OFERTA

Pedro Miguel Rodrigues dos Santos Russo

Inércia Térmica do Planeta Marte

Inércia Térmica da Região Terra Sirenum – Terra Cimmeria:
implicações para a evolução geológica de Marte.

Biblioteca
Faculdade de Ciências
Universidade do Porto
FC
D0000085087

Faculdade de Ciências da Universidade do Porto
Janeiro 2006

M

QC 807.5 RUSp I 2006

Pedro Miguel Rodrigues dos Santos Russo

Inércia Térmica do Planeta Marte

Inércia Térmica da Região Terra Sirenum – Terra Cimmeria:
implicações para a evolução geológica de Marte.

Faculdade de Ciências do Porto
14363
Biblioteca do Departamento de Física

Tese submetida à Faculdade de Ciências da Universidade do Porto para obtenção do grau de Mestre em Geofísica

Departamento de Física / Departamento de Geologia
Faculdade de Ciências da Universidade do Porto
Janeiro 2006

O Presidente do júri

Manuel António Salgueiro Silva

Porto, 17 de julho 2006

Dedicada aos meus pais e irmão.

Tese de Mestrado em Geofísica

Elaborada pelo Licenciado
Pedro Miguel Rodrigues dos Santos Russo
Orientado por:
Doutor Eduardo Ivo Alves – IGUC
Doutora Helena Sant'Ovaia-DG – FCUP
Doutora Teresa Seixas-DF – FCUP

CD inclui:

Tese em formato pdf: *Russo_Tese_Jan06.pdf*

Programas em IDL utilizados na elaboração da tese:
Marsgram.pro
readTI.pro

Dados da TES Inércia Térmica: *TES_TI_DATA.bin*

Mascara de Interpolação da Inérica Térmica: *TES_TI_DATA_mask.bin*

Mapa MOLA com alta resolução em formato PDF: *mola.pdf*

Resumo

Esta tese está dividida em três partes. A primeira parte (Capítulos 2 e 3) é uma descrição das propriedades geofísicas do planeta Marte, com especial atenção ao papel da inércia térmica nos estudos da superfície marciana. Na segunda parte (Capítulo 4) é apresentado um estudo geofísico mais aprofundado de uma região de Marte: *Terra Cimmeria* e *Terra Sirenum*. A importância dos dados do instrumento *Planetary Fourier Spectrometer – PFS*, a bordo da sonda *Mars Express*, é descrita na última parte da tese (Capítulo 5).

A inércia térmica é a propriedade chave que controla a variação diurna da temperatura da superfície e é dependente da caracterização física dessa superfície. Representa uma complexa combinação das influências do tamanho das partículas, abundância de rocha, formação rochosa aflorante e grau de compactação. Determinar e compreender a inércia térmica da superfície de Marte pode ajudar a estudar pequenas formações na superfície do planeta. Conjuntamente com outros dados a inércia térmica pode ajudar a caracterizar os materiais na superfície e os processos geológicos responsáveis pela formação dos mesmos.

Foi desenvolvida uma rotina de *software* que ajudará a determinar a inércia térmica em algumas regiões da superfície de Marte, usando dados do intrumento *PFS* em conjunto com o modelo atmosférico de Marte, desenvolvido pela *NASA*, *Mars Gram: Mars Global Reference Atmospheric Model*.

Esta tese de mestrado foi realizada no âmbito do Mestrado de Geofísica da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto e do projecto *MAGIC – Mars Atmospherical, Geophysical and Exoblological Characterisation*.

Abstract

This thesis is divided in three parts. The first is a description of the geophysical proprieties of Mars with special attention to the role of thermal inertia in geophysical studies of the Martian surface. In the second part is a more comprehensive geophysics study of two particular regions of Mars, Terra Cimmeria -Terra Sirenum. Finally, the role of the PFS – Planetary Fourier Spectrometer on Mars Express in the study of the thermal inertia is shown.

Thermal inertia is the key property controlling the diurnal surface temperature variations and is dependent on the physical character of the top surface. It represents a complex combination of particle size, rock abundance, bedrock outcropping and the degree of induration. Deriving and understanding the thermal inertia of the Martian surface can help to recognize small-scale features of that surface. In conjunction with other data, thermal inertia can help to characterize surface materials and the geologic processes responsible for forming these materials.

A software routine was developed to derive the thermal inertia from some regions of the surface of Mars using data from PFS instrument in combination with a computer model of the Martian atmosphere, developed by NASA: Mars Gram: Mars Global Reference Atmospheric Model.

Résumé

Ce travail est divisé en trois parties. La première consiste en une description des propriétés géophysiques de Mars, et particulièrement de l'inertie thermique de la surface de cette planète. La deuxième partie présente l'étude géophysique approfondie d'une région particulière de Mars : Terra Cimmeria et Terra Sirenum. La dernière partie est consacrée à la présentation des données de l'instrument «Planetary Fourier Spectrometer – PFS» qui est transporté par la sonde Mars Express.

L'inertie thermique est la propriété qui contrôle la variation diurne de la température de surface et elle est dépendante de la caractérisation physique du sommet de la surface. L'inertie thermique est le résultat d'une combinaison complexe des facteurs suivants : la taille des particules/sédiments, les types de formations lithologiques affleurantes et le degré de compaction.

La connaisance et la compréhension de l'inertie thermique de la surface de Mars peut aider à l'étude des zones plus localisées de la planète. Par ailleurs, en association avec d'autres données, l'inertie thermique permet d'argumenter sur la caractérisation des matériaux qui constituent la surface et aussi sur les processus géologiques responsables de la formation de ces matériaux.

Dans le cadre de la détermination de l'inertie thermique, le logiciel Mars Gram, conçu par la NASA, utilisant les données de l'instrument PFS et le modèle atmosphérique de Mars, a été developpé.

Resümee

Die Arbeit unterteilt sich in drei verschiedene Abschnitte. Der erste Teil beschreibt die geophysikalischen Eigenschaften des Mars mit besonderem Augenmerk auf geophysikalische Beobachtungen der Marsoberfläche hinsichtlich der thermalen Trägheit. Der zweite Teil beinhaltet eine umfassendere geophysikalische Betrachtung zweier bestimmter Regionen des Mars, Terra Cimmeria und Terra Sirenum. Zuletzt wird das Mars Express Planetary Fourier Spectrometer (PFS) vorgestellt, ein Instrument, das die thermale Trägheit erforscht.

Die thermale Trägheit kontrolliert die täglichen Schwankungen der Oberflächentemperaturen, und ist abhängig von den physikalischen Eigenschaften im obersten Teil der Oberfläche, einer komplexen Kombination aus Teilchengröße, Gesteinsvorkommen, dem Anteil von freiliegendem Fels und dem Härtegrad. Mit der Herleitung und dem Verständnis der thermalen Trägheit in der Marsoberfläche lassen sich kleinskalige Eigenschaften der Oberfläche erkennen. Unter Berücksichtigung anderer Daten kann das Wissen über die thermale Trägheit dabei helfen, das Oberflächenmaterial und die geologischen Prozesse welche für die Entstehung dieses Materials zuständig sind besser zu verstehen.

Um die thermale Trägheit von einigen Regionen der Marsoberfläche mit den Daten des Mars Express PFS Instruments zu untersuchen wurde eine Software Routine entwickelt, und mit einem von der NASA entwickelten Computermodell der Atmosphäre des Mars (Mars Gram: Mars Global Reference Atmospheric Model) kombiniert.

Índice

	Pág.
Índice de Figuras	21
Índice de Tabelas	25
Lista de Abreviaturas	27
Lista de Simbolos	29
Capitulo 1 - Introdução	31
Parte I	
Capitulo 2 - Marte: uma breve introdução	33
2.1 - Marte no Sistema Solar	33
2.1.1 - Origem do planeta Marte no contexto da origem do Sistema Solar	33
2.1.2 - Dimensão e Massa	33
2.2 – Aspectos Geofísicos	33
2.2.1 – Dinâmica	33
2.2.2 – Geodesia e Gravidade	37
2.2.3 – Campo Magnético	45
2.2.4 – Climatologia	48
2.2.4.1 – Composição da Atmosfera	49
2.2.5 – Satélites	51
2.2.6 – Interior de Marte	53
2.2.6.1 – Perfil de Densidade	54
2.2.6.2 – Composição do interior de Marte	55
2.3 – Superfície	57
2.3.1 – Terras Altas	58
2.3.2 – Vulcanismo	59
2.3.3 – Desfiladeiros e as características	60
2.3.4 – Tectónica	61
2.4 – Comparação Terra – Marte	62
Capítulo 3 – Inércia Térmicas, aspectos físicos e geofísicos	63
3.1 – Transporte de Calor	63
3.1.1 – Condução	63
3.1.1.1 – Equação de Calor unidimensional	63
3.1.2 – A Inércia Térmica	69
3.2 – Inércia Térmica: Aspectos geofísicos	72
3.3 – Inércia Térmica de Marte	79
3.3.1 – Determinação da Inércia Térmica	80
3.3.2 – A Inércia Térmica e as propriedades dos materiais geológicos	80
3.3.2.1 – Geofísica	84
3.4 – Mapas de Inércia Térmica de Marte	85
3.4.1 - Mapa de Inércia Térmica de Marte entre 60°S a 60°N.	85
3.4.2 - Mapa de Inércia Térmica de Alta resolução do TES da MGS	87
3.4.3 - Inércia Térmica Global de Marte	90

Parte II

Capitulo 4. Terra Sirenum – Terra Cimmeria 99

4.1 – A Região Terra Sirenum / Terra Cimmeria 99
4.1.1 – Localização 99
4.1.2 – Geologia 100
4.1.3 – Tectónica 100
4.1.4 – Campo Magnético 101
4.2 – Inércia Térmica 104

Parte III

Capitulo 5 – Planetary Fourier Spectrometer – PFS 111

5.1 – Instrumento 111
5.2 – Dados – Estrutura e Análise 112
5.3 – Mars Global Reference Atmospheric Model (MARS-GRAM) 114
5.4 – A Inércia Térmica 116

Capítulo 6 – Conclusões e trabalho futuro 121

Referências 123

Apêndices 129

A - Unidades e Grandezas Físicas 129
B – Duas recentes missões a Marte. 131
B.I - Mars Global Surveyor 131
B.II – Mars Express 135
C – A Vida de Marte 138
D – Mapa MOLA de Marte 140
E.1 – Mapa MOLA de Terra Cimmeria 141
E.2 – Mapa MOLA de Terra Sirenum 142

Índice de Figuras

Pág.

Fig.1.1 – Cartazes de três filmes de ficção cientifica sobre o Planeta Marte 31

Fig. 2.1 – Movimento aparente de Marte na esfera celeste. 34

Fig. 2.2 – Segunda Lei de Kepler. 35

Fig.2.3 – Movimento de Marte e Terra em torno do Sol. 36

Fig. 2.4 – Força gravítica, ***F***, exercida pela massa pontual M sobre a massa pontual m. 37

Fig.2.5 – Cada pequena partícula de um corpo sólido exerce uma atracção gravítica num ponto, P, exterior. 38

Fig. 2.6 – Potencial gravítico devido a uma distribuição contínua de massa; subdivisão do volume em elementos de volume discretos, dV, de massa volúmica $\rho(x,y,z)$ 39

Fig.2.7 – Parâmetros de um elipsóide usado na fórmula de MacCullagh. 40

Fig. 2.8 – Carta do campo magnético crustal de Marte. 45

Fig. 2.9 – Tempestade de poeira em Marte. 48

Fig.2.10 – Perfil da temperatura com a altitude 50

Fig.2.11 – Perfil da densidade com a altitude. 51

Fig. 2.12 – Imagem de Fobos. 52

Fig. 2.13 – Imagem de do satélite de Marte, Deimos. 53

Fig. 2.14 – Perfil de densidade do interior de Marte. 54

Fig. 2.15 – Modelo do interior de Marte após a segregação do núcleo. 56

Fig.2.16 – Mosaico da superfície de Marte. 57

Fig.2.17 – Diferenças entre uma cratera de Marte e uma cratera da Lua. 58

Fig.2.18 – Detalhe do complexo sistema de caldeira do Monte Olimpo. 60

Fig.3.1 – Barra de comprimento L e cuja secção recta de área é A. 64

Fig. 3.2 – Elemento de volume de lados dx, dy e dz. 65

Fig. 3.3 – Solo com um meio homogéneo semi-infinito. 69

Fig.3.4 – Variação de temperatura ao longo de 24 horas. 73

Fig.3.5 – Variação da temperatura ao longo de 24 horas para difentes tipos de material. 74

Fig 3.6 – Relação entre a inércia térmica e a densidade das rochas. 78

Fig.3.7 – Inércia térmica em função do tamanho das partículas. 82

Fig.3.8 – Mapa de inércia térmica de Marte. 85

Fig.3.9 – Distribuição bimodal da inércia térmica com a altitude. 86

Fig.3.10 – Mapa com os contornos de três níveis de inércia térmica. 87

Fig 3.11 – Mapa de inércia térmica das órbitas MGS 1583-3814. 88
Fig.3.12 –.Exemplos da variação da temperatura da superfície para diferentes valores de propriedades físicas independentes 89
Fig.3.13 – Mapa de Inércia Térmica de Marte obtido durante as órbitas 1583-11254 da MGS pelo instrumento TES. 90
Fig. 3.14 – Correlação entre a Inércia Térmica e o Albedo. 91
Fig.3.15 – Representação das unidades da correlação entre a Inércia Térmica e o Albedo num mapa global de Marte. 93
Fig.3.16 – Correlação entre a Inércia Térmica e a Altitude. 95
Fig.3.17 – Representação das unidades da correlação entre a Inércia Térmica e Altitude num mapa global de Marte. 96
Fig.4.1 – Mapa MOLA da zona Terra Sirenum – Terra Cimmeria. 99
Fig. 4.2 – Esquema do possível movimento tectónico na superfície de Marte. 101
Fig.4.3 – Topografia MOLA, sobreposta a isodinâmicas da componente radial do campo magnético adaptadas de Purucker *et al.* (2002) 102
Fig.4.4 – Mapa da zona TS/TC para as componentes do campo magnético. 103
Fig.4.5 – Mapa global de inércia térmica de Marte. 104
Fig.4.6 – Máscara de interpolação do Mapa global de inércia térmica de Marte 105
Fig.4.7 – Mapa de inércia térmica centrado na região de Terra Cimmeria; esquerda: interpolado, direita: sem interpolação. 106
Fig.4.8 – Esquerda: Mapa MOLA centrado na região TC e com a mesma escala que os mapa de inércia térmica. 107
Fig.4.9 – Mapas de inércia termia centrado na região de Terra Sirenum. 107
Fig.4.10 – Esquerda: Mapa MOLA centrado na região TS e com a mesma escala que os mapa de inércia térmica. 108
Fig.4.11 – Representação da inércia térmica não interpolada das regiões Terra Cimmeria e Terra Sirenum. 109
Fig.4.12 – Identificação das regiões Terra Sirenum e Terra Cimmeria no mapa de unidades apresentado por Putzig *et al.* (2004). 109
Fig.5.1 – Esquema óptico do PFS. 111
Fig.5.2 – Exemplo de um Interferograma. 112
Fig.5.3 – Exemplo de um espectro LW. 113
Fig.5.4 – Os menus do software PFS Data Analyzer Ver.1.4: Interferogramas, Espectros e *Housekeeping* respectivamente. 114

Fig.5.5 – Comparação da densidade. A uma altura de 20 km usando observações Mars Global Surveyor Radio Science e o modelo Mars-GRAM 2001. 114
Fig.5.6– Comparação do modelo Mars-GRAM com dados observacioanis. 115
Fig.5.7 – Fluxograma do código do programa marsgram.pro. 117
Fig.B.1 – Logótipo da missão *Mars Global Surveyor*. 132
Fig.B.2 – Esquema dos diversos constituintes da *Mars Global Surveyor*. 132
Fig. B.3 – O instrumento *Thermal Emission Spectrometer* ainda na banca de laboratório. 133
Fig. B.4 – Logotipo e esquema da sonda *Mars Express* da Agência Espacial Europeia 135
Fig. B.5 – O instrumento *Planetary Fourier Spectrometer* 136

Índice de Tabelas

Pág.

Tabela 2.1 – Estações em Marte e na Terra 36

Tabela 2.2 – Sumário das anomalias gravíticas. 44

Tabela 2.3 – Proporção dos compostos químicos na atmosfera de Marte. 49

Tabela 2.4 – Estrutura Interna de Marte. 55

Tabela 2.5 – Tabela Comparativa Terra – Marte 62

Tabela 3.1 – Valores típicos de densidade, capacidade calorífica específica, condutividade térmica, inércia térmica e difusibilidade térmica. 77

Tabela 3.2 – Propriedades térmicas de materiais geológicos análogos para condições semelhantes às encontradas na superfície de Marte. 83

Tabela 3.3 – Unidades de Inércia Térmica – Albedo. 94

Tabela 3.4 – Unidades de Inércia Térmica – Altitude. 97

Tabela 4.1 – Idade da superfície de Marte em função do número de crateras. 100

Tabela 5. 1 – Exemplo de um ficheiro para os valores da pressão numa latitude de -69° e longitude de -130 117

Tabela B.1: – Resumo das características dos dois instrumentos 137

Tabela C.1 – Resumo cronológico do Planeta Marte. 138

Lista de Abreviaturas

ASPERA – *Energetic Neutral Atoms Analyser*

CRM – Magnetização química remasnescente

ESA – *European Space Agency*

HRSC – *High Resolution Stereo Camera*

IAU – *International Astronomical Union*

MAG-ER – *Magnetic Field Experiment*

MAGIC – *Mars Atmospherical, Geophysical and Exoblological Characterisation*

MaRS – *Mars Radio Science Experiment*

Mars-GRAM – *Mars Global Reference Atmospheric Model*

MARSIS – *Sub-Surface Sounding Radar Altimeter*

MEX – *Mars Express*

MOLA – *Mars Orbiting Laser Altimeter*

NASA – *National Astronautical Space Administration*

OMEGA – *Visible and Infra Red Mineralogical Mapping Spectrometer*

PFS – *Planetary Fourier Spectrometer*

RS – *Surveyor Radio Science*

SPICAM – *Ultraviolet and Infrared Atmospheric Spectrometer*

TC – *Terra Cimmeria*

TS – *Terra Sirenum*

TRM – Magnetização termoremanescente

Lista de Simbolos

$\boldsymbol{F}$ – Força

$\boldsymbol{a}$ – Aceleração

A – Área

A, B, C e I – Momentos de inércia

ATI – Inércia térmica aparente

C_1 – Transmitância atmosférica

$C_{n,m}$ – Coeficiente harmónicos

E_P – Energia potencial

G – Constante de Gravitação Universal

H – Fluxo de calor da atmosfera

I – Inércia térmica

J_n – Coeficientes dos polinómios de Legendre

L – Comprimento

LE – Fluxo de calor latente da atmosfera

M, m, E – massa

M_P – Massa do planeta

N – Factor de escala

P_n, P_n^m – Polinómio de Legendre

P – Pressão atmosférica

ΔQ, Q – Quantidade de calor

R_{emit} – Radiação emitida pela superfície

R_{sky} – Radiação de céu

S – Fluxo solar incidente

S_0 – Constante solar

$S_{n,m}$ – Coeficiente harmónicos

T_i – Temperatura

U – Campo magnético

U_B – Potencial magnético

U_e – Potencial devido a forças externas

U_G – Energia de potencial gravítica

U_i – Potencial devido a forças internas

a – Albedo

c_p – Calor especifico a pressão constante

d – Diâmetro

e – Excentricidade

k – Condutividade térmica

q_z – Fluxo de calor

Δt – Intervalo de tempo

r – Distância cartesiana

r_a – Raio médio equatorial

r_c – Raio polar

x,y,z – Coordenadas cartesianas

(r,λ,φ) – Coordenadas esfércias

α_0 – Ascensão recta

δ_0 – Declinação

ρ, d – Densidade

Φ – Azimute

λ – Longitude

φ – Latitude

κ, κ – Difusibilidade térmica

z_0 – Distância de atenuação

z' – Ângulo de inclinação da superfície com o zénite

δ – Profundidade de penetração térmica

Capitulo 1 – Introdução

A exploração do espaço sempre fascinou a Humanidade. Marte foi um dos objectos do nosso Sistema Solar que mais captaram a nossa atenção, simboliza as nossas dúvidas e desejos acerca da existência de vida fora da Terra e é também símbolo da especulação que este assunto sempre suscitou. Parece oferecer a possibilidade de aí virmos a descobrir vida e trata-se de um planeta que, à primeira vista, é muito semelhante ao nosso.

Foi o anúncio da observação, no final do séc. XIX pelo astrónomo Giovanni Schiaparelli, de estruturas lineares, uma espécie de riscas nas zonas claras da superfície de Marte, a que chamou "canais", que contribuiu para que muitos mitos persistissem durante décadas.

Estes mitos foram muito populares nas décadas de 40 e 50 do séc. XX, e foram a fonte de muita literatura de ficção científica e inspiração para muitos realizadores de cinema (Fig.1.1).

Fig.1.1 Cartazes de três filmes de ficção cientifica sobre o Planeta Marte: *Flight to Mars* (1951) do realizador Lesley Selander, *Invaders from Mars* (1953) de William Cameron Menzies e *Mars Attacks!* (1996) de Tim Burton.

Mas a ciência não vive de mitos ou superstições, mas sim de factos concretos. E nos últimos anos inúmeras missões têm estudado com enorme detalhe o Planeta Marte.

A percepção que temos hoje é muito diferente da de Schiparelli no séc XIX ou mesmo das sondas *Viking* no final da década 70 do séc. XX. Com o novo milénio Marte entrou nas nossas

Faculdade de Ciências do Porto
Biblioteca do Departamento de Física

vidas como um planeta distinto da Terra mas com inúmeras semelhanças às regiões mais áridas e remotas do nosso planeta. O conhecimento científico assente na geofísica fez-nos perceber a sua estrutura interna, as propriedades e características da sua superfícies e a sua atmosfera.

Mas, salvo raras excepções de sondas que pousaram na superfície deste planeta, o seu estudo ainda é feito remotamente, a alguma distância. A detecção remota tem aqui um papel importante e o estudo da inércia térmica uma vantagem acrescida para a compreensão geofísica da superfície deste, ainda, misterioso planeta.

Nesta tese pretendo dar as principais noções da inércia térmica e da sua importância para o estudo de Marte, mostrar o que mais de recente se faz neste domínio e por fim ajudar na compreensão de duas regiões particulares de Marte: *Terra Cimmeria* e *Terra Sirenum*.

Até ao envio de um humano a Marte ainda haverá um longo percurso na exploração deste planeta. Mas o que há algumas décadas parecia ficção científica é agora realidade.

Capítulo 2 – Marte: Uma breve introdução

2.1 – Marte no Sistema Solar

2.1.1-Origem do planeta Marte no contexto da origem do Sistema Solar

Como os outros planetas interiores do Sistema Solar, Marte formou-se do gás e poeiras circundante o Sol aquando da sua formação. Durante esta fase de acrecção a temperatura do planeta recém-formado era alta e começou a diferenciação, isto é, os elementos mais pesados deslocavam-se para o seu interior, enquanto elementos mais leves ficavam mais próximos da superfície. Isto formou um possível núcleo de Fe-Ni, mas devido às suas pequenas dimensões e baixa gravidade a diferenciação do planeta não foi muito extensa o que deixou elementos pesados na crosta e no manto (Lang 2003).

Com o decréscimo do bombardeamento dos planetesimais, devido ao seu tamanho e distância ao Sol, Marte começou arrefecer mais rapidamente que o planeta Terra.

2.1.2- Dimensão e Massa

O diâmetro equatorial de Marte é de 6788 km (Carroll e Ostlie 1996), sendo aproximadamente metade do da Terra. A sua pequena dimensão, aliada à sua distância à Terra, torna Marte um objecto algo difícil para observação por telescópio. O seu diâmetro angular, entre 14 e 25 segundos de arco (Covington 1999) não é mais que o correspondente a uma grande cratera na Lua. A sua massa é de 6.4185 x 10^{23} kg (Carroll e Ostlie 1996), aproximadamente um décimo da da Terra. Também é consideravelmente menos denso que a Terra, sendo a sua densidade média de $3.9x10^{3}$ kg m^{-3} (Cattermole 2001) ou seja, cerca de 70% da densidade da Terra. Isto implica que um núcleo sólido e metálico deverá ser substancialmente mais pequeno que o da Terra. Marte tem uma velocidade de escape de 5.1 km s^{-1} (Boyce 2002) e com uma pressão atmosférica de apenas 8.1 mbar (Cattermole 2001), menos de 1% da pressão atmosférica terrestre ao nível do mar.

2.2 – Aspectos Geofísicos

2.2.1 – Dinâmica

Marte demora 687 dias (Cattermole 2001) a completar uma revolução em torno do Sol. O intervalo de tempo entre os dois pontos mais próximos da sua órbita e a da Terra é de 780 dias (Cattermole 2001) (Fig.2.1). Devido à sua grande excentricidade orbital, e= 0.093, a distância

entre a Terra e Marte numa rara oposição no periélio é cerca de metade da distância durante as frequentes oposições no afélio. O diâmetro aparente de Marte, visto da Terra, varia entre cerca de 3.5" na conjunção no afélio, 13.8" na oposição no afélio e 25.1" na oposição no periélio (Spohn *et al.* 1998). O período de rotação de Marte é de $24^h\ 37^m\ 22.6^s$ (Spohn *et al.* 1998), bastante semelhante ao da Terra, mas muito menor quando comparado com o de Vénus e o de Mercúrio.

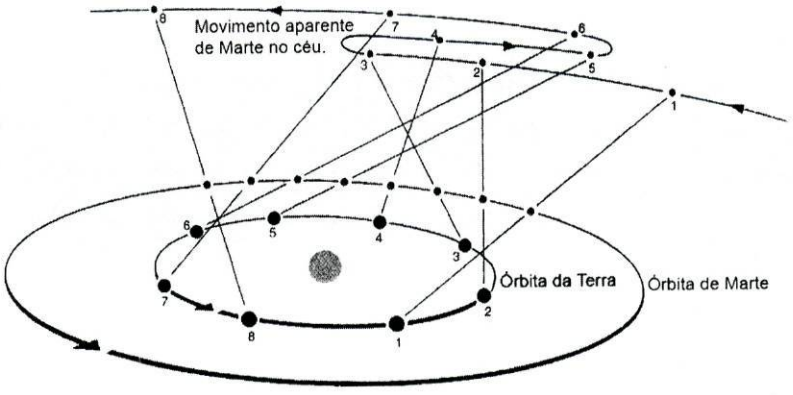


Fig. 2.1 - Movimento aparente de Marte na esfera celeste. Quando os dois planetas, Marte e Terra, estão próximos da oposição, Marte aparenta efectuar um movimento retrógrado. (Cattermole 2001).

O período de rotação varia cerca de ±0.04 s (Spohn *et al.* 1998) ao longo de um ano marciano, como consequência das variações do momento de inércia devidas às variações sazonais na cobertura de gelo das calotes polares (Davies *et al.* 1992). O eixo de rotação está inclinado de 25.1894 ± 0.0001° (Spohn *et al.* 1998) em relação ao plano orbital do planeta e o pólo Norte celeste aponta para a região entre as constelações de Cefeu e Cisne (Ascensão recta, α_0= 317°.341 e de declinação δ_0= 52°.7119) (Spohn *et al.* 1998). A precessão média do eixo de rotação é de -7.83±0.30 arc sec a^{-1} (Spohn *et al.* 1998). Devido à particular orientação do eixo de rotação, o hemisfério Sul está directamente virado para a Terra durante o periélio e o hemisfério Norte durante o afélio.

Devido à inclinação do eixo de rotação e ao facto da insolação solar durante o periélio ser maior que no afélio por um factor de $((1+e)/(1-e))^2$, onde e é a excentricidade da órbita (Cattermole 2001), a superfície e atmosfera de Marte sofrem consideráveis variações sazonais, resultando uma variação do tamanho das calotes polares geladas e alterações no padrão global da

superfície, causadas pelas tempestade de poeira sazonais. O fluxo solar, para o valor presente da obliquidade (25°), varia de um factor dois entre os pólos e o equador.

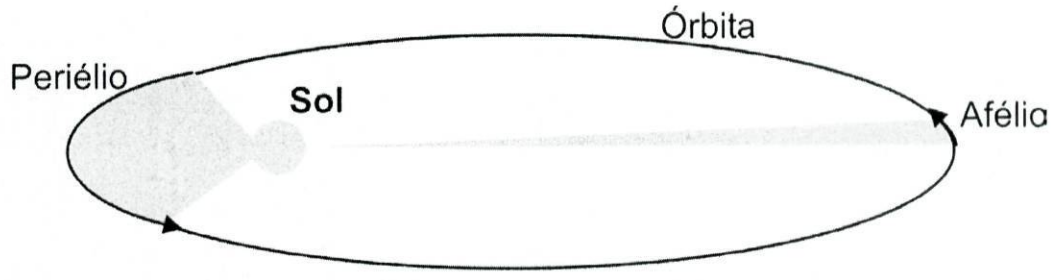


Fig. 2.2 - Segunda Lei de Kepler. O vector que une o Sol e a órbita de Marte define áreas iguais para tempos iguais, mas Marte move-se mais rápido no periélio que no afélio em torno da sua órbita (Cattermole 2001).

A excentricidade da órbita de Marte é significativamente superior à da Terra, pelo que há diferenças significativas na duração das estações do ano (Tabela 2.1). Como a segunda Lei de Kepler (Fig.2.2) prevê, a duração da órbita perto do periélio é muito menor que a sua duração no afélio. O hemisfério Sul de Marte está virado para o Sol no periélio e assim, as estações Primavera e Verão neste hemisfério são mais curtas, 52 e 25 dias respectivamente, que o Outono e o Inverno (Fig.2.3).

A excentricidade também afecta as diferenças de temperaturas máximas no Verão para os dois hemisférios: o Verão no Hemisfério Sul é mais curto e mais quente que no Hemisfério Norte, com temperaturas máximas no Sul cerca de 30°C mais elevadas do que no Norte (Cattermole 2001).

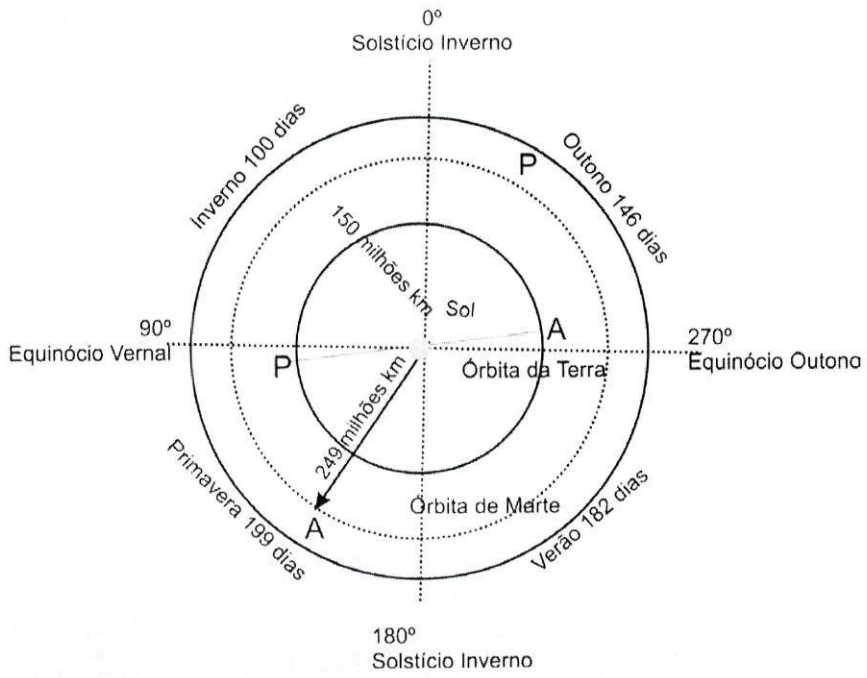


Fig.2.3 – Movimento de Marte e Terra em torno do Sol. A: Afélio, P: Periélio.(Cattermole 2001).

Tabela 2.1 – Estações em Marte e na Terra (Cattermole 2001).

Hemisfério e Estação		**Duração (dias)**		
Norte	**Sul**	**Marte (Marcianos)**	**Marte (Terrestres)**	**Terra (Terrestres)**
Primavera	Outono	194	199	92.9
Verão	Inverno	178	183	93.6
Outono	Primavera	143	147	89.7
Inverno	Verão	154	158	89.1
		669	687	365.3

2.2.2 - Geodesia e Gravidade

2.2.2.1 – Campo e potencial gravítico de uma massa *M*

O campo gravítico ou aceleração gravítica, $\vec{a}_G$, de uma massa *M*, é uma entidade física criada pela presença da massa *M* no espaço que a envolve e que actua sobre qualquer outra massa situada dentro desse espaço.

O campo gravítico, $\vec{a}_G$, como aliás qualquer outro campo gravitacional, manifesta-se pela força, que é exercida sobre a massa de prova, *m*, quando colocada em cada um dos seus pontos:

$$\vec{a}_G = \frac{\vec{F}}{m} \tag{2.1}$$

ou podendo ser representado de forma equivalente, tendo em conta a Lei da Gravitação Universal, por:

$$\vec{a}_G = -G\frac{M}{r^2}\hat{r}\,. \tag{2.2}$$

onde *G* é a constante de Gravitação Universal e $\hat{r}$ é o versor da direcção que une os centros de massa das massas *M* e *m*, com sentido de *M* para *m* (ver Fig. 2.4)

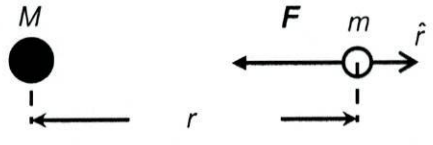


Fig. 2.4 - Força gravítica, ***F***, exercida pela massa pontual *M* sobre a massa pontual *m*.

