

Morfologia da região de Tharsis:

COMPARAÇÃO ENTRE A ILHA DO HAVAI E O OLYMPUS MONS

RUI JOSÉ MORAIS FERNANDES

Índice

Resumo	2
Objetivos.....	2
Metodologia e materiais	2
Introdução	3
Nomenclatura Morfológica Planetária	3
Topografia.....	4
Escala temporal geológica de Marte	5
Região de Tharsis.....	5
Alba Mons.....	8
Olympus Mons.....	11
Olympus Mons e a Ilha do Havai	13
Conclusão	16
Bibliografia.....	17

Resumo

Marte é portador de diversas formas geológicas impressionantes e de grande dimensão. Isto é possível devido a fracos fatores externos presentes em Marte. Estes fatores não capazes de proporcionar níveis de erosão significativos. A suposta inexistência de água líquida (pelo menos em grande quantidade) e a ausência de precipitação não permitem a erosão hídrica. A falta de placas tectónicas permite que grandes aparelhos vulcânicos sejam construídos ao longo de milhares de milhões de anos (assumindo que a camara magmática não se esgota), atingindo dimensões inimagináveis na Terra. Ainda assim, este planeta é uma importante fonte de informação para aquilo que se passa na Terra. Devido à falta destes fatores externos, é possível estudar a evolução destas formas num ambiente relativamente controlado. Neste trabalho veremos algumas características destas formas e a sua relação com formas terrestres.

Objetivos

Este trabalho tem como objetivos fazer uma breve introdução a Marte e à sua morfologia geral, bem como uma breve alusão às eras geológicas do planeta. Falaremos depois um pouco sobre a província vulcânica de Tharsis, a região mais elevada do planeta. Dentro de Tharsis à diversos elementos de interesse, e eremos falar com um pouco mais de detalhe nos Tharsis Montes, o Alba Mons e o Olympus Mons. Como objetivo final temos uma tentativa de comparação entre o Olympus Mons e a Ilha do Havai (mais especificamente o Mauna Loa lá presente).

Metodologia e materiais

A metodologia deste trabalho passou por alguma pesquisa bibliográfica para um enquadramento teórico. No entanto, como este trabalho foi maioritariamente de fabrico próprio em termos de cartografia e na tentativa de tirar conclusões a partir desse trabalho prático, uma boa parte do tempo foi atribuído na pesquisa de dados para tratamento em SIG (Sistemas de Informação Geográficos), na produção de cartografia e interpretação da mesma com base no enquadramento teórica acima referido..

Nesta veia de trabalho prático, os materiais utilizados foram os seguintes:

- ArcGIS 10.6 (ArcMap, ArcScene e ArcGlobe) para a produção cartográfica;
- Microsoft Excel para tabelas e criação de gráficos;
- Paint 3D para manipulação de imagens;
- Microsoft Word para a produção deste relatório.

Introdução

Marte é o quarto planeta do Sistema Solar contando do Sol. É conhecido como o “Planeta Vermelho” devido à sua coloração, resultado do teor de óxidos de ferro na sua superfície. Tem uma temperatura média de 62.7 °C, um tempo de rotação semelhante ao da Terra, ainda que o tempo de translação seja sensivelmente o dobro do terrestre (NASA, 2019). É possuidor de dois satélites naturais, Phobos (medo) e Deimos (pânico). Devido à composição destes satélites ser semelhante à de elementos da Cintura de Asteroides, acredita-se que estes tenham sido capturados por Marte, contrariamente à Lua que se pensa ter sido formada por detritos da própria Terra.

Sendo um dos quatro planetas terrestres no interior da Cintura de Asteroides, e como potencial candidato para exploração espacial tripulada no futuro, é essencial conhecer a geologia e geomorfologia deste planeta em detalhe.

Nomenclatura Morfológica Planetária

Tabela 1 – Nomenclatura aplicada à morfologia planetária

Fonte: Gazetteer of Planetary Nomenclature

Feature Type	Description
Albedo Feature	Geographic area distinguished by amount of reflected light
Catena	Chain of craters
Cavus	Hollows, irregular steep-sided depressions usually in arrays or clusters
Chaos	Distinctive area of broken terrain
Chasma	A deep, elongated, steep-sided depression
Colles	Small hills or knobs
Crater	A circular depression
Dorsum	Ridge
Facula	Bright spot
Farrum	Pancake-like structure, or a row of such structures
Flexus	A very low curvilinear ridge with a scalloped pattern
Fluctus	Flow terrain
Fossa	Long, narrow depression
Labes	Landslide
Labyrinthus	Complex of intersecting valleys or ridges
Linea	A dark or bright elongate marking, may be curved or straight
Lingula	Extension of plateau having rounded lobate or tongue-like boundaries
Macula	Dark spot, may be irregular
Mare	"Sea"; large circular plain
Mensa	A flat-topped prominence with cliff-like edges
Mons	Mountain
Palus	"Swamp"; small plain
Patera	An irregular crater, or a complex one with scalloped edges
Planitia	Low plain
Planum	Plateau or high plain
Rupes	Scarp
Scopulus	Lobate or irregular scarp
Sulcus	Subparallel furrows and ridges
Terra	Extensive land mass
Tholus	Small domical mountain or hill
Undae	Dunes
Vallis	Valley
Vastitas	Extensive plain

Tal como temos uma nomenclatura para as formas terrestres (vale, montanha, desfiladeiro, baía, planície, planalto e por aí fora), existe também uma nomenclatura própria para a morfologia de planetas que não a Terra (Tabela 1). Esta nomenclatura, definida pela International Astronomical Union (IAU) Working Group for Planetary System Nomenclature (WGPSN), é expressa em latim. Já que o nome dos planetas se refere a um certo deus romano, decidiu-se que as formas planetárias seriam também em latim.

