3.1.- Núcleo	33.
3.3.2.- Manto y Corteza	34.
4.- La Evolución Térmica y el Campo Magnético Marcianos	36.
4.1.- La Historia Térmica Marciana y sus Implicaciones con las Estructuras Tectónicas Superficiales	36.
4.1.1.- Modelos Tectónicos de Deformación Litosférica en Marte	37.
4.1.2.- Manifestaciones Superficiales de Esfuerzos	42.
4.1.3.- La Evolución Térmica del Planeta Marte	44.
4.2.- El Campo Magnético Marciano	46.

5.- La Misión “Mars Global Surveyor” y la Magnetización Cortical Marciana	48.
5.1.- El Magnetómetro MAG/ER	48.
5.2.- Recopilación de Datos Orbitales, Procesamiento y Obtención del Mapa de Fuentes Magnéticas Corticales	49.
6.- La Magnetización Cortical del Planeta Marte	52.
6.1.- Análisis General del Mapa de Fuentes Magnéticas	52.
7.- Comparaciones y Resultados	55.
7.1.- La Magnetización Cortical y su Comparación con la Morfología Superficial	55.
7.1.1.- Zona Polar Norte	57.
7.1.2.- Franja Ecuatorial	57.
7.1.3.- Zona Polar Sur	58.
7.2.- La Magnetización Cortical y su Comparación con la Geología Digital	59.
7.3.- Análisis de la Comparación entre las Bandas Magnéticas Corticales y los Sistemas Tectónico – Estructurales	62.
7.4.- Las Bandas Magnéticas Corticales y su Comparación con la Topografía Global	65.
7.5.- Las Bandas Magnéticas Corticales y la Historia Térmica Marciana	67.
7.6.- La Composición Química Cortical y su Relación con las Fuentes Magnéticas	68.
7.7.- Propuesta para el Origen y Evolución de la Magnetización Cortical	69.
8.- Discusión y Conclusiones	71.
8.1.- Implicaciones Para los Modelos Existentes de la Evolución Cortical Marciana	71.
8.1.1.- Tectónica de Placas vs Fracturamiento Cortical	72.
8.1.2.- Fracturamiento Cortical y Fuentes Magnéticas	77.
8.1.3.- ¿Expansión de Piso Oceánico ó Vulcanismo de “Hot-Spots”?	84.
8.2.- Conclusiones	85.
8.3.- Sumario de Resultados	86.
8.4.- Direcciones Futuras	87.
Apéndice A	90.
Referencias	94.

1. Introducción

1.1 . Los Estudios Sobre el Planeta Marte

Antes de 1964 los estudios de Marte se hacían desde observatorios terrestres. Algunas de las observaciones más relevantes fueron: dinámica orbital y rotacional, fenómenos atmosféricos, variaciones estacionales en las capas polares y variaciones en el color de la superficie. En la década de los 60's inició el lanzamiento de sondas espaciales para estudiar este planeta, incrementando considerablemente nuestro conocimiento del mismo. Estas misiones han sido tanto estadounidenses como soviéticas y rusas.

1.1.1. Misiones Estadounidenses

En 1964 se lanzó la sonda Mariner 4 que fue la primer nave en visitar Marte. Esta nave obtuvo y transmitió imágenes de su superficie. Los principales objetivos científicos fueron: realizar experimentos del campo magnético y de las partículas en el espacio interplanetario, incluyendo mediciones del campo magnético marciano, rayos cósmicos, viento solar, así como proporcionar imágenes cercanas de su superficie. Las imágenes tomadas revelaron una superficie craterada similar a la lunar, contraria a muchas de las estimaciones más conservadoras que se tenían de la topografía marciana. No se determinó concluyentemente si el planeta tenía o no un campo magnético intrínseco, pero los datos obtenidos especulaban que Marte no tenía campo interno significativo.

Las naves idénticas Mariner 6 y Mariner 7 se lanzaron en 1969 y sus misiones fueron estudiar Marte desde el espacio, haciendo mediciones de composición, presión, densidad y temperatura atmosféricas. Se adquirieron un total de 201 imágenes de radar, que fueron las más cercanas que se habían tomado y cubrían un 10 % de la superficie. Este experimento detectó una ionósfera, pero sólo en la parte diurna del planeta.

La nave Mariner 9 cambió nuestro panorama de Marte. Usando técnicas similares a las de misiones previas, se analizaron otra vez la estructura atmosférica, la composición química, la densidad y la presión. Se buscaron signos de actividad volcánica evidenciados por las anomalías de calor superficiales detectadas con radiometría infrarroja. Se analizaron sus dos lunas: Fobos y Deimos. Las 7,329 imágenes obtenidas, cubrieron un 80 % de la superficie y revelaron una atmósfera y una superficie variadas. Algunos de los rasgos observados fueron: antiguos lechos dendríticos de ríos, cráteres de impacto, volcanes masivos extintos, cañones, depósitos polares estratificados, rasgos de depositación eólica, cambios climatológicos, nubes congeladas, tormentas de arena, irregularidades en el campo gravitacional, y algunas propiedades de la ionósfera diurna. Los resultados de esta misión fueron un incentivo para desarrollar el programa Vikingo (Tyner y Carrol, 1983).

La misión Vikingo estuvo compuesta de dos sondas, Vikingo 1 y Vikingo 2. Cada una tenía un orbitador y una cápsula de amartizaje. Se lanzaron en 1975 y los principales objetivos fueron obtener imágenes de alta resolución de la superficie marciana, caracterizar la estructura y la composición superficial y atmosférica, así como buscar evidencias de vida. Los orbitadores “fotografiaron” la superficie completa a una resolución de 150 a 300 metros. Los resultados de los experimentos proporcionaron la más completa visión de Marte. En las imágenes aparecieron volcanes, planicies de lava, cañones, áreas crateradas, rasgos eólicos y evidencias de agua superficial. El planeta pareció estar dividido en dos regiones principales, las planicies bajas del Norte y las Tierras Altas crateradas del Sur. Superpuestos a estas regiones aparecieron los levantamientos volcánicos de Tharsis y Elysium, los cuales son áreas volcánicas elevadas, y Valles Marineris, un sistema de cañones gigantesco cercano al ecuador.

Veinte años más tarde, en 1997, la misión Pathfinder inició una etapa más de la exploración marciana. Esta misión consistió en dos partes: un amartizador principal con una cámara multiespectral y un robot móvil con un analizador químico. Ambas partes tuvieron como objetivo principal el análisis de las rocas superficiales. Aunque no fue posible identificar los minerales directamente (el analizador sólo mide los elementos químicos constitutivos), se identificó la composición elemental, las formas, las texturas y los colores de las rocas. Otro de los objetivos fue buscar evidencias de vida antigua, cuando Marte era más cálido; sin embargo, aún no se tienen resultados concluyentes.

Los objetivos principales del “Mars Global Surveyor” (MGS) se han encaminado más a mapear la topografía, la geología y los rasgos superficiales de Marte, con una resolución mayor que la obtenida por la misión Vikingo. Un objetivo complementario es incrementar nuestro entendimiento de la evolución del clima y de la historia planetaria, así como identificar las mejores localidades para futuras bases científicas. La nave MGS arribó a Marte en Septiembre de 1997. Sus experimentos incluyen: mediciones globales de la topografía, del campo gravitacional, y del carácter elemental y mineralógico de los materiales superficiales, así como la determinación de la naturaleza del campo magnético alrededor del planeta (Albee et al., 1992).

1.1.2. Misiones Soviéticas y Rusas

La Unión Soviética lanzó varias naves para investigar Marte entre 1960 y 1988. Los soviéticos lanzaron al menos siete misiones durante los años 60's, pero todas ellas fallaron. En 1971 lanzaron las naves gemelas Mars 2 y Mars 3. Cada nave incluyó un orbitador y una cápsula de amartizaje. Desafortunadamente llegaron al planeta en el clímax de la mayor tormenta de arena que se tiene memoria. La cápsula Mars 3 amartizó en la superficie convirtiéndose en el primer objeto hecho por el hombre en lograrlo. Sin embargo, dejó de transmitir 20 segundos después de que el scanner de televisión empezara a funcionar. La cápsula Mars 2 falló después de que sus frenos tuvieron una avería. Los orbitadores hicieron observaciones del planeta y de su medioambiente en general.

La URSS lanzó cuatro naves en 1973. Mars 4 y Mars 5 fueron orbitadores, mientras que Mars 6 y Mars 7 fueron amartizadores. Mars 5 entró en órbita alrededor de Marte en Febrero de 1974. Envió fotografías y datos sólo por 10 días. Mars 6 entró en la atmósfera y envió datos durante su descenso de 150 segundos. La instrumentación ayudó a refinar estimaciones de densidad y composición del aire. Las otras dos naves fallaron. Durante los siguientes 15 años, los soviéticos no enviaron más naves al planeta rojo.

En Julio de 1988 se lanzaron las misiones Phobos 1 y 2, en un intento por investigar Marte y su luna llamada Fobos. Además del estudio de Fobos, las naves debían tomar fotografías y hacer mediciones de Marte y su medioambiente. El aspecto más interesante de la misión involucró dos cápsulas de amartizaje que cada orbitador debía liberar. La cápsula más grande incluía una cámara, un penetrador superficial y otros instrumentos para medir la superficie de Phobos; la cápsula más chica tomaría datos químicos, magnéticos y observaciones gravitacionales en diferentes localidades. Sin embargo, Phobos 1 se perdió en Septiembre de 1988, mientras que Phobos 2 entró en la órbita marciana en Enero de 1989; empezó a hacer observaciones, tanto de Marte como de Phobos, pero más tarde falló y la cápsula de amartizaje nunca fue liberada.

Después del colapso de la Unión Soviética en 1991, el gobierno ruso ha intentado continuar los proyectos de exploración de Marte planeados durante los años de la URSS. Las misiones incluyen orbitadores, penetradores superficiales y robots. Rusia lanzó la misión Mars '96 a finales de 1996. Esta nave consistió de un orbitador y cuatro cápsulas de amartizaje que explorarían el medioambiente marciano. El orbitador usaría doce instrumentos para mapear la superficie, monitorear el clima y la atmósfera, e investigar el plasma circundante. Desafortunadamente esta misión también falló.

La tabla I muestra las misiones más relevantes desarrolladas para estudiar Marte.

Misión	País	Fecha	Acercamiento aproximado (km)
Mariner 4	E.U.A.	1965	13,200
Mariner 9	E.U.A.	1971-72	orbitador
Vikingo 1	E.U.A.	1975	superficie
Vikingo 2	E.U.A.	1975	superficie
Mars 2	U.R.S.S.	1971-72	1,380
Mars 3	U.R.S.S.	1971-72	1,100
Mars 5	U.R.S.S.	1974	1,800
Phobos 2	U.R.S.S.	1989	850
Mars Obs.	E.U.A.	1993	pre-inserción
Pathfinder	E.U.A.	1997	superficie
MGS	E.U.A.	1997-99	< 100

Tabla I.- Resumen de las principales misiones desarrolladas para estudiar Marte.

1.2. Datos y Características Generales del Planeta Marte

Marte es el cuarto planeta del Sistema Solar y el último de los planetas internos cuyas superficies están conformadas por rocas. Tiene dos lunas: Fobos y Deimos. Su superficie es de color rojo debido a la oxidación extensiva del hierro contenido en sus materiales. En la tabla II se muestran algunos de los datos más sobresalientes de este planeta. Con objeto de hacer una comparación, se incluyen los mismos datos para la Tierra. Como se aprecia, Marte es más pequeño que la Tierra, con una superficie fría y desértica. Presenta variaciones climatológicas estacionales similares a las terrestres, debido a la inclinación de su eje de rotación. Su periodo de rotación es casi idéntico al terrestre y su presión atmosférica es 0.1 la terrestre. Tiene un momento dipolar magnético muy débil.

Datos	Marte	Tierra
Radio medio (km)	$3,389.92 \pm 0.04$ (1)	6,378
Masa (kg)	6.4185×10^{23} (2)	5.98×10^{24}
Densidad media (kg/m^3)	$3,933 \pm 0.4$ (2)	5,520
Período de rotación (h, m, s)	24, 37, 22.663 (3)	24
Período orbital (días terrest.)	686.98 (3)	365
Incl. del eje de rot.	$25^\circ 12''$	$23^\circ 26''$
Presión atmosférica (mbar)	5.6	1,013
Mom. Dip. magnético (T/m^3)	$<8 \times 10^{11}$ (4)	7.84×10^{15}

Tabla II.- Datos generales del planeta Marte. (1) Bills y Ferrari, 1978, (2) Esposito et al., 1992, (3) Mayo et al., 1977, (4) Luhmann et al., 1992.

Este planeta se formó hace unos 4,500 millones de años a partir de polvo y gases asociados a la formación del Sol. Al igual que los demás planetas, estuvo sujeto a un período de bombardeo asteroidal y cometario en los estados finales de su formación. El hemisferio Sur todavía muestra cuencas enormes y cráteres resultado de tales impactos; el hemisferio Norte, en cambio, ha estado sujeto a una variedad de procesos geológicos que han borrado la mayoría de los cráteres iniciales y han modificado la superficie.

En la figura 1 podemos apreciar la gran mayoría de los principales rasgos superficiales marcianos, los cuales se describen en los puntos siguientes:

1. En términos generales, podemos ver que el planeta se divide en dos grandes extensiones de terreno: las Tierras Altas densamente crateradas del hemisferio Sur y las Tierras Bajas de origen volcánico del hemisferio Norte. Estos dos grandes conjuntos

corticales conforman la denominada dicotomía planetaria y se encuentran separados por un escarpe distribuido de manera casi ecuatorial, el cual tiene alturas que van de 1 a 6 km (Squyres, 1989; McGill y Dimitriou, 1990) y se denomina límite de la dicotomía.

2. El terreno densamente craterado del hemisferio Sur se caracteriza por la presencia de enormes cuencas de impacto, tales como Hellas (de 1,600 km de diámetro por 6 km de profundidad, en la cual se encuentra el punto más bajo del planeta), Argyre e Isidis, así como por la presencia de extensas redes de canales dendríticos, muchos de los cuales desembocan en diversas cuencas de impacto (Sharp y Malin, 1975; Carr, 1981).

3. El terreno de origen volcánico situado al Norte de la dicotomía cortical está conformado por extensas planicies volcánicas y otros rasgos bastante sobresalientes como son: el abombamiento cortical denominado bulbo Tharsis, situado en las latitudes ecuatoriales del hemisferio occidental, el cual abarca casi una cuarta parte de la superficie del planeta (Sleep y Phillips, 1985), el enorme complejo de cañones denominado Valles Marineris, de 4,500 km de longitud, cuyo origen se asocia al levantamiento del bulbo Tharsis y que ha sido agrandado por derrumbes y colapsamientos (Spencer y Fenale, 1990), y el pequeño bulbo volcánico de Elysium Mons, situado cerca del ecuador en el hemisferio oriental, el cual es la segunda zona volcánica más importante del planeta.

4. Los volcanes marcianos se encuentran distribuidos a lo largo de tres grandes líneas paralelas orientadas SW-NE, inclinadas unos 55° respecto al ecuador. Dos de estas líneas se encuentran en el hemisferio occidental y la tercera en el oriental. La primera incluye a los volcanes Olympus Mons y Alba Patera. Unos 1,600 km al SE de ésta se encuentra la segunda, en el bulbo Tharsis, la cual contiene a los volcanes Arsia, Pavonis y Ascraeus Mons. En el lado opuesto del planeta se encuentra la tercera, la cual contiene los edificios volcánicos denominados Uranius, Ceranius y Hecates en el área de Elysium, y Adriaca, Tyrrhenum, Apolinaris y Amphitrites en el área de Hellas. Existen otros 15 volcanes poco estudiados, muy antiguos y poco evidentes, situados en el área de Terra Sirenum, la cual se encuentra en el terreno fuertemente craterado del hemisferio Sur.

5. Estos tres alineamientos volcánicos se encuentran enmarcados dentro de las tres grandes provincias volcánicas del planeta que son: el bulbo Tharsis en las Tierras Bajas del hemisferio occidental, el pequeño bulbo Elysium en las Tierras Bajas del hemisferio oriental y la cuenca de impacto Hellas en las Tierras Altas del hemisferio oriental.

6. Existen grandes depósitos glaciares estratificados en ambos polos, los cuales se extienden a cerca de 80° de latitud, dependiendo de la estación. Estos depósitos contienen una mezcla de volátiles y polvo retrabajado (Kargel y Strom, 1992), pero a diferencia del polo Sur, el polo Norte está rodeado por un mar de arena llamado Erg ó collar, el cual es el principal rasgo eólico del planeta.

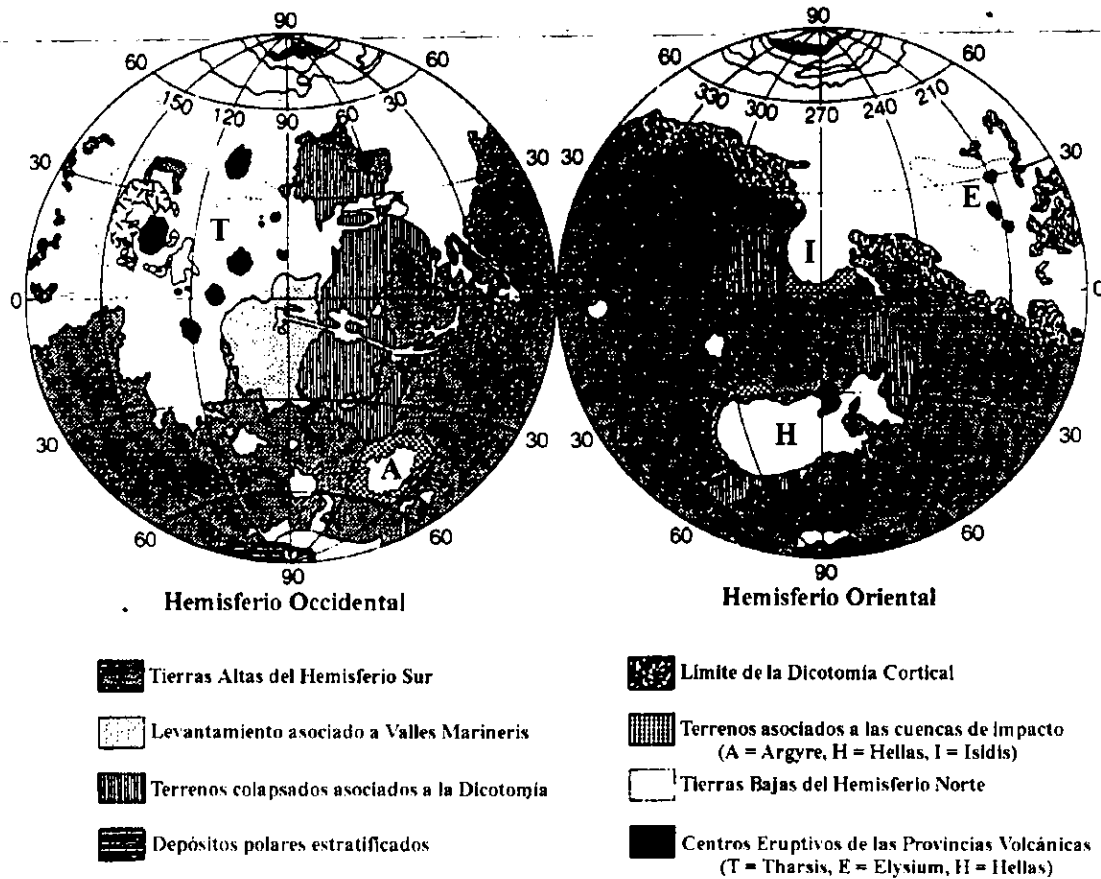


Figura 1.- Principales rasgos superficiales de la corteza marciana.

1.3. Historia de los Estudios del Campo Magnético Marciano

Dado el número de misiones que han visitado y orbitado al planeta Marte (varias de ellas con aparatos para estudiar el campo magnético), parecería contradictorio que se conociera realmente poco del campo magnético marciano, hasta antes de la misión "Mars Global Surveyor" (MGS). Existen dos fuentes fundamentales de información, una concerniente al campo magnético actual y otra relacionada con intensidades de paleocampos. La información actual proviene de datos de varias misiones rusas y estadounidenses; la más reciente es la MGS que ha funcionado en el periodo 1997-2000. La información relacionada con paleocampos proviene del estudio de meteoritos que supuestamente se originaron en Marte.

La primer indicación de que Marte podría tener un campo magnético intrínseco provino de la detección confirmada de la existencia de una onda de choque, hecha por el Mariner 4 en Julio de 1965. Observaciones posteriores de la posición de la onda de choque fueron hechas por las naves soviéticas Mars 2, 3 y 5 en 1971 y 1974. Se supuso entonces la existencia de una ionósfera marciana. Sin embargo, los resultados del Mariner 9 y de los dos orbitadores de la misión Viking permitieron suponer que un campo magnético intrínseco estaba creando el obstáculo, ya que la ionósfera detectada no podía crearlo por sí misma. Más datos magnetométricos de las naves soviéticas Mars 2 y Mars 3 fueron interpretados como indicadores de la existencia de una magnetósfera intrínseca (Luhmann et al., 1992).

Paralelamente, los encuentros con una magnetocavidad inducida en Venus dieron argumentos de peso para suponer que el choque del viento solar alrededor de Marte era el resultado de campos inducidos en una ionósfera. La nave Mars 5 reportó la detección de iones pesados en la capa final de la atmósfera y Phobos 2 hizo la detección definitiva de iones O⁺ en la ionósfera más interna. Todas estas observaciones fueron consistentes con un manto de iones, el cual creaba la onda de choque detectada por el Mariner 4, y no con un campo magnético intrínseco (Barth et al., 1992).

No obstante lo anterior, aún se pensaba que Marte podría tener un campo intrínseco. Aunque nunca antes los vehículos que alcanzaron la superficie marciana habían transportado magnetómetros, el estudio del campo paleomagnético en rocas marcianas ha sido hecho gracias a la pequeña dotación de meteoritos caídos en la Tierra, los cuales supuestamente se han originado en Marte. Estos meteoritos son rocas ígneas (con edades de ~1,300 millones de años) llamadas meteoritos SNC (McSween, 1985), los cuales adquirieron una magnetización natural termorremanente (TRM) conforme se enfriaron por debajo de su temperatura de curie, bajo la influencia de un paleocampo magnético. A pesar de que pudieron haber sido magnetizados por el choque al liberarse de la superficie marciana, esta componente fue fácilmente removida para revelar un campo termorremanente más intenso. Este TRM ha sido detectado en algunos de los meteoritos llamados Shergottite (S) y Nakhla (N); los meteoritos originales de Shergottita han revelado que se enfriaron en un paleocampo con intensidades de 250 a 1,000 nT.

Aunque estos campos remanentes pudieron ser inducidos en un campo remanente preexistente en la corteza (adquirido durante un período de dínamo activo en los primeros 3,000-4,500 millones de años), se considera más plausible que estos meteoritos adquirieron su magnetización remanente en el tiempo de la erupción, bajo la influencia de un dínamo, cuyo momento magnético era de $\sim 10^{13} \text{ Tm}^3$ (Luhmann et al., 1992).

El enfriamiento más rápido (en relación con cuerpos más grandes como la Tierra o Venus), y la subsecuente posible solidificación del núcleo marciano parecen explicar la presencia de un campo intrínseco en un tiempo remoto y la carencia aparente de un campo intrínseco actual (Luhmann et al., 1992; Acuña et al., 1998).

La misión MGS ha demostrado que Marte produce una cavidad en el viento solar como resultado de líneas de campo deflectadas sobre la ionósfera, formando un obstáculo

similar a una magnetopausa. En la dirección del planeta la cavidad está libre de electrones y protones del viento solar, pero exhibe variaciones en polaridad con la orientación de las líneas del campo interplanetario; estas variaciones no han sido detectadas en las magnetósferas de planetas con sus propios campos magnéticos intrínsecos. Así, los instrumentos MAG/ER de la misión MGS han demostrado que la interacción del viento solar con Marte es fundamentalmente ionosférica-atmosférica (Acuña et al., 1998), que no existe un campo magnético interno significativo y que se registran múltiples rasgos magnéticos de carácter localizado en la corteza del planeta (Acuña et al., 1999), los cuales han sido mapeadas. El mapeo orbital de esos rasgos magnéticos corticales ha sido un logro muy importante en el estudio del magnetismo marciano y constituye la base del análisis que se desarrolla en este trabajo.

En la tabla III se muestra un resumen de las principales misiones espaciales que han incluido estudios del campo magnético marciano.

Misión	Año	Campos Magnéticos	Densidad de Electrones	Densidad de iones
Mariner 4	1965	XX	XX	
Vikingo 1	1975		XX	XX
Vikingo 2	1975		XX	XX
Mars 2	1971-72	XX	XX	XX
Mars 3	1971-72	XX	XX	XX
Mars 5	1974	XX	XX	XX
Phobos 2	1989	XX	XX	XX
Pathfinder	1997	XX		
M G S	1997	XX	XX	

Tabla III.- Resumen de las principales misiones que han logrado medir algunas de las propiedades magnéticas detectadas en Marte y sus proximidades, tales como densidades de iones y de electrones.

1.4. Fundamentos de Paleomagnetismo Terrestre

El Paleomagnetismo es el estudio del magnetismo antiguo preservado en las rocas y su finalidad es reconstruir la dirección e intensidad del campo geomagnético a lo largo del tiempo geológico. Esta rama de la Ciencia es particularmente importante porque es la única propiedad física de la Tierra que puede ser reconstruida con precisión relativa. Así, los datos paleomagnéticos representan la única información cuantitativa útil para ubicar las posiciones antiguas y las configuraciones de las placas corticales.

1.4.1. Magnetización de los Cuerpos y Dominios Magnéticos

Magnetización de los cuerpos.- Un campo magnético es producido por el movimiento de cargas eléctricas. A nivel atómico, es el resultado del giro de los electrones alrededor de sus ejes (momentos dipolares de giro) y del giro de éstos en sus órbitas alrededor del núcleo atómico (momentos dipolares orbitales). En ausencia de influencias externas, estos "imanes" se orientan al azar, pero bajo la influencia de un campo externo se orientan en una forma que depende de la configuración electrónica de los átomos y de la estructura atómica de la sustancia en la cual ocurren. Un campo magnético externo aplicado, ejerce una fuerza en cada electrón que orbita un núcleo atómico, cuyo resultado neto es un momento magnético que tiende a oponerse al campo aplicado y, por consiguiente, la magnetización y la susceptibilidad adquiridas son negativas. Este fenómeno se llama diamagnetismo y está presente en todas las sustancias, aunque tiende a ser "sepultado" por otros efectos en algunos materiales. Estos efectos se llaman paramagnetismo y ferromagnetismo.

En las sustancias con orbitales electrónicos incompletos, el giro de los electrones sobre sus propios ejes genera un momento magnético que tiende a alinearse en la dirección del campo externo, produciendo un incremento en el magnetismo. Estas sustancias se llaman paramagnéticas y en ellas, uno ó más electrones pueden ser liberados del penúltimo orbital electrónico, además de los electrones más externos. Así, más de cinco electrones impares pueden ocurrir dentro de átomos individuales de Mn^{+2} , Fe^{+2} y Fe^{+3} , contribuyendo a un fuerte efecto paramagnético. Por lo tanto, el paramagnetismo y la susceptibilidad de los minerales formadores de rocas son principalmente una función del contenido de Fe y Mn.

Aunque el diamagnetismo y el paramagnetismo sólo existen en presencia de un campo externo, las susceptibilidades de los materiales que los presentan son independientes de la magnitud de dicho campo. No obstante, el paramagnetismo depende fuertemente de la temperatura, ya que las fluctuaciones térmicas tienden a desorientar el alineamiento producido por el campo aplicado (Ley de Curie). Además de lo anterior, existen algunos materiales que pertenecen a una clase llamada ferromagnetismo. Estos presentan mucho mayor susceptibilidad, la cual depende fuertemente de la intensidad del campo aplicado y retienen una "memoria" ó remanencia de dicho campo, una vez que este ha sido removido. Elementos tales como el Hierro (Fe), el Cobalto (Co) y el Níquel (Ni) pueden ser verdaderamente ferromagnéticos. Sin embargo, los materiales naturales que presentan remanencia magnética no son simples sustancias ferromagnéticas; en la mayoría, el ordenamiento de los dipolos de giro es complejo y pueden existir efectos de intercambio positivo y negativo en la misma estructura cristalina. Así, si los momentos magnéticos adyacentes son paralelos, los materiales se llaman ferromagnéticos; si son antiparalelos, pero iguales se llaman antiferromagnéticos; y si son antiparalelos, pero desiguales, se denominan ferrimagnéticos. Lo anterior puede apreciarse en el esquema de la figura 2.

(a) Ferromagnetic (b) Antiferromagnetic (c) Ferrimagnetic

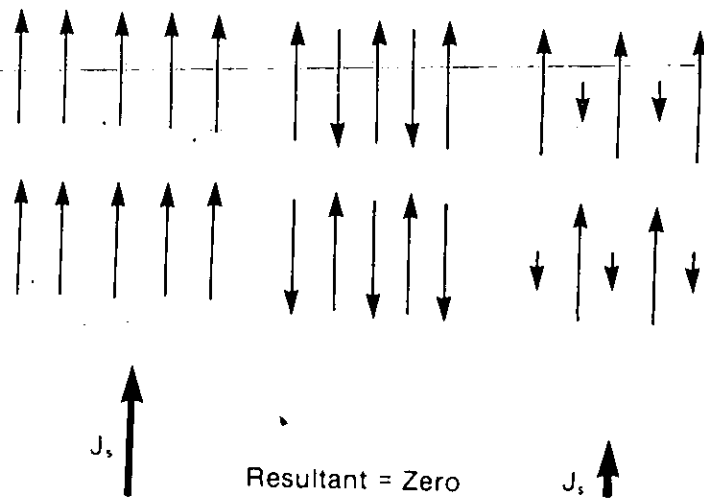


Figura 2.- Espines de magnetización en materiales que presentan una remanencia permanente, J_s es el campo magnético externo resultante.

En suma, la remanencia magnética depende fuertemente de los espacios interatómicos y de la temperatura. Es decir, que la magnetización espontánea se reduce a cero a la temperatura de Curie. Por encima de ésta, el orden magnético se destruye, ya que los láctices de las estructuras cristalinas se expanden. Esta expansión provoca que las distancias interatómicas críticas, a las cuales el acoplamiento de intercambio tiene lugar, sean excedidas, sobreviniendo así la desmagnetización espontánea.

El ambiente magnético de un material ferromagnético se define por un lazo de histéresis, lo cual se aprecia en la figura 3. En esta figura podemos apreciar los siguientes puntos:

- Si el campo es bajo y luego removido, la magnetización se pierde.
- Si el campo se incrementa se produce un cambio irreversible en la magnetización y la magnetización espontánea alcanza un valor de saturación J_s , para un valor finito del campo aplicado H .
- Si el campo se invierte, J decrece y una cantidad finita de magnetismo J_r (residual) es retenida cuando H vale cero.
- Un incremento del campo magnético en la dirección contraria reduce a J_r hasta que J se hace cero, cuando H es igual a $-H_c$, lo cual se conoce como fuerza coerciva.

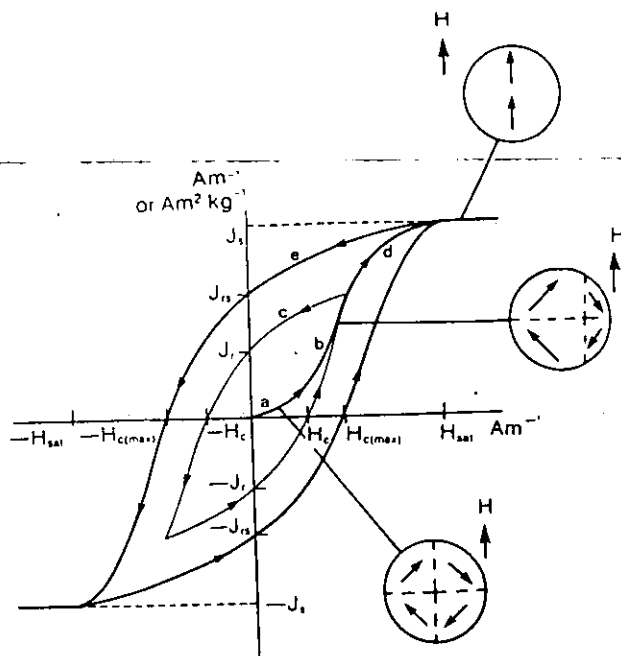


Figura 3.- Magnetización (J) como función de un campo aplicado (H) para un material ferromagnético. Inicialmente J se incrementa de manera lineal con el campo aplicado; esta parte de la curva es reversible, de manera tal que si H se reduce a cero, J también cae a cero. Si H se incrementa aún más, la pendiente de la curva decrece y si entonces H se reduce a cero J no se hace cero, pero sigue la senda adquiriendo una remanencia isotérmica J_r . Se requiere un campo $-H_c$ en la dirección opuesta para reducir J a cero. Un incremento en el campo aplicado mayor a un valor H_{sat} no produce mayor incremento en J, lo cual indica que se ha alcanzado su valor de saturación.

Dominios magnéticos.- El alineamiento de dipolos magnéticos se debe al intercambio de fuerzas entre electrones impares, lo cual se traduce en una de las fuentes de energía magnética dentro de una estructura cristalina magnetizada. Además de lo anterior, también se requiere energía magnetostática para mantener la orientación de los dipolos. Esta energía está en función de la estructura cristalina del material y de la forma de la partícula, y sirve para mantener la distribución de dipolos magnéticos en ausencia de un campo externo. El balance de fuerzas que operan dentro de un grano magnético produce una subdivisión en volúmenes más pequeños ó dominios de magnetización uniforme, de tal forma que de la energía total, el dominio tiene el menor volumen de magnetización posible. Los dominios adyacentes tienen direcciones de magnetización contrastantes y están separados por "paredes de dominio" muy tenues. El tamaño de los dominios es de 0.1 a 1 μm para la Magnetita y de 10 a 100 μm para la Hematita; las paredes de dominio se estiman entre 0.01 y 0.1 μm .

Las direcciones de magnetización están controladas por la simetría cristalina. Así, los "spins" se orientan preferencialmente a lo largo de los planos simétricos, ya que éstos presentan un mínimo de energía magnetocristalina. Además, se requiere una energía de pared para formar la pared del dominio. Así, con base en el número de paredes que se tienen, en la figura 4 se aprecia que existen: granos con un solo dominio ó de dominio

simple (SD), granos con pocos dominios ó de varios dominios (PSD) y granos con muchos dominios ó multidominio (MD). Cualquier partícula más pequeña que el tamaño de un dominio debe ser SD, puesto que no es lo suficientemente grande como para contener paredes. Asimismo, en granos MD las paredes de dominio pueden retener posiciones en las cuales la energía magnetostática es cero. Estos granos pueden ser fácilmente desmagnetizados y no presentar ningún momento magnético; por lo tanto, su efecto de histéresis es pequeño.

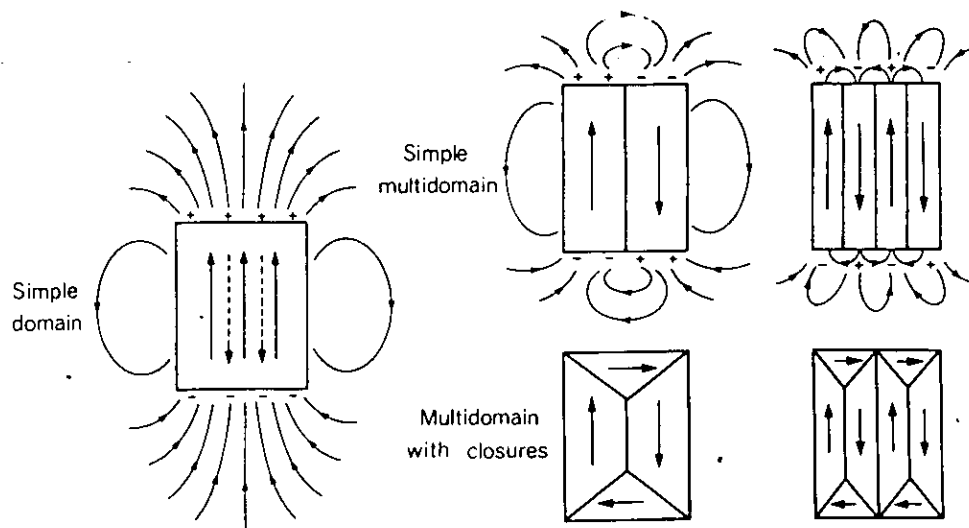


Figura 4.- Subdivisiones de un grano ferromagnético en dominios. Los dominios de magnetización están indicados por flechas sólidas rectas. Las flechas punteadas indican el campo desmagnetizante y las flechas curvadas corresponden al campo externo. Estas subdivisiones permiten el alineamiento de los espines en todos los átomos adyacentes, excepto a través de las paredes limitantes, y previenen la formación de campos magnéticos fuertes en y alrededor del grano.

En suma, puesto que los granos MD son desmagnetizados rápidamente, es probable que la remanencia magnética en las rocas resida en los granos SD y PSD.

1.4.2. Magnetización Remanente y Propiedades Magnéticas de las Rocas

La magnetización remanente.- Cuando se forma una roca, normalmente sus minerales magnéticos adquieren una magnetización paralela al campo magnético ambiente, la cual se denomina magnetización primaria. Esta magnetización proporciona información acerca de la dirección e intensidad del campo magnético en el cual la roca se formó. Técnicamente hablando, una magnetización remanente (RM) es la magnetización neta presente en el material en un campo externo igual a cero. Así, la magnetización permanente que presentan algunas rocas y que es medida inicialmente en un laboratorio

se conoce como magnetización remanente natural (NRM). Esta magnetización generalmente es el vector resultante de la suma de la magnetización primaria (adquirida al formarse la roca) y de la magnetización secundaria (adquirida durante el tiempo geológico subsecuente).

La magnetización primaria se divide en varios tipos de acuerdo al origen de las rocas. Así, cuando una roca ígnea se enfría a partir de una temperatura mayor a la temperatura de Curie de sus minerales magnéticos, bajo la influencia de un campo magnético externo (tal como el campo terrestre), ésta adquiere una magnetización remanente llamada magnetización termorremanente (TRM). En rocas sedimentarias y metamórficas cuyos procesos de formación se deben a sedimentación y/o procesos químicos, la NRM se conoce como magnetización remanente detrítica (DRM) y magnetización remanente química (la cual puede ser DRM o post-DRM). Existen otros tipos de magnetizaciones primarias tales como la magnetización remanente viscosa (VRM) entre otras, las cuales son menos importantes.

Las magnetizaciones secundarias tienen muchos orígenes posibles, tales como la alteración química subsecuente y los efectos de relajación, además de unos veinte tipos diferentes que han sido propuestos. En la tabla IV se aprecian los tipos de magnetización remanente más importantes.

Magnetización termorremanente (TRM): Magnetización remanente adquirida por una muestra durante el enfriamiento a partir de una temperatura mayor a la temperatura de Curie en un campo magnético externo.

Magnetización remanente química (CRM): Magnetización remanente adquirida por una muestra durante un cambio químico en un campo magnético externo.

Magnetización remanente natural (NRM): Magnetización remanente adquirida por una muestra bajo condiciones naturales.

Magnetización remanente detrítica (DRM): Magnetización remanente adquirida por sedimentos depositados fuera del agua en presencia de un campo magnético externo.

Magnetización remanente post-depósito: Magnetización remanente adquirida por procesos físicos que provocan la traslación o rotación de granos sedimentarios después del depósito.

Tabla IV.- Algunos tipos comunes de magnetizaciones remanentes.

El magnetismo en minerales ocurre porque la energía negativa de intercambio debida a la interacción del momento angular (spin) de los electrones domina el orden

magnético. Los minerales magnéticos que pueden contribuir significativamente a la remanencia en rocas incluyen: óxidos de Fe-Ti, óxidos de Fe-Mn y oxihidróxidos, sulfuros de Fe, así como aleaciones de Fe y Ni-Co. En la figura 5 se aprecia un diagrama ternario que muestra las tres principales series de soluciones sólidas encontradas en rocas ígneas.