2.2.2.2 - Campo e potencial gravítico de uma distribuição descontínua de massa

Um sólido pode ser considerado como composto por um número elevado de pequenas partículas, cada uma das quais exercendo uma atracção gravitacional num dado ponto externo P (Fig.2.5).

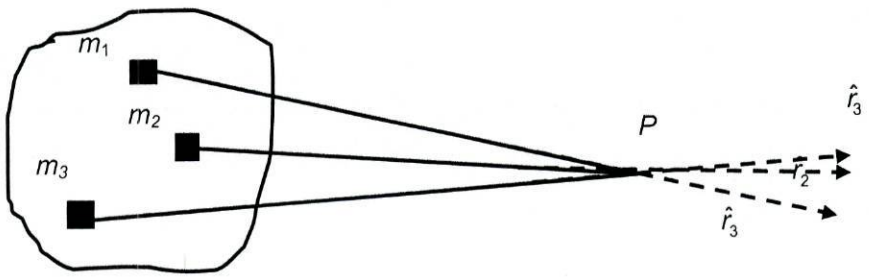


Fig.2.5 – Cada pequena partícula de um corpo sólido exerce uma atracção gravítica num ponto, P, exterior.

Cada porção elementar do sólido exerce uma atracção gravítica, $\boldsymbol{a}_G$, num ponto externo P, dada por:

$$\begin{aligned}\vec{a}_G &= -G\frac{m_1}{r_1^2}\hat{r}_1 - G\frac{m_2}{r_2^2}\hat{r}_2 - G\frac{m_3}{r_3^2}\hat{r}_3 - \ldots\ldots - G\frac{m_n}{r_n^2}\hat{r}_n \\ &= -\sum_i G\frac{m_i}{r_i^2}\hat{r}_i\end{aligned} \tag{2.3}$$

Esta soma vectorial pode ser bastante complexa (por exemplo, depende da forma do sólido). Assim, como método alternativo, pode-se começar por calcular o potencial gravítico, U_G, no ponto P:

$$\begin{aligned}U_G &= -G\frac{m_1}{r_1} - G\frac{m_2}{r_2} - G\frac{m_3}{r_3} - \ldots\ldots - G\frac{m_n}{r_n} \\ &= -\sum_{i=1}^{n} G\frac{m_i}{r_i}\end{aligned} \tag{2.4}$$

2.2.2.2 - Potencial gravítico de uma distribuição contínua de massa

No caso de uma distribuição contínua de massa, o potencial gravítico, U_G, é dado por (Fig.2.6):

$$U_G = -G\int_x\int_y\int_z \frac{\rho(x,y,z)}{r(x,y,z)}dxdydz = -G\int_m \frac{dm}{r} \tag{2.5}$$

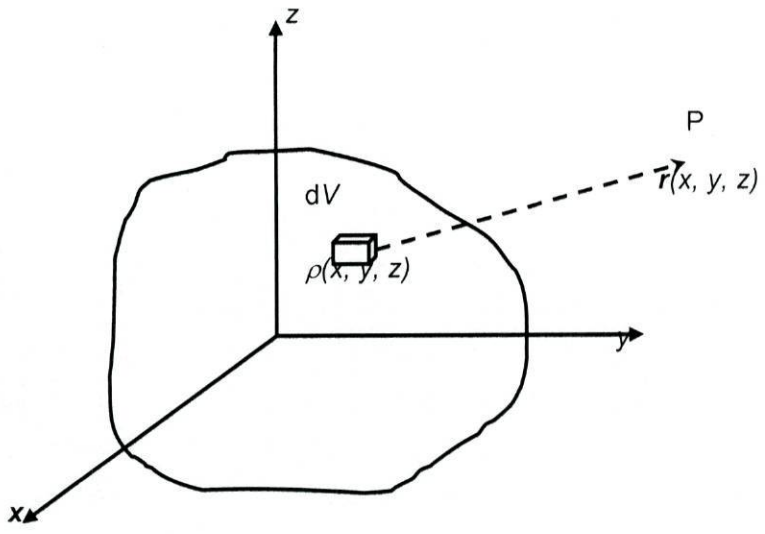


Fig. 2.6 - Potencial gravítico devido a uma distribuição contínua de massa; subdivisão do volume em elementos de volume discretos, dV, de massa volúmica $\rho(x,y,z)$ (Lowrie 1997).

A equação (2.5) permite calcular-o potencial gravítico e aceleração gravítica para pontos no interior e no exterior de uma esfera. O potencial e a aceleração gravítica para pontos exteriores a uma distância r do centro de uma esfera sólida homogénea, de raio b, são os mesmos como se toda a massa M_E da esfera estivesse concentrada no seu centro, ou seja:

$$U_G = -G\frac{M_E}{r} \tag{2.6}$$

$$\vec{a}_G = -G\frac{M_E}{r^2}\hat{r}\,. \tag{2.7}$$

Para pontos interiores à esfera, U_G e a_G, traduzem-se, respectivamente, por:

$$U_G = G\frac{M_E}{b^3}\cdot\frac{r^2}{2} \tag{2.8}$$

$$\vec{a}_G = -G\frac{M_E}{b^3}r\,\hat{r} \tag{2.9}$$

A figura geométrica que melhor se aproxima da geometria de Marte, tal como na Terra, é um elipsóide oblato, ou esferóide (Lowrie 1997). Em meados do séc. XIX J.MacCullagh

desenvolveu uma equação que permite obter o potencial gravítico de qualquer corpo a grandes distâncias do seu centro de massa:

$$U_G = -G\frac{E}{r} - G\frac{(A+B+C-3I)}{2r^3} - \cdots \tag{2.7}$$

O primeiro termo, de ordem r^{-1}, representa o potencial gravítico de uma massa pontual ou uma esfera de massa M_E, para pontos exteriores à esfera. O segundo termo, de ordem r^{-3}, representa as contribuições para o potencial gravítico, devido ao afastamento à forma esférica variações na forma esférica. Os parâmetros *A*, *B* e *C* são os momentos de inércia principais do corpo e *I* é o momento de inércia na linha OP, que liga o centro de massa do corpo ao ponto de observação (Fig.2.7).

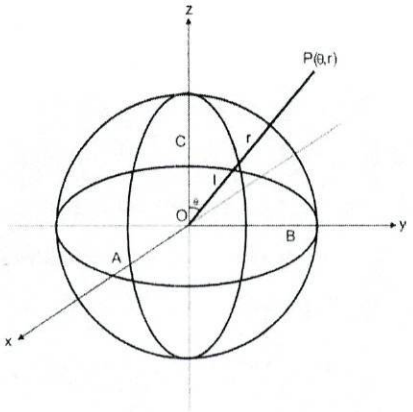


Fig.2.7 – Parâmetros de um elipsóide usado na formular de MacCullagh. A, B e C são os momentos de inércia em relação aos eixos *x, y e z* respectivamente *e I é* o momento de inércia em relação à linha OP (Lowrie 1997).

Para um corpo com planos de simetria, *I* é uma simples combinação dos momentos de inércia principais. Fazendo *A* igual a *B,* para uma simetria de rotação, e definindo o ângulo entre OP e o eixo de rotação por θ, obtém-se para *I* seguinte equação:

$I = A\sin^2\theta + C\cos^2\theta$

A fórmula de MacCullagh para um elipsóide vem, então dada por:

$$U_G = -G\frac{E}{r} + G\frac{(C-A)}{r^3}\frac{(3\cos^2\theta - 1)}{2} \tag{2.8}$$

A função $(3\cos^2\theta - 1)/2$ é um polinómio de segunda ordem em $\cos\theta$. Pertence à família de funções chamadas polinómios de Lagendre: $P_n(\cos\theta)$. Os primeiros polinómios de Legendre são:

$$\begin{aligned} P_0(\cos\theta) &= 1 \\ P_1(\cos\theta) &= \cos\theta \\ P_2(\cos\theta) &= \frac{1}{2}(3\cos^2\theta - 1) \\ P_3(\cos\theta) &= \frac{1}{2}(5\cos^2\theta - 3\cos\theta) \end{aligned} \tag{2.9}$$

Usando esta notação na eq. 2.8, vem:

$$U_G = -G\frac{E}{r} + G\frac{(C-A)}{r^3}P_2(\cos\theta) \tag{2.10}$$

a qual pode ser escrita numa forma alternativa como:

$$U_G = -G\frac{E}{r}\left[1 - \left(\frac{C-A}{ER^2}\right)\left(\frac{R}{r}\right)^2 P_2(\cos\theta)\right]. \tag{2.11}$$

Sendo o campo gravítico um campo radial, ou seja, a sua aceleração é dirigida para o centro de massa, satisfaz a equação de Laplace, a qual em coordenadas cartesianas é dada por:

$$\frac{\partial^2 U_G}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U_G}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 U_G}{\partial z^2} = 0 \tag{2.12}$$

Em coordenada esféricas a equação fica com a seguinte forma:

$$\frac{1}{r^2}\frac{\partial}{\partial r}\left(r^2\frac{\partial U_G}{\partial r}\right) + \frac{1}{r^2\sin\theta}\frac{\partial}{\partial\theta}\left(\sin\theta\frac{\partial U_G}{\partial\theta}\right) + \frac{1}{r^2\sin^2\theta}\frac{\partial^2 U_G}{\partial\Phi^2} = 0 \tag{2.13}$$

A variação em azimute Φ desaparece com a simetria axial. O potencial gravítico de um esferóide é a soma de infinitos incrementos de ordem r, cada um envolvendo um polinómio de Legendre apropriado:

$$U_G = -G\frac{E}{r}\left[1-\sum_{n=2}^{\infty}\left(\frac{R}{r}\right)^n J_n P_n(\cos\theta)\right] \tag{2.14}$$

Os coeficientes J_n multiplicando $P_n(\cos\theta)$ determinam a importância relativa dos termos de ordem *n*.

Os valores de J_n são obtidos por geodesia de satélite. O coeficiente mais importante é o J_2 que descreve o achatamento dos pólos(Lowrie 1997):

$$J_2 = \frac{C-A}{ER^2}. \tag{2.15}$$

Parâmetros geodésicos fundamentais, como a massa, raio, achatamento dos pólos e o campo gravítico são necessários para construir modelos do interior do planeta. Antes de 1960, quando não havia dados de sondas espaciais sobre Marte, as estimativas de raio e massa eram somente baseadas em observações realizadas por telescópios. A influência da atmosfera do planeta nestas observações resultou em estimativas por excesso do raio médio equatorial r_a em comparação com as determinações do raio polar r_c. O achatamento dinâmico $(C\text{-}A)/C$, onde C e A são os momentos médios de inércia polar e equatorial, respectivamente, foi determinado pelas observações da precessão retrógrada das órbitas dos dois pequenos satélites de Marte, Fobos e Deimos (Spohn *et al.* 1998). O achatamento dinâmico é consequência da rotação induzida pelo campo gravítico do planeta.

A massa do planeta M_P foi determinada pelos elementos orbitais do Fobos e Deimos. Enquanto os seus períodos de revolução eram conhecidos com grande precisão, as estimativas da constante planetocentrica GM_P, sofreram primariamente algumas incorrecções devido às determinações pouco precisas dos eixos das órbitas dos satélites. O valor da constante planetocentrica GM_P = 42900±70 $km^3\ s^{-2}$ de Marte, determinado por Asaph Hall em 1878 com os dados orbitais dos movimentos de Fobos e Deimos, foi melhorado pelos instrumentos de rádio Doppler durante as missões *Mariner* e *Viking*. Usando os dados Doppler das missões *Mariner 9* e *Viking* o valor mais recente desta constante é de 42828±0.05 $km^3\ s^{-2}$ (Smith *et al.*1993).

O campo gravítico de Marte foi prospectado pela sonda *Mariner 9* entre 1971 e 1972 e pela *Viking* entre 1976 e 1979. A técnica utilizada usa o efeito Doppler nos sinais de rádio transmitidos para a Terra e da Terra para a sonda. O desvio da frequência dos sinais de rádio retransmitidos pela sonda relativamente ao sinal emitido das estações de controlo na Terra é

proporcional à componente de velocidade ao longo da linha de visão e permite calcular a aceleração da linha de visão da sonda espacial. Estes dados podem ser utilizados para calcular o valor da aceleração gravítica com uma resolução determinada pela frequência do sinal transmitido pela sonda. É de notar que estamos perante um problema de cálculo do campo gravítico pelo método de inversão e trata-se de um problema com mais que uma solução (Spohn *et al.* 1998).

A topografia da superfície de Marte foi medida usando diferentes técnicas de prospecção remota. Ocultação rádio da sonda por Marte foi utilizada directamente para calcular o raio. Dados da prospecção espectral remota foram recolhidos por espectrómetros ultravioleta e infravermelhos e a interpretação de fotografias estereográficas, captadas em posições ligeiramente diferentes, foram usadas medir a topografia numa pequena escala. Estimativas indirectas de estruturas topográficas de larga escala usam a correlação entre as variações topográficas e atmosféricas do espalhamento de Rayleigh na luz ultravioleta, bem como a grandeza das bandas de absorção do CO_2 no infravermelho. As informações de radar dadas a bordo de sondas, como a *Mars Global Surveyor*, permitem melhorar a precisão dos dados adquiridos pelos métodos anteriores (Spohn *et al.* 1998).

A representação em harmónicos esféricos do campo gravítico de Marte, em locais exteriores ao planeta, é dada pela sobreposição do potencial gravítico U_G e do potencial rotacional U_{rot} de acordo com:

$$U^0(r,\lambda,\varphi) = U_G + U_{rot}$$
$$= -\frac{GM_p}{r}\left\{1-\sum_{n=2}^{\infty}\left(\frac{a}{r}\right)^n J_n P_n(\sin\varphi)+\sum_{n=2}^{\infty}\sum_{m=1}^{\infty}\left(\frac{a}{r}\right)^n \left(C_{n,m}\cos m\lambda + S_{n,m}\sin m\lambda\right)P_n^m(\sin\varphi)+\frac{1}{3}\frac{\varpi^2 r^3}{GM_p}\left(1-P_2(\sin\varphi)\right)\right\} \quad (2.16)$$

onde GM_P é a constante planetocentrica e $\varpi = 2\pi/\tau_{rot}$ é a razão da rotação. (r,λ,φ) é a distância radial entre o centro de massa e a longitude e latitude. P_n e P_n^m são os polinómios de Legendre, de grau n e ordem m, associados.

As contribuições locais para o potencial gravítico U_G são representadas pelo momento multipolares $J_n = -C_{n,0}$, enquanto que a contribuição dos coeficientes harmónicos $C_{n,m}$ e $S_{n,m}$ é causada pelos desvios da rotação da distribuição de massa simétrica. As marés provocadas pelo Sol e por Fobos e Deimos, numa escala mais pequena, provocam deslocamento de massa no interior do planeta. O potencial gravítico do planeta e a topografia de larga escala é

sobreposta pelas perturbações periódicas e são proporcionais ao potencial de perturbação externa de maré (Spohn *et al.* 1998).

A amplitude de variação do valor da aceleração gravítica entre o Sul e o Norte é da ordem dos ~160 mGal. Isto poderá ser explicado pela variação da espessura da crosta com a latitude. Variações longitudinais das anomalias de gravidade entre as latitudes 20°N a 75°N e 20°S a 75°S também mostram as diferenças entre os dois hemisférios (Tabela 2.2). A uniformidade do campo gravítico em quase todo o hemisfério Sul, em comparação com as grandes variações na amplitude no hemisfério Norte é a antítese da topografia, que é muito mais suave no Norte e irregular no Sul. Os dados da gravidade sugerem uma grossa e forte litosfera no Norte e uma fina e fraca no Sul. Medidas da magnetização na crosta sugerem que é mais antiga no Sul do que a Norte, o que implica que o Sul teve um longo período de tempo disponível para alcançar a isostasia (Schimth *et al.*2001). As anomalias gravíticas podem ser interpretadas em termos de variações térmicas, químicas e de densidade.

Tabela 2.2 – Sumário das anomalias gravíticas. Baseado em Schimth *et al.*2001

Estrutura	***Lat.(°)***	***Long.(°)***	***Anomalia (mGal)***
Hemisfério Norte			
Isidis	12°N	85°E	600
Utopia	45°N	110°E	350
Elysium	25°N	148°E	450
Monte Olimpo	18°N	226°E	2750
Alba Patera	40°N	245°E	430
Monte *Ascraeus*	11°N	255°E	1380
Monte *Pavonis*	0°N	247°E	900
Hemisfério Sul			
Monte *Arsia*	9°S	240°E	1350
Hellas	40°S	68°E	-150
Arygre	50°S	315°E	-140
Valles Marineris	5°S a 18°S	260°E a 330°E	-450

2.2.3- Campo Magnético

Na Terra, as anomaliass magnéticas estão distribuídas de um modo mais ou menos uniforme pelo planeta, mas em Marte as características são de uma ordem de magnitude maiores e estão confinadas a bandas que cobrem dois terços das terras altas do Sul (Fig. 2.8) (Scott e Fuller 2004). As magnetizações crustais nas terras altas do Sul podem ser representadas por um padrão de bandas quase paralelas, com polaridade positiva ou negativa alternadamente. Este padrão de magnetização é semelhante à alternância de polaridade magnética observada nos fundos oceânicos na Terra. A formação de nova crosta cria múltiplas bandas paralelas de magnetização normal e inversa alinhadas com o eixo da crista. Isto pode sugerir que a crosta de Marte pode ter sido formada por um processo semelhante durante um período inicial de existência de placas tectónicas (Scott e Fuller 2004). Estas marcas da presença de magnetização, em determinados locais, devem ter sido adquiridas há mais de mil milhões de anos (Scott e Fuller 2004).

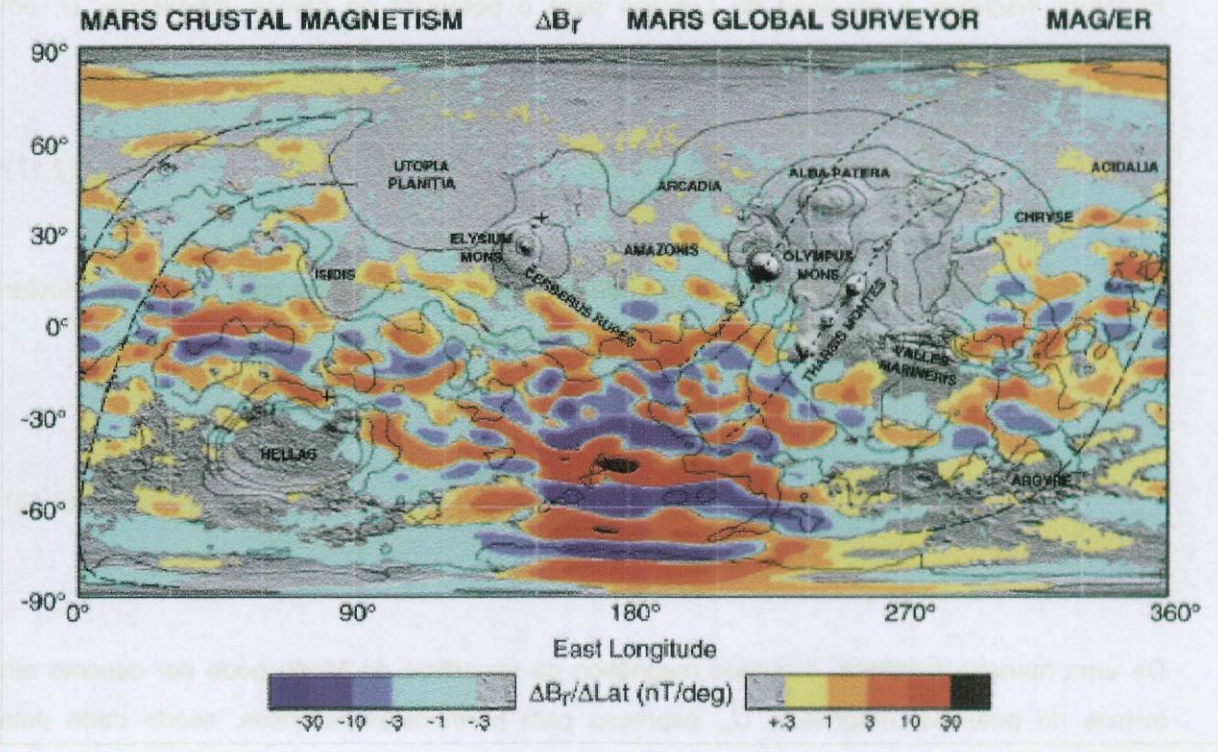


Fig. 2.8 – Carta do campo magnético crostal de Marte, com dados obtidos na fase de mapeamento da MGS (Connerney *et al.* 2005).

Dados do campo magnético do planeta Marte foram obtidos por diversas missões espaciais. Estas medições são dominadas por fontes na crosta (magnetização remanescente) e o campo externo gerado pela interacção entre a atmosfera de Marte e o vento solar. O campo externo é altamente variável, reflectindo variações temporais do vento solar em Marte. A grandeza do campo magnético interplanetário, marcado no vento solar é cerca de 3 nT em Marte e com uma inclinação de cerca de 53° em relação à linha Marte-Sol (Spohn *et al.* 1998)
A grandeza do campo magnético na crosta depende quer da distância às rochas-fonte, quer da geometria da fonte e da própria intensidade de magnetização. É o efeito da diferença de intensidade de magnetização entre a rocha-fonte e o material na qual está incrustada que observamos, pois uma camada infinita homogeneamente magnetizada não tem anomalias magnéticas. Assim as anomalias no campo são devidas ao contraste entre fontes específicas e a crosta circundante (Connerney *et al.* 2005).

Podemos escrever a equação de Laplace para o potencial do campo magnético, U, em coordenadas esféricas genéricas por:

$$\frac{\partial}{\partial r}\left(r^2\frac{\partial U}{\partial r}\right)+\frac{1}{\sin\theta}\frac{\partial}{\partial\theta}\left(\sin\theta\frac{\partial U}{\partial\theta}\right)+\frac{1}{\sin^2\theta}\frac{\partial^2 U}{\partial\Phi}=0 \qquad (2.17)$$

A equação pode ser escrita como uma série de polinómios de Legendre para o potencial devido a forças internas U_I e o potencial devido a forças externas U_e (Lowrie 1997)

$$U_I = a\sum_{n=1}^{\infty} T_n^I\left(\frac{a}{r}\right)^{n+1}$$
$$U_E = a\sum_{n=1}^{\infty} T_n^e\left(\frac{r}{a}\right)^{n} \qquad (2.18)$$

De uma maneira genérica, o campo magnético da superfície de Marte pode ser descrito em termos do potencial magnético U_B expresso com harmónicos esféricos, sendo dado pela somas das duas contribuições U_I e U_E:

$$U_B(r,\lambda,\varphi) = a\sum_{n=1}^{\infty}\left\{\left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} T_n^i + \left(\frac{r}{a}\right)^n T_n^e\right\} \tag{2.19}$$

com λ como longitude e φ como latitude e

$$T_n^i = \sum_{m=1}^{n}\left(g_{n,m}\cos m\lambda + h_{n,m}\sin m\lambda\right)P_n^m(\sin\varphi) \tag{2.20}$$

e

$$T_n^e = \sum_{m=1}^{n}\left(G_{n,m}\cos m\lambda + H_{n,m}\sin m\lambda\right)P_n^m(\sin\varphi) \tag{2.21}$$

O primeiro termo de U_l com o raio r normalizado para o raio equatorial r_a, representa o potencial do campo gerado internamente. O segundo termo que representa as contribuições de fontes externas. $(g_{n,m}, h_{n,m})$ e $(G_{n,m}, H_{n,m})$ são os coeficientes Gaussianos internos e externos correspondentes (Spohn *et al.* 1998).

Presentemente não existe em Marte um dínamo activo, a magnetização existente é uma magnetização remanescente. A intensidade da magnetização remanescente adquirida por um material geológico depende da intensidade do campo magnético quando a material foi magnetizado, o mecanismo de magnetização e do material magnético que o material geológico contém.

A crosta de Marte foi provavelmente magnetizada, há cerca de $4x10^9$ anos, antes da formação das bacias de impacto *Hellas* e *Argyre*, uma vez que as anomalias magnéticas são fracas em torno destas estruturas geológicas. A maioria dos autores assume que o mecanismo para a magnetização das rochas em Marte foi a magnetização termoremanescente (TRM). Quando a temperatura da rocha está acima da temperatura de Curie não há magnetização remanescente. Quando a rocha arrefece e atinge uma temperatura inferior à de Curie a rocha adquire a magnetização remanescente (Tauxe 2002). Mas quando grãos de magnetite são formados em sedimentos, o processo de magnetização química remanescente (CRM) é tão eficiente quanto o TRM. A magnetização química remanescente é adquirida "in situ" depois da deposição e durante o crescimento químico dos sedimentos. Quando os grãos atingem um tamanho crítico o material geológico fica magnetizado na direcção do campo magnético aplicado (Fowler, 2005).

Os modelos actuais para a magnetização crustal de Marte indicam que ambos os processos (TRM e CRM) têm igual relevância no contexto das anomalias magnéticas estudadas por MGS.

2.2.4- Climatologia

Em muitos aspectos a dinâmica da atmosfera de Marte é muito menos complexa do que a que encontramos na Terra. Devido a ser mais ténue que na Terra, a atmosfera em Marte reage mais lentamente às alterações de temperatura. Mas, recentes observações do Telescópio Espacial Hubble mostram que alterações repentinas podem ocorrer na atmosfera de Marte (Fig.2.9), transformando a aparência numa escala planetária num curto intervalo de tempo.

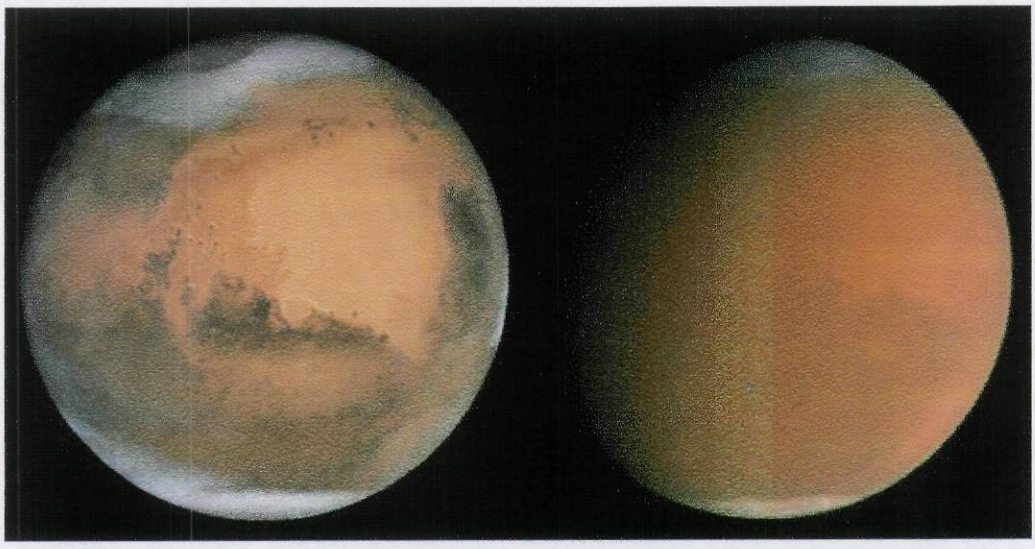


Fig. 2.9 – Tempestade de poeira em Marte, a imagem da esquerda foi obtida pelo Telescópio Espacial Hubble dia 26 de Junho de 2001 e a da direita dia 4 de Setembro do mesmo ano. (Crédito: NASA/ESA, James Bell (Cornell Univ.), Michael Wolff (Space Science Inst.), and the Hubble Heritage Team (STScI/AURA))

O passado climático de Marte deve ter sido bastante distinto do actual. Mas é praticamente consensual que a sua atmosfera foi mais densa, permitindo a existência de água na superfície do planeta (Pollack *et al.* 1987). As propriedades orbitais de Marte são muito importantes no contexto atmosférico estando 150 milhões de quilómetros mais afastado do Sol do que na Terra, o planeta recebe apenas metade da energia solar. (Spohn *et al.* 1998)

2.2.4.1 – Composição da Atmosfera

Desde a década de 30 que se realizaram diversas medições espectroscópicas para determinar a composição da atmosfera de Marte. A atmosfera é essencialmente composta por dióxido de carbono e diversos constituintes com menores concentrações (Tabela 2.3) incluindo vapor de água, monóxido de carbono, oxigénio atómico, ozono, hidrogénio atómico (Boyce 2002) e metano (Formisano *et al.* 2004)

Usando dados de mais de 1700 espectros obtidos pelo instrumento *Planetary Fourier Spectrometer* – PFS entre Janeiro de Fevereiro de 2004 descobriu-se uma risca exactamente nos 3.3 microns, onde seria de esperar encontrar a risca de metano se este estivesse presente na atmosfera de Marte (Formisano *et al.* 2004). Uma vez que o metano é instável na atmosfera de Marte e a sua vida média é apenas de algumas centenas de anos, um processo na superfície ou abaixo da mesma deve ser responsável pela contínua emissão do gás. Embora uma explicação biogénica possa ser considerada, uma explicação geológica, como vulcões activos, parece ser a mais forte hipótese para a existência deste gás na atmosfera de Marte.

Tabela 2.3 – Proporção dos compostos químicos na atmosfera de Marte. (Cattermole, 2001) (Formisano *et al.* 2004) (Read *et al.* 2004).

Compostos	Símbolo Químico	Concentração
Dióxido de Carbono	CO_2	95,32%
Nitrogénio	N_2	2,7%
Árgon	Ar	1,6%
Oxigénio	O_2	0,13%
Monóxido de Carbono	CO	0,07%
Vapor de Água	$H_2O(g)$	0,03%
Néon	Ne	2,5 ppm
Krípton	Kr	0,3 ppm
Xénon	Xe	0,08 ppm
Ozono	O_3	0,03 ppm
Metano	CH_4	0,011 ppm

As condições sazonais nas calotes polares juntamente com a temperatura da superfície controlam a quantidade de vapor de água na atmosfera.

A ténue atmosfera e a inexistência de oceanos criam diferenças de temperatura da ordem dos 50ºC entre o dia e a noite. As temperaturas mais baixas são registadas no Inverno, limitadas

pela condensação perto do ponto de congelamento do dióxido de carbono (148 K a 600 Pa) A temperatura na superfície das zonas equatoriais pode chegar aos 320 K. O gradiente vertical de temperatura perto da superfície pode ser elevado e 1 a 2 metros acima da superfície pode alcançar valores substancialmente mais baixos. (Spohn *et al.* 1998)

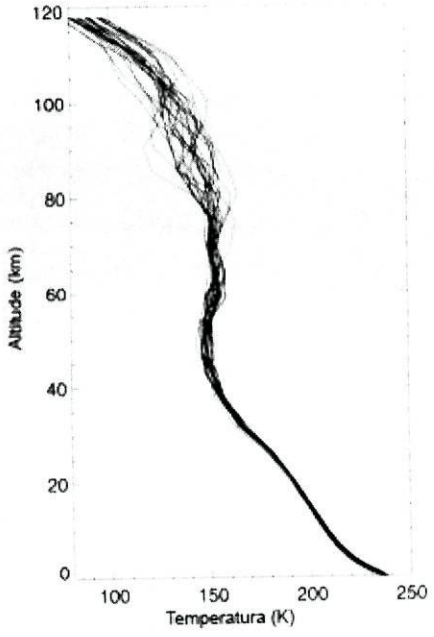


Fig.2.10 – Perfil da temperatura com a altitude.

Um importante efeito na temperatura da superfície e atmosférica é a constante névoa de poeira que se estende desde a superfície até mais de 50 km de altitude (Fig.2.10). Esta névoa varia de densidade dependendo da circulação atmosférica local e global, mas influencia substancialmente o albedo da atmosfera. A circulação atmosférica do planeta é controlada principalmente pelas forças radiativas e pelas forças de Coriolis, modificadas pela topografia da superfície e variações de albedo (Spohn *et al.* 1998).

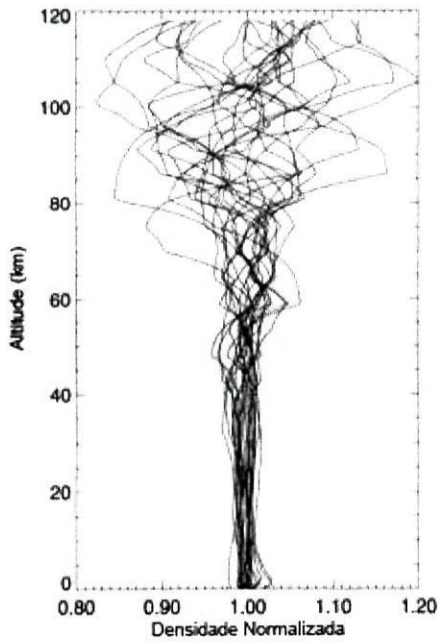


Fig.2.11 – Perfil da densidade com a altitude .

As primeiras estimativas da pressão atmosférica na década de 60 do séc. XX foram mais tarde confirmadas nas missões Mariner 6 e 7 A pressão atmosférica média é de cerca de 8 mbar, menos que 1% que da da Terra. (Cattermole 2001)

A baixa pressão atmosférica pode ser demonstrada, também, pela facilidade de movimentação das partículas materiais para o ar. Nuvens de poeira são comuns na atmosfera de Marte, especialmente perto do periélio.

2.2.5-Satélites

Os dois satélites de Marte, Fobos (Fig. 2.11) e Deimos (Fig. 2.13), são pequenos corpos que orbitam o planeta com uma órbita bastante baixa. As suas dimensões físicas são determinadas pela medição do seu brilho e assumindo um valor para o seu albedo. Estes cálculos permitem calcular os raios dos satélites, sendo 14 km para Fobos e 8 km para Deimos (Carroll, 1996).