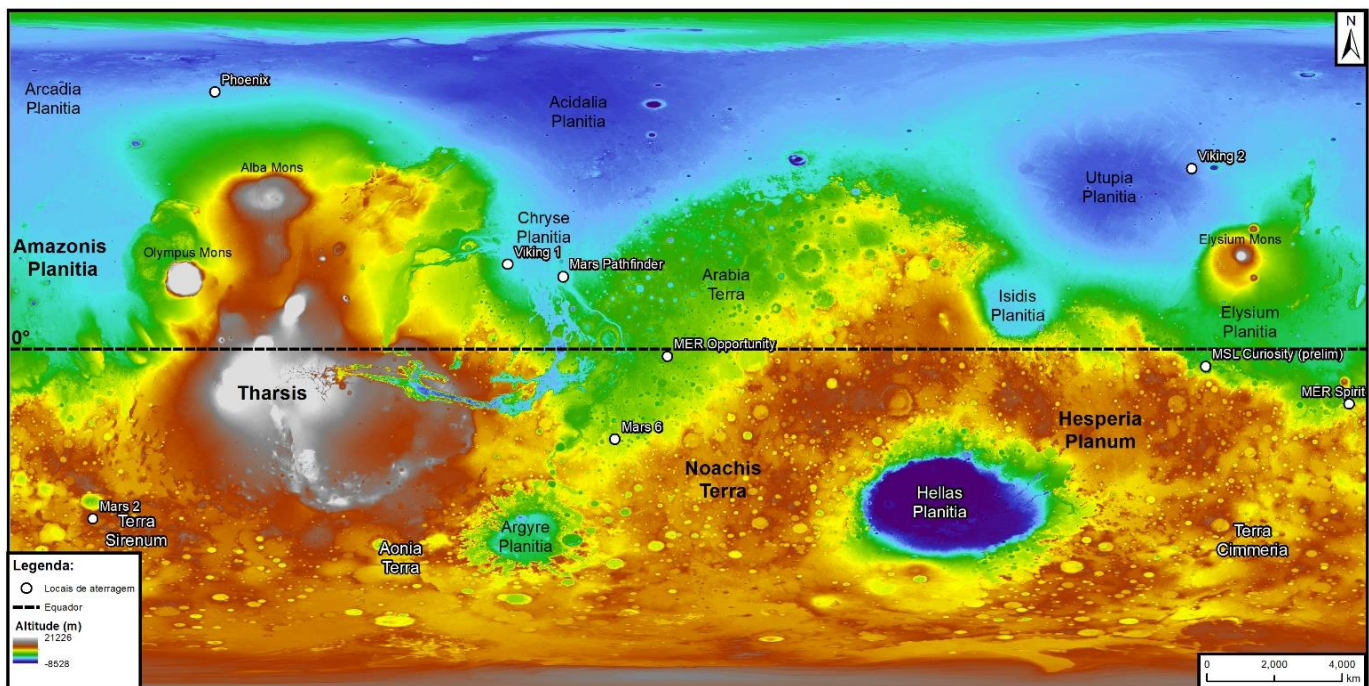
A tabela aqui apresentada é uma versão condensada de todas as formas identificadas até aos dias que correm. São sobretudo formas de grande dimensão. Para o tema aqui tratado as mais importantes, e mais recorrentes na área em questão, são os mons, terra, planitia, planum, crater, tholus e patera. Para além destes, encontramos vallis, chasma, sulcus, fossa e labyrinthus, entre outros, na área em questão.

Topografia

Marte, ao contrário da Terra, não possui oceanos. Assim, o primeiro desafio para o mapeamento da topografia de Marte foi definir o “datum”, isto é a elevação zero. Após a missão Mariner 9 ficou definido que a altitude zero seria a pressão atmosférica específica de 610.5 Pascais, o ponto triplo da água em Marte (Carr, 2007). Com o “datum” definido é então possível mapear a topografia de Marte. A Figura 1 mostra isso mesmo. Este mapa topográfico de Marte foi elaborado com os dados da MOLA (Mars Orbiter Laser Altimeter), por via do USGS Astrogeology Space Center. Em Marte encontramos uma altitude máxima de 21,241m e um mínimo de -8,528m. Conclui-se imediatamente que falamos de valores completamente diferentes aos da Terra, onde encontramos uma altitude máxima de 8,848m. Veremos mais à frente o porquê destas altitudes tão elevadas em Marte.

Outro fenómeno que salta à vista é a diferença entre o hemisfério norte e o hemisfério sul. O hemisfério norte é bastante mais aplanado relativamente ao sul do planeta. A este fenómeno chama-se a dicotomia marciana e, atualmente, existem três teorias que o tentam explicar (McGill e Squyres, 1991). As teorias, segundo estes autores, são as seguintes: “criação por algum processo endógeno, criação por um único impacto, ou criação por múltiplos impactos sobrepostos” (p.1). Esta é uma discussão que ainda decorre nos dias de hoje, no entanto é impossível negar a presença deste fenómeno na topografia de Marte e, conseqüentemente, em toda a sua geografia e geologia. A Figura 2 procura ajudar na ilustração deste fenómeno mostrando os dois hemisférios deste planeta. Naturalmente esta divisão não segue perfeitamente o equador. O bojo de Tharsis estende-se bem para norte do equador, causando altitudes bastante elevadas neste hemisfério. Da mesma forma encontramos excepções no hemisfério sul, onde temos a Argyre Planitia e a notável Hellas Planitia. É na Hellas Planitia que encontramos o ponto mais profundo do planeta.

Topografia e locais de aterragem em Marte



Fonte: USGS Astrogeology Science Center
Figura 1 - Topografia de Marte.

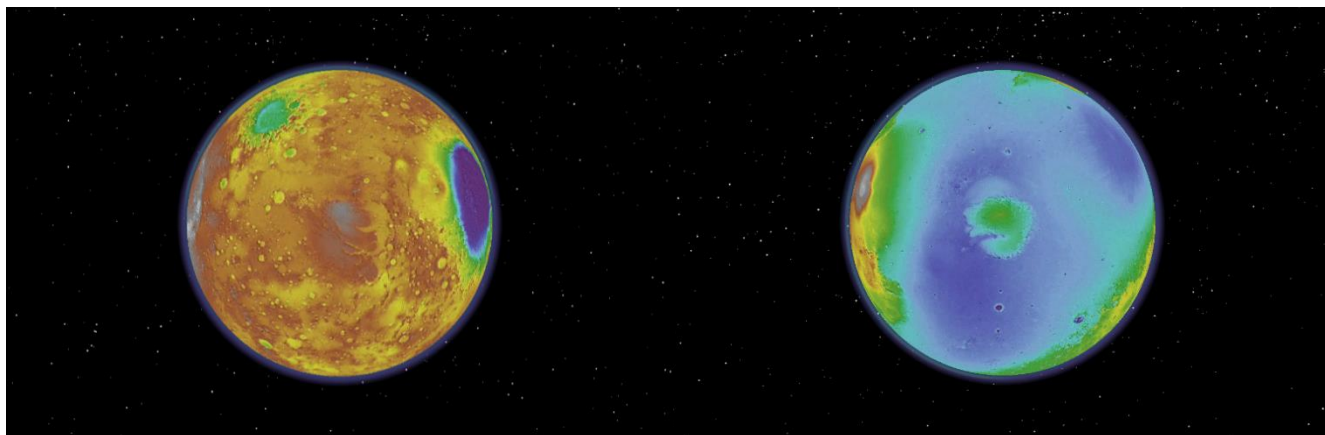


Figura 2 – Contraste entre a topografia do hemisfério sul (esquerda) e o hemisfério norte (direita).

Escala temporal geológica de Marte

Antes de avançarmos para a região de Tharsis, seria relevante falar um pouco das idades geológicas de Marte, já que são estas que estão identificadas nos mapas geológicos. Marte divide-se em quatro idades geológicas, cada uma caracterizada por diferentes processos no planeta (Carr e Head III, 2010). Os autores identificam o pré-Noachiano, onde o fenómeno marcante é a dicotomia marciana.

Segue-se o Noachiano, com início há aproximadamente 4.1 mil milhões de anos e fim há 3.7 mil milhões de anos. É marcado por “altas taxas de craterização, erosão, formação de vales, a acumulação da maioria do bojo de Tharsis, e condições superficiais que propiciaram a produção de grandes quantidades de produtos de meteorização” (p. 187-188).