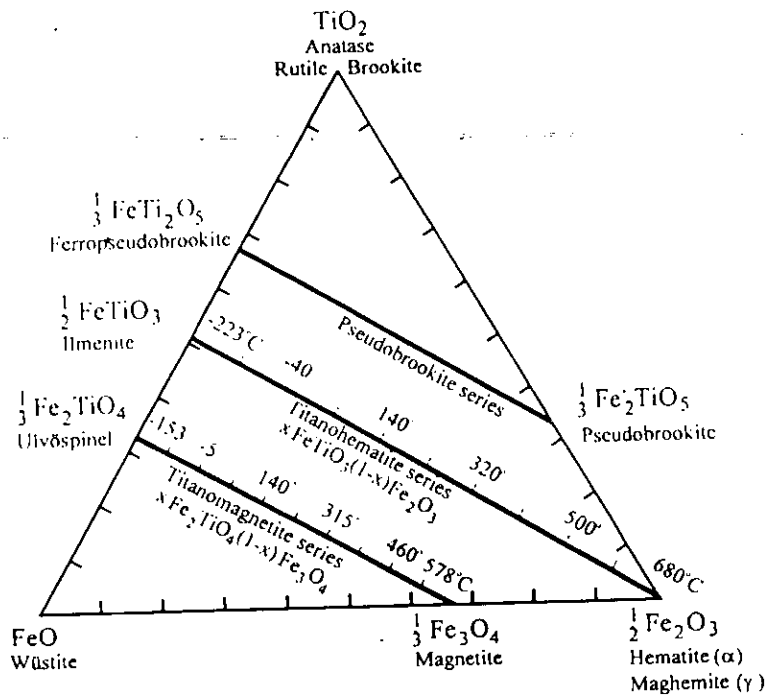


Figura 5.- Sistema ternario FeO-TiO₂-Fe₂O₃ que muestra las tres principales series de soluciones sólidas encontradas en rocas ígneas terrestres. Los miembros de la serie de Pseudobrookita son todos paramagnéticos por encima de la temperatura del oxígeno líquido y por lo tanto tienen poco significado. Las temperaturas de Curie aproximadas para varios valores de la función molar x se indican para las series de Titanomagnetitas y Titanohematitas.

Propiedades magnéticas de las rocas.- La intensidad de magnetización inducida en una roca por un campo externo (terrestre) se define por la ecuación: $J = k F$, donde J es la intensidad de magnetización, es decir, el momento magnético por unidad de volumen en A/m¹, k es la susceptibilidad y F es la intensidad del campo en A/m¹.

La mayoría de las rocas presentan una gran magnetización remanente, sumada a la inducida. Por lo tanto, la magnetización de una roca es la resultante de dos componentes y a menos que ambas se conozcan, su valor se desconoce en intensidad y dirección.

Si se supone que una roca está uniformemente magnetizada, la intensidad de magnetización es igual al momento magnético total por unidad de volumen: $J = m/v$. Si

consideramos al material magnetizable en la roca como si fueran fuentes diseminadas, la naturaleza de una anomalía magnética dependerá de la forma en que las fuentes estén distribuidas y de la distancia desde la superficie rocosa a la cual se hace la medición.

En un estudio magnético se mide la variación espacial del campo total o de cualquiera de sus componentes (normalmente la vertical o la horizontal). En las zonas donde las fuentes magnéticas están cercanas a la superficie, las anomalías son grandes y se caracterizan por su relieve acusado. A la inversa, si las fuentes magnéticas son profundas probablemente producirán valores bajos de anomalía. Lo anterior se aprecia en el diagrama de la figura 6. Generalmente, una anomalía que produce un cuerpo asimilable a un dipolo enterrado a poca profundidad es inversamente proporcional al cubo de la altura de vuelo.

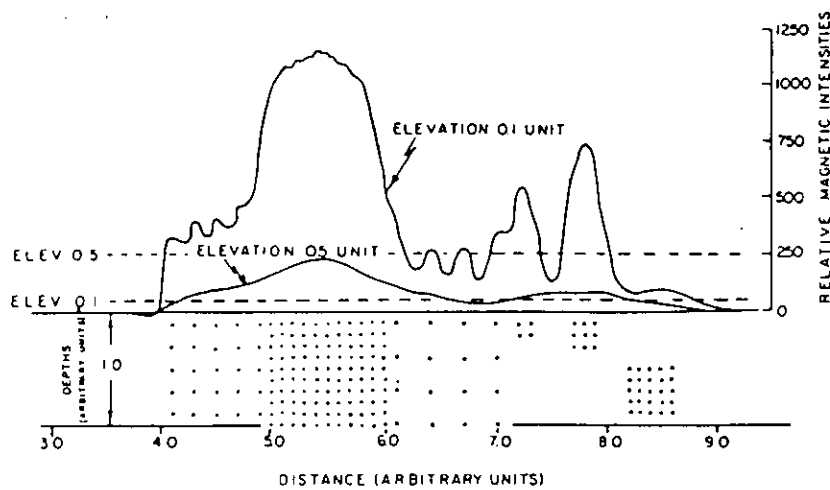


Figura 6.- Efectos magnéticos calculados para fuentes puntuales. Cada punto representa un dipolo unitario magnetizado verticalmente ($I=90^\circ$). Las dos curvas simulan "líneas de vuelo" Norte-Sur para elevaciones de 0.1 y 0.5 unidades de longitud. En el nivel de vuelo más bajo, son detectables los efectos de las fuentes individuales; en el más alto, los efectos son mucho más pequeños y se unen en una curva muy suave.

1.5. Objetivos de esta Investigación

Considerando que es la primera vez que se mapea y conoce la magnetización cortical marciana, este trabajo pretende encontrar un marco de referencia que nos permita ubicarla en espacio y tiempo, basándose en tres objetivos fundamentales, los cuales se describen a continuación:

El primero es comparar el mapa de magnetización cortical de Marte con los mapas geomorfológicos, geológicos, estructurales y topográficos existentes, con objeto

de ver la posible asociación de la magnetización cortical con ambientes geológicos o tectónicos particulares y/o con rasgos morfológicos específicos. De esta forma se intenta contestar las siguientes interrogantes:

1. ¿ Existe alguna asociación de estructuras geológicas y geomorfológicas con la magnetización cortical?

2. ¿ Juegan algún papel los cráteres de impacto y las zonas de fracturamiento en la distribución de la magnetización cortical?

El segundo es analizar la posible correlación entre la magnetización cortical y los eventos que conforman la historia geológica, térmica y magnética registrada hasta el momento. Esto nos ayudará a responder las siguientes preguntas:

1. ¿ Es posible correlacionar la edad de la corteza con la magnetización cortical registrada?

2. ¿ Existen indicios de una historia paleomagnética?

3. ¿ Es interno o externo el origen de la magnetización?

4. ¿ Cuáles son los posibles tipos de remanencias existentes?

5. ¿ Existe alguna relación entre la magnetización cortical y la formación de la dicotomía planetaria?

6. ¿ Existió un dínamo interno y ahora está extinto?

Un tercer objetivo consiste en comparar el mapa de magnetización cortical con los espesores corticales del planeta. Con ésto, se podrá sugerir un modelo de evolución geológica de los rasgos magnéticos que nos ayude a entender el porqué de la carencia de ellos en las provincias volcánicas del hemisferio Norte y las zonas de grandes impactos.

Adicionalmente se pretende revisar los estudios que hacen estimaciones de la posible composición química del planeta y en particular la de los materiales corticales, con objeto de poder sugerir explicaciones acerca de por qué la magnetización marciana se presenta en grandes extensiones de la corteza.

Junto con los datos de edad y de distribución espacial de las unidades geológicas se pueden obtener mapas de magnetización cortical y diferenciar posibles épocas de actividad magnética; esto nos permite vislumbrar la historia del magnetismo y su posible relación con la evolución cortical.

2. Geología, Estratigrafía y Provincias Geomorfológicas Marcianas

2.1. Consideraciones Acerca de la Geología, Estratigrafía, Tectónica, Geomorfológica, Topografía y Evolución Térmica Marcianas, con Respecto a la Magnetización Cortical Detectada por la Misión MGS

La geología superficial de un planeta permite inferir su evolución y proporciona un contexto global para evaluar los eventos de craterización, vulcanismo, tectonismo, eolismo, etc., que han ocurrido en dicha superficie, así como su magnitud y duración. Esto en conjunto conforma la geología histórica del planeta en cuestión. La historia geológica de Marte ha sido estudiada por diversos autores (Tanaka, 1986; Scott y Tanaka, 1986; Greeley y Guest, 1987; Strom et al., 1991), con lo cual se ha establecido un registro base, tanto en espacio como en tiempo, de sus fenómenos geológicos. Un descubrimiento muy reciente efectuado por la misión MGS, es que en la superficie marciana se registra magnetización cortical local de gran intensidad y de dimensiones considerables (Acuña et al., 1999). Esto nos ha hecho preguntarnos qué relación podría existir entre tal magnetización y los rasgos geológicos y tectónico-estructurales superficiales.

La superficie topográfica de los planetas terrestres ha sido un elemento clave para determinar su morfología superficial. La medición de las elevaciones ha permitido inferir la compleja historia de interacciones entre los procesos exógenos y endógenos que operan en estos cuerpos planetarios (Bills y Ferrari, 1978), los cuales han formado y posteriormente modificado la superficie. Así, se ha logrado establecer que el craterismo, el vulcanismo, el tectonismo y los procesos atmosféricos operan en estos cuerpos, aunque a diferentes escalas, produciendo volcanes, planicies, cráteres, y muchas otras geoformas. Muchos de estos procesos producen minerales susceptibles de magnetización, los cuales, bajo la influencia de un campo magnético, pueden originar grandes fuentes magnéticas superficiales, si se encuentran en concentraciones locales importantes.

En relación con la evolución térmica, es muy importante establecer por qué la magnetización cortical está ausente en áreas en que presumiblemente debería aparecer, como las provincias volcánicas de Tharsis y Elysium, y las cuencas de impacto de Hellas, Argyre e Isidis. Asimismo, se considera conveniente tratar de establecer la relación existente entre los rasgos tectónico-estructurales mapeados en la superficie (Scott y Dohm, 1990) y la evolución térmica, así como las consecuencias de esta relación en la evolución del campo magnético y en la distribución de la magnetización detectada.

Considerando los puntos anteriores, nos dimos a la tarea de investigar si existe alguna asociación entre la magnetización cortical localizada descubierta por el MGS (Acuña et al., 1999) y los mapas geológicos, tectónicos, geomorfológicos y topográficos marcianos. Asimismo, se revisó la historia geológica y térmica, con objeto de ver la posible relación de eventos de esta índole con la magnetización cortical. Por este motivo, en los capítulos 2, 3, 4, y 5 se han descrito cada uno de los mapas e historias antes

mencionadas, con la intención de tener puntos de referencia concretos que nos permitan relacionar la magnetización cortical a procesos y edades específicas.

2.2. Las Provincias Geomorfológicas del Planeta Marte

Además de la topografía obtenida a partir de los datos de altimetría generados por los programas Mariner y Vikingo, los rasgos geomorfológicos distinguibles en imágenes de radar que estas mismas misiones han aportado son la principal fuente de información para interpretar las complejas relaciones entre fenómenos endógenos y exógenos que conforman la historia geológica de Marte y las geoformas resultantes de dichos procesos. Las principales fuentes de información morfológica a nivel global que aquí se han utilizado son: el "Catálogo de Imágenes Selectas del Orbitador Vikingo" (Tyber y Carbol, 1983) y el mapa de imágenes digitales compilado para la NASA por el "Servicio Geológico de los Estados Unidos" (USGS, acrónimo en inglés) que se encuentra grabado en 14 discos compactos y que se elaboró con datos de la misión Vikingo esencialmente. En esta información se pone de manifiesto lo siguiente:

Entre las morfologías más sobresalientes destacan por sus grandes dimensiones: el escarpe ecuatorial de 1 a 6 km de altura que separa la dicotomía cortical planetaria, la prominente altiplanicie de 8 km de altura coronada por enormes volcanes denominada bulbo Tharsis, el conjunto de cañones ecuatoriales de 4,500 km de longitud conocido como Valles Marineris, las cuencas de impacto del hemisferio Sur (Hellas, Argyre e Isidis) cuyas dimensiones permiten considerarlas como planicies, las grandes planicies volcánicas del hemisferio Norte (Arcadia, Utopía y Acidalia) caracterizadas por su carencia de pendientes pronunciadas, el mar de arena ó Erg que rodea a la capa polar Norte, y por supuesto, las capas estratificadas polares. Otro rasgo morfológico muy característico que es necesario señalar es la extensa red de canales de flujo dendríticos que se desarrollaron en las planicies fuertemente crateradas que conforman las Tierras Altas del hemisferio Sur.

Además de lo anterior, se han distinguido y diferenciado geoformas de menores dimensiones tales como: planicies cubiertas por cráteres de impacto, canales, dorsales, fosas tectónicas, laberintos de canales, planicies volcánicas, altiplanicies, domos, valles, edificios volcánicos con calderas en sus cimas y derrames de lava. Existen 10 geoformas bastante prominentes, las cuales, debido a sus enormes dimensiones o a su gran extensión, han servido para dividir y asignar nombre a las 10 provincias geomorfológicas en que se divide el planeta. Estas se muestran en la figura 7 y son:

Zona Polar Norte:

Arcadia Planitia Region, Tempe Terra Region y Utopia Planitia Region.

Franja Ecuatorial:

Olympus Mons Region, Valles Marineris Region, Hesperia Planum Region y Schiaparelli Region

Zona Polar Sur:

Hellas Planitia Region, Argyre Planitia Region y Terra Sirenum Region.

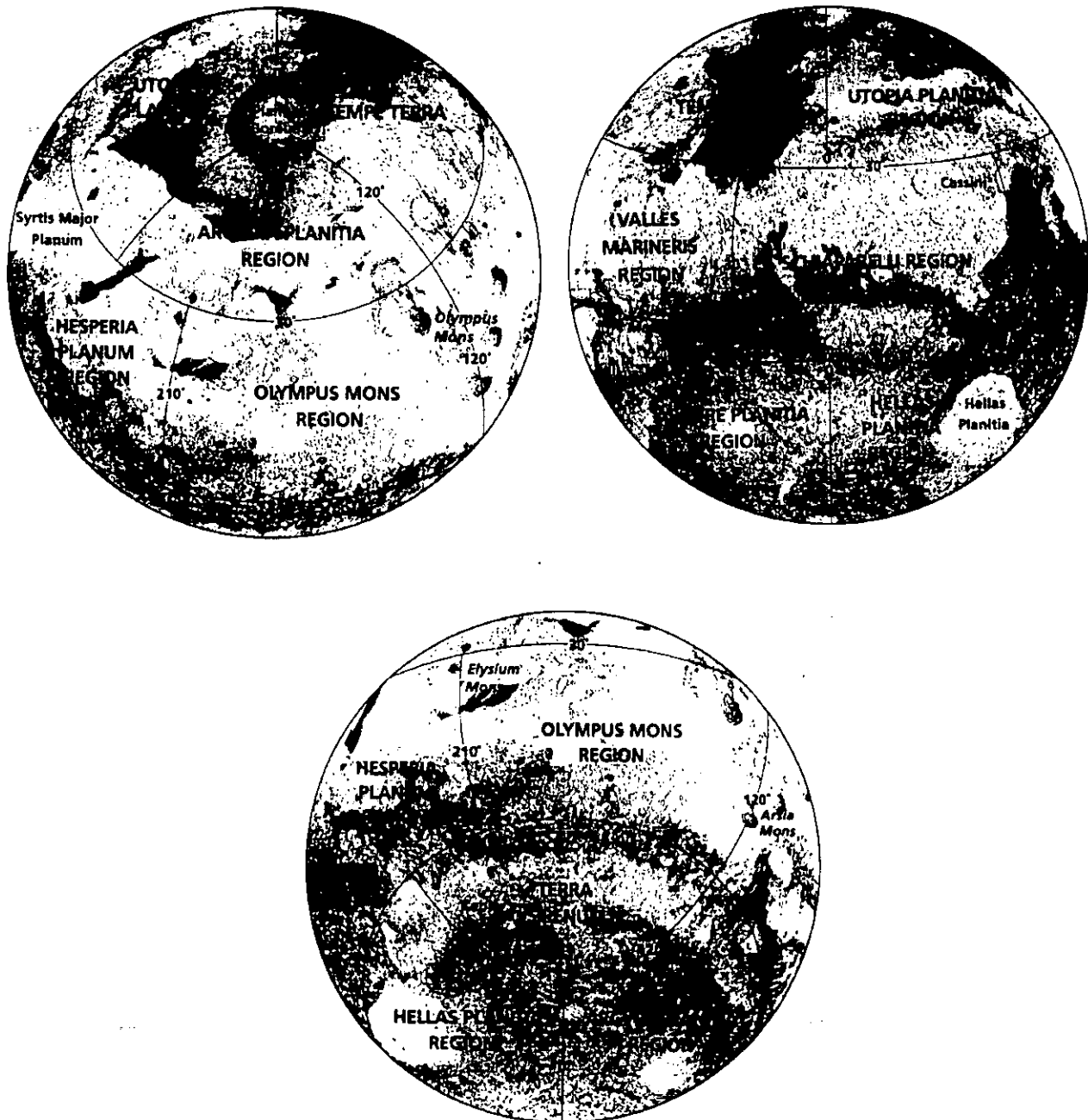


Figura 7.- Las 10 provincias geomorfológicas en que se divide el planeta Marte.

2.3. La Geología Digital Marciana

Las imágenes de satélite de la superficie de Marte que las misiones Mariner y Vikingo obtuvieron revelaron que allí han operado procesos geológicos propios de los planetas internos del Sistema Solar. Se ha establecido que las Tierras Altas del hemisferio Sur marciano están fuertemente crateradas, lo cual ha servido para deducir que se formaron en el período final de intenso bombardeo meteorítico y cometario que dio origen al sistema solar interno hace 4,600 millones de años (Shoemaker y Hellin, 1977). Este terreno ocupa dos tercios del área superficial; el resto, es ocupado por las denominadas Tierras Bajas del hemisferio Norte, las cuales muestran evidencias claras de diversos procesos de modificación subsecuente: craterismo de impacto, vulcanismo, tectonismo, erosión fluvial y eólica, y desplazamiento de masas (Dollfus et al., 1984; Lee et al., 1982; Ebisawa y Dollfus, 1986). El tiempo de formación y las causas de esta división cortical son todavía objeto de controversias (Wise et al., 1979a; Wilhelms y Squyres, 1984; Frey y Schuktz, 1988).

Las imágenes globales más recientes y de mayor resolución de la superficie marciana que se tienen disponibles, son todavía las adquiridas por la misión orbital Vikingo, aunque ya se han empezado a publicar algunas obtenidas recientemente por las misiones "Mars Pathfinder" y "Mars Global Surveyor" (MGS). El proyecto Vikingo incluye miles de imágenes, con las cuales el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS, acrónimo en inglés), en colaboración con varias universidades de los Estados Unidos y Europa, se dio a la tarea de elaborar una serie de mapas geológicos globales, escala 1:15,000,000, los cuales se digitalizaron a una resolución de 1.846 km² / pixel (Tanaka et al., 1988).

Esto les permitió hacer mediciones cuidadosas de la mayoría de las áreas que aparecen en las series de mapas globales, logrando determinar 90 unidades geológicas diferentes, las cuales fueron clasificadas en 5 grupos: materiales superficiales (8 unidades), materiales de los sistemas de canales (7 unidades), materiales de terrenos de las Tierras Bajas (22 unidades, distribuidas en 5 formaciones), materiales de terrenos de las Tierras Altas (52 unidades, distribuidas en 9 formaciones), y materiales dispersos en toda el área mapeada (5 unidades). Todas estas unidades se agrupan dentro de 5 procesos geológicos generadores: volcánicos, eólicos, fluviales, periglaciales, y aquéllos derivados de procesos de impacto (Tanaka et al., 1988).

De acuerdo con estos datos, las superficies volcánicas cubren más de la mitad del planeta y los demás procesos cubren la parte restante. El mapa geológico digital resultante es el que se utilizó para analizar la posible relación de la geología superficial con las fuentes magnéticas corticales y es el que se presenta en la figura 8.

A pesar del gran logro que constituye este mapa, seguramente será mejorado cuando los nuevos datos de la misión MGS estén disponibles.

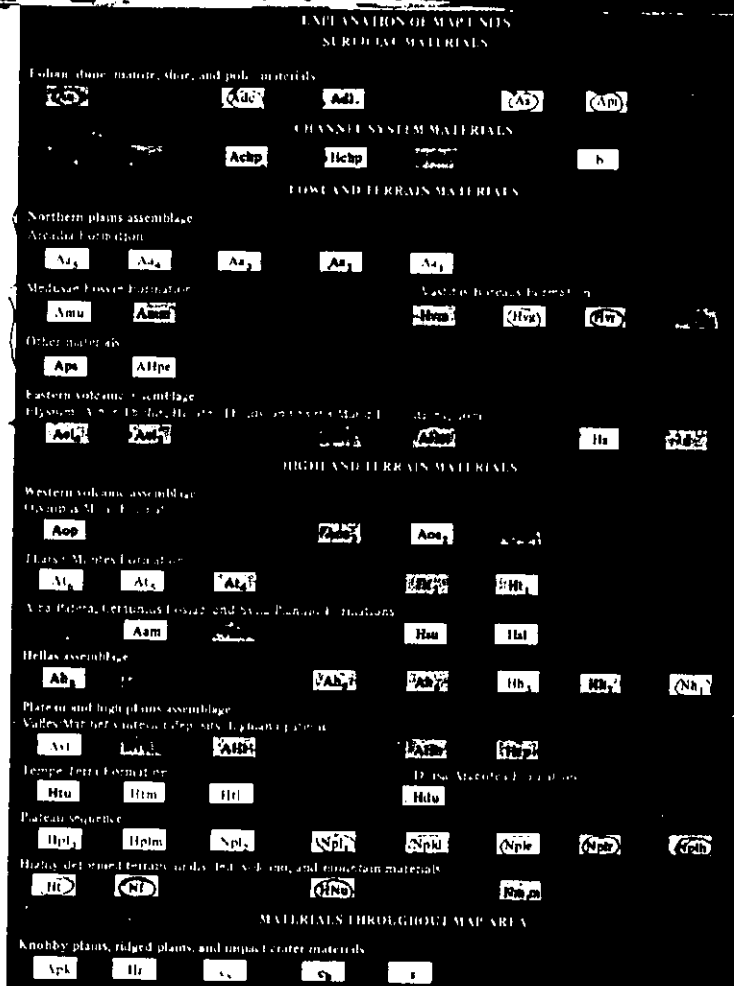
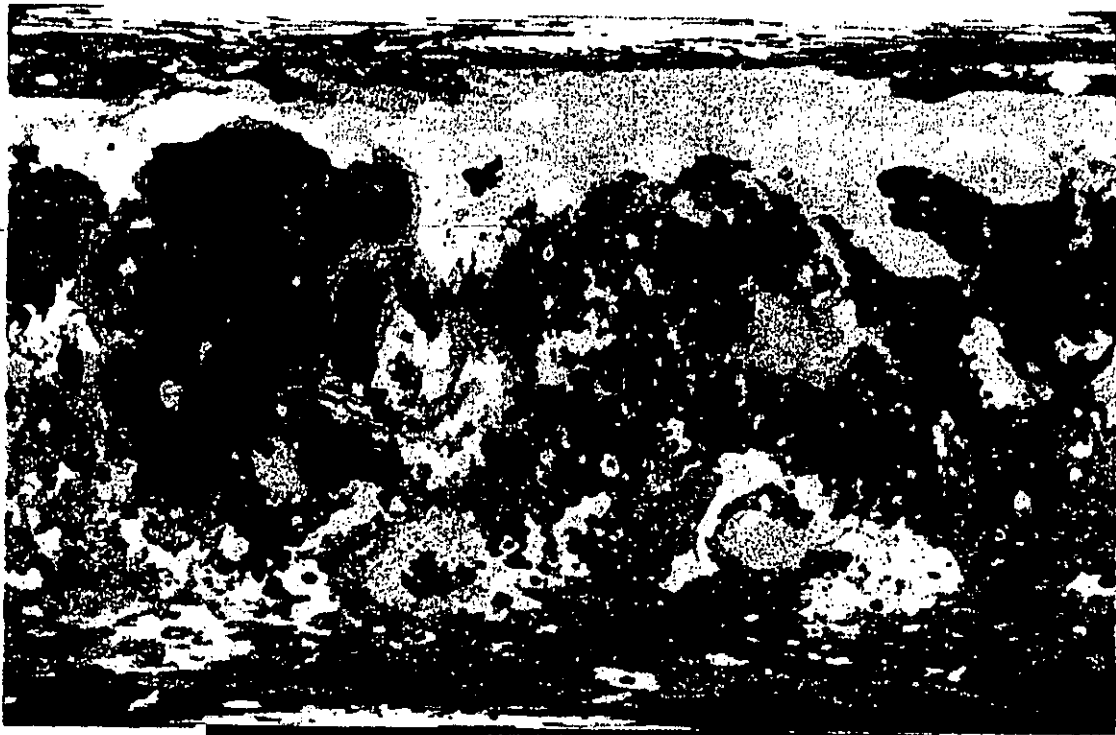


Figura 8.- Mapa geológico digital del planeta Marte. Cada color corresponde a una unidad geológica diferenciada con base en su morfología (rugosidad) superficial (Tomado de: Tanaka et al., 1988).

2.4. Estratigrafía y Sistemas Tectónico-Estructurales Marcianos

2.4.1. Estratigrafía Marciana

La descripción de la forma en que ha evolucionado la superficie de un planeta nos proporciona un contexto global para evaluar los diferentes eventos geológicos, acrecionales y climatológicos que han tenido lugar, y nos permite inferir su magnitud y duración. Los mapas geológicos son importantes pues nos indican las edades relativas y los diferentes tipos de roca que afloran en la superficie. Un problema fundamental en planetología comparativa es determinar como ha cambiado con el tiempo la superficie de un planeta. Esto nos proporciona indicios acerca de la dinámica interna y externa del mismo (por ejemplo, que tan frecuentes son las erupciones volcánicas o los impactos).

El número de cráteres de impacto por unidad de área se ha tomado como base para medir edades relativas en las superficies planetarias y se considera que entre más cráteres hay en una unidad, más antigua es. La base de este método de datación surgió a partir de los estudios lunares y al final del programa Apollo se estableció la cronología de cráteres lunares, comparando la densidad de cráteres con la edad radiométrica determinada por los análisis de las rocas traídas de la Luna (Wilhelms, 1987). Esto permitió establecer dos distintos episodios de craterismo: periodo inicial de bombardeo intenso (hace aproximadamente 4,500 millones de años) y el periodo de decrecimiento hasta el presente (los últimos 3,800 millones de años), cuyos impactos se caracterizan por colisiones con asteroides y cometas (Shoemaker y Hellin, 1977).

Con este antecedente, Scott y Tanaka (1986) establecieron límites de densidad de cráteres y determinaron tres sistemas estratigráficos marcianos cuyos nombres, del más antiguo al más reciente son: Noachiano, Hesperiano y Amazoniano. Posteriormente, basándose en densidades de cráteres y en las relaciones de contacto y superposición apreciables en las imágenes de radar, Tanaka (1986) propuso la división de estos sistemas en ocho series estratigráficas que son: Noachiano (inferior, medio y superior), Hesperiano (inferior y superior), y Amazoniano (inferior, medio y superior).

La posición estratigráfica de las 90 unidades geológicas determinadas en el mapa geológico digital utilizado en este trabajo fue propuesta por Tanaka et al (1988), y está generalmente de acuerdo con otros trabajos hechos con el mismo objetivo (Scott y Carr, 1978; Greeley y Spudis, 1981; Hartman et al., 1981; Neukum y Hiller, 1981; Barlow, 1987).

De acuerdo con Tanaka et al., (1988), las edades estratigráficas en el mapa geológico digital de la figura 8 son las siguientes:

1. Noachiano temprano.- Presenta muy poca corteza expuesta correspondiente a planicies de impacto dentro del hemisferio Sur.

2. Noachiano medio y tardío.- Predominan superficies de impacto, volcánicas y fluviales, también en el hemisferio Sur.

3. Hesperiano temprano.- Son dominantes las planicies volcánicas rugosas en todo el planeta.

4. Hesperiano tardío.- Son abundantes las superficies fluviales y periglaciales, además de las planicies volcánicas del hemisferio Norte.

5. Amazoniano temprano y medio.- Predomina el vulcanismo con edificios volcánicos, ubicados todos ellos en el hemisferio Norte.

6. Amazoniano tardío.- Son extensivas las formas de materiales eólicos, sobre todo en las regiones polares.

Para tener una mejor comprensión de lo descrito anteriormente, se recomienda ver la tabla V.

2.4.2. Los Sistemas Tectónico-Estructurales Marcianos

Los sistemas tectónico-estructurales del planeta Marte han sido determinados a partir de los rasgos que pueden reconocerse en las imágenes de radar de la misión Vikingo (Scott y Dohm, 1990), las cuales son todavía las más recientes que se tienen a nivel planetario. Todas estas estructuras fueron clasificadas de acuerdo a su edad estratigráfica, determinada por el mapeo de las unidades de roca de los tres períodos marcianos y de las ocho subdivisiones de estos períodos (Scott y Dohm, 1990). Los límites de las unidades de roca fueron tomados del mapa geológico digital global presentado en la figura 8.

Con todas estas determinaciones ha quedado de manifiesto que la actividad tectónico-estructural marciana se encuentra estrechamente relacionada, tanto en espacio como en tiempo, a la actividad volcánica.

En la figura 9 podemos apreciar los tres principales mapas estructurales marcianos que se utilizan en este trabajo. En ellos se puede ver lo siguiente:

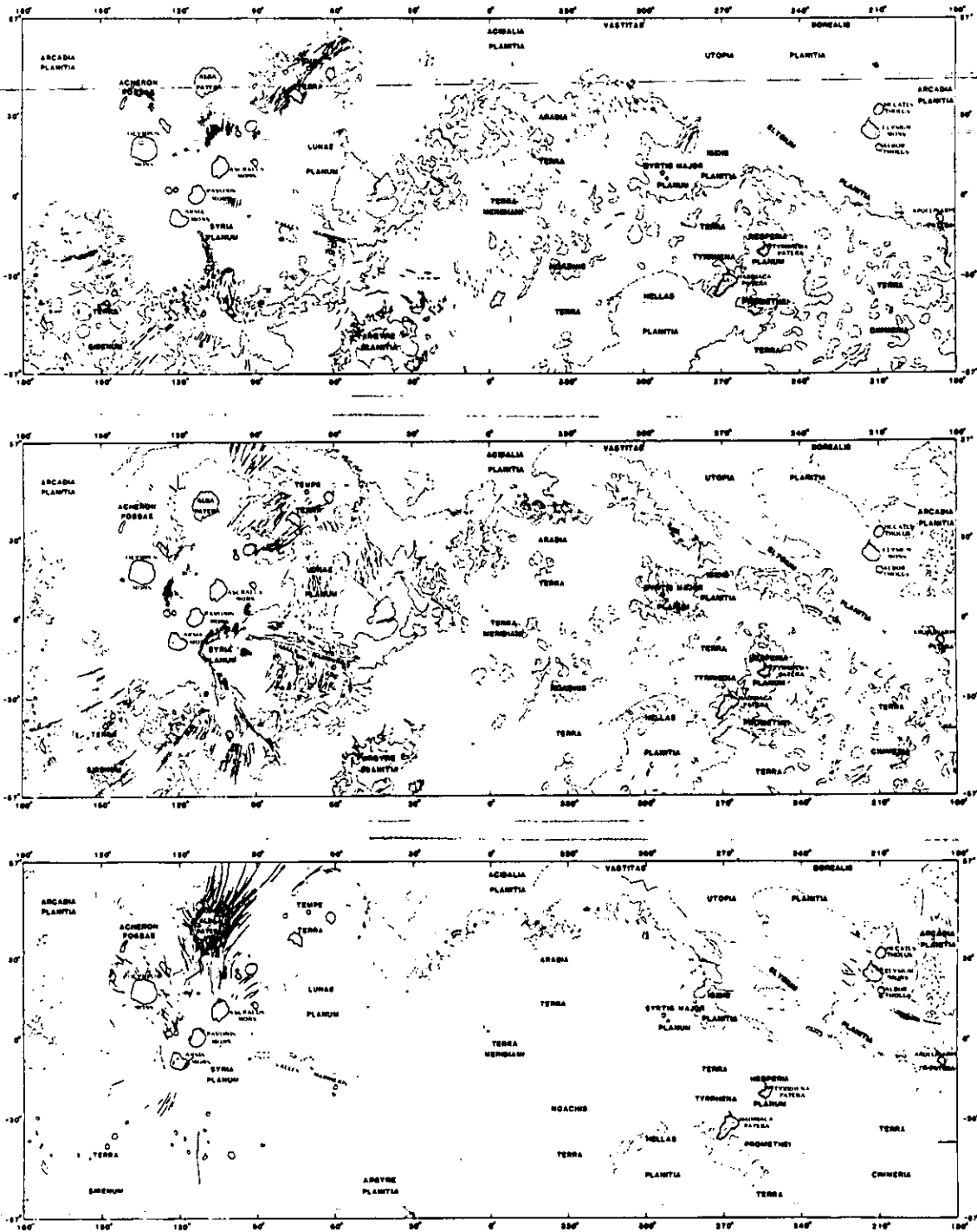


Figura 9.- Mapas estratigráfico-estructurales del planeta Marte. El primer bloque muestra las rocas y estructuras de edad Noachiano, el segundo las de edad Hesperiano y el último las de edad Amazoniano. El color amarillo representa las rocas expuestas, el límite de la dicotomía cortical aparece en azul, los centros volcánicos se muestran en rosa, las líneas negras representan el fallamiento y las líneas rojas corresponden a ridges que indican alguna actividad tectónica (Tomado de: Scott y Dohm, 1990).

1. Posteriormente a la acreción y al bombardeo meteorítico intenso, aparece el primer rasgo tectónico-estructural del planeta, denominado dicotomía planetaria, el cual tiene hasta el momento un origen indeterminado (Wise, et al., 1979a; Wilhelms y Squyres, 1984; Frey y Schultz, 1988). En varias regiones de la zona ecuatorial existe un paralelismo entre el escarpe y las fallas de las Tierras Altas y Bajas adyacentes.

2. En general, existen grandes grabens y fallas normales producto del levantamiento y extensión cortical que dio origen al abombamiento del bulbo Tharsis. Estas estructuras se encuentran a manera de densos arreglos paralelos y radiales concéntricos al contorno del bulbo (Tanaka, 1986). Sobresalen por sus grandes dimensiones el sistema de rifts llamado Valles Marineris y las fosas tectónicas de carácter distensivo conocidas como Memnonia, Sirenum, Icaria y Thaumasia. Comparativamente, las estructuras en cualquier otra región del planeta son relativamente menores.

3. Los sistemas tectónico-estructurales antes mencionados están asociados a seis centros volcánicos y a tres cráteres de impacto, y son los siguientes: los volcanes de Tharsis, principalmente en la zona de Arsia Mons; la elevación de Syria Planum; la zona de Alba Patera, caracterizada por su denso arreglo estructural; los alrededores de Acheron Fossae; la zona volcánica de Elysium Mons; los sistemas asociados a Olympus Mons; las estructuras que circundan los alrededores de las cuencas de impacto denominadas Isidis y Argyre Planitiae; y por último, los anillos de escarpes y ridges de la cuenca de impacto conocida como Hellas Planitia.

4. En el Sur del bulbo Tharsis, en su contacto con la dicotomía, es muy difícil determinar cuales estructuras se deben al fenómeno que originó la doble corteza y cuales son producto del levantamiento de Tharsis.

5. La región del bulbo Tharsis, la más afectada por las grandes deformaciones tectónico-estructurales, presenta la mayor duración de fallamiento, el cual se extiende desde el Noachiano temprano, se hace menos intenso durante el Hesperiano, y decrece progresivamente hasta el Amazoniano tardío.

6. Tanto el vulcanismo como el fallamiento asociado han decrecido de manera progresiva a través de los tres períodos geológicos marcianos; la mayoría de las fallas fueron producidas por fuerzas distensivas (Scott y Dohm, 1990), ya que la compresión cortical y las fallas de desplazamiento no son muy evidentes.

En suma, los sistemas de fallas están asociados con centros volcánicos, y en menor grado a cuencas de impacto y al límite de la dicotomía. Es evidente la disminución de la actividad tectónica a lo largo de los tres períodos geológicos.

2.5. Resumen de la Geología Histórica Marciana

A partir de la información descrita en los temas anteriores, se ha propuesto una geología histórica que resume los principales eventos de la evolución marciana (Tanaka, 1986; Scott y Tanaka, 1986; Tanaka y Scott, 1987; Greeley y Guest, 1987; Tanaka et al., 1988; Strom et al., 1991). Dicha geología histórica está basada en reconstrucciones de diversas densidades de cráteres de impacto, en relaciones de contacto entre diferentes formaciones rocosas y en secuencias estratigráficas. En la tabla V se presenta un resumen de los principales eventos que han conformado la morfología y la geología de Marte.

Período	Epoca (Mill. de años)	Eventos principales
Amazoniano	Tardío (Presente)	Collar de arena del polo Norte y depósitos eólicos Formación de capas polares residuales Depósitos polares estratificados Últimos flujos de los volcanes gigantes
	Medio (250)	Glaciación en la zona polar Sur Principales flujos en Arcadia Planitia y Tharsis Mons
	Temprano (2,300)	Formación de Oceanus Borealis Inicio de Olympus Mons Flujos en Elysium Mons, Alba Patera y Arcadia Planitia
Hesperiano	Tardío (3,550)	Depósito de la Formación Vastitas Borealis Flujos catastróficos y terreno caótico Fallas, alargamiento y depósito en Valles Marineris Inicia vulcanismo en Tharsis, Alba Patera, Elysium Mons y Syrtis Major
	Temprano (3,700)	Inicia el fallamiento de Valles Marineris Fracturamiento alrededor de Tharsis Declina el bombardeo meteorítico y se emplazan grandes planicies de lava
Noachiano	Tardío (3,800)	Planicies intercráter y depósitos fluviales y eólicos
	Medio (4,400)	Vulcanismo inicial en la Tierras Altas Aparición de canales de flujo dendríticos
	Temprano (4,600)	Bombardeo meteorítico intenso (Hellas, Argyre, Isidis) Acreción planetaria y formación del Sistema Solar

Tabla V.- Resumen de la geología histórica marciana.

Al analizar la tabla anterior y tomando en cuenta el magnetismo cortical, es posible darse cuenta de que la mayoría de los procesos geológicos de diferentes edades acaecidos en la superficie marciana son susceptibles de generar minerales ferromagnéticos (de origen ígneo o sedimentario), los cuales, bajo la influencia de un campo magnetizador, registrarían remanencia. En este punto surgen tres interrogantes:

1. ¿Cuándo dejó de operar el campo magnetizador que dio origen a las remanencias registradas en los meteoritos SNC y en la superficie marciana (Acuña et al., 1999)?

2. ¿De todos los eventos geológicos registrados en la historia marciana, cuáles proporcionaron los tipos de magnetizaciones (TRM, CRM, DRM) que hicieron posible el registro de la magnetización cortical?

3. ¿Cómo han influido los procesos tectónico-estructurales en la distribución de la magnetización cortical detectada?

Posteriormente se hace una comparación entre el mapa de rasgos magnéticos y los mapas estructurales y geológicos de las diferentes edades que se han descrito en este capítulo con objeto de responder a estas interrogantes.

3. Relación Topografía-Gravimetría, Estructura Interna y Composición Química del Planeta Marte

3.1. La Topografía Marciana

La topografía del planeta Marte se comenzó a describir formalmente en la década de los años 60's. En la actualidad, probablemente se tiene un mejor conocimiento de la topografía marciana que de la terrestre, ya que en esta última los océanos enmascaran la gran mayoría de los rasgos superficiales. Inicialmente era muy difícil determinar la topografía marciana desde la Tierra, debido a la rápida rotación de Marte. Sin embargo, con el desarrollo de nuevas técnicas y con los antecedentes de misiones espaciales anteriores, la sonda estadounidense "Mars Global Surveyor" (MGS) ha tenido como uno de sus principales objetivos determinar la topografía marciana a alta resolución, para lo cual incluye entre sus instrumentos uno denominado "Mars Observer Laser Altimeter" (MOLA). Este aparato incluye un altímetro láser de 1,064 nm, el cual permite configurar perfiles topográficos con una precisión de ~1 a 2 m sobre el terreno plano y de 20 a 30 m con respecto al centro de masa del planeta, incluyendo el error orbital (Zuber et al., 1992). La separación promedio que existe entre los perfiles topográficos en el Ecuador es de < 1.5 km, lo cual aunado a la precisión, ha estado proporcionando más y mejores datos que están permitiendo el desarrollo de estudios geológicos y geofísicos mucho más detallados.

Al analizar la tabla anterior y tomando en cuenta el magnetismo cortical, es posible darse cuenta de que la mayoría de los procesos geológicos de diferentes edades acaecidos en la superficie marciana son susceptibles de generar minerales ferromagnéticos (de origen ígneo o sedimentario), los cuales, bajo la influencia de un campo magnetizador, registrarían remanencia. En este punto surgen tres interrogantes:

1. ¿Cuándo dejó de operar el campo magnetizador que dio origen a las remanencias registradas en los meteoritos SNC y en la superficie marciana (Acuña et al., 1999)?

2. ¿De todos los eventos geológicos registrados en la historia marciana, cuáles proporcionaron los tipos de magnetizaciones (TRM, CRM, DRM) que hicieron posible el registro de la magnetización cortical?

