

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ  
SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA  
CURSO DE GEOLOGIA**

**FELIPE CAMPOS RIBEIRO**

**ORIGEM TECTÔNICA E MAGMÁTICA DE VALLES MARINERIS, MARTE**

**CURITIBA**

2018

**FELIPE CAMPOS RIBEIRO**

**ORIGEM TECTÔNICA E MAGMÁTICA DE VALLES MARINERIS, MARTE**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Curso de Geologia da Universidade Federal do Paraná como requisito parcial à obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientador(a): Prof. MSc. Fernando Mancini

**CURITIBA**

2018

**“Temos que lembrar que o que observamos não é a natureza em si, mas a natureza exposta ao nosso método de questionamento.”**

Werner Karl Heisenberg

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço a orientação do professor Mancini, por me apoiar e ajudar neste trabalho de tema tão diferente do usual.

Agradeço a todos os meus amigos e amigas, que tornaram os cinco anos de graduação os mais especiais da minha vida.

E agradeço em especial a minha mãe, que sempre me incentivou a estudar, e que me deu apoio moral e financeiro, sem o qual eu jamais teria concluído este trabalho.

## RESUMO

O Valles Marineris (VM), em Marte, é considerado o maior sistema de cânions do sistema solar, porém sua origem ainda é incerta. Nesta monografia são descritas e analisadas as principais hipóteses existentes para a formação desta feição geomorfológica, desde os primeiros trabalhos na década de 1970, até os mais recentes, e com enfoque nos processos tectônicos e magmáticos que iniciaram a abertura das depressões. As principais hipóteses incluem processos de karstificação, retirada de magma em subsuperfície, fraturas tensionais, falhas normais análogas a riftes terrestres, tectônica de sal, tectônica transcorrente, e intrusões de diques. Estas interpretações evoluíram com o tempo, conforme avanços tecnológicos e novas missões para Marte foram surgindo. Com base na análise comparativa das hipóteses e considerando as observações mais recentes, foi possível concluir que Valles Marineris é fruto de falhamento normal, facilitado pela intrusão de diques, sendo estas deformações geradas por tensões na crosta resultantes do arqueamento litosférico na região de Tharsis, a sudoeste de VM. A abertura das depressões teria se iniciado provavelmente no final do Noachiano (~3,7 Ga). Este tectonismo atuante em Marte pode ser comparado ao tectonismo da Terra durante o Arqueano, antes da tectônica de placas, denominado de *lid tectonics*. Entretanto, não é possível descrever a origem de VM somente com base em análogos terrestres (como riftes), pois os planetas apresentam drásticas diferenças geológicas e reológicas. Por fim, constatou-se que a InSight, a nova missão da NASA a Marte, fará observações geofísicas que serão cruciais para esclarecer algumas das suposições sobre os mecanismos atuantes em VM e a tectônica global marciana como um todo.

**Palavras chave:** Valles Marineris, tectonismo, magmatismo, Marte

## ABSTRACT

The Valles Marineris (VM) on Mars, is considered to be the largest system of canyons in the solar system, but its origin is still uncertain. In this undergraduate thesis, the main hypotheses for the formation of this geomorphological feature are described and analyzed, from the first works in the 1970s to the most recent ones, with a focus on the tectonic and magmatic processes that initiated the opening of the depressions. The main hypotheses include karstification processes, subsurface magma withdrawal, tension fractures, normal faults analogous to terrestrial rifts, salt tectonics, transcurrent tectonics, and dike intrusions. These interpretations evolved over time as technological advancements and new missions to Mars emerged. Based on the comparative analysis of the hypotheses and considering the most recent observations, it was possible to conclude that Valles Marineris is the result of normal failure, facilitated by the intrusion of dikes, which are deformations generated by stresses in the crust resulting from lithospheric bulging in the Tharsis region, southwest of VM. The opening of the depressions would probably have started at the end of the Noachian (~ 3.7 Ga). This tectonism acting on Mars can be compared to Earth tectonism during the Archean, before plate tectonics, called lid tectonics. However, it is not possible to describe the origin of VM only on the basis of terrestrial analogues (such as rifts), since the planets present drastic geological and rheological differences. Finally, it was verified that NASA's new mission to Mars, InSight, will make geophysical observations that will be crucial to clarify some of the assumptions about VM mechanisms and global Martian tectonics as a whole.

**Keywords:** Valles Marineris, tectonism, magmatism, Mars

## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura 1:</b> Comparação de tamanho entre Terra e Marte. FONTE: NASA (2012) .....	12
<b>Figura 2:</b> Atividade geológica em função do tempo em Marte. FONTE: Carr & Head III (2010).....	14
<b>Figura 3:</b> Projeção de Mercator de Marte, usando mapa topográfico obtido pela <i>Mars Orbiter Laser Altimeter</i> (MOLA). FONTE: Adaptado de NASA (2000).....	16
<b>Figura 4:</b> Relevo marciano em projeção de globo, utilizando a topografia do MOLA. FONTE: Adaptado de Instituto Astronômico da Academia de Ciências da República Tcheca (ASU) (2016).....	18
<b>Figura 5:</b> Província de Valles Marineris (parte central da região), com os nomes dos principais cânions. FONTE: Adaptado de Universidade do Arizona (2005). .....	20
<b>Figura 6:</b> Mapa geológico/geomorfológico modificado de Witbeck <i>et al.</i> (1991) por Lucchitta <i>et al.</i> (1994).....	20
<b>Figura 7:</b> Perfil esquemático de cânions de VM, mostrando 2 estágios de karstificação. FONTE: Croft (1989). .....	24
<b>Figura 8:</b> 8.1 - Ilustração esquemática do desenvolvimento de fraturas tensionais em um corpo sendo abaulado. FONTE: Nur (1982); 8.2 - Blocos diagramas mostrando o desenvolvimento dos cânions na província de VM. FONTE: Tanaka & Golombek (1989).....	25
<b>Figura 9:</b> Perfil transversal cortando Coprates Chasma e Ophir Planum. FONTE: Schultz (1991). .....	27
<b>Figura 10:</b> Imagem da THEMIS, mostrando o Platô de Thaumasia. FONTE: Montgomery <i>et al.</i> (2009) .....	29
<b>Figura 11:</b> Imagem do MOLA, mostrando as estruturas do Platô de Thaumasia. FONTE: Montgomery <i>et al.</i> (2009). .....	30
<b>Figura 12:</b> Diques aflorantes em horst central na porção leste de Coprates Chasma. FONTE: Modificado de Flahaut <i>et al.</i> (2011). .....	31
<b>Figura 13:</b> Projeção polar de Marte, a partir da topografia do MOLA. FONTE: Andrews-Hanna (2012b).....	32
<b>Figura 14:</b> Representação esquemática da sequência de eventos de formação de Valles Marineris, segundo Andrews-Hanna (2012c).....	34
<b>Figura 15:</b> Mapa topográfico de VM. FONTE: Modificado de An Yin (2012). .....	35
<b>Figura 16:</b> Imagens da HiRISE de diques nas parede de Coprates Chasma. FONTE: Brustel <i>et al.</i> (2017). .....	37

<b>Figura 17:</b> História geológica proposta por Brustel <i>et al.</i> (2017) .....	39
<b>Figura 18:</b> Campo de estresse gerado pelo centro magmático abaixo de Syria Planum (Mége & Masson, 1996b). FONTE: Mége & Gurgurewicz (2016).....	43
<b>Figura 19:</b> Evolução termal dos planetas terrestres. FONTE: Adaptado de Condie (1998).....	45

## LISTA DE TABELAS

<b>Tabela 1</b> - Comparação entre as principais características da Terra e de Marte. FONTE: NASA (2012); [1]: Rudnick & Shan (2003); [2]: Jackson (2000); [3]: McDonough (2003); e outras fontes citadas no texto. ....	13
<b>Tabela 2</b> - Sumário dos processos geológicos principais nas hipóteses analisadas neste capítulo. ....	40
<b>Tabela 3</b> - Principais características geofísicas dos 30 maiores planetoides do sistema solar. FONTE: Stern <i>et al.</i> (2018) .....	44

## SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO .....	9
1.1. CONTEXTO E PROBLEMA.....	9
1.2. OBJETIVOS.....	10
2. CONTEXTUALIZAÇÃO GEOLÓGICA.....	12
2.1. O PLANETA MARTE .....	12
2.2. A DICOTOMIA DE MARTE .....	15
2.3. THARSIS .....	17
2.4 VALLES MARINERIS.....	19
3. MATERIAIS E MÉTODOS.....	21
4 DESCRIÇÃO E ANÁLISE DAS HIPÓTESES DE FORMAÇÃO DE VALLES MARINERIS .....	22
5. DISCUSSÃO .....	41
5.1. TECTÔNICA DE MARTE E DA TERRA ANTIGA .....	43
5.2. PRÓXIMOS <i>INSIGHTS</i> PARA A ORIGEM DE VALLES MARINERIS .....	47
6. CONCLUSÃO.....	48
REFERÊNCIAS.....	49

## 1. INTRODUÇÃO

O planeta Marte é hoje um dos principais alvos de investigações científicas fora da Terra. Este interesse se deve, entre outras coisas, pela possibilidade que o planeta apresenta em hospedar vida (ou ter hospedado no passado), por suas condições físicas similares a da Terra, principalmente a posição de sua órbita em relação ao Sol. Aliado a isso, o fato de Marte ser o segundo planeta mais próximo da Terra, só perdendo para Vênus, torna-o favorito para exploração científica, devido as menores dificuldades técnicas envolvidas. Este interesse, aliado ao desenvolvimento tecnológico, permitiu a coleta de diversas informações sobre o planeta vermelho nas últimas décadas, provindas de sondas orbitais, *rovers*, *landers* e telescópios. Entre estas informações se encontram vários registros de topografia, composição, geomorfologia e geologia.

Os registros geológicos observados em Marte suscitaram vários campos de pesquisa em geologia planetária, dos quais sempre se destacaram os estudos dos processos erosivos no planeta, por serem indicadores da presença de água. Um pouco mais subordinado, mas ainda presente, foi o desenvolvimento das pesquisas em torno da dinâmica interna do planeta, que tem sua relevância marcada pelo reflexo disto na superfície, na forma dos maiores vulcões do sistema solar, os quais, inclusive, podem ter influenciado a atmosfera e o clima, condicionando os processos exógenos em Marte.

Deste reflexo superficial da dinâmica interna do planeta, além dos grandes vulcões, se destacam algumas outras feições geológicas. Uma das maiores e mais significativas delas é o sistema de cânions Valles Marineris, cujo entendimento de sua origem é o objetivo deste trabalho.

### 1.1. CONTEXTO E PROBLEMA

Ainda que hoje seja constatado uma ausência de tectônica de placas em Marte, muito se discute sobre a possibilidade desse tipo de regime ter atuado no passado marciano.

O entendimento da dinâmica crustal de Marte é importante pela sua relação com os processos exógenos que moldaram a superfície do planeta, incluindo a atuação da água e da atmosfera no passado. Além disso, sabe-se que a tectônica de placas na Terra foi um processo fundamental no desenvolvimento da vida, pois

permitiu, e permite, que ocorra o ciclo do carbono, o qual controla a temperatura da atmosfera através do efeito estufa, e também pela reciclagem da crosta proporcionar uma troca de elementos entre o interior e exterior do planeta. No entanto, estudos recentes colocam esse pré-requisito para a vida em cheque, propondo que planetas com litosfera indivisa (*lid tectonics*) também podem oferecer as condições que possibilitam a vida (Foley & Smye, 2018). De qualquer maneira, a compreensão dos fatores condicionantes para a formação de vida em algum planeta inclui o entendimento da dinâmica interna e crustal dele.

A compreensão do tectonismo de Marte também pode elucidar algumas questões sobre o tectonismo terrestre no pré-cambriano, o qual é interpretado por muitos autores como tendo sido diferente do regime atual, sem o movimento de placas e ciclos de Wilson que se observa hoje.

A chave para o conhecimento do passado marciano, assim como na Terra, se encontra no presente. Mais especificamente, no registro geológico do presente, e, se tratando de entender movimentação e evolução crustal, é necessário olhar para as cicatrizes que estes processos possivelmente deixaram, sendo Valles Marineris um dos melhores exemplos disto.

O Valles Marineris, é uma depressão no relevo marciano com mais de 3500 km de comprimento e até 6 km de profundidade, que constitui uma enorme evidência de algum processo de escala planetária que atuou em algum momento na história do planeta. Esse processo vem sendo objeto de estudo de vários autores há algumas décadas (Ver capítulo 4), mas ainda sem um consenso final. É nessa seara que o presente trabalho visa contribuir. Além do mais, as paredes de Valles Marineris são os afloramentos marcianos com a maior continuidade vertical do planeta, e os registros de magmatismo, hidrotermalismo, e atividade hidrológica no geral apontam para um grande potencial de registro de vida neste ambiente, tornando-o um dos principais alvos para missões científicas futuras.

## 1.2. OBJETIVOS

Esta monografia tem como objetivo geral definir o(s) processo(s) geológico(s) causador(es) e condicionante(s) que produziram Valles Marineris, focando nos elementos tectônicos e magmáticos envolvidos, e não nos processos exógenos e posteriores que esculpiram os cânions.

A partir deste objetivo geral, pode-se traçar alguns objetivos específicos e algumas considerações extras. Um destes objetivos é a delimitação da relação de Valles Marineris com a tectônica global marciana, visto que as diversas propostas a respeito dos mecanismos de formação destes cânions (tectônica extensional, subsidência, colapso, etc.) podem implicar em diferentes interpretações para a dinâmica crustal geral do planeta, podendo até mesmo alterar a compreensão da dinâmica interna do mesmo.

Também pretende-se analisar a possibilidade da tectônica que atuou em Marte ser equivalente a tectônica que atuou no passado terrestre, principalmente nos eons Arqueano e Paleoproterozóico. Isso permitirá traçar melhores paralelos entre Marte e a Terra, e contribuir para a discussão das possíveis características dos exoplanetas no geral.

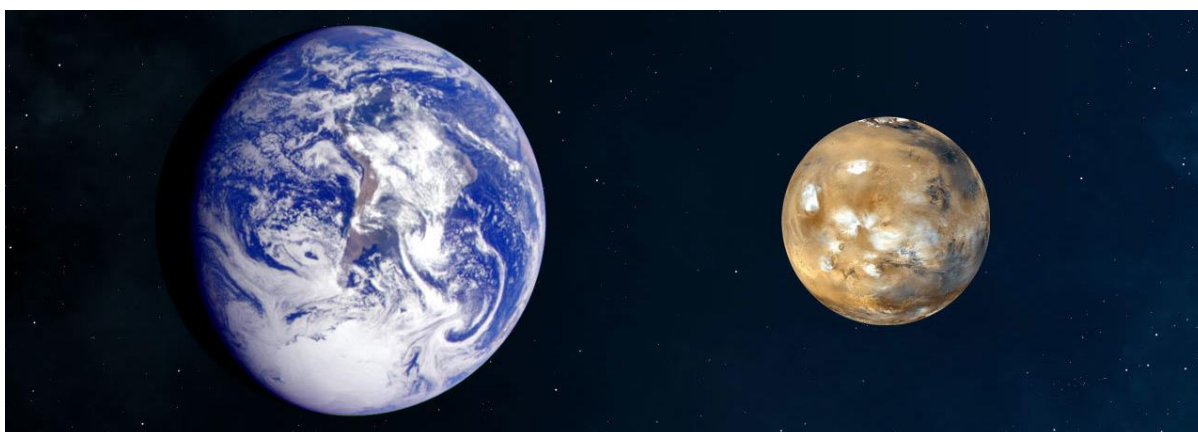
Outro objetivo é delimitar o que ainda precisa ser esclarecido em relação a Valles Marineris, no sentido de explicar quais são as contradições e limitações das hipóteses existentes, e dizer que tipo de dados ainda precisam ser coletados para resolução destes problemas. Isso se sustenta principalmente no fato de que novos dados e análises sobre Marte estão por vir, mais precisamente os dados provindos da missão *InSight* da NASA, cujo *lander* possui, entre outras ferramentas, um sismógrafo que permitirá o estudo da atividade tectônica atual no planeta.

## 2. CONTEXTUALIZAÇÃO GEOLÓGICA

Antes de adentrar na descrição e discussão sobre o Valles Marineris (VM) em específico, será necessário contextualizar o planeta em que esta feição geomorfológica está inserida, e também apresentar alguns outros elementos peculiares da geologia marciana que podem ter influenciado na formação de VM.

### 2.1. O PLANETA MARTE

Marte é o quarto planeta a partir do Sol, e o segundo mais próximo a Terra, apenas perdendo para Vênus. Tem um raio médio de 3389,50 km (Archinal *et al.*, 2015), sendo aproximadamente 47% menor que o raio da Terra (Figura 1), e com um volume mais de 6 vezes menor. Com uma massa equivalente a 0,107 a da Terra (Konopliv *et al.*, 2011), Marte tem uma atração gravitacional na superfície de 3,711 m/s, equivalente a 0,376 g (Lodders *et al.*, 1998). A diferença entre a gravidade terrestre e marciana é extremamente relevante, pois quase todos os processos geológicos são mais ou menos dependentes da gravidade. Por sua vez, a massa menor de Marte, além de ter uma relação clara com o tamanho menor do planeta, é também uma consequência da menor densidade em comparação com a Terra. A densidade de Marte é de 3,93 g/cm<sup>3</sup>, e da Terra é de 5,51 g/cm<sup>3</sup> (Williams, 2004). Essa diferença é resultante da diferente composição entre estes planetas.