A idade seguinte denomina-se de Hesperiano. Este período é caracterizado por vulcanismo quase contínuo, o que levou à criação de grandes planícies vulcânicas. Há também a criação de diversos desfiladeiros e canais de escoamento. Esta era dura até sensivelmente 3 mil milhões de anos atrás.

Por último temos o Amazónico. Esta era dura até à atualidade, compreendendo cerca de dois terços da história de Marte. É, juntamente com o Hesperiano, a mais relevante para a área de estudo em questão como iremos ver mais à frente. Carr e Head III (2010) referem-se ao Amazónico como uma era calma relativamente à sua duração, e relativamente às eras que a perseguem. As mudanças geomorfológicas deste período são modestas, havendo poucas crateras de impacto, bem como atividade vulcânica e tectónica relativamente reduzida. Na verdade, a atividade tectónica desta era está concentrada maioritariamente na região de Tharsis e Elysium.

Os nomes atribuídos a estas eras advêm de três regiões do planeta o Noachiano provém de Noachis Terra e o Hesperiano da Hesperia Planum, ambas regiões elevadas a sul do equador e periféricas à Hellas Planitia (Figura 1). O Amazónico, por outro lado, retira o seu nome da Amazonis Planitia, localizada a oeste do Olympus Mons.

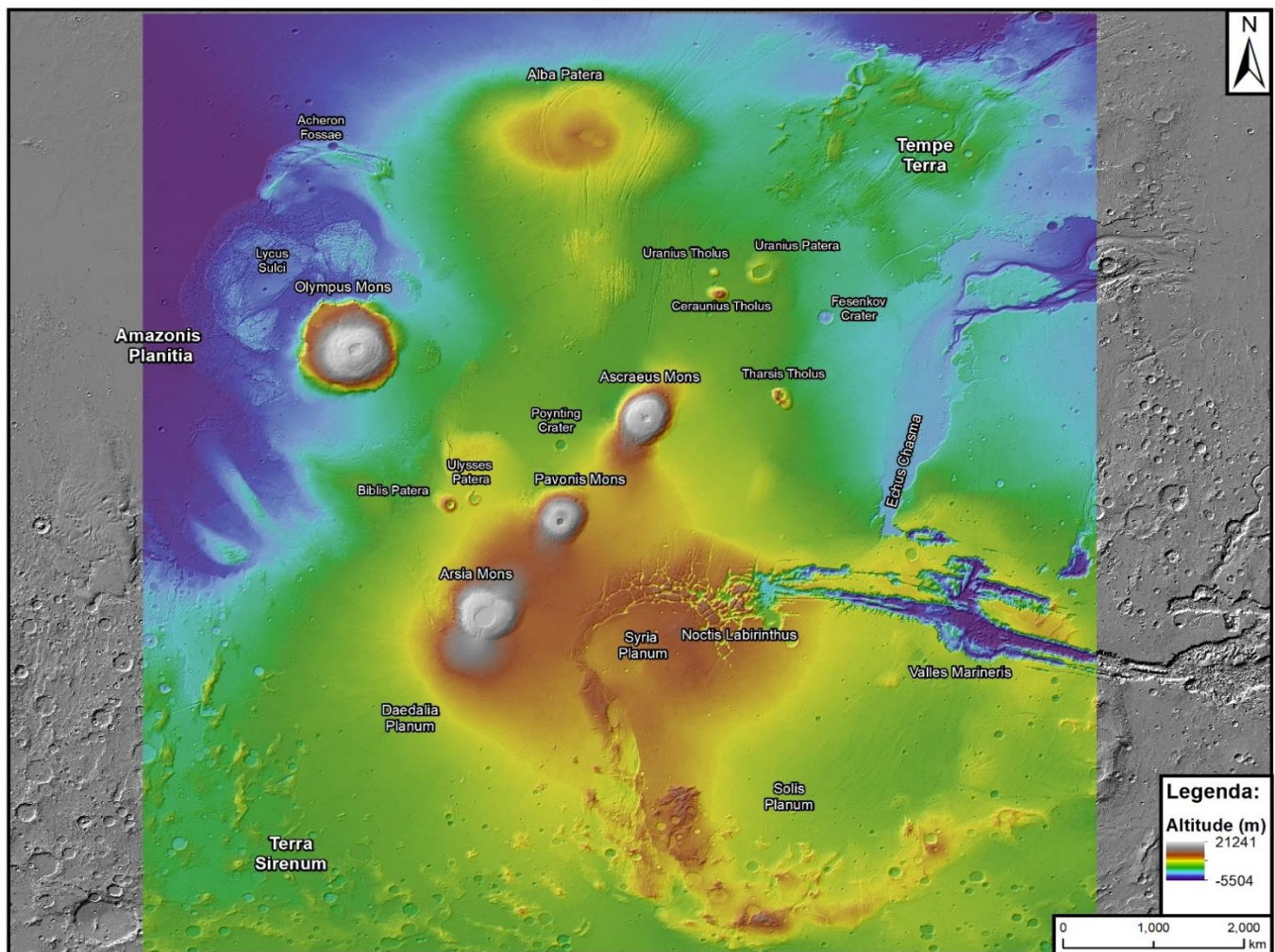
Região de Tharsis

A região de Tharsis, situada no hemisfério ocidental de Marte e um pouco a sul do equador, corresponde a uma área elevada de origem vulcânica, criada durante o Noachiano (Carr e Head III, 2010). É uma região de grande interesse geológico e geomorfológico. Os grandes vulcões aqui presentes são poderão ser uma pista valiosa para

entender processos geológicos que ocorrem na Terra, mas sem as variáveis introduzidas pela natureza dinâmica da terrestre. É denotar que esta região não tem limites geográficos bem definidos. Há autores que consideram apenas a área mais alaranjada na Figura 3 (Syria Planum), juntamente com os três grandes Tharsis Montes (Arsia Mons, Pavonis Mons e Ascræus Mons) e os mais modestos vulcões nas redondezas destes três. Outros autores consideram o Olympus Mons parte desta região. Para os efeitos deste trabalho vamos considerar o Olympus Mons parte desta região, bem como o Alba Mons no extremo norte da região.

Na Figura 3 temos a topografia de Tharsis. Podemos averiguar que a altitude máxima do planeta (21,241m) se encontra nesta área, mais especificamente no Olympus Mons. O centro da região é dominado pelos três Tharsis Montes. O seu alinhamento é algo reconhecível. De facto, no Havai encontramos uma situação semelhante. Como sabemos, a teoria dominante para a formação da cadeia Havai – Emperador é a teoria do *hotspot* do Havai. Isto é, existe um *hotspot* estacionário no Oceano Pacífico que vai expelindo magma e criando vulcões. No entanto a placa do Pacífico está em movimento na direção noroeste. Isto resulta numa cadeia de vulcões alinhados, alguns dos quais quebram a linha de água e formam ilhas. A mais recente ilha desta cadeia, a ilha do Havai, é a casa do maior vulcão terrestre, o Mauna Loa. Por este mesmo motivo, esta é também a mais recente ilha da cadeia.