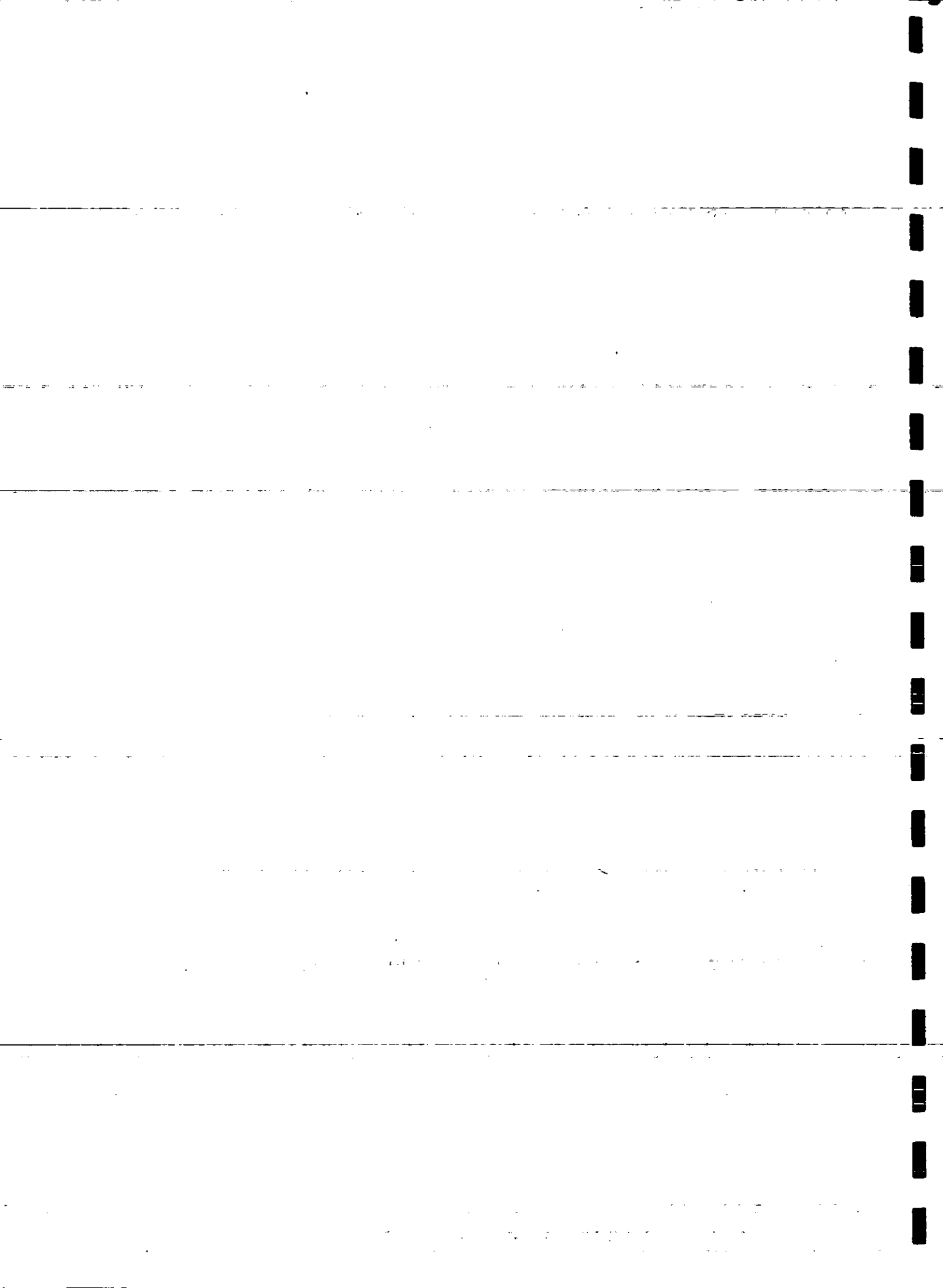
3. ¿Cómo han influido los procesos tectónico-estructurales en la distribución de la magnetización cortical detectada?

Posteriormente se hace una comparación entre el mapa de rasgos magnéticos y los mapas estructurales y geológicos de las diferentes edades que se han descrito en este capítulo con objeto de responder a estas interrogantes.

3. Relación Topografía-Gravimetría, Estructura Interna y Composición Química del Planeta Marte

3.1. La Topografía Marciana

La topografía del planeta Marte se comenzó a describir formalmente en la década de los años 60's. En la actualidad, probablemente se tiene un mejor conocimiento de la topografía marciana que de la terrestre, ya que en esta última los océanos enmascaran la gran mayoría de los rasgos superficiales. Inicialmente era muy difícil determinar la topografía marciana desde la Tierra, debido a la rápida rotación de Marte. Sin embargo, con el desarrollo de nuevas técnicas y con los antecedentes de misiones espaciales anteriores, la sonda estadounidense "Mars Global Surveyor" (MGS) ha tenido como uno de sus principales objetivos determinar la topografía marciana a alta resolución, para lo cual incluye entre sus instrumentos uno denominado "Mars Observer Laser Altimeter" (MOLA). Este aparato incluye un altímetro láser de 1,064 nm, el cual permite configurar perfiles topográficos con una precisión de ~1 a 2 m sobre el terreno plano y de 20 a 30 m con respecto al centro de masa del planeta, incluyendo el error orbital (Zuber et al., 1992). La separación promedio que existe entre los perfiles topográficos en el Ecuador es de < 1.5 km, lo cual aunado a la precisión, ha estado proporcionando más y mejores datos que están permitiendo el desarrollo de estudios geológicos y geofísicos mucho más detallados.



La topografía global marciana recientemente adquirida por este aparato se presenta en la figura 10. Este mapa representa la mejor resolución jamás obtenida en la medición de elevaciones en Marte y se ha usado para revisar aspectos fundamentales de la evolución del planeta. Es notorio que los componentes predominantes de esta topografía incluyen la diferencia de alturas que da origen a la dicotomía cortical, la provincia volcánica Tharsis y las cuencas de impacto Hellas y Argyre. La diferencia hemisférica, en cuanto a elevación se refiere, ha sido interpretada como más consistente con un mecanismo de origen interno (Smith et al., 1999). La gran eyección de materiales del impacto Hellas, así como el bulbo Tharsis parecen contribuir al escarpe del límite dicotómico.

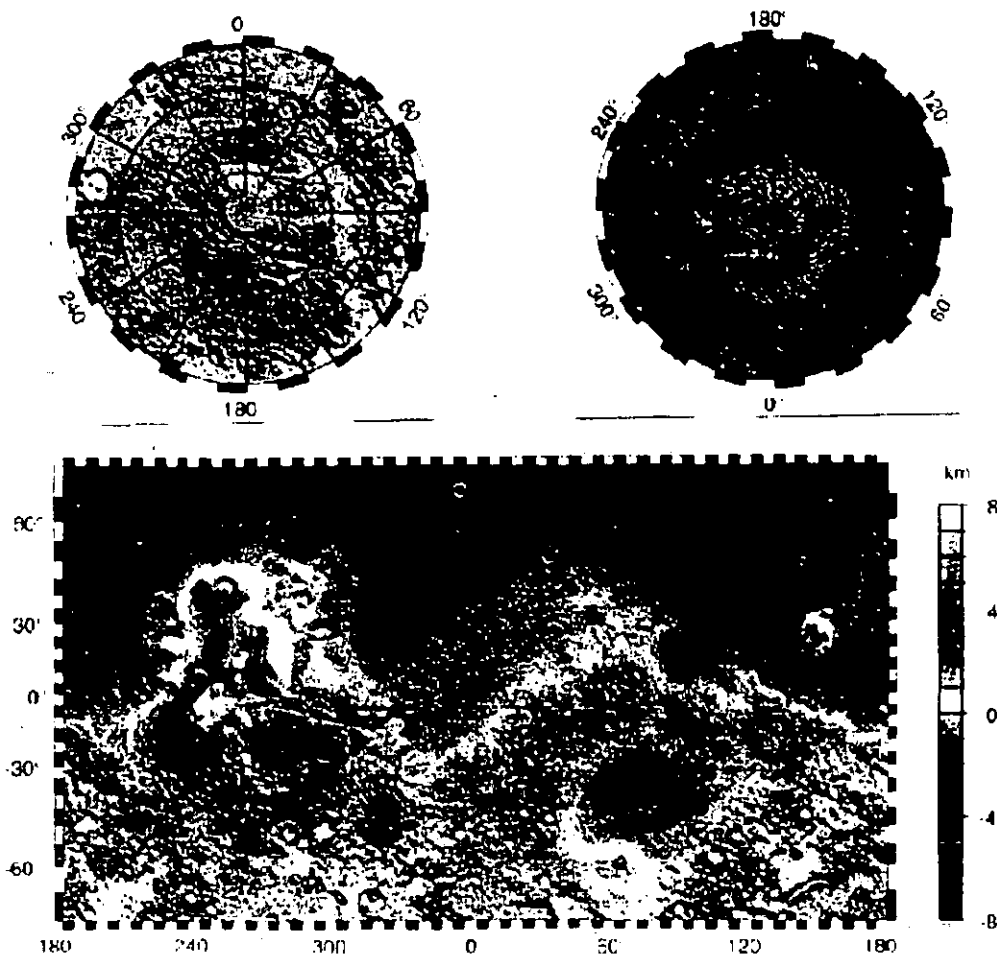


Figura 10.- Mapas de la topografía global de Marte. Las proyecciones de Mercator en latitudes medias y estereográficas en los polos. El polo Sur está a la izquierda y el Norte a la derecha. La escala de colores indica las alturas referidas al centro de masa del planeta. Un grado en el ecuador marciano es igual a ~59 km (Tomado de: Smith et al., 1999).

3.2. La Relación Gravedad - Topografía en Marte

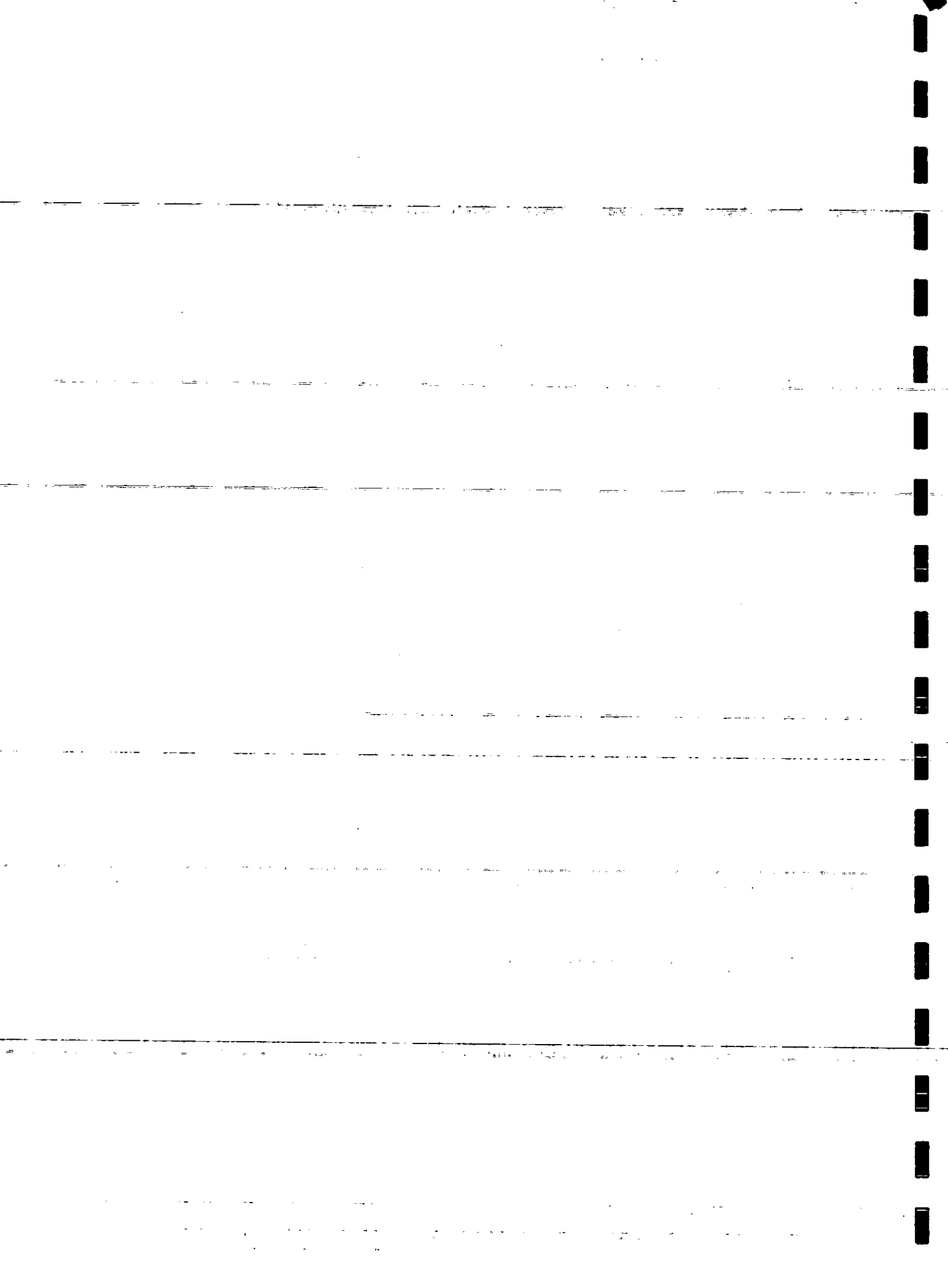
En ausencia de datos sísmicos y de mediciones de flujo de calor, la gravedad y la topografía constituyen las únicas observaciones disponibles que permiten hacer deducciones relacionadas con la estructura y el estado interno marciano. Las variaciones laterales del campo gravitacional pueden interpretarse como desviaciones del estado de equilibrio mecánico en un planeta estratificado esféricamente, como se supone que es Marte. Estas desviaciones implican procesos internos que actúan manteniendo las variaciones laterales de densidad, las cuales dan origen a las anomalías gravimétricas. Por otro lado, la topografía proporciona una medición directa de la contribución superficial al campo gravitacional, así como de las fuerzas radiales que deben actuar sobre la litósfera. Así, la gravedad y la topografía son manifestaciones directas de procesos activos en las porciones externas del planeta, los cuales se pueden deducir de varias maneras.

Como tampoco se tienen abundantes datos superficiales petrológicos (excepto los meteoritos SNC y los datos recientes del "Mars Pathfinder"), la gravedad y la topografía son herramientas relativamente eficientes que nos ayudan a dilucidar la estructura interna y el estado en que se encuentra el interior marciano. Sin embargo, estos dos tipos de datos deben utilizarse con cuidado al tratar de inferir la estructura interna y la historia del planeta, ya que la interpretación de las anomalías gravimétricas es ambigua en términos de las variaciones internas de densidad y sólo representan el estado actual del planeta.

3.2.1. Variaciones Gravitacionales Regionales y Locales en la Superficie Marciana

Con los orbitadores Mariner 9 y Vikingo 1 y 2 surgieron modelos detallados y complejos del campo gravitacional marciano. Recientemente y gracias al altímetro MOLA, Zuber et al., (2000) han analizado los modelos más recientes de topografía y gravedad de aire libre (Smith et al., 1999). Para investigar la distribución interna de masa en Marte, ellos calcularon la anomalía de Bouguer, para lo cual restaron la atracción gravitacional de la superficie topográfica, del campo gravitacional de aire libre, lo cual les reveló la distribución de masa debajo de la superficie. El mapa de espesores corticales que obtuvieron es el que se muestra en la figura 11, y en él podemos apreciar lo siguiente:

- 1.** El principal rasgo es una pendiente global que va de Sur a Norte, cuya estructura cortical indica un adelgazamiento progresivo de la corteza, que inicia en las altas latitudes del Sur y se prolonga hacia el Norte. Esta pendiente y el consiguiente decremento en espesor cortical continúa más allá de la provincia Tharsis, pero después cambia a una zona de espesor aproximadamente uniforme (35 a 40 km) debajo de las Tierras Bajas y de la región de Arabia Terra



2. Gran parte del límite de la dicotomía no corresponde a la transición de espesor cortical y aparentemente la expresión geológica superficial del límite dicotómico no es un rasgo fundamental de la estructura interna marciana.

3. Los espesores corticales revelan diferencias de estilo asociadas con los edificios volcánicos. Mientras Alba Patera y Elysium son zonas de corteza más gruesa, Olympus y Tharsis Montes aparentemente presentan un adelgazamiento cortical pronunciado.

4. Todas las cuencas de impacto presentan un adelgazamiento cortical. Hellas en particular se encuentra rodeada por un anillo de corteza engrosada.

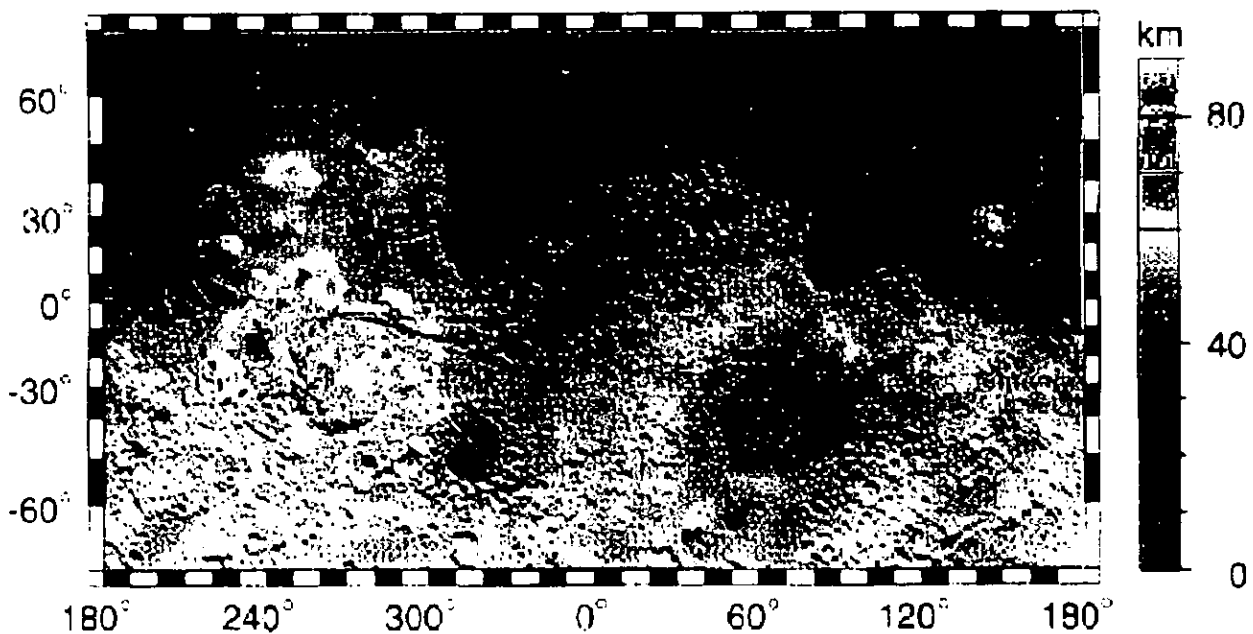


Figura 11.- Espesor cortical de Marte (proyección de Mercator). La provincia Tharsis se ubica a la izquierda, cerca del Ecuador, entre 220° y 300° E. La región de Arabia Terra está centrada en 10° N, 10° E. Las principales cuencas de impacto incluyen Hellas (45° S, 70° E) y Argyre (50° S, 320° E). El límite dicotómico se muestra en rojo, donde la línea sólida expresa rasgos morfológicos distintivos y la punteada indica inferencia. Un grado de latitud es igual a ~59 km (Tomado de: Zuber et al., 2000).

Estas observaciones han permitido sugerir que la mayoría de la topografía marciana está isostáticamente compensada a profundidades menores a 100 km (Phillips y Saunders, 1975; Phillips y Lambeck, 1980), mientras que Olympus y Tharsis Mons deben estar soportados también por algún otro mecanismo (probablemente soporte térmico).

El soporte del bulbo Tharsis es un problema difícil, ya que presenta un exceso de gravedad, que no puede explicarse por modelos isostáticos simples. Mientras los modelos de gravedad sugieren que Elysium está isostáticamente compensado a profundidades someras (Janle y Ropers, 1983), en Tharsis las mediciones gravimétricas indican que la simple compensación isostática no es suficiente, pues las profundidades de compensación aparente varían de 550 a 1,100 km (Phillips y Saunders, 1975), muy por debajo de las profundidades a las cuales puede mantenerse el esfuerzo estático. Las implicaciones petrológicas y tectónicas del bulbo han sido investigadas por varios autores (Banerdt et al., 1982; Finnerty et al., 1988; Phillips et al., 1990), quienes han concluido que el bulbo parece requerir remoción masiva de material desde la base de la corteza y soporte estático por medio de una capa gruesa (200 a 400 km), de material del manto magmáticamente debilitado. Esto no es concluyente y ya se han iniciado una serie de estudios del fallamiento superficial, relacionados con la historia térmica, lo cual se revisa en el capítulo 4.

Finalmente, los datos de gravedad del MGS (Smith et al., 1999) han proporcionado información adicional de la estructura cortical debajo de las Tierras Bajas del Norte, en donde impactos tales como Utopía están marcados por anomalías gravitacionales positivas distintivas. Esto ha permitido sugerir que la expresión topográfica de larga longitud de onda del hemisferio Norte se formó por un proceso interno (Smith et al., 1999), y que la cuenca de Hellas está isostáticamente compensada en ~90 %, lo cual podría ser una indicación de que el espesor de la litósfera elástica en el tiempo en que se formó Hellas era de ~30 km (Zhong y Zuber, 1999).

Según Connerney et al., (1999), las amplitudes de la magnetización cortical suponen un espesor litosférico de 30 km, el cual es comparable al de la litósfera elástica inferido para Hellas (~30 km). Sin embargo, se requieren modelos más detallados de gravedad, topografía y magnetización para distinguir si existe alguna diferencia en la estructura de la litósfera térmica entre el tiempo de la formación de Hellas y etapas más recientes.

De acuerdo a todo lo enunciado anteriormente se puede inferir que en Marte existe un alto grado de correlación entre la topografía y la gravedad (excepto en el área del bulbo Tharsis) para longitudes de onda largas. Esta fuerte correlación puede estar sugiriendo que deben existir conexiones a profundidad entre las anomalías de densidad generadoras del campo potencial registrado, y los mecanismos responsables del mantenimiento del relieve. De esta breve revisión también se desprende que el espesor cortical promedio es de ~ 50 km, y que es variable en función de los altos y bajos topográficos, teniendo como valores extremos los espesores en el bulbo Tharsis y en la cuenca de impacto Hellas.

3.3. Estructura Interna y Composición Química del Planeta Marte

Los parámetros que se discuten aquí podrían estar indicándonos que Marte pudo tener un dínamo activo en el pasado, y que su composición química cortical y superficial es tal que fue posible que se generara la magnetización cortical detectada por la misión MGS. El carácter de estos parámetros es muy especulativo, ya que existen diferentes grupos de datos (meteoríticos, geoquímicos, geofísicos), los cuales conllevan sus propias restricciones y limitaciones. Estas restricciones generalmente se traducen en divergencias (en ocasiones grandes) en los resultados que cada modelo plantea. Probablemente, con el desarrollo de nuevas técnicas alguna vez se uniformicen más los criterios y entonces se podrán obtener resultados más consistentes.

A pesar de que la relación gravedad-topografía es útil para tratar de inferir la estructura interna y la composición química de un planeta, en el caso de Marte se han utilizado criterios más acertados que han permitido tener una idea general de estas variables. La gran mayoría de los modelos de composición y estructura interna se fundamentan en modelos cosmoquímicos y suponen un valor del momento de inercia de $0.365 \text{ kg}\cdot\text{m}^2$ (Longhi et al., 1992). Estudios iniciales realizados por Debius y Wänke (1985) supusieron abundancias condriticas para elementos refractarios (Al, Ca, Ti, Mg, Si, y Tierras raras) y calcularon las concentraciones absolutas de elementos clave. Estos resultados evidenciaron que la porción de silicatos en el manto superior y en la corteza se encuentra enriquecida en FeO, MnO, álcalis y halógenos, pero empobrecida en Ni, Co, Cu y Zn, comparada con los datos terrestres. Esta caracterización química ha permitido establecer que la acreción de Marte se formó por materiales más ricos en volátiles que los terrestres, que existe una oxidación extensiva de Fe metálico, y que hubo diferenciación de un núcleo formado por Fe-Ni-S (Longhi et al., 1992).

A través de los meteoritos SNC, considerados como provenientes de Marte (McSwee, 1984; Bogard et al., 1984; Becker y Pepin, 1984), también se han formulado estimaciones de estos datos. Su composición isotópica U/Pb permitió predecir la formación de un núcleo hace 4,600 millones de años (Chen y Wasserburg, 1986), lo cual debió ser contemporáneo con la acreción, o dentro de los primeros 100 millones de años posteriores. A raíz de estos resultados se aceptó que el incremento de temperatura por calor acrecional fue lo suficiente elevado como para formar un núcleo y por consiguiente, Marte inició su historia totalmente diferenciado y caliente, enfriándose progresivamente.

Los grupos de resultados anteriores permiten suponer que Marte está dividido en corteza, manto y núcleo, aunque sus espesores, densidades y composiciones no se conocen con precisión.

3.3.1. Núcleo

Los datos geofísicos que se tienen disponibles para Marte han permitido inferir el tamaño de su núcleo. Estos datos incluyen la densidad media planetaria, calculada en $3,933 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ (Bills y Ferrari, 1978), y el momento de inercia, evaluado en $0.365 \text{ kg}\cdot\text{m}^2$ (Reasenberg, 1977; Kaula, 1979a). Considerando estos datos, Goettel (1981) desarrolló un modelo de las propiedades del núcleo, el cual en general está de acuerdo con las predicciones de modelos desarrollados por otros autores (Johnston y Toksöz, 1977; Okal y Anderson, 1978), los cuales proponen que el radio promedio del núcleo marciano está en el rango de 1,500 a 2,000 km, y que la fracción de masa planetaria que ocupa se encuentra entre el 15 y el 30 %. Suponiendo un manto similar al terrestre, Johnston y Toksöz (1977) también sugieren un radio del núcleo de 1,500 a 2,000 km.

En cuanto a composición química se refiere y con base en comparaciones con meteoritos de Fe, el núcleo marciano se ha supuesto como compuesto por Fe, con un pequeño porcentaje de Ni (Longhi et al., 1992), abarcando un radio de 40 % del planeta.

Sin embargo, con los meteoritos SNC se han obtenido evidencias geoquímicas de la masa del núcleo, las cuales fueron usadas por Treiman et al., (1987), quienes sugirieron que el material del núcleo durante la diferenciación consistió de ~ 50 % de Fe-Ni sólido y 50 % Fe-Ni líquido, con ~ 25 % wt de Azufre (S). Laul et al., (1986) también calcularon la masa y composición del núcleo y obtuvieron un núcleo que comprende 21.7 % wt del planeta, con 14 % wt de S. Es evidente la divergencia de resultados entre ambos modelos.

Recientemente se ha sugerido que en el pasado Marte tuvo un campo magnético generado por un dínamo en el núcleo, el cual originó la magnetización de las rocas superficiales (Acuña et al., 1999). Este modelo implica que el núcleo marciano estuvo fundido hasta hace aproximadamente 1,300 millones de años y después se solidificó. Sin embargo, Longhi et al., (1992) sugieren que la carencia de un campo intenso en la actualidad no necesariamente implica un núcleo sólido, ya que en ausencia de elementos productores de calor, la convección química en un núcleo completamente fundido no sería lo suficiente vigorosa como para generar un campo magnético.

En la tabla VI se muestran algunos de los modelos propuestos para el núcleo marciano. En ella podemos ver que existen divergencias entre los valores que cada modelo sugiere, lo cual indica que en este terreno es necesario aún mucho trabajo antes de que se logren establecer con precisión estos parámetros. De cualquier forma, para los fines de este trabajo, cualquiera de ellos podría satisfacer el requisito de un fluido altamente conductor en rotación, para la existencia de un campo magnético interno, al principio de la historia geológica marciana.

% de masa en el núcleo (%)	Composición (% wt)	Radio del núcleo (km)	Profundidad del lím. manto-núcleo (km)	Presión del LMN (GPa)
30 ^a	~66 Fe+Ni y 34 S	2,020 (± 70)	1,370 (± 70)	18.5 (± 1.5)
22 ^b	85.5 Fe+Ni y 14.5 S	1,695 (± 70)	1,695 (± 70)	23.5 (± 1.5)
15 ^c	100 Fe+Ni	1,400 (± 70)	1,990 (± 70)	28.0 (± 2.0)

Tabla VI.- Modelos del núcleo marciano. a.- Wood, (1981); b.- Wänke y Debrius, (1988); c.- McGetchin y Smmyth (1979); Morgan y Anders (1979). Nótese que los valores de los dos primeros modelos están más de acuerdo, en comparación con el tercer modelo.

3.3.2. Manto y Corteza

Sólo existen evidencias indirectas de los espesores y la composición de la corteza y el manto marcianos. Ambos han sido asumidos como químicamente homogéneos, con base en la observación del vulcanismo extensivo y las heterogeneidades isotópicas de los meteoritos SNC (Jones, 1986). Aunque la composición es una sobresimplificación, no tenemos datos para especificar la magnitud y la escala de la heterogeneidad y por lo tanto la homogeneidad es una buena aproximación.

Las propiedades del manto y la corteza se han determinado a partir de los mismos datos geofísicos y geoquímicos antes mencionados. Considerando las propiedades del núcleo, Goettel (1981) sugirió que el espesor del manto marciano está entre los 1,500 y 2,100 km. En cuanto a la corteza, algunos autores (Phillips et al., 1973; Phillips y Saunders, 1975) sugieren que se trata de una corteza de baja densidad de espesor variable. Con datos del sitio de amortizaje del Vikingo 2, Bills y Ferrari (1978) obtuvieron un espesor cortical promedio de 37 ± 3 km. Debajo de Hellas el espesor fue de 9 ± 1 y debajo de Tharsis de 69 ± 8 . En todos los modelos propuestos, el máximo espesor cortical está debajo de Tharsis y el mínimo en Hellas; asimismo, la división que marca la dicotomía se asocia con mayores espesores corticales en el hemisferio Sur (Janle, 1983).

En la tabla VII se ven los modelos de las composiciones químicas que se tienen para el manto y la corteza marcianos. En ella podemos apreciar que algunos de los parámetros difieren sustancialmente entre un modelo y otro. Tal es el caso de K, H₂O, Na₂O y FeO. Esto indudablemente nos habla del carácter especulativo que existe todavía

en la determinación de estos parámetros. Sin embargo, inmediatamente podemos apreciar que en todos los modelos los valores de MgO y FeO son elevados. Estas composiciones, aunadas a la sugerencia de que la porción de silicatos en el manto superior y en la corteza de Marte se encuentra enriquecida en FeO en comparación con los resultados terrestres (Debruijn y Wänke, 1985), nos han permitido establecer que tanto en el manto superior como en la corteza marcianas debe existir una oxidación extensiva de Fe metálico (Longhi et al., 1992).

Si asociamos lo anterior a los espesores corticales promedio de 37 ± 3 km (Bills y Ferrari, 1978), podemos tener mejores elementos que pueden ayudarnos a explicar las grandes áreas de magnetización cortical que ha registrado la misión MGS. La gran abundancia relativa de estos dos componentes (MgO y FeO) en relación con la Tierra, podría indicarnos que Marte es un planeta que no logró tener un mayor grado de diferenciación, debido tal vez a su rápido enfriamiento, lo cual se discute en el siguiente capítulo.

Fórmula	1	2	3	4	5	6	7
Manto + corteza							
SiO ₂	36.8	40.0	43.9	41.6	39.4	44.4	45.0
TiO ₂	0.2	0.1	0.16	0.3	0.6	0.1	0.2
Al ₂ O ₃	3.1	3.1	3.2	6.4	3.1	3.0	4.0
Cr ₂ O ₃	0.4	0.6	---	0.6	---	0.8	0.5
MgO	29.9	25.4	31.2	29.8	32.7	30.2	38.3
FeO	26.8	24.3	16.7	15.8	20.8	17.9	7.8
MnO	0.1	0.2	---	0.15	---	0.5	0.1
CaO	2.4	2.5	3.0	5.2	2.7	2.4	3.5
Na ₂ O	0.2	0.8	1.4	0.1	0.5	0.5	0.3
H ₂ O	---	0.9	0.44	0.001	---	---	---
K (ppm)	218	573	1199	59	1100	305	260
Mg/(Mg + Fe)	0.66	0.67	0.77	0.77	0.74	0.75	0.90
ρ (STP)	3.61	3.59	3.45	3.54	3.53	3.52	3.36
Masas relativas							
Manto + corteza	81.8	88.1	74.3	81.0	85.0	78.3	67.6

Tabla VII.- Modelos existentes de la composición química para el manto y la corteza de Marte. 1. Ringwood, (1981); 2. Anderson, (1972); 3. Weidenschilling, (1976); 4. Morgan y Anders, (1979); 5. McGetchin y Smyth, (1978); 6. Longhi et al., (1992); 7. Jagoutz et al., (1979).

4. La Evolución Térmica y el Campo Magnético Marcianos

Los grandes edificios volcánicos de la región de Tharsis, en menor grado los que se encuentran en la provincia volcánica de Elysium, así como algunas cuencas de impacto tales como Hellas, Argyre e Isidis son muy convenientes para estudiar la historia térmica marciana. Además, la gran cantidad de rasgos extensivos bien definidos, así como los ridges arrugados (Zuber y Aist, 1990) de probable origen compresivo, representan excelentes herramientas que nos ayudan a determinar dicha historia.

En el presente capítulo se hará una revisión de lo enunciado anteriormente, con la intención de esclarecer cuales fueron los posibles procesos térmicos que conformaron la distribución de rasgos tectónicos en la superficie marciana.

4.1. La Historia Térmica Marciana y sus Implicaciones con las Estructuras Tectónicas Superficiales

Mientras que el límite de la dicotomía tiene muy pocos (al menos los observables) rasgos tectónicos a gran escala, las fallas y sistemas de ridges asociados a la formación y evolución del bulbo Tharsis abarcan la mitad del planeta, lo cual es sinónimo de tectónica global, por lo que es importante analizarlas al tratar de dilucidar su historia térmica.

La comparación de orientaciones de esfuerzos teóricos con los rasgos tectónicos observados puede ser muy útil para reconstruir la historia termo-tectónica marciana, en la cual se refleje la evolución de su interior, así como los diferentes procesos que han afectado las capas mecánicas más superficiales. En este sentido, es necesario aclarar que la gran mayoría de la actividad tectónica posterior al bombardeo meteorítico intenso se centra en la región de Tharsis.

Por otro lado, también debe considerarse que los procesos de bombardeo meteorítico y diferenciación planetaria podrían enfocar el esfuerzo y el calor en áreas particulares de la corteza, produciendo cambios substanciales y patrones tectónicos a escala global. Esto viene a colación porque se han reconocido rasgos compresivos distribuidos globalmente (Chicarro et al., 1985), los cuales dan lugar a la posibilidad de que la historia térmica marciana estuvo dominada por enfriamiento y contracción, además de subsidencia, abombamientos y ajustes isostáticos.

4.1.1. Modelos Tectónicos de Deformación Litosférica en Marte

Podemos decir que la litósfera mecánica de un planeta terrestre como Marte corresponde a la capa más externa, la cual puede soportar esfuerzos por períodos de tiempo prolongados. Tales esfuerzos pueden ser de tres tipos: los debidos a rasgos muy localizados, los producidos por estructuras regionales, y las deformaciones a escala global. Sin duda, en la superficie marciana podemos encontrar rasgos geomorfológicos que nos indican el tiempo y el espacio en que actuaron cada uno de estos esfuerzos, por lo cual a continuación se hace un breve análisis de cada uno de ellos.

1. Deformaciones debidas a rasgos de escala local.- Considerando que la litósfera elástica puede caracterizarse sólo por su espesor, varios investigadores han usado un modelo elástico-flexural (Thurber y Toksöz, 1978; Comer et al., 1985; Janle y Jannsen, 1986) para estimar el espesor litosférico susceptible de deformación a nivel local. Las mejores aproximaciones de espesor litosférico elástico se han hecho debajo de Ascraeus, Pavonis y Arsia Mons, Elysium Mons y Alba Patera, en donde fueron estimados espesores de 20 a 50 km. Estas estimaciones de espesor aparecen en rasgos de diferentes edades, por lo que el tiempo en el cual se emplazaron debe ser considerado al tratar de inferir la historia térmica con base en los espesores.

A partir de los modelos estratigráficos propuestos (Tanaka, 1986; Scott y Tanaka, 1986; Tanaka y Scott, 1987; Greeley y Guest, 1987; Tanaka et al., 1988; Strom et al., 1991), Solomon y Head (1990) tomaron las edades de estos rasgos y usaron los datos de espesores antes mencionados para convertir el espesor elástico estimado en gradientes litosféricos térmicos. Sus resultados se muestran en la tabla VIII.

Rasgo	Edad de deformación	Espesor litosférico elástico efectivo (km)	Gradiente térmico litosférico ($^{\circ}\text{K km}^{-1}$)
Arsia Mons	Amazoniano superior	18 (10 - 50)	14 (7 - 23)
Ascraeus Mons	Amazoniano superior	22 (8 - 50)	12 (7 - 27)
Pavonis Mons	Amazoniano superior	26 (10 - 50)	11 (7 - 21)
Alba Patera	Amazoniano inferior	33 (19 - 85)	10 (8 - 14)
Elysium Mons	Amazoniano inferior	54 (48 - 110)	7 - 13 (6 - 14)
Olympus Mons	Amazoniano superior	140 - 230	< 5
Isidis Mascon	Noachiano superior	120 - 300	< 6

Tabla VIII.- Estimaciones del espesor litosférico elástico y del gradiente térmico litosférico en Marte (Tomada de: Banerdt et al., 1992).

En la tabla anterior es notoria la falta de decrecimiento del gradiente térmico con el tiempo, lo cual implica que las grandes variaciones espaciales en estructura térmica sub-superficial deben haber sido sobreimpuestas sobre algún enfriamiento progresivo de la litósfera (Comer et al., 1985). En particular, los mayores valores de flujo de calor parecen estar asociados con las regiones centrales de las principales provincias volcánicas, encontrándose valores más bajos en las regiones distantes de estas provincias.

Así, las manifestaciones superficiales (fallas y fracturas) de la actividad térmica interna, en este caso se encuentran en los alrededores de las estructuras mencionadas en la tabla VIII y es notoria su distribución radial respecto a los principales centros eruptivos, como se vio en la figura 9. En estos casos, la fuerza se dirige hacia arriba, generándose esfuerzos de tensión, que deformarían el espesor litosférico de 20 a 50 km mencionado.

2. Deformaciones debidas a rasgos de escala regional (Tharsis).- En este caso, la superficie topográfica se vuelve una componente ambigua de la dirección de los esfuerzos, ya que al aumentar la escala horizontal, las contribuciones de anomalías de densidad laterales (variaciones de espesor cortical) se vuelven importantes a profundidad y las fuerzas dinámicas debidas a convección del estado sólido en el manto superior contribuyen a las deformaciones de gran longitud de onda. Debido a esto, no es posible determinar con facilidad si la fuerza neta de la flexión se dirige hacia arriba o hacia abajo, ya que un alto topográfico como Tharsis, podría ser resultado tanto de acumulación de material en la superficie (lo cual produciría subsidencia en la litósfera), como de un levantamiento superficial debido a flotación y/o flujos convectivos en el manto superior.

Lo anterior ha llevado al desarrollo de modelos que tratan de explicar la contribución y el tipo de estructuras superficiales producidas por rasgos regionales.

2.1. Modelos estáticos.- Los mecanismos de este tipo que tratan de explicar el origen del bulbo Tharsis se dividen en tres clases generales, las cuales han sido modeladas por Banerdt et al., (1992). La comparación de estos modelos con los rasgos mapeados en la superficie marciana (Scott y Dohm, 1990) vistos en la figura 9 se describen a continuación:

2.1.1. Modelo de carga externa.- El desplazamiento de la litósfera hacia abajo en la zona de Tharsis debería producir compresión radial cerca del bulbo y extensión concéntrica lejos de él (Banerdt et al., 1992). En la figura 12 se aprecian los esfuerzos por cargas externas en el área de Tharsis, asumiendo un espesor cortical de 100 km (Banerdt, 1986). Nótese que no existe correlación de este modelo con la distribución de estructuras que se han cartografiado en esta región, la cual se vio en la figura 9.