**Figura 1:** Comparação de tamanho entre Terra e Marte. FONTE: NASA (2012)

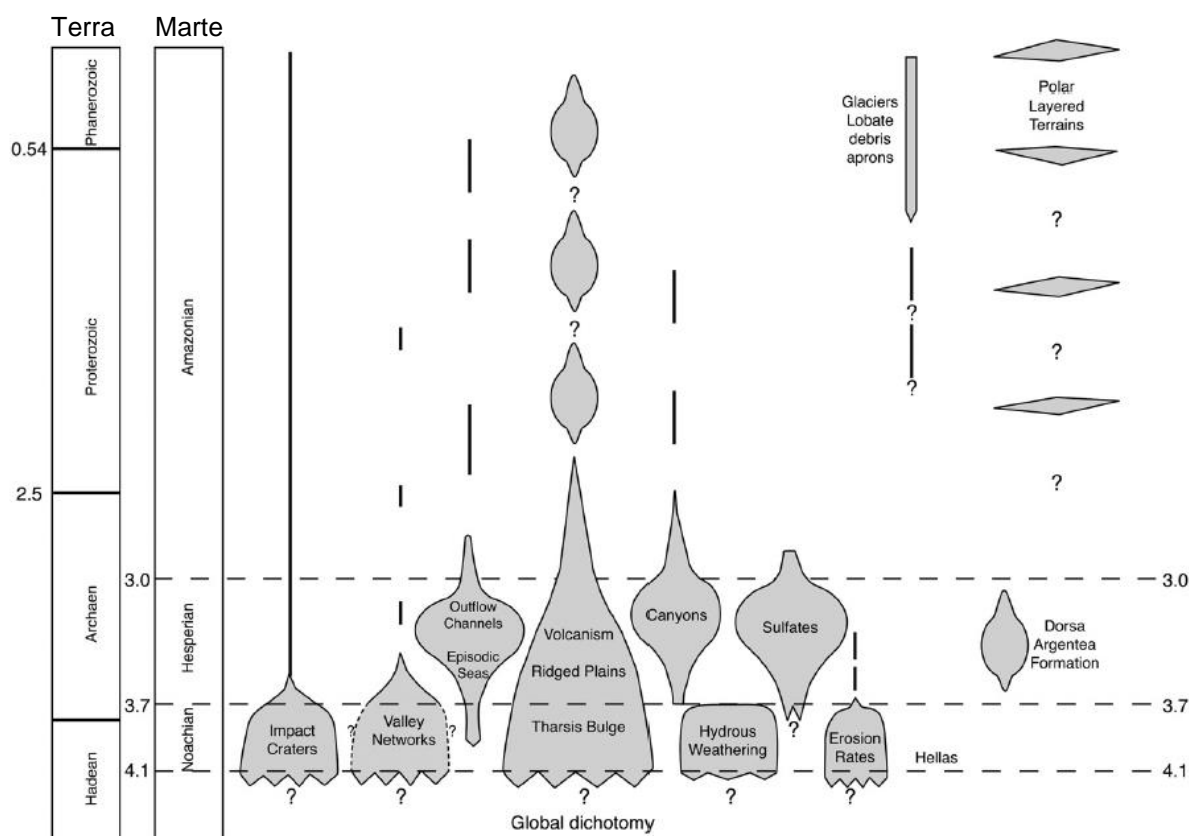
O conhecimento sobre a estrutura e composição interna de Marte é, obviamente, limitado pela carência de dados precisos. No entanto, existem algumas estimativas feitas com base em dados geofísicos e análises de meteoritos marcianos, que apontam para uma estrutura do tipo crosta, manto e núcleo. A crosta marciana tem uma espessura média entre 45 e 50 km (Norman, 1999 e Zuber, 2001), e é majoritariamente composta de basaltos toleíticos (McSween *et al.*, 2009), com algumas porções de composição andesítica, e localmente ultramáficas (Bandfield, 2002). Quanto ao manto de Marte, é estimado que ele atinja profundidades em torno de 1300 e 1700 km (Zuber, 2001), com uma composição predominante lherzólítica (olivina e piroxênio) na porção superior, com transição para espinélios e até perovskita nas porções mais profundas (Longhi *et al.*, 1992 e Norman, 1999). Já o núcleo, é interpretado que ele seja apenas líquido, com raio em torno de 1794 km, e de composição condrítica (Fe/Si), com concentração de enxofre em torno de 16% (Rivoldini *et al.*, 2011). Um resumo dessas características e informações adicionais estão na Tabela 1.

**Tabela 1** - Comparação entre as principais características da Terra e de Marte. FONTE: NASA (2012); [1]: Rudnick & Shan (2003); [2]: Jackson (2000); [3]: McDonough (2003); e outras fontes citadas no texto.

	Terra	Marte
Distância média do Sol (km)	150 milhões	228 milhões
Diâmetro	12756 km	6779 km
Inclinação do eixo	23,5°	25°
Duração do ano	365,25 dias	687 dias terrestres
Gravidade	2,66 vezes a da Marte	0,376 a da Terra
Temperatura da superfície	Média de 14 °C	Média de -63 °C
Atmosfera	Nitrogênio, oxigênio, argônio, outros	Majoritariamente dióxido de carbono com algum vapor de água
Número de luas	1	2
Densidade	5,51 g/cm <sup>3</sup>	3,93 g/cm <sup>3</sup>
Composição da crosta	Crosta continental de composição média andesítica, e crosta oceânica de composição média basáltica [1]	Majoritariamente basaltos, com algumas porções andesíticas e ultramáficas
Espessura da crosta	30 a 50 km para crosta continental, e 5 a 10 km para crosta oceânica	45 a 50 km na média

	Terra	Marte
Composição do manto	Peridotito e Pyrolito, com perovskita e magnesiowustita [2]	Lherzolito, com espinélio e perovskita
Espessura do manto	2900 km [2]	~1250-1650 km
Composição do núcleo	Ferro e níquel	Ferro, sílica e enxofre
Raio do núcleo	3483 km [3]	1794 km

A história geológica marciana é tradicionalmente dividida em 4 períodos de tempo, como delimitado por Hartmann & Neukum (2001), baseados na proposta de Tanaka (1986). As idades relativas utilizadas nessa classificação são obtidas a partir do método de contagem de crateras, onde são observadas as relações de intersecção entre crateras de impacto sobrepostas. Os 4 períodos são: Pré-Noachiano (4,5 a ~4,1 Ga), Noachiano (~4,1 a 3,7 Ga), Hesperiano (3,7 a 3 Ga) e Amazoniano (3 Ga ao recente). Esta história foi sumarizada por Carr & Head III (2010), e apresentada na Figura 2.



**Figura 2:** Atividade geológica em função do tempo em Marte. São mostradas a importância relativa de cada processo e o tempo de formação das principais feições e unidades marcianas. A escala de tempo marciana é comparada com os principais eons da Terra. FONTE: Carr & Head III (2010).

O período Pré-Noachiano corresponde ao intervalo de tempo desde a acreção e diferenciação do planeta, no início do sistema solar a 4,5 Ga, até a formação da Bacia de Hellas, entre 4,1 e 3,8 Ga. A maior parte do registro deste período foi apagada pela erosão e por impactos de meteoritos. No entanto, acredita-se que a dicotomia crustal de Marte tenha se formado nesse período (Ver seção 2.2) (Carr & Head III, 2010).

O período Noachiano corresponde ao intervalo entre a formação da Bacia de Hellas até a formação das planícies rugosas (*ridged plains*) marcianas. Esse período é marcado por diversas evidências de lagos e redes de vales, possíveis oceanos que cobriram até um terço da superfície do planeta, com clima quente e úmido (ao menos esporadicamente), o qual proporcionou as maiores taxas de erosão na história registrada de Marte. Esse período também é marcado por altas taxas de bombardeamento por meteoritos e por elevada taxa de vulcanismo, sendo a formação da maior parte do platô vulcânico de Tharsis atribuída a esta época (Ver seção 2.3) (Carr & Head III, 2010).

O período Hesperiano, tem seu início registrado pela planície Hesperia Planum, de 3,7 Ga, com limite superior em 3 Ga, evidenciado pela base da formação Vastitas Borealis (Tanaka *et al.*, 2005). Esse período é marcado por uma continuação do vulcanismo intenso do Noachiano, sendo estimado que até um terço da superfície marciana foi remoldada por derrames de lava, e a maior parte do escudo vulcânico do Monte Olimpo (*Olympus Mons*) teria se formado neste intervalo de tempo. Nesse período houve a cessação quase completa do intemperismo, com taxas de erosão baixíssimas, predominando apenas a formação dos canais de *outflow* (Carr & Head III, 2010).

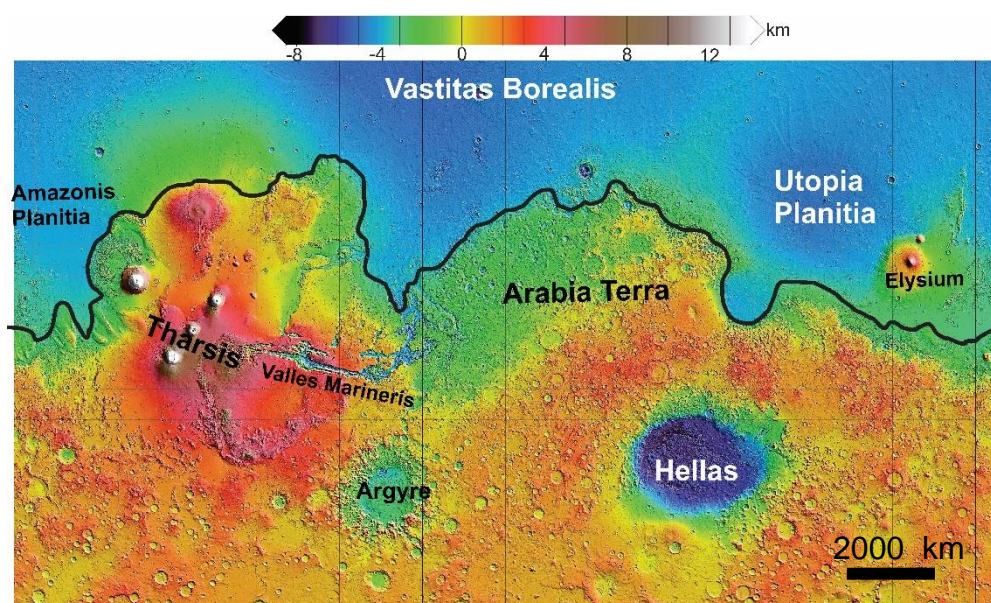
O período Amazoniano, de 3 Ga ao recente, é o mais inerte do planeta, registrando vulcanismo muito escasso e esporádico, e a formação de algumas geleiras marcianas com atividade glacial associada.

## 2.2. A DICOTOMIA DE MARTE

Talvez a característica geológica mais notável de Marte seja a sua dicotomia crustal global. O planeta apresenta um hemisfério norte distinto do hemisfério sul, em espessura crustal e topografia. Aproximadamente um terço do planeta corresponde as planícies do norte, onde a crosta tem uma espessura média estimada em 30 km (Neumann *et al.*, 2004 citado por Carr & Head III, 2010) e com

altitude média aproximadamente 3 km mais baixa que a porção sul (Wilhems & Squyres, 1984). A superfície é caracterizada por ser plana, sendo regular e com poucas crateras visíveis em relação ao sul, estando cobertas por formações mais jovens. Os outros 2 terços do planeta correspondem aos planaltos do sul, onde a crosta tem uma espessura média de 60 km (Neumann *et al.*, 2004 citado por Carr & Head III, 2010), com relevo bastante irregular e craterizado em relação ao norte, e é composto por unidades geológicas mais antigas (Wilhems & Squyres, 1984).

O limite que separa estes dois hemisférios é caracterizado na sua maior parte por escarpas, muitas das quais apresentam diversas feições erosivas que sugerem a atuação da água no passado (Figura 3). Em algumas porções do planeta esse limite corresponde a uma zona transicional de até 700 km, caracterizada por material removido dos planaltos do sul e depositados em direção as planícies do norte, e por diversas feições erosivas relacionadas a esse transporte (Wilhems & Squyres, 1984). E em alguns locais este limite está encoberto por formações mais novas, como os derrames de Tharsis.

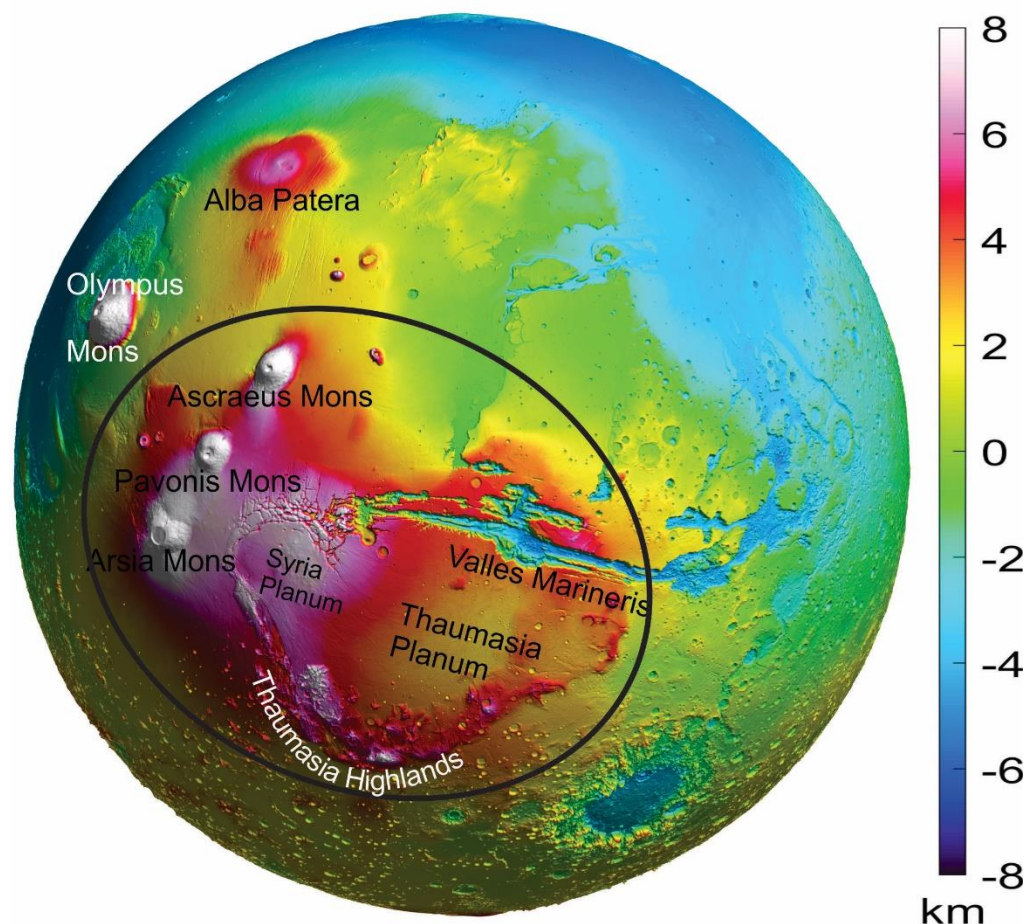


**Figura 3:** Projeção de Mercator de Marte, usando mapa topográfico obtido pela *Mars Orbiter Laser Altimeter* (MOLA). A linha preta representa o limite aproximado da dicotomia marciana. Algumas das maiores unidades de Marte estão destacadas. FONTE: Adaptado de NASA (2000).

É verificado que a dicotomia é a feição geológica mais antiga observada em Marte, entretanto, sua origem não foi precisamente determinada, havendo duas teorias principais para explicá-la. A primeira, e mais amplamente aceita, é de que o planeta sofreu um mega impacto no início do sistema solar (Wilhems & Squyres, 1984; Frey & Schultz, 1988; Nimmo *et al.*, 2008; Marinova *et al.*, 2008; Andrews-Hanna *et al.*, 2008), com um corpo de 1600-2700 km de diâmetro no hemisfério norte (Marinova *et al.*, 2008). Esta colisão teria penetrado o manto e removido toda a cobertura de crosta ao redor, que seria jogada para outras partes do planeta ou ejetada para o espaço, e uma nova crosta mais fina teria posteriormente se formado no hemisfério norte. Outra teoria propõe que esse contraste crustal teria sido gerado por células convectivas de primeiro grau no interior marciano, poucas centenas de milhões de anos após a acreção do planeta (Zhong & Zuber, 2001; Roberts & Zhong, 2006). Estas correntes de convecção estariam subindo no hemisfério norte (*upwelling*) e descendo no hemisfério sul (*downwelling*). Essa subida do fluxo no hemisfério norte teria erodido a base da crosta, tornando-a mais fina, e por um ajuste isostático a crosta afundou, ficando com uma diferença de relevo negativa em relação ao sul (Wise *et al.*, 1979).

### 2.3. THARSIS

Tharsis é um enorme platô vulcânico centrado aproximadamente no equador marciano, a sudoeste de Valles Marineris. Perdendo apenas para a dicotomia global, Tharsis é a segunda maior feição topográfica do planeta, cobrindo cerca de 25% da superfície marciana, no entanto, seus limites não são precisamente definidos (Figura 4). Para comparação, a Formação Serra Geral na Bacia do Paraná, tem um volume de pouco mais de 600.000 km<sup>3</sup> de rochas vulcânicas (Frank *et al.*, 2009), enquanto os derrames de Tharsis tem um volume estimado em mais de 300.000.000 km<sup>3</sup> (Phillips *et al.*, 2001). O platô atinge altitudes de mais de 6 km em Siria Planum (Mege & Masson, 1996b), e conta com alguns dos maiores vulcões do sistema solar (Tharsis Montes, atualmente inativos), que atingem até 17 km de altitude. Dados obtidos por sondas orbitais em Marte, como da *Mars Odyssey* e *Mars Express* mostraram que Tharsis tem composição predominantemente basáltica, apresentando concentrações de sílica menores que a média do planeta (El Maarry *et al.*, 2009 e Mangold *et al.*, 2010).



**Figura 4:** Relevo marciano em projeção de globo, utilizando a topografia do MOLA. A elipse corresponde aproximadamente a região de Tharsis, e algumas das principais localidades e unidades estão rotuladas. FONTE: Adaptado de Instituto Astronômico da Academia de Ciências da República Tcheca (ASU) (2016).

É considerada uma província tectono-vulcânica, pois apresenta diversas estruturas tectônicas associadas, como grabens radiais, cristas de enrugamento (*wrinkle ridges*) concêntricas, falhas normais e fraturas tensionais.