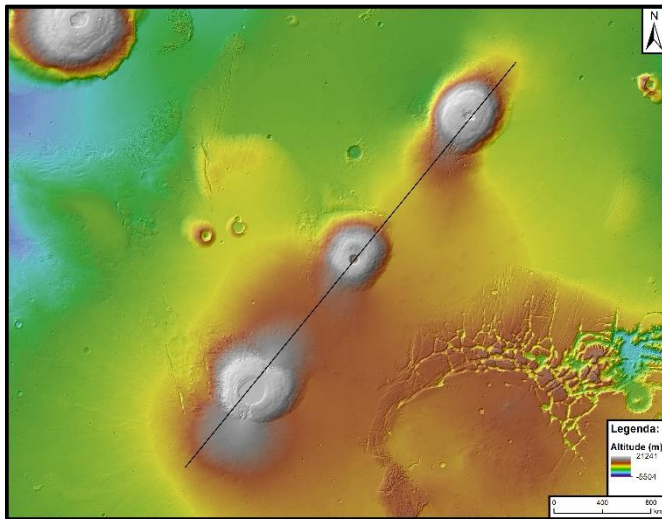
Topografia da região de Tharsis



Fonte: USGS Astrogeology Science Center

Figura 3 - Topografia da região de Tharsis.

Como foi dito anteriormente, os Tharsis Montes apresentam uma disposição semelhante. No entanto, não podemos aplicar a teoria do Havai nesta situação, visto não existirem placas tectônicas em Marte (segundo o conhecimento atual). O porquê desta distribuição dos Tharsis Montes é ainda um ponto de discussão, com algumas teorias propostas. Uma delas propõe que a crosta de Marte é em si uma única placa tectônica que se vai movendo. No entanto, esta teoria vai de encontro à existência do Olympus Mons. Outra explicação poderá a existência vários *hotspots*, cada um alimentando um vulcão diferente. Iremos mais à frente ver em mais detalhe o Olympus Mons o Alba Mons.



Na Figura 4 apresentamos um perfil topográfico dos três Tharsis Montes. Como podemos observar, estes montes apresentam morfologias completamente distintas, apesar de todos eles serem vulcões em escudo e se encontrarem relativamente próximos. Observamos que o Ascraeus Mons é o mais alto deles, em oposição ao Pavonis Mons. Entre os cumes destes dois temos uma diferença de cerca de 3000m. A diferença entre o cume do Ascraeus Mons e a base do Pavonis Mons é ainda maior, atingindo os 12,000m. Talvez o mais interessante deste perfil seja a comparação entre caldeiras. Arsia Mons mostra uma única caldeira, com uma forma extremamente circular.

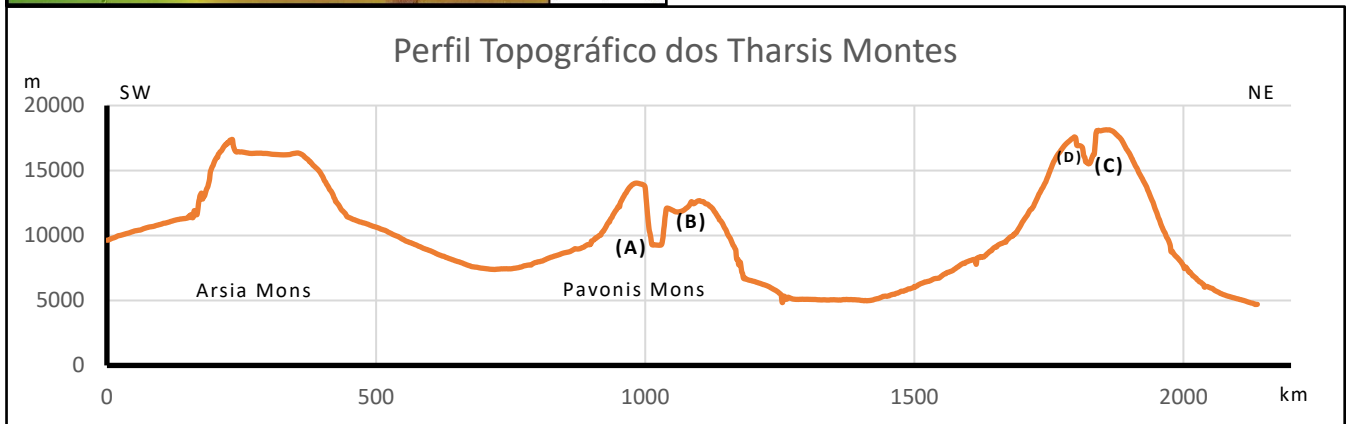
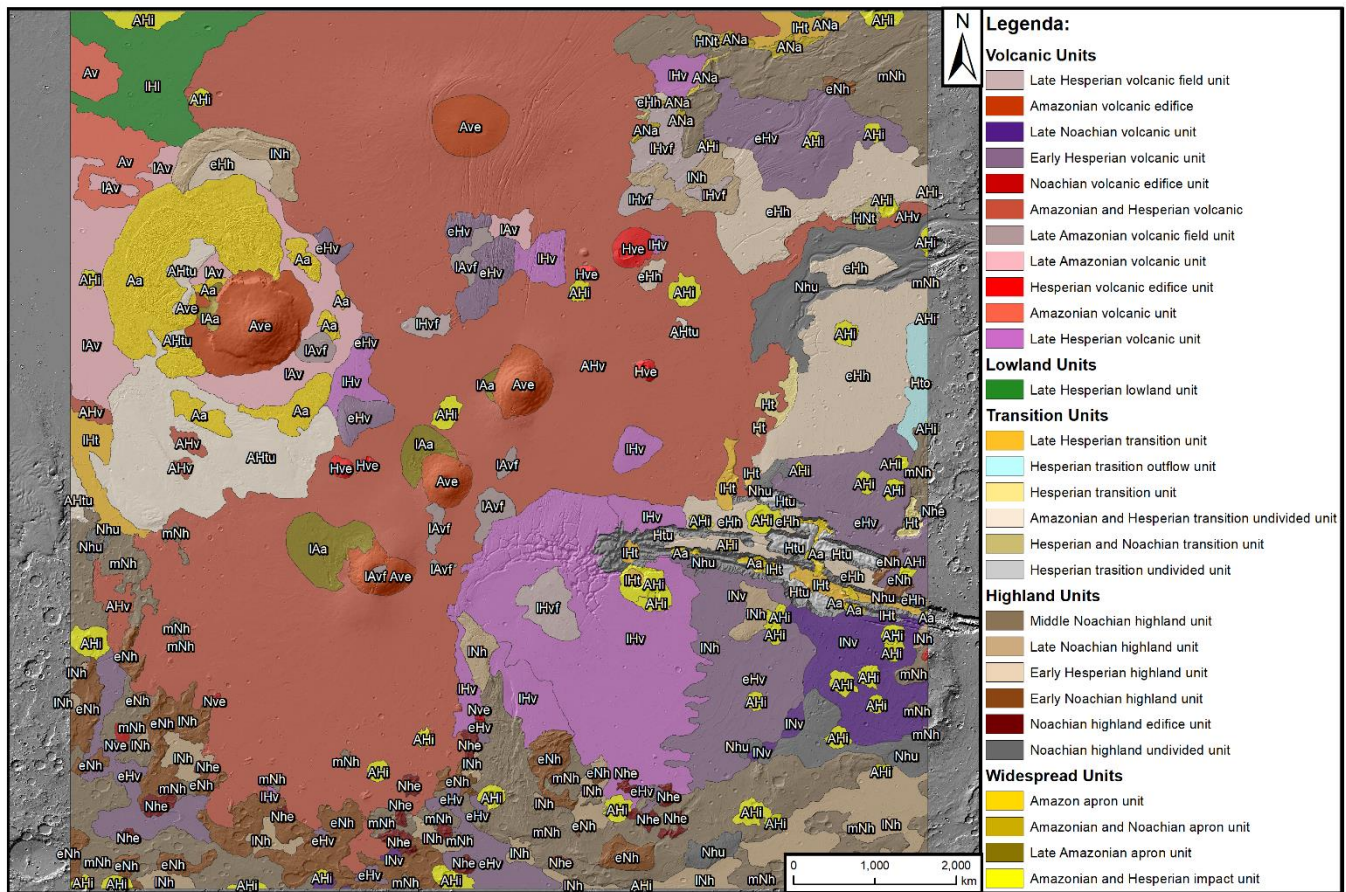