Fobos, o satélite mais interior, tem um período de revolução de 7h 39m (Roy *et al.* 1989), sendo menos de um terço do período de rotação do planeta Marte. Como consequência, Fobos pode ser observado três vezes na mesma posição do céu de Marte durante um dia marciano. O satélite mais afastado do planeta, Deimos, tem um período de rotação de 30h 17m (Roy *et al.* 1989).

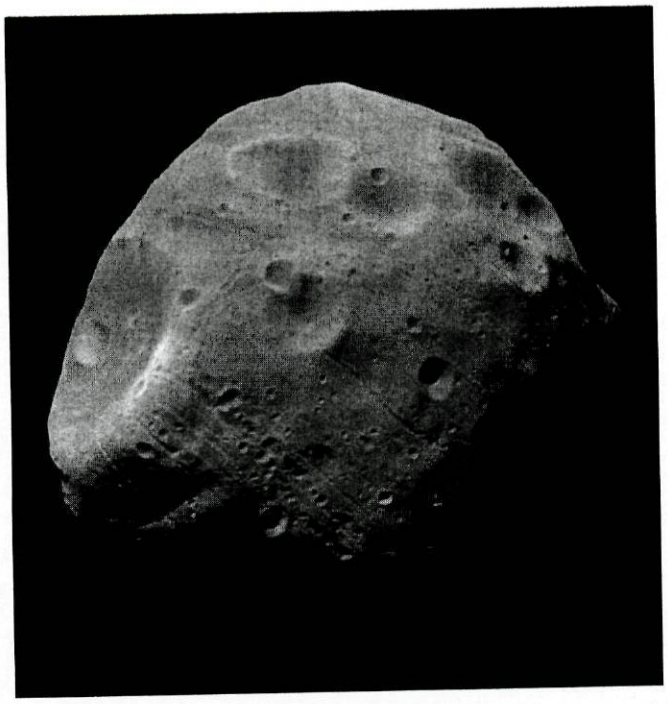


Fig. 2.12 - Imagem de Fobos obtida, dia 11 de Novembro de 2004, pela câmara de Alta Resolução Estereográfica (HRSC) a bordo da Sonda Mars Expresss da ESA. Crédito: ESA/DLR/FU Berlin (G. Neukum).

Fig. 2.13 – Imagem de Deimos, satélite de Marte. Crédito: NASA- Planetary Data System.

2.2.6 - Interior de Marte

A grande quantidade de dados fornecidos pelas últimas missões espaciais levou a uma melhor compreensão da superfície do planeta Marte, mas muito pouco é conhecido quanto ao seu interior. A sua densidade média é de 3930 kg m^{-3}, mas quando o valor da densidade é corrigido para o efeito da compressão própria (o efeito da massa do planeta no valor da densidade) o seu valor diminui para 3730 kg m^{-3}. Este défice de densidade é tradicionalmente explicado por duas razões: Marte contém menos ferro que a Terra, ou a quantidade de ferro é praticamente a mesma para Marte e a Terra, mas em Marte está num estado mais oxidado.

O conhecimento que se tem do interior do planeta Marte provém dos dados geofísicos do planeta, em particular dos poucos registos da actividade sísmica. Marte, aparentemente, apresenta uma menor sismicidade, comparado com a Terra (Spohn *et al.* 1998). Uma estimativa da espessura da crosta Marciana foi calculada em cerca de 16 km, utilizando dados de dois possíveis sismos registados pela *Viking 2* na região da *Utopia*. O conhecimento actual da estrutura interna vem de dados gravimétricos, momentos de inércia e dos diversos modelos computacionais. Com a determinação do valor do momento de inércia podem ser impostas algumas condições na estrutura interna do planeta, pois este momento dá-nos pistas para a distribuição interna da densidade.

2.2.6.1- Perfil de Densidade

A densidade de Marte é cerca de 75% da densidade da Terra, o que implica que, quando comparado com a Terra, Marte aparentemente tem menor quantidade de elementos pesados, tais como ferro. Mas a densidade no seu centro é cerca de $8x10^4$ kg m^{-3} e a pressão de 10^{11} Pa (Fig. 2.14). Desde as medições do magnetometro a bordo da *Mariner 4,* onde não conseguiram medir um campo magnético, que se assume que Marte não tem um núcleo de Ni-Fe ou se o tem apresenta uma convecção muito lenta para actuar como um dínamo e gerar um campo magnético. Recentemente dados da sonda *Mars Pathfinder* mostraram que o núcleo metálico de Marte deverá ter um raio entre 1300 e 2000 km (Tabela 2.4) (Golombek *et al.* 1999).

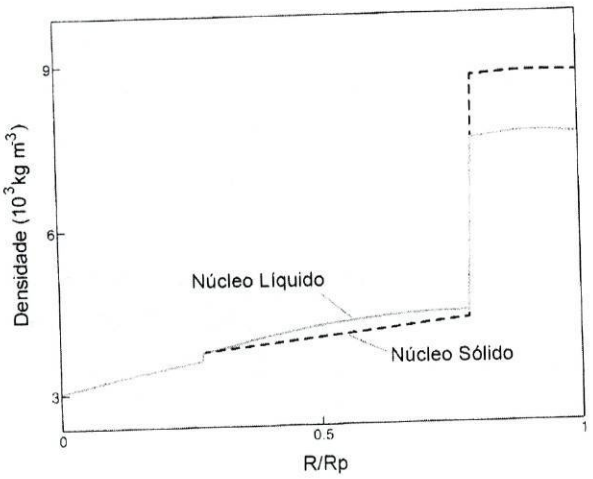


Fig. 2.14 – Perfil de densidade do interior de Marte. (baseado em Cattermole 2001)

Registos Doppler da sonda *Mars Pathfinder* foram combinados com registos das sondas Viking para melhorar os dados da precessão dos pólos e a variação na rotação do planeta. A precessão de -7576±35 mili-arc-sec (Spohn *et al.* 1998) por ano implica um núcleo denso e coloca algumas limitações nos modelos de estrutura interna.

Tabela 2.4 – Estrutura Interna de Marte (Bills e James 1999)

Camada	Nome	*R* (km)	ρ (kg m^{-3})	μ (GPa)
1	Crosta	3390,1	2800	45
2	Manto Superior	3292,5	3550	80
3	Manto Intermédio	2360,0	4050	120
4	Manto Inferior	2030,0	4200	155
5	Núcleo	1469,9	7200	0

2.2.6.2 - Composição do interior de Marte.

A maioria dos modelos para a composição geoquímica de Marte surgiram na década de 60, quando as fases dos minerais a altas pressões se começaram a perceber. Os modelos mais

plausíveis apresentam o interior de Marte como contendo 60% de olivina, 19% de piroxena e 21% de magnetite (Fig. 2.15). Esta composição, para condições P-T apropriadas para o interior marciano, tem duas grandes mudanças de fase, a profundidades de 1200 e 2000 km (Tabela 2.4). Calculando a densidade segundo este modelo obtém-se um valor de 3970 kg m^{-3}, valor também calculado pelas observações, mas o coeficiente do momento de inércia, para tal composição, dá um valor de 0.391, muito maior que o observado. O modelo foi modificado, por esta limitação, e foi assumido uma fusão extensiva e diferenciada, resultando num núcleo com 1640 km de raio, composto por magnetite a alta pressão. Com uma densidade de 3940 kg m^{-3} e um coeficiente de inércia de 0.373 este modelo está de acordo com as observações.

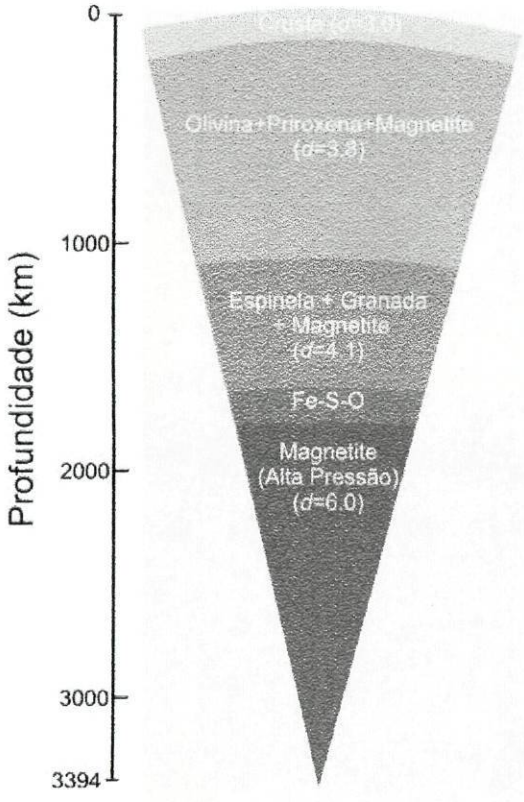


Fig. 2.15 – Modelo do interior de Marte após a segregação do núcleo. (baseado em Cattermole 2001)

2.3 – Superfície

Marte é marcadamente assimétrico na distribuição das suas características geológicas à superfície (Fig.2.16). A maior parte do Hemisfério Sul encontra-se a 1-3 km acima do nível médio e com uma grande densidade de crateras, tal como as terras altas na Lua. Em contraste, o Hemisfério Norte tem uma baixa caraterização e com locais 1-2 km abaixo do nível médio (Spohn *et al.* 1998). A razão desta diferença ainda não é conhecida. Uma possível explicação é que um enorme impacto criou uma enorme bacia no Hemisfério Norte, impacto ocorrido na história muito antiga do planeta. As zonas com uma grande densidade de crateras continuaram apenas fora desta bacia de impacto.

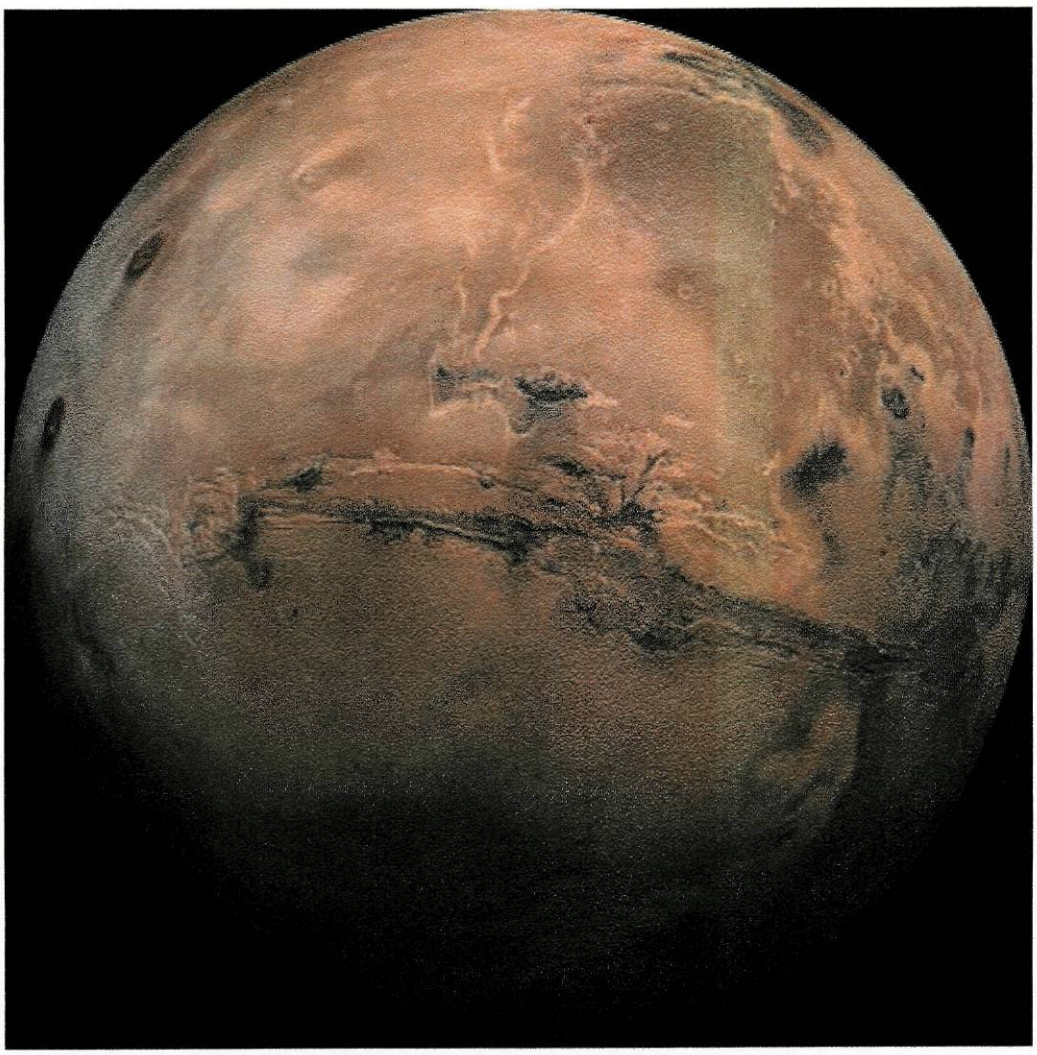


Fig.2.16 – Mosaico da superfície de Marte, com destaque central do *Valles Marineris*. (Crédito: NSSDC Photo Gallery)

2.3.1 - Terras Altas

As terras altas cobrem mais de dois terços do planeta e são caracterizadas por algumas bacias de impacto relativamente grandes e numerosas crateras que se distribuem quase lado a lado. Duas grandes, relativamente bem conservadas, bacias de impacto são a bacia de Hellas a 43ºS, 291ºW com 2000 km de diâmetro e a bacia de *Argyre* a 50ºS, 42ºW com 1200 km. Por analogia com a Lua, pensa-se que a taxa de impactos por meteoritos foi maior na história inicial do planeta Marte, há mais de 3.8 mil milhões de anos. As zonas densamente craterizadas de Marte diferem das da Lua em diferentes aspectos (Fig 2.17), mas especialmente na forma como o material foi ejectado em redor da cratera e na presença de numerosos canais. O material ejectado em redor das crateras lunares é geralmente desordenado e com pequenas elevações. Em contraste, o material ejectado em torno das crateras em Marte é tipicamente distribuído em pétalas. A explicação para este facto provém da maior existência de água ou gelo no solo aquando do impacto (Carr 1999). O material geológico estava saturado com água, ganhando uma consistência parecida com a lama que causa o fluxo ao longo do solo depois da ejecção de material da cratera.

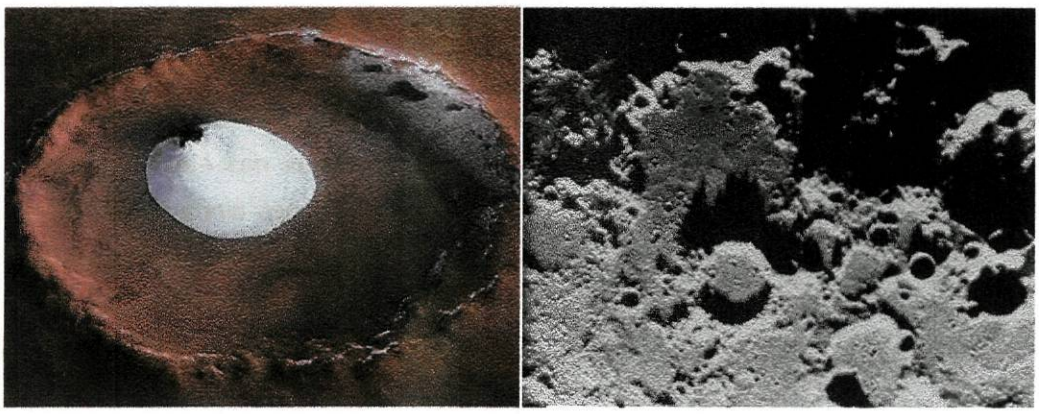


Fig.2.17 – Diferenças entre uma cratera em Marte (imagem do lado esquerdo) e uma cratera da Lua. (Créditos: Marte: SA/DLR/FU Berlin (G. Neukum) Lua: ESA/SPACE-X Space Exploration Institute)

A presença de vales em estuário é uma das principais razões para acreditar que as terras altas eram ricas em água e que as condições climáticas primordiais de Marte foram bastante distintas das condições que prevaleceram na restante história do planeta. Os vales têm alguns quilómetros de largura e podem chegar a ter centenas de quilómetros de comprimento. A maior

parte deles termina em bacias. As suas características apontam para a sua formação ser resultado da lenta erosão provocada por água corrente, não por fortes correntes, mas sim por jactos intermitentes que congelariam rapidamente em determinadas condições climáticas (Carr 1992). Os vales estão presentes em todos os terrenos com uma grande densidade de crateras, excepto a elevadas altitudes, onde terão sido destruídos por deslocamento dos materiais perto da superfície, provocados pelo degelo. Estes canais são raramente observados em terrenos mais jovens.

2.3.2 - Vulcanismo

Entre as grandes crateras e as Terras Altas existem locais onde o fluxo de lava é claramente visível. Enquanto se formavam os terrenos craterizados a taxa de vulcanismo que ocorria simultaneamente era muito elevada. As mais espectaculares demonstrações de vulcanismo em Marte estão em *Tharsis* e *Elysium*. Estas cinturas de vulcões, que podem ser comparados aos do Havai no planeta Terra, foram construídos pela própria lava. Três cinturas de vulcões enormes podem ser encontradas na zona de *Tharis*, numa linha NE-SW. Cada um tem mais de 400 km de largura, com uma enorme caldeira a mais de 15 km de altura do terreno circundante (Carr 1992). A algumas centenas de quilómetros a noroeste destes vulcões vamos encontrar o maior vulcão de Marte, o Monte Olimpo (Fig. 2.18). Tem cerca de 600 km de largura, com uma caldeira de 90 km de diâmetro e com uma altitude de 27 km, tornando-se a maior elevação do Sistema Solar (Carr 1999). Em torno de *Tharsis* existem muitos mais vulcões de pequenas dimensões. Parte destes vulcões não apresentam quaisquer crateras nas suas imediações indicando superfícies muito recentes e podem sugerir que alguns vulcões ainda se encontram activos (Carr 1999). A grande dimensão dos vulcões de Marte pode estar associados ao facto da ausência de placas tectónicas. Os vulcões na Terra têm uma duração de vida curta, pois o lento movimento da placa que o suporta desloca a fonte do magma debaixo da placa. Em Marte, por sua vez, o vulcão está permanentemente sobre a fonte de magma e continua a crescer enquanto o magma disponível conseguir sair para a superfície.

Fig.2.18 – Detalhe do complexo sistema de caldeira do Monte Olimpo (Crédito: ESA/DLR/FU Berlin (G. Neukum)

A região dos vulcões-escudo em *Elysium* é mais pequena que em *Tharsis*, mas com algumas características interessantes. Grandes canais começam perto dos vulcões de *Elysium* e estendem-se por centenas de quilómetros para noroeste. A explicação mais plausível é que o calor dos vulcões derreteu o gelo na região levando a que a água do degelo escavasse estes canais.

O cume de Tarsis, para além de ser um grande foco de actividade vulcânica, é a causa das maiores formações observadas no planeta. O topo está no centro de um vasto sistema de fracturas radiais que afectam um terço do planeta (Carr 1999). As fracturas geralmente ocorrem aos pares, definindo complexos sistemas de *horsts* e *grabens*. Rodeando o cume há faixas em circunferência, possivelmente indicando compressão. Quer as fracturas quer as faixas resultam provavelmente da tensão criada entre a crosta e o cume (Carr 1992).

2.3.3-Desfiladeiros e as suas características.

No flanco Este do cume de *Tarsis* existe um vasto sistema de desfiladeiros e vales ligados entre si que aparentam ter sido formados por uma combinação de falhas e erosão por água. O maior desfiladeiro, o *Valles Marineris*, estende-se para Este, desde o empolamento de *Tharsis*, por mais de 4000 km. A maior parte dos desfiladeiros tem mais de 3 km de profundidade e 100 km de largura. No sector central, três desfiladeiros paralelos unem-se para formar uma depressão com mais de 7 km de profundidade e 600 km de largura. Os desfiladeiros são maioritariamente constituídos por uma base plana, ladeada por escarpadas ravinas. Muitos contêm uma camada

fina de sedimentos, parcialmente erodida. A origem dos desfiladeiros é complexa e ainda não totalmente esclarecida.

Paredes direitas paralelas às fracturas radiais em torno de *Tharsis* mostra que as falhas tiveram um papel importante na sua criação, mas as profundas paredes escarpadas demonstram que significantes processos erosivos ocorreram. A camada de sedimentos indicam que os desfiladeiros poderão ter contido lagos e as formas esculpidas no final podem indicar que no final a águas dos lagos correu para Este dos desfiladeiros (Cattermole 2001). Os desfiladeiros juntam-se a este no que se chama "terreno caótico" (Spohn *et al.* 1998).

3.3.4-Tectónica

Os padrões lineares de magnetização no hemisfério Sul de Marte foram comparados às faixas magnéticas encontradas nos fundos oceânicos, o que levou a admitir para a sua origem a existência (em tempos) de placas tectónicas em Marte. (Acuña *et al.* 1999) O fluxo de calor na superfície e a possibilidade de existência de campo magnético nos primeiros 500 Ma, podem estar relacionados com as placas tectónicas. (Nimo e Stevenson 2000) Mas a rápida formação de uma espessa litosfera sobre o manto de Marte (Schott *et al.* 2001), não está de acordo com a existência de placas tectónicas primitivas. Até ao momento não foram encontradas evidências robustas para a existência de placas tectónicas em Marte.

Thienen *et al.* em 2004 apresentam resultados que ligam a existência de placas tectónicas a temperaturas abaixo dos 1300 – 1400 ° C. Uma vez que Marte apresenta uma percentagem da superfície mais elevada que a Terra, era de esperar que o planeta arrefecesse mais rapidamente mas, por outro lado, a formação de uma litosfera com centenas de quilómetros de espessura de uma camada flutuante no manto de Marte deve ter reduzido a eficiência do arrefecimento convectivo do planeta (Schott *et al.* 2002). Como consequência Marte possivelmente nunca arrefeceu o suficiente para alcançar uma temperatura abaixo dos 1300-1400 ° C necessária para a existência de placas tectónicas.

2.4 – Comparação Terra – Marte

O planeta Terra e o planeta Marte fazem parte dos planetas interiores do Sistema Solar. Estes planetas (Mercúrio, Vénus, Terra e Marte) são caracterizados pelas suas caracteristicas rochosas em contraste com os gigantes gasosos do Sistema Solar exterior (como Jupiter, Saturno, Urano e Neptuno). Podemos de uma forma sumária comparar algumas caracteristicas dos planetas Terra e Marte (Tabela 2.4).

Tabela 2.5 – Comparação entre Terra e Marte. (Jones 2000)

	Terra	Marte
Raio médio orbital (10^{11} m)	1,5	2,28
Distância ao Sol (UA)	0,98-1,02	1,38-1,67
Excentricidade Orbital	0,017	0,093
L_S do periélio	281°	251°
Obliquidade Planetária	23,93°	25,19°
Taxa de Rotação, Ω (10^{-5} s^{-1})	7,294	7,088
Dia Solar, sol (s)	86 400	88 775
Duração do Ano (sol)	365,24	668,6
Duração do Ano (dias Terrestres)	365,24	686,98
Raio Equatorial (10^6 m)	6,378	3,396
Gravidade na Superfície, g (m s^{-2})	9,81	3,72
Pressão na Superfície (Pa)	101,300	600(variável)
Constituintes Atmosféricos (proporção molar)	N_2(77%), O_2(21%), H_20(1%), Ar(0.9%)	CO_2(95%), N_2(2,7%), Ar(1,6%), O_2(0,13%)
Constante dos Gases, R (m^2 s^{-2} K^{-1})	287	192
C_p/R	3,5	4,4
Constante Solar Média (W m^{-2})	1367	589
Temperatura Equilíbrio, T_e (K)	256	210
Temperatura na Superfície (K)	230-315	140-300

Capitulo 3: Inércia Térmica, aspectos físicos e geofísicos

3.1. Transporte de Calor

O calor pode ser transportado por três processos: condução, convecção e radiação. Condução e convecção necessitam da presença de matéria, enquanto a radiação se propaga através do espaço ou vácuo. A condução é o processo mais significativo no transporte de calor por materiais sólidos e, por isso, é muito importante no solo de Marte. No entanto, é uma forma muito pouco eficiente de transporte de energia. Quando as moléculas estão livres para se moverem, como num fluido ou gás, o processo de convecção torna-se mais importante.

3.1.1-Condução

A condução térmica ocorre pela transferência da energia cinética entre moléculas e átomos. Os electrões de valência dos átomos podem mover-se através do material transferindo energia cinética. Por essa razão são chamados electrões de condução. Devido à carga eléctrica dos electrões o movimento de condução vai provocar uma corrente eléctrica. Por isso não é surpreendente que os materiais que são bons condutores eléctricos também sejam bons condutores de calor. Os electrões movimentam-se com uma velocidade de aproximadamente 1000 km s^{-1}, mas em direcções aleatórias tal que não há energia transferida em nenhuma direcção particular.

Nos sólidos os átomos ocupam posições numa rede com uma certa simetria. Os átomos não estão estacionários mas vibram com uma frequência que é dependente da temperatura. O aumento da temperatura, num certo local da rede, faz aumentar a frequência de vibração da rede. Devido à ligação dos átomos este aumento de vibração da energia de vibração, quantificada na forma de fonões, fará aumentar a temperatura através da rede.

3.1.1.1 - Equação de condução de Calor unidimensional

Vamos considerar uma barra de comprimento L e cuja secção recta de área é A (Fig.3.1). As extremidades são colocadas às temperaturas T_1 e $T_2 > T_1$.

onde κ ($=k/\rho c_p$) é a chamada difusibilidade térmica. A temperatura é função da posição e do tempo $T=T(z,t)$, isto significa que a temperatura numa certa posição muda com o tempo e, por outro lado, a temperatura para um dado tempo varia com a posição do corpo.
Aplicando o mesmo raciocínio para as direcções x e y obtemos a equação de condução térmica tridimensional, também conhecida como equação de difusão:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa\left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}\right) \tag{3.8}$$

A solução da equação (3.7) é obtida usando o método de separação de variáveis. Seja T(x,t) a solução da equção (3.8):

$$T(x,t) = X(x)\theta(t) \tag{3.9}$$

então:

$$X\frac{d\theta}{dt} = \kappa\theta\frac{d^2X}{dx^2} \tag{3.10}$$

dividindo ambos os termos da expressão por $\kappa X\theta$ obtemos

$$\frac{1}{\kappa\theta}\frac{d\theta}{dt} = \frac{1}{X}\frac{d^2X}{d^2x} = -\frac{1}{\lambda^2} \tag{3.11}$$

onde cada um dos lados deve ser igual a uma constante. Antecipando a solução exponencial em T escolhemos o sinal negativo para que a solução se mantenha finita sempre, λ é a "constante de separação" tem as dimensões de um comprimento. A solução em T é:

$$\theta(t) = Ae^{-\kappa t/\lambda^2} \tag{3.12}$$

e a solução X é:

$$X(x) = C\cos\left(\frac{x}{\lambda}\right) + D\sin\left(\frac{x}{\lambda}\right) \tag{3.13}$$

a solução geral é então da forma:

$$T(x,t) = \theta(t)X(x) = Ae^{-\kappa t/\lambda^2}\left[C\cos\left(\frac{x}{\lambda}\right) + D\sin\left(\frac{x}{\lambda}\right)\right] = e^{-\kappa t/\lambda^2}\left[E\cos\left(\frac{x}{\lambda}\right) + F\sin\left(\frac{x}{\lambda}\right)\right] \tag{3.14}$$

com as condições fronteira:

$$T(0,t) = 0$$
$$T(L,t) = 0 \tag{3.15}$$

e aplicando às soluções obtemos:

$$E\cos\left(\frac{x}{\lambda}\right) = 0 \Rightarrow D = 0$$

, n=1,2,3,... (3.16)

$$F\sin\left(\frac{L}{\lambda}\right) = 0 \Rightarrow \frac{L}{\lambda} = n\pi \Rightarrow \lambda = \frac{L}{n\pi}$$

então a solução fica com a forma:

$$T_n(x,t) = F_n e^{-\kappa(n\pi/L)^2 t}\sin\left(\frac{n\pi x}{L}\right) \tag{3.17}$$

Uma solução geral pode ser obtida pela sobreposição da função:

$$T(x,t) = \sum_{n=1}^{\infty} F_n \sin\left(\frac{n\pi x}{L}\right) e^{-\kappa\left(n\pi/L\right)^2 t} \tag{3.18}$$

Com a condição inicial T(x,0), obtemos:

$$T(x,0) = \sum_{n=1}^{\infty} F_n \sin\left(\frac{n\pi x}{L}\right) \tag{3.19}$$

Multiplicando ambos os lados da expressão por sin($m\pi x/L$) e integrando de 0 a L obtemos:

$$\int_0^L \sin\left(\frac{m\pi x}{L}\right) T(x,0)dx = \int_0^L \sum_{n=1}^{\infty} F_n \sin\left(\frac{m\pi x}{L}\right) \sin\left(\frac{n\pi x}{L}\right) dx \tag{3.20}$$

usando a ortogonalidade da função seno e coseno

$$\sum_{n=1}^{\infty} F_n \int_0^L \sin\left(\frac{n\pi x}{L}\right) \sin\left(\frac{m\pi x}{L}\right) dx = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{1}{2} L \delta_{mn} F_n = \frac{L}{2} F_m = \int_0^L \sin\left(\frac{m\pi x}{L}\right) T(x,0) dx \tag{3.21}$$

com

$$F_m = \frac{2}{L} \int_0^L \sin\left(\frac{m\pi x}{L}\right) T(x,0) dx \tag{3.22}$$

Se as condições fronteira podem ser diferentes, no caso da derivada da temperatura ser zero na fronteira, ou seja:

$$\left.\frac{\partial T}{\partial x}\right|_{(0,t)} = 0$$

$$\left.\frac{\partial T}{\partial x}\right|_{(L,t)} = 0 \tag{3.23}$$

Utilizando o processo anterior facilmente chegamos à solução:

$$T(x,t) = \sum_{n=1}^{\infty} F_n \cos\left(\frac{n\pi x}{L}\right) e^{-\kappa\left(n\pi/L\right)^2 t} \tag{3.24}$$

onde

$$F_n = \frac{2}{L} \int_0^L \cos\left(\frac{m\pi x}{L}\right) \left.\frac{\partial T(x,0)}{\partial x}\right|_{t=0} dx \tag{3.25}$$

3.1.2 - A Inércia Térmica

Consideremos um meio homogéneo e semi-infinito, com constantes, k, c, ρ e κ, cuja superfície está sujeita a variações cíclicas de temperatura (Fig. 3.3). Estas variações de temperatura são o resultado da irradiação solar: quantidade de energia em todos os comprimentos de onda emitida pelo Sol, que chega a um metro quadrado da Terra cada segundo. Vamos mostrar que a amplitude das flutuações de temperatura são controlados por uma propriedade do material chamada inércia térmica, I.

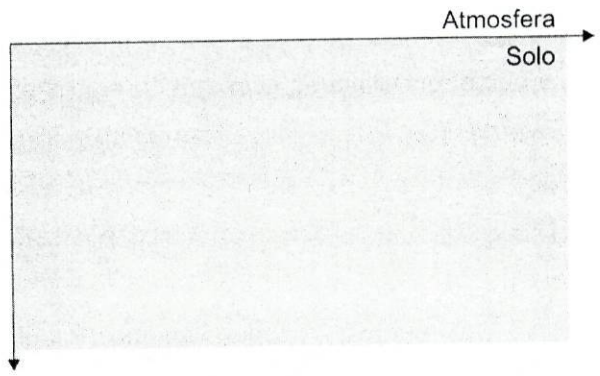


Fig. 3.3 - Solo com um meio homogéneo semi-infinito.

Uma vez que a radiação é uniforme ao longo da superfície, a temperatura no solo satisfaz a equação de difusão de calor, dependente do tempo, a uma dimensão e sem fontes de calor internas (Eq. 3.6). É assumido que num ponto afastado da superficie a temperatura é constante e uma vez que apenas interessam as variações desta constante vamos defenir esta tremperatura como sendo zero. A irradiação solar deve ser igual ao fluxo de calor na superfície, que é igual ao produto da condutividade térmica pelo gradiente de temperatura.
Para uma perturbação periódica no tempo e a equação diferencial (Eq.3.6) é linear, a solução em T é da forma:

$$T(z,t) = Af(z)e^{-i\omega t} \tag{3.26}$$

Substituindo na equação 3.6 obtém-se:

$$Ae^{-i\omega t}\frac{\partial^2 f}{\partial z^2} - \frac{A}{\kappa}(-i\omega)e^{-i\omega t}f(z) = 0 \tag{3.27}$$

ou

$$\frac{d^2f}{dz^2} = -i\frac{\omega}{\kappa}f(z) \tag{3.28}$$

A solução geral é:

$$f(z) = be^{az} + ce^{-az} \tag{3.29}$$

onde

$$a = \sqrt{\frac{-i\omega}{\kappa}} \tag{3.30}$$

Seleccionando a solução exponencial negativa, vem:

$$T(z,t) = A\exp\left[-\left(\frac{1-i}{\sqrt{2}}\right)\sqrt{\frac{\omega}{\kappa}}z\right]\exp(-i\omega t) \tag{3.31}$$

Seja

$$z_0 = \sqrt{\frac{2\kappa}{\omega}} \tag{3.32}$$

a distância de atenuação. Então a solução é:

$$T(z,t) = A\exp\left(\frac{-z}{z_0}\right)\exp\left[i\left(\frac{z}{z_0} - \omega t\right)\right] \tag{3.33}$$

A condição fronteira da superfície é usada para determinar a constante A.

$$-k\left.\frac{\partial T}{\partial z}\right|_0 = kA\sqrt{\frac{\omega}{\kappa}}\left(\frac{1-i}{\sqrt{2}}\right)\exp(-i\omega t) = kA\sqrt{\frac{\omega}{\kappa}}\exp\left(-i\left(\omega t - \frac{\pi}{4}\right)\right) \tag{3.34}$$

Igualando com a irradiação solar $F(t)=F_0 \exp(-i\omega t)$ encontramos o valor de A. Mas é mais interessante comprar a temperatura da superfície com o fluxo de calor da superfície.

$$T(0,t)=A \exp(-i\omega t) \tag{3.35}$$

$$F(t) = kA\sqrt{\frac{\omega}{\kappa}} \exp\left(-i\left(\omega t - \frac{\pi}{4}\right)\right) \tag{3.36}$$

Vemos que a temperatura está desfasada do fluxo de calor por π/4.