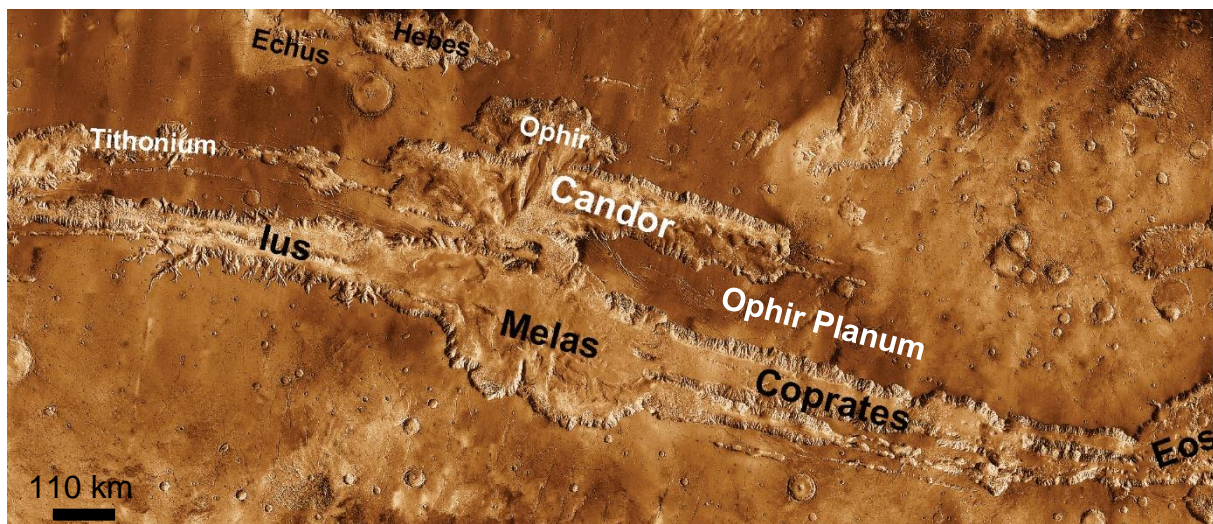
Sua origem ainda é motivo de debate, mas muitos trabalhos consideram que os derrames são resultantes de *hot spots* alimentados por uma superpluma mantélica, cuja atividade teria gerado as estruturas observadas. Plescia & Saunders (1982) reconheceram que muitas das fraturas observadas em Tharsis são anteriores aos derrames vulcânicos, portanto teria se iniciado um processo de soergimento crustal antes das extrusões. Este soergimento seria produto de um manto mais quente e com menor densidade, que devido a flutuação, ascende abaixo da litosfera, produzindo um soergimento na região (Mège & Masson, 1996c). Esta anomalia térmica no manto corresponderia a uma superpluma, que seria responsável pelo extenso vulcanismo na superfície (Mège & Masson, 1996b). Esta hipótese também foi reconhecida por Dohm *et al.*, (2007), e modelada por Zhong (2002), Wenzel *et al.*

(2004) e King (2010). A maior parte dos grabens radiais a Tharsis são explicados por soerguimento flexural, sendo reconhecidos diques na base de algumas dessas falhas (Mège & Masson, 1996b). Bouley *et al.* (2018), numa revisão sobre a história tectônica de Tharsis, reconheceram que a deformação se iniciou no Noachiano, com pico no começo do Hesperiano.

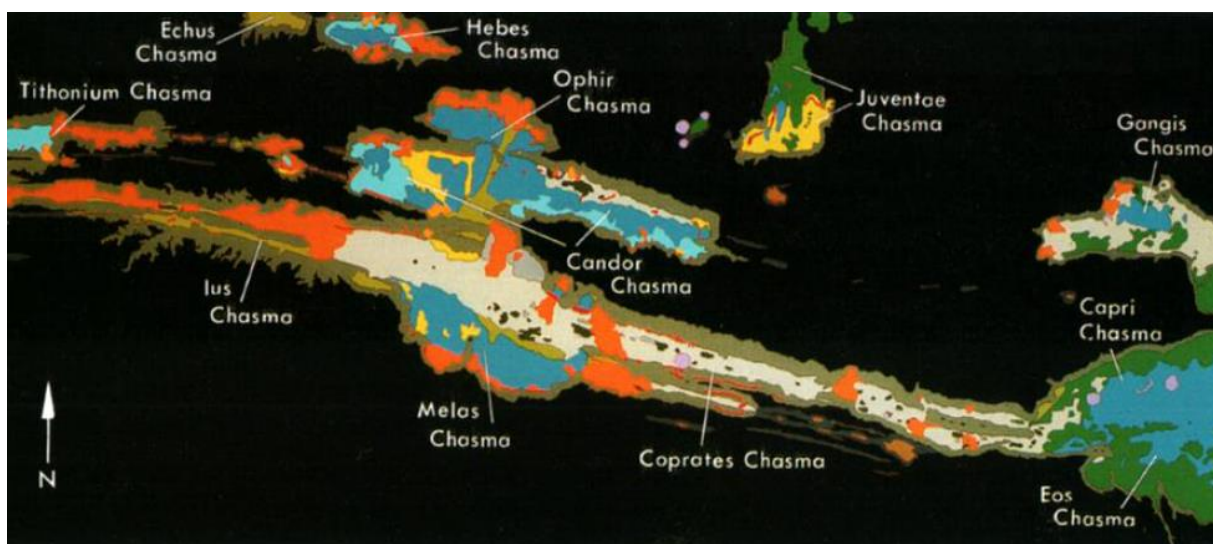
## 2.4 VALLES MARINERIS

Valles Marineris (VM) é um gigantesco sistema de cânions a nordeste da região de Tharsis, localizado próximo (mas sul) do equador marciano, com direção geral WNW-ESE. Seu nome vem da sonda Mariner 9, que primeiro fotografou essas depressões no começo da década de 1970 (De Vaucouleurs *et al.*, 1975). Não há uma definição exata de onde VM começa e termina, mas, tradicionalmente, considera-se o início nos terrenos caóticos de Noctis Labyrinthus e o fim em Eos Chasma, entre aproximadamente as longitudes W 100° e W 40°, tendo mais de 3500 km de extensão, e alcançando mais de 500 km de largura na parte central. Em relação a altitude média de Marte, VM tem depressões que alcançam até 6 km de profundidade, e em alguns locais cortam platôs com até 10 km de altura. Portanto, as paredes de Valles Marineris têm as maiores exposições da estratigrafia marciana que se conhece.

Witbeck *et al.* (1991) produziram um mapa geológico de VM na escala 1:2.000.000, no qual os autores dividem a Região de Valles Marineris em 3 províncias: Província de Noctis Labyrinthus a oeste, Província de Valles Marineris no centro (Figuras 5 e 6), e Província dos Cânions Orientais a leste. Ainda que a formação destas 3 províncias esteja intimamente relacionada, o enfoque deste trabalho será na Província de Valles Marineris, que possui as depressões mais lineares e profundas.



**Figura 5:** Província de Valles Marineris (parte central da região), com os nomes dos principais cânions. A imagem original é um mosaico produzido com imagens da câmera THEMIS, a bordo da *Mars Odyssey*. FONTE: Adaptado de Universidade do Arizona (2005).



### *Unidades geológicas/geomorfológicas*



**Figura 6:** Mapa geológico/geomorfológico modificado de Witbeck *et al.* (1991) por Lucchitta *et al.* (1994). d: Materiais escuros; lsy: Material novo de deslizamento; lso: Material antigo de deslizamento; ch: Material caótico; fs: Preenchimento raso do assoalho; ff: Preenchimento espesso do assoalho; fp: Rocha do platô no assoalho; fw: Rocha das paredes no assoalho; fd: Material do assoalho em depressão fechada; f: Material do assoalho indiferenciado; ir: depósitos irregulares; il: Depósitos internamente acamados (ILD); ww: Rochas das paredes da depressão principal; wd: Rochas das paredes das depressões fechadas; p: Material do platô; c: Material de crateras. FONTE: Lucchitta *et al.* (1994).

### 3. MATERIAIS E MÉTODOS

As diferentes interpretações propostas para a formação de Valles Marineris foram descritas e comparadas apontando os pontos chave e os problemas com cada uma. O enfoque foi nos processos tectônicos e magmáticos que iniciaram abertura e subsidência dos cânions, e não nos processos exógenos que esculpiram o relevo.

Foram consultados 33 artigos que abordam a geometria, composição, e evolução de Valles Marineris em específico, que foram analisados e descritos neste trabalho. As hipóteses e informações foram estudadas e apresentadas em ordem cronológica para se entender a evolução do conhecimento sobre o assunto, vis-à-vis as novas tecnologias e missões científicas a Marte que foram surgindo no decorrer das décadas. Além desses artigos específicos, foram consultados dezenas de outros trabalhos sobre feições geológicas de Marte, principalmente sobre Tharsis e a dicotomia global marciana. Os critérios de seleção das fontes utilizadas foram a relevância e impacto que o trabalho teve em publicações posteriores, e a diversidade de interpretação sobre o tema.

A análise das hipóteses sobre a formação de Valles Marineris foi feita de maneira qualitativa, avaliando a coerência das interpretações existentes com os novos dados que surgiram, e se condizem com as interpretações sobre as outras feições geológicas marcianas. As interpretações conflitantes foram confrontadas e os problemas entre elas comentados. Ao final, algumas das interpretações sobre VM e o tectonismo de Marte, foram comparadas com interpretações existentes do tectonismo terrestre antes da tectônica de placas (Arqueano e Paleoproterozóico).

Os artigos foram adquiridos dos sites *Wiley Online Library*, *Science Direct*, *ResearchGate*, *SAO/NASA Astrophysics Data System*, *Elsevier*, Portal de Periódicos CAPES e Google Acadêmico. Também foram utilizadas algumas imagens disponibilizadas pela NASA e Universidade do Arizona, além do auxílio do *Google Earth Pro*. Quanto aos dados dos artigos analisados, estes incluem imagens hipsométricas e espectométricas, obtidas pelas missões Mariner 9 (1971), Viking 1 e 2 (1976), *Mars Global Surveyor* (1996), *Mars Odyssey* (2001), *Mars Express* (2003), *Mars Reconnaissance Orbiter* (2005) e Phoenix (2007).

#### 4 DESCRIÇÃO E ANÁLISE DAS HIPÓTESES DE FORMAÇÃO DE VALLES MARINERIS

Desde sua descoberta em 1971, Valles Marineris continua intrigando pesquisadores do mundo todo por sua origem incerta, sendo invocados vários mecanismos geológicos para explicar a formação dos chasmata. A tabela 2, ao final deste capítulo, sumariza estes mecanismos. Sharp (1973), em um dos primeiros estudos sobre o assunto, onde analisou as imagens da sonda Mariner 9, propôs que Valles Marineris teria relação com o vulcanismo de Tharsis, na qual as depressões seriam ocasionadas pela retirada de magma no subsolo, com conseqüente colapso do terreno. Todavia, não explica como e por onde este magma teria fluído até chegar nos vulcões de Tharsis, e nem porque ele não teria extravasado antes. Ainda no mesmo trabalho, levanta a possibilidade de que VM seja resultado de espalhamento crustal, com subsidência do terreno acomodada por derretimento de gelo subterrâneo. A extensão crustal seria conseqüência do processo de “*doming*” (similar ao início da quebra de continentes na Terra) na região a oeste de VM, como em Syria Planum. No entanto, espalhamento crustal nessa escala implicaria em estruturas compressivas em outras porções de Marte, as quais não foram observadas até o presente momento.

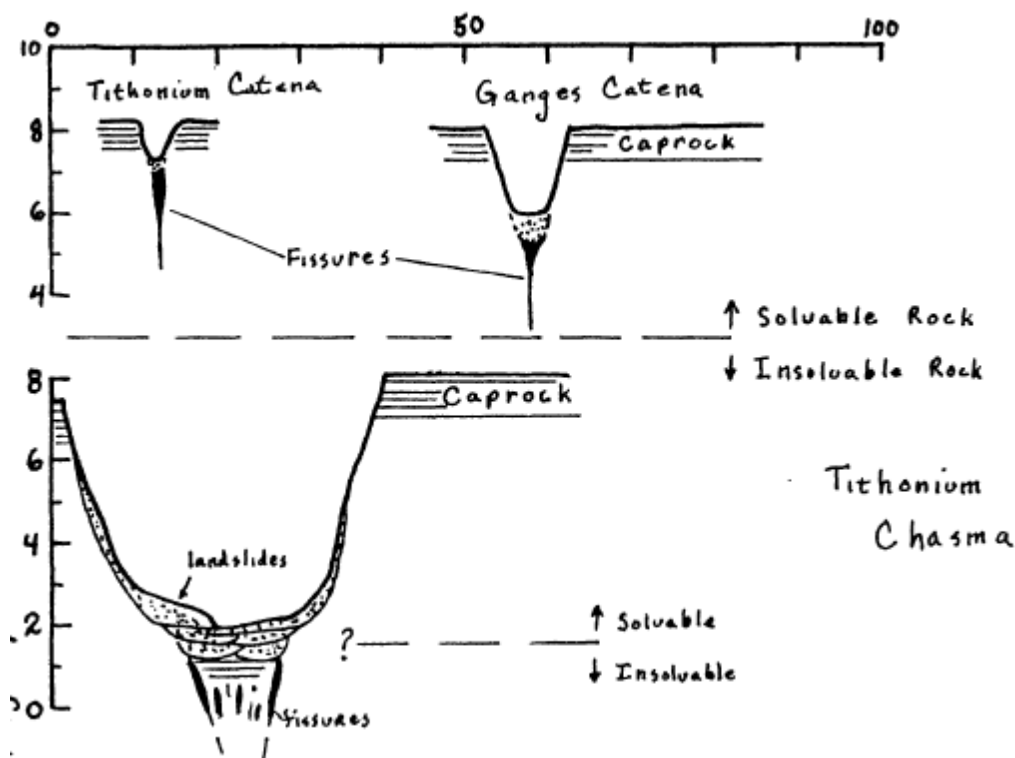
Com a obtenção de imagens de maior resolução pela sonda Viking 1, em 1977, Blasius *et al.* (1977) também especulam que a origem de VM esteja relacionada com o enorme estresse extensional promovido na crosta pelo abaulamento das regiões de Tharsis e Syria. Schonfeld (1979), com base nessas mesmas imagens, retorna a proposta de Sharp (1973), que coloca o principal mecanismo para a formação de VM como sendo a retirada do magma no subsolo, o qual alimentaria o Vulcanismo em Tharsis. De acordo com este autor, algumas feições erosivas de fluxo observadas na região de Kasei Valles seriam evidências do extravasamento dessa lava, e o fato do magma se deslocar por até milhares de quilômetros se mantendo no subterrâneo, é explicado pelas estimativas existentes de que a lava marciana teria uma viscosidade bem menor que as lavas terrestres.

Ainda com base em imagens da Mariner 9 e Viking 1, Masson (1980) catalogou diversas estruturas lineares nas regiões de Valles Marineris, Noctis Labyrinthus e Claritas Fossae (grabens ao sul de Noctis Labyrinthus). Com base nas direções e relações destas estruturas, o autor propôs que as fraturas e falhas

observadas nestas regiões seriam também consequências do abaulamento (*updoming*) da crosta em Tharsis e Syria (Masson, 1985). Nessa interpretação, os grabens radiais a Tharsis, e Valles Marineris, seriam, ao menos inicialmente, fraturas tensionais relacionadas a flexão da crosta. O autor também identificou estruturas compressivas do tipo *lobate scarps* nas elevações de Thaumasia *highlands*, a sudeste de VM. Essas estruturas, que são consideradas falhas de empurrão de escala crustal (Schultz & Tanaka, 1994), seriam a componente compressiva gerada pela extensão observada em VM, Noctis Labyrinthus e Claritas Fossae. Deve-se notar, no entanto, que o encurtamento crustal registrado pelas *lobate scarps* é da ordem de centenas de metros a alguns quilômetros (Schultz & Tanaka, 1994), não sendo suficiente para compensar a extensão crustal de VM (assumindo que esse seja o processo dominante).

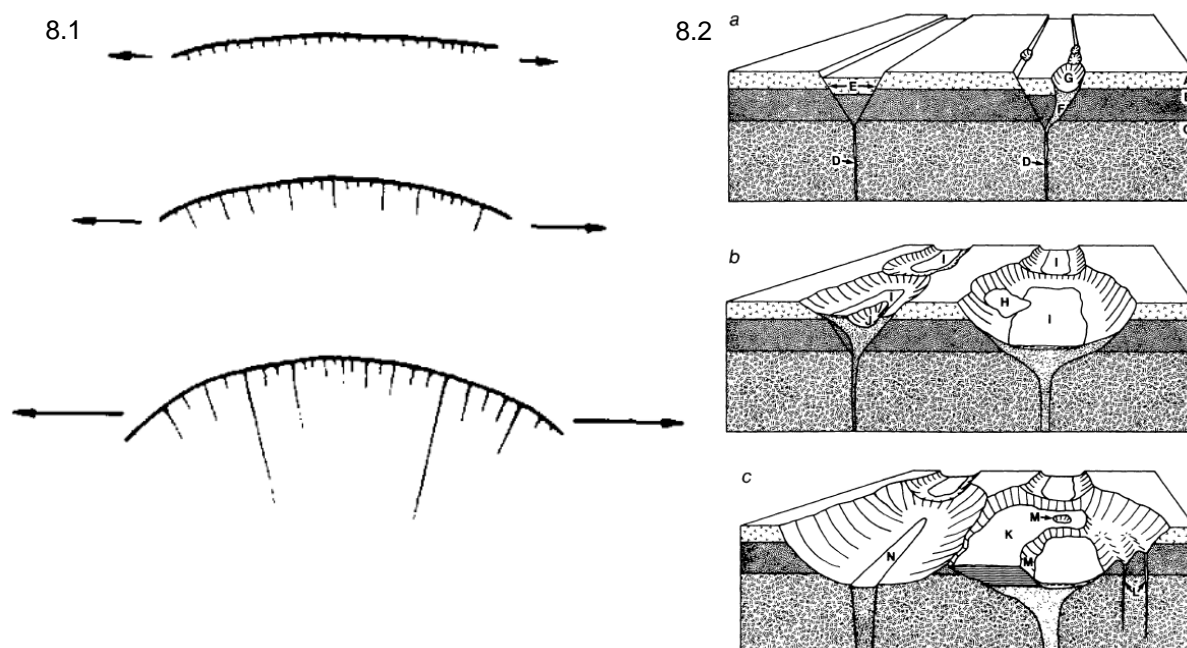
Spencer & Croft (1986) analisaram a hipótese de Sharp (1973), de que o derretimento de gelo subterrâneo em Valles Marineris poderia ser um dos responsáveis pelo colapso do terreno. Os autores observaram que o volume de gelo necessário para gerar o aprofundamento das depressões observadas em VM (mais de 6 km) corresponderia a camadas quilométricas em profundidade, as quais são inviáveis, visto que o gradiente geotérmico no equador marciano não permitiria água sólida em profundidades maiores que 1 quilômetro. Além disso, o gelo não suportaria as enormes pressões geradas pela rocha sobrejacente, o que levaria ao colapso viscoso de todo o terreno, e não só dos vales (Croft, 1989). Nesse trabalho os autores propõem um modelo alternativo, onde as depressões em VM seriam resultados da dissolução de rochas carbonáticas em subsuperfície, similar ao processo de karstificação que ocorre na Terra (Figura 7). Todavia, o volume de calcários a serem dissolvidos necessários para formar cânions com as profundidades observadas em VM, seriam camadas de até 10 km de espessura (Spencer & Croft, 1986). Ainda que nas paredes e no assoalho de VM não tenham sido observados carbonatos (a não ser em coberturas sedimentares posteriores, como os ILD), já foram observadas rochas carbonáticas profundas na crosta (até 6 km), exumadas por crateras de impacto (Michalski & Niles, 2010), o que tornaria a hipótese viável. No entanto, permanece o mistério de para onde essa enorme quantidade de material dissolvido teria ido. Foram identificados em imagens do MRO-CRISM (*Mars Reconnaissance Orbiter-Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars*), material intemperizado carbonático em Capri Chasma (Jain

e Chauhan, 2015), na província dos cânions orientais a leste de VM, que poderia ser parte do material solubilizado e que foi sedimentado, porém, o volume está longe de ser suficiente para explicar VM.