Figura 4 – Perfil Topográfico dos Tharsis Montes.

Esta caldeira, com cerca de 130km de diâmetro, é incrivelmente aplanada. Em contraste, o Pavonis Mons tem o que parecem ser pelo menos duas caldeiras (A e B). A caldeira (A) tem uma forma única, bastante afunilada, com paredes quase verticais e um desnível de cerca de 5000m desde a berma até ao fundo da caldeira. O Ascraeus Mons tem uma disposição de caldeiras semelhante aos Pavonis Mons, ainda que não seja tão acentuado. A caldeira (C) parece refletir a morfologia da (A). Da mesma forma, a caldeira (D) parece refletir a (B). Isto pode traduzir processos semelhantes nestes vulcões.

Uma vista rápida à geologia da região (Figura 5) revela que estas estruturas vulcânicas são todas do Amazónico. No entanto, a caldeira aplanada do Arsia Mons está classificada como um campo vulcânico do Amazónico tardio. Isto é, a caldeira foi coberta por lava em tempos recentes. Talvez a lava de uma erupção efusiva tenha ficado aprisionada no interior da caldeira, solidificando e conferindo a forma aplanada que hoje vemos.

Geologia da região de Tharsis



Fonte: USGS Astrogeology Science Center

Figura 5 – Unidades geológicas, consoante a idade, da região de Tharsis. A maiúscula indica as eras correspondentes à unidade. A minúscula anterior à maiúscula restringe a um tempo mais específico dentro da era (*early* ou *late*). As minúsculas posteriores à maiúscula indicam a tipologia da unidade (v para *volcanic*, por exemplo). Assim, IHvf refere-se a *late Hesperian volcanic field*.

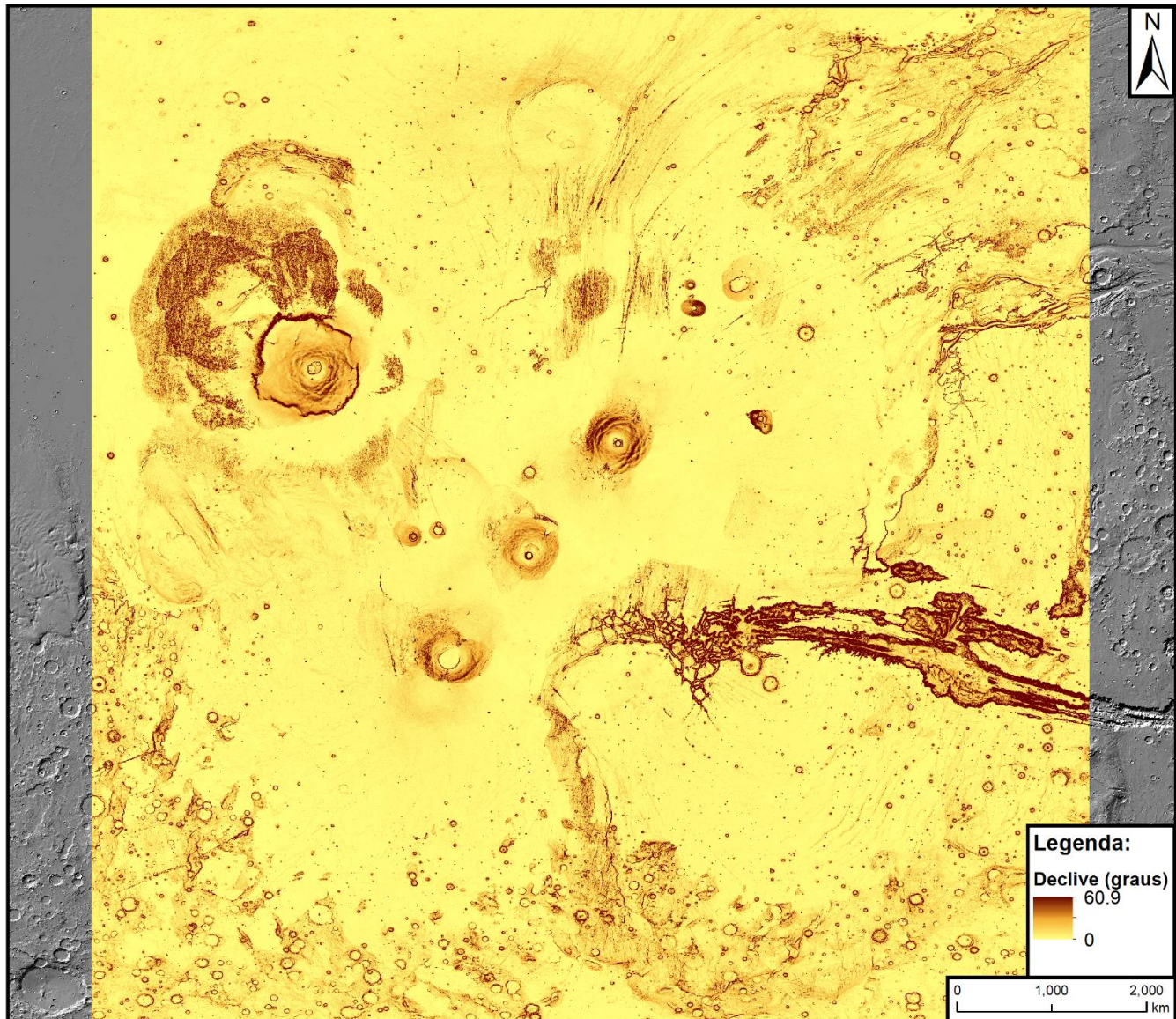
Falando agora um pouco da geologia de Tharsis, o que encontramos são formações essencialmente do Amazónico e Hesperiano. Isto já seria de esperar, visto que Tharsis é uma região de atividade vulcânica e, como já vimos, o vulcanismo deu-se em grande parte nestas duas eras. Como vemos, os cinco grandes vulcões desta área (Olympus, Arsia, Pavonis, Ascraeus e Alba) são todos edifícios vulcânicos do Amazónico. Em geral, o centro e o norte/noroeste são unidades vulcânicas de idade Amazónica, muito devido à sua proximidade aos grandes vulcões. Por outro lado, o sul e leste do mapa mostram unidades do Hesperiano e Noachiano. Como já vimos, foram nestas eras que se formaram os grandes sistemas de vales e desfiladeiros. Em termos gerais, áreas denominadas de terras são do Noachiano/Hesperiano e as áreas aplanadas do Amazónico, podendo haver algumas do Hesperiano também (já que esta foi uma era de transição de certa forma).