A razão do fluxo máximo pela máxima temperatura relacionada-se com a inércia térmica, $I = \sqrt{k\rho c}$:

$$\frac{\max fluxo}{\max temp} = k\sqrt{\frac{\omega}{\kappa}} = I\sqrt{\omega} \tag{3.37}$$

3.2-Inércia Térmica: Aspectos geofísicos

O estudo da temperatura à superfície pode fornecer indirectamente informação do material da superfície e abaixo dela, neste contexto a inércia térmica é importante em diversos métodos de detecção remota de materiais geológicos (Gibson e Power 2000).

A inércia térmica não pode ser medida directamente "*in situ*" e o seu valor deve ser inferido de medições da variação da temperatura durante um ciclo completo de tempo (um dia por exemplo), em conjunto com o conhecimento dos processos de transporte de calor que ocorrem durante esse ciclo.

Foi na década de 70, que com o desenvolvimento dos sensores no visível e infra vermelho para satélites (especialmente o aumento da sensibilidade dos mesmos na região térmica do infravermelho (10-12 μm) que os resultados das medições da inércia térmica começaram a ser fiáveis. Os primeiros modelos de condução térmica, usados para calcular a inércia térmica, foram originalmente desenvolvidos por Jaeger (1953) para estudar a temperatura na superfície da Lua. Podemos pensar na temperatura da superfície como a resposta à incidência da radiação solar na superfície. No caso da Terra, o Sol nasce de manhã e ilumina de uma forma mais ou menos uniforme todas as partes da superfície de uma determinada região. No entanto, a temperatura nestas regiões da superfície pode variar muito. No final do dia, depois do pôr do Sol, as zonas que sofrem uma maior variação da temperatura durante o dia sofrem uma diminuição abrupta da mesma. A amplitude térmica durante um ciclo de 24 horas varia imenso para diferentes tipos de superfície. As diferenças mais extremas são em terrenos de areia, rocha descoberta. Durante a noite, o solo é mais frio que o mar, algo que pode ser observado facilmente em imagens de satélite no infravermelho térmico. A amplitude térmica na superfície é de cerca de uma dezena de graus (o deserto pode ser extremamente frio durante a noite), enquanto que no mar as variações podem ser apenas da ordem de alguns graus (Cracknell 1997) (Fig.3.4).

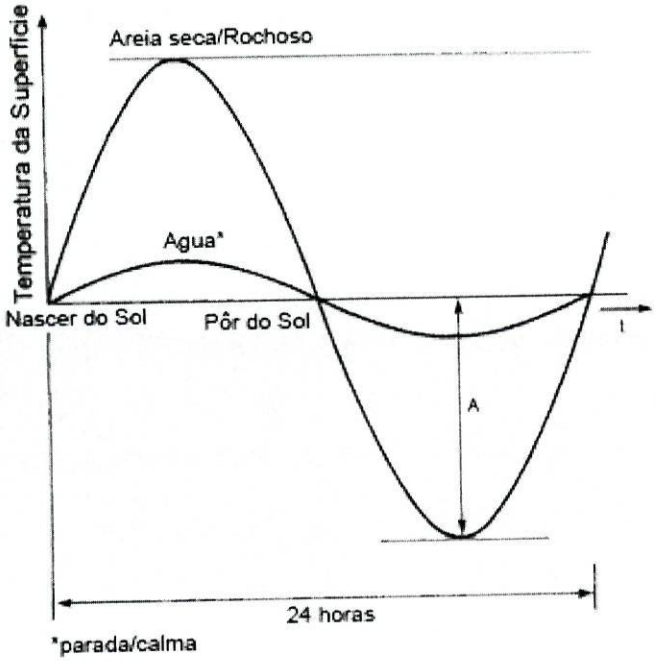


Fig.3.4 – Variação de temperatura ao longo de 24 horas para um solo rochoso e para uma zona com água, como um rio ou um mar. (Cracknell 1997)

Uma explicação simples para as diferenças entre a resposta da terra e do mar é o valor do calor específico da água ser grande.

Em termos quantitativos, a inércia térmica é a quantidade que é definida como a medida da relutância de um certo material em responder à incidência de uma determinada energia solar. Para determinar a inércia térmica necessitamos de resolver a equação de condução de calor (em detalhe na secção 3.1), que é dominada por um fluxo (vertical) de calor na região acima da superfície. A equação de difusão é:

$$\frac{\partial^2 T(x,t)}{\partial x^2} = \frac{\rho c}{k} \frac{\partial T(x,t)}{\partial t} \tag{3.40}$$

onde $T(x,t)$ é a temperatura a profundidade x a uma dada tempo t, a quantidade κ ($=k/\rho c$) é a difusibilidade térmica do material. Para resolver esta equação teremos que definir uma condição fronteira no gradiente de temperatura ($\partial T(x,t)/\partial x$) na superfície (x=0). Esta condição pelo balanço da energia na superfície. Uma das soluções possíveis é a seguinte condição:

$$-k\left.\frac{\partial T(x,t)}{\partial x}\right|_{x=0} = (1-A)S_0C_1\cos z' - R_{emit} + R_{sky} - H - LE \qquad (3.41)$$

com S_0 é a constante solar, C_1 é a transmitância atmosférica, z' é o ângulo de inclinação da superfície com o zénite, R_{emit} é a radiação emitida pela superfície, R_{sky} é radiação de céu, H o fluxo de calor da atmosfera e LE o fluxo de calor latente da atmosfera (Cracknell 1997).
Com este modelo podemos determinar a variação periódica da temperatura à superfície.

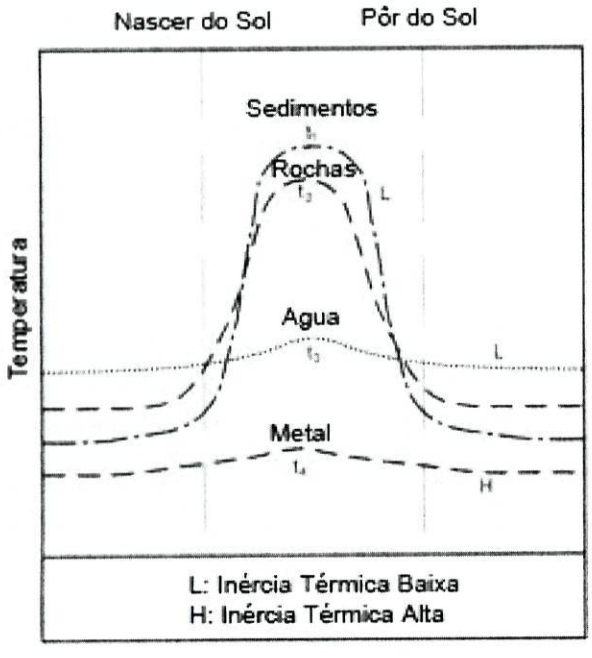


Fig.3.5 – Variação da temperatura ao longo de 24 horas para diferentes tipos de material. Note-se que o tempo em que se atinge o máximo varia para diferentes materiais (Gibson e Power 2000).

A amplitude desta oscilação é inversamente proporcional à inércia térmica. Para terminar a inércia térmica, I, teremos que medir a amplitude da oscilação ΔT (Gupta 2003).
O conceito de inércia térmica foi introduzido para se perceber a importância do calor específico e da condutividade térmica na resposta dos materiais a uma dada variação de calor (Fig. 3.5). Um valor elevado da inércia térmica corresponde a uma pequena amplitude de oscilação ou pequena variação da temperatura da superfície num período de tempo. Para o aquecimento de um material com um grande calor específico implica uma pequena variação de temperatura e

uma grande inércia térmica. Para o aquecimento de um material com uma boa condutividade térmica, uma maior fracção de calor é transportada para camadas inferiores e o aumento da temperatura na superfície será menor, isto é, uma grande condutividade térmica implica uma grande inércia térmica (Paine e Kiser 2003). Podemos então recordar a expressão que define a inércia térmica:

$$I = (k\rho C)^{1/2} \tag{3.42}$$

Os valores de inércia térmica calculados através de métodos de detecção remota são apenas aproximações do valor real da inércia térmica e são chamados Inércia Térmica Aparente, que se baseia num modelo simples da absorção da radiação solar pela superfície. Vamos assumir que o Sol provoca um aquecimento numa determinada superfície e que esta superfície apenas perde calor por transporte radiativo. Uma aproximação do valor da inércia térmica, a inércia térmica aparente *ATI*, pode ser obtida pelo albedo, *a*, e a diferença de temperatura ao longo de um ciclo de tempo ΔT:

$$ATI = \frac{(1-a)}{\Delta T} \tag{3.43}$$

Segundo outro modelo térmico simples, que assume que o Sol causa um aquecimento periódico numa determinada superfície e que o solo apenas perder calor por transporte radiativo, a energia solar incidente na superfície é parcialmente reflectida e parcialmente transferida. Se o fluxo solar *S* é incidente numa superfície de albedo, *a*, então

$$S = a \times S + (1-a) \times S \tag{3.44}$$

Onde *S* é o fluxo solar incidente, $a \times S$ o fluxo reflectido e $(1-a) \times S$ o fluxo absorvido e responsável pelo aumento da temperatura na superfície. $(1-a)$ pode variar espacialmente com na superfície. Para determinar uma estimativa da inércia térmica aparente é necessário normalizar a variação da energia calorífica recebida $\left[(1-a) \times S\right]$. Então,

$$ATI \propto \frac{1}{(\Delta T/1-a)\cdot S} \propto \frac{1}{S}\cdot\frac{(1-a)}{\Delta T} = N\cdot\frac{(1-a)}{\Delta T} \qquad (3.45)$$

Onde N é o factor de escala para o fluxo solar ser constante numa determinada região (Gupta 2003).

O modelo pode ter em conta outros parâmetros para além do albedo e da diferença de temperatura, nomeadamente a constante solar, a transmitância atmosférica, a velocidade angular da Terra (ou de Marte), a declinação do Sol e a latitude:

$$ATI = NC\frac{(1-a)}{\Delta T} \qquad (3.46)$$

onde N é o factor escala e C é uma constante que normaliza as variações do fluxo solar para a latitude ou a declinação do Sol (Cracknell 1997).

A inércia térmica aparente tem um valor acrescido na diferenciação de regiões, especialmente as privadas de vegetação[1], áridas ou semi áridas, dando pistas importantes para um mapeamento geológico mais rigoroso (Gupta 2003).

[1]A inércia térmica aparente de regiões com vegetação apresentam pequenas variações e não são sensíveis aos diferentes tipos de vegetação (Gupta 2003).

Tabela 3.1 – Valores típicos de densidade, capacidade calorífica específica, condutividade térmica, inércia térmica e difusibilidade térmica. (Gupta 2003 e Rees 1999)

Material	Densidade, ρ 10^3 kg m-3	Capacidade Calorífica Especifica, c kJ kg^{-1} K^{-1}	Condutividade Térmica, k W m^{-1} K^{-1}	Inércia Térmica, I 10^3 J $s^{-1/2}$ m^{-2} K^{-1}	Difusividade Térmica, κ 10^{-6} m^2 s^{-1}
Argila (húmida)	1.7	1.5	1.3	1.8	0.5
Areia grossa	2.1	0.8	1.3	1.5	0.8
Calcário	2.5	0.7	0.9	1.3	0.5
Obsidiana	2.4	0.71	1.25	1.5	0.7
Pedra Pomes	1	0.7	0.3	0.5	0.4
Areia (seca)	1.6	0.8	0.4	0.7	0.3
Xisto Argiloso	2.3	0.7	1.9	1.7	1.2
Solo Arenoso	1.8	1.0	0.6	1.0	0.3
Tufo vulcânico	1.8	0.84	1.17	1.3	0.8
Basalto	2.6	0.9	2.1	2.2	0.9
Gabro	3	0.71	2.5	2.3	1.2
Granito	2.7	0.8	3	2.5	1.4
Areia grosseira	2.1	0.8	2.5	2.0	1.5
Mármore	2.7	0.9	2.5	2.5	1.0
Riólito	2.5	0.67	2.3	2.0	1.4
Arenito	2.5	0.8	3.8	2.8	1.9
Ardósia	2.8	0.71	2.1	2.0	1.1
Sienito	2.2	0.96	2.5	2.3	1.2
Material	**Densidade,**	**Capacidade**	**Condutividade**	**Inércia**	**Difusividade**

	ρ 10^3 kg m-3	Calorífica Especifica, c kJ kg^{-1} K^{-1}	Térmica, k W m^{-1} K^{-1}	Térmica, I 10^3 J $s^{-1/2}$ m^{-2} K^{-1}	Térmica, 10^{-6} m^2 s^{-1}
Dolomia	2.6	0.75	2.0	2.0	1.0
Peridotito	3.2	0.84	4.6	3.5	1.7
Quartzo	2.6	0.7	9	4.0	4.9
Quartzito	2.7	0.7	5	3.1	2.6
Serpentinito	2.4	0.96	2.83	2.6	1.2
Betão	2.4	3.4	0.1	0.9	0.01
Vidro	2.3	0.6	0.8	1.1	0.6
Gelo	0.9	2.1	2.3	2.1	1.2
Metais	5-10	0.2-0.5	20-100	5-20	5-100
Água	1	4.2	0.56	1.5	0.1
Madeira	0.7	1.2	0.15	0.4	0.2

Podemos ainda representar graficamente a dependência da densidade com a inércia térmica (fig.3.6).

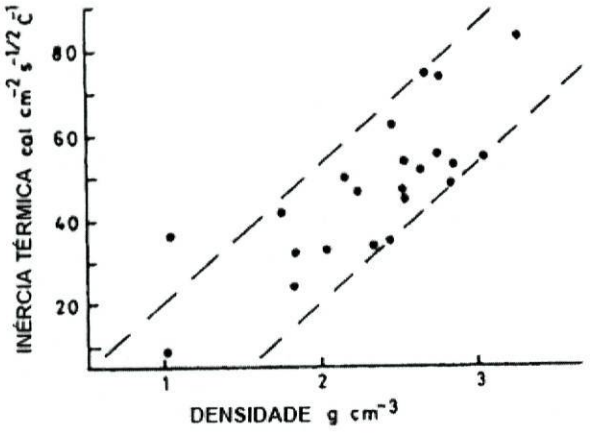


Fig 3.6 – Relação entre a inércia térmica e a densidade das rochas. (Gupta 2003).

Nota-se nesta breve análise que a inércia térmica é uma propriedade intrínseca dos materiais no contexto da detecção remota e que é um parâmetro de extrema importância na avaliação dos materiais geológicos.

3.3. Inércia Térmica de Marte

A determinação da inércia térmica foi realizada em diversos corpos do Sistema Solar, especialmente na Terra, Lua e Marte. Mas foi em Marte que a grande maioria desses estudos foi realizada, no contexto do estudo geológico da superfície do planeta.

As primeiras tentativas da determinação da inércia térmica realizaram-se na década de 60 por Sinton e Strong. Nessa altura a resolução espacial apenas permitia distinguir áreas claras e escuras. Mais tarde, em 1968, Morrison, calculou o valor da inércia térmica das zonas claras de 167 J m^{-2} $s^{-1/2}$ e as zonas mais escuras de 251 J m^{-2} $s^{-1/2}$. Na década de 70 foram utilizadas observações da sonda *Mariner 9* para determinar a inércia térmica de cerca de 35% da superfície de Marte com uma resolução espacial de 100 km. As estimativas apontavam para um valor médio da inércia térmica de 293 J m^{-2} $s^{-1/2}$, com um mínimo de 167 e um máximo de 711 J m^{-2} $s^{-1/2}$ (Palluconi e Kieffer 1981).

Os radiómetros de infravermelho a bordo das sondas *Viking* realizaram uma série de medições da temperatura de superfície de Marte. A temperatura da superfície é função de determinados factores: latitude, época, altura do dia e propriedades físicas dos materiais da superfície onde as medições foram feitas (Cattermole 2001). Os valores de temperatura eram mínimos mesmo antes do amanhecer, aumentando rapidamente ao longo da manhã e tendo o seu pico logo depois do meio-dia. Posteriormente, diminuíam rapidamente durante a tarde, baixando lentamente ao longo da noite até atingirem de novo um mínimo antes do amanhecer (Cattermole 2001). A inércia térmica é a resposta do material às alterações meteorológicas, se o material tem um elevado valor de inércia térmica vai responder lentamente às alterações de temperatura; se o seu valor for baixo vai responder rapidamente (Kahle *et al.*1987).

Morrison, em 1968, foi o primeiro a relacionar a inércia térmica com algumas propriedades físicas da superfície de Marte, como o tamanho das partículas. Kieffer *et al.* (1977) usaram o instrumento IRTM – *Infrared Thermal Mapper* a bordo da *Viking* para produzir o primeiro mapa global de inércia térmica. O trabalho mostrou que a região de *Tharsis*, juntamente com *Elysum* e *Amazonis* apresentavam valor baixos de inércia térmica, indicando a presença de uma camada de finos grãos na sua superfície. Os valores elevados foram encontrados nas zonas equatoriais dos desfiladeiros e canais, zonas com uma grande incidências de blocos de rochas. Também foi interessante notar a correlação negativa entre o albedo e a inércia térmica: regiões brilhantes têm inércia térmica baixa, enquanto regiões escuras têm valores de inércia térmica mais elevados (Cattermole 2001).

3.3.1 - Determinação da Inércia Térmica.

A determinação da inércia térmica geralmente requer observações combinadas da temperatura da superfície com o conhecimento dos processos que controlam essa temperatura. De uma forma genérica podemos descrever o método para determinação da inércia térmica, conhecido como o método dos dois parâmetros: aquisição de dados de temperatura de uma finita porção do ciclo diurno e de uma dada localização ou região, interpolação dos valores medidos a um modelo de temperatura. Esta interpolação é alcançada alterando o valor do albedo, com vista a subir ou a diminuir a temperatura média, e a inércia térmica, para se aproximar à amplitude e fase diurna (Palluconi e Kieffer 1981). Este método funciona para os dados que cobrem parte do ciclo diurno, mas não é apropriado para as observações pontuais do MGS TES. Para as observações MGS TES, o albedo deixa de ser uma variável, mas sim um valor medido observacionalmente. Usando um modelo térmico numérico, uma grande variedade de ciclos diurnos de temperatura é calculada para inúmeras condições físicas (albedo, inércia térmica, pressão na superfície, opacidade da atmosfera e latitude). Posteriormente cada observação da temperatura é correlacionada com outros dados observacionais, como a latitude, o albedo, o tempo, etc. e posteriormente interpolados com a tabela criada pelo modelo (Mellon *et al.*, 2000). O valor da inércia térmica determinado tem alguns erros associados aos erros nas medições da temperatura da superfície e do método numérico usado. As incertezas são da ordem de 6% para inércias térmicas calculadas usando temperatura bolométrica (Mellon *et al.*, 2000).

3.3.2 - A Inércia Térmica e as propriedades dos materiais geológicos.

A inércia térmica de uma dada região na superfície de Marte pode ser relacionada, geralmente, com algumas propriedades e características dos materiais geológicos, tais como tamanho das partículas, grau de compactação, abundância, formação rochosa aflurante e combinações destas propriedades (Kahle *et al.* 1987).

A causa dominante da variação dos valores de inércia térmica em Marte é devida ao tamanho do grão da camada à superfície: os grãos em contacto uns com os outros conduzem o calor de uma forma menos eficaz que o grão em si, diminuindo assim a condutividade térmica. Numa primeira análise, o valor da inércia térmica pode dar-nos indicações sobre o tamanho do grão na superfície (Pelkey *et al.* 2000).

Sob pressões típicas para a atmosfera de Marte, a condutividade térmica é dependente do tamanho das partículas. O tamanho dos poros das rochas perturba a condução térmica, a existência de gás altera o transporte térmico por radiação e o contacto entre os grãos altera a

condução. Solos com finos grãos têm poros mais pequenos que o caminho livre médio de um gás molecular e conduzem o calor de uma forma menos eficiente, resultando em inércias térmicas mais baixas (Mellon 2000). O caminho livre médio de um gás molecular na superfície de Marte pode variar entre 3 e 42 μm (Presley e Christensen 1997) e é aproximadamente da mesma ordem de magnitude da distância onde a condução ocorre entre as partículas. A condução ocorre principalmente perto dos pontos de contacto das partículas e a distância efectiva de condução é cerca de um sexto ou menos do diâmetro da partícula ou menor (Woodside e Messmer 1961). A condutividade térmica de partículas ou material granular envolve a condução, transporte radiativo através dos grãos e condução por gás através dos poros. Na superfície de Marte, uma vez que a condução e o transporte radiativo contribuem apenas entre 1 e 10% na condutividade térmica, assim a condução por gás domina. A condução por gás depende da proporção das colisões gás-gás ou gás-sólido. Quando as colisões gás-gás dominam, isto é quando o caminho médio livre é muito menor que o diâmetro dos poros a condução é independente da pressão. Quando as colisões gás-gás são raras, isto é, quando o caminho médio livre é muito maior que o diâmetro dos poros, a condução por gás varia proporcionalmente com a pressão. Num valor típico na superfície de Marte, 6.5 mbar CO_2 a 200° K, o caminho médio livre é de 4.4 μm (Palluconi e Kieffer 1981).

A forma das partículas, a densidade do material, a forma como estão agrupadas e o próprio tamanho das partículas vão afectar a distância média de transferência do calor entre as partículas, e, por conseguinte a condutividade térmica do material (Mellon 2000).

O efeito destes parâmetros foi estudado laboratorialmente. Por exemplo, um aumento de 85% da densidade de um dado material faz aumentar 18% da condutividade térmica para partículas de 25-30 μm a uma pressão de 5 torr (1 torr, ≈ 133.322 Pa) (Presley 2002).

O diâmetro médio das partículas foi estimado pela condutividade das partículas materiais e pela determinação da inércia térmica do Radiómetro de Infravermelho da *Mariner 9* e o *Viking IRTM*. Relacionar a inércia térmica com o tamanho das partículas é útil, quando outras evidências geológicas sugerem solos constituídos por partículas ou controlados pelas mesmas. Por exemplo, dunas de areia ou depósitos de poeira de erosão eólica são, geralmente, constituídos por partículas relativamente uniformes e não compactadas (Presley 2002). A determinação do tamanho das partículas pode dar informações sobre processos de transporte eólico. Uma série de estudos sobre a dependência da condutividade térmica e o tamanho das partículas materiais, sob a pressão atmosférica de Marte, foram realizados. O modelo térmico utilizado para calcular a inércia térmica usando a Viking IRTM, assumiu que o produto ρc é igual a 1.0×10^6 J m^{-3} K^{-1} (Kieffer *et al.* 1977). Assim, a condutividade térmica pode ser calculada através

do valor da inércia térmica e comparada com o tamanho das partículas. O modelo para calcular a inércia térmica usando os dados MGS TES é mais complexo que o da Viking IRTM, mas o produto ρc continua a ser igual a 1.0×10^6 J m^{-3} K^{-1} para a estimativa da condutividade (Presley 2002). O tamanho de uma partícula pode ser calculado através da inércia térmica usando a seguinte relação proveniente de estudos laboratoriais:

$$k = \left(CP^{2/3}\right) d^{(0.52-K.P)} \tag{3.47}$$

onde k é a condutividade térmica, P a pressão atmosférica, d o diâmetro da partícula e C e K são constantes. $C \approx 0.0014$, e $K \approx 0.01$, com a condutividade térmica expressa em W/m K e a pressão em torr (Presley e Christensen 1997).

Para a uma pressão atmosférica típica de 5 torr e assumindo $\rho c = 1.0 \times 10^6$ J m^{-3} K^{-1} podemos representar graficamente (Fig. 3.7) a inércia térmica em função do tamanho das partículas com dados de Presley (2002).

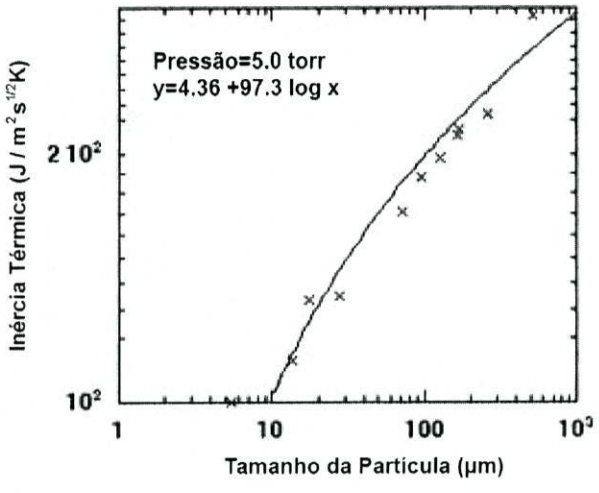


Fig.3.7 – Inércia térmica em função do tamanho das partículas, para uma pressão atmosférica típica de 5 torr e assumindo $\rho c = 1.0 \times 10^6$ J m^{-3} K^{-1}.(Presley 2002)

Assim, com a expressão $I = 4.36 + 97.3 \log d$ é mais fácil o cálculo do tamanho das partículas em função da Inércia Térmica (Presley 2002).

A compactação dos grãos num solo pode aumentar rapidamente a condutividade térmica criando pontes de condutividade entre os grãos. O grau de compactação influencia o valor da inércia térmica, bastando um pequeno grau de compactação para que ocorra um aumento da inércia térmica. Assim solos arenosos, dependentes do grau de compactação que possuem, podem alcançar valores de inércia térmica próximos dos das rochas (Mellon 2000).

As formações rochosas aflorantes são geralmente mais quentes durante a noite e mais frios durante o dia do que os solos das redondezas, aumentando os valores de inércia térmica para essa região. Se uma formação rochosa estiver no mesmo campo de visão que um solo arenoso o valor da inércia térmica estará entre o da rocha e do solo. A título de exemplo 10% de rocha cobrindo um solo faz aumentar a inércia de cerca de 40 J m^{-2} $s^{-1/2}$ K^{-1} (Mellon 2000).

A inércia térmica depende da condutividade térmica, k e do produto entre capacidade térmica e a densidade, ρc da camada superficial. Para a maioria dos materiais geológicos a capacidade térmica varia por um factor de 2, enquanto a condutividade térmica pode variar por diversas ordens de grandeza, fazendo deste parâmetro um bom indicador das características geológicas. Podemos, de uma forma geral, resumir essas variações numa tabela para materiais geológicos semelhantes aos encontrados na superfície de Marte e indicados nos mapas geológicos de Marte (Bandfield *et al.* 2002).

Tabela 3.2 – Propriedades térmicas de materiais geológicos para condições semelhantes às encontradas na superfície de Marte. Para a capacidade calorífica específica, assumiu-se que a composição mineral do material é basáltica. (Mellon 2000)

Material	**Densidade** ($kg\ m^{-3}$)	**Capacidade Calorífica Especifica** ($J\ kg^{-1}\ K^{-1}$)	**Condutividade Térmica** ($W\ m^{-1}\ K^{-1}$)	**Inércia Térmica** ($J\ m^{-2}\ s^{-1/2}\ K^{-1}$)
Basalto	2600	800	2,5	2280
Arenito	2300	800	0,5	960
Areia grosseira	1750	800	0,1	374
Areia fina	1500	800	0,02	155
Poeira fina	1000	800	0,001	28

3.3.2.1 -Geofísica

A importância da inércia térmica para a determinação de propriedades físicas dos materiais geológicos pode dar importantes ajudas a diversas áreas da geofísica ou mesmo da biologia.

A determinação das propriedades físicas das partículas que podem ser transportadas por acção do vento na superfície de Marte é importante para compreender o modo como são transportadas e depositadas pelo vento. Usar a inércia térmica para a determinação destas propriedades podem dar importantes pistas para a compreensão destes processos. Para superfícies constituídas por depósitos uniformes de material fino a inércia térmica indica-nos o tamanho das partículas e assim como explicar o modo como as partículas são depositadas e transportadas (Pelkey *et al.* 2000)

Astrobiologia

As propriedades físicas de uma determinada localização podem dar pistas sobre os locais potenciais com presença actual ou passada de vida, como redes de vales, possíveis lagos em crateras e desfiladeiros. A inércia térmica permite-nos perceber a natureza geofísica da superfície (Jakosky et al 2000).

3.4 - Mapas de Inércia Térmica de Marte

3.4.1 – Mapa de Inércia Térmica de Marte entre as latitudes 60°S a 60°N (1981).

Em 1981 Palluconi e Kieffer publicaram um mapa de inércia térmica (Fig.3.8 e 3.10) baseado nos dados adquiridos pela *Viking IRTM* entre 1977 e 1978. Foi usada a banda dos 20 μm para determinar a temperatura bolométrica e por sua vez a inércia térmica de 81% da superfície de Marte, entre as latitudes ± 60°. A resolução espacial usada é de 2° de latitude por 2° de longitude com inércias térmicas entre 41.84 e 627.6 J m^{-2} $s^{-1/2}$. O calor específico volumétrico, ρc, varia por um factor de 3 na grande maioria dos materiais geológicos, a variação na condutividade térmica da superfície de Marte é de cerca de 2 ordens de grandeza.

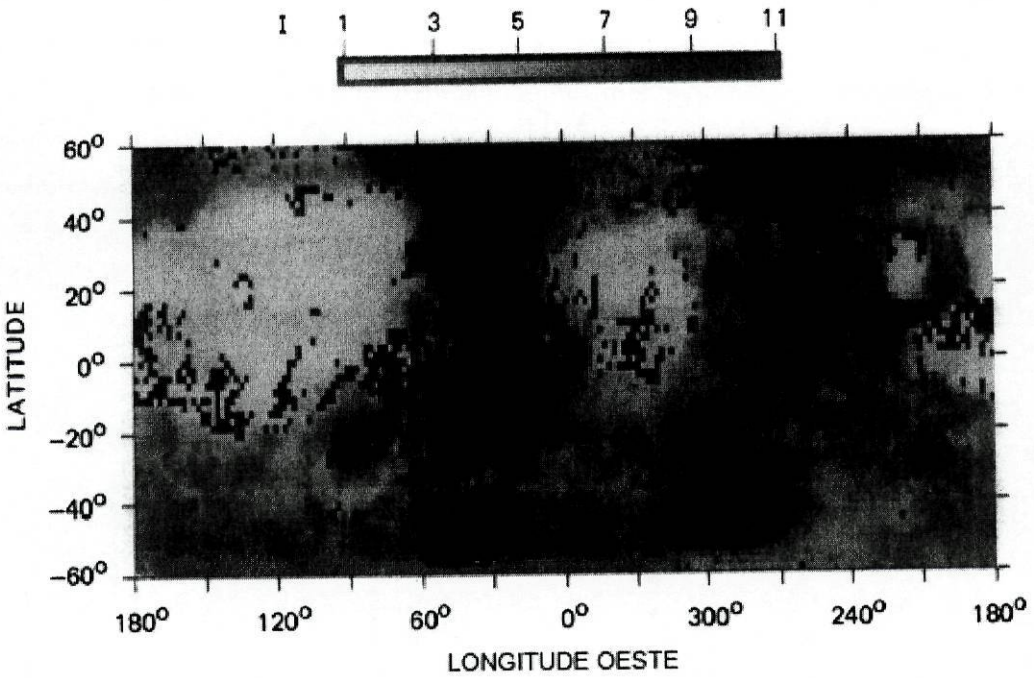


Fig.3.8 – Mapa de inércia térmica de Marte. A escala de cinzentos apresentada é com unidades c.g.s. 10^{-3} cal cm^{-3} $s^{-1/2}$ K^{-1} (Palluconi e Kieffer 1981).

Usando o método dos dois parâmetros, que relaciona a variação diurna da temperatura com o albedo e a inércia térmica estimaram a temperatura da superfície, T e as derivadas parciais em função da inércia térmica I e do albedo, a: $\partial T/\partial I$ e $\partial T/\partial a$. Cada um destes parâmetros deve estar disponível para cada medição para um dado tempo e latitude. Antes da média final, cada

determinação foi revista com o intuito de só as medições com dados antes e depois do amanhecer fossem consideradas válidas. Com este melhoramento na técnica foram produzidos cerca de 10 200 valores de inércia térmica cobrindo a latitudes entre ± 60°.

Um factor que influência na determinação da inércia térmica, para o método apresentado, é a quantidade de poeira em suspensão na atmosfera. Uma vez que a quantidade de poeira nunca alcança o zero, os valores de inércia térmica determinados são considerados como limites superiores.

De uma forma geral a inércia térmica calculada decresce com a altitude (Fig. 3.8). Há três efeitos, para além da mudança do material geológico da superfície, conhecidos para mudança da inércia térmica com a altitude.: 1) a diminuição na condutividade com a diminuição da pressão atmosférica, 2) a diminuição da radiação térmica na atmosfera com o aumento da altitude, mesmo para uma atmosfera limpa e 3) a diminuição da profundidade óptica com o aumento da altitude. Os valores mais baixos de inércia térmica foram encontrados por Pilluconi e Kieffer nas zonas mais elevadas nas estruturas vulcânicas de *Tharsis-Olimpo* (Palluconi e Kieffer 1981).