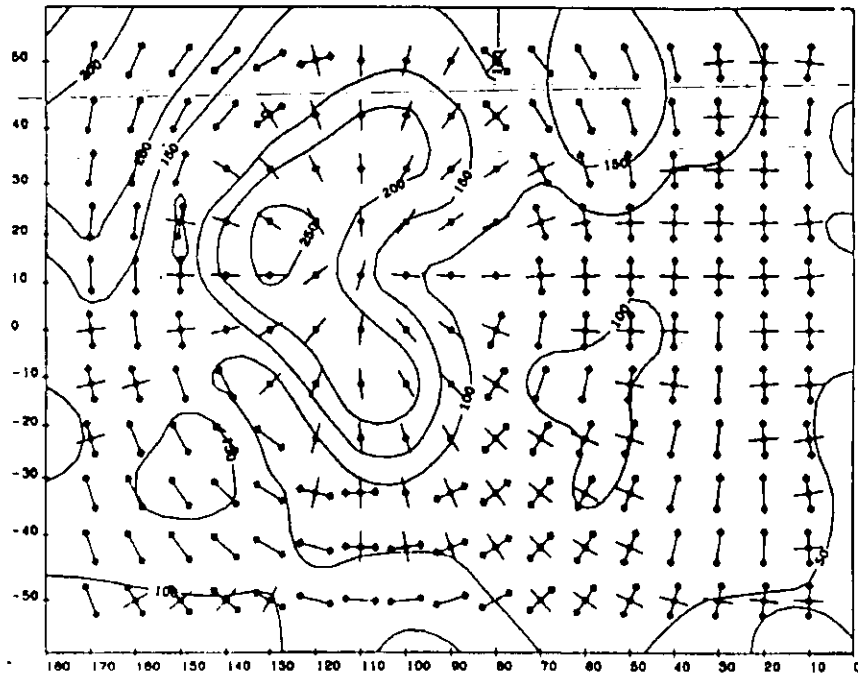


Figura 12.- Modelo de la distribución de esfuerzos teóricos para el área de Tharsis debidos a cargas externas (Tomado de: Banerdt et al., 1992).

2.1.2. Modelo de abombamiento.- El levantamiento aplicado a la base de la litósfera produce esfuerzos con la misma orientación que el modelo anterior, pero en sentido contrario, lo cual tampoco coincide con los rasgos mapeados como se puede apreciar al comparar la figura 13 con las estructuras de la figura 9.

2.1.3. Modelo isostático.- Este modelo corresponde a la relajación completa de las fuerzas flexurales, o al nivel de desplazamiento cero de la litósfera. La compresión radial aparece hacia afuera de Tharsis, con extensiones concéntricas desarrolladas en sus flancos, lo cual se aprecia en la figura 14.

Es evidente que ni este modelo ni ningún otro de los modelos estáticos que hasta ahora han sido propuestos produce la configuración del tipo de esfuerzos que se tienen mapeados en la superficie marciana y que al mismo tiempo satisfaga los datos de gravedad que se han detectado.

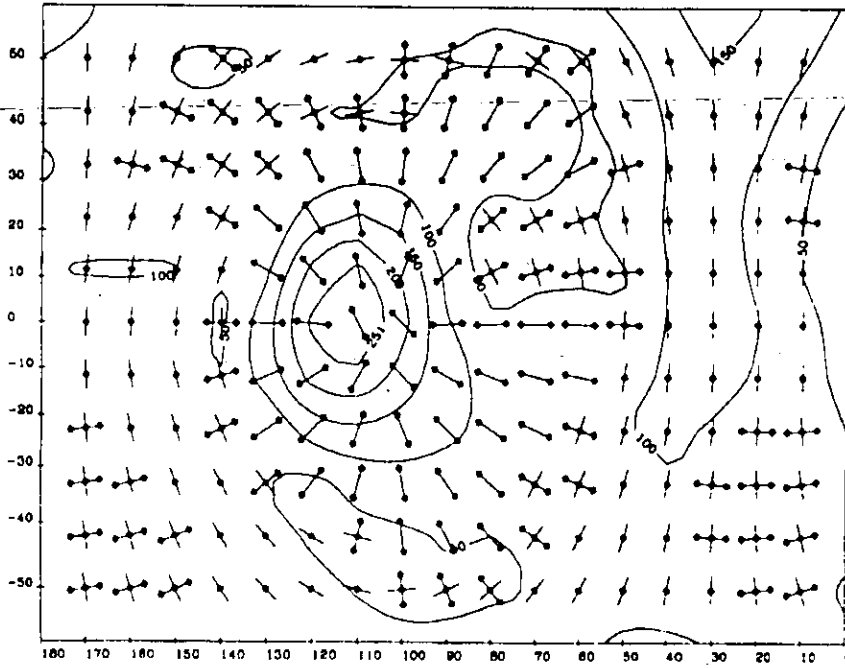


Figura 13.- Esfuerzos teóricos debidos a levantamiento flexural para Tharsis (Tomado de: Banerdt et al., 1992).

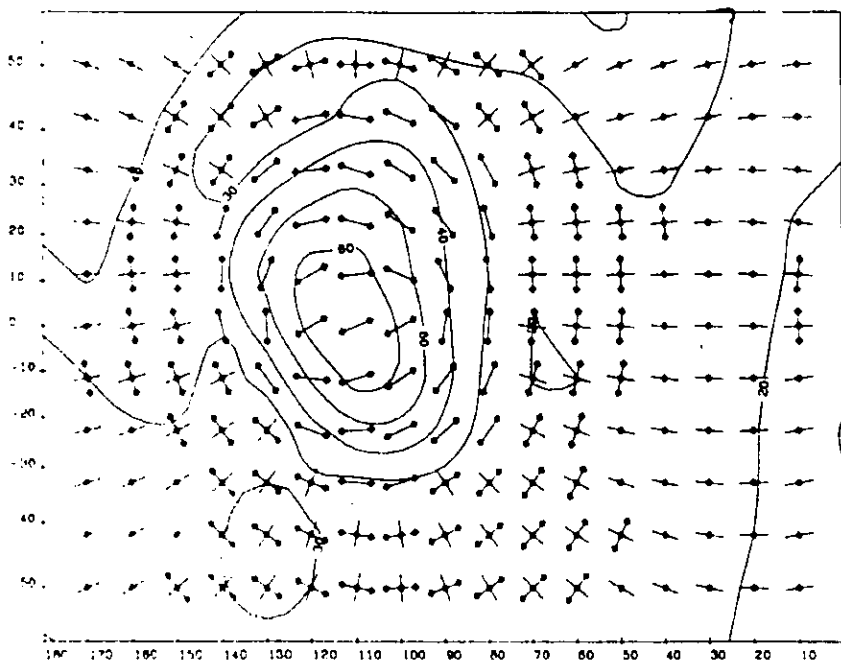


Figura 14.- Distribución de esfuerzos isostáticos teóricos para Tharsis (Tomado de: Banerdt et al., 1992).

2.2. Modelos dinámicos.- El soporte dinámico de la topografía de gran longitud de onda y de los tipos de esfuerzo producidos no se ha hecho aún. Las anomalías gravimétricas y su relación con un posible soporte dinámico de la topografía se han estudiado cuantitativamente a nivel global (Kiefer y Hager, 1989; Schubert et al., 1990) y se ha sugerido que tanto la topografía como la gravedad para longitudes de onda largas podrían ser mantenidas por soporte convectivo. Aunque este tipo de investigaciones no se han desarrollado para el bulbo Tharsis, parece un modelo plausible ya que la presencia de volcanes con actividad relativamente reciente (Olympus Mons, Amazoniano) podría sugerir la presencia de plumas convectivas del manto aún activas debajo de Tharsis.

3. Deformaciones a escala global.- Estas deformaciones están directamente relacionadas con cambios en el radio planetario y/o en la orientación y magnitud de su spin (momento angular). Hasta la fecha existen tres modelos principales, los cuales tratan de explicar que los rasgos estructurales mapeados son el resultado de fenómenos de carácter global. Estos modelos se describen brevemente a continuación:

3.1. Expansión y/o contracción planetaria.- Este modelo se fundamenta en los cambios de volumen que experimenta un planeta al enfriarse o calentarse, en el cual la superficie permanece a temperatura constante, es decir, que existe un balance entre la superficie de insolación y la de radiación. Estos cambios en el volumen resultan en esfuerzos litosféricos isotrópicos inducidos por el cambio total en el área superficial, si se trata de una litósfera uniforme. No hay un patrón preferencial de fallamiento, el cual queda determinado por estructuras y campos de esfuerzos locales. En general, el calentamiento causa fallamiento extensivo preferencialmente, mientras que el enfriamiento favorece la deformación compresiva. Estudios relativamente recientes han logrado determinar un posible fallamiento compresivo a nivel global (Chicarro et al., 1985), evidenciado por ridges arrugados (Zuber y Aist, 1990). Estos podrían estar directamente asociados con una contracción global debido a su distribución casi ubicua.

3.2. Disminución del período de rotación.- Cuando un planeta pierde momento de rotación angular debido a disipaciones de marea, el achatamiento de sus polos también decrece. Si bajo estas condiciones ya existe una litósfera conformada, el cambio en la forma produce esfuerzos que podrían generar un sistema global de fracturas. Estos sistemas globales se han encontrado en Mercurio (Melosh y Dzurisin, 1978) y en la Luna (Strom, 1964), pero no se han logrado identificar en Marte, debido a que nunca ha tenido un spin significativamente más rápido que el actual (Kaula et al., 1989). Por lo tanto, este proceso no juega un papel fundamental dentro de la tectónica marciana.

3.3. Vagabundeo polar.- La reorientación de la litósfera de un planeta con respecto al eje de giro puede causar un patrón diagnóstico de fracturas tectónicas debidas al reposicionamiento del bulbo ecuatorial. Los esfuerzos en una litósfera reorientada producen patrones de fracturas específicos (Melosh, 1980b), pero al parecer esto no ha sucedido en Marte, pues prácticamente todo el fracturamiento de gran escala se asocia al levantamiento del bulbo Tharsis.

En general, de todos los modelos vistos anteriormente, se concluye que los únicos que pudieron ocasionar deformaciones litosféricas a gran escala (probablemente a nivel global) son la deformación debida a enfriamiento y contracción, lo cual se soporta por el hecho de que Zuber y Aist (1990) han encontrado evidencias de que los ridges arrugados marcianos se extienden sobre casi todo el planeta, y probablemente los modelos dinámicos que postulan una componente de soporte térmico debajo del bulbo Tharsis. Esto puede sustentarse en los cuatro mapas estructurales que se revisan en el punto siguiente.

4.1.2. Manifestaciones Superficiales de Esfuerzos

Todos los modelos revisados anteriormente nos indican que existe una relación muy estrecha entre esfuerzos, fallamiento y evolución térmica. Los rasgos tectónicos representan el único indicador de esfuerzos litosféricos que se pueden detectar desde órbita. Estos rasgos se forman cuando los esfuerzos en toda o en algunas partes específicas de la litósfera exceden su capacidad de esfuerzo, dando como resultado la deformación de los materiales superficiales. Esta deformación se manifiesta comúnmente como escarpes de fallas, los cuales son reconocibles en las imágenes de radar y en las fotografías de la superficie marciana. Las causas de los esfuerzos podrían incluir: esfuerzos globales por expansión o contracción térmica, esfuerzos regionales o locales debidos a anomalías térmicas en el manto y a cargas litosféricas, y esfuerzos producidos por impactos.

En la figura 15 aparece la distribución de fallas, grabens y ridges arrugados de la superficie marciana. Al analizarlos podemos ver los siguientes aspectos:

1. Estructuras debidas a tensión.- Estas son de dos tipos fundamentales:

1.1. El primero tipo son los grabens simples, los cuales constituyen el rasgo extensivo más común de la superficie marciana. Están representados por sistemas de fracturas radiales alrededor del bulbo Tharsis (Wise et al., 1979b) y de la provincia volcánica de Elysium. Aparecen en varias formas, pero las más simples son muy largas (cientos de km) y angostas (algunos km), con grandes espaciamientos entre ellas (p. ej. Memnonia, Icaria y Sirenum Fossae). Normalmente tienen pisos planos bien definidos (Banerdt et al., 1992).

1.2. El segundo tipo está representado por sistemas de grabens/rifts complejos: localizados en las regiones intensamente fracturadas que rodean al bulbo Tharsis. Varían en anchura de 5 a 100 km y contienen fallas limitantes más profundas y pisos multifracturados (p. ej. Cláritas Fossae).

2. Estructuras debidas a compresión.- Este tipo de rasgos tectónicos se refiere a los llamados ridges arrugados marcianos (Zuber y Aist, 1990), los cuales son estructuras subsuperficiales que se extienden sobre casi todo el planeta y son concéntricos al bulbo Tharsis, lo cual pone de manifiesto su origen tectónico (Watters y Maxwell, 1986).

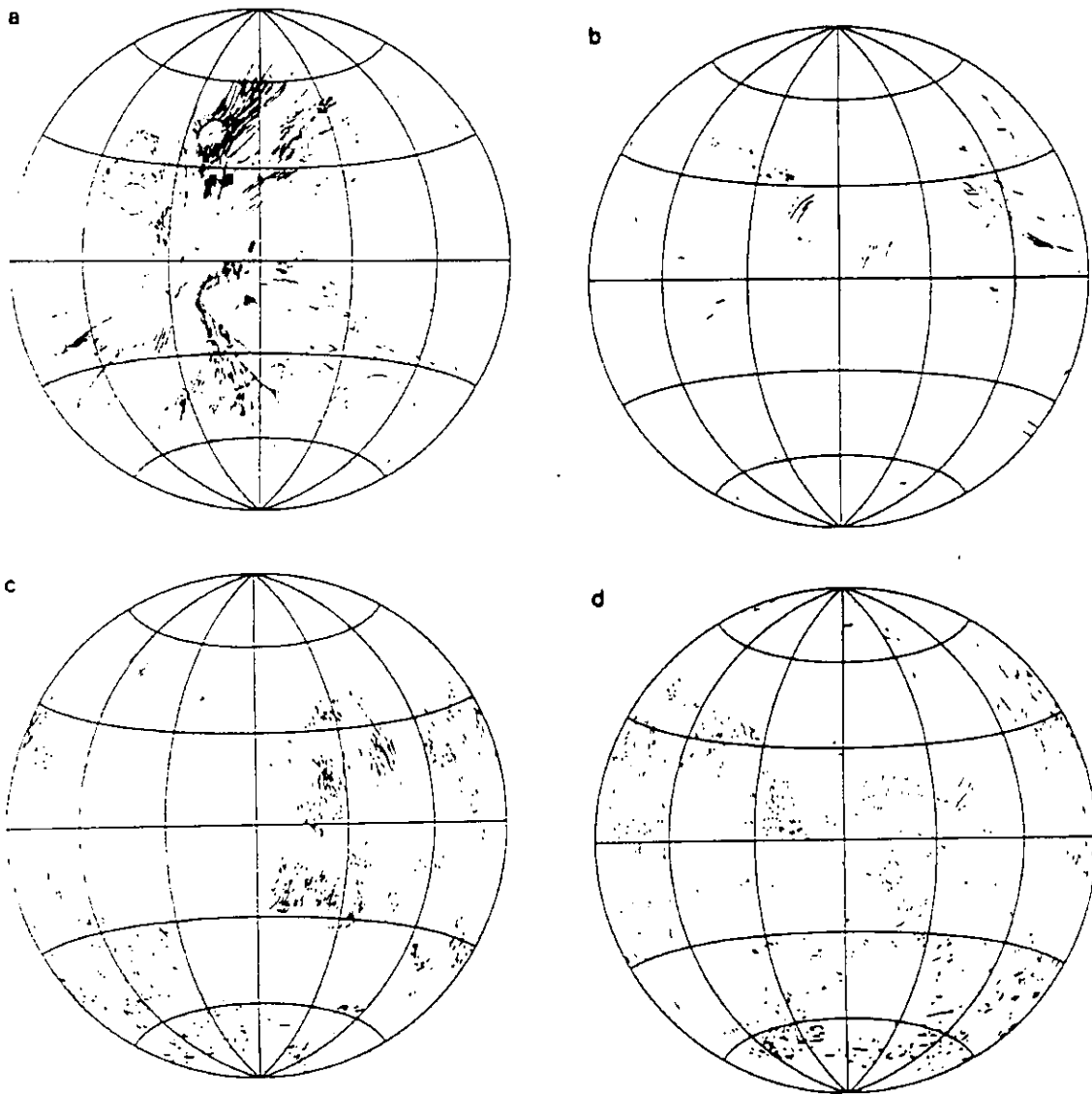


Figura 15.- Mapas que muestran la distribución de los rasgos tectónico-estructurales en Marte (Tomados de: Kieffer et al, 1992). (a) representa los grabens y escarpes de falla en el hemisferio Oeste, (b) los grabens y escarpes de falla en el hemisferio Este, (c) los ridges arrugados en el hemisferio Oeste, y (d) los ridges arrugados en el hemisferio Este.

Es evidente que la litósfera marciana está compuesta de materiales con diferente grado de resistencia y elasticidad, los cuales varían en función de la composición química, el espesor, el gradiente de temperatura y el tipo de esfuerzo aplicado. Los rasgos estructurales observados incluyen: fallas, fracturas de tensión, posibles pliegues y grandes depresiones y elevaciones. En el capítulo 2 se hizo una revisión del tiempo y la distribución de estos rasgos, así como de su relación con la historia geológica. A partir de esto se ha podido inferir la historia térmica marciana, así como sus implicaciones tectónicas.

4.1.3. La Evolución Térmica del Planeta Marte

Los rasgos tectónicos de gran escala vistos en este capítulo están a una escala regional y son indicadores importantes de la evolución térmica, particularmente de las características de calor y esfuerzo impartidas a la litósfera por los procesos de dinámica del manto. Las observaciones realizadas indican que el planeta experimentó un período prolongado de extensión litosférica, el cual originó los sistemas de grabens centrados principalmente en los alrededores del bulbo Thársis (Hartmann, 1973; Carr, 1974b). Aunque estas fracturas alcanzan longitudes mayores a 8,000 km, podemos considerar que el bulbo tiene un carácter regional, más que una respuesta a esfuerzos globales. La edad Hesperiano Inferior (3,000–3,500 millones de años) para la mayoría de las planicies volcánicas del hemisferio Norte (Tanaka, 1986) y el contraste en la densidad de ridges arrugados entre ambos hemisferios –N y S– (Chicarro et al., 1985), sugieren que la formación de los ridges se concentró en un período temprano de la evolución térmica marciana (Watters y Maxwell, 1986), situado en el Noachiano Medio (Watters y Maxwell, 1983).

Los modelos de la historia del enfriamiento marciano se encuentran tipificados en la figura 16 y muestran el flujo de calor del manto vs tiempo, con concentraciones de Azufre (S) en el núcleo, de 10 % y 25 % (Stevenson et al., 1983; Schubert et al., 1992). Para construir estos modelos se ha supuesto que la historia del campo magnético está anclada a la historia térmica del núcleo y por lo tanto está íntimamente relacionada a la convección del manto y a la química y presión del núcleo. Debido a que todos estos parámetros son pobremente conocidos, se ha supuesto una cubierta esférica (el manto) que rodea a un núcleo esférico concéntrico. El material del manto tiene una densidad y una capacidad calorífica promedio, con cierta conductividad térmica. Se supone también un promedio de densidad y de capacidad calorífica para el núcleo. El radio externo del manto corresponde al radio ecuatorial del planeta y el radio interno equivale al radio del núcleo.

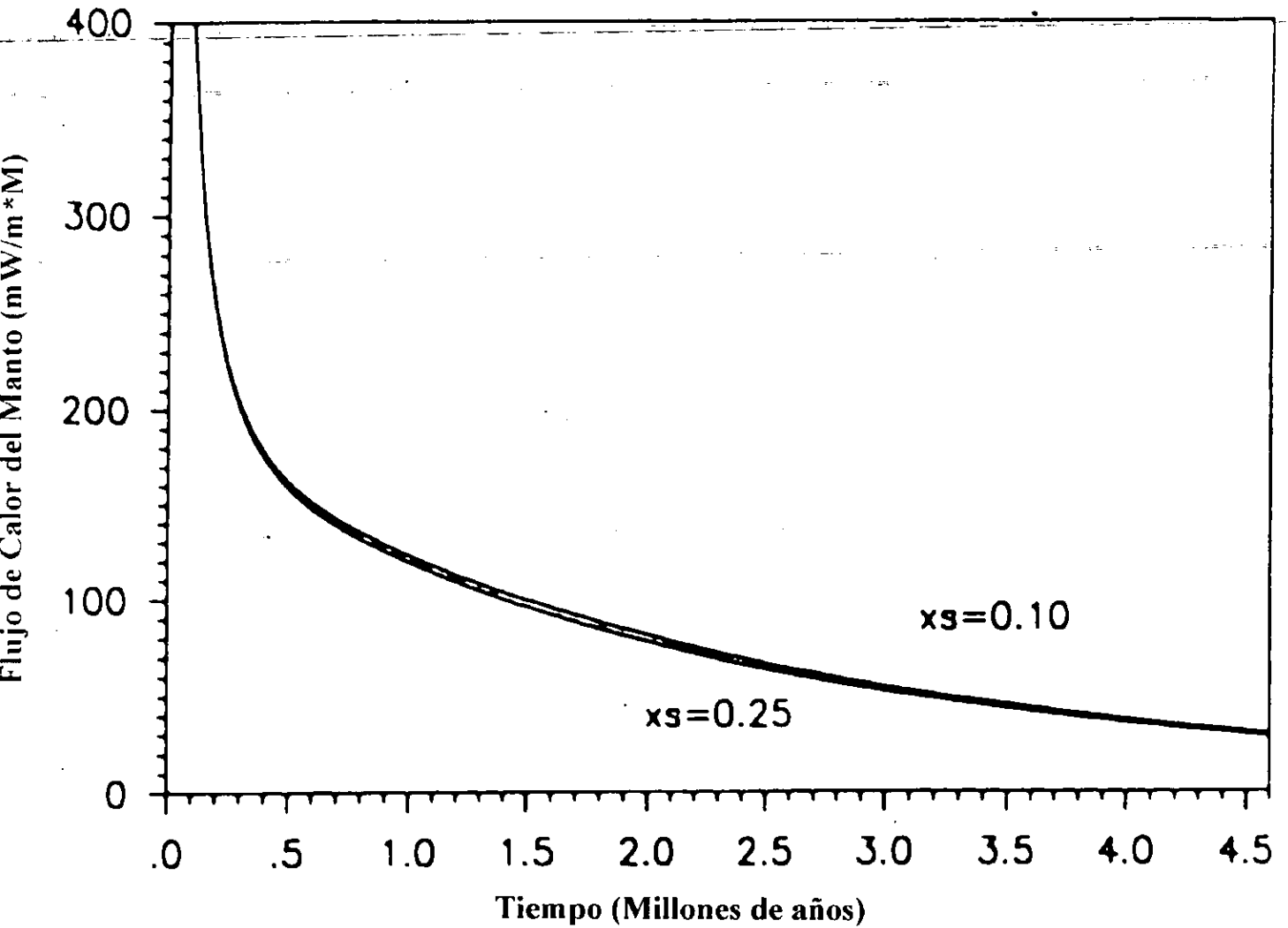


Figura 16.- Flujo de calor del manto vs tiempo para dos modelos de la historia térmica marciana. Los detalles del modelo están en: Stevenson et al., 1983. (Tomado de: Schubert et al., 1992).

Estos modelos son en esencia idénticos a otros que se han propuesto (Stevenson et al., 1983) y en todos ellos se aprecia claramente que durante los primeros 100 millones de años de evolución geológica, cuando el planeta estaba caliente y tenía un manto convectivo vigoroso, hubo un decrecimiento pronunciado del flujo de calor. Posteriormente a este período inicial de enfriamiento rápido, se inició una fase de enfriamiento lento y gradual (enfriamiento secular) durante la gran mayoría de la historia geológica del planeta.

Los ridges arrugados de carácter compresivo comúnmente ocurren en terrenos antiguos. Esto podría atribuirse a la fase inicial de rápida contracción térmica evidenciada en los modelos de la figura 16. Esta observación, junto con el hecho de que la extensión global no parece necesaria para la formación de los grabens radiales alrededor del bulbo Tharsis (Wise et al., 1979b; Banerdt et al., 1982; Sleep y Phillips, 1985), permite la posibilidad de que los estados iniciales de la historia térmica marciana estuvieran dominados por enfriamiento. Ese rápido enfriamiento pudo producir una litósfera global gruesa, acompañada por la contracción planetaria registrada como ridges arrugados en las unidades geológicas más antiguas. La contracción global podría resultar del enfriamiento del planeta y los ridges arrugados podrían explicarse por este mecanismo (Maxwell, 1982). Sin embargo, faltaría explicar las causas de ese rápido enfriamiento, lo cual es uno de los grandes problemas de actualidad de la planetología comparativa.

De acuerdo con lo anterior, la historia térmica y tectónica marciana más consistente con las observaciones realizadas en este trabajo, es que el bulbo Tharsis evolucionó después del final del bombardeo meteorítico intenso, de un estado isostático inicial a uno con soporte litosférico a gran escala, acompañado por soporte dinámico (térmico ?), lo cual ayudaría a explicar la anomalía gravitacional existente en esa zona. Posteriormente, sobre las estructuras asociadas al bulbo, hubo un esfuerzo compresivo global producido por un enfriamiento interno de gran escala en el intervalo de tiempo de 2,000 a 4,000 millones de años. Los demás rasgos tectónicos han tenido una influencia más modesta en el enfriamiento o calentamiento. Durante los últimos 3,000 millones de años no ha habido contribuciones significativas en el desarrollo de rasgos de tensión o de compresión debidos a la evolución térmica global.

A pesar de todos los logros y avances en el estudio geológico y geofísico marciano, no se sabe a ciencia cierta como es la corteza y la litósfera debajo de Tharsis, como contrasta con el resto del planeta, y mucho menos cual es la causa y el carácter localizado del bulbo. Se sabe que su existencia es el resultado de actividad volcánica intensa conectada con toda seguridad con la dinámica interna y con la forma en que el planeta disipa o ha disipado su calor interno, pero se desconoce si ha habido diferenciación masiva en el manto superior o levantamientos inducidos por convección en el interior del planeta.

4.2. El Campo Magnético Marciano

El concepto de campos magnéticos generados por dínamos fue desarrollado primero para la Tierra. Aunque la teoría del dínamo no satisface por completo las observaciones presentes, ésta sugiere que la existencia de un campo planetario generado por dínamo requiere tres aspectos básicos: rotación, un núcleo fluido conductor de electricidad y una importante fuente de energía en el núcleo. Los núcleos planetarios son inaccesibles para obtener datos diferentes a los de los modelos que se sugieren, los cuales involucran mediciones magnéticas, gravitacionales, etc. Existen algunos de estos datos para Marte, lo que ha permitido desarrollar modelos apegados a los datos disponibles.

Los modelos del campo magnético marciano previos a la misión MGS sugerían que en el pasado Marte tuvo un campo intenso generado por mecanismos de dínamo en el núcleo (Curtis y Ness, 1988). La implicación más importante de estos modelos es que el núcleo marciano estuvo parcialmente fundido hasta hace ~1,300 millones de años, tiempo en el cual se solidificó. Esto se fundamenta en el hecho de que los análisis radiométricos y magnetométricos del grupo de meteoritos N (Nakhla) postulan que se formaron hace 1,300 millones de años, dentro de un campo cuya fuente estaba debilitada (Nakamura et al., 1982; Cizowski, 1986; Sugiura y Stranway, 1988), y en el hecho de que las evidencias petrológicas de los meteoritos SNC en su conjunto son consistentes también con un interior ya debilitado, es decir, con un núcleo sólido. Sin embargo, Longhi et al., (1992) han sugerido que en ausencia de elementos productores de calor, la convección química en un núcleo completamente fundido no sería lo suficientemente vigorosa como para generar un campo magnético. Esta ambigüedad sólo podrá ser resuelta con datos sísmicos y entonces se sabrá cual es el radio de núcleo, así como si está o no fundido.

Se ha visto que la edad de 4,500 millones de años indicada por los datos U-Pb, así como los modelos de edad Rb-Sr obtenidos de los meteoritos SNC (Shih et al., 1982) sugieren una diferenciación temprana que incluye la formación del núcleo paralela con el final de la acreción. La diferenciación del núcleo se debió a la alta temperatura acrecional generada por grandes impactos (Kaula, 1979b; Wetherill, 1985), la cual calentó lo suficientemente al núcleo en rotación, originando un posible campo magnético intenso.

Aunque el estado actual del núcleo se desconoce, la ausencia de un campo magnético intenso es consistente con una convección débil, como se esperaría en un núcleo totalmente fundido o totalmente sólido que no estuviera liberando calor latente. La concentración de Azufre en el núcleo sin duda también ha influido sobre la evolución térmica y sobre la historia del campo magnético marciano. Un núcleo con más del 15 % wt de Azufre probablemente no cristalizaría en un núcleo interno sólido y probablemente no sería térmicamente convectivo en el presente. Como se vio en la tabla VI, el núcleo podría contener hasta 34 % wt de Azufre y tendría un radio de hasta el 60 % del planeta. Sin embargo, la falta de datos sísmicos del interior marciano hacen que la determinación del estado presente de su núcleo sea difícil. Las únicas mediciones relevantes para este problema serían las relacionadas con el campo magnético, considerando que un campo intenso podría generarse por corrientes convectivas en un núcleo fundido.

En el presente y gracias a la investigación MAG/ER (Acuña et al., 1999; Connerney et al., 1999), sabemos sin ambigüedades que Marte no tiene un campo magnético global significativo ($\sim 2 \times 10^{18} \text{ A}\cdot\text{m}^2$) y que la magnetización cortical asociada al terreno densamente craterado del hemisferio Sur revela que Marte tuvo un dínamo activo interno en el pasado. Estos resultados han permitido redefinir las interpretaciones de los datos obtenidos por misiones previas, así como establecer el fin del largo debate acerca de la existencia de un campo magnético planetario actual.

5. La Misión "Mars Global Surveyor" y la Magnetización Cortical Marciana

La misión MGS fue lanzada a Marte en Noviembre de 1996. Entre sus instrumentos y experimentos más sobresalientes se incluyeron: cámaras fotográficas de diferentes ángulos (MOC), un espectrómetro de emisión térmica (TES), un altímetro láser (MOLA), dos magnetómetros (MAG) complementados con un reflector de electrones (ER), entre otros. Esta nave se insertó en la órbita marciana en Septiembre de 1997, en una órbita elíptica de 45 horas, la cual fue cambiada progresivamente a una órbita de mapeo circular (Albee et al., 1998), con una excentricidad de 0.01, una altitud promedio de 378 km y una inclinación casi polar de 92.5°. Esta órbita programada para mapeo científico ha tenido un período de 118 minutos, con un ciclo repetitivo de aproximadamente 7 días, de manera que el planeta ha podido ser mapeado en ciclos de 26 días. Desde esta órbita se han realizado mediciones continuas durante muchos ciclos, lo cual ha permitido observaciones repetitivas y de cambios diarios y estacionales.

Los objetivos básicos de la investigación de campos magnéticos marcianos son: establecer la naturaleza del campo magnético de Marte, desarrollar modelos apropiados para su representación considerando fuentes internas y los efectos de la interacción con el viento solar, y mapear el campo remanente cortical. Este último objetivo ha sido cubierto y sus resultados se encuentran publicados en forma de mapas de magnetización cortical (Acuña et al., 1999), los cuales se utilizan para las comparaciones que se desarrollan en este trabajo.

5.1. El Magnetómetro MAG/ER

Una de las investigaciones más importantes del MGS es la de los campos magnéticos en Marte. Para lograrlo se utilizaron dos magnetómetros y un reflector de electrones. Ambos conforman el aparato denominado "MAG/ER". El reflector de electrones mide la función de distribución local de electrones en el rango de ~1 a 20 KeV (Acuña et al., 1998), obteniendo la intensidad de los campos magnéticos de origen planetario en la parte alta de la atmósfera marciana. El sistema dual de magnetómetros permite estimaciones y correcciones en tiempo real de los campos generados por la sonda, mientras que el reflector de electrones puede medir los campos magnéticos remotos (Acuña et al., 1992). Con este aparato es posible obtener más de 32 muestras por segundo y precisar mediciones vectoriales del campo magnético circundante sobre un rango de 4 a 65,536 nT por cada eje (Acuña et al., 1999).

5.2. Recopilación de Datos Orbitales, Procesamiento y Obtención del Mapa de Fuentes Magnéticas Corticales

Las mediciones iniciales del MAG/ER reportaron magnetización cortical localizada que demuestran la existencia en el pasado de un dínamo activo (Acuña et al., 1998). El mapeo de ese campo fósil cortical se realizó durante dos fases: la primera se llevó a cabo de septiembre de 1997 a julio de 1998, la segunda inició en diciembre de 1998 y finalizó hacia abril de 1999. Durante este tiempo, la latitud del periapsis del MGS progresó de $\sim 30^\circ$ N hacia el polo Norte, permitiendo un muestreo detallado de esta región a alturas que fluctúan entre 170 y 200 km, lo cual constituyó la primera fase de mapeo. La segunda fase se realizó cuando la latitud del periapsis progresó hacia el hemisferio Sur, donde alcanzó la máxima extensión en $\sim 87^\circ$ S, lográndose realizar las mediciones a una altitud de ~ 100 km (Acuña et al., 1999).

Los magnetómetros a bordo de la nave MGS (Acuña et al., 1992; Acuña et al., 1998) adquirieron muestras vectoriales de 12 bites, para las tres componentes del campo magnético circundante. Este muestreo fue suficiente como para detectar y estudiar la magnetización cortical, considerando la altitud a la cual las mediciones fueron hechas (>100 km) y la velocidad de la sonda en el periapsis. La precisión estimada para las mediciones es de ± 3 nT y se realizaron a lo largo de 916 órbitas elípticas (Acuña et al., 1999).

Debido a la interacción con el viento solar, la ionósfera marciana está siendo continuamente erosionada, lo cual da como resultado que las componentes del campo cortical que son paralelas a la superficie del planeta se contaminen con el campo magnético interplanetario. En este proceso, la componente radial del campo cortical detectado queda relativamente libre de componentes ionosféricas y por esta razón, dicha componente ha sido utilizada como un indicador importante de la presencia de fuentes magnéticas corticales en Marte y es la que se representa con colores azul y rojo en los mapas de las figuras 17 y 18.

Como el objetivo principal del mapeo de la magnetización cortical ha sido tratar de identificar cuales son las fuentes de magnetización y que relación guardan éstas con las estructuras geológicas (Acuña et al., 1999), los datos detectados se superpusieron, en forma de una escala de códigos de colores, a lo largo de las órbitas de la sonda proyectadas sobre la superficie del planeta, lo cual es suficiente para cubrir dicho objetivo; asimismo, el grosor de las órbitas proyectadas fue seleccionado para aproximar el tamaño de "pixel" equivalente para las observaciones. Con esto se logró ilustrar la localización relativa y la intensidad de las fuentes magnéticas detectadas. Posteriormente, la magnitud del campo registrada como códigos de colores se aproximó a una representación logarítmica, con lo cual la escala de colores usada se comprimió, haciendo que todas las remanencias registradas se vieran similares en la escala ajustada. Debido a esto, se perdió la información acerca de la intensidad relativa de las mediciones individuales, pero se volvieron apreciables la localización y la morfología aproximada de las fuentes magnéticas que se detectaron (Acuña et al., 1999).

En el caso de la zona polar Norte, la densa cubierta orbital y la altitud casi constante del periapsis (170 – 200 km) permitieron un ordenamiento promedio (en celdas de 100 X 100 km) de los datos que se tenían en bruto, con lo cual se pudieron obtener isolíneas suavizadas de la componente radial del campo cortical, las cuales presentan una variación de -40 nT a +40 nT; estas isolíneas se marcaron en una proyección estereográfica polar que va desde 55° N en latitud, hasta el polo Norte marciano y son las que se muestran en la figura 17.

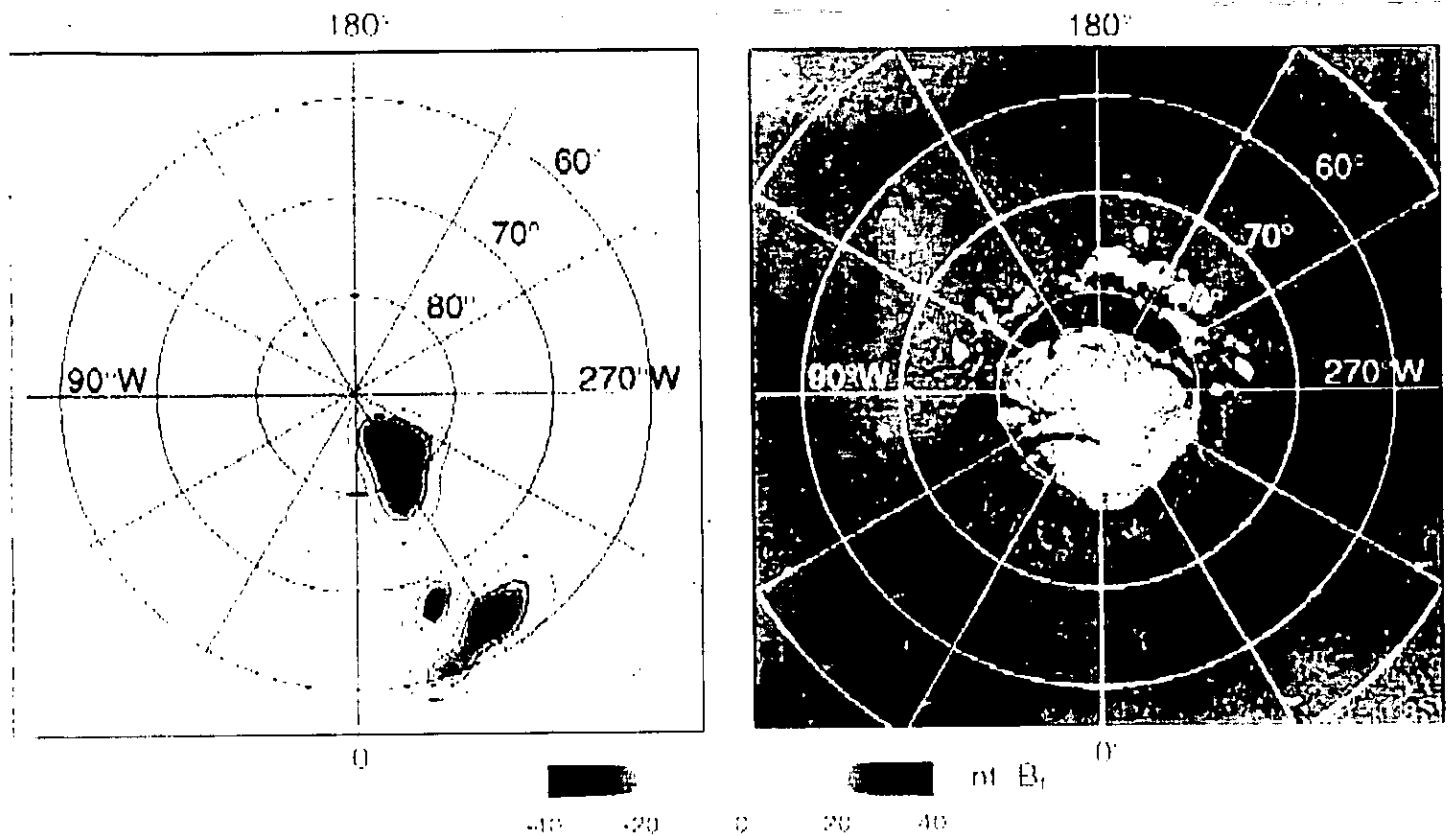


Figura 17.- Proyección estereográfica polar que incluye la componente radial del campo cortical detectado. El color azul representa la dirección del campo magnético hacia el centro del planeta y el color rojo hacia afuera del mismo (Tomado de: Acuña et al., 1999).

En el caso de las demás regiones del planeta la cubierta orbital fue poco densa lo cual no permitió un ordenamiento promedio como se hizo en la zona polar Norte. En este caso, se superpusieron sobre un mapa de la superficie del planeta los datos obtenidos por múltiples órbitas no traslapadas, lo cual fue suficiente para identificar y mapear la distribución de la magnetización cortical, misma que se presenta en la figura 18.