Alba Mons

O Alba Mons é um vulcão em escudo no norte da região de Tharsis. Vulcões em escudo possuem declives brandos relativamente a outros tipos de vulcões (Figura 6). Isto deve-se aos seus magmas máficos, de baixa viscosidade. Estes magmas dão origem a erupções efusivas, permitindo que a lava escorra pelas encostas do vulcão, dando

origem a um edifício vulcânico de baixo perfil. O Alba Mons leva este conceito a um novo nível. É um vulcão sem comparação morfológica na Terra ou em Marte. Isto deve-se ao seu perfil extraordinariamente baixo. O edifício vulcânico é tão sublime que inicialmente pensava-se que a caldeira do Alba Mons era uma cratera (não de origem de impacto) (Russel et al., 1992). Daí o nome inicial desta unidade ser Alba Patera. Eventualmente toda a estrutura foi reclassificada de Alba Mons pela IAU e Alba Patera é o nome da caldeira.

Declives da região de Tharsis



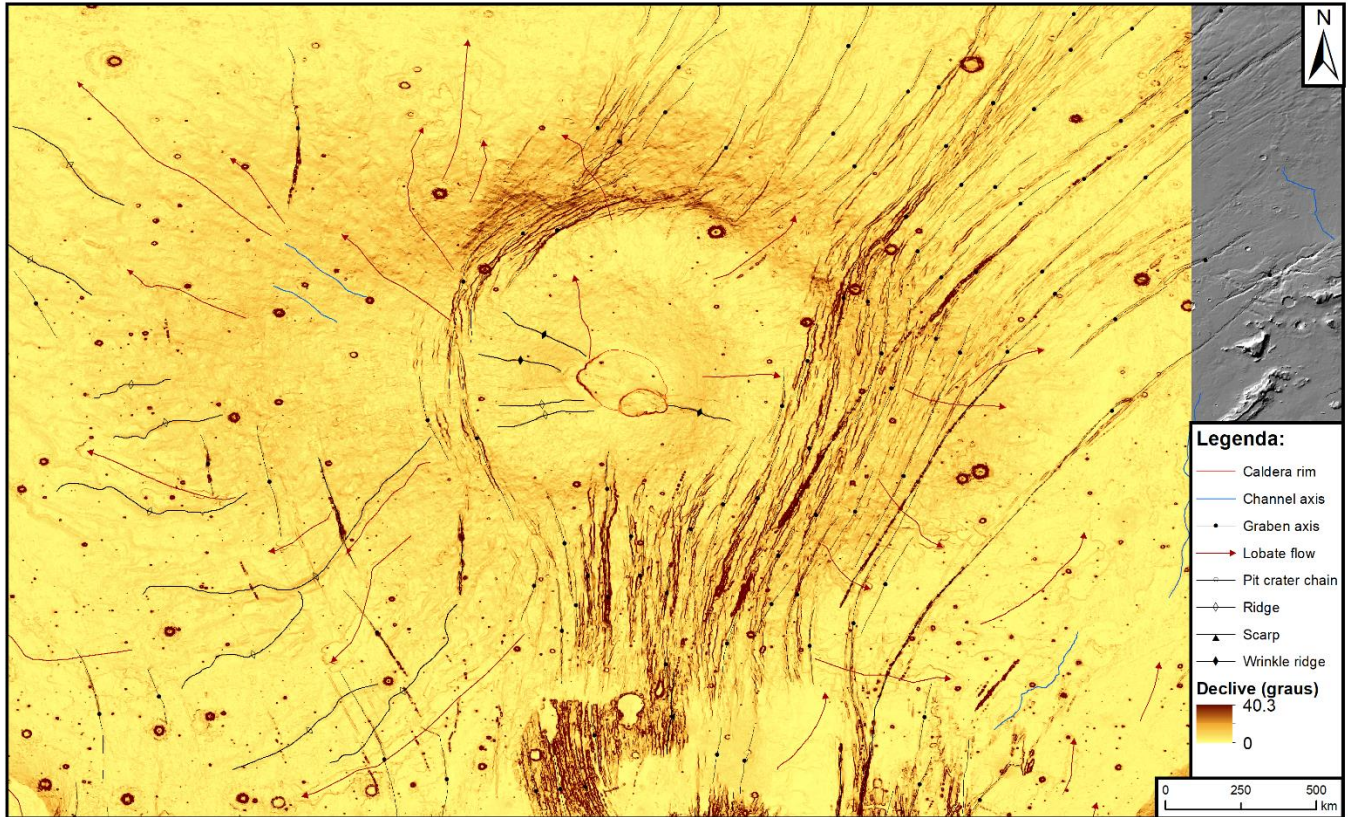
Fonte: USGS Astrogeology Science Center

Figura 6 – Declives na região de Tharsis. De notar os edifícios vulcânicos bem definidos, bem como o Valle Marineris. A norte, o Alba Mons passa despercebido devido às suas encostas suaves.

Na Figura acima vemos os declives na região de Tharsis. Como foi referido o Alba Mons tem encostas extremamente suaves devido ao seu tipo de erupções, com escoadas que podem percorrer milhares de quilómetros (Cattermole, 2001). De facto, quando observamos esta região a partir dos declives, o Alba Mons é virtualmente indistinguível de uma área plana. Tal não acontece em mais nenhum vulcão que se conheça, tornando este um caso de estudo com particular interesse. Vemos também umas linhas de direcção norte-sul na

vertente leste do vulcão. Estas correspondem a eixos de *grabens*, de origem tectónica (Figura 7). Várias hipóteses surgiram para explicar estas falhas, entre as quais “stresses regionais causados pelo bojo de Tharsis, diques vulcânicos ou carga crustal causado pelo próprio Alba Mons” (Carr, 2007).

Declives no Alba Patera



Fonte: USGS Astrogeology Science Center

Figura 7 – Declives no Alba Mons/Patera. Vemos declives muito reduzidos no edifício vulcânico em si. Os valores mais elevados correspondem ao sistema de fraturas aqui presentes.