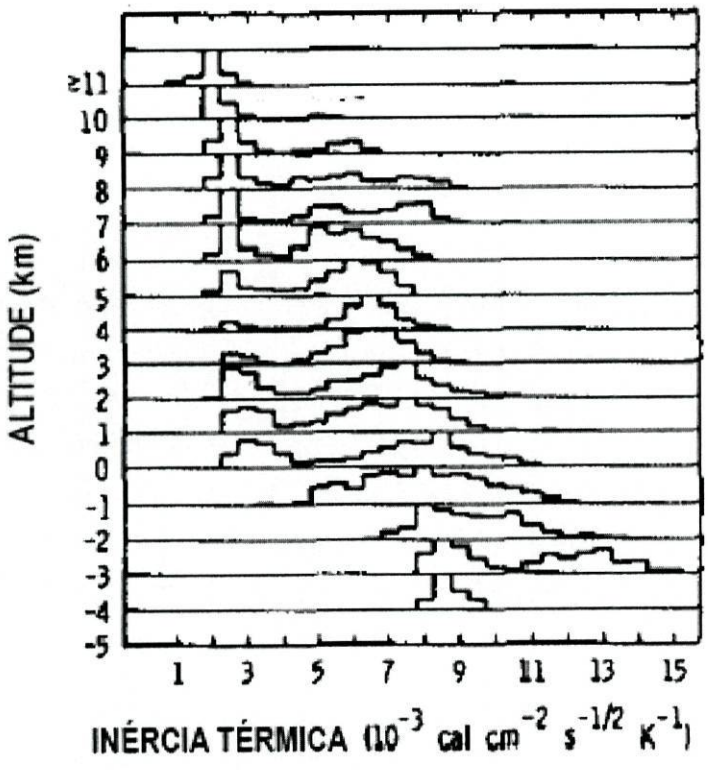


Fig.3.9 – Distribuição bimodal da inércia térmica com a altitude. (Palluconi e Kieffer 1981)

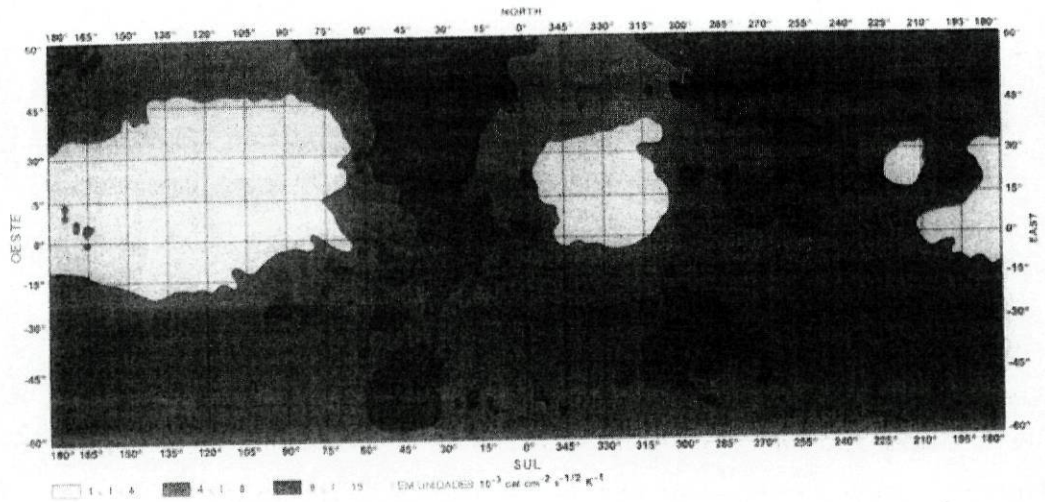


Fig.3.10 – Mapa com os contornos de três níveis de inércia térmica e apresenta de uma forma mais simples da relação entre as áreas de alta e baixa inércia térmica. (Palluconi e Kieffer 1981)

3.4.2 – Mapa de Inércia Térmica de Alta resolução do Espectrómetro de Emissão Térmica da sonda Mars Global Surveyor (2000).

Um mapa (Fig.3.11) de alta resolução da inércia térmica foi produzido com dados do *Thermal Emission Spectrometer* da sonda *Mars Global Surveyor*, obtidos durante a fase inicial da missão de mapeamento. Este mapa apresenta a inércia térmica a uma escala global, com uma resolução de $1/4^{\circ}$ por pixel, com 63% de cobertura entre a latitude de 50° S e 70°N.

Foi desenvolvido um método para calcular a inércia térmica a partir de apenas uma medição (para um determinado local) da temperatura nocturna. Com base num modelo térmico, foi calculado um grande número de ciclos diurnos com temperaturas para uma variedade de condições físicas (albedo, inércia térmica, pressão na superfície, opacidade e latitude) criando tabelas de comparação, com sete dimensões (incluindo altura do dia e época). Depois correlaciona-se a temperatura observada com os outros dados observacionais (por exemplo, latitude, albedo, tempo) e efectua-se a interpolação através da tabela criada pelo modelo térmico, com o objectivo de encontrar a melhor aproximação à inércia térmica.

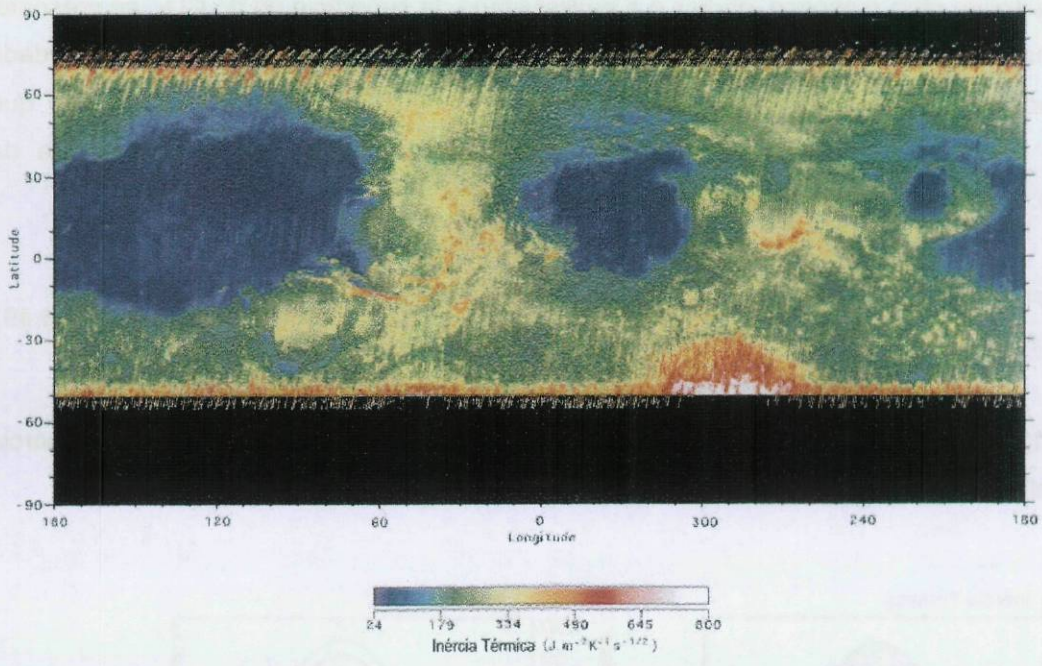


Fig.3.11 – Mapa de inércia térmica com resolução de $\frac{1}{4}^{\circ}$ por pixel e das órbitas MGS 1583-3814. Para além do padrão geral dos valores mais elevados e mais baixos de inércia térmica, algumas pequenas estruturas podem ser observadas (Mellon *et al* 2000).

O modelo térmico, usado para gerar a tabela, permite-nos obter a temperatura a partir da resolução da equação de condução de calor para condição fronteira da superfície (Z'=0):

$$\frac{S}{R^2}(1-a)\cos(i)+F_{IR}+L\frac{\partial m}{\partial t}+I\sqrt{\frac{\pi}{P}}\frac{\partial T}{\partial Z'}\bigg|_{Z'=0}=\varepsilon\sigma T_S^4 \qquad (3.48)$$

No primeiro termo S é o fluxo solar a 1 Unidade Astronómica (UA), R é o raio da órbita em UA, a é o albedo e i é o grau de incidência solar, o qual varia ao longo do dia e com a época. O segundo termo representa a radiação térmica da atmosfera, determinada para um modelo convectivo-radiativo para atmosfera. O terceiro termo representa a condensação sazonal do CO_2, que ocorre quando a temperatura da superfície atinge um valor mais baixo que a temperatura de condensação da atmosfera, L é calor latente de sublimação de CO_2 e m é a massa de CO_2 congelado. O quarto termo representa a condução na sub superfície, I é a inércia térmica, P é o período diurno, T a temperatura e Z' é a profundidade abaixo da superfície normalizada com a profundidade de penetração térmica. O último termo representa a

radiação perdida para o espaço, onde ε é a emissividade da superfície ou do CO_2, se presente, σ é a constante de Stefan – Boltzmann e T_S a temperatura da superfície. Com a profundidade normalizada à profundidade de penetração térmica, a inércia térmica é o parâmetro que relaciona a condução na sub superfície e capacidade calorífica com a temperatura da superfície. A profundidade de penetração térmica é dada por:

$$\delta = \frac{1}{\rho c}\sqrt{\frac{P}{\pi}} \tag{3.49}$$

A fig. 3.12 mostra-nos diversos exemplos da dependência da temperatura com a inércia térmica, albedo, opacidade e pressão na superfície.

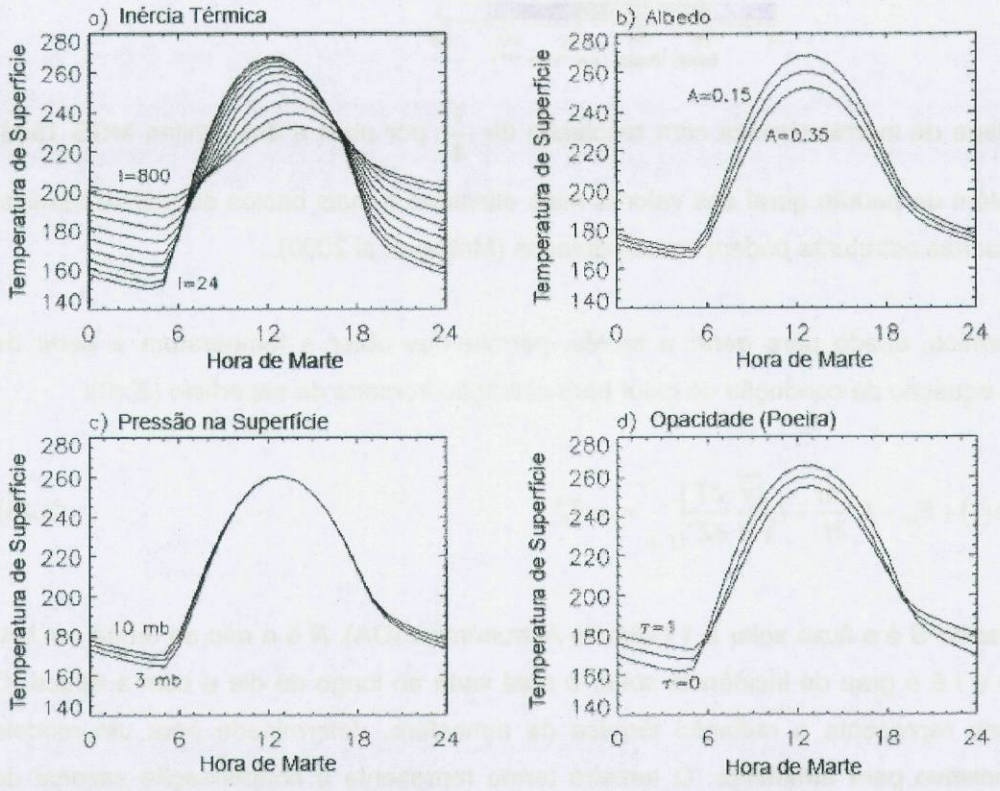


Fig 3.12 –. Exemplos da variação da temperatura da superfície para diferentes valores de propriedades físicas independentes, usadas no modelo desenvolvido por Mellon *et al.* (2000) para determinação da inércia térmica (Mellon *et al.* 2000).

Algumas incertezas estão associadas a este modelo: medição da temperatura, modelo térmico para criação da tabela e interpolação dos dados com a tabela. A quarta fonte de erro é a opacidade da poeira sendo assumido, para este método, que a opacidade é invariante.

3.4.3 - Inércia Térmica Global de Marte (2004).

Putzig *et al.* apresentaram em 2004 um novo mapa (Fig.3.13) de inércia térmica com maior resolução, construído com observações da temperatura de brilho obtidas pelo instrumento *Thermal Emission Spectrometer* (TES), a bordo da sonda *Mars Global Surveyor* (MGS), durante a sua missão de mapeamento. Com uma resolução espacial de 3 km, este mapa tem uma cobertura de cerca de 60% da superfície entre latitudes entre 80°S e 80°N. Este mapa foi produzido com 3 vezes mais dados que o anterior apresentado por Mellon *et al.* (2000)

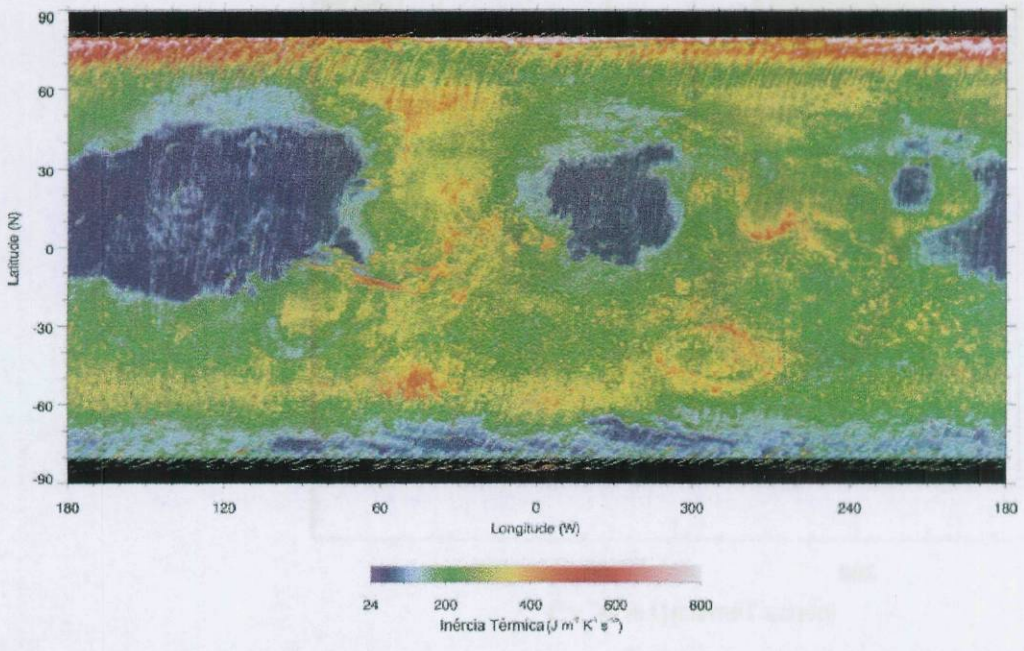


Fig.3.13 – Mapa de Inércia Térmica de Marte com resolução de $\frac{1}{20}^{\circ}$ por pixel obtido durante as órbitas 1583-11254 da MGS pelo instrumento TES (Putzig *et al.* 2004).

Comparando os dados da inércia térmica com outros conjuntos de dados, é possível efectuar um estudo mais aprofundado da superfície geológica de Marte, do que se apenas se se estudasse um parâmetro isoladamente. Usando mapas globais do albedo (Pelkey e Jakosky

2002) e de elevação (dados MOLA ver apêndice D), com a mesma resolução ($\frac{1}{20}°$ que o de inércia térmica) podemos criar histogramas a duas dimensões que permitem encontrar algumas características interessantes:

Inércia Térmica – Albedo

Os valores de albedo utilizados para esta análise, e os usados para a determinação da inércia térmica, foram calculados relativamente a uma superfície de Lambert, ou seja uma superfície reflectora perfeita como uma reflectância independente do ângulo de visão, e função da distância da fonte de iluminação e do coseno do ângulo de incidência (Christensen *et al.* 2001).

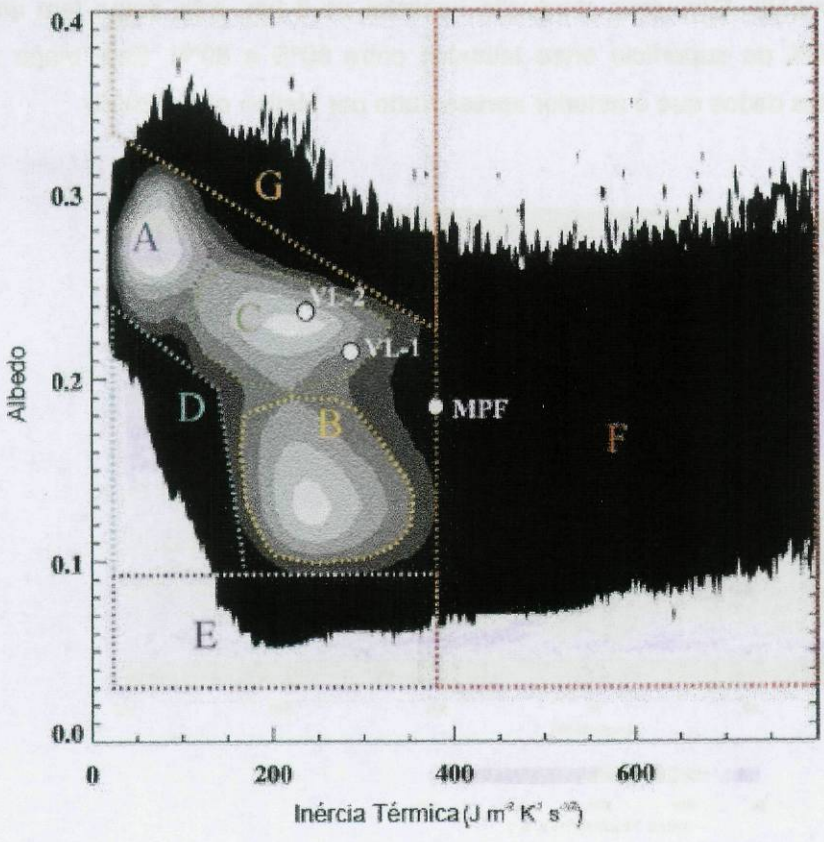


Fig. 3.14 – Correlação entre a Inércia Térmica e o Albedo. Cada caixa de unidade da inércia térmica tem tamanho 3 J m^{-2} K^{-1} $s^{-1/2}$, o tamanho da caixa de Albedo 0.01. Estão assinaladas as diferentes regiões de A a G e assinaladas os locais onde as sondas Viking 1 e 2 e a Mars Pathfinder se encontravam na superfície de Marte (Putzig *et al.* 2004).

No histograma apresentado na fig.3.14 podemos distinguir algumas regiões com diferentes valores para estes parâmetros (Fig.3.15 e Tabela 3.3). Estas conclusões foram obtidas por estudos prévios laboratoriais (Presley 2002) ou por dados obtidos por sondas na superfície (Palluconi e Kieffer 1981):

A) Inércia térmica baixa e um albedo elevado podem ser interpretadas como correspondentes a superfícies dominadas por um solo fino não consolidado, poeira com o tamanho dos grãos menores que 40 μm (Mellon *et al.* 2000).
B) Elevada inércia térmica e albedo baixo, interpretadas como correspondendo a superfícies com sedimentos de areia grosseira, rochas ou leito rochoso exposto e alguma camada fina de solo duro (Mellon *et al.* 2000).
C) Inércia térmica alta e albedo intermédio, superfícies predominantemente camada fina de solo duro com algumas rochas e leito rochoso exposto (Mellon *et al.* 2000).
D) Inércia térmica baixa e albedo baixo. Vamos estudar com mais detalhe esta zona seguidamente (Putzig *et al.* 2004).
E) Valores de albedo muito baixos, pequenas quantidades de areia grosseira e rocha (Putzig *et al.* 2004).
F) Inércia térmica muito elevada, interpretada como rochas, camada fina de solo duro ou gelo polar (Putzig *et al.* 2004).
G) Albedo muito elevado, camada de areia termicamente fina (Putzig *et al.* 2004).

A região mais interessante e menos estudada do histograma, será a D, que representa 2% da superfície do planeta e onde não há uma justificação coerente do ponto de vista geofísico para os valores de Inércia Térmica e Albedo medidos.

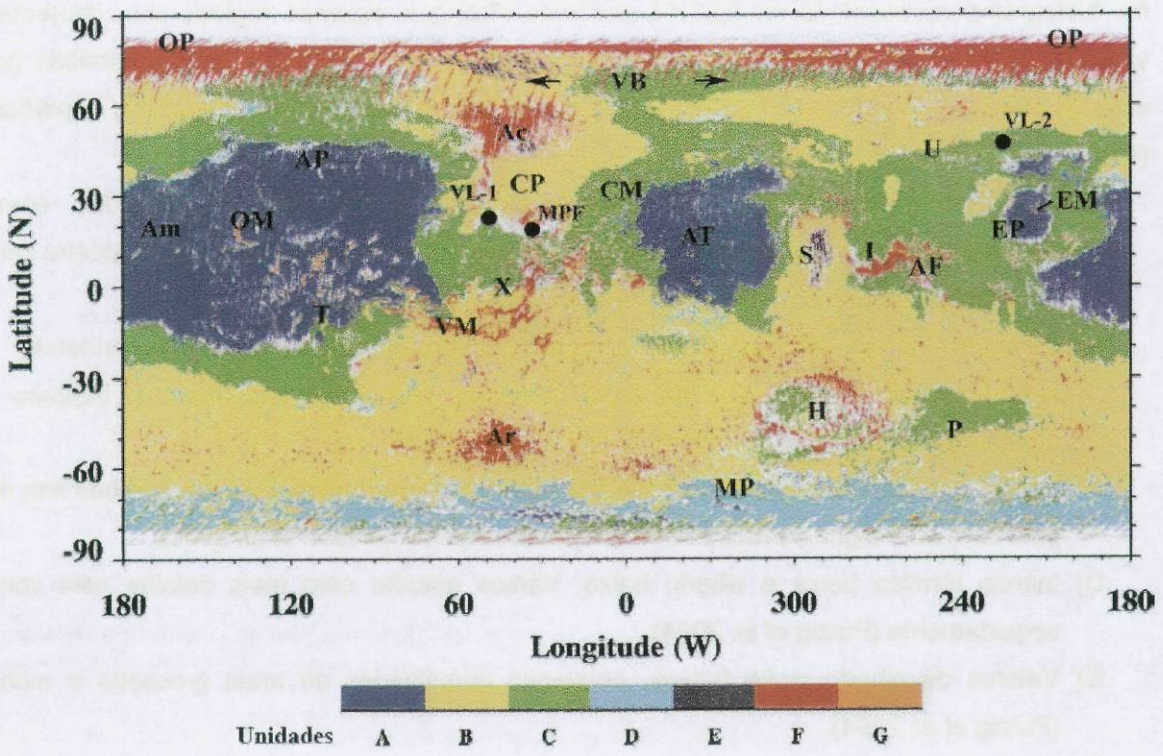


Fig.3.15 – Representação das unidades da correlação entre a Inércia Térmica e o Albedo num mapa global de Marte. Algumas regiões de interesse foram marcadas: VL-1, *Viking Lander 1*; VL-2, *Viking Lander 2*; MPF, *Mars Pathfinder Lander*; Ac, *Acidalia*; AF, *Amenthes Fossae*; Am, *Amazonis*; AP, *Alba Patera*; Ar, *Argyre*; AT, *Arabia Terra*; CP, *Chryse Planitia*; CM, *Cydonia Mensae*; EM, *Elysium Mons*; EP, *Elysium Planitia*; H, *Hellas*; I, *Isidis*; MP, *Malea Planum*; P, *Promethei Terra*; OM, Monte Olimpo; OP, *Olympia Planitia*; S, *Syrtis Major*; T, *Tharsis*; U, *Utopia Planitia*; VB, *Vastitas Borealis*; VM, *Valles Marineris*; X, *Xanthe Terra* (Putzig *et al.* 2004).

Tabela 3.3 – Unidades de Inércia Térmica – Albedo (Putzig *et al.* 2004).

Unidade	Inércia Térmica	Albedo	% Superfície	Interpretação
A	Baixa (28-135)	Alto (0.23-0.31)	19	Solo arenoso brilhante
B	Alta (160-335)	Baixo (0.10-0.19)	36	Areia, rochas e leito rochoso exposto
C	Alta (110-330)	Médio (0.19-0.26)	23	*Camada fina de solo duro*, alguma areia, rochas e leito rochoso exposto
D	Baixa (24-170	Médio-baixo (0.09-0.24)	2	Manto de baixa densidade ou poeira escura (?)
E	Alta (140-386)	Muito baixo (<0.09)	0.3	Como em B, mas pequena percentagem
F	Muito alta (>386)	Todos	4	Rochas, *camada fina de solo duro* e gelo polar
G	Baixa-Alta (40-386)	Alto (>0.23)	0.7	Solo arenoso brilhante, mas termicamente fino.

O mapa mineralógico de Marte (Bandfield et al 2002) não mostra qualquer correlação entre as unidades apresentadas e a composição mineralógica, assim uma composição mineralógica única para cada uma das unidades não é provável.

A unidade D pode ser explicada por processos de alteração que podem ser divididos em três classes (Putzig *et al.* 2004):

1) Redução do Albedo num terreno arenoso, como descrito pelas unidades A; uma superfície com partículas finas tal como a unidade A mas com uma origem diferente para a poeira.

2) Redução da Inércia Térmica para materiais geológicos como os da unidade B; isto pode ser alcançado pela diminuição da condutividade do material geológico em questão, que pode

acontecer por uma diminuição da densidade. Uma diminuição de cerca de 2.5 na densidade do material pode diminuir quer da condutividade quer da inércia térmica.

3) Redução da Inércia Térmica e do Albedo. Este processo envolve um processo de escurecimento do material bem como da diminuição da condutividade. Pode ser conseguido, por exemplo por uma diminuição do tamanho dos grãos, por erosão. Mas geralmente os processos que levam a uma diminuição da condutividade implicam um aumento do albedo. Assim, este cenário é o menos provável dos três apresentados.

Inércia Térmica – Altitude

Uma comparação quantitativa da inércia térmica com a altitude (Fig.3.17) pode dar importantes pistas para a compreensão da distribuição vertical dos materiais da superfície de Marte e da sua interacção com a atmosfera.

O histograma 2D (Fig.3.16) apresentado para altitude e inércia térmica mostra-nos a variação destes dois parâmetros para a superfície de Marte. Os dados de altitude apresentados são proveniente dos dados MOLA.

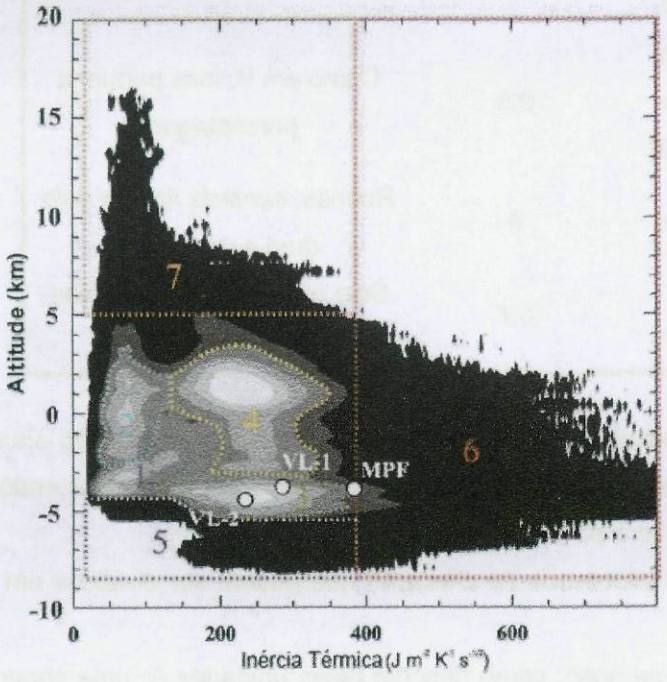


Fig.3.16 – Correlação entre a Inércia Térmica e a Altitude. Cada caixa de unidade da inércia térmica tem tamanho 3 J m^{-2} K^{-1} $s^{-1/2}$, o tamanho da caixa de Albedo 400 m. Estão assinaladas as diferentes regiões de A a G e assinaladas os locais onde as sondas Viking 1 e 2 e a Mars Pathfinder se encontravam na superfície de Marte (Putzig *et al.* 2004).

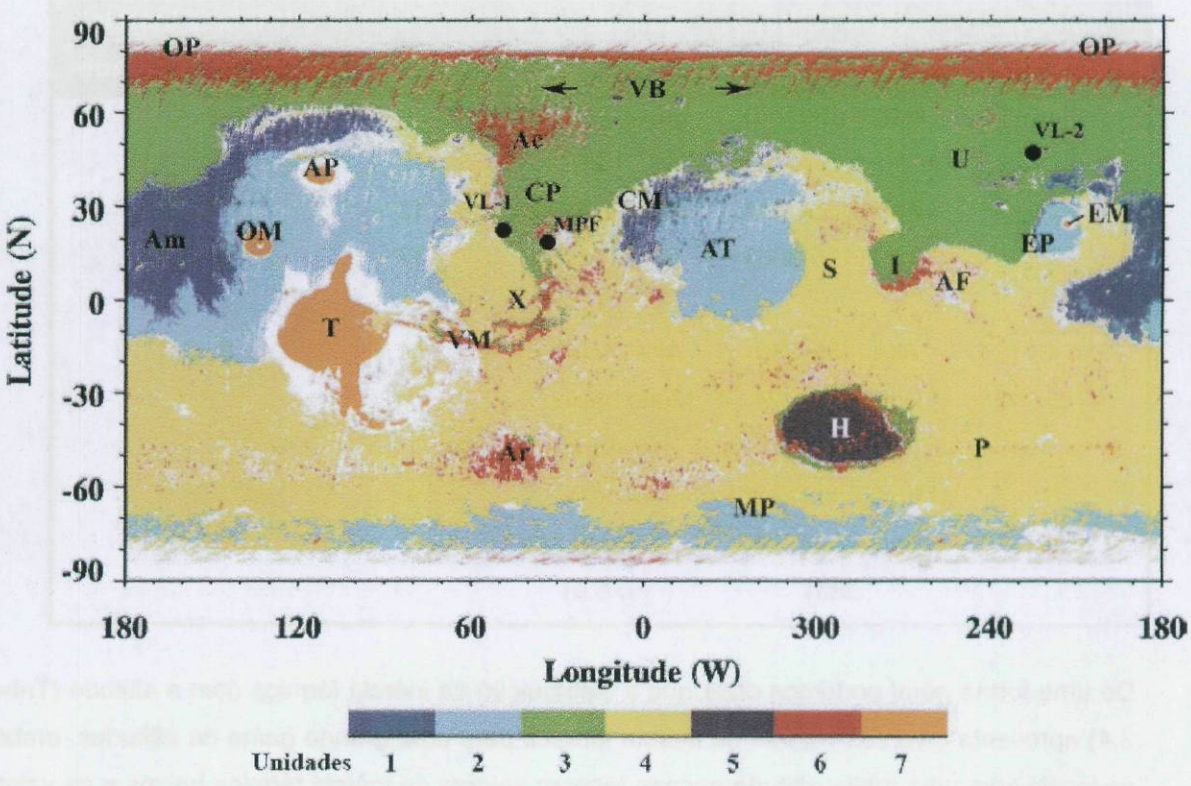


Fig.3.17 – Representação das unidades da correlação entre a Inércia Térmica e Altitude num mapa global de Marte. Algumas regiões de interesse foram marcadas: VL-1, *Viking Lander 1*; VL-2, *Viking Lander 2*; MPF, *Mars Pathfinder Lander*; Ac, *Acidalia*; AF, *Amenthes Fossae*; Am, *Amazonis*; AP, *Alba Patera*; Ar, *Argyre*; AT, *Arabia Terra*; CP, *Chryse Planitia*; CM, *Cydonia Mensae*; EM, *Elysium Mons*; EP, *Elysium Planitia*; H, *Hellas*; I, *Isidis*; MP, *Malea Planum*; P, *Promethei Terra*; OM, Monte Olimpo; OP, *Olympia Planitia*; S, *Syrtis Major*; T, *Tharsis*; U, *Utopia Planitia*; VB, *Vastitas Borealis*; VM, *Valles Marineris*; X, *Xanthe Terra* (Putzig *et al.* 2004).

Tabela 3.4 – Unidades de Inércia Térmica – Altitude (Putzig *et al.* 2004).

Unidade	Inércia Térmica	Altitude (km)	% Superfície	Unidade Inércia Térmica – Albedo
1	Baixa (24-160)	Baixa (-4.3 – (-1.2))	7	A, C
2	Baixa (35-135)	Alta (-2.8 -3.5)	13	A, D
3	Alta (115-386)	Baixa (-5.5-(-3.0))	17	B, C, E
4	Alta (135-386)	Alta (-3.0-3.5)	41	B, C, E
5	Baixa-Alta (24-386)	Muito baixa (< -4.3)	1	B, C
6	Muito Alta (>386)	Todas	4	F
7	Baixa-Alta (24-386)	Bastante Alta (>5.0)	3	A,B,C,G

De uma forma geral podemos dizer que a distribuição da inércia térmica com a altitude (Tabela 3.4) apresenta diversos valores da inércia térmica para uma grande gama de altitudes, embora os locais com uma maior altitude apenas tenham valores de inércia térmica baixos e os valores mais elevados de inércia térmica ocorrem a baixas elevações (-5 a +3 km).

Capitulo 4. Terra Sirenum – Terra Cimmeria

4.1 – A Região Terra Sirenum / Terra Cimmeria

4.1.1 - Localização

Terra Sirenum / Terra Cimmeria (TS/TC) (Fig.4.1) localiza-se nas terras altas do Sul, entre as latitudes 40°S e 60°S e as longitudes 160°E e 150°W, com altitudes médias superiores aos 2000 m e apresenta uma grande densidade de crateras.