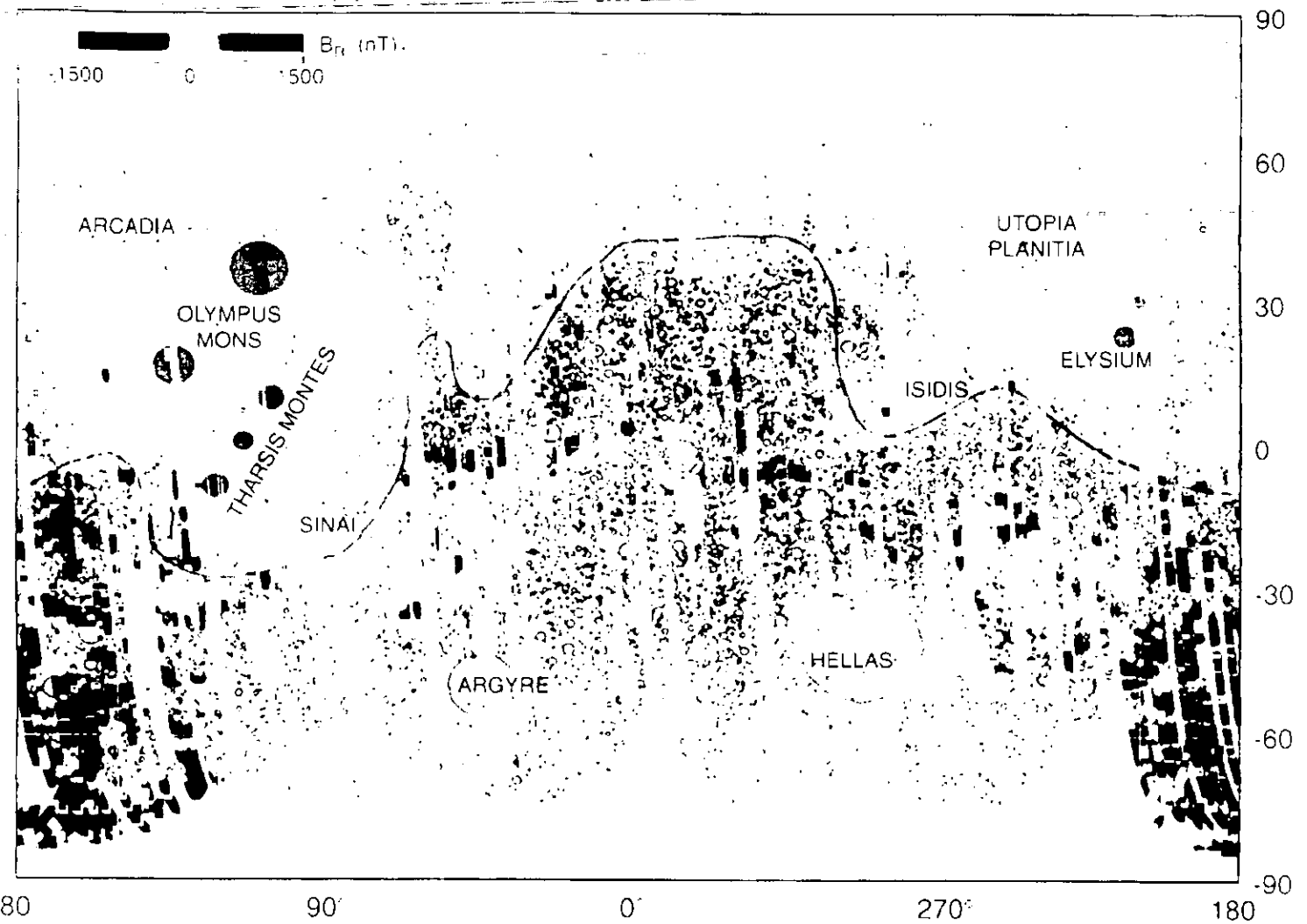


Figura 18.- Mapa que muestra la localización, intensidad y distribución de la magnetización cortical detectada; la componente vertical medida es ilustrada por la barra de colores mostrada. Se marca el límite de la dicotomía planetaria (Tomado de: Acuña et al., 1999).

Los mapas representados en las figuras 17 y 18, junto con las descripciones realizadas a lo largo de los capítulos anteriores, constituyen las herramientas principales de las comparaciones que se han desarrollado en este trabajo.

6. La Magnetización Cortical del Planeta Marte

La gran mayoría de la magnetización cortical detectada por la misión MGS se encuentra en el hemisferio Sur y está delimitada en gran medida por el límite de la dicotomía cortical, sobre el terreno fuertemente craterado del hemisferio Sur, que constituye la corteza primigenia marciana. Las principales zonas de magnetización cortical se encuentran dentro de las zonas conocidas como Terra Cimmeria y Terra Sirenum. No aparece magnetización cortical en las provincias volcánicas de Tharsis y Elysium, ni en rasgos importantes como Valles Marineris o las cuencas de impacto Hellas, Argyre e Isidis. Tampoco aparece en cualquiera de los grandes volcanes del bulbo Tharsis. Es evidente que el evento que dio origen a la dicotomía tuvo lugar después de que dejó de operar el dínamo interno que indujo las magnetizaciones registradas (Acuña et al., 1999), ya que las Tierras Bajas de hemisferio Norte son más jóvenes que las del Sur y no presentan magnetización.

6.1. Análisis General del Mapa de Fuentes Magnéticas

Para efectuar este análisis se sobrepusieron los mapas de magnetización cortical en un mapa geomorfológico global de Marte, con objeto de tener puntos de referencia para la distribución de la magnetización. Las observaciones que se hicieron se aprecian en la figura 19 y fueron las siguientes:

a). En términos generales, se puede apreciar que la magnetización cortical se encuentra casi en su totalidad en las Tierras Altas, fuertemente crateradas, al Sur de la dicotomía (excepto la que se ubica en la zona polar Norte). El límite de la dicotomía cortical puede establecerse también como el límite de la magnetización hacia el Norte; hacia el Sur, los límites son las grandes cuencas de impacto Argyre en el hemisferio Oeste y Hellas en el hemisferio Este, así como sus zonas de influencia. Estos tres rasgos (límite de la dicotomía y las dos cuencas mencionadas) delimitan las áreas que presentan rasgos magnéticos en las Tierras Altas.

b). En las Tierras Bajas, la magnetización cortical se limita a la zona polar N, dentro del triángulo formado por 300° - 0° en longitud y 90° en latitud. Se presenta alternada como negativo-positivo-negativo y sus intensidades se encuentran entre -40 y $+40$ nT (ver figura 17).

c). En los terrenos fuertemente craterados de las Tierras Altas se pueden establecer dos grandes áreas de rasgos magnéticos: una ecuatorial con fuentes de baja intensidad, cuyos valores típicos fluctúan entre -250 y $+250$ nT, que va de 50° N a 45° S en latitud y de 240° E a 75° W en longitud, y la otra en el hemisferio Sur, con rasgos de alta intensidad, cuyos valores típicos oscilan entre ± 250 y $\pm 1,500$ nT, ubicada entre 5° y 85° S en latitud y 240° E y 120° W en longitud. Además de estas dos grandes áreas, se

encuentran algunos rasgos de muy baja intensidad diseminados de manera aislada, tanto en el hemisferio Norte, como en el Sur.

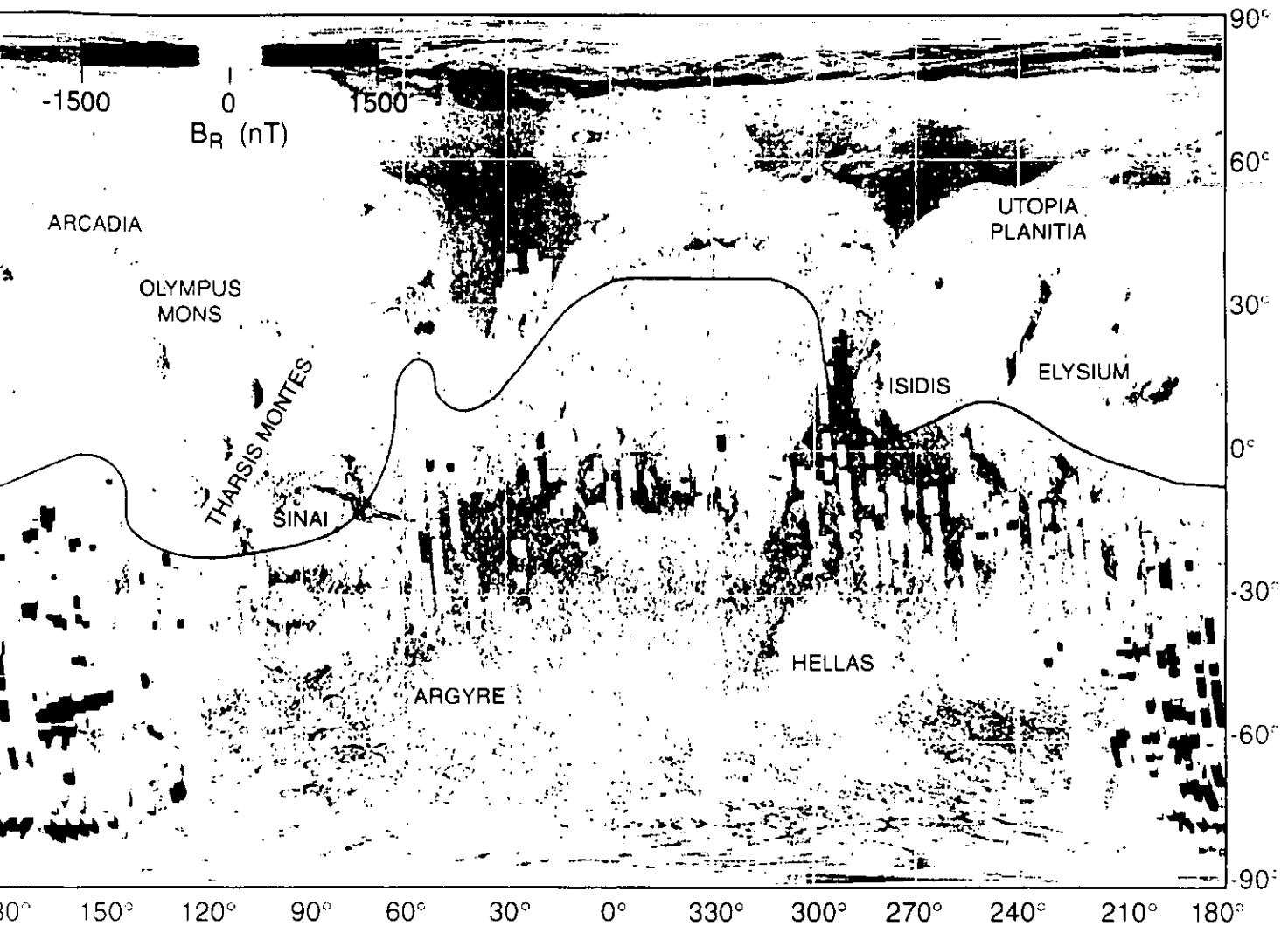


Figura 19.- Magnetización cortical traslapada en un mapa geomorfológico global (Tomado de: Acuña et al., 1999).

d). La magnetización cortical de mayor intensidad, tanto positiva como negativa, se concentra en el triángulo 240° E - 120° W - 90° S, limitado por la línea ecuatorial en el Norte. Hacia el polo S es más intensa y compacta, y conforme se aleja hacia el Norte se vuelve menos intensa y abierta, hasta desaparecer en el límite de la dicotomía. Esta misma tendencia se puede apreciar, desde el meridiano 180° hacia el meridiano central, pero aquí desaparece en el área de influencia de Argire por el Oeste y de Hellas por el Este. Esto es una clara evidencia de que el proceso que generó a la dicotomía y los

impactos de Hellas y Argyre, juegan un papel importante en la delimitación y distribución de la magnetización cortical marciana.

e). Es importante señalar que la magnetización cortical aparece ordenada en franjas que se alternan de positivas a negativas. Estas franjas inician en el polo S ($\sim 85^\circ$) con una franja positiva. Conforme se extienden hacia el límite dicotómico, se van ensanchando y van disminuyendo en intensidad. Se diferencian cuatro alternancias (+,-), lo cual podría indicar inversiones de polaridad, aunque es más probable que el fracturamiento cortical haya producido las franjas magnéticas, como se verá más adelante.

f). Finalmente, cabe la observación de que existe una cierta relación geométrica entre las cuencas de Argyre y Hellas, y las dos grandes provincias volcánicas del planeta que son Tharsis y Elysium. En ambos casos existe un cinturón de rasgos magnéticos que separa a las cuencas de las provincias volcánicas, las dos provincias limitan al Sur y hacia el meridiano central con la dicotomía, y las dos son de la misma edad.

Con esta información, podría sugerirse que hubo una magnetización uniforme en la corteza original, la cual pudo haber sido destruida por impactos y vulcanismo.

7. Comparaciones y Resultados

En este capítulo se describen las comparaciones que se han hecho entre los mapas de magnetización cortical y los mapas geológico, estructural, geomorfológico y topográfico de la superficie marciana. Además, se trata de inferir la posible relación que existe entre la historia térmica y la composición química, con dicha magnetización. Al final de cada comparación se presentan los resultados parciales obtenidos y se explora la posibilidad de asociación de la magnetización con rasgos y edades particulares.

Posteriormente y con base en las comparaciones se plantea una historia geológica que involucra el origen y la evolución de la magnetización cortical. Aunque este planteamiento es muy especulativo, tiene fundamentos importantes soportados por diversos estudios y análisis, los cuales se citan en su oportunidad.

Durante el desarrollo de las comparaciones, se consideró lo siguiente:

1. Los rasgos magnéticos de un lugar nos indican la situación y dimensiones de las masas magnéticas que los producen.

2. Los factores que intervienen en la magnetización cortical son: mineralógicos (minerales ferromagnéticos dentro de la roca) y geológicos (distribución y relación de las unidades petrológicas, cuencas, fallas, etc.)

3. Si existió un campo magnético intenso en el pasado, deben existir aún evidencias en la superficie, en forma de rocas y/o de regiones corticales magnetizadas.

4. El soporte de la topografía, al menos para el área de Tharsis, podría tener dos componentes: una litosférica y otra convectiva, y ambas pueden estar influyendo en la distribución de la magnetización cortical.

7.1. La Magnetización Cortical y su Comparación con la Morfología Superficial

Con el reciente descubrimiento de grandes rasgos magnéticos corticales hecho con los instrumentos MAG/ER de la sonda MGS (Acuña et al., 1999), surgió la posibilidad de que la magnetización podría estar asociada a rasgos morfológicos superficiales específicos, por lo cual se procedió a efectuar un análisis encaminado a establecer tales posibles relaciones. Para ello se compararon los mapas geomorfológicos presentados en la figura 7, con los mapas de magnetización cortical presentados en las figuras 17 y 18. La comparación de los mapas se ilustra en la figura 20 y las observaciones realizadas fueron las siguientes:

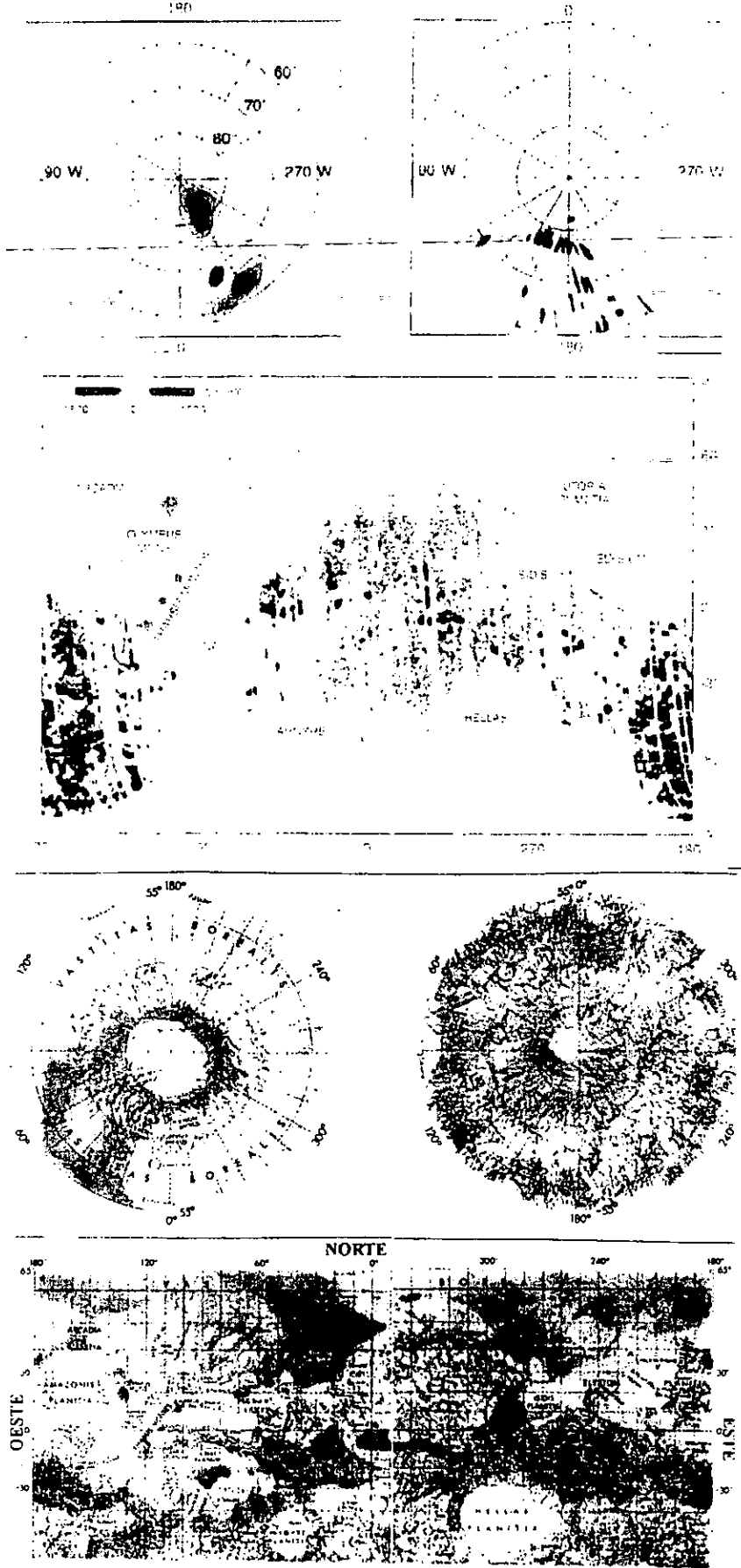


Figura 20.- Comparación de los mapas de magnetización cortical con la morfología superficial marciana.

7.1.1. Zona Polar Norte

Arcadia Planitia Region.- No presenta rasgos magnéticos y por lo tanto no se puede establecer ninguna asociación con las geoformas superficiales; caracterizadas por enormes planicies escasamente crateradas.

Tempe Terra Region.- Presenta un rasgo magnético positivo de grandes dimensiones, el cual se encuentra dentro del rasgo denominado Hyperboreae Undae, caracterizado por ser una planicie que contiene cráteres de impacto dispersos. El rasgo magnético es cientos de veces más grande que cualquiera de los cráteres y mucho más pequeño que la planicie, por lo cual no se puede establecer que los procesos geológicos que originaron estos rasgos morfológicos, hayan originado también el rasgo magnético.

Utopia Planitia Region.- Presenta tres grandes zonas magnéticas alternadas negativa-positiva-negativa. La primera se registra en zonas polares cubiertas por hielos, en el rasgo morfológico denominado Planum Boreum, y las otras dos se detectan en la gran planicie Vastitas Borealis. No existe ninguna posible correlación entre los procesos que originaron estas morfologías y el que originó los rasgos magnéticos, pues es notorio que las zonas magnéticas son muy pequeñas comparadas con los rasgos morfológicos.

7.1.2. Franja Ecuatorial

Olympus Mons Region.- En esta región se presentan una serie de zonas magnéticas, tanto positivas como negativas, sobre la planicie densamente craterada denominada Terra Cimmeria, que se caracteriza por contener tres geoformas distintivas: gran cantidad de cráteres de impacto, canales dendríticos que desembocan en dichos cráteres, y grandes fracturas asociadas al levantamiento de Tharsis (Memnonia Fossae). Es notorio que no existe correlación alguna entre el proceso que originó la magnetización y el que formó las geoformas, pues las zonas magnéticas abarcan un gran número de geoformas de diversos orígenes y en muchas ocasiones las cortan sin un orden definido. Sin embargo, es importante hacer notar que las fracturas asociadas al bulbo Tharsis, sobre todo las pertenecientes a Memnonia Fossae, pudieron haber jugado un papel muy importante en la distribución de las zonas magnéticas a manera de bandas, pues es evidente que la separación entre bandas magnéticas presenta la misma orientación que los sistemas de fracturamiento.

Valles Marineris Region.- En el área de Xanthe Terra aparecen algunas zonas magnéticas, tanto positivas como negativas, considerablemente mayores que cualquier rasgo morfológico adjunto, por lo que no cabe ninguna posible asociación. La zona que presenta magnetización en esta región también se caracteriza por pertenecer a una planicie craterada, disectada por canales dendríticos.

Hesperia Planum Region.- En esta región las zonas magnéticas se concentran básicamente en la planicie craterada llamada Tyrrhena Terra, caracterizada por gran cantidad de cráteres de impacto y algunos canales dendríticos. No se aprecia ninguna evidencia de que los impactos hallan provocado la magnetización registrada, pues ésta abarca a varias decenas de cráteres de manera indefinida. Sin embargo, en esta región también se aprecia cierta correlación entre patrones de fracturamiento y bandas magnéticas, aunque no es posible establecer una relación precisa pues los derrames volcánicos que conforman a Syrtis Major Planum y que se extienden dentro de Tyrrhena Terra, enmascaran la gran mayoría de los sistemas de fracturamiento presentes en esta región.

Schiaparelli Region.- En esta región se encuentra concentrada una parte importante de los terrenos craterados de las Tierras Altas. Abarca los terrenos denominados Arabia Terra, Margaritifer Terra, Terra Meridiani, Terra Sabaea y Noachis Terra, los cuales se caracterizan por estar fuertemente craterados y disectados por canales dendríticos. Las bandas magnéticas no presentan ninguna relación directa con los cráteres de impacto, pues son mucho mayores en superficie que cualquiera de las geofomas. Al igual que en Hesperia Planum Region, la correlación entre patrones de fracturamiento y bandas magnéticas es difícil de establecer debido a que las primeras se encuentran enmascaradas u obliteradas por procesos geológicos posteriores. No obstante, es presumible que exista tal asociación, puesto que las bandas magnéticas registradas presentan la misma tendencia alternante entre zonas de fracturamiento como Brazos Valles y Naktong Vallis.

7.1.3. Zona Polar Sur

Hellas Planitia Region.- La morfología de esta región es propia de las Tierras Altas fuertemente crateradas del hemisferio Sur, conformada por Noachis Terra y Promethei Terra. Sobresale por sus enormes dimensiones la cuenca de impacto Hellas. No se encuentran zonas magnéticas significativas en toda la región, a diferencia de las demás zonas de Tierras Altas. Esto podría deberse a que el gran impacto que originó a Hellas desmagnetizó a los materiales afectados por la colisión (Acuña et al., 1999).

Argyre Planitia Region.- Al igual que la región de Hellas Planitia, esta región se caracteriza por estar conformada por las Tierras Altas fuertemente crateradas de Aonia Terra y Noachis Terra, sobresaliendo la gran cuenca de impacto llamada Argyre Planitia. Tampoco se registran zonas magnéticas significativas, lo cual, al igual que con Hellas, podría ser resultado de una desmagnetización cortical debida al impacto.

Terra Sirenum Region.- Esta región se caracteriza por las planicies fuertemente crateradas de Terra Cimmeria y Terra Sirenum, las cuales presentan gran cantidad de canales dendríticos. Es la zona con el mayor número de zonas magnéticas registradas, las cuales se presentan alternadas de positivas a negativas. No existe correlación entre morfología y magnetización, pues esta última abarca áreas considerablemente mayores

que cualquier geoforma, cubriendo incluso decenas de ellas. En esta región se presentan enormes fracturas asociadas al levantamiento del bulbo Tharsis (Sirenum Fossae, Icaria Fossae), las cuales presumiblemente jugaron un papel muy importante en la distribución actual de las zonas magnéticas, pues éstas están separadas, en varios casos, por los sistemas de fracturas de las fosas tectónicas Sirenum e Icaria.

En general, a partir de la comparación anterior podemos establecer cuatro resultados fundamentales:

1. No existe ninguna correlación entre las bandas magnéticas y las geoformas superficiales, por lo que puede descartarse la magnetización por impactos, así como la magnetización química (CRM) y sedimentaria (DRM). Puede entonces suponerse que las fuentes magnéticas detectadas tienen un origen más profundo y que son de carácter termorremanente (TRM), inducidas por un campo magnético interno.

2. Todas las zonas que presentan magnetización forman parte de las denominadas Terra (excepto las de la zona polar Norte), que se caracterizan por pertenecer a los terrenos fuertemente craterados del hemisferio Sur. Esto es importante porque dichos terrenos forman parte de la superficie cortical original del planeta, lo cual nos permite situar el origen de la magnetización en una época inicial de la historia evolutiva marciana. Por lo tanto, en caso de que hubiera una historia paleomagnética, ésta sería muy restringida (únicamente abarcaría el Noachiano inferior).

3. En las áreas de Terra Sirenum y Terra Cimmeria, hacia el ecuador, aparecen las grandes fracturas que conforman las fosas tectónicas de Sirenum, Icaria y Memnonia, todas ellas asociadas al levantamiento del bulbo Tharsis. Estas fosas están directamente relacionadas con la distribución que presentan las bandas magnéticas, por lo que pudieron desempeñar un papel importante en la distribución actual de la magnetización detectada.

4. Las grandes cuencas de impacto de Hellas y Argyre, las fosas tectónicas asociadas al levantamiento del bulbo Tharsis y el escarpe ecuatorial que conforma la dicotomía planetaria, son las geoformas fundamentales que influyen en la distribución y delimitación de las zonas magnetizadas.

7.2. La Magnetización Cortical y su Comparación con la Geología Digital

La comparación del mapa geológico digital con el mapa de magnetización cortical se presenta en la figura 21. A partir de esta comparación se pudieron establecer una serie de relaciones, las cuales se describen a continuación:

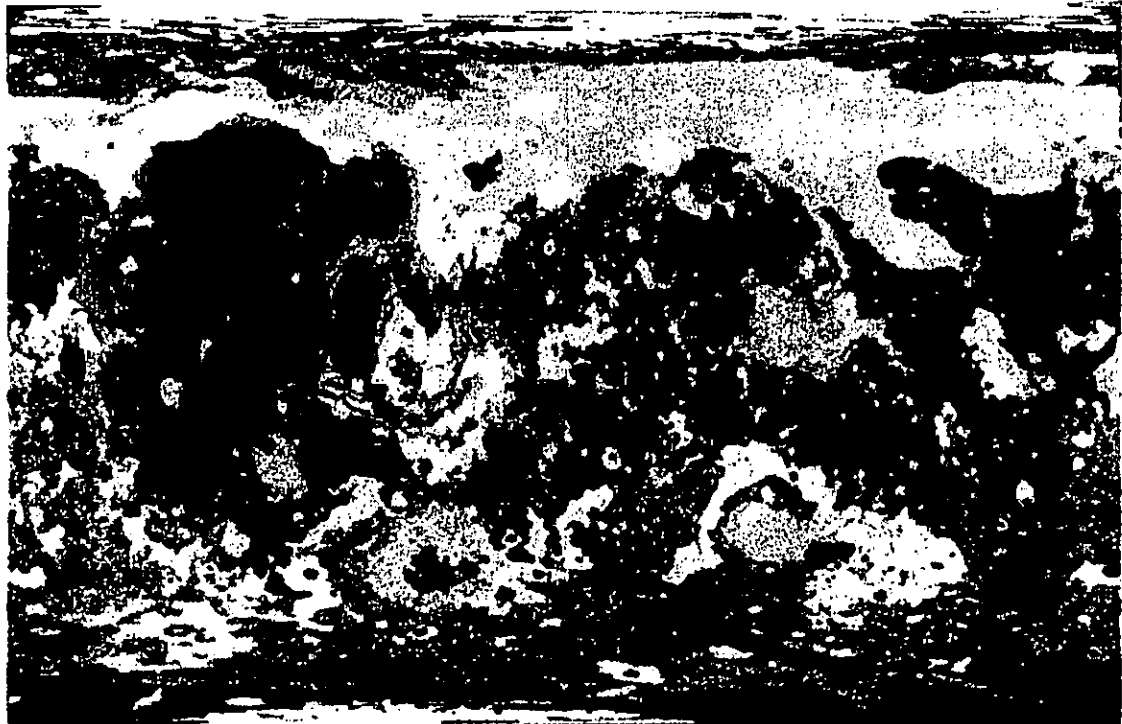
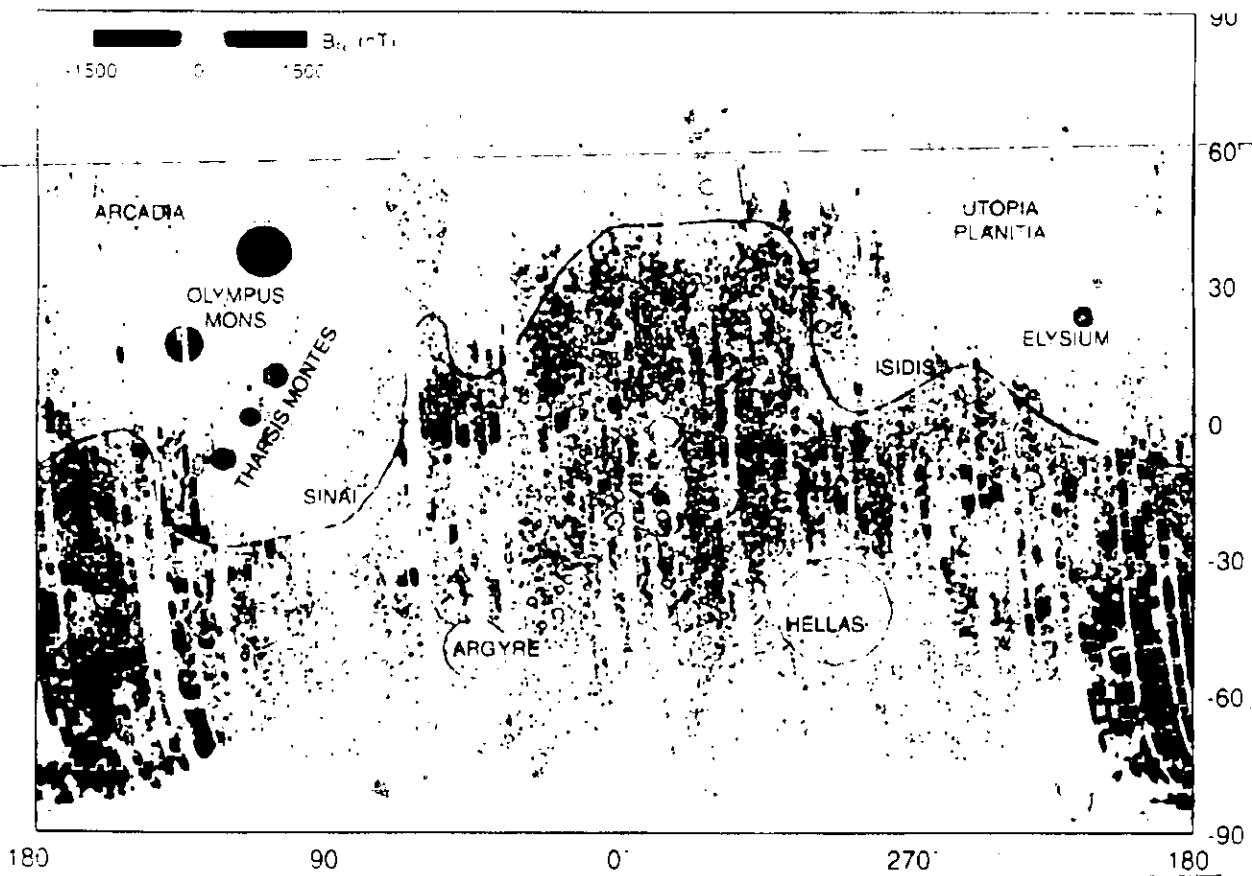


Figura 21.- Comparación del mapa de magnetización cortical con el mapa geológico digital. Nótese que las unidades geológicas sobre las que se registran remanencias son de dimensiones considerablemente mayores que las áreas ocupadas por las remanencias.

De los cinco grupos en que se clasificaron las unidades geológicas (Tanaka et al., 1988), sólo sobre tres de ellos aparecen zonas magnéticas: materiales superficiales, materiales de terrenos de las Tierras Bajas, y materiales de terrenos de las Tierras Altas.

El grupo de Materiales Superficiales tiene ocho unidades; sobre seis de ellas se registran zonas magnéticas: Ae (Depósitos eólicos), Adc (Dunas de arena), Am (Mantos superficiales), As (Materiales de colapsamiento), Api (Depósitos de hielo del Polo Norte), y Apl (Depósitos estratificados de los polos Norte y Sur). Todas estas unidades son de origen eólico (excepto As que es glacial) y todas ellas se encuentran en una posición estratigráfica Amazoniano Superior. La magnetización detectada sobre estas unidades se encuentra en las zonas polares, principalmente en la zona Norte.

El grupo de Materiales de Terrenos de las Tierras Bajas se encuentra relacionado espacialmente con las zonas magnéticas sólo en dos unidades pertenecientes a la Formación Vastitas Borealis: Hvg (Miembro con cañones) y Hvr (Miembro con ridges); estas unidades son de origen glacial/fluviol/volcánico y tienen una posición estratigráfica Hesperiano Superior; su distribución se restringe a la zona polar Norte.

En el grupo de Materiales de Terrenos de las Tierras Altas se registran zonas magnéticas sobre unidades de tres formaciones:

a). La unidad Nh1 (Unidad de anillos) perteneciente al Ensamble Hellas, tiene un origen de impacto/volcánico y una posición estratigráfica Noachiano Inferior.

b). Las unidades Npl1 (Unidad craterada), Npld (Unidad disectada), Nple (Unidad sepultada), Nplr (Unidad de ridges) y Nplh (Unidad de colinas), pertenecientes a la Secuencia de Planicie, tienen su origen en procesos de impacto, volcánicos y fluviales, y su posición estratigráfica corresponde al Noachiano Medio y Superior.

c). La unidad Hf (Material fracturado joven) de origen volcánico y de edad Hesperiano Inferior y las unidades Nf (Material fracturado antiguo), Nb (Complejo basal) y Hnu (Material no diferenciado), de origen de impacto/volcánico y con posición estratigráfica Noachiano Inferior y Medio, pertenecientes a los Materiales de terreno altamente deformado.

Al realizar las observaciones antes mencionadas, resultado de la comparación de ambos mapas, se tomaron en consideración las zonas magnéticas corticales en su conjunto; es decir, que no se hizo ninguna diferenciación entre positivas y negativas. Podemos establecer, de acuerdo a lo antes mencionado, que la magnetización se asocia

espacialmente a terrenos producidos por cinco procesos geológicos: craterismo, vulcanismo, fluviales, eolismo y glaciares. Los tres primeros en las Tierras Altas del hemisferio Sur y los dos últimos en las zonas polares, principalmente en la del Norte.

Las posiciones estratigráficas de las unidades asociadas a la magnetización cortical son: Amazoniano superior en la zona polar Norte, Hesperiano superior en el área de Vastitas Borealis y Noachiano en las Tierras Altas del Hemisferio Sur.

La comparación anterior se ha hecho considerando la geología digital superficial, por lo que su interpretación debe ser cuidadosa, ya que como se dijo en el punto anterior, las zonas magnéticas deben tener un origen profundo y por lo tanto no están relacionadas en origen a la geología superficial. Considerando ambas comparaciones en conjunto, podemos establecer tres resultados básicos en relación con la geología digital:

1. Los terrenos, formaciones y edades que se han visto en este tema sólo reflejan la trama superficial de las unidades geológicas cartografiadas digitalmente, por lo cual no representan un elemento de peso para referir las remanencias registradas, las cuales, con base en la comparación con la morfología, deben tener un origen más profundo.

2. No existe ninguna relación entre las bandas magnéticas registradas y las unidades geológicas, pues las zonas magnéticas son muy pequeñas en comparación con la extensión superficial de las unidades geológicas sobre las cuales se detectan; al mismo tiempo, en la mayoría de los casos una misma zona magnética se registra sobre unidades geológicas de diferente origen y de diferente edad relativa, lo cual no permite asignarle una posición estratigráfica particular ni un proceso geológico específico.

3. El punto anterior nos permite una vez más establecer que las fuentes magnéticas tienen un origen más profundo, probablemente en la corteza inferior o en el manto superior.

7.3. Análisis de la Comparación entre las Bandas Magnéticas Corticales y los Sistemas Tectónico - Estructurales

La disponibilidad de un mapa de la evolución de la actividad tectónica marciana enunciada en el tercer tema del capítulo 2, permite hacer una comparación con el mapa de magnetización cortical propuesto por Acuña et al., (1999). La comparación de estos mapas se ilustra en la figura 22 y los resultados se describen a continuación:

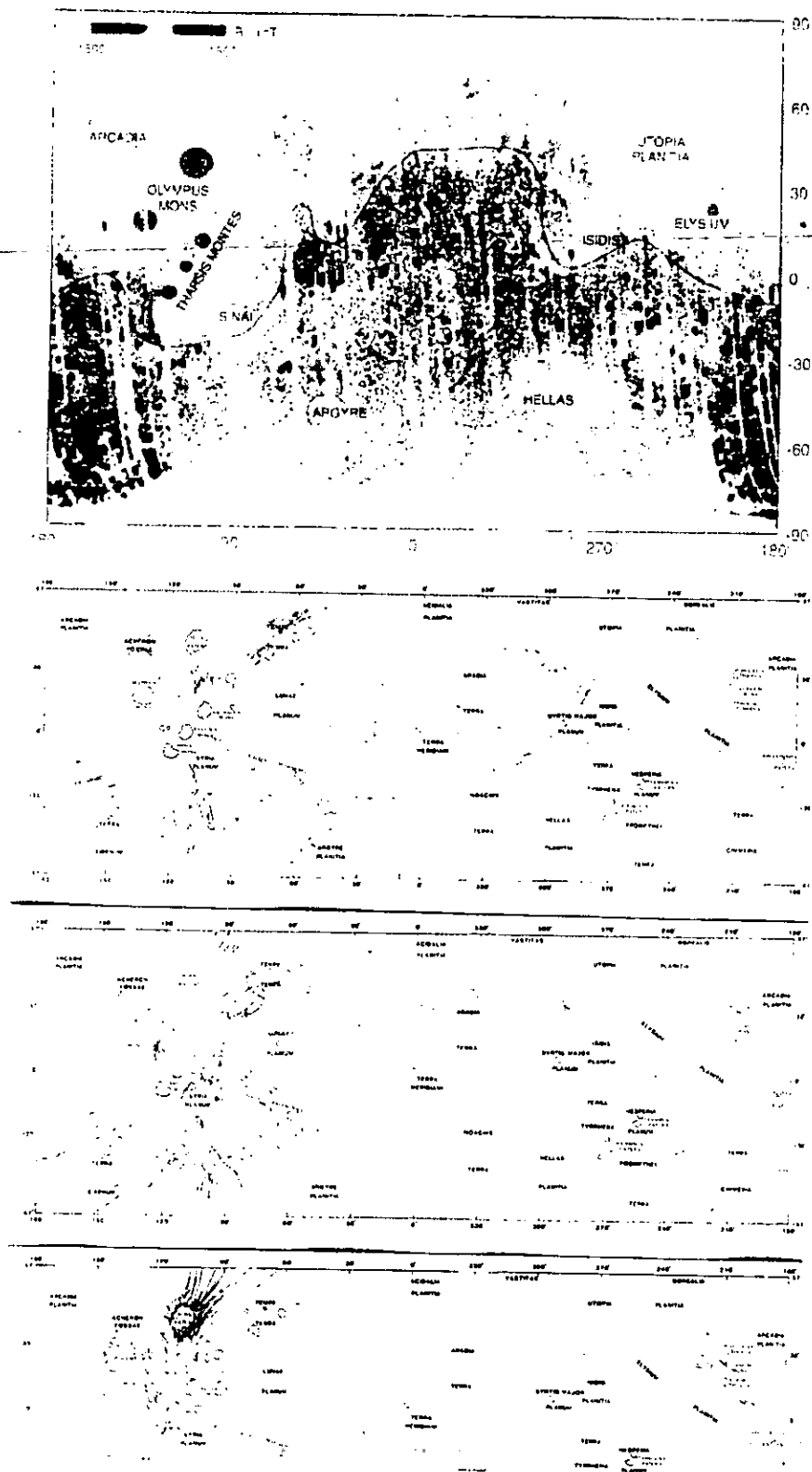


Figura 22.- Comparación de los mapas tectónico-estructurales con el mapa de magnetización cortical. Nótese que la elongación de las bandas magnéticas tiene la misma orientación de los sistemas estructurales cartografiados en las Tierras Altas de Terra Sirenum y Terra Cimmeria en el cono Sur, y con las de Arabia Terra en la región ecuatorial.

No se encuentran relaciones entre las zonas magnéticas y los sistemas estructurales del Amazoniano, ya que mientras las primeras se distribuyen en los polos y en los terrenos de las Tierras Altas del Sur, los segundos se presentan fundamentalmente en las provincias volcánicas de Tharsis (principalmente en Alba Patera), Elysium, y en Arcadia Planitia, todos ellos pertenecientes a las Tierras Bajas del Norte.