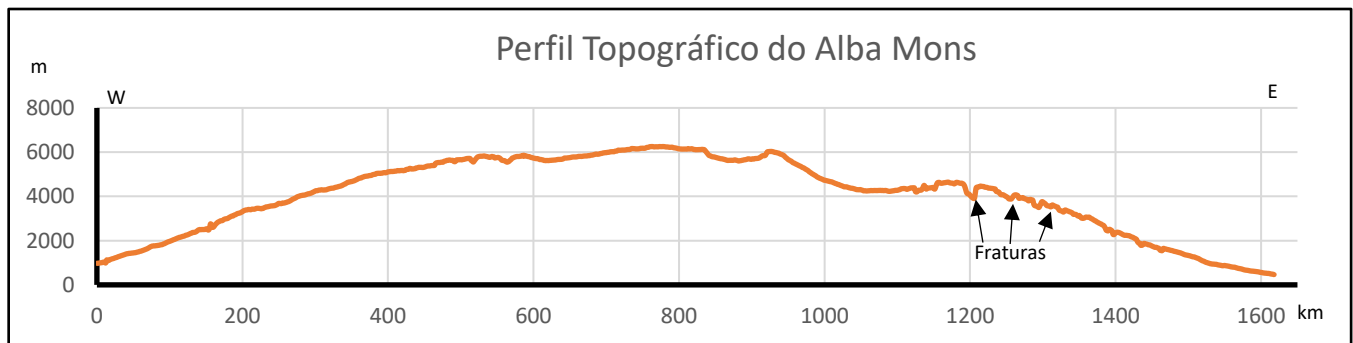
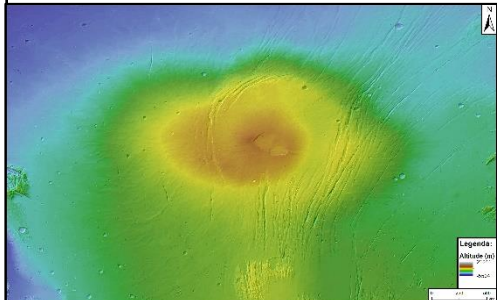


Figura 8 – Perfil topográfico do Alba Mons



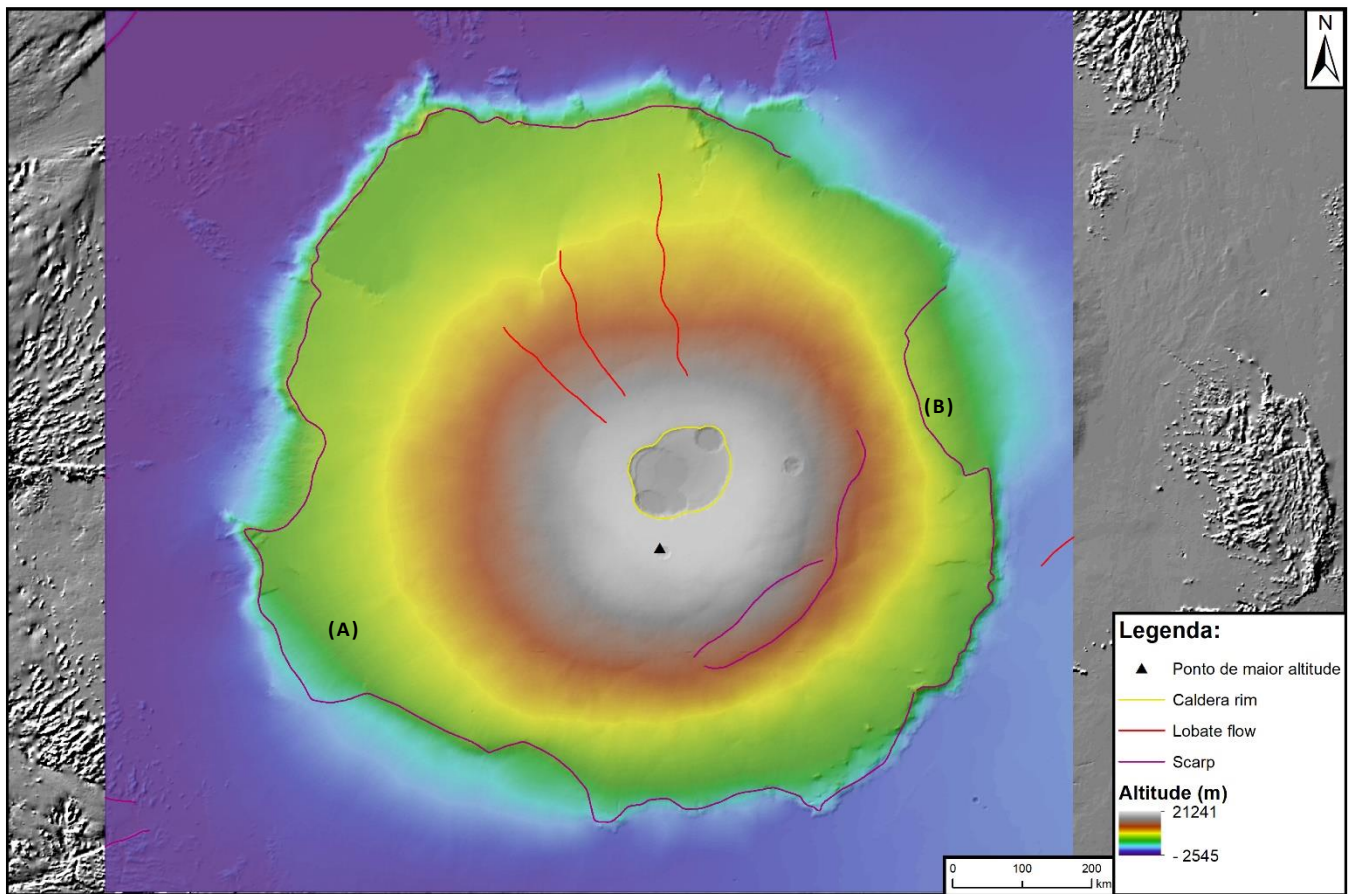
Na Figura 8 temos um perfil do Alba Mons. Vemos que realmente as encostas são muito suaves, sofrendo apenas uma queda de 5,000m Olympus Mons sofre uma perda de mais de 20,000m de altitude em cerca de 300km horizontais. São visíveis as indentações causadas pelo sistema de fraturas na vertente leste do vulcão. Tal não acontece a oeste, indicando que ou não houveram erupções desde a criação das

fraturas, ou as erupções posteriores às fraturas ocorreram para oeste, podendo até ter apagado um eventual sistema de fraturas nessa vertente oeste.