**Figura 7:** Perfil esquemático de cânions de VM, mostrando 2 estágios de karstificação em subsuperfície a partir de uma fratura inicial, que levaria a formação das depressões. FONTE: Croft (1989).

Tanaka & Golombek (1989) aprofundaram-se na hipótese já proposta por Blasius *et al.* (1977) e Masson (1980), de que os cânions de VM podem ser expressões superficiais de fraturas tensionais na crosta, que foram alargadas pelo intemperismo e erosão. Fraturas tensionais são fraturas onde um bloco se afasta do outro, gerando um espaço entre eles, sem haver deslocamento vertical ao longo de um plano, como em falhas normais (mas falhas normais podem se formar sobre fraturas tensionais) (Figura 8, 8.1). No trabalho desenvolvido pelos autores foram usadas algumas estimativas de resistência a tração e cisalhamento das rochas marcianas, baseadas em comparações com rochas terrestres, oriundas de experimentos e evidências de campo. A partir disso foram computados a largura e o comprimento dos lineamentos observados em imagens da Viking 1, criando um modelo para explicar o desenvolvimento dos cânions da província de VM.



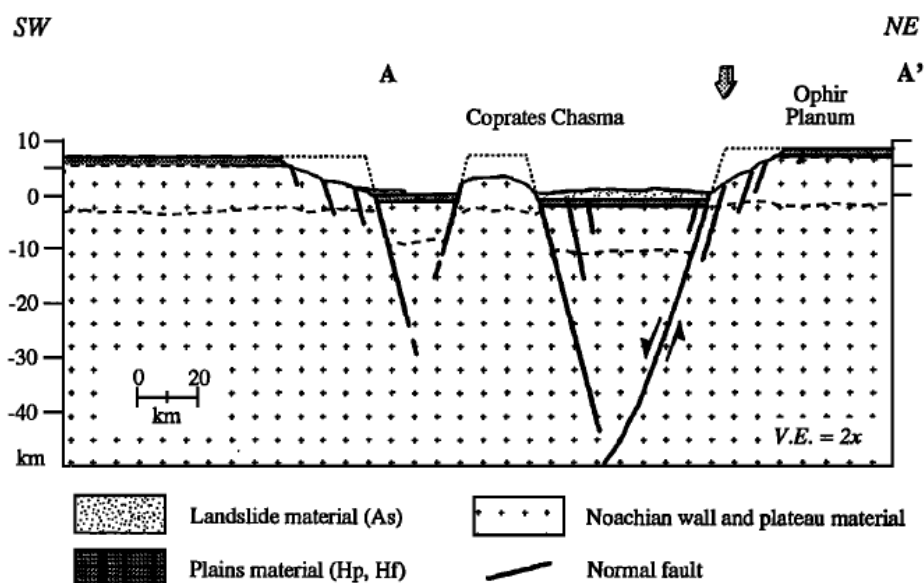
**Figura 8:** 8.1 - Ilustração esquemática do desenvolvimento de fraturas tensionais em um corpo sendo abaulado. FONTE: Nur (1982); 8.2 - Blocos diagramas mostrando o desenvolvimento dos cânions na província de VM. a) As fraturas tensionais são inicialmente acompanhadas pelo desenvolvimento de grabens, com formação de *pit craters* incipientes. b) A continuação da extensão lateral promove o alargamento das fraturas, as quais são preenchidas pelo material inconsolidado acima. Juntamente com a erosão e colapso do terreno, formam-se os *pit chains*, correspondentes aos cânions. c) A erosão faz com que alguns *pit chains* se conectem, e ocorre a deposição dos ILD (K). FONTE: Tanaka & Golombek (1989).

Nesse modelo, inicialmente teriam se formado fraturas tensionais no embasamento, que levariam ao colapso das rochas mais inconsolidadas da crosta superior, formando as feições de *pit craters* (cratera de colapso) e *pit chains* (crateras de colapso conectadas), amplamente observadas em Marte. O intemperismo e a erosão pela ação principalmente da água, levaria ao aprofundamento e alargamento destas feições, gerando os grandes cânions (Figura 8, 8.2). Ainda em 1989, Lucchitta & Bertolini (1989) observaram contatos tectônicos entre as porções norte e sul da parte leste de Candor Chasma, definidos por falhas normais, indicando que a forma geral de Valles Marineris é controlada primeiramente por estruturas tectônicas, sendo os processos erosivos agentes secundários.

Modelos que até então utilizaram falhas e fraturas para explicar as depressões em VM são satisfatórios para as depressões com paredes retilíneas, como Ius, Coprates e Tithonium chasmata. No entanto, há depressões fechadas e com paredes irregulares como Hebes Chasma, que não podem ser explicadas pelo modelo de Tanaka & Golombek (1989), visto que não se observam saídas na depressão para que o sedimento erodido escape. Além disso, algumas das

depressões possuem terminações abruptas nas suas laterais, tornando difícil explicar a sua formação através de extensão horizontal por falhas normais, visto que implicaria em falhas transcorrentes perpendiculares para compensar o deslocamento dos blocos na direção N-S (Spencer & Fanale, 1990). E tais falhas transcorrentes não são observadas. Para estas depressões fechadas, Spencer & Fanale (1990) invocam novamente a proposta de Spencer & Croft (1986), onde a remoção de carbonatos em subsuperfície seria o processo responsável pela subsidência do terreno. Ainda que a dissolução de carbonatos possa explicar a subsidência, há de se explicar o que gera o controle estrutural que faz as depressões possuírem uma forma retilínea, estando todas com praticamente a mesma direção WNW-ESE.

Schultz (1991), utilizando dados de topografia gerados a partir de estereofotogrametria do relevo marciano (baseada nas imagens da sonda Viking), demonstrou que os limites norte e sul de Coprates Chasma podem ser interpretados como falhas normais, sugerindo que este cânion represente um graben (Figura 9). Com base em contagem de crateras, estimou que o início deste falhamento se deu no final do Hesperiano, e como Melas, Ius e até Candor chasmata apresentam geologia similar, esta mesma explicação e idade pode ser aplicado a estas outras porções de VM. A quantidade de extensão horizontal foi estimada em 5-10 km para as terminações leste e oeste dos cânions, aumentando em direção ao centro, com extensão máxima de 20 a 30 km nas partes centrais, assumindo falhas com aproximadamente 60° de mergulho (Schultz, 1995). O problema com este modelo é que extensões horizontais nestas proporções teriam que ser compensadas por estruturas compressivas ou soerguimento nas regiões adjacentes, o que não foi descrito pelo autor. Além disso, não é explicado como terminam estas falhas normais nas pontas leste e oeste dos cânions, tornando a geometria dessas estruturas pouco prováveis.



**Figura 9:** Perfil transversal cortando Coprates Chasma e Ophir Planum, com exagero vertical de 2x. A seta indica a possível falha mestra, e as linhas pontilhadas indicam a forma de relevo erodida. FONTE: Schultz (1991).

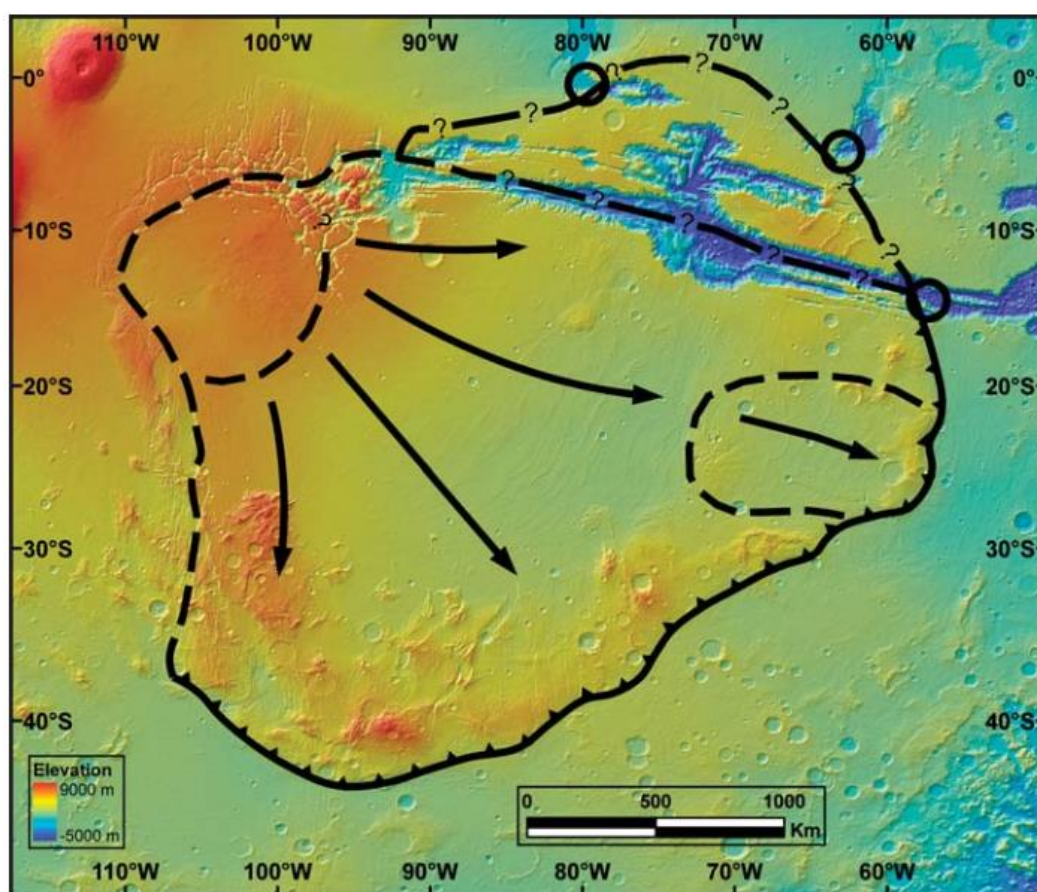
Mége & Masson (1996a) se aprofundaram na ideia de extensão horizontal para explicar VM, criando um modelo matemático que estima o estiramento crustal na região, considerando todo o sistema como um rifte. Foram feitas estimativas de estiramento com e sem rotação de blocos, sendo obtidos 31 a 45 km e 28 a 40 km, respectivamente. Mais especificamente, o mecanismo de rifteamento proposto pelos autores foi o de rifteamento passivo, onde o movimento horizontal se dá por tração proveniente de um estresse regional independente de Tharsis. De acordo com os autores, este mecanismo poderia produzir a extensão crustal de VM sem necessariamente ter uma contraparte de encurtamento crustal diretamente adjacente aos cânions, pois o estresse não estaria concentrado logo abaixo deles, estando distribuído em toda a região de Tharsis. Todavia, análises de outros sistemas de grabens radiais a Tharsis indicam que eles são produtos diretos de flexura crustal promovida pela geodinâmica interna da região (e.g. superpluma mantélica), portanto há ainda de se explicar porque VM teria se formado por um mecanismo diferente dos outros grabens radiais a Tharsis. Anderson & Grimm (1998) também exploram a hipótese de rifteamento para explicar Valles Marineris, onde através de uma descrição do campo gravitacional de Marte por harmônicos esféricos, os autores estimam a espessura crustal e o fluxo de calor nos arredores de VM, concluindo que um modelo de rifte largo (*wide-rift*), onde a deformação é

mais difusa numa faixa de largura muitas vezes maior que a espessura da litosfera (Buck, 1991), é mais apropriado para explicar as depressões. Ademais, assim como são necessárias estruturas nas terminações dos cânions para compensar a geometria estrutural proposta por Schultz (1991), também são necessárias essas zonas de transferência nos modelos de rifte, as quais estão presentes em riftes terrestres (na forma de falhas transformantes, por exemplo), mas que não são descritas nos arredores de VM.

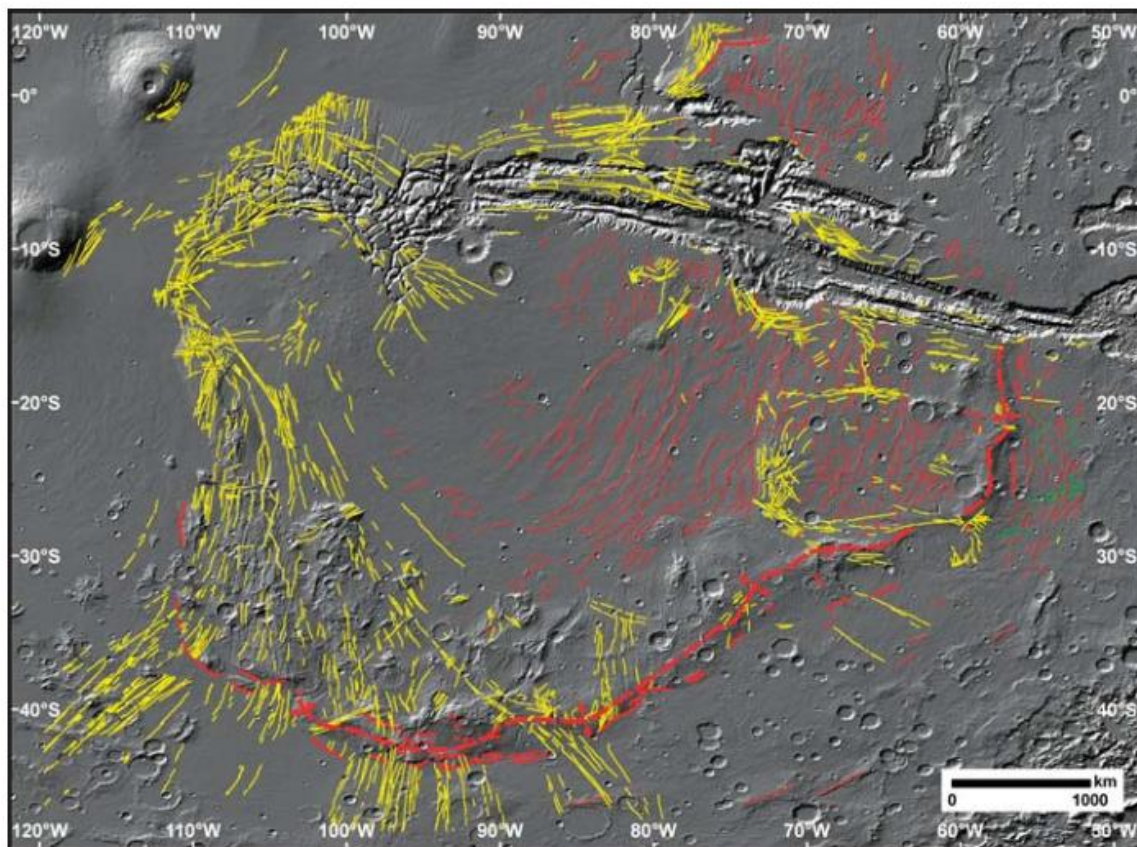
Schultz (1998) reconheceu que a formação de VM é provavelmente um resultado da combinação de vários processos diferentes. Baseando-se na interpretação de Mége & Masson (1996b, 1996c) de que algumas das depressões em VM estão sobre diques, o autor propõe 3 eventos principais que levaram a formação dos cânions. Num primeiro evento teria ocorrido intrusões de diques centrados em Syria Planum, durante o Hesperiano inicial. Depois, um período de alta atividade hidrológica levaria a formação de bacias ancestrais estruturalmente controladas pelos diques, culminando no Hesperiano tardio. A formação dos grabens seria somente no Amazoniano, por estresses associados a Tharsis. Diferentemente de trabalhos anteriores que associavam a deformação em VM ao arqueamento crustal de Syria Planum, Schultz (1998) separa estes em 2 eventos distintos. Num primeiro momento ocorre o soerguimento de Syria Planum, e milhões de anos depois se instalam sobre este terreno, já elevado, as falhas normais que definem os cânions.

Schultz & Lin (2001) estimaram que estas falhas que definem os cânions teriam entre 40°-50° de mergulho, atingindo profundidades de até 60-75 km, o que implicaria num gradiente paleogeotérmico frio ( $\sim 10\text{K km}^{-1}$ ) durante o falhamento. No entanto, este gradiente mais frio só seria possível se o magmatismo de Tharsis já tivesse cessado durante o falhamento, o que gera problemas para a hipótese de Schultz (1998), a qual define que o estresse que ocasionou os falhamentos seriam diretamente relacionados a Tharsis. Também deve-se levar em conta que estas estimativas sobre a geometria das falhas em VM feita pelos autores, foi com base no método dos elementos de contorno a partir dos dados de topografia do MOLA (*Mars Orbiter Laser Altimeter*), que não apresentam resolução suficiente para diferenciar todas as estruturas no relevo.

Ainda que com detalhe limitado, os modelos topográficos globais do MOLA surgidos a partir de 1999, propiciaram novas alternativas para explicar as diversas feições geomorfológicas de Marte. Uma dessas alternativas foi a tectônica de sal de escala continental proposta por Montgomery *et al.* (2009), no qual descrevem todo o platô de Thaumasia como um gigantesco bloco deslocado sobre camadas de sal em subsuperfície, num processo chamado de mega-deslizamento (Figura 10). A partir dos dados do MOLA e THEMIS (*Thermal Emission Imaging System*), os autores mapearam diversas estruturas no platô (Figura 11), onde Valles Marineris e Claritas Fossae seriam as componentes de transtração que limitam as laterais do bloco em movimento.