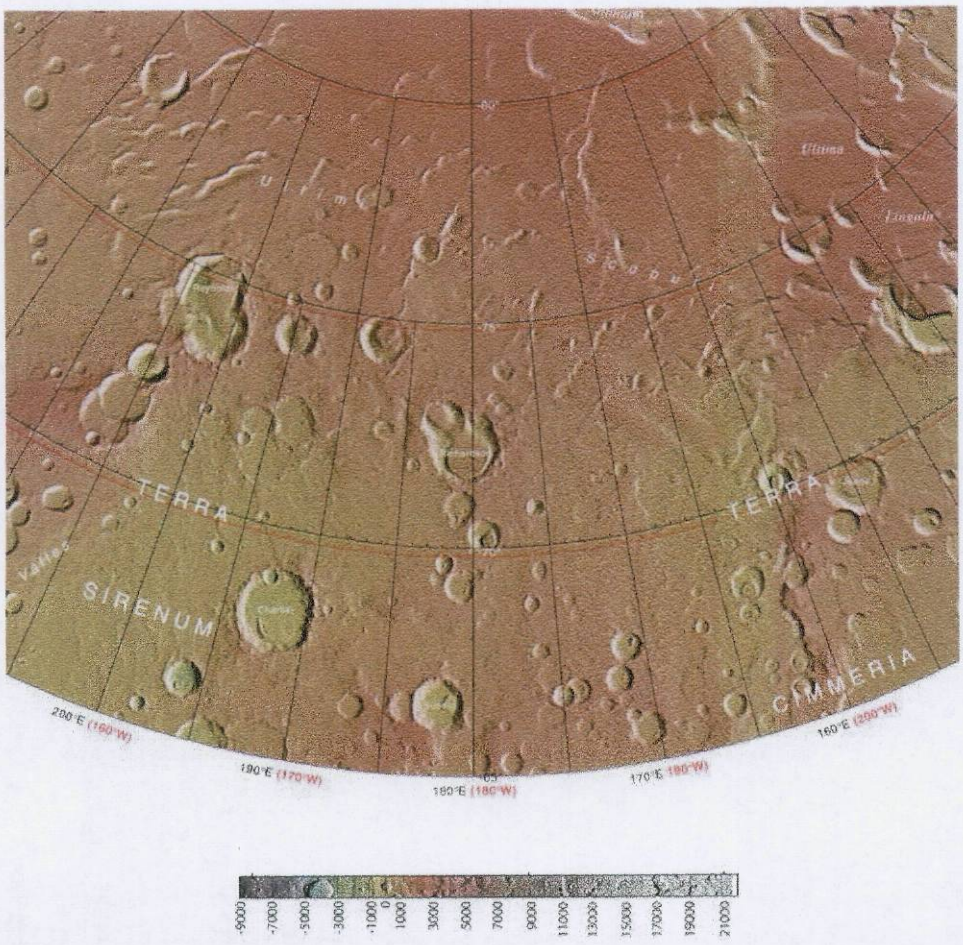


Fig.4.1 – Mapa MOLA da zona *Terra Sirenum – Terra Cimmeria*. Escala da altitude em metros (Smith *et al.* 2001)

Segundo a nomenclatura adoptada pela assembleia geral da IAU – *International Astronomical Union*, a *Terra Sirenum* está localizada a uma latitude -39.7 e longitude 210 com um diâmetro

de 3900 km e a *Terra Cimmeria* está localizada a uma latitude -34.7 e longitude 145 com um diâmetro de 5400 km (Blue, 2006).

4.1.2 - Geologia

Verifica-se que as zonas escuras basálticas, das terras altas e antigas do hemisfério Sul, onde se insere TS/TC, são as que menos alterações físico-químicas sofreram, comparadas com as zonas baixas do Norte (Basilevsky *et al.* 1999).

TS/TC apresentam propriedades espectrais que indicam uma variabilidade geológica inerente aos brilhos das áreas, indicando uma composição de minerais semelhantes à clinopiroxena. Analises espectrais combinadas com as propriedades térmicas, como a inércia térmica, indicam a presença de materiais ferrosos na crosta, que estão parcialmente expostos (Martin *et al.* 1996). O estudo do espectro da região escura de *Terra Cimmeria* indica um solo constituído maioritariamente por basalto (Banfield, 2000). As zonas escuras, tais como *Terra Cimmeria*, deverão ter uma composição semelhante à composição de um basalto na Terra: feldspato (45% a 53%), piroxena rica em Ca (26% a 19%) (Christensen *et al.* 2001).

4.1.3 - Tectónica

A contagem de crateras nesta área (TS/TC) – mais de 200 crateras com diâmetro superior a 16 km por 10^6 Km^2 – dá-nos uma indicação da idade da crosta da região TS/TC, sendo interpretada como maioritariamente de idade Noaquiana Inferior. Esta caracteriza-se por ter elevado grau de craterismo: mais de 25 crateras com diâmetro superior a 16 km por 10^6 Km^2 (Tabela 4.1) (Alves *et al.*, 2003).

Tabela 4.1 – Idade da superfície do planeta em função da contagem do número de crateras.

Período	Período de Tempo (mil milhões de anos)	Número mínimo de Crateras por 10^5 km^2
Noaquiano-Inferior	4.6 a 3.9	>300
Noaquiano-Médio	3.9 a 3.8	180-300
Noaquiano-Superior	3.8 a 3.6	150-200
Hesperiano - Inferior	3.6 a 3.5	100-180
Hesperiano-Superior	3.5 a 3.1	50-120
Amazoniano - Inferior	3.1 a 1.8	15-80
Amazoniano- Médio	1.8 a 0.4	8-30
Amazoniano - Superior	0.4 a 0	<8

Por outro lado, esta região apresenta indícios de actividade tectónica. A tectónica da *Terra Sirenum* é interpretada como sendo condicionada pelo extenso sistema de grabens que constitui as *Sirenum Fossae* (Anderson *et al.*, 2001), um dos vários sistemas de grabens que irradiam da região de *Tharsis*.

Podemos notar que os sistemas radiais de grabens e os sistemas de fracturas se estendem bem além da presentemente bem preservada alta topografia de *Tharsis*. Uma parte significativa desta área é composta por elevada distribuição de crateras de variadas dimensões. (Wilson e Head, 2002).

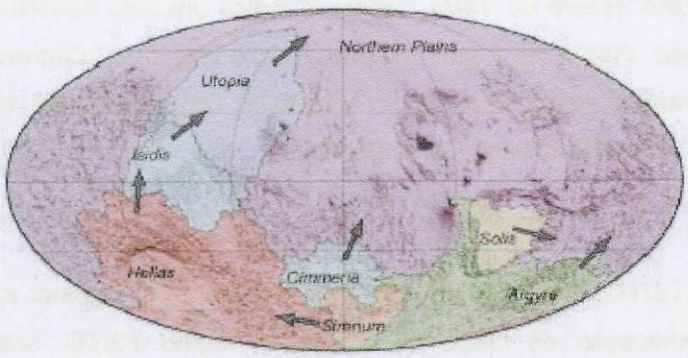


Fig. 4.2 – Esquema do possível movimento tectónico na superfície de Marte (Solomon *et al.* 2005)

A deriva polar aparente dos continentes é um efeito da tectónica de placas que aparece como um registo geológico na Terra e é usado como marcador da deriva dos continentes. O paleomagnetismo mostra que o movimento das placas muda com a posição e orientação relativamente à posição à que o campo magnético se registou nas as rochas localmente (Lowrie 1997). Aplicando este conceito a Marte e assumindo que o eixo de rotação do planeta não se alterou, a região TS/TC teve uma rotação de ~90° da sua orientação inicial. Tal pode ter acontecido quando as terras baixas do Norte se formaram (Fig. 4.2).

4.1.4 - Campo Magnético

Os dados adquiridos pelo magnetómetro MAG-ER-*Magnetic Field Experiment*, da MGS, entre 01/09/19 – 01/12/02 revelaram anomalias magnéticas muito intensas (>±500 nT a uma altitude de 400 km) na superfície de Marte. As anomalias magnéticas têm grande extensão (à escala

planetária) mas localizam-se quase exclusivamente na zona Sul, como no caso da zona de TS/TC.

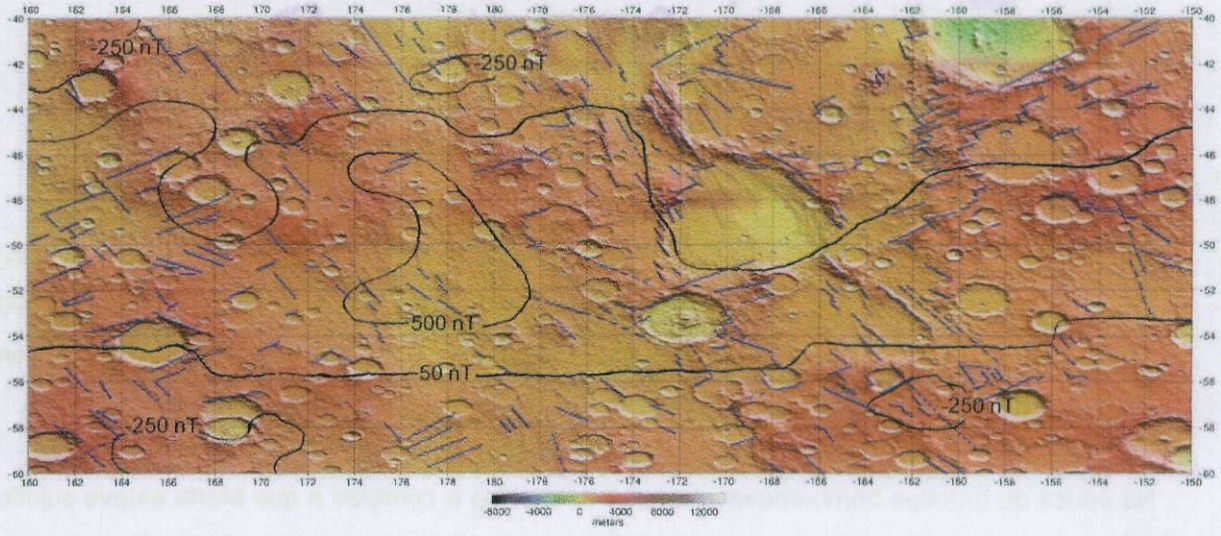


Fig.4.3 – Topografia MOLA, sobreposta a isodinâmicas da componente radial do campo magnético adaptadas de Purucker *et al.* (2002) (Alves, comunicação pessoal, não publicado).

No caso desta última região, as componentes do campo magnético mostram um padrão em faixas com uma variação máxima entre cada faixa de ~400 nT (Fig. 4.3 e Fig.4.5). As faixas mais intensas de campo magnético em Marte ocorrem na região de *Terra Sirenum*, onde a intensidade máxima do campo de ~1500 nT foi medido (Acuña e tal. 1999).

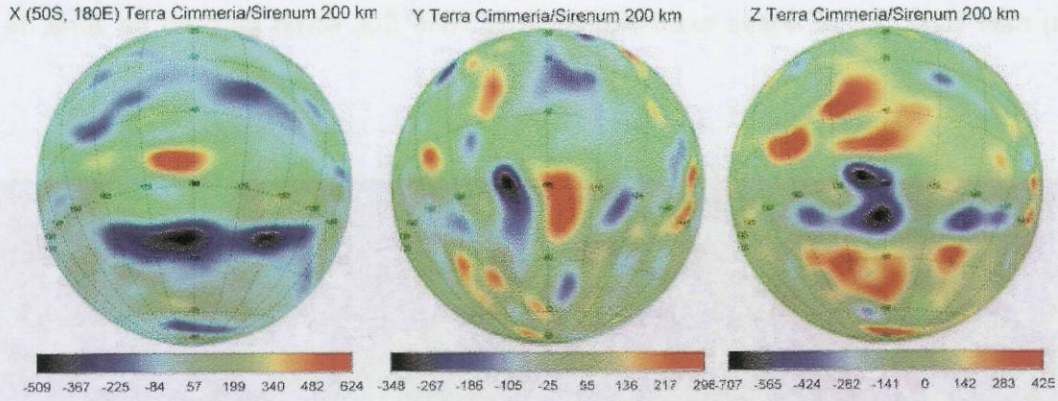


Fig.4.4 - Mapa da TS/TC para as componentes do campo magnético: X(Norte), Y(Este), Z(Vertical sentido para baixo) calculado a 200 km acima do esferóide usando FSU_mars90, para um coeficiente harmónico esférico n = 90 usando dados da MGS. Valores do campo em nT (Cain 2001).

Na época de grandes bombardeamentos por asteróides e cometas a que Marte esteve sujeito, a temperatura que a superfície alcançou foi superior à temperatura de Curie. Deste modo, qualquer magnetização existente na superficie teria sido desmagnetizada, o que nos indica que a magnetização existente na região TS/TC deve ter sido posterior a esta época. A compreensão da fonte desta magnetização é dificil. Um modelo apresentado por Sprenke e Baker (2000) pretende explicar as faixas existentes na TS/TC através da analogia com a formação destas faixas na crista médio-atlântica. Mas os resultados teóricos não conseguem explicar na plenitude as faixas na TS/TC.

4.2 - Inércia Térmica

Para produzir os mapas de inércia térmica das regiões *Terra Cimmeria* e *Terra Sirenum* utilizou-se os dados disponibilizados pela Universidade de Colorado nos Estados Unidos da América. Foram usados dois mapas: 1) O mapa de inércia térmica com uma resolução de 20 pixel por grau (Fig. 4.5) e 2) a máscara de interpolação. Entre 80°S e 80°N o mapa foi preenchido por interpolação dos dados (Fig.4.6). A mascara de interpolação identifica os pixels interpolados. Isto é, se não forem desejados basta multiplicar o mapa 1) pelo mapa 2).

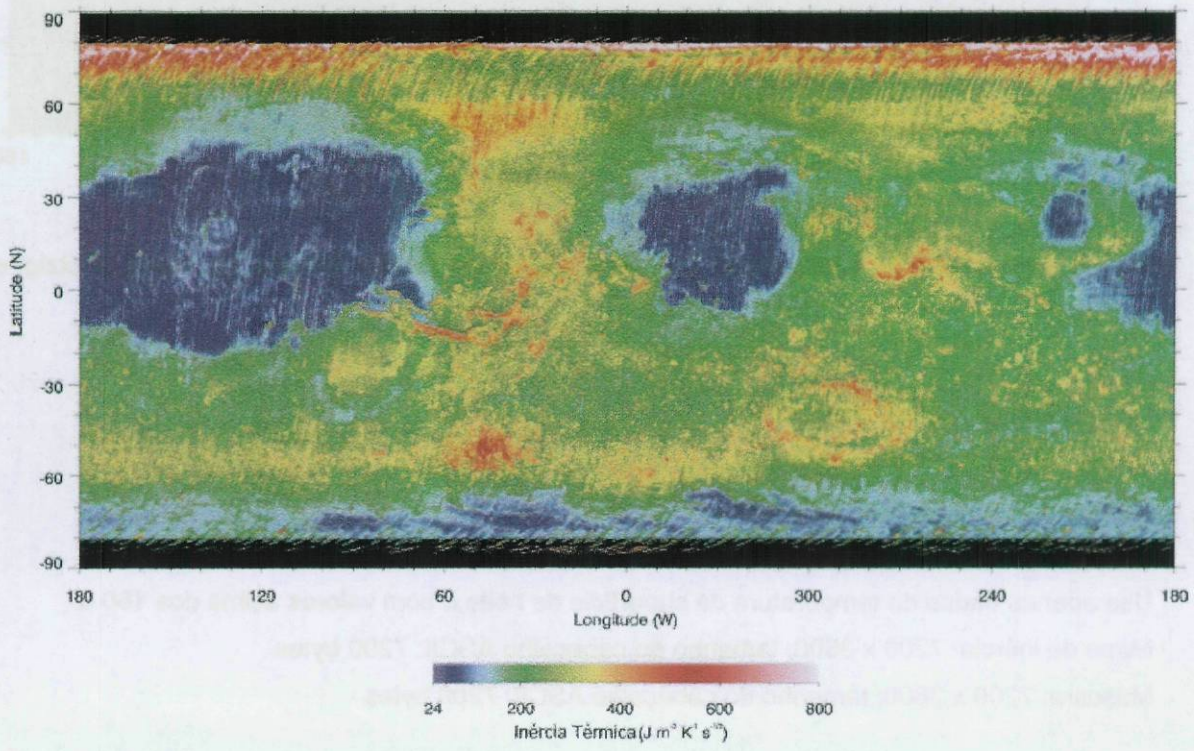


Fig.4.5 – Mapa global de inércia térmica de Marte (Putzig *et al.*2003).

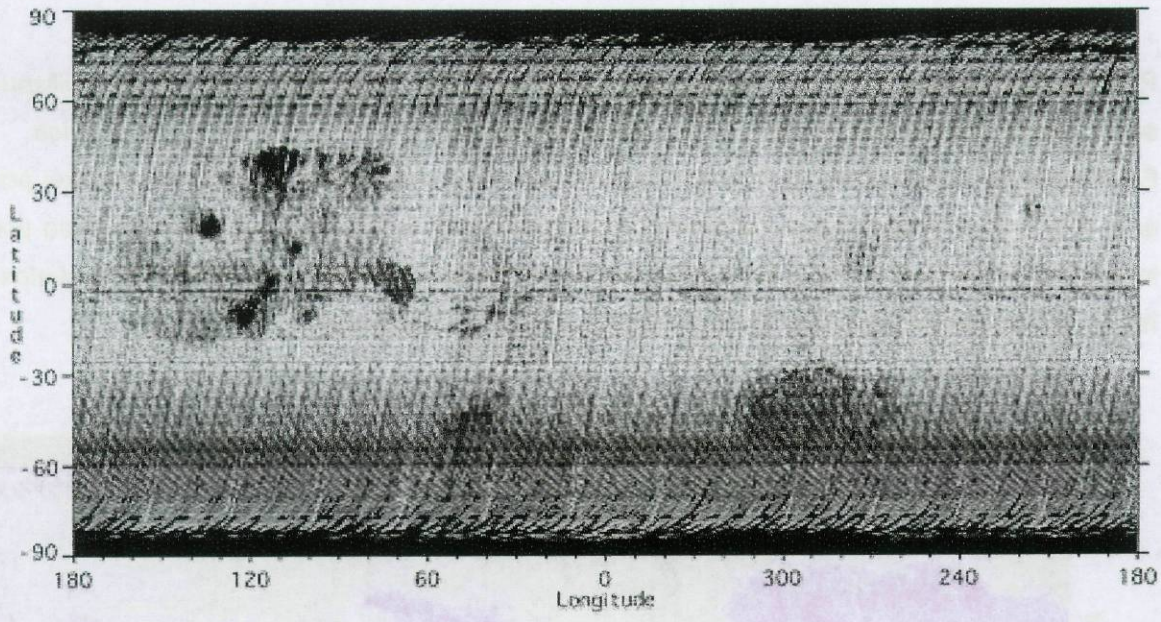


Fig.4.6 – Mascara de interpolação do Mapa global de inércia térmica de Marte (Putzig *et al.*2003).

- Especificações dos dados:

Resolução de 20 pixel por grau.

Gama de inércia térmica: 24 a 800 J m^{-2} K^{-1} $s^{-½}$

Inclui dados das órbitas 1583-11254

Usa apenas dados da temperatura da superfície de noite e com valores acima dos 160 K

Mapa de inércia: 7200 x 3600; tamanho do cabeçalho ASCII: 7200 bytes

Máscara: 7200 x 3600; tamanho do cabeçalho ASCII: 7200 bytes

Para ler os dados no formato IDL pode se usar uma simples rotina:

```
IDL> OPENR,1,' TES_TI_DATA.bin '
IDL> A = ASSOC(1,INTARR(7200,3600),7200)
IDL> MAP = A(0)
IDL> MAP = BYTEORDER, MAP
```

O mapa da Inércia Térmica da *Terra Cimmeria* tem centro em latitude 35.0°S e longitude 215.0°W com uma largura de 20° em latitude e longitude (Fig.4.7).

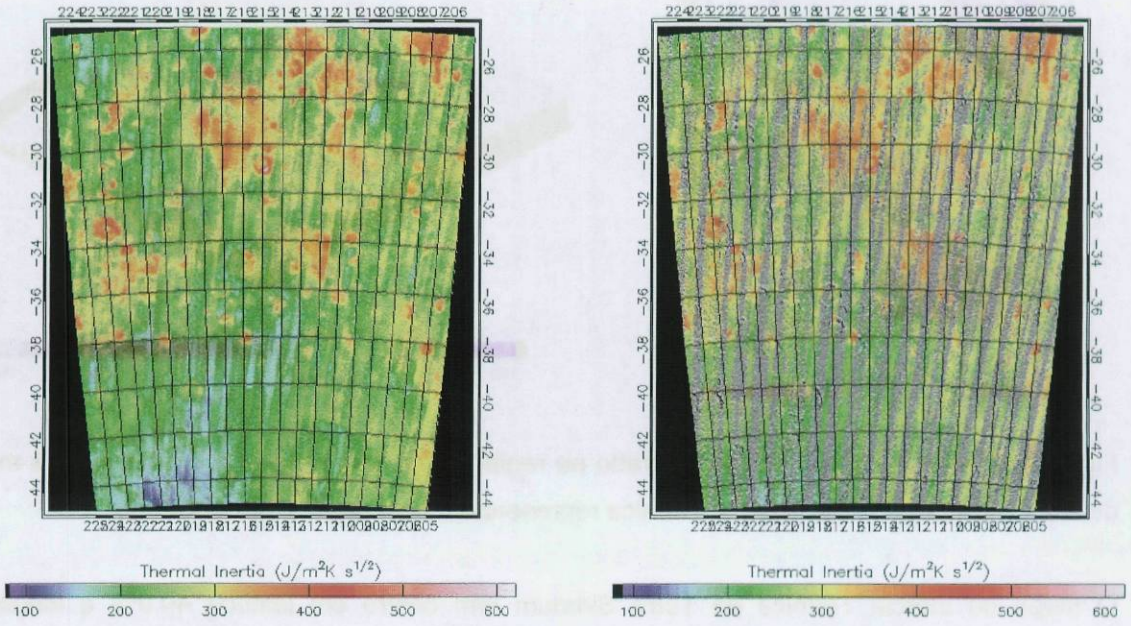


Fig.4.7 – Mapa de inércia termia centrado na região de *Terra Cimmeria*; esquerda: interpolado, direita: sem interpolação.

Podemos para o mesmo mapa e para a mesma escala representar o mapa topográfico MOLA para melhor representação da zona. (Fig.4.8)

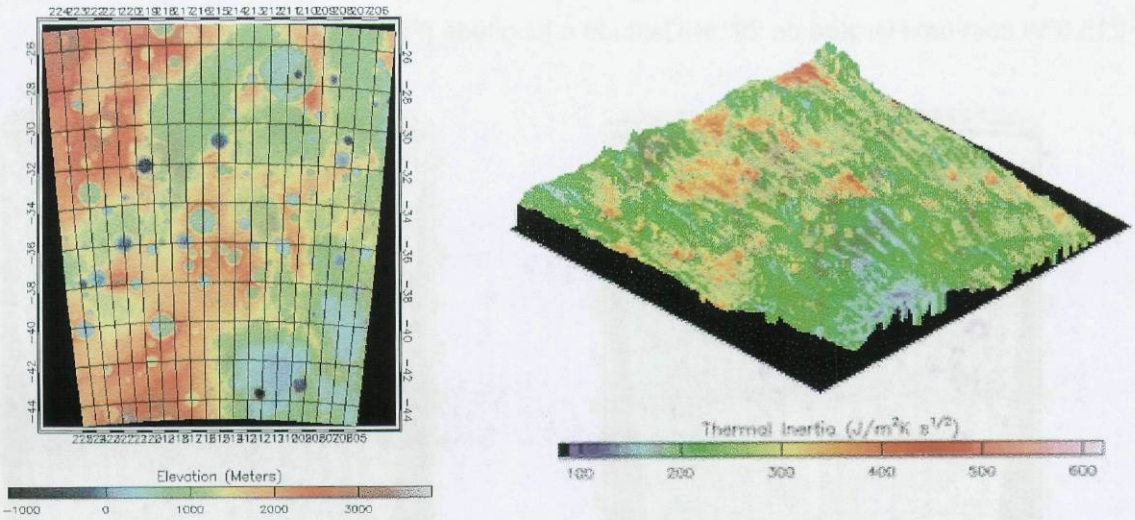


Fig.4.8 – Esquerda: Mapa MOLA centrado na região TC e com a mesma escala que os mapa de inércia térmica. Direita: Inércia Térmica representada num gráfico topográfico.

O mapa da Inércia Térmica da Terra Sirenum tem centro em latitude 40.0°S e longitude 150.0°W com uma largura de 20° em latitude e longitude (Fig.4.9).

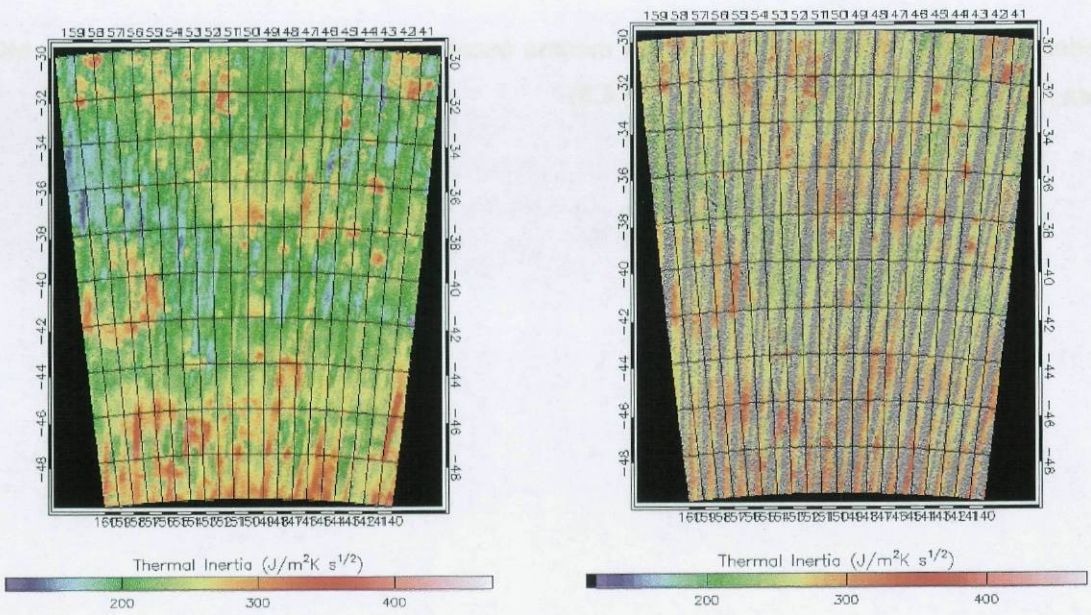


Fig.4.9 – Mapa de inércia termia centrado na região de Terra Sirenum; esquerda: interpolado, direita: sem interpolação.

Também se representou o mapa MOLA para centrado na mesma região e com a mesma escala, para melhor representação da zona. (Fig.4.10)

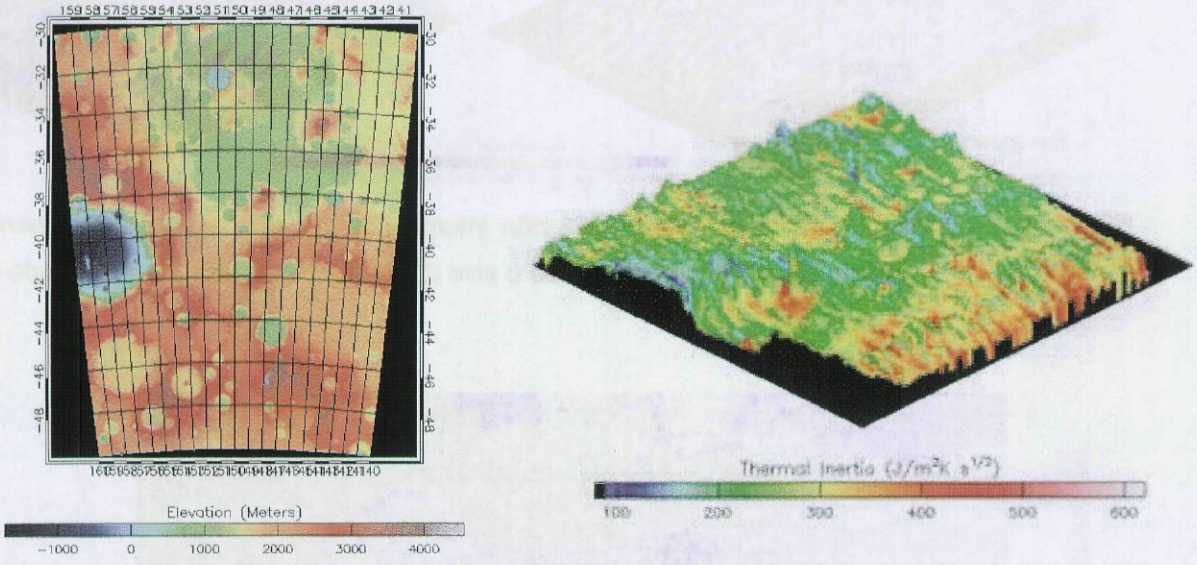


Fig.4.10 – Esquerda: Mapa MOLA centrado na região TS e com a mesma escala que os mapa de inércia térmica. Direita: Inércia Térmica representada num gráfico topográfico.

Analisando os resultados apresentados com as unidades apresentadas por Putzig et al (2004) (ver sec. 3.4.3) podemos dizer que a região da *Terra Cimmeria* está totalmente na unidade 4 (zonas de inércia térmica elevada e grandes altitudes) (Fig. 4.11 e Fig.4.12). Na análise inércia térmica-altitude e maioritariamente na unidade B (inércia térmica alta e valores de albedo baixos) na analise inércia-térmica-albedo, mas com a parte inferior da mesma (entre latitudes 35°S a 45°S e longitude 215°W a 230°W) na unidade C (inércia térmica alta com valores médios de albedo)

Podemos dizer que, do ponto de vista da geofisica, que a *Terra Cimmeria* é constituída à superficie maioritariamente por areia e solo rochoso.

O mesmo acontece com a região *Terra Sirenum* que apresenta valores elevados de inércia térmica (>135) e valores baixos de albedo e em grande elevações, correspondendo às unidades B e 4 na analise de Putzig *et al.* (2004).

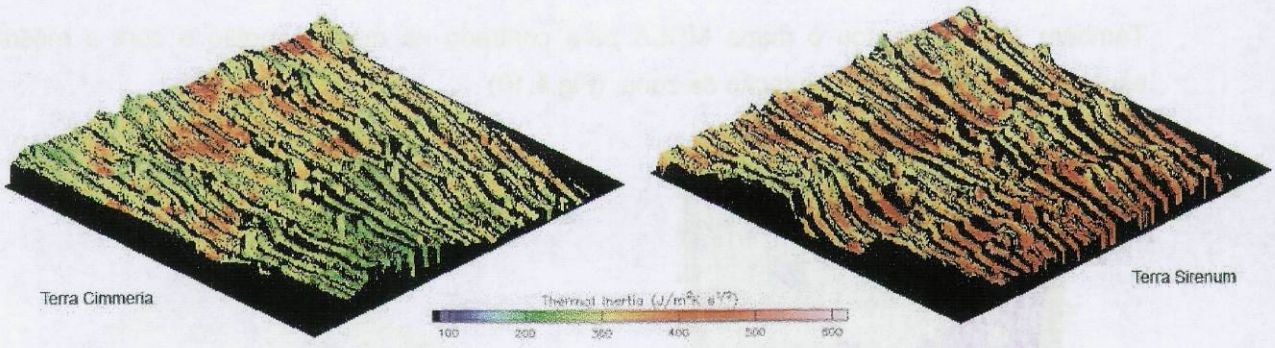


Fig.4.11 – Representação da inércia térmica não interpolada das regiões *Terra Cimmeria* e *Terra Sirenum* numa gráfico a 3 dimensões onde o eixo dos Z é a representação da altitude dos dados MOLA.