El Hesperiano está caracterizado por representar el mayor período de deformación tectónico-estructural marciana. Sus sistemas estructurales se distribuyen principalmente en tres zonas: fallamiento en la periferia del bulbo Tharsis, ridges a lo largo del escarpe que separa la dicotomía planetaria, y en los terrenos fuertemente craterados del Sur. En este contexto, se puede apreciar que las zonas magnéticas que se registran en la zona de fallas al Sur del bulbo Tharsis y en las zonas de ridges del terreno fuertemente craterado, tanto en Arabia Terra como en Cimberia y Sirenum Terrae, presentan la misma orientación que las fosas tectónicas. Esta observación es muy significativa, ya que podría indicarnos que la formación de las bandas magnéticas debió generarse en este período y por lo tanto, debe estar asociada a los esfuerzos distensivos generados por el levantamiento del bulbo Tharsis, los cuales están evidenciados por los ridges y fosas tectónicas (Memnonia, Sirenum e Icaria) mapeados en las Tierras Altas mencionadas.

Los sistemas estructurales del Noachiano se encuentran distribuidos en las rocas crateradas más antiguas que rodean al bulbo Tharsis (Terra Sirenum, Terra Cimberia, Promethei Terra, Meridiani Terra, Arabia Terra, Tempe Terra y Acheron Fossae), en donde las zonas magnéticas son prominentes. Al igual que los sistemas estructurales hesperianos, estas estructuras debieron jugar un papel fundamental en la formación de las bandas magnéticas, lo cual sugiere que la elongación presentada pudo haberse iniciado desde tiempos noachianos.

De las comparaciones anteriores podemos establecer los siguientes resultados:

1. Los sistemas de fracturas asociados al levantamiento del bulbo Tharsis inician desde el Noachiano inferior, se hacen más intensos al iniciar el Hesperiano y declinan progresivamente hasta el Amazoniano. En este contexto y considerando su estrecha relación con la distribución de las bandas magnéticas del cono Sur, podemos establecer que la formación de las bandas inició en el Noachiano inferior y culminó en el Hesperiano. A partir de esta edad se estableció el patrón de bandas magnéticas, pues los patrones de fracturamiento amazonianos no tienen ninguna relación con dichas bandas.

2. La distribución mostrada por las zonas magnéticas de la faja ecuatorial se relaciona con estructuras asociadas al límite de la dicotomía cortical. Esto también permite situar dicha dispersión en una época temprana, pues se ha considerado que la dicotomía se originó en una etapa inicial de la historia evolutiva marciana. Por consiguiente, podemos sugerir que las bandas magnéticas se formaron en dos episodios: magnetización de los materiales corticales inducida por un campo interno y fracturamiento de la corteza magnetizada debido a la formación de la dicotomía planetaria y al levantamiento del bulbo Tharsis.

7.4. Las Bandas Magnéticas Corticales y su Comparación con la Topografía Global

A partir de los datos del Mariner 9 y de la misión Vikingo ya se tenían evidencias concluyentes de que Marte tenía una dicotomía cortical distribuida casi ecuatorialmente, en donde las Tierras Bajas del Norte tenían de -1 a -3 km de altura y la Tierras Altas del Sur un promedio de 4 km (Lindal et al., 1979). La topografía global obtenida por el MOLA (Smith et al., 1999) de la misión MGS es de la más alta resolución y presenta tres rasgos fundamentales: la diferencia de alturas que da origen a la dicotomía, la provincia volcánica de Tharsis y la cuenca de impacto de Hellas (Smith et al., 1999). En este contexto, podemos darnos cuenta que las bandas magnéticas se encuentran distribuidas principalmente en las Tierras Altas del Hemisferio Sur, sobre el terreno fuertemente craterado, el cual representa la corteza primordial del planeta y tiene cambios de elevación de 4 km en distancias de 300 a 1,300 km (Smith et al., 1999). Usando el modelo topográfico del MOLA que se presentó en la figura 10, cuya resolución espacial es de $\sim 1^\circ$ y con una precisión absoluta de 13 m con respecto al centro de masa del planeta (Smith et al., 1999), se procedió a compararlo con el mapa de bandas magnéticas. Tal comparación aparece en la figura 23 y se han obtenido los siguientes resultados:

1. Las bandas magnéticas se detectan sobre altitudes que fluctúan entre 800 m y 4 km, dentro de las Tierras Altas fuertemente crateradas del hemisferio Sur.

2. Las zonas de grandes fracturas (Sirenum, Memnonia e Icaria) definen vagamente altos y bajos topográficos. Dentro de éstos, se ubican algunas bandas magnéticas semiparalelas a las fracturas, en las áreas de Terra Sirenum y Terra Cimmeria.

3. En el área de Arabia Terra, la superficie topográfica sobre la que se detectaron zonas magnéticas tiende a disminuir su altura, aún por debajo de cero, en el área de Acidalia Planitia. Esto se debe a que en esa zona, el escarpe que da origen a la dicotomía planetaria tiene cambios de elevación de cero a 4 km en distancias que van de 300 a 1,300 km (Smith et al., 1999).

4. Las zonas magnéticas registradas en la zona polar Norte se ubican en zonas que tienen alturas que fluctúan entre cero y más de -4 km.

5. Las demás zonas del planeta, tales como las provincias volcánicas de Tharsis y Elysium (con alturas de 4 a 8 km), las cuencas de impacto de Hellas y Argyre (con alturas de cero a más de -4 km), y las planicies volcánicas como Acidalia Planitia y Vastitas Borealis del hemisferio Norte (con alturas de cero a más de -4 km), no presentan magnetización.

Los puntos anteriores nos permiten afirmar que el proceso de dínamo interno que generó la magnetización operó sólo al principio de la historia evolutiva marciana, durante el Noachiano temprano, lo cual se fundamenta en el hecho de que las bandas magnéticas se detectan básicamente en la topografía de las Tierras Altas fuertemente crateradas del hemisferio Sur, las cuales se caracterizan por corresponder a los terrenos corticales más antiguos del planeta.

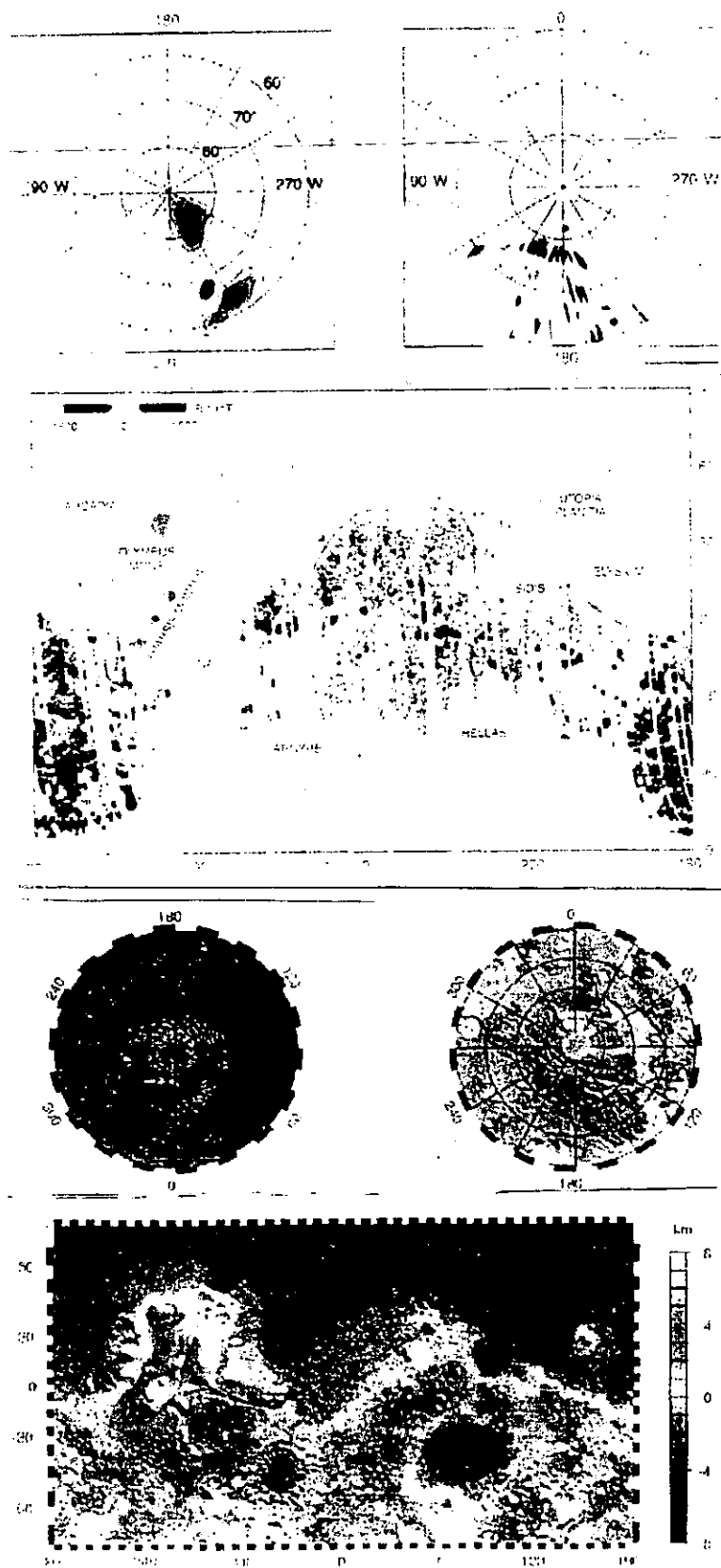


Figura 23.- Comparación de los mapas de la topografía global marciana (un grado en el ecuador marciano es igual a ~59 km) con los mapas de bandas magnéticas.

7.5. Las Bandas Magnéticas Corticales y la Historia Térmica Marciana

En el capítulo 4 se vio que los bulbos de Tharsis y Elysium, las cuencas de impacto de Hellas y Argyre, y la dicotomía planetaria son útiles para determinar la historia térmica marciana. También se puso en evidencia que los rasgos extensivos asociados al bulbo Tharsis son un sinónimo de tectónica global debido a sus dimensiones, y que los ridges arrugados (Zuber y Aist, 1990) se distribuyen prácticamente en todo el planeta (Chicarro et al., 1985). Con estos antecedentes básicos, se hicieron las comparaciones de los esfuerzos teóricos con los rasgos tectónico-estructurales mapeados por Scott y Dohm, (1990) -ver capítulo 4, modelos estáticos y dinámicos-, con la finalidad de reconstruir la historia termo-tectónica marciana, la cual presumiblemente refleja su evolución interna. A partir de los modelos termo-tectónicos de deformación litosférica revisados (Banerdt et al., 1992), se evidenciaron los siguientes factores:

1. Las deformaciones locales están asociadas con altos gradientes térmicos centrados en los principales centros eruptivos (Comer et al., 1985).

2. La mayoría de las deformaciones regionales se explican mejor por modelos dinámicos y se asocian al bulbo Tharsis (Kiefer y Hager, 1989; Schubert et al, 1990).

3. Que las deformaciones globales son más concordantes con un proceso de enfriamiento y contracción planetaria representada por ridges arrugados (Zuber y Aist, 1990) distribuidos globalmente (Chicarro et al., 1985).

Todos estos modelos parecen indicar que ha existido una relación muy estrecha entre esfuerzos, fallamiento y evolución térmica. Dentro de todo este contexto podemos sugerir la siguiente especulación:

Los altos gradientes geotérmicos que se detectan debajo de los grandes centros eruptivos marcianos (ver tabla VIII) podrían estar jugando un papel muy importante en la desmagnetización cortical de las Tierras Bajas del hemisferio Norte, al elevar la temperatura de los minerales ferromagnéticos por encima del punto de Curie. Esta podría ser una de las razones por las cuales no se detectan zonas magnéticas en las Tierras Bajas. Aunado a esto, se ha visto que el bulbo Tharsis requiere de un mecanismo de soporte combinado (isostático-térmico) para poder explicar la gran anomalía gravitacional que se registra en esa región, lo cual apoya aún más el mecanismo de desmagnetización por elevación de la temperatura. Al enfocarse el calor interno en puntos específicos de la litósfera se pudo haber producido el enfriamiento rápido del planeta, generándose una corteza gruesa (<100 km), acompañada por contracción, la cual quedó registrada en forma de ridges arrugados de origen compresivo (Chicarro et al., 1985) que se formaron en un período muy temprano (Noachiano inferior-medio) de la evolución marciana (Watters y Maxwell, 1986) y que son concéntricos al bulbo Tharsis. Las porciones de corteza magnetizada que no fueron afectadas por los elevados gradientes térmicos sufrieron un fracturamiento asociado al levantamiento del bulbo Tharsis (Kiefer y Hager, 1989), lo cual probablemente originó las bandas magnéticas mapeadas.

7.6. La Composición Química Cortical y su Relación con las Fuentes Magnéticas

En el capítulo 3 se vio que la mayoría de los modelos de composición química y estructura interna marciana se fundamentan en modelos cosmoquímicos y son altamente especulativos. Los resultados de los trabajos de Debrius y Wänke (1985), considerando abundancias condriticas para elementos refractarios, sugieren que los silicatos en el manto superior y la corteza del planeta Marte se encuentran enriquecidos en FeO y MnO en comparación con los resultados terrestres. A partir de esos resultados se ha sugerido que en Marte existe una oxidación muy extensiva de Fe metálico (Longhi et al., 1992).

Los experimentos de las propiedades magnéticas del suelo marciano hechos por la misión Vikingo establecieron que los materiales corticales de la superficie contienen una fracción muy significativa de partículas altamente magnéticas. Aunque estos resultados fueron exclusivos de los sitios de amartizaje y sus alrededores, se han considerado como representativos de todo el planeta (Snyder, 1979), lo cual está de acuerdo con los modelos cosmoquímicos. Se ha propuesto que la maghemita ($\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$) es el constituyente magnético más probable de la superficie marciana (Hargraves et al., 1977); este mineral, en las condiciones terrestres es un producto de la oxidación a baja temperatura de magnetita, y bajo las condiciones marcianas ha sido reportado como resultado de la oxidación fotoestimulada de magnetita (Huguenin, 1973).

Los experimentos recientes realizados por la misión "Mars Pathfinder", los cuales consisten en arreglos de imanes y placas magnéticas, reportaron una intensa componente ferromagnética del suelo marciano y un alto contenido de Fe (Rieder et al., 1997), lo cual parece corroborar los resultados anteriores.

También recientemente, los experimentos de espectrometría de emisión térmica (Christensen et al., 1992), realizados por el aparato TES de la misión MGS, han permitido determinar y mapear la composición de los minerales superficiales (Christensen et al., 1998), y sus resultados parciales sugieren que la superficie está compuesta por minerales característicos de las rocas básicas y ultrabásicas, las cuales contienen cantidades significativas de óxidos de Fe, principalmente hematita (Rieder et al., 1997). Todos estos resultados en conjunto son una clara indicación de que la corteza y el manto marcianos no están tan diferenciados como los terrestres, posiblemente debido al enfriamiento más rápido de Marte.

Los conjuntos de resultados antes mencionados son acordes con la existencia de una porción importante de minerales altamente ferromagnéticos en la corteza marciana, lo cual podría explicar las dimensiones e intensidades de las zonas magnéticas registradas. Como dichos resultados se han hecho extensivos para todo el planeta, se hace evidente que cuando se formaron las cuencas de Hellas y Argyre, así como la dicotomía, el proceso de dínamo ya no funcionaba. Una pregunta interesante es porqué todo ese Fe cortical no se sumergió durante la diferenciación planetaria para formar parte del núcleo. Al respecto, se considera que debido a su menor tamaño, Marte se enfrió más rápido que la Tierra y por lo tanto no hubo tiempo suficiente para una diferenciación mayor.

7.7. Propuesta para el Origen y la Evolución de la Magnetización Cortical

Con base en las revisiones y comparaciones desarrolladas a lo largo de este trabajo, se ha construido la siguiente especulación para tratar de explicar el origen y la evolución de la magnetización cortical marciana.

Si la evolución térmica marciana está reflejada en su superficie, una interpretación consistente de los rasgos corticales nos ayudaría a entender dicha evolución. Cualquier modelo serio de la historia térmica marciana debe forzosamente considerar el origen de la estructura interna, la formación del núcleo, la dicotomía cortical, las grandes cuencas de impacto y el bulbo Tharsis. También debe explicar la carencia de un campo magnético actual, los paleocampos evidenciados en los meteoritos SNC y debe ser consistente con la evolución de los esfuerzos superficiales revelados por los patrones tectónicos mapeados. Dentro de este contexto deberá ser explicada la distribución de las bandas magnéticas corticales, pues es indudable que todos los procesos enunciados anteriormente han influido en dicha distribución.

Para lograr lo anterior de manera fundamentada y convincente, se relacionaron los eventos que han conformado la historia geológica marciana vistos en la tabla V, con el mapa de bandas magnéticas corticales. Así, fue posible hacer una reconstrucción de como han evolucionando, tanto en espacio como en tiempo, las zonas magnéticas mapeadas. Tomando en consideración los resultados parciales enunciados en los temas anteriores y las observaciones generadas al relacionar el mapa de magnetización cortical con los eventos que resumen la geología histórica marciana, podemos establecer los siguientes puntos:

1. La estructura interna y la formación del núcleo se deben a una diferenciación global temprana contemporánea con el final de la acreción, lo cual se sustenta en los análisis de la relación U/Pb y en los modelos de edad Rb/Sr de algunos de los meteoritos SNC, que indican que estos procesos se desarrollaron a altas temperaturas, hace 4,500 millones de años (Shih et al., 1982; Chen y Wassenburg, 1986). Esta diferenciación planetaria fue posible debido a la elevada temperatura acrecional producida por el calor generado por grandes impactos (Kaula, 1979b; Wetherill, 1985). La formación del núcleo y las altas temperaturas produjeron un dínamo interno el cual indujo la magnetización termorremanente de los meteoritos SNC y la registrada por el MGS (Acuña et al., 1999). Este proceso de magnetización se llevó a cabo en la corteza primigenia marciana y sólo duró unos cien millones de años, tiempo en que el planeta tenía un manto activo vigoroso (Stevenson et al., 1983; Schubert et al., 1992; Acuña et al., 1999). Posteriormente hubo un decrecimiento pronunciado del flujo de calor, lo cual es evidente en los modelos de evolución térmica propuestos (Stevenson et al., 1983; Schubert et al., 1992), en los que se establece que durante los primeros 100 millones de años la convección del manto disminuyó, la producción de calor radiactivo decayó o se concentró en algunos puntos de la corteza inferior y se produjo una litósfera gruesa acompañada por contracción planetaria, lo cual se evidencia por ridges arrugados muy antiguos distribuidos en casi todo el planeta (Chicarro et al., 1985; Watters y Maxwell, 1986). Estos acontecimientos tuvieron lugar durante el Noachiano temprano.

2. Hacia finales de esta misma época vino un período de obliteración por grandes impactos asteroidales y cometarios (Shoemaker y Hellin, 1977), el cual dio origen a las grandes planicies de impacto (Hellas, Argyre, Isidis, Chryse) y probablemente se inició la formación de la dicotomía planetaria como resultado de estas colisiones. Por analogía con la Luna se considera que esta etapa se desarrolló hace 4,200-3,800 millones de años. La energía producida por los grandes impactos de Hellas, Argyre e Isidis, pudieron haber alterado el estado térmico del planeta y desmagnetizaron grandes extensiones de la corteza afectada por ellos. El dínamo interno dejó de funcionar, quizá debido a esta gran alteración térmica, y por lo tanto ya no se remagnetizaron los materiales corticales, reteniendo remanencia únicamente las áreas menos afectadas por los grandes impactos. Estas colisiones pudieron haber concentrado el calor interno y el esfuerzo en áreas específicas de la corteza. Esta sugerencia es consistente con el decrecimiento pronunciado de flujo de calor durante los primeros 100 millones de años evidenciado en los modelos de evolución térmica, con la edad relativa Noachiano inferior de los ridges arrugados de origen compresivo (Chicarro et al., 1985; Watters y Maxwell, 1986) y con las edades Rb/Sr de los meteoritos SNC. Los grandes impactos pudieron haber jugado un papel importante en la formación de la dicotomía planetaria, sobre todo Hellas (Smith et al., 1999), la cual se inició en esta misma época (Noachiano temprano).

3. Posteriormente, en el lapso Noachiano medio-Hesperiano temprano hubo vulcanismo en las planicies crateradas y se terminó de conformar la dicotomía debido a fenómenos de dinámica del manto (Smith et al., 1999). Este proceso estuvo acompañado de esfuerzos de tensión que originaron los sistemas tectónico-estructurales asociados al límite de la dicotomía y por consiguiente, la corteza magnetizada del hemisferio Sur comenzó a fragmentarse en la misma dirección de tales esfuerzos, lo cual es evidente en el área de Arabia Terra. En este mismo lapso de tiempo se inició el fracturamiento en las áreas de Tharsis y Elysium (siendo más prominente en Tharsis), lo cual se aprecia en los mapas estratigráfico-estructurales presentados en la figura 9 (Scott y Dohm, 1990). Este fenómeno fracturó la corteza magnetizada del Sur de Tharsis, en las áreas de Terra Sirenum y Terra Cimmeria, y probablemente le imprimió el carácter de bandas, las cuales tienden a seguir la misma orientación del fracturamiento como se vislumbra en las grandes fosas tectónicas de Sirenum, Icaria y Memnonia. Este proceso se prolongó hasta el Hesperiano inferior, tiempo en el que apareció el vulcanismo inicial de Tharsis, el cual se ha prolongado hasta el Amazoniano tardío. Los elevados gradientes geotérmicos que resultaron de la concentración del vulcanismo en los bulbos Tharsis y Elysium, elevaron la isoterma de Curie del hemisferio Norte marciano, adelgazando la corteza y aumentando la temperatura de los materiales corticales por encima del punto de Curie, desmagnetizándolos.

4. Desde el Noachiano tardío hasta el Amazoniano tardío, la gran mayoría de los procesos geológicos marcianos se han desarrollado en las grandes planicies volcánicas que conforman las Tierras Bajas del hemisferio Norte. Por consiguiente, dichos procesos no han desempeñado un papel preponderante en la formación y distribución de las bandas magnéticas corticales, pues éstas se encuentran básicamente al Sur de la dicotomía planetaria, en las Tierras Altas fuertemente crateradas.

8. Discusión y Conclusiones

8.1. Implicaciones Para los Modelos Existentes de la Evolución Cortical Marciana

Los mapas de magnetización cortical obtenidos por la misión MGS son una herramienta muy útil para revisar algunas propuestas que se han hecho relacionadas con su posible origen y con la evolución cortical. Existen varias interpretaciones que tratan de explicar la formación de los campos magnéticos corticales encontrados en Marte. La teoría más importante, que tiene un lugar relevante en cuanto a la distribución de las bandas magnéticas reportadas por Acuña et al., (1999) es la referente a la posible tectónica de placas en Marte.

Una alternativa posible es aquella que sugiere que hubo una serie de eventos volcánicos o intrusivos, los cuales adoptaron una geometría en forma de rasgos lineales paralelos. Sin embargo, esto es poco probable por dos razones fundamentales: 1). El volumen de material necesario que deben tener las bandas magnéticas para formarse de esta manera es demasiado grande, y 2). Los campos formados así deberían haber tenido la forma de campos magnéticos alternados.

Otra opción que se ha propuesto es la que plantea que la corteza fue magnetizada de manera uniforme. Posteriormente adquirió inversiones de magnetización aparente debidas a plegamiento periódico. Esta teoría también se considera improbable debido a la regularidad y a la escala longitudinal requerida para formar las bandas magnéticas.

Una teoría más reciente plantea que la corteza marciana fue magnetizada por magnetización remanente química (CRM), en lugar de TRM. La CRM ocurre a bajas temperaturas, en minerales super paramagnéticos que alcanzan un tamaño crítico y al igual que la TRM puede resultar en la magnetización intensa de hematita o pirrotita particularmente. Las bandas magnéticas podrían ser atribuidas a zonas de alteración hidroquímica en la corteza superficial marciana. Sin embargo, esta teoría presenta dificultades para explicar el espesor cortical magnetizado (30 km), así como las bandas de magnetización alternadas.

La interpretación más directa es que la corteza de las Tierras Altas se formó en el Noachiano inferior (hace ~ 4500 millones de años), por tectónica de placas y expansión de piso oceánico, de manera similar a la corteza oceánica terrestre. Esta teoría sugiere que la zona magnetizada fue retrabajada en diferentes lugares debido a eventos térmicos y a grandes impactos, mientras que en otras áreas la huella magnética adquirida durante la expansión de piso oceánico se preservó. Debido a que esta teoría es hasta el momento la más convincente para explicar las bandas magnéticas de la corteza marciana, en este trabajo se analizan detalladamente las implicaciones que surgirían al aceptarla y utilizando los resultados de las comparaciones, se propone una teoría alternativa fundamentada en la correlación espacial que existe entre las bandas magnéticas y los sistemas tectónico-estructurales asociados al bulbo Tharsis.

8.1.1. Tectónica de Placas vs Fracturamiento Cortical

Un requisito mínimo para que se desarrolle la tectónica de placas es que la corteza más gruesa y más antigua sea reemplazada por otra más delgada y más joven. La geometría más simple para este proceso está constituida por dos placas, una activa y la otra pasiva, en medio de las cuales empieza la expansión del piso oceánico a través de un rift. La placa activa tendrá expansión en un lado y subducción en el otro. Conforme hay subducción, el rift mid-oceánico migra hacia la trinchera hasta colisionarse. Esta colisión da como resultado que se vuelva a tener una sola placa. La placa en subducción es más antigua conforme se aleja del rift. Las corrientes de convección en el manto pueden explicar este proceso, el cual se aprecia en la figura 24. Bajo la influencia de un campo magnético interno, el piso oceánico generado continuamente se magnetiza (caso terrestre) en forma de bandas paralelas al rift. Estas bandas registran la dirección y los cambios de polaridad del campo magnético conforme avanza el proceso de generación-subducción.

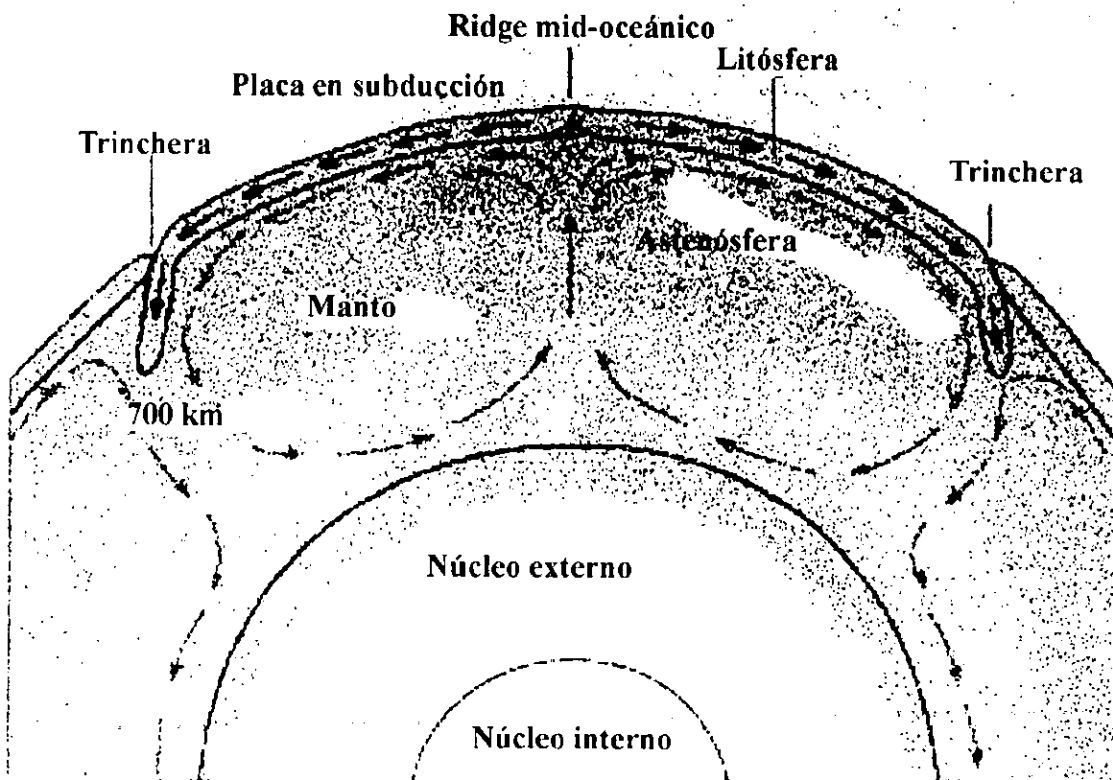


Figura 24.- Esquema del proceso de generación-subducción de piso oceánico que se desarrolla durante el ciclo terrestre de tectónica de placas.

Sleep, (1994), sugirió que las Tierras Bajas marcianas pudieron haberse producido por tectónica de placas similar a la terrestre. En su modelo, mostrado en la figura 25, las Tierras Altas pre-existentes se subdujeron y la expansión de piso oceánico originó la corteza más delgada de las Tierras Bajas. Este proceso se desarrolló durante el Noachiano tardío-Hesperiano temprano. En este modelo, el rift aparece en el límite de la dicotomía, al Norte de Terra Cimmeria, entre Daedalia Planum e Isidis Planitia, mientras que las trincheras se localizan debajo de Arabia Terra y Tharsis Mons-Tempe Terra respectivamente. Esta teoría plantea que un consumo de placas limitado y relativamente rápido (~100 millones de años), dominó la historia térmica y tectónica del planeta.

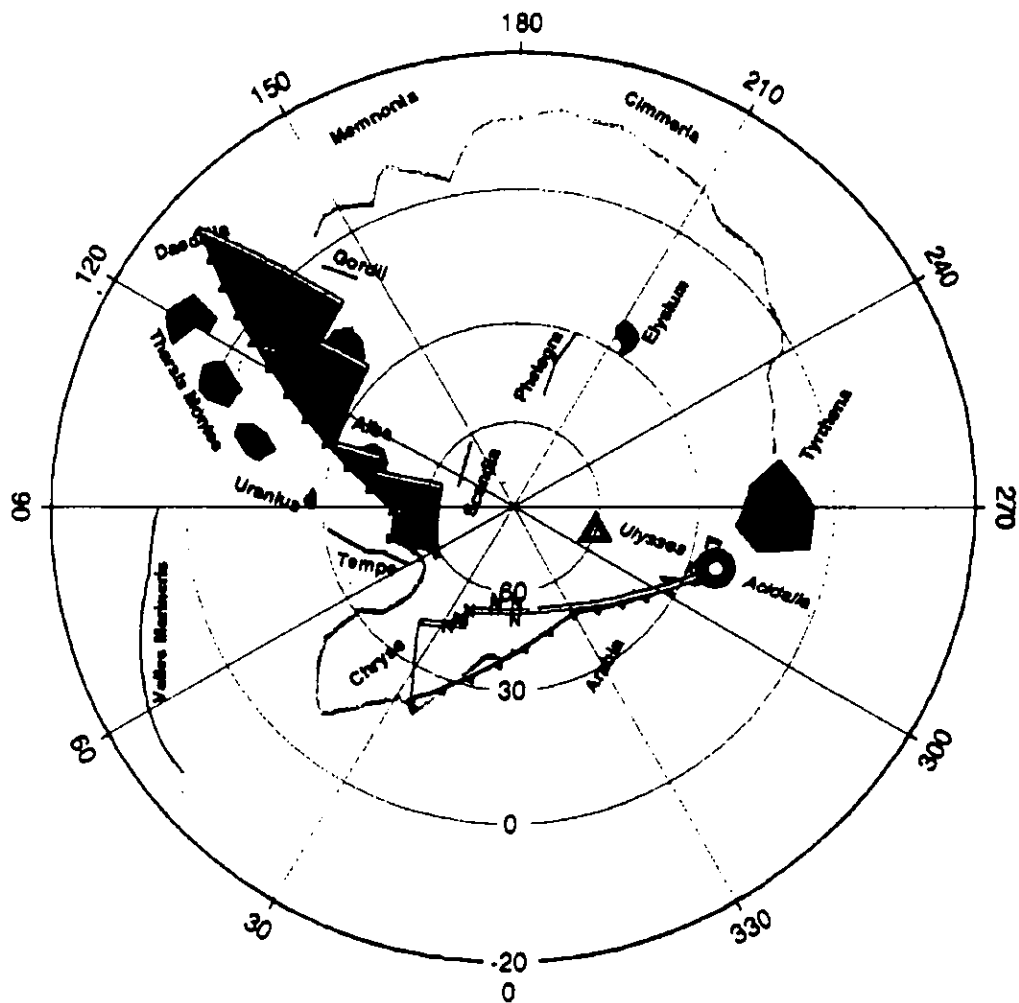


Figura 25.- Geometría de las placas tectónicas marcianas propuesta para el tiempo en que el ciclo tectónico dejó de operar –Hesperiano inferior- (Sleep, 1994).

Siguiendo la misma línea de esta hipótesis, Anguita et al., (1998), a partir del conteo de cráteres de impacto definen un cinturón volcánico caracterizado por su escasa población de cráteres, situado entre Arabia Terra y Noachis Terra, las cuales muestran

edades similares. En la figura 26 se aprecia la localización del cinturón propuesto. A falta de volcanes en el cinturón, sugieren que el vulcanismo fue episódico y de fisura. Argumentan que la subducción tuvo lugar debajo de Arabia Terra, lo cual explicaría el cinturón menos craterado y las estructuras tectónicas de la zona, que serían la expresión de la tensión generada por una expansión limitada en una cuenca tras-arco. Refuerzan su teoría utilizando los rasgos morfológicos de supuesto origen glaciar (Schultz y Lutz, 1988) de Arabia Terra y concluyen que la movilidad litosférica se detuvo cuando el rift de las Tierras Bajas (Sleep, 1994) colisionó contra Tharsis Mons-Arabia Terra.

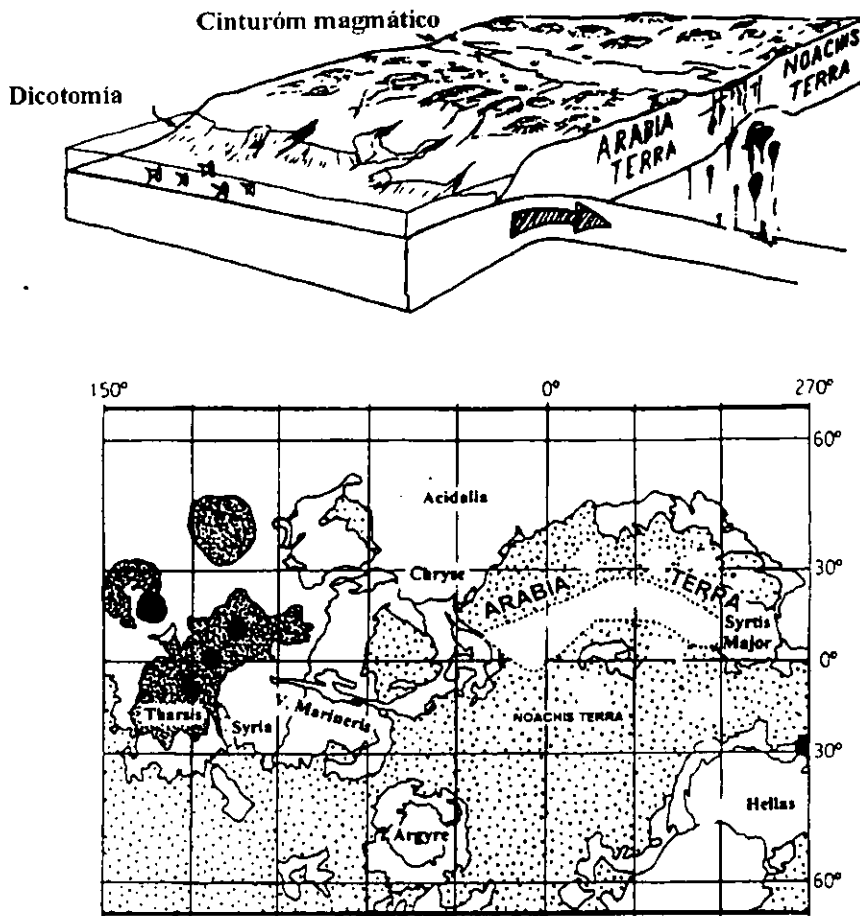


Figura 26.- Modelo del origen del cinturón de probable origen tectónico propuesto por Anguita et al., (1998), acompañado por un mapa ecuatorial de Marte donde se aprecia la localización de dicho cinturón.

Citando a Sleep (1994), quien propone la expansión del piso oceánico para explicar el origen de las Tierras Bajas y la dicotomía cortical, Connerney et al., (1999) sugieren que por analogía con la Tierra, la expansión del piso oceánico y las inversiones

de un dínamo en Marte podrían haber producido las lineaciones magnéticas de polaridad alternante. En este contexto, proponen que la mejor interpretación de los alineamientos magnéticos es que se formaron muy temprano (Noachiano inferior y medio) debido a tectónica de placas y a expansión de piso oceánico. Sugieren que las Tierras Altas serían remanentes de la corteza "oceánica" temprana, sometida a modificaciones subsecuentes por grandes impactos, eventos térmicos y fragmentaciones, pero preservando en algunos lugares la huella magnética adquirida durante la expansión del piso oceánico. Argumentan que en el presente no hay evidencias de tectónica compresiva o extensiva en la región (Banerdt et al., 1992), ni evidencias de fallas transformantes asociadas a la expansión del piso oceánico, debido a que los rasgos tectónicos del área están asociados al bulbo Tharsis y a que los rasgos superficiales asociados a tectónica de placas han sido obliterados por bombardeo meteorítico subsecuente.

Finalmente argumentan que las alternativas plausibles para esta interpretación son pocas debido a que los múltiples rasgos magnéticos cuasi-paralelos no pudieron formarse sin el volumen de material necesario (30 km de espesor) y que no es probable que hayan adquirido magnetización alternante. Plantean que si lo anterior es cierto, se deberá cambiar el paradigma de que Marte tiene una sola placa, para substituirlo por el de tectónica de placas.

Por otro lado, Tanaka, (1990), sugiere que si los volcanes marcianos se formaron como tipo arco en una fase temprana de tectónica de placas, la fusión por liberación de presión del manto debió causar vulcanismo en las márgenes de las placas divergentes (rift mid-oceánico). Propone como candidato ideal para el rift mid-oceánico a Phlegra Montes, que es un complejo de ridges de más de 1,000 km de longitud, localizado al Norte de Elysium Mons, y que el cinturón de vulcanismo y tectonismo que se extiende a través de Tharsis Mons es el candidato más apropiado para un arco insular. En este escenario, las provincias volcánicas de Tharsis y Elysium se formaron después del Noachiano tardío, luego de que el estilo tectónico cambió de tectónica de placas a tectónica de "hot-spots".

La historia térmica marciana no es una simple evolución de extensión temprana a compresión tardía. Tampoco se puede hablar de la compresión gradual y continua de un planeta de una sola placa (Banerdt et al., 1992; Watters, 1993) con incrementos en la viscosidad del manto como lo sugiere Spohn, (1991). Es necesario tener elementos evidentes de la tectónica de placas, asociados a los esfuerzos y a la historia térmica para poder establecer que las fuentes magnéticas se originaron por este fenómeno. En la figura 27 vemos que para la Tierra, las bandas magnéticas de polaridad alternante se localizan en la corteza oceánica, alineadas con el eje del rift, y se asocian a la expansión del piso oceánico bajo inversiones repetidas del campo dipolar. Para interpretar las bandas magnéticas marcianas dentro del contexto de la expansión del piso oceánico, se requiere como mínimo un eje de rift, movimiento de placas en presencia de un campo magnético con inversiones y simetría de las bandas magnéticas a los lados de dicho eje.

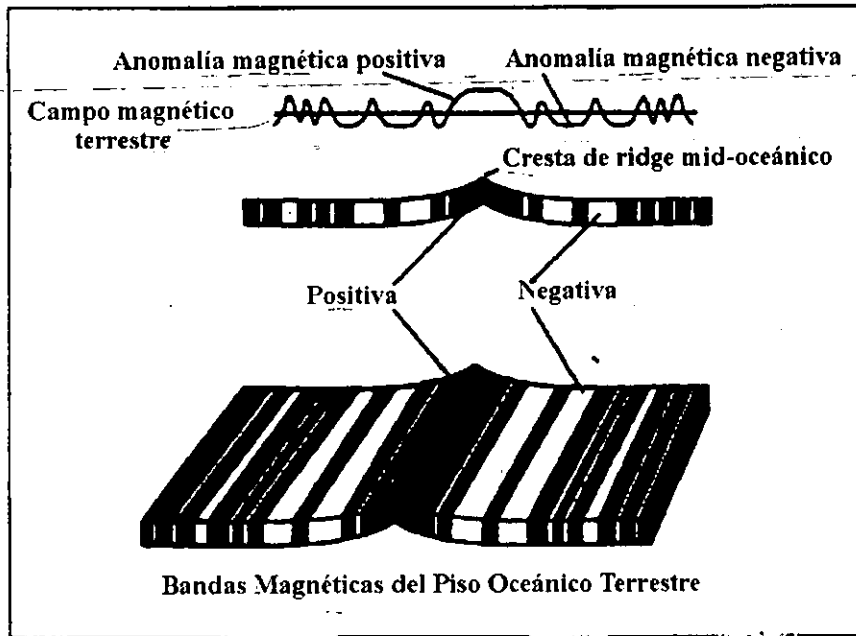


Figura 27.- Magnetización del piso oceánico durante la expansión a partir de un rift bajo la influencia del campo magnético (caso terrestre).