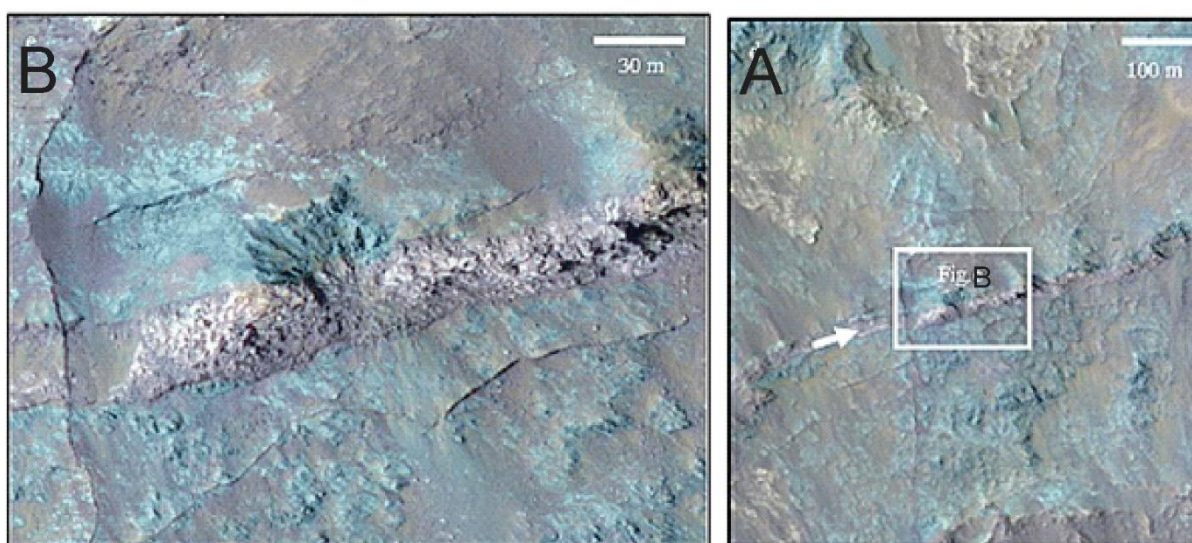
**Figura 10:** Imagem da THEMIS, mostrando o Platô de Thaumasia, com as setas indicando a direção de movimento no mega-deslizamento. Valles Marineris está no limite nordeste e Claritas Fossae no limite oeste. FONTE: Montgomery *et al.* (2009)



**Figura 11:** Imagem do MOLA, mostrando as estruturas do Platô de Thaumasia. Em amarelo, falhas normais; em vermelho escuro, falhas de empurrão; e em vermelho claro, cristas de enrugamento (wrinkle ridges). FONTE: Montgomery et al. (2009).

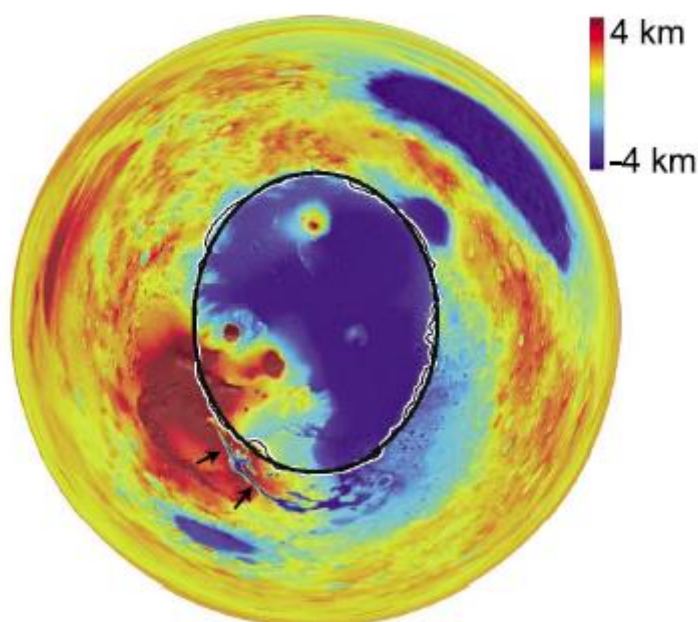
A Província de Valles Marineris, apesar de estar como um todo orientada na direção WNW-ESE, nela há algumas porções com formas mais irregulares, que podem sugerir processos mais localizados que influenciaram sua formação. Esse tipo de observação pode ser feito sobre a parte central e mais ampla de VM, Melas Chasma, onde se observa que o seu limite sul é mais curvo e irregular do que as paredes retilíneas dos cânions adjacentes, Ius e Coprates chasmata. Essa diferença também se observa nas estruturas que rodeiam esses cânions, sendo que logo a sul de Melas há diversas falhas concêntricas ao chasma, como visto na própria imagem de Montgomery *et al.* (2009) (Figura 11), e como estudado por Dohm *et al.* (2009). Estes últimos autores identificaram uma caldera vulcânica a sudoeste do chasma, e com o uso de imagens da HiRISE (*High Resolution Imaging Science Experiment*) e CRISM (*Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars*), a bordo da MRO (*Mars Reconnaissance Orbiter*), os autores interpretaram várias feições vulcânicas dentro de Melas Chasma, como diques, fissuras vulcânicas, feições de fluxo de lava, além de afloramentos ricos em sulfatos que podem ser depósitos

hidrotermais. Esses dados levaram os autores a conclusão de que atividade magmática diretamente abaixo de VM pode ter tido um papel que até o momento não havia sido considerado. A elevação das bordas de Melas Chasma e as falhas concêntricas seriam indicadores de uma possível pluma magmática abaixo de VM. Contudo, deve-se atentar ao fato de que esses dados de composição mineralógica de afloramentos de menor escala em Marte, por sensoriamento remoto, ainda são muito rudimentares. Em trabalhos mais recentes, depósitos de sulfato em VM foram interpretados como de origem sedimentar e não vulcânica (Roach *et al.*, 2011). Não obstante, a influência de magmatismo em VM ainda é importante, uma vez que foram identificados vários diques cortando as paredes dos cânions e com mesma direção destes, principalmente na porção leste, em Coprates Chasma (Figura 12). Os diques, também observados pela câmera HiRISE, aparentemente cortam apenas as unidades Noachianas basais que afloram nas paredes erodidas do chasma, portanto acredita-se que eles tenham intrudido antes da abertura de VM (Flahaut *et al.*, 2011). Em Thaumasia Planum, a sul de Coprates Chasma, também foram identificados diversos diques e estruturas vulcânicas, que pela sua posição e orientação paralela a VM, indicam uma relação com a formação dos cânions e com o campo de estresse associado a Tharsis (Huang *et al.* 2012). Esta observação corrobora a ideia de Mége & Masson (1996b), de que intrusões anteriores teriam condicionado os falhamentos que deram origem as grandes depressões.



**Figura 12:** Diques aflorantes na imagem “HiRISE ESP\_013903\_1650”, obtida pela câmera HiRISE, em horst central na porção leste de Coprates Chasma. A: Localização; B: Detalhe de A. FONTE: Modificado de Flahaut *et al.* (2011).

As imagens de alta resolução obtidas pela HiRISE a partir de 2006, além de permitirem a identificação de diques e outras feições magmáticas e vulcânicas, também possibilitaram um maior detalhamento do padrão, frequência e continuidade das falhas e fraturas na região (Vallianatos & Sammonds, 2011 e Birnie *et al.*, 2012). Esse maior nível de detalhe nos dados culminou numa das mais robustas interpretações sobre a origem de Valles Marineris até hoje, publicadas num conjunto de 3 artigos por Andrews-Hanna (2012a, b, c). Nestes artigos é descrito que a colocação do enorme volume de lava correspondente ao terreno de Tharsis, sobre o limite da dicotomia de Marte, gerou um grande estresse alinhado paralelamente e a sul do limite da dicotomia crustal. Essa ideia parte de uma interpretação de que o hemisfério norte da dicotomia global marciana tem uma forma aproximadamente elíptica, estando este limite parcialmente encoberto pelos derrames vulcânicos de Tharsis (Andrews-Hanna *et al.*, 2008b) (Figura 13). O limite representa uma zona de contraste crustal e degrau topográfico, onde o peso dos derrames sobre ele criaria um cinturão de estresse ao longo deste limite (Andrews-Hanna, 2012b). Nesse cinturão de estresse tênsil, é onde hoje se localiza Valles Marineris.



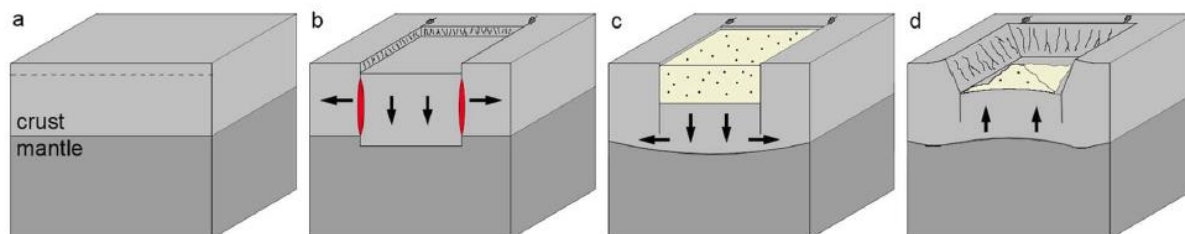
**Figura 13:** Projeção polar de Marte, a partir da topografia do MOLA. A elipse representa o limite da dicotomia global como proposto por Andrews-Hanna *et al.* (2008b), e as setas indicam a localização de Valles Marineris. FONTE: Andrews-Hanna (2012b).

Nesse modelo, VM se formou a leste de Tharsis e não a oeste, porque na porção oeste do terreno o peso dos Tharsis Montes exerceria um grande esforço

compressional, não permitindo a abertura e propagação dos cânions naquele lado do planeta (Andrews-Hanna, 2012b). Outra característica diferente deste modelo, é de que as falhas que definem as paredes dos cânions seriam de alto ângulo ( $\Rightarrow 85^\circ$ ), pois, utilizando o método dos elementos de contorno para descrever a tensão nos blocos em falha, o autor concluiu que grandes valores de extensão horizontal, obtidos por falhas de mais baixo ângulo, produziriam um soerguimento excessivo nos platôs adjacentes, que não corresponde ao observado na topografia (Andrews-Hanna, 2012a). Além disso, grabens definidos por falhas de menor ângulo de mergulho produziriam um enorme estresse nas suas terminações a leste e a oeste, que teriam de ser compensadas por zonas de transferências, como já constatado em relação aos trabalhos mais antigos que defendem a ideia de rifte. Já com falhas de alto ângulo, a quantidade de extensão horizontal seria bem menor (máximo de 4,6 km), e o que predominaria seria a subsidência vertical, sendo o bloco em subsidência acomodado por fluxo viscoso na base da crosta (Andrews-Hanna, 2012c).

De acordo com o autor, a subsidência do bloco acontece para compensar um estado de super-isostasia em que a região de Tharsis se encontrava. A colocação dos derrames de Tharsis gerou uma anomalia gravitacional positiva nessa região de Marte, constituindo uma zona de maior elevação (super-isostasia) que se mantinha assim devido à “sustentação de membrana flexural” (Phillips *et al.*, 2001 apud Andrews-Hanna, 2012c) (Figura 14, a). A pouca extensão na crosta já seria suficiente para a intrusão de diques de comprimento crustal, que entraram paralelamente e a sul do limite da dicotomia marciana. A evidência destes diques estaria em lineamentos colapsados pareados que intersectam Candor Chasma, paralelamente a direção do cânion. Estes pares de intrusões cortariam uma parte da crosta, formando um bloco alongado de direção WNW-ESE, limitado por diques paralelos. Como este bloco foi cortado por diques de escala litosférica, ele foi desconectado do resto da litosfera, perdendo a sua “sustentação de membrana flexural” (Figura 14, b). Isto o teria feito entrar em subsidência, saindo do estado de super-isostasia, e alcançando o equilíbrio isostático. Como agora este bloco baixo representa uma depressão no relevo, sedimentos serão depositados sobre ele (ILD – *Interior Layered Deposits*), e esse peso sedimentar (que hoje já foi quase todo erodido) aliado a uma acomodação por fluxo viscoso na base da crosta inferior, fará com que a subsidência aumente ainda mais (Figura 14, c), até alcançar o que

corresponde a profundidade atual de Valles Marineris, ficando abaixo do nível isostático, e representando uma anomalia gravitacional negativa (Andrews-Hanna, 2012c).

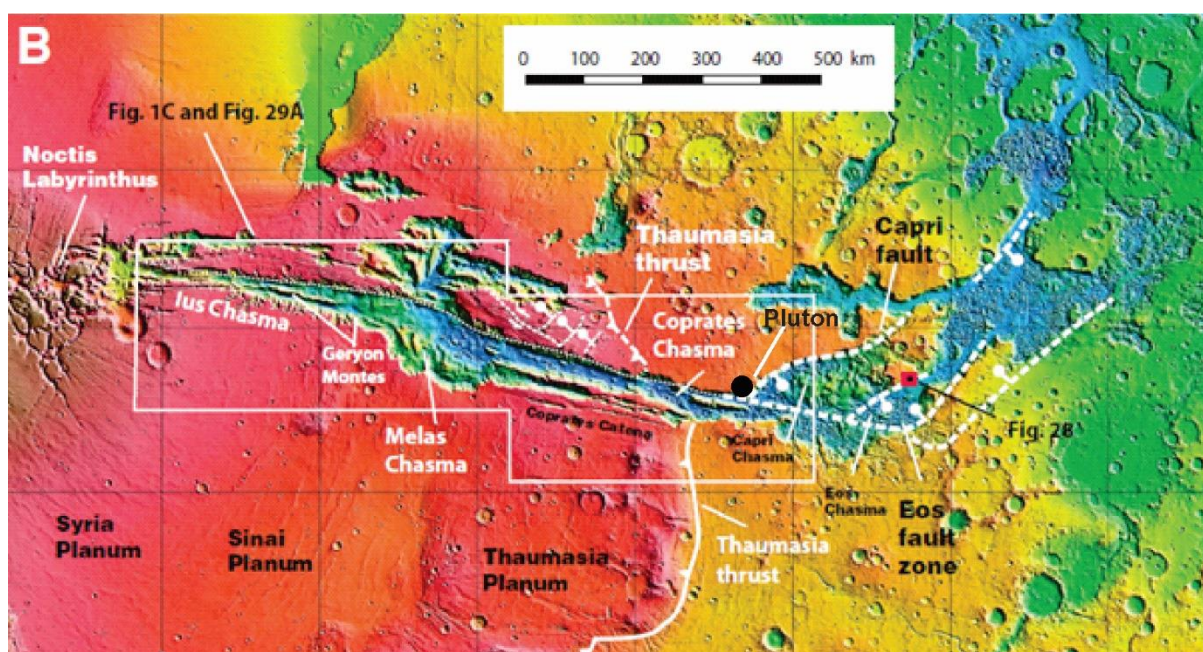


**Figura 14:** Representação esquemática da sequência de eventos de formação de Valles Marineris, segundo Andrews-Hanna (2012c). a) A região de Tharsis está sustentada pelo estresse de membrana flexural, de tal maneira que a sua superfície se encontra acima do nível isostático, representado pela linha tracejada. b) Extensão localizada permitiu a intrusão de diques paralelos de escala crustal, os quais isolaram um bloco litosférico paralelo, cortando sua conexão com o resto da crosta, portanto perdendo o suporte de membrana flexural e resultando em subsidência isostática. c) A subsidência do bloco é aumentada pelo preenchimento de sedimentos e pelo fluxo viscoso na base da crosta. d) Erosão dos sedimentos e paredes da depressão, geram uma anomalia gravitacional negativa compensada por soerguimento flexural, levando a configuração atual de Valles Marineris. FONTE: Andrews-Hanna (2012c).

O modelo proposto por Andrews-Hanna traz alternativas a alguns dos problemas com os modelos tradicionais de extensão crustal mais antigos, como a incompatibilidade geométrica de falhas normais de baixo ângulo ou lítricas geradas nas terminações dos grabens. Também desvenda porque Valles Marineris se formou a leste de Tharsis, e não em outra posição. No entanto, esta teoria se sustenta na ideia de que o limite da dicotomia marciana é elíptico e paralelo a VM, mas isso ainda carece de confirmação, visto que este formato só seria possível se a dicotomia realmente tenha se formado por um mega impacto e não por correntes de convecção mantélicas de 1° grau (Roberts & Zhong, 2006). Outro questionamento que pode ser levantado é em relação aos diques de escala litosférica necessários para isolar o bloco e colocá-lo em subsidência. As evidências da existência destes diques levantadas por Andrews-Hanna (2012c) são apenas geomorfológicas, na forma de depressões lineares observadas nas imagens da THEMIS. Portanto, ainda é vital a identificação destas intrusões em imagens de maior detalhe, como as fotos da HiRISE, que permitem distinguir diferenças litológicas.

A maioria dos trabalhos até então, consideram o falhamento normal e intrusões como sendo os principais processos geológicos responsáveis pela abertura das depressões de Valles Marineris, entretanto, An Yin (2012) apresentou

um novo modelo, onde VM seria um grande sistema de transcorrência transtracional sinistral. O autor usou imagens da HiRISE, THEMIS e CTX (*Context Camera*) para interpretar algumas feições como falhas transcorrentes e calcular o deslocamento provável. Nesse modelo a parede norte de Ius-Melas-Coprates chasmata seria a superfície da falha transcorrente principal, com cinemática sinistral, tendo mais de 2000 km de comprimento e mais de 100 km de rejeito (Figura 15). A componente de transtração seria compensada a leste por um rifte que corresponde a Eos e Capri chasmata, porém o terreno de Noctis Labyrinthus, que teria que compensar a transtração a oeste, não teve sua relação definida com o sistema transcorrente. A sul, a elevação de Coprates (*Coprates Rise*) representaria um cinturão de cavalgamento (*fold-and-thrust belt*), com vergência de oeste para leste (An Yin, 2012). Nessa hipótese, baseada em algumas relações de contato entre depósitos de movimento de massa e plano de falha, o autor determinou que o movimento transcorrente principal que gerou os cânions seria de idade Amazoniana, mais novo que 0,7 Ga.