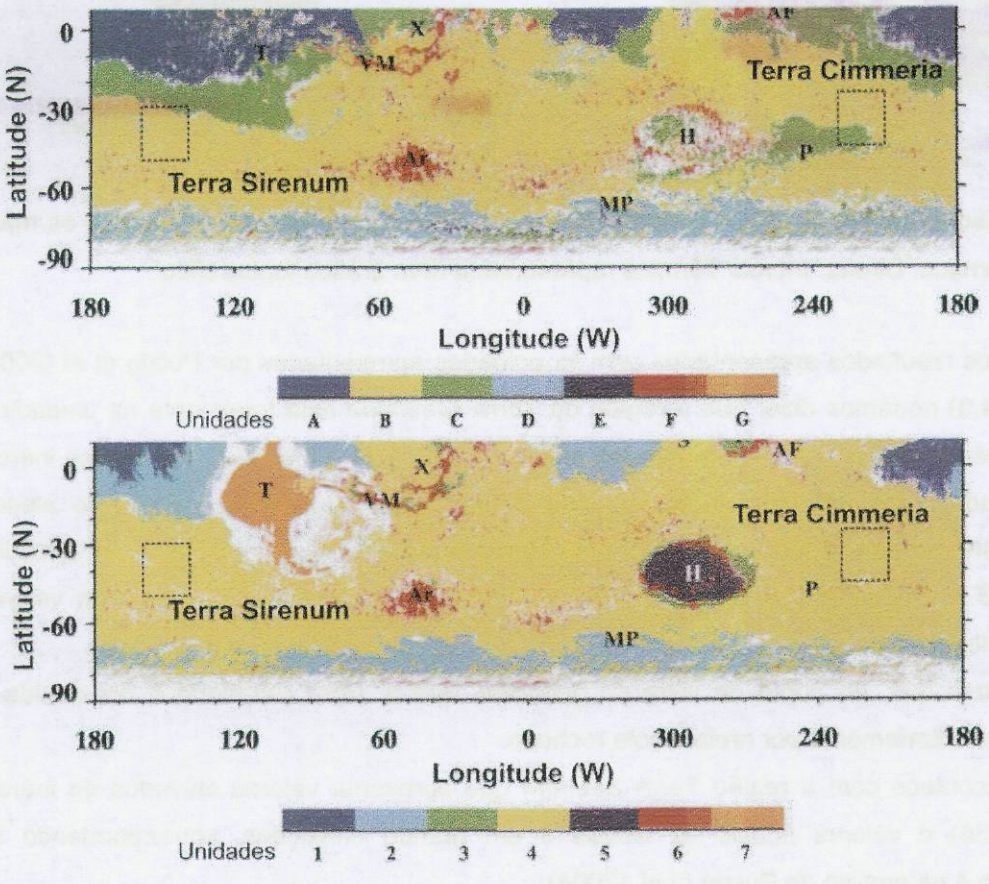


Fig.4.12 – Identificação das regiões *Terra Sirenum* e *Terra Cimmeria* no mapa de unidades apresentado por Putzig *et al.* (2004). No mapa de cima vemos a dependência da inércia térmica com o albedo e no mapa de baixo a variação da inércia térmica com a altitude. (ver secção 3.4.3)

Capitulo 5 - Planetary Fourier Spectrometer – PFS

5.1. Instrumento

O *Planetary Fourier Spectrometer* (PFS), instrumento a bordo da sonda *Mars Express*, é um espectrómetro infravermelho optimizado para observações atmosféricas, mas também para o estudo da composição mineralógica da superfície e das interacções superfície-atmosfera. O PFS cobre um intervalo de 1.2 a 45 μm dividido em dois canais com um intervalo de 5 μm e com uma resolução espacial de 2 cm^{-1}. O campo de visão do instrumento, FOV[2] é cerca de 2° para o canal de comprimento de onda curto, SW[3] e de 4° para o canal de comprimento de onda longa, LW[4] que corresponde a resoluções de 10 e 20 km na superfície de Marte quando observado a uma altura de 300 km (altura nominal do pericentro).

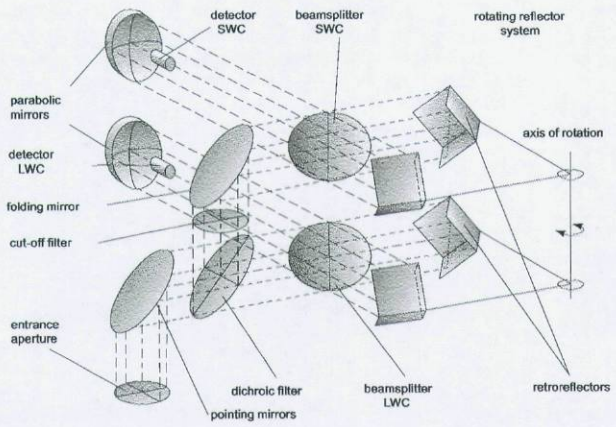


Fig.5.1. – Esquema óptico do PFS (Formisano et al, 1998)

O instrumento PFS é um interferómetro de duplo pêndulo (Fig.5.1) e trabalha em duas distintas gamas de comprimentos de onda (1.2-5.7 e 5.5-45 μm). A radiação proveniente de Marte é dividida em dois feixes por um espelho dicróico. As duas gamas correspondem a dois planos, um acima do outro, nos quais os dois interferómetros estão colocados para que o motor mova simultaneamente os dois pêndulos e os dois canais sejam "amostrados" independentemente. O movimento do pêndulo é controlado por um díodo laser aplicado ao mesmo conjunto óptico que

[2] FOV-do inglês *Field of View*
[3] SW - do inglês *Short Wavelenght*
[4] LW – do inglês *Long Wavelenght*

- *Cálculo* do espectro absoluto de Marte usando observações do planeta, alvos de calibração e espaço;
- Cálculos auxiliares da geometria das observações;
- Visualização do espectro, *housekeeping* e geometria das observações.

5.3 - Mars Global Reference Atmospheric Model (MARS-GRAM)

O *Global Reference Atmospheric Model* é um modelo da atmosfera do planeta muito usado em diversas aplicações (Justus *et al.* 2002a). Dos 0 aos 80 km é baseado no modelo da NASA *Ames Mars General Circulation Model*, acima dos 80 km é baseado no *Mars Thermopheric General Circulation Model*. O modelo usa a topografia do terreno dada pelo instrumento *Mars Orbiting Laser Altimeter* (MOLA) a bordo da sonda *Mars Global Surveyor*.

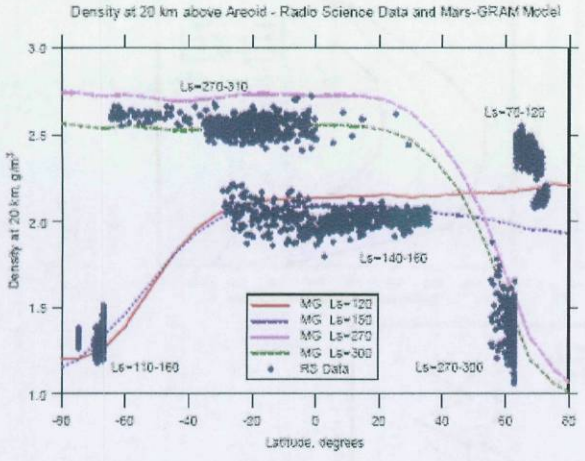


Fig.5.5 – Comparação da densidade. A uma altura de 20 km usando observações *Mars Global Surveyor Radio Science* e o modelo Mars-GRAM 2001. (Justus *et al.* 2002)

Uma questão que se coloca quando se usa um modelo como este é a sua validade e a forma como é testado. Para analisar o modo como este modelo é validado usam-se os dados do *Thermal Emission Spectrometer* (TES) e com o *Surveyor Radio Science* (RS). Foram usados mais de 2480 perfis do RS, cobrindo uma latitude desde 75°S até 72°N e desde a superfície até cerca de 40 km (Fig.5.5). Para a longitude aerocentrica do Sol (Ls), a cobertura varia de Ls=70-160° a 265-310°, e com horas locais entre as 0-9 horas e as 18-24 horas. A média do desvio padrão do RS e do Mars-GRAM para densidade é de 6%.

Os dados TES aqui usados cobrem a superfície até aproximadamente 40 km, por mais de um ano marciano completo (desde Fevereiro de 1999 até Junho de 2001, mesmo antes da Tempestade global de poeira). Dependendo da estação, os dados do TES cobrem latitudes de 85°S até 85°N, maior parte dos dados estão concentrados entre as horas locais de 2 e as 14 horas. A razão da densidade média observável TES/Mars-GRAM é cerca de 1±0.05, excepto para altitudes elevadas (15-30 km, dependendo da altura do ano) e altas latitudes (>45°N), ou na maioria das altitudes no hemisfério Sul com Ls~90 e 180° (Justus *et al.* 2002).

Uma particularidade do modelo Mars-GRAM 2001 é permitir o cálculo quantitativo das propriedades ópticas e físicas das poeiras e detalhes das condições perto da superfície (incluindo o albedo da superfície), assim como gradientes de temperatura e ventos entre as camadas fronteiriças da superfície e da atmosfera (Fig.5.6).

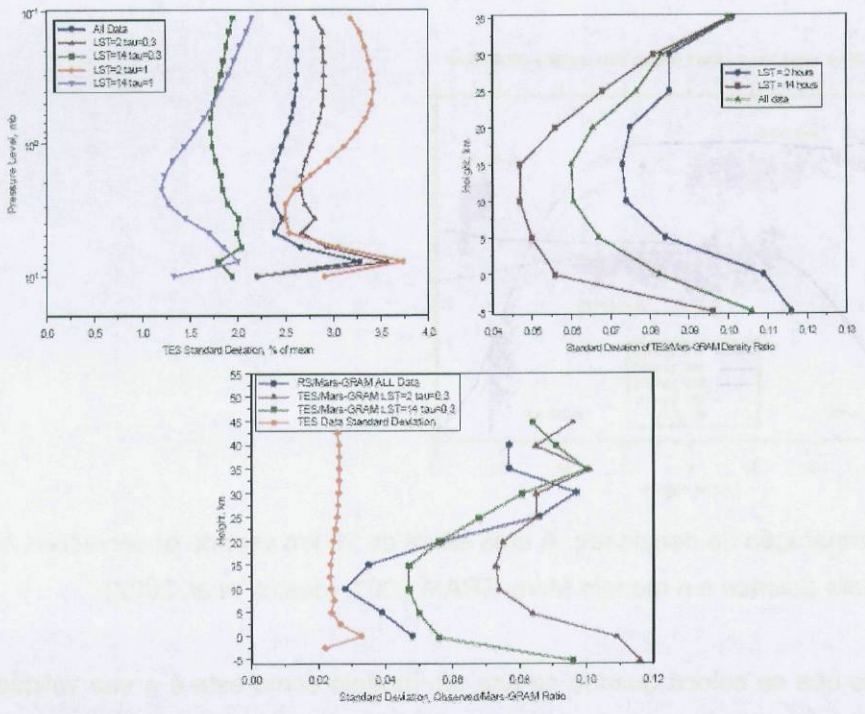


Fig.5.6 – a) Desvio médio padrão da temperatura TES ou densidade versus nível de pressão; b) Desvio médio padrão TES/Mars-Gram da razão de densidade; c) Desvio médio padrão da densidade versus altura (círculos). Desvios médio padrão da razão TES/Mars-GRAM (triângulos e quadrados) e dados TES (diamantes) são também mostrados para comparação (Justus *et al.* 2002).

Informações detalhadas sobre o modelo térmico Mars-Gram e a sua utilização podem ser encontradas em Justus e Johnson (2001).

5.4 - A inércia Térmica

No capítulo 3 secção 3 foram apresentados alguns dos métodos para a determinação da Inércia Térmica na superfície de Marte. O método mais recente e no qual se pretende basear a determinação da inércia térmica para os dados do PFS utiliza o modelo MARS-GRAM para a atmosfera.

Com base no nosso modelo térmico foi calculado um grande número de ciclos diurnos com temperaturas para uma variedade de condições físicas (albedo, inércia térmica, pressão na superfície, opacidade) para uma determinada posição na superfície de Marte com coordenadas de latitude e longitude. Com estas tabelas pode-se correlacionar a temperatura observada com os outros dados observacionais (por exemplo, albedo) e interpolar através das tabelas criadas pelo modelo térmico com o objectivo de encontrar a melhor aproximação à inércia térmica.

Foi neste contexto que se desenvolveu um pequeno algoritmo que interligasse os dados PFS com o modelo térmico Mars-GRAM (Fig.5.7

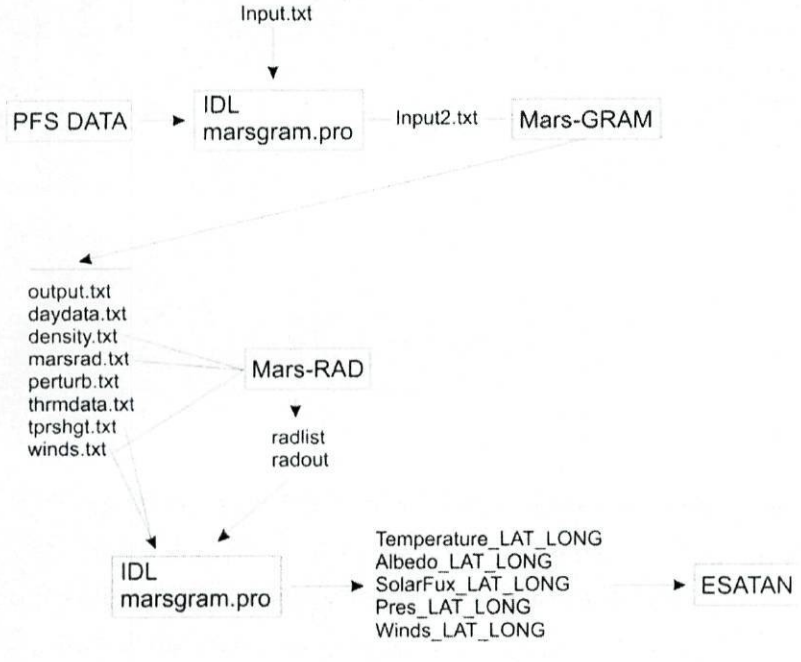


Fig.5.7 – Fluxograma do código do programa marsgram.pro

Depois de lidos alguns parâmetros dos dados PFS, como a latitude, longitude, data Juliana e altitude faz-se a actualização do ficheiro de entrada no modelo térmico Mars-Gram que por sua vez produz alguns ficheiros que serão utilizados para criar as tabelas que vão ser utilizadas no programa de analise térmica ESATAN. As tabelas criadas incluem o valor da latitude e longitude para cada parâmetro escolhido e que são importantes para a determinação da inércia térmica:

Temperatura na superfície: Temperature_LAT_LONG.txt

Albedo da superfície: Albedo_LAT_LONG.txt

Fluxo Solar: SolarFux_LAT_LONG.txt

Pressão média: Pres_LAT_LONG.txt

Ventos: Winds_LAT_LONG.txt

As tabelas apresentadas (Tabela 5.1) incluem na primeira coluna o valor de tempo em segundos, a segunda coluna em Sols a terceira coluna é o valor do parâmetro indicado. LAT e LONG no nome do ficheiro indicam os valores de latitude e longitude.

Tabela 5.1 - Exemplo de um ficheiro para os valores da pressão numa latitude de -69° e longitude de -130°

Tempo (s)	Tempo Marciano (Sol)	Pressão (N/m^2)
18.6000	134.000	1046.00
18.7000	134.100	1026.00
18.8000	134.200	1006.00
18.9000	134.300	912.800
19.0000	134.400	896.200
19.1000	134.500	879.900
19.2000	134.600	863.900

As tabelas geradas por este método podem depois ser utilizadas por um programa de análise térmica (ESATAN) com o objectivo final dos seus valores serem interpolados com valores observacionais e posterior estimar o melhor valor para a Inércia Térmica.

O ESATAN (2001) é um programa de análise térmica onde se podem definir as condições de transporte de calor por condução, radiação e convecção. A sua grande vantagem é permitir o estudo da variação da temperatura de um dado material independentemente da quantidade.

Código do programa Marsgram.pro escrito na linguagem IDL Ver.6.0

```
cd, current=home
;Open File With Dialog Box
openr, lun, dialog_pickfile(/read,title='Give PFS Data file location'), /get_lun, SWAP_IF_LITTLE_ENDIAN
;Openr, lun, 'Orbit37_Hamming_Geom_v3.dat',/get_lun, SWAP_IF_LITTLE_ENDIAN

;definition of data structure for radiance data in original format
cal = { cal, $
      Record_Length        : long(0), $    ;(bytes)
      LWC_Number_of_Records  : long(0), $    ;Number of spectra in the file (i.e. 250 for most of the orbits)
      SCET                 : double(0), $  ;SCET time (s)
      Julian_Date          : double(0), $  ;Julian Date (same as in the geometry files)
      Orbit                : long(0), $    ;Orbit Number
      Observation_Number     : long(0), $    ;Number of MARTIAN spectrum in the orbit (same as in the geometry files)
      Acquisition_Number     : long(0), $    ;Acquisition Number from MH1 (same as in the .lfg  files)
      LWC_Longitude          : float(0), $   ;(-180° + +180°) (same as in the geometry files)
      LWC_Latitude           : float(0), $   ;(-90° + +90°) (same as in the geometry files)
      Surface_Altitude       : float(0), $   ;From MOLA data (Km)
      Local_Time             : float(0), $   ;(0 + 24) (same as in the geometry files)
      Ls                   : float(0), $   ;(0° + 360°) (same as in the geometry files)
      Incidence_angle        : float(0), $   ;(0° + 180°) (same as in the geometry files)
      Emission_angle         : float(0), $   ;(0° + 180°) (same as in the geometry files)
      Phase_angle            : float(0), $   ;(0° + 180°) (same as in the geometry files)
      Spacecraft_altitude    : float(0), $   ;(Km) (same as in the geometry files)
      Radius_of_Martian_orbit : float(0), $   ;(AU) Yet Undefined (always 0 value)
      Dummy1                 : float(0), $   ;Free record to be used in the future
      Dummy2                 : float(0), $   ;Free record to be used in the future
      Dummy3                 : float(0), $   ;Free record to be used in the future
      Dummy4                 : long(0), $    ;Free record to be used in the future
      Dummy5                 : long(0), $    ;Free record to be used in the future
      Dummy6                 : double(0), $  ;Free record to be used in the future
      Dummy7                 : double(0), $  ;Free record to be used in the future
      DTM                  : long(0), $    ;PFS Data Transmission Mode
      LWC_Data_Treatment_ID  : long(0), $    ;An identification of the used Data Treatment (Symetrization Algorithm, Symetrization Parameters, Type of Apodization etc.)
        LWC_Radiance_Calib_ID  : long(0), $    ;An identification of the Radiance calibration procedure
      LWC_Spectral_Calib_ID  : long(0), $    ;An identification of the Spectral calibration procedure
      LWC_Quality_Flag       : long(0), $    ;Yet Undefined (always 0 value)
      LWC_Detector_Temp_5V   : float(0), $   ;Temperature (K) of the LWC Detector in the PFS ±5V range
      LWC_Detector_Temp_10V  : float(0), $   ;Temperature (K) of the LWC Detector in the PFS ±10V range
      LWC_Laser_Temp_5V      : float(0), $   ;Temperature (K) of the LWC Laser Diode in the PFS ±5V range
      LWC_Laser_Temp_10V     : float(0), $   ;Temperature (K) of the LWC Laser Diode in the PFS ±10V range
      LWC_Number_of_Points   : long(0), $    ;Number of points in a LWC spectrum (full length = 2048)
      Starting_FFT_Point     : long(0), $    ;NOTE: FFT Point, NOT wavenumber!!!
      Pendulum_Direction     : long(0), $    ;0=Forward, 1=Reverse
      LWC_spectral_step      : float(0) $    ;(Starting FFT Point)*(LWC spectral step)=Starting Wavenumber
      }

readu, lun, cal

;Converts Julian date to Gregorian calendar date using native procedure
xjd=double(0)
xjd=cal.Julian_Date
CALDAT, xjd, M, D, Y, H, MI, S

;Read Lan and Long
Lat=double(0)
Lon=double(0)
Lat=cal.LWC_Latitude
Lon=cal.LWC_Longitude

;Read Surface Altitude (in km)
Alt=float(0)
Alt= cal.Surface_Altitude

close, lun
free_lun, lun

;Open input file from Mars-GRAM
openr, lun,'input.txt', /get_lun
input=strarr(55)
readf, lun, input
close, lun
free_lun, lun

;change MONTH in the input file
MONTH2='MONTH = '
MONTH=MONTH2+strtrim(STRING(M),2)
input(7)=MONTH

;change DAY in the input file
DAY2='DAY = '
DAY=DAY2+strtrim(STRING(D),2)
input(8)=DAY

;change YEAR in the input file [MINUS 10 YEARS because de data year]
MY2='MYEAR = '
MYEAR=MY2+strtrim(STRING(Y-10),2)
input(9)= MYEAR

;change HOUR in the input file
H2='IHR = '
IHR=H2+strtrim(STRING(H),2)
```

```
input(11)=(IHR)

;change MIN in the input file
M2='IMIN = '
IMIN=M2+strtrim(STRING(MI),2)
input(12)=IMIN

;change SEC in the input file
S2='SEC ='
SEC=S2+strtrim(STRING(S),2)
input(13)=SEC

;Connects X output to Latitude and Y to Longitude
input(28)='NVARX= 3'
input(29)='NVARY= 4'

;change LATITUDE in the input file
LAT='FLAT = '
FLAT=LAT+strtrim(STRING(cal.LWC_Latitude),2)
input(31)= FLAT
LAT=strtrim(STRING(cal.LWC_Latitude),2)

;change LONGITUDE in the input file
LON='FLON = '
FLON=LON+strtrim(STRING(cal.LWC_Longitude),2)
input(32)=FLON
LON=strtrim(STRING(cal.LWC_Longitude),2)

;change ALTITUDE in the input file
ALT='hgtasfcm = '
hgt=ALT+strtrim(STRING(cal.Surface_Altitude*1000),2)
input(35)=hgt

;Update Input File.
forprint, input(*), TEXT = 'input2.txt',/nocomment

;################################## Mars-GRAM + RAD ######################################

;runs Mars-GRAM
print, 'PLEASE enter  input2.txt'
spawn, 'marsgram.exe'


;wait for calculation
Wait1=input(10)
Wait2= strsplit(Wait1,"=",/extract)
wait, Wait2(1)/100

;runs Mars-RAD
print, 'PLEASE enter: 1 - Sec 2- Sec and Sols
spawn, 'marsrad.exe'

;#########################
;wait for calculation
Wait1=input(10)
Wait2= strsplit(Wait1,"=",/extract)
wait, Wait2(1)/100

;Read Winds.txt
winds=read_ascii('winds.txt')
winds2=winds.(0)
Ewtot=winds2(4,*) ; Total Eastward wind (m/s)
Nstot=winds2(7,*) ; Total Northward wind (m/s)
WindsTOT=Ewtot+Nstot ; Total Wind (m/s)
Sec=winds2(0,*)      ;Time from start ( Earth Seconds)
Sols=winds2(1,*)     ;Time from start ( Martian Sols)
forprint, Sec(*), Sols(*), windsTOT(*), TEXT = 'winds_'+strtrim(long(lat),2)+'_'+strtrim(long(lon),2)+'.txt',/nocomment, STARTLINE = 2 ; Pressure Table

;Read TPresHft.txt
TPresHgt=read_ascii('TPresHgt.txt')
TPresHgt2=TPresHgt.(0)
Sec=TPresHgt2(0,*)      ;Time from start ( Earth Seconds)
Sols=TPresHgt2(1,*)     ;Time from start ( Martian Sols)
Pres=TPresHgt2(3,*)     ; Mean Preasure (N/m^2)
forprint, Sec(*), Sols(*), Pres(*), TEXT = 'Pres_'+strtrim(long(lat),2)+'_'+strtrim(long(lon),2)+'.txt',/nocomment,STARTLINE = 2 ;ESATAN Winds Table

;Read radou.txt
radout=read_ascii('radout.txt')
radout2=radout.(0)

Sec=radout2(0,*)      ;Time from start ( Earth Seconds)
Sols=radout2(1,*)     ;Time from start ( Martian Sols)
albedo=radout2(2,*)   ;Surface Albedo
Tsfc= radout2(7,*)    ;Surface Temperature (K)
Edtoa= radout2(15,*)  ;Solar Flux at toa = mu0x(solar constant)/RadAU^2  (W/m^2)

forprint, Sec(*), Sols(*), albedo(*), TEXT = 'Albedo_'+strtrim(long(lat),2)+'_'+strtrim(long(lon),2)+'.txt',/nocomment,STARTLINE = 2 ;Surface Albedo
forprint, Sec(*), Sols(*), Tsfc(*), TEXT = 'Tempertaure_'+strtrim(long(lat),2)+'_'+strtrim(long(lon),2)+'.txt',/nocomment, STARTLINE = 2 ;Surface Temperature
forprint, Sec(*), Sols(*), Edtoa(*), TEXT = 'Solar_Flux_'+strtrim(long(lat),2)+'_'+strtrim(long(lon),2)+'.txt',/nocomment,STARTLINE = 2 ;Solar Flux


end
```

Capítulo 6 – Conclusões e trabalho futuro

A inércia térmica representa uma complexa combinação de propriedades físicas dos materiais geológicos. Determinar e compreender a inércia térmica da superfície de Marte ajuda a estudar pequenas formações na superfície do planeta. Em conjunção com outros dados a inércia térmica pode ajudar a caracterizar os materiais na superfície e os processos geológicos responsáveis pela formação dos mesmos.

As regiões *Terra Cimmeria* e *Terra Sirenum* apresentam interessantes características geológicas, como a sua craterização e registo tectónico. A inércia térmica tem um papel importante na caracterização geológica desta zona, confirmando as observações mineralógicas apresentadas por Banfield (2000) e as observações de inércia térmica globais apresentadas por Putzig *et al.* (2004). Assim e nnuma análise à superfície das regiões *Terra Cimmeria* e *Terra Sirenum* podemos dizer que é constituída maioritariamente por areia e solo rochoso. De acordo com os valores de inércia térmica calculados e com os dados de albedo e mineralógicos a constituição da dessas rochas será de natureza basáltica (Banfield, 2000). Futuras missões ao planeta Marte, como a *Mars Reconnaissance Orbiter*, especialmente com o instrumento *Compact Recogonnaissance Imaging Spectrometer for Mars*, poderã aumentar a resolução dos mapas de inérica térmica e melhor o conhecimento da região *Terra Cimmeria* e *Terra Sirenum.*

A região*Terra Cimmeria* e *Terra Sirenum* apresenta caracteristicas únicas no planeta Marte e deverá ser apontado como uma região a ser explorada por um *rover* na superfice. Este *rover* podia estudar com detalhe estruturas geológicas interpretadas como vestigios de actividade tectónica.

Os dados PFS acrescentam mais informação ao conjunto desta informação e o trabalho aqui apresentado, bem como o futuro trabalho a realizar, dá uma importante ajuda na determinação da inércia térmica. Os passos seguintes na determinação da inércia térmica usando os dados dos instrumentos a bordo da *Mars Express* serão a utilização das tabelas comparativas calculadas com o modelo Mars-GRAM e comparadas com os dados PFS. Esta tarefa é da responsabilidade de Jörn Helber to Instituto de Planetologia da Centro Aeroespacial da Alemanha em Berlim e está planeada para um futuro próximo.

O papel da inércia térmica no estudo geofísico por técnicas de detecção remota do planeta Marte pode dar pistas para possíveis locais de envio de sondas para a superfície do planeta, locais de interesse para a geofísica, mas também para outras áreas como a astrobiologia. Mas não só em Marte a inércia térmica tem um papel importante na determinação das caracteristicas geofísicas da superficie. O aumento da resolução e da sensibilidade dos instrumentos aumenta

a informação que poderemos extrair dos valores de inércia térmica, a técnica apresentada pode ser usada em muitos outros corpos do Sistema Solar, como Mercúrio, Lua, Plutão e até na Terra e assim acrescentar informação valiosa sobre a geofísica estes corpos que imensos segredos ainda guardam.

Referências

Allison, M. 1997. Accurate analytic representations of solar time and seasons on Mars with applications to the Pathfinder/Surveyor missions. Geophys. Res. Lett. 24, 1967-1970.

Acuña, M.H., Connerny, J.E.P., Ness, N.F., Lin, R.P., Mitchell, D., Carlson, C.W., McFadden, J., Anderson, K.A., Rème, H., Mazelle, C., Vignes, D., Wazilewsky, P., Cloutier, P., (1999), Global distribution of crustal magnetization discovered by the Mars global surveyor MAG/ER experiment. Science 284 (5415), Pág. 790–793.

Almeida, G. (1988), Sistema Internacional de Unidades – Grandezas e Unidades Físicas, Plátano Editora.

Alves, E.I., J. M. Azevedo; N. M.Alte da Veiga; V. A Fernandes; A. R.Baptista; R.M. Madeira (2003). Magnetismo Remanescente e tectónica da Região Terra Sirenum – Terra Cimeria. Aceite para publicação no II Congresso Ibérico de Paleomagnetismo – Magiber - Coimbra.

Bandfield, J.L., (2002). Global mineral distributions on Mars. Journal of Geophysical Research 107 (E6), Pág. 9-1–9-20.

Basilevsky, A. T.; W. J. Markiewicz; N. Thomas e H. U. Keller (1999). Morphologies of rocks within and near the Rock Garden at the Mars Pathfinder landing site. Journal of Geophysical Research. 104 (E4), Pág. 8617–8636.

Bills, B.G., James T.S., (1999), Moments of inertia and rotational stability of Mars: lithospheric support of subhydrostatic rotational flattening, Journal of Geophysical Research 74, Pág. 9081-9096

Blue, J. (2006), Mars Nomenclature: Terra, terrae, http://planetarynames.wr.usgs.gov/jsp/FeatureTypesData2.jsp?systemID=4&bodyID=8&typeID=42&system=Mars&body=MarsE&type=Terra,%20terrae&sort=AName&show=Fname&show=Lat&show=Long&show=Diam&show=Stat&show=Orig.

Boyce, J. (2002), The Smithsonian Book of Mars, Smithonian Institution Press

Cain, J. (2001), An n = 90 look into the Martin Magnetic Field, http://geomag.gfdi.fsu.edu/mars/papers/n_90/index.htm.

Carr, Michael (1992), Mars, Surface Features and Geology, The Astronomy and Astrophysics Encyclopedia, S. P. Maran, Pág. 412 – 414, Cambridge University Press.

Carrol, B., Ostile, D. (1996), An Introduction to Modern Astrophysics, Pág. 808 - 821, Addison-Wesley Publishing Company, Inc.

Cattermole, P. (2001), Mars the Mystery Unfolds, Terra Publishing, Hertfordshire

Christensen, P.R., *et al.* (2001). Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer experiment: investigation description and surface science results, Journal of Geophysical Research 106, Pág. 23823–23871.

Coonerney, J.E.P., Acuña, M.H., Ness, N.F., Kletetschka, G., Mitchell, D.L., Lin, R.P., Reme, H. (2005) Tectonic implications of Mars crustal magnetism, PNAS 102-42, Pág. 14970-14975

Convington, M.A. (1999), Astrophotography for the Amateur, Cambridge University Press, Pág. 110.

Cracknell, A.P.(1997), The Advanced Very High Resolution Radiometer, Taylor & Francis, Pág. 225-230

Croswell, K. (2003), Magnificent Mars, Free Press, Pág. 188

Davies, M. E., Batson, R. M., and Wu, S. S. C. (1992). Geodesy and Cartography. Em H. H. Kieffer, B. M. Jakosky, C. W. Snyder, and M. S. Matthews, editors, Mars, Pág. 321– 342. Univ. of Arizona Press, Tucson.

ESATAN User Manual (2005), ALSTOM Power Technology Centre.

Fowler, C.M.R., 2005, The Solid Earth, Cambridge University Press, Pág. 51

Formisano, V. *et al.* (2004). Detection of Methane in the Atmosphere of Mars. Science, Vol. 306, pp. 1758-1761.

Gibson, P., Hower, C.H.,(2000), Introductory Remote Sensing, Routledge (UK), Pág. 74-76

Golombek, M.P. *et al.*,(1999), Overview of Mars Pathfinder mission: launch through landing, surface operations, datasets, and science results, Journal of Geophysical Research 104, Pág. 8523-8555

Gupta, R. P, (2003), Remote Sensing Geology, Springer, Pág. 187-190

Hartogh, P., Medvedev, A., Kuroda, T., Saito, R., Villanueva, G., Feofilov, A., Kutepov, A., Berger, U. (2005), Description and climatology of a new general circulation model of Martian Atmosphere, Journal of Geophysical Research. (Submetido)

Jakosky, B.M., Braun, L.R., Mellon, M.T. e Pelkey, S.M. High-resolution thermal-inertia mapping of mars: sites of exobiological interest, Lunar and Planetary Science Conference 31. http://www.lpi.usra.edu/ meetings/lpsc2000

Jones, B.W. (2000) Discovering the Solar System, John Wiley & Sons.

Justus, C.G.; Johnson, D.L. (2001), Mars Global Reference Atmospheric Model 2001 Version (Mars-GRAM 2001): Users Guide, NASA/TM-2001-210961

Justus, C.G., B.F. James, S.W. Bougher, A.F.C. Bridger, R.M. Haberle, J.R. Murphy, and S. Engel, (2002), "Mars-GRAM 2000: A Mars Atmospheric Model for Engineering Applications", Advances in Space Research, vol. 29, Pág. 193-202

Lang, K. (2003), The Cambridge Guide to the Solar System, Cambridge University Press, Pág. 235-281

Lowrie, W.(1997), Fundamentals of Geophysics, Cambridge University Press, Pág. 29-91

Kahle, A.B. (1987), Surface emittance, temperature, and thermal inertia derived from Thermal Infrared Multispectral Scanner (TIMS) data for Death Valley, California, Geophysics, vol. 52, no. 7, Pág. 858-874,

Kieffer, H. H., Martin, T.Z., Peterfreund, A.R., Jakosky, B.M., (1977) Thermal and albedo mapping of Mars during the primary Viking mission, Journal of Geophysical Research 82, Pág. 4249-4291

Martin, P. D.; Pinet, P. C.; Bacon, R.; Rousset, A.; Bellagh, F.; (1996), Martian surface mineralogy from 0.8 to 1.05 μm TIGER spectro-imagery measurements in Terra Sirenum and Tharsis Montes formation, Planetary and Space Science, Volume 44, Issue 8, Pág.. 859-888.

Mellon, M. T., B. Jakosky, H. Kieffer, P. Christensen, (2000) High resolution thermal inertia mapping from the Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer, Icarus, 148, Pág. 437-455.

Nimmo, F., Stevenson, D.J.(2000). Influence of early plate tectonics on the thermal evolution and magnetic field of Mars. Journal of Geophysical Research 105 (E5), Pág. 11969–11979.

Paine, D.P., Kiser, J.D. (2003), Aerial Photography and Image Interpretation, John Wiley and Sons, Pág. 74

Palluconi, F. D., and H. H. Kieffer, (1981) Thermal inertia mapping of Mars from 600 S to 600 N, Icarus, 45, Pág. 415-426.