Considerando los modelos de tectónica de placas analizados anteriormente, se puede resumir lo siguiente:

1. Estos modelos sugieren que las Tierras Bajas y la dicotomía cortical se formaron por tectónica de placas; los rifts mid-oceánicos propuestos se sitúan en las Tierras Bajas y por lo tanto allí es donde deberían aparecer las bandas magnéticas (si se hubieran formado después del Noachiano temprano), lo cual no sucede.

2. Si la placa en subducción correspondió a las Tierras Altas del Sur, entonces aparecerían evidencias de rifts en ellas. Estos rifts serían paralelos a las bandas magnéticas y tendrían algunos miles de km de longitud. No se han detectado evidencias de tales estructuras.

3. Hay pocas probabilidades de que los procesos de obliteración subsiguientes al periodo de magnetización eliminaran toda evidencia de paleorifts en las Tierras Altas, porque tales rifts, si ese fuera el caso, debieron haber sido de dimensiones considerables.

4. Los modelos de reconstrucción de tectónica de placas proponen un episodio breve, de ~100 millones de años, situado entre el Noachiano superior y el Hesperiano inferior. Además, en las reconstrucciones (Sleep, 1994; Tanaka, 1990), Tharsis es un arco volcánico extinto. Sin embargo, la edad de la magnetización es Noachiano inferior y aparentemente el vulcanismo en Tharsis ha continuado hasta el Amazoniano.

5. En un escenario de formación de las bandas magnéticas por tectónica de placas, la corteza debió ser lo suficientemente gruesa y fría para poder subducirse. Sin embargo, todos los modelos de evolución térmica coinciden en que en el tiempo en que se magnetizó la corteza el planeta era caliente y con una corteza relativamente delgada. El engrosamiento cortical vino cuando hubo un enfriamiento pronunciado del planeta, lo cual coincide con el hecho de que el dínamo ya se había extinguido.

6. Hasta el momento, los modelos de la composición química cortical indican una composición uniforme en un planeta que no está muy diferenciado. La tectónica de placas implica una diferenciación cortical mayor.

De acuerdo con Connerney et al., (1999), las fuentes de magnetización están organizadas en rasgos extensivos lineales orientados E-W, lo cual sugiere bandas de magnetización cortical remanente de signo alternado, cuyas inversiones en la dirección de magnetización de bandas adyacentes son prácticamente una regla. Sin embargo, de acuerdo al análisis desarrollado a lo largo de este trabajo, se considera que el fracturamiento cortical debido principalmente al levantamiento del bulbo Tharsis podría explicar de manera más convincente la distribución de las bandas magnéticas dado que la traza de varias estructuras es paralela a dichas bandas. Además, en la Tierra las anomalías magnéticas mid-oceánicas se presentan en pares (a ambos lados del rift) y las bandas magnéticas marcianas no están en pares, sino alternadas.

8.1.2. Fracturamiento Cortical y Fuentes Magnéticas

Con objeto de poder explicar las bandas magnéticas utilizando los patrones de fracturamiento asociados al bulbo Tharsis, se procedió a realizar dos secciones topográfico-estructurales, las cuales son transversales a las porciones más representativas, tanto de los rasgos estructurales, como de las fuentes magnéticas. Las coordenadas geográficas para los extremos de cada sección son: 0°, 180° W a 60° S, 90° W para la primera, y 40° S, 180° W a 90° S, 145° W para la segunda. Ambas se marcan en la figura 18. Las curvas de nivel y los rasgos estructurales se tomaron de la serie de mapas escala 1: 15,000,000 que fueron publicados para la NASA por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS, acrónimo en inglés) en 1989, mientras que los rasgos magnéticos y sus valores relativos se tomaron de los mapas de magnetización cortical propuestos por

Acuña et al., (1999). Posteriormente, se hicieron coincidir ambos grupos de datos en una misma escala, tomando en cuenta las siguientes consideraciones:

1. Los grabens simples que definen el enorme sistema de fracturas radiales alrededor del bulbo Tharsis (Wise et al., 1979b), corresponden a una clase especial de graben, limitado por dos fallas normales descendentes que han experimentado igual desplazamiento, con un piso plano carente de fallas subsidiarias o antitéticas (Banerdt et al., 1992). Esta geometría sugiere que ambas fallas se inician a profundidad en un punto común, acuniándose totalmente. Estas fallas pueden ser laterales (oblicuas) o directas (verticales). En la Tierra, las fallas normales directas se reúnen frecuentemente en grupos.

2. Mediciones directas de expresiones morfológicas de las fallas superficiales en Marte, indican inclinaciones de 60° para los planos de falla (Davis y Golombek, 1990).

3. En la Tierra, los grupos de fallas normales de ángulo muy inclinado ($> 60^\circ$, sin considerar el grado de erosión) se hacen cóncavas hacia arriba y se convierten en fallas horizontales de bajo ángulo a profundidad. Estos grupos se denominan fallas lítricas normales y presentan una falla maestra que se asienta en la corteza dúctil, a lo largo de la cual se deslizan los bloques del grupo de fallas (Lister et al., 1986). Este tipo de fallamiento se divide en dos tipos: las imbricadas (presentan diferentes cantidades de rotación para cada bloque) y las planas (la rotación es uniforme para todos los bloques).

4. El modelo de magnetización de Connerney et al., (1999), asume que las fuentes de magnetización pueden representarse como bandas magnetizadas uniformemente, cuyas dimensiones son 200 km de ancho, 2000 km de largo y 30 km de espesor. Una banda con estas dimensiones y con una magnetización de 20 A/m, tendría un momento magnético total de 2.4×10^{17} A-m², lo cual es consistente con los ± 1500 nT medidos por el MGS a alturas mayores a 100 km (Connerney et al., 1999).

5. De acuerdo al modelo que se propone en este trabajo, existen dos tipos de fallas que concilian de manera convincente a los rasgos magnéticos con los sistemas estructurales: los horsts y grabens simples, y las fallas lítricas normales imbricadas.

6. Considerando que los mapas de magnetización cortical sólo representan la componente radial del campo registrado, podemos suponer una capa indicadora que se deformaría de acuerdo a los dos tipos de rasgos estructurales enunciados en el punto anterior. Esto implicaría: 1). Que algunos bloques de las fallas lítricas rotaron lo suficiente como para invertir y/o modificar alguna de las componentes del campo cortical, dando como resultado la alternancia magnética registrada y 2). Que las áreas donde no hay magnetización registrada, carecerían de componente radial, aunque quizás tendrían alguna otra componente no representada en los mapas de magnetización cortical.

Tomando en cuenta las consideraciones fundamentales antes mencionadas, las secciones topográfico-estructurales realizadas quedarían como se ilustra en la figura 28.

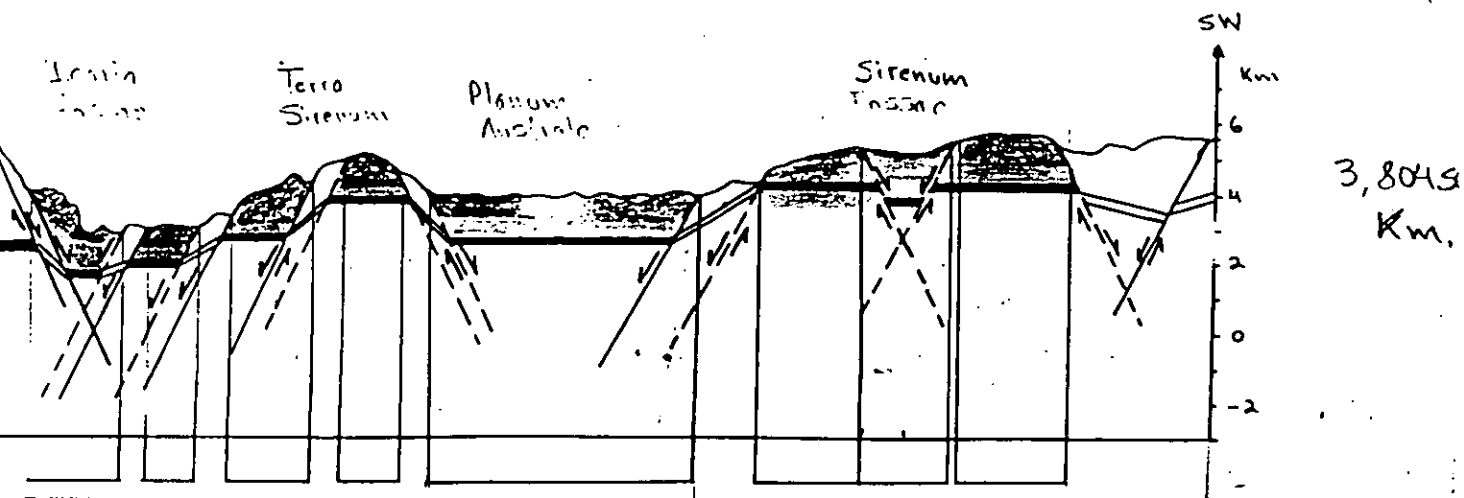
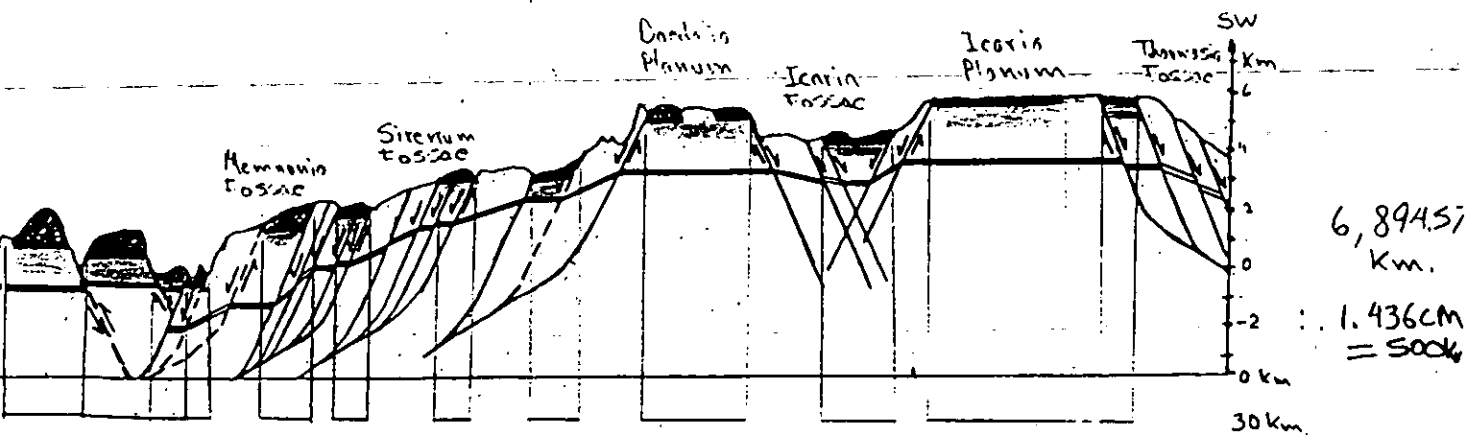


Figura 28.- Secciones topográfico-estructurales que consideran los puntos antes mencionados. Las fallas representadas con línea llena son reales y han sido mapeadas por el USGS, (1989); las fallas marcadas con línea punteada han sido inferidas utilizando conjuntamente dos criterios fundamentales: la morfología superficial y la separación entre bandas magnéticas adyacentes.

En la figura anterior, se aprecia que para ángulos de falla de 60° de inclinación, los sistemas estructurales se intersectan a profundidades que varían de 1 a 5 km por debajo de la superficie, lo cual podría indicar que probablemente no se fractura la litósfera entera. Esta observación restringe el espesor de magnetización cortical de 30 km requerido por el modelo de bandas magnéticas propuesto por Connerney et al., (1999).

**ESTA TESIS NO SALE
DE LA BIBLIOTECA**

Un modelo que solucionaría de inmediato esta gran divergencia sería suponer a los sistemas tectónico-estructurales como si fueran fallas normales verticales; es decir, como un sistema de fosas y pilares tectónicos que involucra fallas escalonadas sintéticas y antitéticas (Belousov, 1979), como se ilustra en la figura 29.

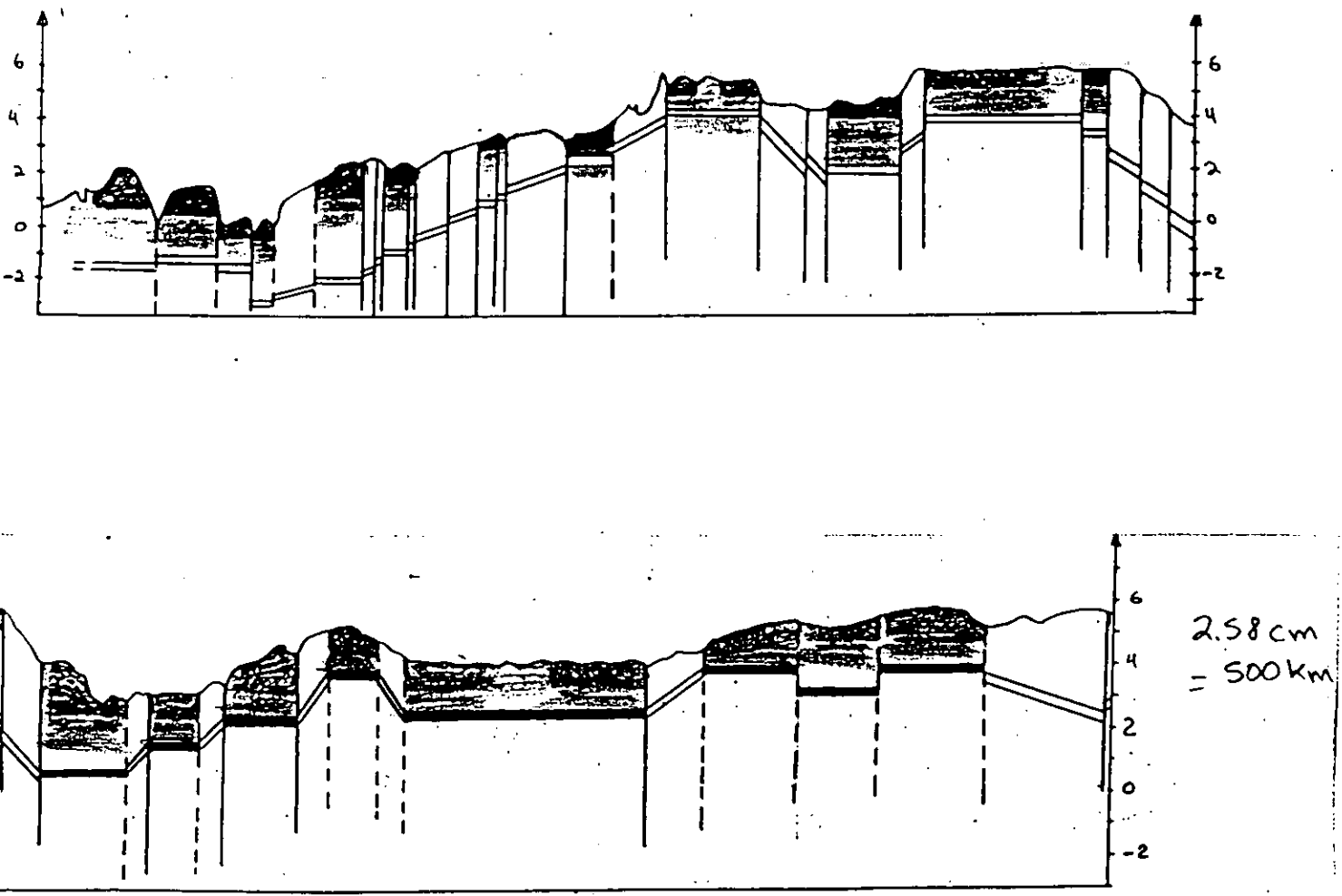


Figura 29.- Modelo que agrupa las fallas normales verticales en pilares tectónicos, fosas tectónicas y sistemas escalonados sintéticos y antitéticos.

Este modelo no tendría ninguna dificultad en lo referente al espesor de magnetización cortical asumido en el modelo de Connerney et al., (1999). Sin embargo, en el caso terrestre estas fallas suelen ser muy someras (algunos cientos de metros), y en el caso marciano no concuerdan con las mediciones directas de las expresiones de fallas superficiales (Davis y Golombek, 1990).

Con objeto de reconciliar los espesores de 30 km para las bandas magnéticas con la posible inclinación de los sistemas tectónico-estructurales, se procedió a modelar en dos dimensiones el campo magnético cortical resultante debido a las bandas magnéticas, a lo largo de las dos secciones transversales que se han estado analizando.

Para esta modelación se utilizó un programa llamado MAGPOLLY, que fue diseñado para modelar anomalías magnéticas terrestres (ver apéndice A) utilizando 9 parámetros: inclinación y declinación magnética, campo magnético total, anomalías totales o verticales, número de estaciones e intervalos entre cada una, rumbo de los perfiles, azimuth de las fuentes magnéticas y altura de vuelo.

Dados estos parámetros, se formaron bloques rectangulares que simulan ser las bandas magnéticas, los cuales reúnen las características siguientes:

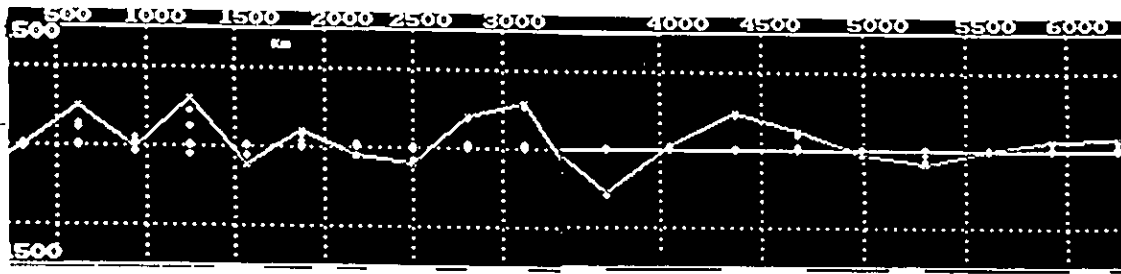
1. La anchura y la distribución de los bloques corresponden a las de las bandas magnéticas y fueron tomadas directamente del mapa de fuentes corticales propuesto por Acuña et al., (1999). Esta distribución se hizo con base en la separación que presentan los sistemas tectónico-estructurales involucrados en las secciones.

2. El espesor ó profundidad de los bloques disminuye progresivamente en cada aproximación, iniciando con 30 km y finalizando con 10 km.

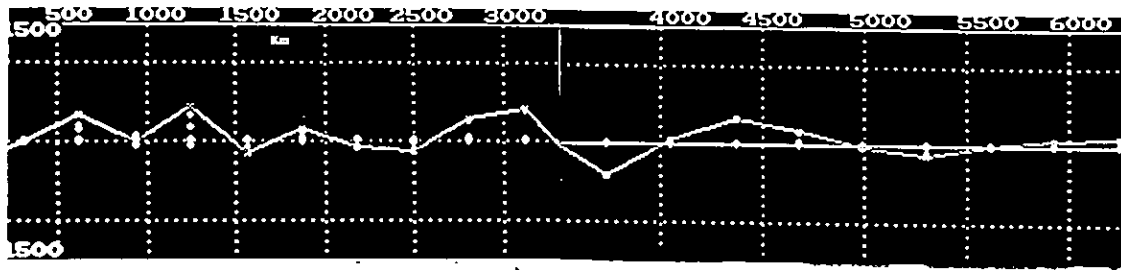
3. Cada bloque tiene un valor relativo de magnetización total remanente, tomando como referencia la escala de magnetización que acompaña al mapa de fuentes magnéticas corticales.

4. En términos generales, se supone una altura de vuelo de 100 km, una intensidad del campo magnético total de 1500 nT, estaciones de muestreo de la magnetización total remanente cada 350 km a lo largo de las líneas de sección, y debido a que Marte no presenta en la actualidad un campo global de origen interno, la inclinación y la declinación magnéticas se consideraron nulas.

Los resultados que se obtuvieron son los que se muestran en la figura 30.



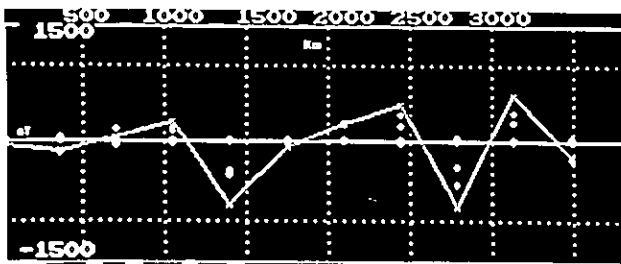
a



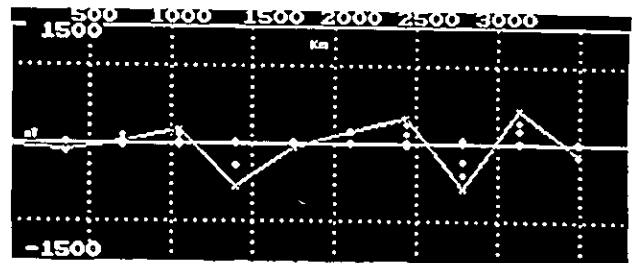
b



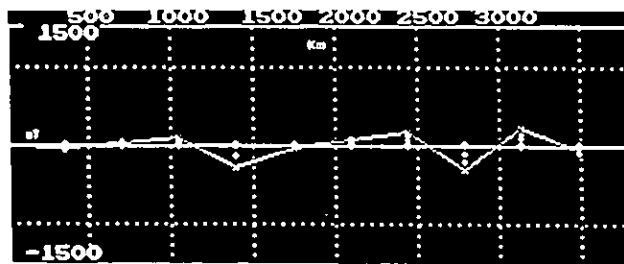
c



a



b



c

Figura 30.- Modelación del campo magnético cortical resultante debido a las bandas magnéticas cortadas por las secciones transversales. a) Para espesores de 30 km, b) Para espesores de 20 km, c) Para espesores de 10 km.

En los modelos anteriores se aprecia que para un espesor de 30 km, la resultante de los bloques corticales magnetizados se comporta como una serie de pequeños dipolos, lo cual es consistente con la alternancia de las bandas magnéticas modeladas y mapeadas en la superficie marciana (Acuña et al., 1999; Connerney et al., 1999). Para el caso en que el espesor de los bloques se disminuye hasta 20 km, el comportamiento de la resultante es muy similar y aún sigue ajustándose al modelo de magnetización sugerido por Connerney et al., (1999). Si seguimos disminuyendo el espesor de los bloques, podemos apreciar que para 10 km la serie de pequeños dipolos tiende a desaparecer. Esta observación tiene implicaciones muy importantes, pues podría estar indicándonos dos posibilidades:

1. Que los ángulos de inclinación de los planos de falla en la zona de Tharsis podrían ser mayores a 60°, comportándose como fallas verticales hasta una profundidad mínima de 10 km, después de los cuales empezarían a curvarse.

2. Si los espesores de las bandas magnéticas disminuyen de acuerdo a los resultados de la figura 30, el volumen de magnetización de las bandas deberá cambiar conforme se modifica el espesor, de tal forma que un espesor de 10 km requerirá tres veces más el momento magnético (volumen de magnetización) requerido para un espesor de 30 km. Esto podría modificar el modelo de bandas propuesto por Connerney et al., (1999), lo cual representa un problema serio, ya que la anchura de las bandas que ellos seleccionaron (200 km), es consistente con la máxima resolución espacial prevista basada en la altura del satélite. Sin embargo, estudios más recientes que utilizan datos topográficos y gravimétricos del experimento MOLA (Zuber et al., 2000), han logrado determinar que el espesor elástico efectivo de la litósfera (profundidad de una isoterma de ~650 °C debajo de la cual el interior marciano es demasiado débil como para soportar esfuerzos durante largos períodos de tiempo - ~10⁸ años -) en la región de las Tierras Altas, caracterizadas por la presencia de bandas magnéticas, es de 20 km, lo cual podría servir para modificar el espesor de 30 km sugerido por Connerney et al., (1999).

En vista de los puntos anteriores, se pueden especular dos posibilidades: **1.** La profundidad y ángulo de inclinación de las fallas es mucho mayor de lo previsto, o **2.** El contenido de Fe en peso es mucho mayor en las zonas magnetizadas que en los sitios de amortizaje de diversas misiones cuyos datos se han hecho extensivos para todo el planeta.

En el primer caso, dicha posibilidad es válida, sobre todo si consideramos que la litósfera susceptible de deformación a escala local tiene espesores que varían de 20 a 50 km, para las zonas de Tharsis, Elysium y Alba (Thurber y Toksöz, 1978; Comer et al., 1985; Janle y Jannsen, 1986). Además, las manifestaciones superficiales de la actividad térmica interna que se encuentran en los alrededores de las estructuras antes mencionadas, deformarían un espesor litosférico de 20 a 50 km (Banerdt et al., 1992) -ver tabla VIII-.

En el segundo caso, se ha considerado que Marte es un planeta que debido a su rápido enfriamiento no se alcanzó a diferenciar totalmente, lo cual explicaría el alto contenido de Fe en su corteza (17 % wt en el sitio de amartizaje del Pathfinder). Este valor es similar al que se ha logrado determinar en los sitios de amartizaje de misiones previas y se ha hecho extensivo a todo el planeta. Sin embargo, existe la posibilidad de que en la zona donde aparecen las bandas magnéticas, la concentración de este elemento sea mucho mayor que en las demás partes del planeta. Esto se fundamenta en el hecho de que las Tierras Bajas de edad más reciente tienen un origen volcánico, lo cual implica mayor diferenciación cortical, y por consiguiente mayor precipitación de elementos pesados. Lo mismo podría presumirse para las zonas de los grandes impactos de Hellas y Argyre, donde el recalentamiento producido por la energía de los impactos pudo producir una re-diferenciación cortical evidenciada por toda la serie de volcanes pequeños aledaños a tales cuencas de impacto.

Aunque lo anterior es muy especulativo y sólo podrá demostrarse una cosa o la otra al traer a Tierra muestras de roca de ese planeta y al realizar estudios de sismología, lo hasta aquí expuesto es concordante con diversos estudios y análisis térmicos y estructurales (Schubert y Spohn, 1990; Schubert et al., 1990; McGill y Squyres, 1991; Breuer et al., 1993), los cuales son más congruentes con un origen de las bandas magnéticas por fracturamiento y fallamiento cortical lístrico.

8.1.3. ¿Expansión de Piso Oceánico en Marte ó Vulcanismo de “Hot-Spots”?

Para reforzar la propuesta de que las bandas magnéticas pudieron haberse originado como resultado del fracturamiento asociado al bulbo Tharsis, se procedió a hacer un breve análisis de la edad relativa de los volcanes marcianos, considerando que la tectónica de placas implica la migración de los arcos volcánicos con el tiempo. Dentro de este contexto, sabemos que en la Tierra la actividad volcánica se confina a los márgenes de las placas tectónicas, aunque hay regiones estáticas y aisladas, llamadas “hot-spots”, que corresponden a manifestaciones superficiales de puntos calientes del manto (Spohn y Schubert, 1983), las cuales permanecen relativamente fijas a lo largo del tiempo geológico. Se ha propuesto que los “hot-spots” se generan a partir de plumas del manto (Wilson, 1963a,b; Morgan, 1971) de origen profundo debidas a anomalías químicas y/o térmicas, o que pueden generarse a partir de un manto con una sola celda convectiva (Yuen y Peltier, 1980). La relativa inmovilidad del vulcanismo en Marte a lo largo de mucho tiempo (desde el Hesperiano inferior hasta el Amazoniano superior, ~3,000 millones de años) sugiere que se trata de “hot-spots” del manto caracterizados por su alta concentración de elementos radiogénicos, lo cual es una fuerte limitante para la postulación de expansión del piso oceánico para explicar las bandas magnéticas.

Dentro de este contexto se sugiere que la carencia de bandas magnéticas en las regiones de Hellas y Argyre se debió a que estos impactos desmagnetizaron la corteza

afectada por ellos (Acuña et al., 1999). Probablemente estos impactos influyeron en la destrucción del proceso de dínamo y concentraron el calor interno y el esfuerzo en las zonas volcánicas del planeta. Esta sugerencia se fundamenta en la correlación existente entre la edad relativa de las cuencas de impacto (3,800-4,200 millones de años), la edad relativa de ~4,000 millones de años para la extinción del dínamo (Acuña et al., 1999), el decrecimiento pronunciado del flujo de calor durante los primeros 500 millones de años de la historia geológica marciana (Stevenson et al., 1983; Schubert et al., 1992), la edad relativa de Noachiano medio para los ridges arrugados de origen compresivo y el inicio del fracturamiento en las áreas de los bulbos volcánicos de Tharsis y Elysium, también durante el Noachiano medio. Considerando dicha correlación, se puede sugerir que la disposición de las bandas magnéticas es más consistente con un planeta de una sola placa. La continua diferenciación del manto se puede explicar por delaminación litosférica (Head, 1986) y en este sentido no es necesaria la expansión de piso oceánico para tratar de explicar las bandas magnéticas. En este escenario, las zonas de Tharsis y Elysium representan la concentración del calor interno del planeta, lo cual se manifiesta en sus elevados gradientes térmicos (ver tabla VIII).

8.2. Conclusiones

1. En este trabajo se han analizado los mapas de bandas magnéticas obtenidos por la misión MGS y se sugiere que éstas pudieron haber sido producidas por dos factores primordiales: 1.- Un dínamo interno que operó al inicio de la historia evolutiva marciana, y 2.- Un fracturamiento de carácter distensivo posterior, asociado al abombamiento del bulbo Tharsis. Estas conclusiones se han sustentado en diversos modelos y estudios de la evolución térmica marciana, los cuales en su conjunto tienen que ver con la distribución de las bandas magnéticas. Tales modelos incluyen el origen de la estructura interna, la formación del núcleo y el funcionamiento de un dínamo durante el Noachiano inferior, como los elementos que permitieron la magnetización de la corteza marciana.

2. Se ha visto también que la edad de la corteza magnetizada corresponde al Noachiano inferior y que posteriormente ya no hubo remagnetizaciones, lo cual coincide con los siguientes factores: el decrecimiento pronunciado del flujo de calor durante los primeros 100 millones de años con el consecuente engrosamiento cortical, los modelos de edad Rb/Sr de los meteoritos SNC, la edad relativa de los ridges arrugados de carácter compresivo y la edad relativa de las cuencas de impacto Hellas y Argyre.

3. La concentración del calor interno y del esfuerzo en el área de Tharsis principalmente, es consistente con los datos gravitacionales de esa región y con los sistemas tectónico-estructurales asociados al levantamiento del bulbo, los cuales se iniciaron desde el Noachiano medio y culminaron en el Hesperiano inferior con el vulcanismo de los centros eruptivos que coronan a Tharsis. El vulcanismo comenzó en el Hesperiano y aparentemente se ha prolongado hasta el Amazoniano superior. Este

panorama nos ha permitido especular que los dos impactos mencionados pudieron haber desmagnetizado la corteza donde colisionaron y probablemente concentraron el calor interno del planeta a manera de “hot-spots”.

4. El fracturamiento de gran escala asociado al levantamiento del bulbo Tharsis probablemente ha sido el principal factor de la distribución en forma de bandas de la corteza magnetizada, lo cual se sustenta en que las grandes fracturas denominadas Sirenum, Icaria y Memnonia afectan a regiones magnetizadas de las Tierras Altas de Sirenum y Cimmeria. Los sistemas tectónico-estructurales mencionados tienen prácticamente la misma dirección de las bandas magnéticas y afectan a espesores corticales que fluctúan entre 20 y 50 km.

8.3. Sumario de Resultados

1. No existe ninguna correlación evidente entre las bandas magnéticas y las formaciones geológicas superficiales, excepto que hay una correlación evidente entre la dirección de los sistemas estructurales asociados al bulbo Tharsis y la dirección de las bandas magnéticas. Esto nos permite suponer que las fuentes magnéticas son profundas, probablemente en la corteza inferior. Las observaciones también indican que la magnetización detectada es de carácter termorremanente y que fue impresa durante la actividad de un dínamo interno.

2. La distribución de la magnetización cortical no es al azar, pues existen elementos morfológicos que permiten configurar y delimitar su evolución. Estos son: el límite dicotómico, las cuencas Hellas y Argyre, y las planicies volcánicas del hemisferio Norte.

3. La magnetización se encuentra distribuida en los terrenos más antiguos de la corteza marciana, tales como Arabia Terra, Cimmeria Terra y Sirenum Terra (excepto la registrada en el polo Norte), lo cual sugiere que si existió un campo dipolar intenso, debió funcionar sólo al principio de la historia geológica marciana, durante el Noachiano inferior.

4. En las áreas de Terra Sirenum y Terra Cimmeria aparecen las enormes fosas tectónicas denominadas Sirenum, Icaria y Memnonia, asociadas todas ellas al levantamiento del bulbo Tharsis. Las trazas de estos sistemas estructurales coinciden con la orientación de las bandas magnéticas. Esto ha permitido sugerir que la corteza magnetizada fue fracturada por dichas estructuras, originando la rotación de bloques corticales, lo cual dio como resultado la alternancia en polaridad de las fuentes magnéticas. Este proceso inició en el Noachiano inferior y culminó en el Hesperiano, ya que los sistemas estructurales del Amazoniano no tienen ninguna relación con la magnetización registrada.

5. La existencia de bandas magnéticas de magnitudes tan grandes podría explicarse por el enriquecimiento de hematita, tanto en la corteza como en el manto superior. Este enriquecimiento pudo haber resultado de la oxidación de magnetita, lo cual indicaría que la diferenciación marciana no se desarrolló tanto como la terrestre, debido al más rápido enfriamiento de Marte, y por lo tanto, la fracción magnética de la corteza y el manto superior ha estado sometida a oxidación. Esta sugerencia es reforzada por los resultados de las misiones Vikingo y Pathfinder, las cuales indican que la fase altamente magnética (hematita) es una componente uniforme del suelo marciano.

6. El planeta inició su historia evolutiva ya diferenciado, con un manto convectivo y un dínamo interno activo, lo cual permitió la magnetización de los materiales corticales. Posteriormente hubo grandes impactos asteroidales y cometarios (Hellas y Argyre principalmente) que posiblemente influyeron en la extinción del dínamo interno y en la concentración del calor y el esfuerzo en áreas específicas. Estos impactos debieron jugar un papel muy importante en la desmagnetización cortical de sus áreas de influencia y en la formación inicial de la dicotomía planetaria.

7. El calor interno y el esfuerzo enfocados principalmente en el área de Tharsis, dieron origen a los sistemas tectónico-estructurales asociados al bulbo (entre los que sobresalen por sus grandes dimensiones las fosas tectónicas de Sirenum, Icaria y Memnonia) y al vulcanismo concentrado en zonas particulares. El fracturamiento se inició a finales del Noachiano inferior y culminó en vulcanismo durante el Hesperiano inferior. Dicho vulcanismo se presenta a manera de enormes “hot-spots” (Tharsis y Elysium), los cuales abarcan más de la tercera parte del planeta. Estas plumas del manto han adelgazado la corteza de las Tierras Bajas del hemisferio Norte y han elevado los gradientes térmicos, desmagnetizando los materiales corticales al elevar su temperatura por encima de su punto de Curie.

8. El espesor cortical susceptible de deformación es de 20 – 50 km, lo cual es suficiente para fracturar la corteza magnetizada de 30 km de espesor (Connerney et al., 1999). Esta observación, asociada a que no se han reportado trazas de rifts de probable origen mid-oceánico en las zonas de bandas magnéticas, y a que todos los modelos de tectónica de placas propuestos sitúan los rifts y las trincheras en el hemisferio Norte (en el Hesperiano), nos permiten sugerir que el proceso de expansión del piso oceánico no fue el generador de las bandas magnéticas. También nos permiten seguir apoyando la teoría de que Marte siempre ha sido un planeta con una sola placa litosférica.

8.4. Direcciones Futuras

En el futuro será necesario realizar toda una serie de investigaciones y análisis encaminados a esclarecer varios puntos relacionados con la investigación del origen y evolución del campo magnético marciano. Entre los más importantes sobresalen los siguientes:

a). Observaciones sistemáticas del vector campo magnético total y no sólo el campo vertical como se ha hecho hasta el momento. Este trabajo requerirá del diseño de filtros que nos ayuden a aislar la contaminación existente en las componentes no verticales, que resulta de la interacción con el viento solar. Con este resultado se podrían desarrollar modelos más consistentes, pues como se ha visto en este trabajo, el tipo de datos utilizados limita la modelación adecuada de las fuentes magnéticas.

b). Aunado al punto anterior, se hace necesario desarrollar estudios estratigráficos, geomorfológicos y geodinámicos encaminados a ubicar la posición de los paleopolos magnéticos y la deriva que estos pudieran haber experimentado, en caso de que Marte haya tenido alguna vez un campo magnético global.

c). Los estudios del flujo térmico a través de la litósfera también son importantes, pues con ellos se podría esclarecer la manera en que los diferentes gradientes de temperatura pudieron haber contribuido a borrar la huella magnética (si fuera el caso) en las zonas de las grandes cuencas de impacto, así como en la gran mayoría de las Tierras Bajas. Asimismo, esto permitiría conocer algunos aspectos de cómo los bulbos volcánicos de Tharsis y Elysium, las cuencas de Hellas y Argyre, así como el límite de la dicotomía cortical, han influido en disipación del calor interno del planeta.

d). También se hace necesario conocer con mayor certidumbre cuáles son los minerales magnéticos que dan origen a las fuentes magnéticas, así como el tipo de magnetización y la estructura geométrica que presentan. Esto es con la finalidad de compararlos con los datos terrestres y ver si se trata de minerales con características distintas a los terrestres, considerando que las condiciones de presión y temperatura son diferentes en Marte.

e). Es indispensable realizar un estudio de planetología comparativa que involucre las zonas magnéticas corticales terrestres y marcianas. Esto es con el fin de encontrar semejanzas y diferencias que nos permitan inclinar la balanza a favor de las diferentes teorías que se han propuesto para explicar la magnetización cortical marciana.

Finalmente, consideramos que el análisis de las bandas de magnetización cortical que se ha desarrollado a lo largo de este trabajo conlleva dos implicaciones importantes, las cuales deberán ser consideradas al profundizar en los estudios del campo magnético marciano.

La primera se relaciona con estudios sismológicos futuros, los cuales se podrían realizar sobre las áreas que presentan remanencias y estarían encaminados a determinar el comportamiento y la profundidad de los rasgos estructurales mapeados en la superficie. Con este tipo de trabajos será posible determinar si dichas estructuras tienen las mismas dimensiones superficiales o si se ramifican, recortan o alargan al profundizarse. En este trabajo se tiene la sospecha de que las fuentes magnéticas detectadas en la zona polar Norte también fueron producidas por el fracturamiento cortical extensivo asociado al levantamiento del Bulbo Tharsis. Esta sospecha se fundamenta en el hecho de que las fracturas mapeadas al Norte de Alba Patera tienden a curvarse hacia el Polo Norte, en

donde las remanencias también se encuentran semi-alternadas. Posiblemente las trazas superficiales de tales estructuras han sido sepultadas por los procesos geológicos, los cuales han sido relativamente continuos, en las Tierras Bajas del hemisferio Norte, especialmente en el área polar.

La segunda está relacionada con la búsqueda de trazas de vida (antigua o reciente) en la superficie marciana. En este sentido, Greeley, (1987), sugiere que el vulcanismo de Marte empezó a desarrollarse hace 3,900 millones de años y demostró que dicho vulcanismo alcanzó un máximo de degasificación planetaria hace 3,000 a 4,000 millones de años, lo cual liberó el equivalente a un tirante de 46 metros de profundidad de agua. Este degasamiento volcánico aportó volátiles a la atmósfera, los cuales fueron necesarios para proveer de agua la superficie. La gran cantidad de redes y canales dendríticos, de presumible origen fluvial, que desembocan en cuencas de impacto de las Tierras Altas, se formaron probablemente hace 3,500 millones de años (Craddock y Maxwell, 1993).

Los resultados de la misión MGS indican que Marte carece de un campo magnético intrínseco significativo (Acuña et al., 1999); entonces el viento solar está en contacto directo con la exósfera marciana. De acuerdo con Crider, (1999), este contacto es un mecanismo por el cual la atmósfera marciana es ionizada continuamente, y los iones de reciente formación son arrastrados por el viento solar, erosionando la atmósfera conforme pasa el tiempo. Considerando que la exósfera marciana está poblada principalmente por hidrógeno atómico y oxígeno, Crider (1999), estudió la pérdida de estos elementos volátiles y determinó la tasa de pérdida de agua en Marte. Este autor concluye que la erosión de la atmósfera empezó aproximadamente al mismo tiempo que la desaparición del agua, lo cual significa que este proceso se inició cuando el dínamo planetario se extinguió, hace alrededor de 3,900 millones de años (Acuña et al., 1999).