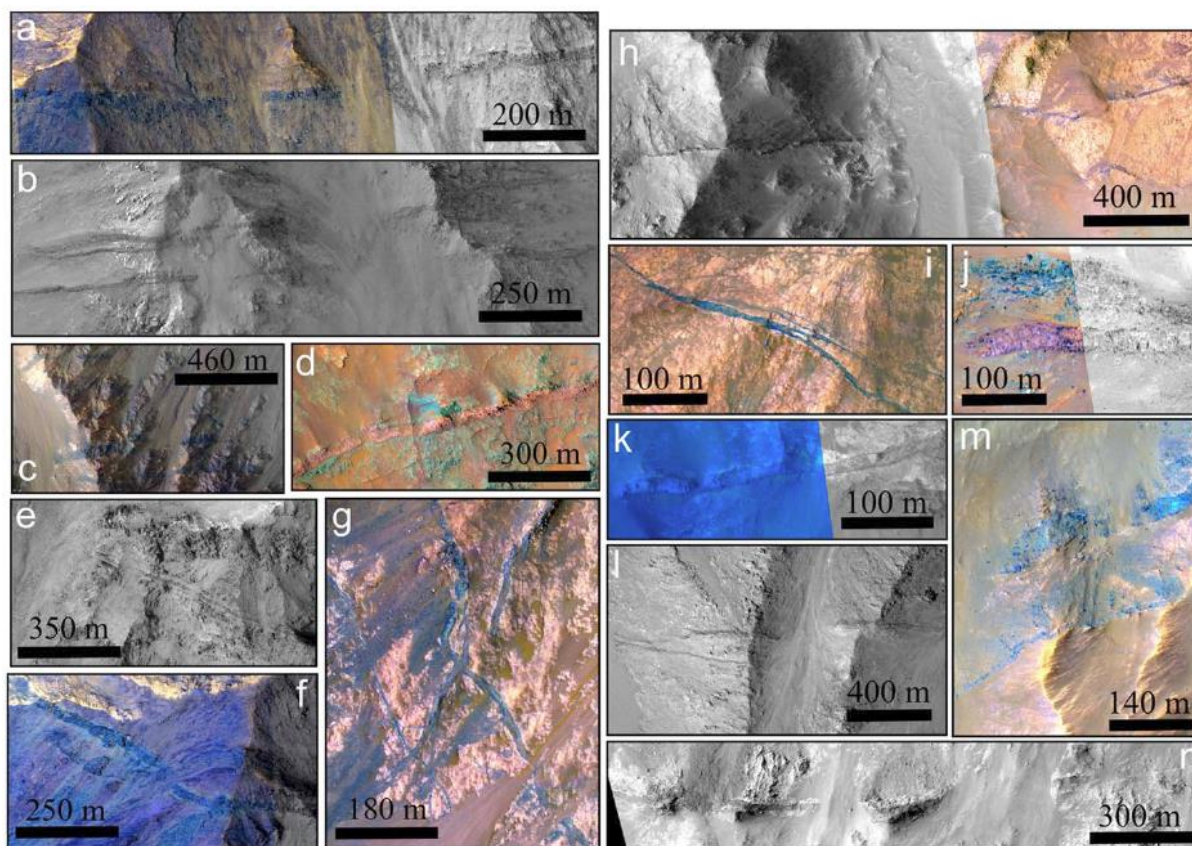
**Figura 15:** Mapa topográfico de VM. A linha pontilhada branca representa o lineamento transcorrente na base da parede norte de Ius-Melas-Coprates Chasmata. A linha branca tracejada grossa a oeste, representa as falhas normais que definem o rifte de Eos e Capri Chasmata. A linha branca cheia a sul representa uma falha de empurrão com cinemática Oeste-Leste. FONTE: Modificado de An Yin (2012).

A hipótese é bastante ambiciosa, contudo, pode-se questionar as incertezas quantos as evidências usadas para embasá-la. Uma das observações interpretadas

como evidência de rejeito de falha, foi a identificação de um suposto pluton ígneo na intersecção entre Coprates e Capri chasma (Figura 15). O pluton em questão estaria dividido em duas partes separadas pela falha transcorrente principal, numa distância de aproximadamente 150 km (An Yin, 2012). No entanto, apenas por aspectos morfológicos não é possível dizer de maneira inequívoca que estas duas feições são blocos de uma mesma unidade falhada. Para tal, seria necessário verificar a composição mineralógica utilizando o CRISM (*Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer Data for Mars*), entretanto, a grande quantidade de poeira sobre as feições torna inviável a obtenção de dados precisos. O autor também estimou o rejeito com base numa suposta bacia que existiria em Melas Chasma, partindo da observação de que o limite sul do cânion é curvo, sendo parte de uma antiga estrutura de origem vulcânica (Dohm *et al.*, 2009) ou de impacto, com formato circular, que hoje foi erodida. Todavia, não há evidência concreta de que houvesse uma bacia circular em Melas Chasma, sendo as estruturas curvas de colapso observadas apenas na porção sul. Além dessas incertezas, também é necessário explicar como seria acomodado a extensão em Eos e Capri chasmata, visto que elas produziram soerguimento e estruturas compressivas paralelas nos seus arredores, o que não é observado.

Nas hipóteses mais tradicionais, a intrusão de diques permanece sendo, aparentemente, um fator condicionante ou até determinante na iniciação de grabens radiais a Tharsis. Contudo, em modelo análogo produzido com camadas de areia e parafina líquida, para simular a intrusão de diques na crosta superior marciana, Wyrick *et al.* (2015) demonstraram que essas intrusões não são capazes de desenvolver deformação extensional, e que diques com mergulhos não verticais podem na verdade produzir estruturas compressionais. Porém, este modelo análogo considera a rocha encaixante como sendo regolito de baixa coesão, o que não condiz com a litologia observada nas paredes dos cânions. Quando considerado um material mais coeso e com maior capacidade de fricção, como modelado numericamente por Hardy (2016), o resultado é diferente. Este modelo computacional demonstrou que intrusões de diques são, de fato, um mecanismo capaz de iniciar a formação de grabens sobrejacentes a eles, mesmo com quantidades baixas de extensão (Hardy, 2016).

Brustel *et al.* (2017) identificaram mais de 100 diques em Coprates Chasma, através de imagens da HiRISE, CTX e MOLA (Figura 16).

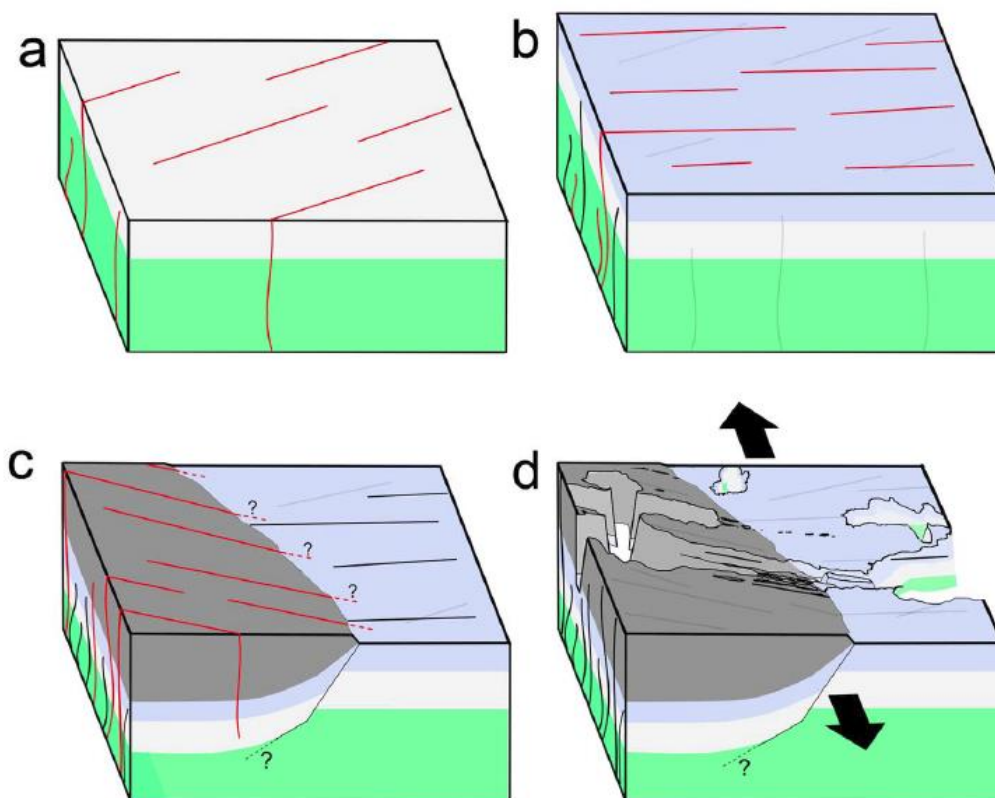


**Figura 16:** Imagens da HiRISE de diques nas paredes de Coprates Chasma. (a) HIRISE ESP\_013191\_1660 e (b) HIRISE PSP\_010857\_1650, diques quilométricos de direção leste-oeste, cortando as paredes norte; (c) HIRISE ESP\_039129\_1655, enxame de diques de cor escura na parede sul; (d) HIRISE ESP\_013903\_1650, um dique cortando a parede sul do horst central; (e) HIRISE PSP\_004159\_1660, dique de direção 110° cortando a parede norte; (f) HIRISE ESP\_039353\_1660, dique com borda clara cortando a parede norte; (g) HIRISE ESP\_03967\_1670, enxame de diques ou fraturas de pequena escala cortando a parede norte; (h) HIRISE PSP\_003513\_1665 + IRB, dique quilométrico cortando a parede sul; (i) HIRISE ESP\_040461\_1670, dique ou fratura de pequena escala em crosta de cor clara; (j) HIRISE PSP\_003513\_1665, dique de direção E-W (roxo) com borda mais escura e possível disjunção colunar; (k) HIRISE ESP\_039063\_1660 + IRB, dique com borda mais escura; (l) HIRISE ESP\_013547\_1655, dique com relevo positivo devido a erosão diferencial; (m) HIRISE ESP\_025639\_1660 + IRB, dois diques paralelos em cor azul, cortando parede sul; (n) HIRISE ESP\_027340\_1645, possível dique escuro de direção E-W com bordas mais claras. FONTE: *Brustel et al.* (2017).

Dois sets principais de diques foram diferenciados na porção leste de Coprates Chasma, um grupo principal com diques de direção 90°, e o outro com direção 70°, sendo interpretados como relacionados a dois eventos tectônicos distintos. Não foi observado uma relação de corte entre eles, porém a diferença de elevação máxima em que aparecem nas paredes dos cânions, e as unidades que eles cortam, foram usadas para estimar as suas idades relativas. Os diques orientados em 70° seriam os mais velhos, pois cortam apenas as unidades mais basais das paredes do chasma, e os orientados em 90° seriam mais novos, pois

cortam unidades mais elevadas. Porém, os próprios autores reconhecem que existem estruturas lineares com  $70^\circ$  de direção nos platôs adjacentes aos cânions, que podem ser relacionadas aos diques, portanto este grupo poderia ser o mais novo (Brustel *et al.*, 2017). Um grupo menor de 16 diques de direção  $110^\circ$  também foi identificado na porção oeste de Coprates, sendo este o único grupo de diques paralelos a Província de Valles Marineris. Os autores também utilizam a interpretação de Quantin *et al.* (2012) e Flahaut *et al.* (2012), de que existe uma descontinuidade crustal leste-oeste, cujo limite atravessa a porção leste de Coprates Chasma. Considerando estas observações, a seguinte história geológica foi proposta (Figura 17): Primeiro teriam intrudidos os diques de  $70^\circ$  e  $90^\circ$ , em dois eventos distintos, cortando a crosta antiga preservada, os quais condicionariam a formação de Eos e Capri chasmata. Depois teria se formado uma descontinuidade que divide a região em uma porção leste diferente da oeste, como proposta por Quantin *et al.* (2012) e Flahaut *et al.* (2012). Estes diques mais novos, que só aparecem no terreno a oeste da descontinuidade (Quantin e Flahaut 2012), teriam condicionado o evento tectônico de abertura de Valles Marineris, possivelmente como modelado por Andrews-Hanna (2012), devido as tensões geradas por Tharsis (Brustel *et al.*, 2017).

Além da incerteza quanto a cronologia das intrusões, deve-se atentar ao fato de que a maioria dos diques identificados têm direções diferentes dos cânions principais de VM, portanto as intrusões não são suficientes para explicar a abertura dos chasmata. Futuras análises petrológicas são necessárias para esclarecer a relação entre as intrusões, e para confirmar que os lineamentos interpretados são mesmo diques e não fraturas ou outras estruturas.



**Figura 17:** História geológica proposta por Brustel *et al.* (2017). a) Colocação dos diques de 70° (linhas vermelhas) na crosta de idade Noachiana (embasamento verde) e derrames de lavas (camada branca) produzidos por erupção fissural. b) Colocação dos diques de 90° e derrame de lava associado (camada azul). c) Acumulação de material vulcânico e formação da descontinuidade leste-oeste por subsidência de bacia ou mega-impacto (Quantin *et al.*, 2012). Colocação dos diques de 110° no oeste. d) Extensão N-S e abertura de Valles Marineris por falhamento seguindo a direção dos diques: 110° na parte oeste e 90° na parte leste. Os diques teriam controlado a abertura das depressões. Vermelho, preto e cinza transparente representam os diques ativos, inativos e soterrados, respectivamente. FONTE: Brustel *et al.* (2017).

**Tabela 2** - Sumário dos processos geológicos principais nas hipóteses analisadas neste capítulo, com as respectivas missões a Marte das quais os autores obtiveram seus principais dados.

<b>Autor e ano de publicação</b>	<b>Processo principal</b>	<b>Fonte dos dados</b>
Sharp (1973)	Subsidência por retirada de magma	Mariner 9 (1971)
Blasius <i>et al.</i> (1977)	Extensão crustal	Viking 1 (1976)
Schonfeld (1979)	Subsidência por retirada de magma	Viking 1 (1976)
Masson (1980 e 1985)	Faturas tensionais e extensão crustal	Mariner 9 (1971) e Viking 1 (1976)
Spencer & Croft (1986)	Subsidência por karstificação	Mariner 9 (1971) e Viking 1 (1976)
Tanaka & Golombek (1989)	Faturas tensionais	Viking 1 (1976)
Spencer & Fanale (1990)	Subsidência por karstificação	Viking 1 (1976)
Schultz (1991 e 1995)	Extensão crustal	Viking 1 (1976)
Mége & Masson (1996a)	Extensão crustal	Viking 1 (1976)
Anderson & Grimm (1998)	Extensão crustal	Mariner 9 (1971), Viking 1 e 2 (1976)
Schultz (1998)	Intrusões de diques e falhas normais	Mariner 9 (1971), Viking 1 e 2 (1976)
Schultz & Lin (2001)	Extensão crustal	Mars Global Surveyor (1996)
Montgomery <i>et al.</i> (2009)	Tectônica de sal	Mars Global Surveyor (1996) e Mars Odyssey (2001)
Andrews-Hanna (2012)	Intrusões de diques e subsidência isostática	Mars Global Surveyor (1996), Mars Odyssey (2001) e Mars Reconnaissance Orbiter (2006)
An Yin (2012)	Transcorrência transtracional	Mars Odyssey (2001) e Mars Reconnaissance Orbiter (2006)
Brustel <i>et al.</i> (2017)	Intrusões de diques	Mars Global Surveyor (1996) e Mars Reconnaissance Orbiter (2006)

## 5. DISCUSSÃO

Como visto no capítulo anterior, diversos mecanismos distintos foram propostos para explicar a formação de Valles Marineris. Os modelos de colapso gerados por retirada de material em subsuperfície não evoluíram com o tempo, pois os novos dados obtidos por sondas como a *Mars Odyssey* de 2001 e a *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) de 2005 não revelaram as evidências necessárias para a confirmação destas hipóteses, como a enorme quantidade de carbonatos remobilizados previstas pelo modelo de karstificação de Spencer & Croft (1986). Por outro lado, esses dados permitiram a confirmação de que as depressões são altamente controladas por falhas que definem as paredes dos cânions, e que também são identificadas nos platôs adjacentes. Esses dados, em especial as imagens obtidas pelas câmeras da MRO, permitiram a identificação de centenas de diques em Valles Marineris, que elevaram a importância das intrusões para explicar a formação das depressões.

É consenso que falhas normais tem um papel fundamental na abertura das depressões, mas não é certo ainda se estas falhas são de médio ou alto ângulo de mergulho. A primeira opção implicaria em elevada extensão horizontal na crosta, tornando VM um sistema análogo a riftes terrestres, o que por sua vez geraria problemas de acomodação e transferência de movimento nos arredores, visto que não há tectônica de placas em Marte. A segunda opção, de falhas de alto ângulo, implicaria numa extensão horizontal diminuta, predominando a subsidência vertical. Isto evitaria os problemas gerados pelo movimento horizontal da crosta, mas traria a necessidade de se explicar o mecanismo pelo qual o bloco em subsidência é acomodado em subsuperfície, que por sua vez depende do conhecimento sobre a reologia e estrutura interna de Marte, que ainda são meramente especulativos.

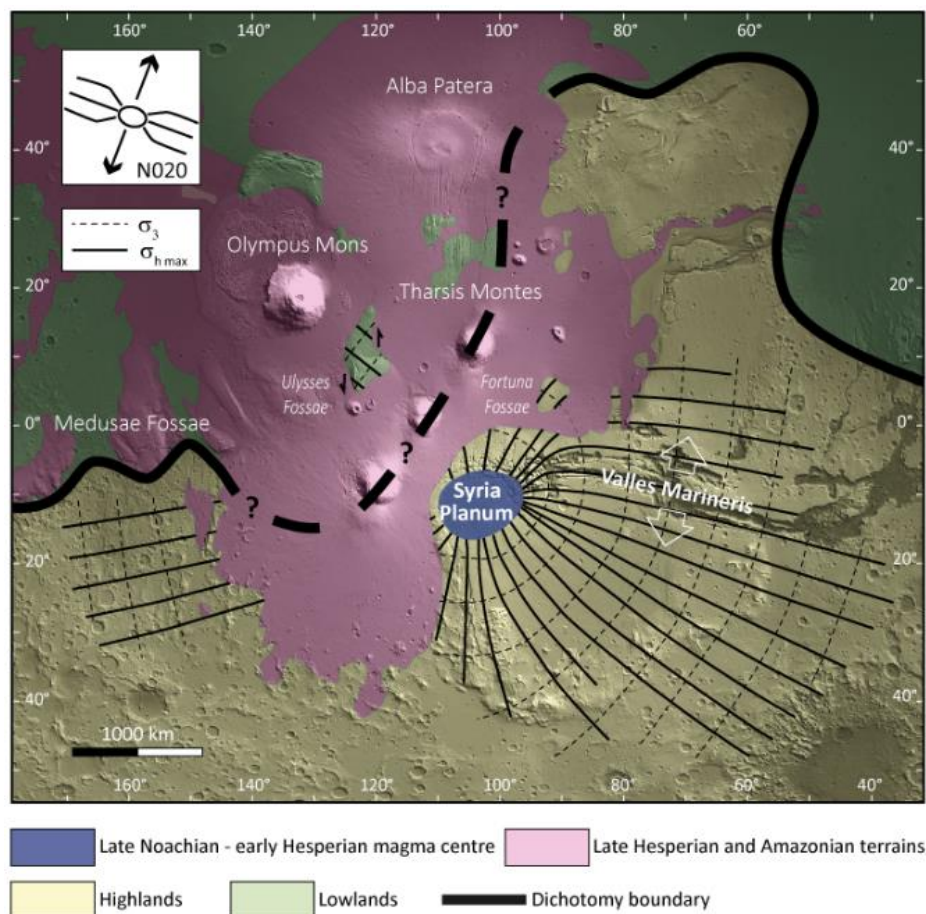
A relação dos diques com a origem de VM também pode-se considerar consensual, dado o paralelismo deles com muitos segmentos dos cânions, e pela proximidade da região com o platô vulcânico de Tharsis. Todavia, ainda é difícil estabelecer a relação cronológica e causal dessas intrusões com VM, uma vez que há muitos diques que não são paralelos aos segmentos dos cânions nos quais eles estão intrudidos (Brustel et al. 2017). Além disso, a identificação destas intrusões foi feita, na sua maior parte, apenas nas porções leste de VM (Coprates e Eos

chasmata), sendo escassa a observação de diques nos cânions do oeste, que são quase tão lineares quanto Coprates.