Pelkey, S. M. Jakosky, B. M. e Mellon, M. T. (2000) High-resolution thermal-inertia mapping of mars: Aeolian features. Lunar and Planetary Science Conference 31. http://www.lpi.usra.edu/meetings/lpsc2000

Pelkey, S.M., Jakosky, B.M.(2002). Surficial geologic surveys of Gale Crater and Melas Chasma, Mars: integration of remote-sensing data. Icarus 160, Pág. 228–257.

Pollack, J.B., Kasting, J.F., Richardson, S.M., Poliakov, K. (1987) The case for wet, warm climate on early Mars, Icarus 71, Pág. 203-224

Presley, M.A. e Christensen (1997), Journal of Geophysical Research 102, Pág. 6551-6566.

Presley, M.A. (2002). What can thermal inertia do for you?, Lunar and Planetary Science Conference 33. http://www.lpi.usra.edu/ meetings/lpsc2002.

Putzig, N. E., Mellon, M. T., Kretke, K. A., Arvidson, R.E., (2004). Global thermal inertia and surface properties of Mars from the MGS mapping mission, Icarus 173, Pág. 325-341.

Read, P.L., Lewis, S. R. (2004), The Martian Climate Revisited: Atmosphere and Environment of a Desert Planet, Springer, Pág. 297

Rees, G. (1999) The Remote Sensing Data Book, Cambridge University Press, Pág. 232-234

Rees, G.(2001), Physical principles of remote sensing,: Cambridge University

Roy, A.E., Clarke, D. (1989), Astronomy: Structures of the Universe, Adam Hilger, Pág. 72 – 81

Schott, B., Van den Berg, A.P., Yuen, D.A., (2001). Focussed time-dependent Martian volcanism from chemical differentiation coupled with variable thermal conductivity. Geophys. Res. Lett. 28 (22), Pág. 4271–4274.

Schott, B., Van den Berg, A.P., Yuen, D.A., (2002). Slow secular cooling and long lived volcanism on Mars explained. Lunar and Planetary Science Conference 33. http://www.lpi.usra.edu/ meetings/lpsc2002.

Scott, E. R. D., Fuller, M., (2004) A possible source for the Martian crustal magnetic field, Earth and Planetary Science Letters 220, Pág. 83-90

Scott, D. H. e Tanaka, K. L. (1998). Geological map of the equatorial region of Mars.
USGS Misc. Invest. Ser. Map I-1802-A, scale 1:15,000,000.

Sikoryak, R. (2003). As Aventuras Perdidas de TinTin: Perdidos em Marte, À Volta do Sol: Guia de Actividades, Fundação Navegar, Pág. 15

Smith, D. E., Lerch, F. J., Nerem, R. S., Zuber, M. T., Patel, G. B., Fricke, S. K., e Lemoine, F. G. (1993). An improved gravity model for Mars: Goddard Mars Model 1. J. Geophys. Res., 98, 314–324.

Smith, D.E., *et al.* (2001), Mars Orbiter Laser Altimeter Experiment summary after the first year of global mapping of Mars: Journal of Geophysical Research, 106 E10, Pág. 23 689–23722.

Solomon, S. C. *et al.* (2005), New Perspectives on Ancient Mars, Science 307, Pág. 1214-1220.

Spohn, T., Sohl, F., Breuer, D., (1998), Mars, The Astronomy and Astrophysics Review 8, pág 181-236

Sprenke, K. L. e Leslie L. B, (2000), Magnetization, Paleomagnetic Poles, and Polar Wander on Mars, Icarus 147, Pág. 26-34.

Tauxe, L. 2002, Paleomagnetic Principles and Practice, Kluwer Academic Publishers, Pág 57

Thienen, P. van, Vlaar N.J.,Berg A.P. van den (2004), Plate tectonics on the terrestrial planets. Physics of the Earth and Planetary Interiors, (Article in Press)

Woodside e Messmer (1961), J. Appl. Phys. 32, Pág.1688-1699

Zimbelman, J. R., (1986), The Role of Porosity in Thermal Inertia Variations on Basaltic Lavas, Icarus 68, Pág. 366-369

Apêndice A Unidades e Grandezas Físicas

Tabela A.1 – Unidades e grandezas físicas (Almeida 1988)

Nome	Símbolo	Definição sumária	Dimensão	Unidade S.I.	Símbolo S.I.	Definição S.I.
Quantidade de Calor	Q		L^2MT^{-2}	joule	J	
Temperatura	T	Grandeza base	θ	kelvin	K	O Kelvin, unidade de temperatura termodinâmica, é a fracção 1/273,16 da temperatura termodinâmica do ponto triplo da água.
Capacidade térmica (capacidade calorífica)	C	$C = dQ/dT$; $C=\Delta Q/\Delta T$	$L^2MT^{-2}\theta^{-1}$	joule por kelvin	$J.K^{-1}$	Capacidade térmica de um corpo (ou de um sistema) que, recebendo sob a forma de calor 1 joule, eleva a sua temperatura de um kelvin.
Capacidade térmica mássica (capacidade calorífica específica)	c	$c = dQ/m dT = C/m$	$L^2T^{-2}\theta^{-1}$	joule por quilograma kelvin	$J.kg^{-1}.K^{-1}$	Capacidade térmica mássica de uma substância homogénea, tal que 1 quilograma dessa substância eleva a sua temperatura de 1 kelvin , ao receber sob a forma de calor, 1 joule.
Capacidade térmica, a pressão constante	C_p	$C_p = \left(\frac{\partial Q}{\partial T}\right)_{p=constante}$	$L^2MT^{-2}\theta^{-1}$	joule por kelvin	$J.K^{-1}$	
Fluxo Térmico ou Fluxo de Calor	q	$q = \frac{Q}{t}$	L^2MT^{-3}	watt	W	Fluxo térmico originado pela passagem de uma quantidade de calor igual a 1 joule, através de uma superfície, em 1 segundo.
Condutividade térmica	k	$k = \frac{\delta Q}{\Delta T ts}$	$LMT^{-3}\theta^{-1}$	watt por metro kelvin	$W.m^{-1}_{1}.K^{-}$	Condutividade térmica de um corpo homogeneo

		(δ =espessura)				no qual uma diferença de temperatura de 1 kelvin entre duas superficies paralelas, de área igual a 1 metro quadrado, *distância*das de 1 metro entre si, origina entre essas superfícies um fluxo térmico de 1 watt.
Massa	m	Grandeza base	M	quilograma	Kg	
Densidade ou Massa Volúmica	ρ	$\rho = \frac{m}{V}$	$L^{-3}M$	quilograma por metro cúbico	$Kg.m^{-3}$	Massa volúmica de um corpo homogéneo, de massa igual a 1 quilograma por cada metro cúbico de volume.
Velocidade	$\vec{v}$	$\vec{v} = \frac{d\vec{r}}{dt}$	LT^{-1}	metro por segundo	$m.s^{-1}$	Velocidade de um móvel que, com movimento rectilíneo uniforme, se desloca de 1 metro em cada segundo.
Pressão	p	$p = \frac{F_N}{S}$	$L^{-1}MT^{-2}$	pascal	Pa i.e., $N.m^{-2}$	Pressão uniforme que, actuando sobre uma superfície plana de 1 metro quadrado, exerce perpendicularmente a essa superfície uma força (total) de 1 newtron.
Campo Gravítico	$\vec{g}$	$\vec{g} = \frac{\vec{F}}{m}$	LT^{-2}	newton por quilograma	$N.kg^{-1}$	Intensidade do campo gravítico num ponto, tal que actua uma força gravítica de 1 newton sobre um corpo com massa de 1 quilograma, colocado nesse ponto.

Potencial gravítico	U	$U = \frac{W}{m}$	L^2T^{-2}	joule por quilograma	$J.kg^{-1}$	Potencial gravítico num ponto, tal que o trabalho realizado pelas forças do campo, no transporte da unidade de massa desse ponto para o infinito, é de 1 joule.
Momento de inércia	I	$I = \sum_{i=1}^{n} m_i r_i^2$	L^2M	quilograma metro quadrado	$kg.m^2$	Momento de inércia de uma partícula de massa igual a 1, situada a 1 metro do eixo de rotação.
Campo Magnético	$\vec{H}$		$L^{-1}I$	Ampere por metro	$A.m^{-1}$	

Notas sobre a grandeza tempo em Marte

(Allison 1997)

Dia: O dia solar em Marte tem 24 horas, 39 minutos e 35.244 segundos e é referido como "sol"

Meses: Marte tem 24 meses, Janeiro a Fevereiro são os meses normais e os 12 meses seguintes são precedidos de um prefixo "Tu", ou seja o segundo Janeiro do ano marciano é "Tujan". Os meses marcianos têm 28 dias, com excepção de Fevereiro que tem 27 dias e Tufev que tem 26.

Anos: Um ano marciano é de 669 dias

Um (1) dia terrestre = 0.9747 dias marcianos
Um (1) dia marciano = 1.0259 dias terrestres
Um (1) ano terrestre = 0.5316 ano marciano
Um (1) ano marciano = 1.881 ano terrestre.

Apêndice B – Duas recentes missões a Marte.

B.I - Mars Global Surveyor

Fig.B.1 - Logótipo da missão Mars Global Surveyor.

Mars Global Surveyor (Fig.B.1) foi a primeira da nova série de missões que a Agência Espacial dos Estados Unidos da América – NASA desenhou para estudar o planeta Marte.
A missão de mapemaento começou em Março de 1998 com a intenção de estudar a atmosfera a superfície e o interior do planeta.

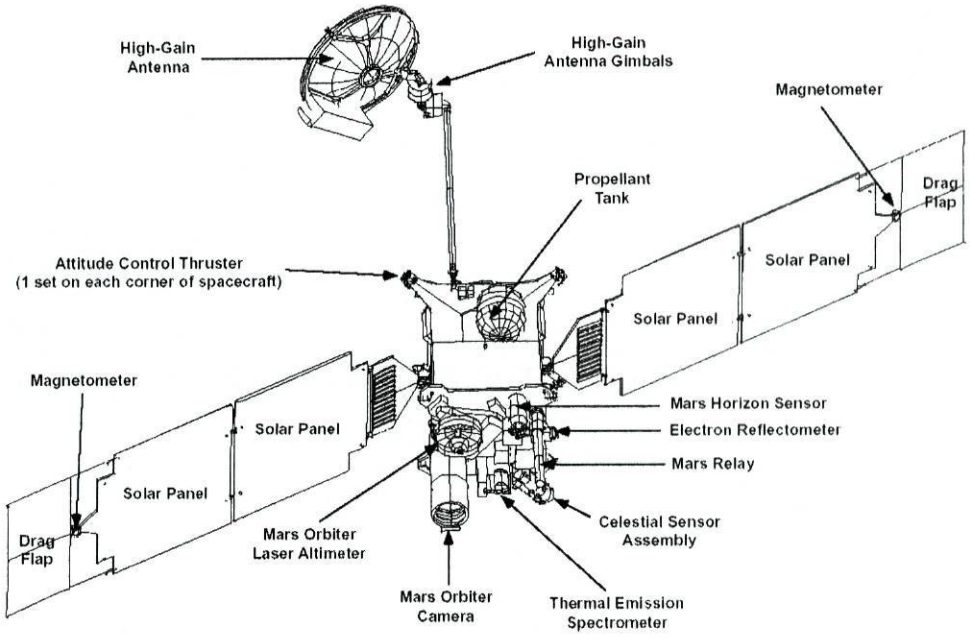


Fig.B.2 - Esquema dos diversos constituintes da Mars Global Surveyor.

Thermal Emission Spectrometer-TES

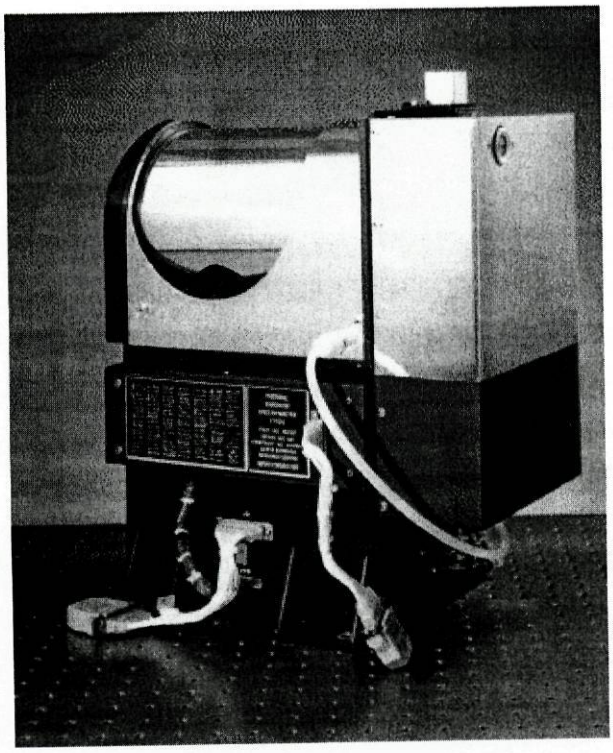


Fig. B.3 - O instrumento Thermal Emission Spectrometer ainda na banca de laboratório.

O instrumento Thermal Emission Spectrometer, da sonda Norte americana *Mars Global Surveyor-MGS* (Fig.B.2), é constituído por três subsecções, que medem a energia infravermelha e visível recebida: um interferómetro de Michelson, um sensor de radiação de banda larga e um sensor de reflectância solar. O interferómetro é o principal componente do espectrómetro de IR térmico parte do TES (Fig. B.3). Cobre uma banda de comprimentos de onda entre os 6 e os 50 μm (~16550-200 cm^{-1}) com uma resolução espectral entre os ~10 e os 20 cm^{-1}. O sensor de banda larga é sensível à radiação apenas numa banda entre 5.5 e 100 μm. A medição da luminosidade de energia solar reflectida, o terceiro sensor, observa o planeta numa região entre os 0.3 a 2.5 μm. Cada sensor tem seis detectores, distribuídos em 3x2, cada um com um campo de visão de 8.2 mrad, equivalente a uma resolução espacial de 3 km desde a órbita MGS. Com as dimensões de 24x35x40 cm^3 e com uma massa de 14.4 kg o TES necessita de 14.5 W.

Devido à configuração dos detectores de 3x2 no espectrómetro, o TES é capaz de produzir imagem a duas dimensões da superfície de Marte para além do espectro de emissividade. O Instrumento Thermal Emission Spectrometer mede a temperatura no topo da atmosfera (temperatura de "brilho"). Estas medições da temperatura estão fortemente ligadas à temperatura da superfície, que é calculada através de um número de factores como o albedo, a opacidade, a pressão atmosférica e a inércia térmica.

B.II - Mars Express

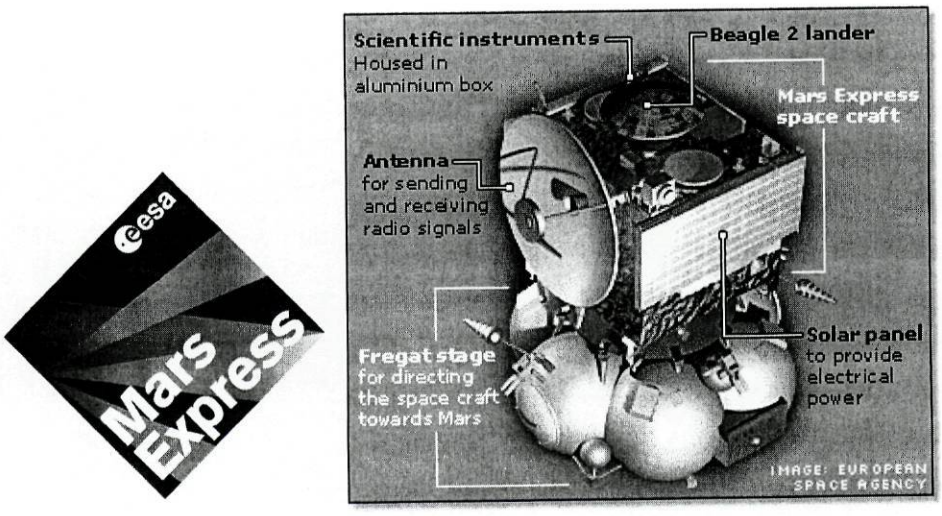


Fig. B.4 - Logotipo e esquema da sonda Mars Express da Agência Espacial Europeia

A missão Mars Express da Agência Espacial Europeia - ESA- foi assim baptizada devido ao pouco tempo que levou a ser concebida (Fig. B.4).

Lançada em Junho de 2003, chegou ao planeta Marte em Decembro de 2003. A bordo levava imensos instrumentos científicos: High Resolution Stereo Camera (HRSC); Energetic Neutral Atoms Analyser (ASPERA); Planetary Fourier Spectrometer (PFS); Visible and Infra Red Mineralogical Mapping Spectrometer (OMEGA); Sub-Surface Sounding Radar Altimeter (MARSIS); Mars Radio Science Experiment (MaRS); Ultraviolet and Infrared Atmospheric Spectrometer (SPICAM) com o objectivo de estudar em detalhe o planeta:

Mapear toda a superfície com grande resolução (10 metros/pixel) e em determinadas regiões com uma resolução ainda superior (2 metros/pixel); determinar a composição da atmosfera e estudar o efeito da mesma na superfície; estudar com detalhe a interacção do vento solar com a atmosfera; estudar a superfície do planeta do ponto de vista geológico e geofísico.

Planetary Fourier Spectrometer – PFS

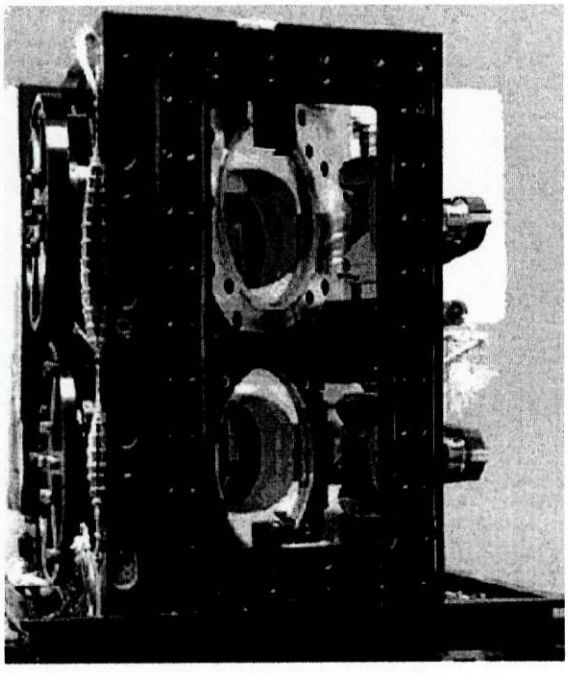


Fig. B.5 - O instrumento Planetary Fourier Spectrometer

O Planetary Fourier Spectrometer (PFS) presente na sonda europeia Mars Express é um espectrómetro de infravermelhos optimizado para estudos atmosféricos numa gama de comprimentos de onda entre 1.2 a 45 μm dividido em 2 canais com uma fronteira de 5 μm. A resolução espectral é 2 cm^{-1} (Fig.B.5). O campo de visão - FOV[5] do instrumento é cerca de 2º para o canal de ondas curtas (SW) e de cerca de 4º para o canal de ondas longas (LW) o que corresponde a uma resolução espacial de 10 a 20 km quando marte é observado a uma altura de 300 km.

Alguns dos objectivos científicos do PFS são:

1) Estudos atmosféricos
2) Estudos da superfície
    a. Monitorizarão da temperatura da superfície
    b. Determinação da inércia térmica obtida a partir da variação diária da temperatura.

[5] Do inglês- *Field of View - FOV*

Tabela B.1: Resumo das características dos dois instrumentos

Instrumento	Missão	Período das missões (objectivos primários)	Gama do espectro	Resolução espectral	Resolução espacial	FOV
Thermal Emission Spectrometer	*Mars Global Surveyor*	03/1999-01/2001	Infravermelho e visível (~16550-200 cm^{-1})	~10 e os 20 cm^{-1}	3 km	8.2 mrad
Planetary Fourier Spectrometer	Mars Express	12/2003-09/2005	Infravermelho (1.2 a 45 μm)	2 cm^{-1}	10-20 km	2° (SW) e 4° (LW)

Tabela : Resumo das características dos dois instrumentos.

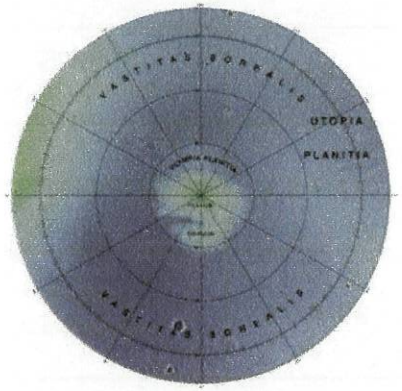
Apêndice C – A Vida de Marte

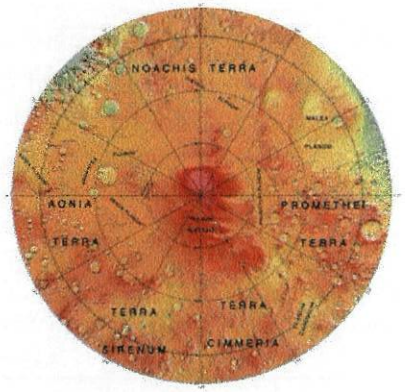
Tabela C.1 – Resumo cronológico do Planeta Marte, baseado nos 4 elementos históricos, terra para a superfície, ar para o clima, fogo para vulcanismo/formação de grandes estruturas geológicas e água para hidrogeologia. (Croswell 2003)

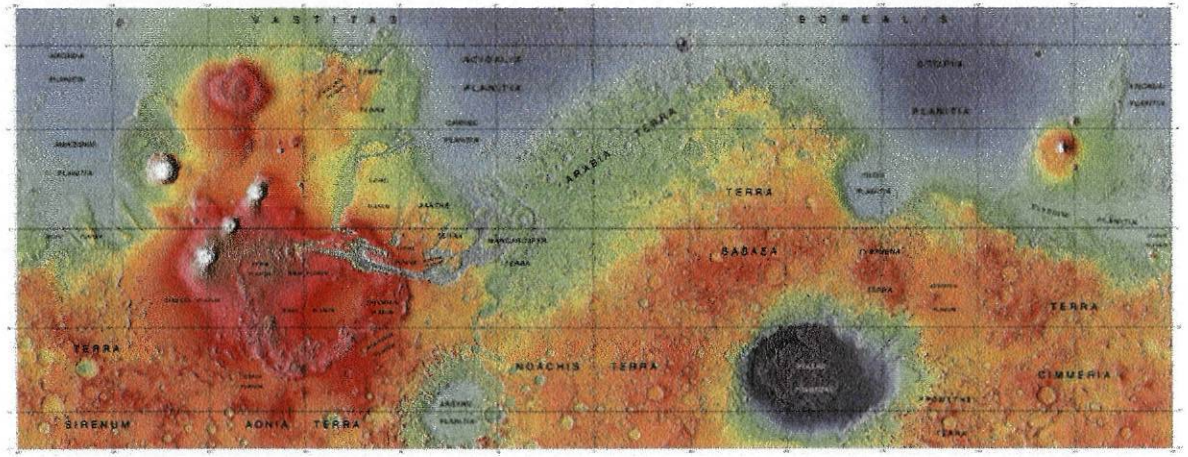
Período	Há mil milhões de anos.	Terra	Ar	Fogo	Água
Noaquiano-Inferior	4.6 a 3.9	Bombardeamento intenso de asteróides e cometas. Formação do núcleo de ferro. Intensificação do campo magnético. Meteorito mais antigo, ALH 84001 (com 4.5 mil milhões de anos) Tectónica? Arrefecimento do núcleo de ferro; Campo magnético extinto. Impactos criam as bacias de Hellas e Argyre.	Pequenos impactos trazem gases para o planeta, enquanto grandes impactos o removem. Impacto de cometas asseguram uma densa atmosfera de hidrogénio. Hidrogénio escapa para o espaço. Campo magnético protege a atmosfera restante do vento solar. Efeito estufa aquece Marte acima da temperatura de congelamento. Vento solar começa a "despir" a atmosfera.	Superfície do planeta é um mar de magma. Erupção dos vulcões nas Terras Altas do Hemisfério Sul. Vulcões libertam gases para a atmosfera, especialmente dióxido de carbono e vapor de água.	O bombardeamento de asteróides e vulcões transportam água para Marte. Rios de água flúem pela superfície. Chuva (?) Lagos nas crateras (?) Um oceano ocupa as planícies no Norte. Água começa a escapar do planeta.
Noaquiano-Médio	3.9 a 3.8	Bombardeamento intenso de asteróides	Impactos e vento solar continuam a "despir" a	Formação de Tharsis	Lagos nas bacias de impacto Hellas e

		e cometas continua.	atmosfera.		Argyre. Rios continuam a correr.
Noaquiano-Superior	3.8 a 3.6	Final do bombardeamento de asteróides e cometas,	Erosão da atmosfera pelos impactos termina. Vento solar continua a dissipar a atmosfera.	Vulcões continuam a emitir gases. Vulcanismo nas Terras Altas diminui.	Rios continuam a correr. Água continua a escapar do planeta.
Hesperiano - Inferior	3.6 a 3.5	Planícies do hemisfério Norte ficam cheias com lava.	O clima é alterado uma vez que o ar fica muito rarefeito e o efeito estufa diminui.	Formação do desfiladeiro de Valles Marineris.	Rios começam a secar.
Hesperiano-Superior	3.5 a 3.1	Fluxos de água transportam sedimentos para as planícies no Norte enterrando a lava presente.			Fluxos de água são levados para as terras do Norte. Maior parte da água congela nos pólos e na sub superfície.
Amazoniano - Inferior	3.1 a 1.8			Erupções vulcânicas começam a escassear.	Fluxos ocasionais de água
Amazoniano- Médio	1.8 a 0.4	Maior parte dos meteoritos marcianos provém desta época	Ciclos climáticos alternam entre uma atmosfera densa e rarefeita	Erupções ocasionais de vulcões em Tharsis e Elysium.	Algum gelo derrete para criar um oceano temporário.
Amazoniano - Superior	0.4 a 0		Ciclo climatérico continua. Frequentes tempestades de areia.	Erupções vulcânicas ocasionais.	Água produz ravinas.

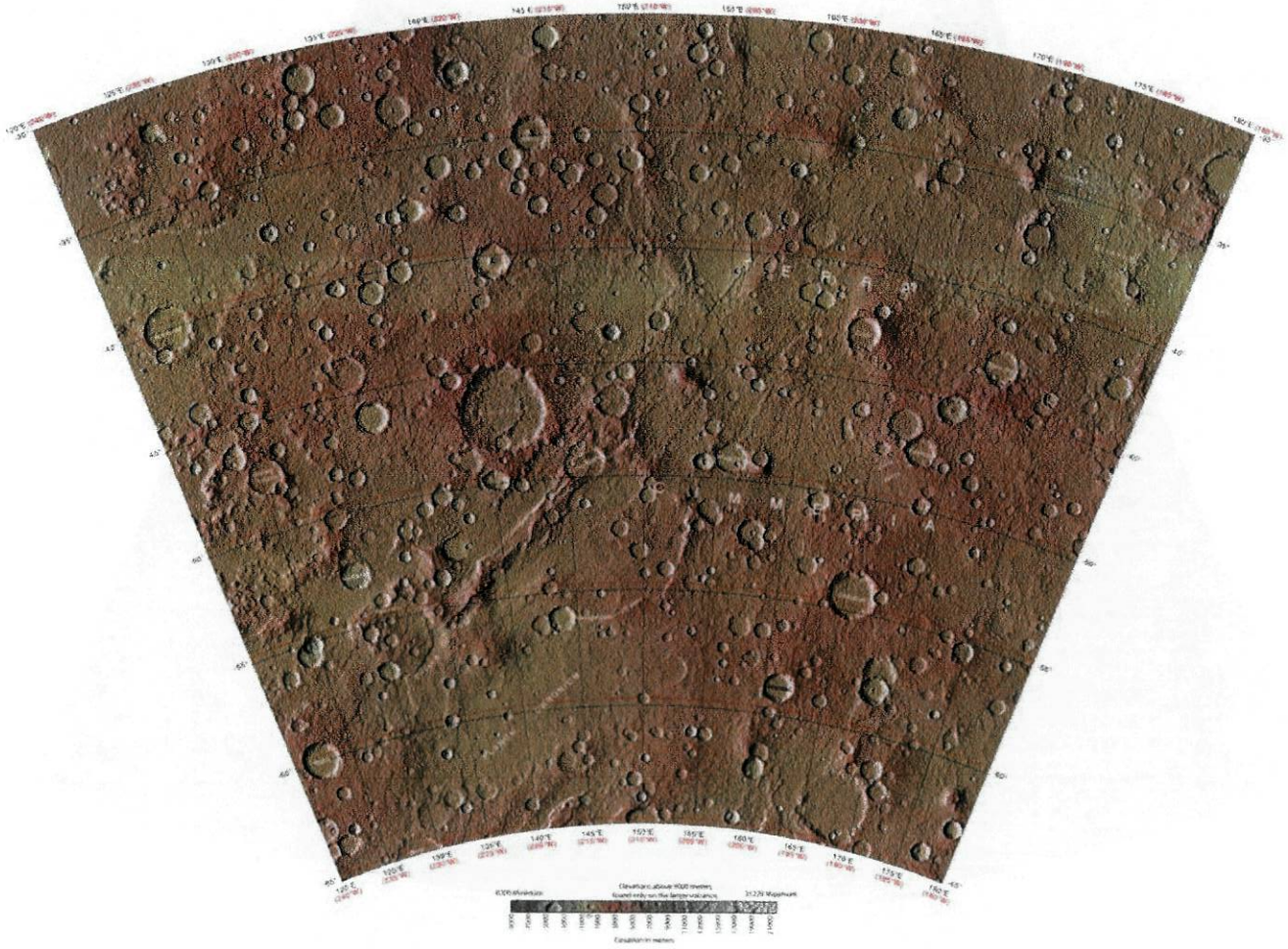
Apêndice D – Mapa MOLA de Marte



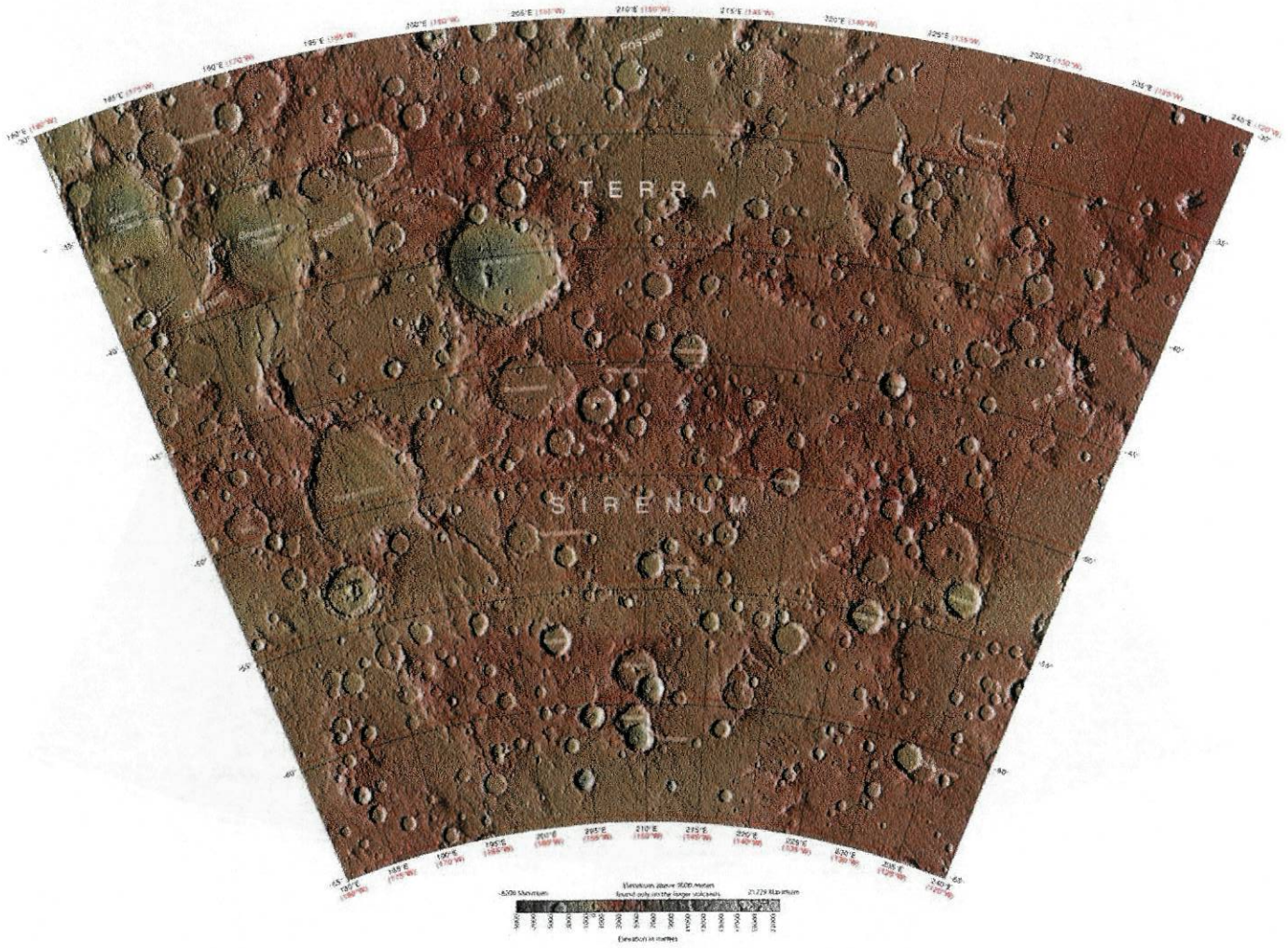




Apêndice E.1 – Mapa MOLA de Terra Cimmeria



Apêndice E.2 – Mapa MOLA de Terra Sirenum



Faculdade de Ciências do Porto
Biblioteca do Departamento de Física

82182