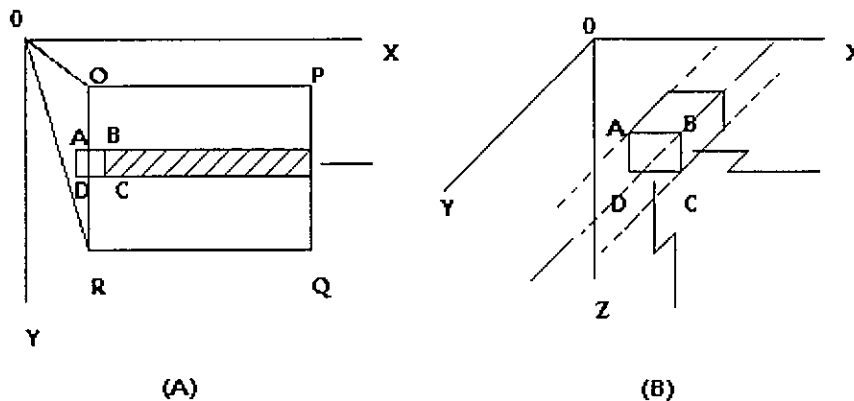
Este breve análisis muestra que la extinción del dínamo y la pérdida de agua podrían estar relacionados, lo cual sería un obstáculo para el desarrollo de vida. Sin embargo, Acuña et al., (1998), ya han mencionado que el magnetismo cortical podría ser la causa de la onda de choque observada cuando Marte interactúa con el viento solar. Esta magnetización cortical podría constituir un verdadero escudo en contra de las radiaciones cósmicas y solares, lo cual favorecería el desarrollo de vida, sobre todo si se considera que la edad de la magnetización es Noachiano inferior y que la principal pérdida de agua tuvo lugar durante unos 400 millones de años (de 3,900 millones de años cuando el dínamo se extinguió, a 3,500 millones de años cuando la erosión fluvial era aún intensa).

Con este antecedente, los sitios más favorables para la búsqueda de indicios de vida serían aquéllos en los cuales la magnetización cortical es más fuerte. Esta sugerencia se ve favorecida por el hecho de que precisamente en el tiempo en que se conformaron muchas de las Tierras Altas (Noachiano inferior y medio), el clima marciano era posiblemente más favorable para el desarrollo de vida.

Derivación de las Fórmulas para Calcular un Campo Magnético (ó Anomalía Magnética) Producido por un Material Magnetizado.

La modelación de anomalías magnéticas debidas a estructuras magnetizadas se desarrolla utilizando el denominado “método indirecto”. Este método consiste en ir modificando la forma y la magnetización de las estructuras magnetizadas. La anomalía resultante de cada nueva modificación se compara con anomalías magnéticas observadas, hasta obtener una aproximación aceptable. Una de las aplicaciones más útiles de este método consiste en calcular anomalías magnéticas debidas a estructuras geológicas y/o geofísicas, de forma y magnetización específicas.

En términos generales, el cálculo de una anomalía magnética se desarrolla de la manera siguiente: consideremos la anomalía magnética causada por el prisma bidimensional y semi-infinito OPQR mostrado en la figura (A). Este prisma se extiende al infinito en la parte positiva del eje “X” y a lo largo de ambas partes (positiva y negativa) del eje “Y”.



Para derivar la anomalía magnética causada por este prisma en el origen, primero consideremos la anomalía causada por el elemento diferencial de sección ABCD mostrado de perfil en la figura (B).

Sea J la intensidad de magnetización, entonces el momento magnético m del elemento de volumen $\Delta x \Delta y \Delta z$ está dado por $m = J \Delta x \Delta y \Delta z$ y su potencial magnético en el origen es el siguiente:

$$\Omega = \frac{\bar{m} \cdot \bar{R}}{R^3} = \frac{J_x x + J_y y + J_z z}{(x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}} \Delta x \Delta y \Delta z.$$

Por lo tanto, el potencial magnético del elemento diferencial infinito de sección ABCD es:

$$\Omega = \Delta x \Delta z \int_{-\infty}^{\infty} \frac{J_x x + J_y y + J_z z}{(x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}} dy = 2\Delta x \Delta z \frac{J_x x + J_z z}{x^2 + z^2}$$

Entonces, la intensidad magnética vertical (V) y la intensidad del campo horizontal (H), medida en la dirección "X" se obtienen con las siguientes ecuaciones:

$$V = -\frac{\partial \Omega}{\partial z} = 2\Delta x \Delta z \frac{2xzJ_x - J_z(x^2 - z^2)}{(x^2 + z^2)^2} \text{----- Ec. 1.}$$

$$H = -\frac{\partial \Omega}{\partial x} = 2\Delta x \Delta z \frac{J_x(x^2 - z^2) + 2xzJ_z}{(x^2 + z^2)^2} \text{----- Ec. 2.}$$

No hay intensidad del campo horizontal medido en la dirección "Y".

Los valores de V y H para la lámina de la figura (A) se obtienen integrando las ecuaciones 1 y 2 con respecto a x. Los límites de integración van desde x hasta α . Por consiguiente, para la lámina se obtiene:

$$V = 2\Delta z \frac{J_x z - J_z x}{x^2 + z^2} \quad y \quad H = 2\Delta z \frac{J_x x + J_z z}{x^2 + z^2}$$

Para el prisma OPQR, las expresiones anteriores deben ser integradas con respecto a z, y no se considera nada a lo largo de OR, es decir que:

$$x = (x_1 + z_1 \cot \phi) - z \cot \phi$$

$$V = 2 \int_{z_1}^{z_2} \frac{J_x z - J_z x}{x^2 + z^2} dz = 2 \sin \phi \left[J_x \left\{ (\theta_2 - \theta_1) \cos \phi + \sin \phi \log \frac{r_2}{r_1} \right\} - J_z \left\{ (\theta_2 - \theta_1) \sin \phi - \cos \phi \log \frac{r_2}{r_1} \right\} \right] \text{ Ec. 3.}$$

$$H = 2 \int_{z_1}^{z_2} \frac{J_x x + J_z z}{x^2 + z^2} dz = 2 \sin \phi \left[J_x \left\{ (\theta_2 - \theta_1) \sin \phi - \cos \phi \log \frac{r_2}{r_1} \right\} + J_z \left\{ (\theta_2 - \theta_1) \cos \phi + \sin \phi \log \frac{r_2}{r_1} \right\} \right] \text{ Ec. 4.}$$

La anomalía magnética causada por un cuerpo de sección poligonal cualquiera, puede evaluarse obteniendo las anomalías para prismas como OPQR, agregándolas con su signo respectivo. Cabe resaltar que si se procede en la dirección de las manecillas del reloj a lo largo de las esquinas de un polígono cualquiera, para segmentos OR, en los cuales θ aumenta, la anomalía causada por el prisma correspondiente OPQR debe reconocerse como negativa.

Las ecuaciones 3 y 4 para calcular las componentes H y V de una anomalía magnética pueden entonces ser reescritas como:

$$V = 2(J_x Q - J_z P) \text{ ----- Ec. 5.}$$

$$H = 2(J_x P - J_z Q) \text{ ----- Ec. 6.}$$

Donde:

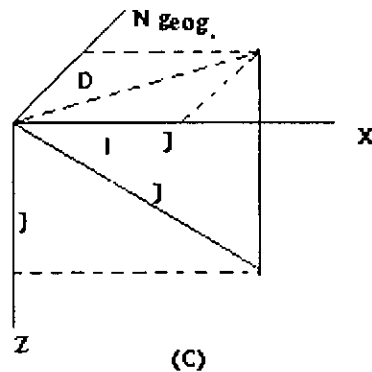
$$P = \frac{z_{21}^2}{z_{21}^2 + x_{12}^2} (\theta_1 - \theta_2) + \frac{z_{21} x_{12}}{z_{21}^2 + x_{12}^2} \log \frac{r_2}{r_1}$$

$$Q = \frac{z_{21} x_{12}}{z_{21}^2 + x_{12}^2} (\theta_1 - \theta_2) - \frac{z_{21}^2}{z_{21}^2 + x_{12}^2} \log \frac{r_2}{r_1}$$

y: $x_{12} = x_1 - x_2, \quad z_{21} = z_2 - z_1, \quad r_1 = \sqrt{x_1^2 + z_1^2}, \quad r_2 = \sqrt{x_2^2 + z_2^2}.$

Si se procede a favor de las manecillas del reloj, las expresiones anteriores se ajustan para cada segmento del polígono, donde los subíndices 1 y 2 indican esquinas sucesivas en cada caso. De esta forma, la determinación de un perfil ó anomalía magnética se calcula moviendo sucesivamente el origen a varios puntos a lo largo del eje "X" (es decir, que el perfil magnético se determina para una línea con ángulos a la derecha de los ejes del polígono).

Para evaluar J_x y J_z se ha considerado la convención de la figura (C).



La inclinación de J es positiva por debajo de la horizontal y se representa por la letra I. El ángulo cuya proyección horizontal, medido a favor de las manecillas del reloj a partir del Norte geográfico, se denomina declinación y se representa por la letra D. Finalmente, se considera el ángulo medido en el plano horizontal, en la dirección positiva que hace el eje

“X” con el Norte geográfico, el cual es medido a favor de las manecillas del reloj y se denomina C. Por consiguiente tenemos que:

$$J_x = J \cos I \cos (C - D) \quad \text{y} \quad J_z = J \sin I$$

El programa que se ha utilizado para modelar las anomalías magnéticas requiere que se introduzca primero el número de esquinas del polígono, el cual representa el cuerpo en 2-D (la primera esquina se cuenta dos veces, al principio y al final). Posteriormente se introduce el ángulo formado por el Norte geográfico y la parte positiva del eje “X”, medido a partir del Norte geográfico y a favor de las manecillas del reloj. Finalmente se introducen las coordenadas de cada esquina del polígono.

Además de lo anterior, el programa requiere que se introduzcan tres parámetros fundamentales: 1). El número de puntos ó estaciones para los cuales la anomalía será calculada, 2). La coordenada “X” para el primer punto y la distancia de separación entre cada punto ó estación, y 3). La altura de vuelo constante sobre los puntos.

La máquina entonces calcula P y Q para todas las estaciones, donde P es la suma de todas las expresiones P de todos los lados del polígono en las estaciones, y de manera similar, Q es la suma de todas las Q_s. Posteriormente se introducen los elementos del campo global como son: la declinación, la inclinación, la intensidad total (o bien la vertical y/o la horizontal) en gammas, así como si la magnetización es remanente o inducida.

Como se vio en las ecuaciones 5 y 6, las anomalías magnéticas V y H son simples funciones de P y Q, y de las componentes de magnetización J_x y J_z. Es decir, que no es necesario calcular P y Q otra vez si se quieren obtener anomalías magnéticas para valores diferentes de J_x y J_z (esto es, para diferentes valores de magnetización). Así, P y Q son calculadas solo una vez para el polígono, mientras que H y V pueden calcularse para varias suposiciones relacionadas con la dirección y magnitud del vector magnetización.

Referencias

Acuña, M. H., Connerney, J. E. P., Wasilewsky, P., Lin, R. P., Anderson, K. A., Carlson, C. W., McFadden, J., Curtis, D. W., Reme, H., Cros, A., Medale, J. L., Sauvaud, J. A., d'Uston, C., Bauer, S. J., Cloutier, P., Mayhew, M. y Ness, N. F. Mars Observer Magnetic Field Investigation. *J. Geophys. Res.*, 97, E5, 7799 – 7814. 1992.

Acuña, M. H., Connerney, J. E. P., Wasilewsky, P., Lin, R. P., Anderson, K. A., Carlson, C. W., McFadden, J., Curtis, D. W., Mitchell, D., Reme, H., Mazelle, C., Sauvaud, J. A., d'Uston, C., Cros, A., Medale, J. L., Bauer, S. J., Cloutier, P., Mayhew, M., Winterhalter, D. y Ness, N. F. Magnetic Field and Plasma Observations at Mars: Initial Results of the Mars Global Surveyor Mission. *Science*, 279, 1676 – 1680. 1998.

Acuña, M. H., Connerney, J. E. P., Ness, N. F., Lin, R. P., Mitchell, D., Carlson, C. W., McFadden, J., Anderson, K. A., Reme, H., Mazelle, C., Vignes, D., Wasilewsky, P. y Cloutier, P. Global Distribution of Crustal Magnetization Discovered by the Mars Global Surveyor MAG/ER Experiment. *Science*, 284, 790 – 793. 1999.

Albee, A. L., Arvidson, R. E. y Palluconi, F. D. Mars Observer Mission. *J. Geophys. Res.*, 97, E5, 7665 – 7680. 1992.

Albee, A. L., Palluconi, F. D. y Arvidson, R. E. Mars Global Surveyor Mission: Overview and Status. *Science*, 279, 1671 – 1672. 1998.

Anderson, D. L. Internal Constitution of Mars. *J. Geophys. Res.*, 77, 789 – 795. 1972.

Anguita, F., Anguita, J., Castilla, G., de la Casa, M. A., Domínguez, J. M., Herrera, R., Llanes, P., López, M. y Martínez, V. Arabia Terra, Mars: Tectonic and Palaeoclimatic Evolution of a Remarkable Sector of Martian Lithosphere. *Earth, Moon and Planets*, 77, 55 – 72. 1998.

Balmino, G., Moinot, G. y Valès, N. Gravity Field Model of Mars in Spherical Harmonics up to Degree and Order Eighteen. *J. Geophys. Res.*, 87, 9735 – 9746. 1982.

Banerdt, W. B., Phillips, R. J., Sleep, N. H. y Saunders, R. S. Thick-shell Tectonics on One-plate Planets: Applications to Mars. *J. Geophys. Res.*, 87, 9723 – 9733. 1982.

Banerdt, W. B., Golombek, M. P. y Tanaka, K. L. Stress and Tectonics on Mars. En *MARS*, Editores: H. H., Kieffer, B. M. Jakosky, C. W. Snyder y M. S. Matthews. The University of Arizona Press, Tucson., pp. 249 – 297. 1992.

Barlow, N. G. A Revised Martian Relative Age Chronology and Some Geologic Implications (resumen). En *Lunar and Planetary Science XVIII*. Lunar and Planetary Institute, Houston., pp. 44 – 45. 1987.

Becker, R. H. y Pepin, R. O. The Case for a Martian Origin of the Shergottites: Nitrogen and Noble Gases in EETA 79001. *Earth, Planet. Sci. Lett.*, 69, 225 – 242. 1984.

Bills, B. J. y Ferrari, A. J. Mars Topography, Harmonics, and Geophysical Implications. *J. Geophys. Res.*, 83, 3497 – 3508. 1978.

Bogard, D. D., Nyquist, L. E. y Johnston, P. Noble Gas Contents of Shergottites and Implications for the Martian Origin of SNC Meteorites. *Geochim. Cosmochim.*, 48, 1723 – 1740. 1984.

Born, G. H. Mars Physical Parameters as Determined from Mariner 9 Observations of the Natural Satellites and Doppler Tracking. *J. Geophys. Res.*, 79, 4837 – 4844. 1974.

Breuer, D., Spohn, T. y Wüllner, U. Mantle Differentiation and the Crustal Dichotomy of Mars. *Planet. Space Sci.*, 41, 4, 269 – 283. 1993.

Carr, M. H. Tectonism and Volcanism of the Tharsis Region of Mars. *J. Geophys. Res.*, 79, 3943 – 3949. 1974.

Carr, M. H. *The Surface of Mars*. Yale Univ. Press. New Haven, Conn. 1981.

Chen, J. H. y Wasserburg, G. J. Formation Ages and Evolution of Shergotty and its Parent Planet from U-Th-Pb Systematics. *Geochim. Cosmochim.*, 50, 955 – 968. 1986.

Chicarro, A. F., Schultz, P. H. y Masson, P. Global and Regional Ridge Patterns on Mars. *Icarus*, 63, 153 – 174. 1985.

Christensen, P. R., Anderson, D. L., Chase, S. C., Clark, R. N., Kieffer, H. H., Malin, M. C., Pearl, J. C., Carpenter, J., Bandiera, N., Brown, F. G. y Silverman, S. Thermal Emission Spectrometer Experiment: Mars Observer Mission. *J. Geophys. Res.*, 97, E5, 7719 – 7734. 1992.

Christensen, P. R., Anderson, D. L., Chase, S. C., Clancy, R. T., Clark, R. N., Conrath, B. J., Kieffer, H. H., Kuzmin, R. O., Malin, M. C., Pearl, J. C., Roush, T. L. y Smith, M. D. Results from the Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer. *Science*, 279, 1692 – 1698. 1998.

Cisowski, S. M. Magnetic Studies on Shergotty and Other SNC Meteorites. *Geochim. Cosmochim.*, 50, 1043 – 1048. 1986.

Comer, R. P., Solomon, S. C. y Head, J. W. Mars: Thickness of the Lithosphere from the Tectonic Response to Volcanic Loads. *Rev. Geophys.*, 23, 61 – 92. 1985.

Connerney, J. E. P., Acuña, M. H., Wasilewski, P. J., Ness, F. F., Reme, H., Mazelle, C., Vignes, D., Lin, R. P., Mitchell, D. L. y Cloutier, P. A. Magnetic Lineations in the Ancient Crust of Mars. *Science*, 284, 794 – 798. 1999.

Curtis, S. A. y Ness, N. F. Remnant Magnetism at Mars. *Geophys. Res. Lett.*, 15, 737 – 739. 1988.

Debris, G. y Wänke, H. Mars, a Volatile Rich Planet. *Meteoritics*, 20, 367 – 381. 1985.

Dolginov, Sh. Sh. What Have We Learned About the Martian Magnetic Field? *Earth, Moon and Planets*, 37, 17 – 52. 1987.

Dollfus, A., Ebisawa, A. y Bowell, E. Polarimetric Analysis of the Martian Dust Storms and Clouds in 1971. *Astron. Astrophys.*, 131, 123 – 136. 1984.

Esposito, P. B., Banerdt, W. B., Lindal, G. F., Sjogren, W. L., Slade, M. A., Bills, B. G., Smith, D. E. y Balmino, G. Gravity and Topography. En *MARS*, Editores: H. H., Kieffer, B. M. Jakosky, C. W. Snyder y M. S. Matthews. The University of Arizona Press, Tucson., pp. 209 – 248. 1992.

Finnerty, A. A., Phillips, R. J. y Banerdt, W. B. Igneous Processes and the Closed System Evolution of the Tharsis Region of Mars. *J. Geophys. Res.*, 93, 10225 – 10235. 1988.

Frey, H. V. y Schultz, R. A. Large Impact Basins and the Mega-impact Origin for the Crustal Dichotomy on Mars. *Geophys. Res. Lett.*, 15, 229 – 232. 1988.

Goettel, K. A. Density of the Mantle of Mars. *Geophys. Res. Lett.*, 8, 497 – 500. 1981.

Goldreich, P. y Toomre, A. Some Remarks on Polar Wandering. *J. Geophys. Res.*, 74, 2555 – 2567. 1969.

Greeley, R. y Guest, J. E. Geologic Map of the Eastern Equatorial Region of Mars. U. S. Geol. Surv. Misc. Inv. Mapa Serie I-1802-B. 1987.

Greeley, R. y Spudis, P. Volcanism on Mars. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 19, 13 – 41. 1981.

Hargraves, R. B., Collinson, D. W., Arvidson, R. E. y Spitzer, C. R. The Viking Magnetic Properties Experiment: Primary Mission Results. *J. Geophys. Res.*, 82, 4547 – 4558. 1977.

Hartmann, W. K. Martian Surface and Crust: Review and Synthesis. *Icarus*, 19, 550 – 575. 1973.

Hartmann, W. K., Strom, R. G., Weidenschilling, S. J., Blasius, K. R., Woronow, A., Dence, M. R., Grieve, R. A. F., Díaz, J., Chapman, C. R., Shoemaker, E. N. y Jones, K. L. Chronology of Planetary Volcanism by Comparative Studies of Planetary Cratering. En *Basaltic Volcanism on the Terrestrial Planets*, Editores: New York, Pergamon, pp. 1049 – 1127. 1981.

Head, J. W. Ishtar Terra Venus: A Simple Model for Large-scale Tectonic Convergence, Crustal Thickness, and Possible Delamination. *Resúmenes de LPSC XVII*, 323 – 324. 1986.

Huguenin, R. L. Photostimulated Oxidation of Magnetite: I. Kinetics and Alteration Phase Identification. *J. Geophys. Res.*, 78, 8481 – 8493. 1973.

Jagoutz, E., Palme, H., Badderhausen, H., Blum, R., Cendales, M., Debrius, G., Spettel, B., Lorenz, V. y Wänke, H. The Abundances of Major, Minor and Trace Elements in the Earth's Mantle as Derived from Primitive Ultramafic Nodules. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.*, 10, 2031 – 2050. 1979.

Janle, P. Bouguer Gravity Profiles Across the Highland-lowland Escarpment on Mars. *Earth, Moon and Planets*, 28, 55 – 67. 1983.

Janle, P. y Janssen, D. Isostatic Gravity and Elastic Bending Models of Olympus Mons, Mars. *Ann. Geophys.*, 4B, 537 – 546. 1986.

Janle, P. y Ropers, J. Investigation of the Isostatic State of the Elysium Dome on Mars by Gravity Models. *Phys. Earth Planet. Int.*, 32, 132 – 145. 1983.

Johnston, D. H. y Toksöz, M. N. Internal Structure and Properties of Mars. *Icarus*, 32, 73 – 84. 1977.

Kargel, J. S. y Strom, R. G. Ancient Glaciation on Mars. *Geology*, 20, 3 – 7. 1992.

Kaula, W. M. The Moment of Inertia of Mars. *Geophys. Res. Lett.*, 6, 194 – 196. 1979a.

Kaula, W. M. Thermal Evolution of Earth, and Moon Growing by Planetesimal Impacts. *J. Geophys. Res.*, 84, 999 – 1008. 1979b.

Kaula, W. M., Sleep, N. H. y Phillips, R. J. More About the Moment of Inertia of Mars. *Geophys. Res. Lett.*, 16, 1333 – 1336. 1989.

Kahn, M. A. Depth of Sources of Gravity Anomalies. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 21, 197 – 209. 1977.

Kiefer, W. S. y Hager, B. H. The Role of Mantle Convection in the Origin of the Tharsis and Elysium Provinces of Mars. En *MEVTV-LPI Workshop: Early Tectonic and Volcanic Evolution of Mars*, Editores: Frey, H., LPI Tech. Rep., 89-04, pp. 48 – 50 (resúmenes). 1989.

Kieffer, H. H., Jakosky, B. M. y Snyder, C. W. The Planet Mars: From Antiquity to Present. En *Marte*, Editores: Kieffer, H. H., Jakosky, B. M., Snyder, C. W. y Matthews, M. S., University of Arizona Press, Tucson., pp. 1 – 33. 1992.

Kliore, A. J., Fjeldbo, G., Seidel, B. L., Sykes, M. J. y Woiceshyn, P. M. S-band Occultation Measurements of the Atmosphere and Topography of Mars with Mariner 9: Extended Mission Coverage of Polar and Intermediate Latitudes. *J. Geophys. Res.*, 78, 4331 – 4351. 1973.

Laul, J. C., Smith, M. R., Wänke, H., Jagoutz, E., Debrius, G., Palme, H., Spettel, B., Burgehele, A., Lipschutz, M. E. y Verkouteren, R. M. Chemical Systematics of the Shergotty Meteorite and the Composition of its Parent Body (Mars). *Geochim. Cosmochim.*, 50, 909 – 926. 1986.

Lee, S. W., Thomas, P. C. y Veverka, J. Wind Streaks in Tharsis and Elysium: Implications for Sediment Transport by Slope Winds. *J. Geophys. Res.*, 87, 10025 – 10042. 1982.

Lindal, G. F., Hotz, H. B., Sweetnam, D. N., Shippony, Z., Brenkle, J. P., Hartsell, G. B., Spear, R. T. y Michael, W. H. Viking Radio Occultation Measurements of the Atmosphere and Topography of Mars: Data Acquired During 1 Martian Year of Tracking. *J. Geophys. Res.*, 84, 8443 – 8456. 1979.

Longhi, J., Knittle, E., Holloway, J. R. y Wänke, H. The Bulk Composition, Mineralogy and Internal Structure of Mars. En *Marte*, Editores: Kieffer, H. H., Jakosky, B. M., Snyder, C. W. y Matthews, M. S., University of Arizona Press, Tucson., pp. 184 – 208. 1992.

Lorell, J. Estimation of Gravity Field Harmonics in the Presence of Spin Axis Direction Error Using Radio Tracking Data. *J. Astronaut. Sci.*, 20, 44 – 54. 1972.

Luhmann, J. G., Russell, C. T., Brace, L. H. y Vaisberg, O. L. The Intrinsic Magnetic Field and Solar-wind Interaction of Mars. En *Marte*, Editores: Kieffer, H. H., Jakosky, B. M., Snyder, C. W. y Matthews, M. S., University of Arizona Press, Tucson., pp. 1090 – 1134. 1992.

Maxwell, T. A. Orientation and Origin of Ridges in the Lunae Palus-Coprates Region of Mars. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 13*, *J. Geophys. Res. Suppl.*, 87, A97 – A108. 1982.

Mayo, A. P., Blackshear, W. T., Tolson, R. H., Michael, W. H., Kelly, G. M., Brenkle, J. P. y Komarek, T. A. Lander Locations, Mars Physical Ephemeris, and Solar System Parameters: Determination from Viking Lander Tracking Data. *J. Geophys. Res.*, 82, 4297 – 4303. 1977.

McGetchin, T. R. y Smyth, J. R. The Mantle of Mars: Some Possible Geological Implications of its High Density. *Icarus*, 34, 512 – 536. 1978.

McGill, G. E. y Dimitriou, A. M. Origin of the Martian Global Dichotomy by Crustal Thinning in the Late Noachian or Early Hesperian. *J. Geophys. Res.*, 95, 12595 – 12605. 1990.

McGill, G. E. y Squyres, S. W. Origin of the Martian Crustal Dichotomy: Evaluating Hypotheses. *Icarus*, 93, 386 – 393. 1991.

McSween, H. Y. SNC Meteorites: Are They Martian Rocks? *Geology*, 12, 3 – 6. 1984.

McSween, H. Y. SNC Meteorites: Clues to Martian Petrologic Evolution? *Rev. Geophys.*, 23, 391 – 416. 1985.

Melosh, H. J. Tectonic Patterns on a Tidally Distorted Planet. *Icarus*, 43, 334 – 337. 1980a.

Melosh, H. J. Tectonic Patterns on a Reoriented Planet: Mars. *Icarus*, 44, 745 – 751. 1980b.

Melosh, H. J. y Dzurisin, D. Mercurian Global Tectonics: A Consequence of Tidal despinning? *Icarus*, 35, 227 – 236. 1978.

Morgan, W. J. Convection Plumes in the Lower Mantle. *Nature*, 230, 42 – 43. 1971.

- Morgan, J. W. y Anders, E. Chemical Composition of Mars. *Geochim. Cosmochim.*, 43, 1601–1610. 1979.
- Murray, B. C. y Malin, M. C. Polar Wandering on Mars. *Science*, 179, 997 – 1000. 1973.
- Mutch, T. A. y Saunders, R. S. The Geologic Development of Mars: A Review. *Space Sci. Rev.*, 19, 3 – 57. 1976.
- Nakamura, N., Unruh, D. M., Tatsumoto, M. y Hutchinson, R. Origin and Evolution of the Nakhla Meteorite Inferred from the Sm-Nd and U-Pb Systematics and REE, Ba, Sr, Rb Abundances. *Geochim. Cosmochim.*, 46, 1555 – 1583. 1982.
- Neukum, G. y Hiller, K. Martian Ages. *J. Geophys. Res.*, 86, 3097 – 3121. 1981.
- Okal, E. A. y Anderson, D. L. Theoretical Models for Mars and their Seismic Properties. *Icarus*, 33, 514 – 528. 1978.
- Pettengill, G. H., Counselan, C. C., Rainville, L. P. y Shapiro, I. I. Radar Measurements of Martian Topography. *Astron. J.*, 74, 461 – 482. 1969.
- Phillips, R. J. y Lambeck, K. Gravity Fields of the Terrestrial Planets: Long Wavelength Anomalies and Tectonics. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 18, 27 – 76. 1980.
- Phillips, R. J. y Saunders, R. S. The Isostatic State of Martian Topography. *J. Geophys. Res.*, 80, 2893 – 2898. 1975.
- Phillips, R. J., Saunders, R. S. y Conel, J. E. Mars: Crustal Structure Inferred from Bouguer Gravity Anomalies. *J. Geophys. Res.*, 78, 4815 – 4820. 1973.
- Phillips, R. J., Sleep, N. H. y Banerdt, W. B. Permanent Uplift in Magmatic Systems with Application to the Tharsis Region of Mars. *J. Geophys. Res.*, 95, 5089 – 5100. 1990.
- Reasenber, R. D. The Moment of Inertia and Isostasy of Mars. *J. Geophys. Res.*, 82, 369 – 375. 1977.
- Reasenber, R. D., Shapiro, I. I. y White, R. D. The Gravity Field of Mars. *Geophys. Res. Lett.*, 2, 809 – 812. 1975.
- Rieder, R., Economou, T., Wänke, H., Turkevich, A., Crisp, J., Brückner, J., Dreibus, G. y McSween, H. Y. The Chemical Composition of Martian Soil and Rocks Returned by the Mobile Alpha Proton X-ray Spectrometer: Preliminary Results from the X-ray Mode. *Science*, 278, 1771 – 1774. 1997.
- Ringwood, A. E. En Basaltic Volcanism on the Terrestrial Planets. Editores: Merrill, R. B. y Ridings, R., New York, Pergamon, pp. 641. 1981.
- Russell, C. T., Luhmann, J. G., Spreiter, J. R. y Stahara, S. S. The Magnetic Field of Mars: Implications from Gas Dynamic Modeling. *J. Geophys. Res.*, 89, 2997 – 3003. 1984.
- Schubert, G., Cassen, P. y Young, R. E. Subsolidus Convective Cooling Histories of Terrestrial Planets. *Icarus*, 38, 192 – 211. 1979.
- Schubert, G., Bercovici, D. y Glatzmaier, G. A. Mantle Dynamics on Mars and Venus: Influence of an Immobile Lithosphere on Three-dimensional Mantle Convection. *J. Geophys. Res.*, 95, 14105–14130. 1990.
- Schubert, G., Solomon, S.C., Turcotte, D. L., Drake, M. J. y Sleep, N. H. Origin and Thermal Evolution of Mars. En *Marte*, Editores: Kieffer, H. H., Jakosky, B. M., Snyder, C. W. y Matthews, M. S., University of Arizona Press, Tucson., pp. 147 – 183. 1992.

Schubert, G. y Spohn, T. Thermal History of Mars and the Sulfur Content of its Core. *J. Geophys. Res.*, 95, 14095 – 14104. 1990.

Schultz, P. H. y Lutz, A. B. Polar Wandering on Mars. *Icarus*, 73, 91–141. 1988.

Schumm, S. A. Structural Origin of Large Martian Channels. *Icarus*, 22, 371 – 384. 1974.

Scott, D. H. y Carr, M. H. Geologic Map of Mars, Scale 1:25,000,000. U.S.G.S. Misc. Inv. Mapa serie I-1083. 1978.

Scott, D. H. y Dohm, J. M. Chronology and Global Distribution of Fault and Ridge Systems on Mars. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.*, 20, 487 – 501. 1990.

Scott, D. H. y Tanaka, K. L. Geologic Map of the Western Equatorial Region of Mars, Scale 1:15,000,000. U. S.G.S. Misc. Inv. Mapa serie I-1802-A. 1986.

Sharp, R. P. y Malin, M. C. Channels on Mars. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 86, 593 – 609. 1975.

Shih, C. Y., Nyquist, L. E., Bogard, D. D., McKay, G. A., Wooden, J. L., Bansal, B. M. y Wiesmann, H. Chronology and Petrogenesis of Young Achondrites, Shergotty, Zagami and ALHA 77005: Late Magmatism on the Geologically Active Planet. *Geochim. Cosmochim.*, 46, 2323 – 2344. 1982.

Shoemaker, E. M. y Helin, E. F. Populations of planet-crossing Asteroids and the Relationship of Apollo Objects to Main Belt Asteroids and Comets. En *Comets, Asteroids, Meteorites*, Editor: Delsemme, A. H., Univ. of Toledo Press, pp. 297 – 300. 1977.

Sjogren, W. L. Mars Gravity High Resolution Results from Viking Orbiter 2. *Science*, 203, 1006 – 1010. 1979.

Sjogren, W. L., Lorell, J., Wong, L. y Downs, W. Mars Gravity Field Based on a Short Arc Technique. *J. Geophys. Res.*, 80, 2899 – 2908. 1975.

Sleep, N. H. Martian Plate Tectonics. *J. Geophys. Res.*, 99, E3, 5639 – 5655. 1994.

Sleep, N. H. y Phillips, R. J. Gravity and Lithospheric Stress on the Terrestrial Planets with Reference to the Tharsis Region of Mars. *J. Geophys. Res.*, 90, 4469 – 4489. 1985.

Smith, D. E., Zuber, M. T., Solomon, S. C., Phillips, R. J., Head, J. W., Garvin, J. B., Banerdt, W. B., Muhleman, D. O., Pettengill, G. H., Neumann, G. A., Lemoine, F. G., Abshire, J. B., Aharonson, O., Brown, C. D., Hauck, S. A., Ivanov, A. B., McGovern, P. J., Zwally, H. J. y Duxbury, T. C. The Global Topography of Mars and Implications for Surface Evolution. *Science*, 284, 1495 – 1503. 1999.

Snyder, C. W. The Extended Mission of Viking. *J. Geophys. Res.*, 84, 7917 – 7933. 1979.

Solomon, C. S. y Head, J. W. Heterogeneities in the Thickness of the Elastic Lithosphere of Mars: Constraints on Heat Flow and Internal Dynamics. *J. Geophys. Res.*, 95, 11073 – 11083. 1990.

Spencer, J. R. y Fenale, F. P. New Models for the Origin of Valles Marineris Closed Depressions. *J. Geophys. Res.*, 95, 14301 – 14313. 1990.

Spohn, T. Mantle Differentiation and Thermal Evolution of Mars, Mercury and Venus. *Icarus*, 90, 222 – 236. 1991.

Spohn, T. y Schubert, G. Convective Thinning of the Lithosphere: a Mechanism for Continental Rifting and Mid-plate Volcanism on Earth, Venus and Mars. *Tectonophysics*, 94, 67 – 90. 1983.

- Suyres, S. W. Early Mars: Wet and Warm, or Just Wet? *Lunar Planet. Sci.* XX, 1044 – 1045. 1989.
- Stevenson, D. J., Spohn, T. y Schubert, G. Magnetism and Thermal Evolution of the Terrestrial Planets. *Icarus*, 54, 466 – 489. 1983.
- Strom, R. G. Analysis of Lunar Lineaments. 1: Tectonic Map of the Moon. *Commun. Lunar and Planetary Lab*, 2, 205 – 216. 1964.
- Sugiura, N. y Strangway, D. W. Magnetic Studies of Meteorites. En *Meteorites and the Early Solar System*, Editores: Kerridge, J. y Matthews, M. S., University of Arizona Press, Tucson., pp. 595 – 615. 1988.
- Tanaka, K. L. The Stratigraphy of Mars. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.* 17, *J. Geophys. Res. Suppl.*, 91, E139 – E158. 1986.
- Tanaka, K. L. Tectonic History of the Alba Patera – Ceranius Fossae Region of Mars. *Lunar Planet. Sci. Conf.*, 20, 515 – 523. 1990.
- Tanaka, K. L. y Golombek, M. P. Martian Tension Fractures and the Formation of Grabens and Collapse Features at Valles Marineris. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.*, 19, 383 – 396. 1989.
- Tanaka, K. L., Isbell, N. K., Scott, D. H., Greeley, R. y Guest, J. E. The Resurfacing History of Mars: A Synthesis of Digitized, Viking-based Geology. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.*, 18, 665 – 678. 1988.
- Tanaka, K. L. y Scott, D. H. Geologic Map of the Polar Regions of Mars, Scale 1:15,000,000. U.S.G.S. Misc. Inv. Mapa serie I-1802-C. 1987.
- Tanaka, K. L., Scott, D. H. y Greeley, R. Global Stratigraphy. En *Marte*, Editores: Kieffer, H. H., Jakosky, B. M., Snyder, C. W. y Matthews, M. S., University of Arizona Press, Tucson., pp. 345 – 382. 1992.
- Taylor, S. R. The Origin of the Moon: Geochemical Considerations. En *Origin of the Moon*, Editores: Hartmann, W. K., Phillips, R. J. y Taylor, J. G., Lunar and Planetary Inst., Texas., pp. 125 – 143. 1986.
- Thurber, C. H. y Toksöz, M. N. Martian Lithospheric Thickness from Elastic Flexure Theory. *Geophys. Res. Lett.*, 5, 977 – 980. 1978.
- Toksöz, M. N. y Hsui, A. T. Thermal History and Evolution of Mars. *Icarus*, 34, 537 – 547. 1978.
- Treiman, A. H. The Parental Magma of the Nakha Achondrite: Ultrabasic Volcanism on the Shergottite Parent Body. *Geochim. Cosmochim.*, 50, 1061 – 1070. 1986.
- Treiman, A. H., Jones, J. H. y Drake, M. J. Core Formation in the Shergottite Parent Body and Comparison with the Earth. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.* 17, *J. Geophys. Res. Suppl.*, 92, E627 – E632. 1987.
- Tyner, R. L. y Carroll, R. D. A Catalog of Selected Viking Orbiter Images. NASA Reference Publication 1093., pp. 399. 1983.
- U. S. Geological Survey. Mars: Digital Image Maps. NASA, 14 discos compactos. 1979.
- Usselman, T. M. Experimental Approach to the State of the Core: Parte II. Composition and Thermal Regime. *Amer. J. Sci.*, 275, 291 – 303. 1975.
- Wänke, H. y Debruijs, G. Chemical Composition and Accretion History of Terrestrial Planets. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, A235, 545 – 557. 1988.
- Ward, W. R., Burns, J. A. y Toon, O. B. Past Obliquity Oscillations of Mars: The Role of the Tharsis Uplift. *J. Geophys. Res.*, 84, 243 – 259. 1979.

- Watters, T. R. Compressional Tectonics on Mars. *J. Geophys. Res.*, 98, 17049 – 17060. 1993.
- Watters, T. R. y Maxwell, T. A. Crosscutting Relations and Relative Ages of the Ridges and Faults in the Tharsis Region of Mars. *Icarus*, 56, 278 – 298. 1983.
- Watters, T. R. y Maxwell, T. A. Orientation, Relative Age, and Extent of the Tharsis Plateau Ridge System. *J. Geophys. Res.*, 91, 8113 – 8125. 1986.
- Weidenschilling, S. J. Accretion of the Terrestrial Planets II. *Icarus*, 27, 161 – 170. 1976.
- Wetherill, G. W. Occurrence of Giant Impacts During the Growth of the Terrestrial Planets. *Science*, 228, 877 – 879. 1985.
- Wilhelms, D. E. The Geologic History of the Moon. U. S. G. S. Prof. Documento 1384. 1987.
- Wilhelms, D. E. y Squyres, S. W. The Martian Hemispheric Dichotomy May be Due to a Giant Impact. *Nature*, 309, 138 – 140. 1984.
- Wilson, J. T. A Possible Origin of the Hawaiian Islands. *Can. J. Phys.*, 41, 863 – 870. 1963a.
- Wilson, J. T. Evidence from Islands on the Spreading of Ocean Floors. *Nature*, 197, 536 – 538. 1963b.
- Wise, D. U., Golombek, M. P. y McGill, G. E. Tectonic Evolution of Mars. *J. Geophys. Res.*, 84, 7934 – 7939. 1979a.
- Wise, D. U., Golombek, M. P. y McGill, G. E. Tharsis Province of Mars: Geologic Sequence, Geometry, and a Deformation Mechanism. *Icarus*, 38, 456 – 472. 1979b.
- Wood, B. J. y Holloway, J. R. Theoretical Prediction of Phase Relationships in Planetary Mantles. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 13*, *J. Geophys. Res. Suppl.*, 87, A19 – A30. 1982.
- Young, R. E. y Schubert, G. Temperatures Inside Mars: Is the Core Liquid or Solid? *Geophys. Res. Lett.*, 81, 157 – 160. 1974.
- Yuen, D. A. y Peltier, W. R. Mantle Plumes and Thermal Instability of the D'' Layer. *Geophys. Res. Lett.*, 7, 625 – 628. 1980.
- Zuber, M. T. y Aist, L. L. The Shallow Structure of the Martian Lithosphere in the Vicinity of the Ridged Plains. *J. Geophys. Res.*, 95, 14215 – 14230. 1990.
- Zuber, M. T., Smith, D. E., Solomon, S. C., Muhleman, D. O., Head, J. W., Garvin, J. B., Abshire, J. B. y Bufton, J. L. The Mars Observer Laser Altimeter Investigation. *J. Geophys. Res.*, 97, E5, 7781–7797. 1992.