Se considerado a possibilidade de Valles Marineris ser um enorme sistema transcorrente transtraccional, como proposto por An Yn (2012), isto colocaria em xeque a ideia de uma litosfera rígida indivisa (*lid tectonics*) para Marte. Mas para isso seria necessário explicar o que teria impulsionado o movimento relativo da crosta naquela região, e como o deslocamento é acomodado nas regiões adjacentes. A proposta do autor também coloca a idade de formação de VM no Amazoniano, sendo mais recente que 0,7 Ga, contrariando a maioria das outras interpretações existentes.

A maioria das hipóteses coloca a idade de abertura das depressões de VM no começo do Hesperiano (<3,7 Ga), após a maior parte do arqueamento e colocação do terreno de Tharsis, posto que não há evidências de derrames de Tharsis dentro de VM. A estimativa de idade no final do Noachiano/início do Hesperiano (~3,7 Ga), também se deve ao fato de que foram identificados muitos depósitos ricos em sulfato dentro de VM, principalmente em imagens obtidas pelas câmeras da MRO, pelas quais considera-se que eles foram depositados nessa época (Carr & Head III, 2010).

A relação do arqueamento crustal e vulcanismo da região de Tharsis com Valles Marineris, também é consensual entre a maioria dos autores. Independente do mecanismo exato de fraturamento que atuou na abertura dos chasmata, é certo que este foi condicionado, ou mesmo forçado pelo campo de estresse gerado nessa região (Figura 18). Principalmente o arqueamento em Syria Planum, adjacente ao extremo sudoeste de VM, como modelado por Mége & Masson (1996b). Outro fator, que pode ter sido condicionante da posição de VM, é o limite da dicotomia global marciana, como sugerido por Andrews-Hanna (2012b), e que ainda precisa ser determinado com exatidão na região de Tharsis (Figura 18).



**Figura 18:** Campo de estresse gerado pelo centro magmático abaixo de Syria Planum (Mége & Masson, 1996b). FONTE: Mége & Gurgurewicz (2016).

### 5.1. TECTÔNICA DE MARTE E DA TERRA ANTIGA

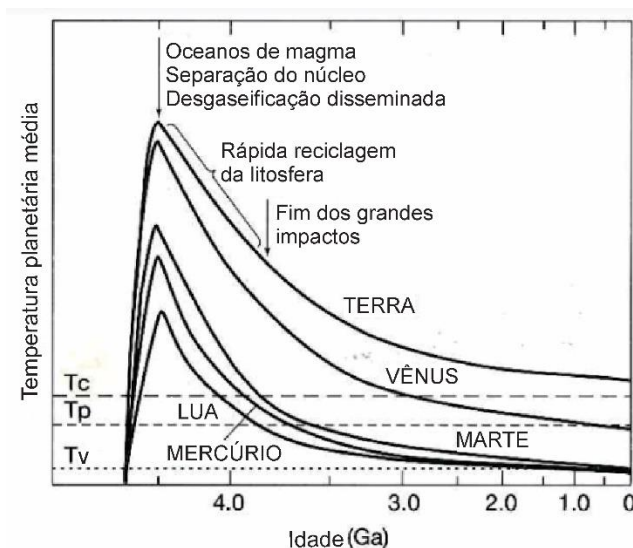
Pelo que se sabe, a Terra é o único planeta que manifesta o regime de tectônica de placas, onde a litosfera é fragmentada em placas que se movimentam sobre a astenosfera. A maioria dos outros planetoides rochosos do sistema solar apresentam um regime tectônico do tipo *stagnant lid* (cobertura ou superfície estagnada), onde a litosfera do planeta é indivisa. Stern *et al.* (2018) examinaram a superfície dos 26 planetoides sólidos do sistema solar, onde concluíram que 23 destes apresentam *stagnant lid* (SL) e 2 tem litosfera fragmentada, mas sem tectônica de placas (Tabela 3). Marte é um destes com SL.

**Tabela 3** - Principais características geofísicas dos 30 maiores planetoides do sistema solar. Aceleração gravitacional em  $m/s^2$ . Ra é o número de Rayleigh.  $\tau/\tau_{solar}$  é a razão entre o tempo de resfriamento por condução de um planeta e a idade do sistema solar (4,56Ga). TAI é o índice de atividade tectônica, sendo planetas com TAI = 2 ou maior, tectonicamente ativos, e planetas com TAI menor que 2, tectonicamente mortos. FONTE: Stern *et al.* (2018)

Body	Grav. Accel.	Density ( $kg/m^3$ )	Silicate fraction	Viscosity (Pa s)	Mantle (km)	Ra	$\tau/\tau_{solar}$	TAI
Mercury	3.67	5357		$1 \times 10^{22}$	650.0	3022	42.27	1
Venus	8.93	5283		$1 \times 10^{22}$	3050.0	760260	257.75	3
Earth	9.93	5594		$1 \times 10^{22}$	2885.0	715185	283.94	3
Moon	1.59	3252		$1 \times 10^{22}$	1420.0	13661	21.57	0
Mars	3.72	3924		$1 \times 10^{22}$	1689.5	53773	80.90	2
Ceres	0.27	2069	0.46	$1 \times 10^{16}$	105.9	322652	1.56	1
Vesta	0.25	3432		$1 \times 10^{22}$	262.5	14	0.49	0
Jupiter	28.24	1508		$1 \times 10^{16}$	67000.0			
Io	1.83	3643		$1 \times 10^{22}$	1200.0	9501	22.82	3
Europa	1.33	3077	0.90	$1 \times 10^{16}$	100.0	1333011	16.92	2
Ganymede	1.43	1924	0.40	$1 \times 10^{16}$	800.0	729668352	49.45	1.5
Callisto	1.27	1900	0.39	$1 \times 10^{16}$	275.0	26498685	40.56	0
Saturn	11.31	697	0.00	$1 \times 10^{16}$	58000.0			
Enceladus	0.12	1641	0.28	$1 \times 10^{16}$	50.0	14446	0.45	2
Tethys	0.14	890	0.00	$1 \times 10^{16}$	550.0	22751520	2.13	1.5
Dione	0.24	1578	0.25	$1 \times 10^{16}$	202.8	2024837	2.13	1.5
Rhea	0.27	1302	0.13	$1 \times 10^{16}$	369.0	13706385	3.96	1
Titan	1.28	1766	0.33	$1 \times 10^{16}$	798.0	651927451	47.60	3
Iapetus	0.21	1019	0.01	$1 \times 10^{16}$	599.5	45997305	3.96	0
Uranus	8.93	1253	0.11	$1 \times 10^{16}$	13288.4			
Miranda	0.08	1214	0.09	$1 \times 10^{16}$	128.5	169180	0.39	1
Ariel	0.26	1547	0.24	$1 \times 10^{16}$	228.2	3082757	2.54	1
Umbriel	0.22	1326	0.14	$1 \times 10^{16}$	287.1	5261499	2.54	1
Titania	0.36	1632	0.27	$1 \times 10^{16}$	279.9	8002148	4.51	1
Oberon	0.36	1698	0.30	$1 \times 10^{16}$	246.1	5302276	3.96	1
Neptune	11.12	1623	0.27	$1 \times 10^{16}$	8644.9			
Proteus	0.07	1134	0.06	$1 \times 10^{16}$	128.5	141381	0.31	1
Triton	0.77	2038	0.45	$1 \times 10^{16}$	314.6	23937881	12.83	3
Pluto	0.60	1796	0.35	$1 \times 10^{16}$	357.5	27516605	10.14	2
Charon	0.28	1658	0.29	$1 \times 10^{16}$	204.7	2383640	2.54	1.5

O estilo tectônico de um planeta é o reflexo de como ele perde calor (Stern, 2007), porque então a Terra possui um estilo tectônico diferente dos outros corpos rochosos do sistema solar? O motivo mais fundamental que responde esta pergunta é o fato de que corpos maiores perdem calor mais devagar que corpos menores (Figura 19), e a Terra é o maior planeta rochoso do sistema solar. O tamanho do planeta tem uma relação direta com sua aceleração gravitacional, que por sua vez determina a estrutura e a dinâmica interna do mesmo. De acordo com Valencia *et al.* (2007), quanto maior o planeta, mais fina é a sua litosfera e mais fácil é a iniciação de subducção, portanto a tectônica de placas seria inevitável nas Superterras (planetas rochosos com massa maior que a da Terra) descobertas fora do sistema solar. Entretanto, Korenaga (2010) e Van Heck & Tackley (2011) demonstraram que o tamanho do corpo não é o fator determinante para manifestar tectônica de placas. De qualquer forma, é aceito hoje que o processo que impulsiona o movimento das placas tectônicas é a subducção (através do *slab-pull* e *slab-suction*), e este só pode ocorrer quando a litosfera do planeta apresenta uma fluabilidade negativa em relação a astenosfera. O fato da Terra ser o único planeta com água na superfície também pode ser importante na explicação do porquê da Terra ter tectônica de placas e os outros planetas não, visto que a água reduz a resistência da litosfera, e

diminui a temperatura de fusão e a viscosidade da astenosfera, facilitando a subducção (Stern, 2007 e Korenaga, 2010).



**Figura 19:** Evolução térmica dos planetas terrestres. Temperatura mínima para os processos planetários: Tc, convecção; Tp, geração de plumas mantélicas; e Tv, vulcanismo. FONTE: Adaptado de Condie (1998).

Contudo, é necessário lembrar que nem sempre a Terra apresentou o regime tectônico peculiar atual. Ainda que muito se discuta sobre quando se iniciou a tectônica de placas na Terra, é consenso que em algum momento no passado o planeta não apresentava a dinâmica litosférica atual. Muitos autores consideram que no passado da Terra, principalmente durante o paleo- e mesoarqueano, o regime que predominou foi o de *stagnant lid*, com evidências que sugerem intervalos de SL entre períodos de tectônica de placas (Stern, 2007; Piper, 2013; Condie, 2016; Wyman, 2018; Weller & Lenardic, 2018 e Stern *et al.*, 2018). Como no passado a Terra era mais quente, uma maior fusão da astenosfera fazia com que a crosta oceânica gerada nas dorsais fosse mais espessa, e visto que a crosta oceânica tem uma densidade menor que a astenosfera, isto tornava a litosfera naquele tempo mais flutuante, não permitindo a subducção (Stern, 2007). Com o passar do tempo, o planeta, e conseqüentemente a astenosfera, se tornou suficientemente mais frio, com uma menor fusão do manto e geração de crosta oceânica mais fina, dotando a litosfera de uma densidade maior (pelo predomínio do manto litosférico em porcentagem de massa, cuja densidade é maior), permitindo a subducção e iniciando a tectônica de placas. O fato de Marte ter uma crosta de espessura proporcionalmente maior que a Terra, além de implicar numa relação de

flutuabilidade entre a litosfera e astenosfera diferente da terrestre, também implica numa crosta bem mais resistente as trações astenosféricas e as tensões geradas pelo esfriamento do planeta. Portanto, o tectonismo de SL registrado em Marte pode ser similar ao tectonismo da Terra no passado.

Ainda que Marte não tenha tectônica de placas, o planeta foi, ao menos em alguns momentos, tectonicamente ativo. O platô vulcânico de Tharsis talvez seja a maior evidência dessa atividade em Marte. Como não há convecção e reciclagem da litosfera como na Terra, o planeta vermelho perde calor na forma de vulcanismo concentrado em alguns pontos do planeta, sendo Tharsis o reflexo na superfície de um superpluma mantélica (Ver seção 2.3). Assim como Marte, a Terra no arqueano, mesmo em regime de SL, experimentou alguma forma de tectonismo e magmatismo. De acordo com Bédard (2018), durante o estágio de SL da Terra, o planeta passou por eventos de “reviravolta do manto” (*mantle overturns*), onde as camadas mais profundas se tornaram menos densas que as camadas mais rasas, promovendo uma inversão entre elas. Neste processo seriam geradas as “zonas de ressurgimento por reviravolta” (*overturn upwelling zones – OUZO*), que corresponderiam a locais onde enormes quantidades de magma ascenderiam por prolongados períodos de tempo, mais extensos que as plumas mantélicas pós-arqueanas (Bédard, 2018). Em Marte, Tharsis poderia ser o produto de um processo equivalente a esse. Na Terra, este processo seria responsável pela geração de litosfera oceânica, até que ela se torna-se fria e densa o suficiente para que iniciassem as zonas de subducção e o planeta passa-se a perder calor pela tectônica de placas. Já em Marte, se Valles Marineris realmente for um sistema análogo a riftes terrestres, os cânions podem representar uma tentativa do planeta de iniciar um processo de reciclagem litosférica, mas que não conseguiu formar zonas de subducção, portanto não evoluiu para um regime de placas móveis.

A dificuldade em traçar paralelos entre a história geológica de Marte e da Terra, está no fato de os planetas apresentarem dimensões e densidades muito diferentes, conseqüentemente com acelerações gravitacionais distintas. Isto leva a estrutura e dinâmica internas diferentes. Como ainda não há sismologia em Marte, nem datações absolutas precisas sobre a superfície, grande parte da discussão em torno da evolução do planeta é puramente teórica.

## 5.2. PRÓXIMOS *INSIGHTS* PARA A ORIGEM DE VALLES MARINERIS

Em maio de 2018 foi lançada pela NASA a missão InSight – *Interior Exploration using Seismic Investigations, Geodesy and Heat Transport* (Exploração do Interior usando Investigações Sísmicas, Geodésia e Transporte de Calor), com previsão de chegada em Marte no dia 26 de novembro de 2018, e cujo objetivo é aterrissar um *lander* no planeta, que fará medições sísmicas e de fluxo de calor em subsuperfície. O *lander* conta com o sismômetro SEIS (*Seismic Experiment for Interior Structure*) e com a sonda de calor HP<sup>3</sup> (*Heat Flow and Physical Properties Probe*).

Essa missão será de extrema importância para a evolução do entendimento de Valles Marineris, e da história evolutiva e geológica do planeta vermelho, posto que grande parte das hipóteses que tentam explicar a formação de VM se assentam sobre suposições e estimativas de espessura crustal, reologia, gradiente geotérmico e assim por diante. A InSight será capaz de determinar a estrutura do manto marciano a até 400 km de profundidade (Panning *et al.*, 2015), assim como estimar algumas propriedades físicas inéditas sobre o núcleo e a crosta (Panning *et al.*, 2017). Esses dados permitirão refinar os modelos de evolução crustal marciana, e restringir o comportamento da crosta na região de Valles Marineris, frente as tensões impostas pela atividade tectonomagmática de Tharsis.

O SEIS também será capaz de identificar a localização do epicentro de terremotos marcianos (*marsquake*) (Khan *et al.*, 2016). Isso será particularmente útil para testar algumas hipóteses sobre atividade tectônica recente em VM, como proposto por An Yin (2012), no qual o principal deslocamento na região teria ocorrido no Amazoniano, e onde autor observou feições de ativação de falhas recentes nas paredes dos cânions. Kuma *et al.* (2019) também observaram evidências de atividade sísmica recente nas paredes de Valles Marineris. Utilizando imagens da HiRISE, os autores identificaram feições de queda de blocos com alguns milhares de anos de idade, também observaram alguns planos de reativação de falhas e deslizamentos de algumas dezenas de milhões de anos, além de possíveis vulcões de lama recentes. A missão InSight será valiosíssima na detecção de sismos provenientes de VM, se estes realmente ainda ocorrem.

## 6. CONCLUSÃO

Considerando o tamanho e a diversidade de feições de relevo em Valles Marineris, não é possível explicar a origem de todas estas depressões se embasando em um único evento ou processo geológico. Qualquer hipótese que se proponha em descrever a origem desta região, deve levar em conta os diversos mecanismos físicos que tensionaram e quebraram a crosta, que geraram o espaço de acomodação para a subsidência e impulsionaram o movimento dos blocos, e posteriormente modificaram a superfície do planeta.

Contudo, com base na evolução do conhecimento e na obtenção de novos dados sobre Valles Marineris, e seguindo a linha de raciocínio consonante com as principais hipóteses e modelos existentes na literatura, a seguinte história de origem para os cânions pode ser descrita de maneira geral: Durante o Noachiano, uma superpluma mantélica teria causado a elevação da litosfera na região de Tharsis. Isso aplicou um campo de estresse nos arredores, tensionando a litosfera e gerando diversas fraturas, sistemas de grabens e intrusões radiais a Tharsis. A leste de Tharsis, e próximo ao equador marciano, a deformação na forma de falhas normais, potencializadas por diques subjacentes, tomou proporções de milhares de quilômetros, iniciando a formação dos cânions, no final do Noachiano. No começo do Hesperiano, estes grabens tiveram a sua subsidência aumentada por algum processo em subsuperfície, seja de retirada de material (magma, carbonatos, ou menos provável, gelo), ou de acomodação por fluxo viscoso na base da crosta. Concomitante ao processo de subsidência, as paredes dos vales foram erodidas por água e gelo, alargando os cânions, e dando a forma geral que eles possuem até hoje.

A origem dos vales de Valles Marineris não pode ser satisfatoriamente explicada com base inteiramente em análogos terrestres, como riftes e mega transcorrências, pois Marte tem tamanho e estrutura interna diferente da Terra, o que ocasiona uma dinâmica litosférica distinta. Além disso, a característica dicotômica da crosta marciana também amplia as diferenças entre os dois planetas. Não obstante, o tectonismo de Marte pode ter sido semelhante ao tectonismo da Terra no Arqueano, na forma de *lid tectonics*.

## REFERÊNCIAS

- ANDERSON, Scott; GRIMM, Robert E. Rift processes at the Valles Marineris, Mars: Constraints from gravity on necking and rate-dependent strength evolution. **Journal of Geophysical Research: Planets**, v. 103, n. E5, p. 11113-11124, 1998.
- ANDREWS-HANNA, Jeffrey C. The formation of Valles Marineris: 1. Tectonic architecture and the relative roles of extension and subsidence. **Journal of Geophysical Research: Planets**, v. 117, n. E3, 2012.
- ANDREWS-HANNA, Jeffrey C. The formation of Valles Marineris: 2. Stress focusing along the buried dichotomy boundary. **Journal of Geophysical Research: Planets**, v. 117, n. E4, 2012.
- ANDREWS-HANNA, Jeffrey C. The formation of Valles Marineris: 3. Trough formation through super-isostasy, stress, sedimentation, and subsidence. **Journal of Geophysical Research: Planets**, v. 117, n. E6, 2012.
- ANDREWS-HANNA, Jeffrey C.; ZUBER, Maria T.; BANERDT, W. Bruce. The Borealis basin and the origin of the martian crustal dichotomy. **Nature**, v. 453, n. 7199, p. 1212, 2008.
- ARCHINAL, B. A. et al. Report of the IAU working group on cartographic coordinates and rotational elements: 2015. **Celestial Mechanics and Dynamical Astronomy**, v. 130, n. 3, p. 22, 2018.
- ARIVAZHAGAN, S.; SIVASANKARI, T. Morphological and Mineralogical Mapping of Ius Chasma of Valles Marineris Using MCC/MOM and CRISM/MRO Datasets. In: **Lunar and Planetary Science Conference**. 2018.
- BAIONI, D.; LANCI, L.; WEZEL, F. C. Morphotectonic of eastern Tithonium Chasma, Mars. **Geophysical Research Abstracts (ISSN 1029-7006)**, v. 10, 2008.
- BANDFIELD, Joshua L. Global mineral distributions on Mars. **Journal of Geophysical Research: Planets**, v. 107, n. E6, p. 9-1-9-20, 2002.
- BÉDARD, Jean H. Stagnant lids and mantle overturns: implications for Archaean tectonics, magmagenesis, crustal growth, mantle evolution, and the start of plate tectonics. **Geoscience Frontiers**, v. 9, n. 1, p. 19-49, 2018.
- BIRNIE, C. et al. Underlying structural control of small-scale faults and fractures in West Candor Chasma, Mars. **Journal of Geophysical Research: Planets**, v. 117, n. E11, 2012.
- BLASIUS, Karl R. et al. Geology of the Valles Marineris: First analysis of imaging from the Viking 1 Orbiter primary mission. **Journal of Geophysical Research**, v. 82, n. 28, p. 4067-4091, 1977.
- BOULEY, Sylvain et al. The revised tectonic history of Tharsis. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 488, p. 126-133, 2018.

BRAUCKER, A. et al. Geology and mineralogy of Tithonium Chasma, Mars. In: **European Planetary Science Congress 2006**. 2006. p. 520.

BUCK, W. Roger. Modes of continental lithospheric extension. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 96, n. B12, p. 20161-20178, 1991.

CARR, Michael H.; HEAD III, James W. Geologic history of Mars. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 294, n. 3-4, p. 185-203, 2010.

CONDIE, Kent C. A planet in transition: The onset of plate tectonics on Earth between 3 and 2 Ga?. **Geoscience Frontiers**, 2016.

CONDIE, Kent C. **Origin and evolution of earth: principles of historical geology**. Pearson College Division, 1998.

CROFT, S. K. Spelunking on Mars: the carbonate-tectonic hypothesis for the origin of Valles Marineris. In: **Tectonic Features on Mars**. 1989. p. 21-24.

DE VAUCOULEURS, Gerard et al. The new Martian nomenclature of the international Astronomical Union. **Icarus**, v. 26, n. 1, p. 85-98, 1975.

DOHM, James M. et al. New evidence for a magmatic influence on the origin of Valles Marineris, Mars. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 185, n. 1-2, p. 12-27, 2009.

DOHM, James M. et al. Traits and evolution of the Tharsis superplume, Mars. In: **Superplumes: Beyond plate tectonics**. Springer, Dordrecht, 2007. p. 523-536.

EL MAARRY, M. R. et al. Gamma-ray constraints on the chemical composition of the martian surface in the Tharsis region: A signature of partial melting of the mantle?. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 185, n. 1-2, p. 116-122, 2009.

FLAHAUT, Jessica et al. Dikes of distinct composition intruded into Noachian-aged crust exposed in the walls of Valles Marineris. **Geophysical Research Letters**, v. 38, n. 15, 2011.

FLAHAUT, Jessica et al. Pristine Noachian crust and key geologic transitions in the lower walls of Valles Marineris: Insights into early igneous processes on Mars. **Icarus**, v. 221, n. 1, p. 420-435, 2012.

FOLEY, Bradford J.; SMYE, Andrew J. Carbon Cycling and Habitability of Earth-Sized Stagnant Lid Planets. **Astrobiology**, v. 18, n. 7, p. 873-896, 2018.

FRANK, Heinrich Theodor; GOMES, Márcia Elisa Boscato; FORMOSO, Milton Luiz Laquintinie. Review of the areal extent and the volume of the Serra Geral Formation, Paraná Basin, South America. **Pesquisas em Geociências**, v. 36, n. 1, p. 49-57, 2009.

FREY, Herbert; SCHULTZ, Richard A. Large impact basins and the mega-impact origin for the crustal dichotomy on Mars. **Geophysical Research Letters**, v. 15, n. 3, p. 229-232, 1988.

HARDY, Stuart. Does shallow dike intrusion and widening remain a possible mechanism for graben formation on Mars?. **Geology**, v. 44, n. 2, p. 107-110, 2016.

HARTMANN, William K.; NEUKUM, Gerhard. Cratering chronology and the evolution of Mars. In: **Chronology and evolution of Mars**. Springer, Dordrecht, 2001. p. 165-194.

HUANG, Jun et al. Identification and mapping of dikes with relatively primitive compositions in Thaumasia Planum on Mars: Implications for Tharsis volcanism and the opening of Valles Marineris. **Geophysical Research Letters**, v. 39, n. 17, 2012.

JACKSON, Ian (Ed.). **The Earth's mantle: composition, structure, and evolution**. Cambridge University Press, 2000.

JAIN, Nirmala; CHAUHAN, Prakash. Study of phyllosilicates and carbonates from the Capri Chasma region of Valles Marineris on Mars based on Mars Reconnaissance Orbiter-Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars (MRO-CRISM) observations. **Icarus**, v. 250, p. 7-17, 2015.

KAINU, T.; RAITALA, J. Rotational Component in the Strike-Slip Fault Across the Light Block on the Floor of Ius Chasma. In: **Lunar and Planetary Science Conference**. 2007. p. 1604.

KHAN, Amir et al. Single-station and single-event marsquake location and inversion for structure using synthetic Martian waveforms. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, v. 258, p. 28-42, 2016.

KING, S. D. More Speculation on the Origin of Tharsis Rise. In: **Lunar and Planetary Science Conference**. 2010. p. 2007.

KONOPLIV, Alex S. et al. Mars high resolution gravity fields from MRO, Mars seasonal gravity, and other dynamical parameters. **Icarus**, v. 211, n. 1, p. 401-428, 2011.

KORENAGA, Jun. On the likelihood of plate tectonics on super-Earths: does size matter?. **The Astrophysical Journal Letters**, v. 725, n. 1, p. L43, 2010.

KUMAR, P. Senthil et al. Recent seismicity in Valles Marineris, Mars: Insights from young faults, landslides, boulder falls and possible mud volcanoes. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 505, p. 51-64, 2019.

LODDERS, Katharina et al. **The planetary scientist's companion**. Oxford University Press on Demand, 1998.

LONGHI, John et al. The bulk composition, mineralogy and internal structure of Mars. **Mars**, p. 184-208, 1992.

LUCCHITTA, B. K.; BERTOLINI, L. M. Interior structures of Valles Marineris, Mars. In: **Lunar and Planetary Science Conference**. 1989.

MANGOLD, N. et al. Mineralogy of recent volcanic plains in the Tharsis region, Mars, and implications for platy-ridged flow composition. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 294, n. 3-4, p. 440-450, 2010.

MARINOVA, Margarita M.; AHARONSON, Oded; ASPHAUG, Erik. Mega-impact formation of the Mars hemispheric dichotomy. **Nature**, v. 453, n. 7199, p. 1216, 2008.

MARS facts. Disponível em: <<https://mars.nasa.gov/all-about-mars/facts/>>. Acesso em: 29 out. 2018

MASSON, Philippe. Contribution to the structural interpretation of the Valles Marineris-Noctis Labyrinthus-Claritas Fossae regions of Mars. **The moon and the planets**, v. 22, n. 2, p. 211-219, 1980.

MASSON, Ph. Origin and evolution of the Valles Marineris region of Mars. **Advances in Space Research**, v. 5, n. 8, p. 83-92, 1985.

MATLAB script for 3D visualizing geodata on a rotating globe. Disponível em: <[https://www.asu.cas.cz/~bezdek/vyzkum/rotating\\_3d\\_globe/figures/](https://www.asu.cas.cz/~bezdek/vyzkum/rotating_3d_globe/figures/)>. Acesso em: 29 out. 2018

MCDONOUGH, W. F. Compositional model for the Earth's core. **Treatise on geochemistry**, v. 2, p. 568, 2003.

MCSWEEN, Harry Y.; TAYLOR, G. Jeffrey; WYATT, Michael B. Elemental composition of the Martian crust. **Science**, v. 324, n. 5928, p. 736-739, 2009.

MÈGE, Daniel; GURGUREWICZ, Joanna. On Mars, location and orientation of dykes exposed along the Valles Marineris walls reveal expected and unexpected stress fields. **English Edition**, p. 177, 2016.

MÈGE, Daniel; MASSON, Philippe. Amounts of crustal stretching in Valles Marineris, Mars. **Planetary and Space Science**, v. 44, n. 8, p. 749-781, 1996.

MÈGE, Daniel; MASSON, Philippe. A plume tectonics model for the Tharsis province, Mars. **Planetary and Space Science**, v. 44, n. 12, p. 1499-1546, 1996.

MÈGE, Daniel; MASSON, Philippe. Stress models for Tharsis formation, Mars. **Planetary and Space Science**, v. 44, n. 12, p. 1471-1497, 1996.

MICHALSKI, Joseph R.; NILES, Paul B. Deep crustal carbonate rocks exposed by meteor impact on Mars. **Nature Geoscience**, v. 3, n. 11, p. 751, 2010.

MOLA. Disponível em: <<https://attic.gsfc.nasa.gov/mola/images.html>>. Acesso em: 29 out. 2018

MONTGOMERY, David R. et al. Continental-scale salt tectonics on Mars and the origin of Valles Marineris and associated outflow channels. **Geological Society of America Bulletin**, v. 121, n. 1-2, p. 117-133, 2009.

NIMMO, F. et al. Implications of an impact origin for the martian hemispheric dichotomy. **Nature**, v. 453, n. 7199, p. 1220, 2008.

NORMAN, Marc D. The composition and thickness of the crust of Mars estimated from rare earth elements and neodymium-isotopic compositions of Martian meteorites. **Meteoritics & Planetary Science**, v. 34, n. 3, p. 439-449, 1999.

NUR, Amos. The origin of tensile fracture lineaments. **Journal of Structural Geology**, v. 4, n. 1, p. 31-40, 1982.

PANNING, Mark P. et al. Planned products of the Mars structure service for the InSight mission to Mars. **Space Science Reviews**, v. 211, n. 1-4, p. 611-650, 2017.

PANNING, Mark P. et al. Verifying single-station seismic approaches using Earth-based data: Preparation for data return from the InSight mission to Mars. **Icarus**, v. 248, p. 230-242, 2015.

PHILLIPS, Roger J. et al. Ancient geodynamics and global-scale hydrology on Mars. **Science**, v. 291, n. 5513, p. 2587-2591, 2001.

PIPER, John DA. A planetary perspective on Earth evolution: lid tectonics before plate tectonics. **Tectonophysics**, v. 589, p. 44-56, 2013.

PLESCIA, J. B.; SAUNDERS, R. Stephen. Tectonic history of the Tharsis region, Mars. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 87, n. B12, p. 9775-9791, 1982.

POPA, C. I. et al. Tithonium Chasma domes: A result of salt diapirism by means of thin-skinned extension?. In: **Lunar and Planetary Science Conference**. 2007. p. 1848.

QUANTIN, Cathy et al. Composition and structures of the subsurface in the vicinity of Valles Marineris as revealed by central uplifts of impact craters. **Icarus**, v. 221, n. 1, p. 436-452, 2012.

RAITALA, J.; KOSTAMA, V.-P. Deformation of the Light Blocks on the Floor of Ius Chasma. In: **Lunar and Planetary Science Conference**. 2009.

RIVOLDINI, A. et al. Geodesy constraints on the interior structure and composition of Mars. **Icarus**, v. 213, n. 2, p. 451-472, 2011.

ROACH, Leah H. et al. Diagenetic haematite and sulfate assemblages in Valles Marineris. **Icarus**, v. 207, n. 2, p. 659-674, 2010.

ROBERTS, James H.; ZHONG, Shijie. Degree-1 convection in the Martian mantle and the origin of the hemispheric dichotomy. **Journal of Geophysical Research: Planets**, v. 111, n. E6, 2006.

RUDNICK, Roberta L.; GAO, Shan. Composition of the continental crust. **Treatise on geochemistry**, v. 3, p. 659, 2003.

SCHONFELD, Ernest. Origin of Valles Marineris. In: **Lunar and Planetary Science Conference Proceedings**. 1979. p. 3031-3038.

SCHULTZ, Richard A. Gradients in extension and strain at Valles Marineris, Mars. **Planetary and Space Science**, v. 43, n. 12, p. 1561-1566, 1995.

SCHULTZ, Richard A. Multiple-process origin of Valles Marineris basins and troughs, Mars. **Planetary and Space Science**, v. 46, n. 6-7, p. 827-834, 1998.

SCHULTZ, Richard A.; LIN, Jian. Three-dimensional normal faulting models of the Valles Marineris, Mars, and geodynamic implications. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 106, n. B8, p. 16549-16566, 2001.

SCHULTZ, Richard A. Structural development of Coprates Chasma and western Ophir Planum, Valles Marineris rift, Mars. **Journal of Geophysical Research: Planets**, v. 96, n. E5, p. 22777-22792, 1991.

SCHULTZ, Richard A.; TANAKA, Kenneth L. Lithospheric-scale buckling and thrust structures on Mars: The Coprates rise and south Tharsis ridge belt. **Journal of Geophysical Research: Planets**, v. 99, n. E4, p. 8371-8385, 1994.

SHARP, Robert P. Mars: troughed terrain. **Journal of Geophysical Research**, v. 78, n. 20, p. 4063-4072, 1973.

SPENCER, J. R.; CROFT, S. K. Valles Marineris as karst: Feasibility and implications for Martian atmospheric evolution. In: **MECA Workshop on the Evolution of the Martian Atmosphere**. 1986. p. 40.

SPENCER, John R.; FANALE, Fraser P. New models for the origin of Valles Marineris closed depressions. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 95, n. B9, p. 14301-14313, 1990.

STERN, Robert J.; GERYA, Taras; TACKLEY, Paul J. Stagnant lid tectonics: Perspectives from silicate planets, dwarf planets, large moons, and large asteroids. **Geoscience Frontiers**, v. 9, n. 1, p. 103-119, 2018.

STERN, R. J. When and how did plate tectonics begin? Theoretical and empirical considerations. **Chinese Science Bulletin**, v. 52, n. 5, p. 578-591, 2007.

TANAKA, K. L.; GOLOMBEK, M. P. Martian tension fractures and the formation of grabens and collapse features at Valles Marineris. In: **Lunar and Planetary Science Conference Proceedings**. 1989. p. 383-396.

TANAKA, Kenneth L. The stratigraphy of Mars. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 91, n. B13, p. E139-E158, 1986.

TANAKA, Kenneth L.; SKINNER, James Albert; HARE, Trent M. **Geologic map of the northern plains of Mars**. 2005.

VAN HECK, H. J.; TACKLEY, P. J. Plate tectonics on super-Earths: Equally or more likely than on Earth. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 310, n. 3-4, p. 252-261, 2011.

VALENCIA, Diana; O'CONNELL, Richard J.; SASSELOV, Dimitar D. Inevitability of plate tectonics on super-Earths. **The Astrophysical Journal Letters**, v. 670, n. 1, p. L45, 2007.

VALLES Marineris, a Martian Rift Zone. Disponível em: <<http://themis.asu.edu/vallesspecial>>. Acesso em: 29 out. 2018

VALLIANATOS, Filippos; SAMMONDS, Peter. A non-extensive statistics of the fault-population at the Valles Marineris extensional province, Mars. **Tectonophysics**, v. 509, n. 1-2, p. 50-54, 2011.

YIN, An. Structural analysis of the Valles Marineris fault zone: Possible evidence for large-scale strike-slip faulting on Mars. **Lithosphere**, v. 4, n. 4, p. 286-330, 2012.

WELLER, Matthew B.; LENARDIC, Adrian. On the evolution of terrestrial planets: Bi-stability, stochastic effects, and the non-uniqueness of tectonic states. **Geoscience Frontiers**, v. 9, n. 1, p. 91-102, 2018.

WENZEL, Mark J.; MANGA, Michael; JELLINEK, A. Mark. Tharsis as a consequence of Mars' dichotomy and layered mantle. **Geophysical Research Letters**, v. 31, n. 4, 2004.

WILHELMS, Don E.; SQUYRES, Steven W. The Martian hemispheric dichotomy may be due to a giant impact. **Nature**, v. 309, n. 5964, p. 138, 1984.

WILLIAMS, D. R. NASA earth fact sheet. URL <http://nssdc.gsfc.nasa.gov/planetary/factsheet/earthfact.html>, v. 2, 2004.

WISE, Donald U.; GOLOMBEK, Matthew P.; MCGILL, George E. Tectonic evolution of Mars. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 84, n. B14, p. 7934-7939, 1979.

WITBECK, Nanci E.; TANAKA, Kenneth L.; SCOTT, D. H. **Geologic map of the Valles Marineris region, Mars**. 1991.

WYMAN, Derek. Do cratons preserve evidence of stagnant lid tectonics?. **Geoscience Frontiers**, v. 9, n. 1, p. 3-17, 2018.

WYRICK, Danielle Y. et al. Physical analogue modelling of Martian dyke-induced deformation. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 401, n. 1, p. 395-403, 2015.

ZHONG, Shijie; ZUBER, Maria T. Degree-1 mantle convection and the crustal dichotomy on Mars. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 189, n. 1-2, p. 75-84, 2001.

ZHONG, Shijie. Effects of lithosphere on the long-wavelength gravity anomalies and their implications for the formation of the Tharsis rise on Mars. **Journal of Geophysical Research: Planets**, v. 107, n. E7, 2002.

ZUBER, Maria T. The crust and mantle of Mars. **Nature**, v. 412, n. 6843, p. 220, 2001.