Olympus Mons

Maior vulcão do Sistema Solar, localizado a noroeste da região de Tharsis. Tem um diâmetro médio de 600km e é portador do ponto mais elevado do planeta (21,241m) (Figura 9), e o resultado do que se pensa ser vulcanismo de *hotspot* sem os fatores introduzidos pelas placas tectônicas. Este vulcão é regularmente comparado aos vulcões em escudo do Havai, particularmente o Mauna Loa. No topo encontramos um conjunto de seis caldeiras. As

Topografia do Olympus Mons

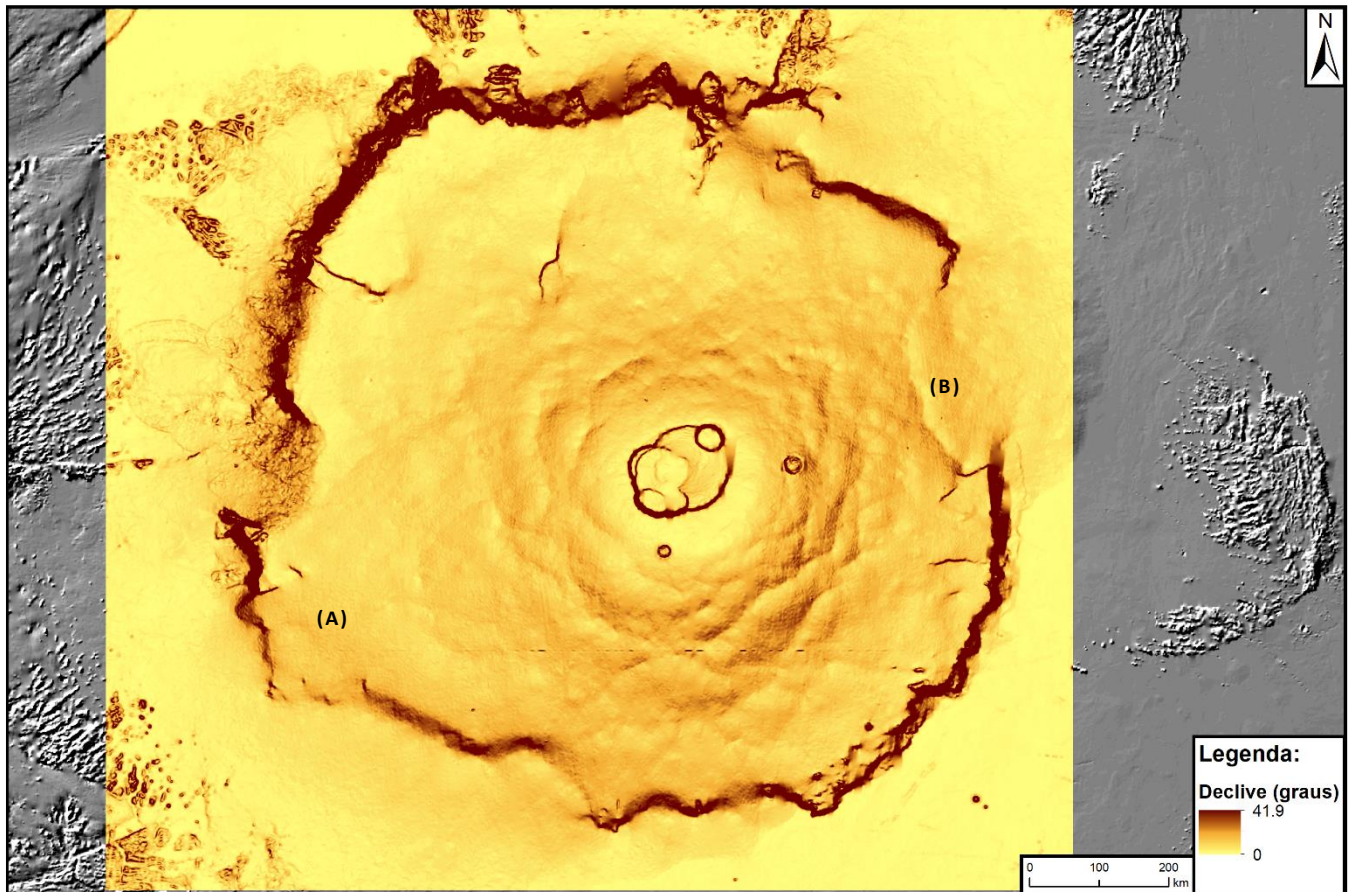


Fonte: USGS Astrogeology Science Center

Figura 9 – Topografia do Olympus Mons. De notar a aureola do Olympus, demarcada por uma escarpa de origem erosiva ou, possivelmente, tectónica..

caldeiras apresentam uma morfologia semelhante à encontrada em vulcões basálticos terrestres, podendo ser uma fonte de informação sobre a evolução a longo prazo dos mesmos (Mouginis-Mark, 2018). Este vulcão é por vezes comparado a uma tenda de circo suportada por um mastro central devido à disposição das suas vertentes. O edifício vulcânico apresenta os maiores declives no meio das encostas, e declives mais suaves na base, dando-lhe uma forma côncava (Figura 10). O edifício vulcânico é delimitado pelo que se chama a aureola do Olymous, uma escarpa que em locais atinge os 5,000m de altitude, e separa o vulcão das planícies circundantes. Em locais (A e B) esta escarpa foi enterrada por escoadas de lava, levando a uma descida suave desde o topo até às planícies,

Declives do Olympus Mons



Fonte: USGS Astrogeology Science Center

Figura 10 – Declives no Olympus Mons. De notar a aureola do Olympus, demarcada por uma escarpa de origem erosiva ou, possivelmente, tectónica.

sem a quebra brusca de altitude provocada pela dita escarpa. Este efeito é particularmente visível no mapa de declives (Figura 9). Aqui vemos também que a encosta é ligeiramente mais íngreme no flanco sudeste do vulcão e mais ligeira no flanco noroeste, e nas áreas em que a aureola não está enterrada, encontramos grandes declives correspondendo a quebras elevadas de altitude. Esta aureola serve como um pedestal para o edifício vulcânico.

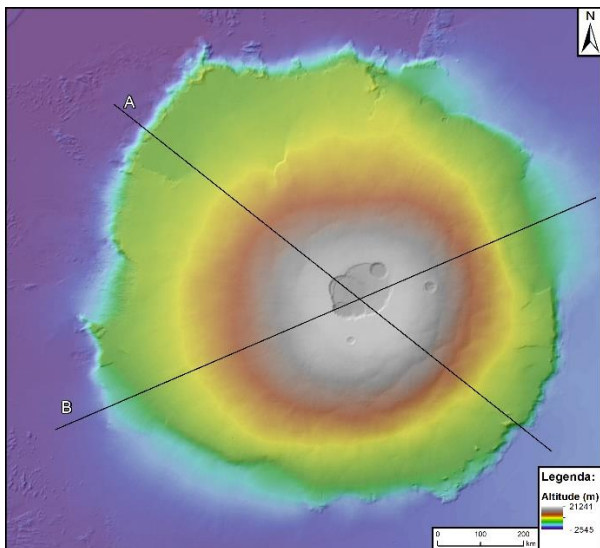


Figura 11 – Perfis no Olympus Mons.

Ao lado (Figura 11) estão marcados dois perfis transversais ao Olympus Mons. Estes perfis, demarcados na Figura 12, ilustram a diferença entre as vertentes do vulcão, bem como diferenças na escarpa envolvente. No traçado [A] temos um perfil que corta a escarpa, evidenciando uma subida de altitude de cerca de 7,000m em menos de 100km horizontais. A vertente sobe de forma suave até ao cume nesta encosta (noroeste), como já foi referido. Temos então o sistema de caldeiras no topo, não sendo possível distinguir todas as caldeiras a esta escala. Há então uma descida mais acentuada na encontra a sudeste, como também vimos, até encontrarmos de novo a escarpa e assistirmos a uma nova variação de altitude brusca.

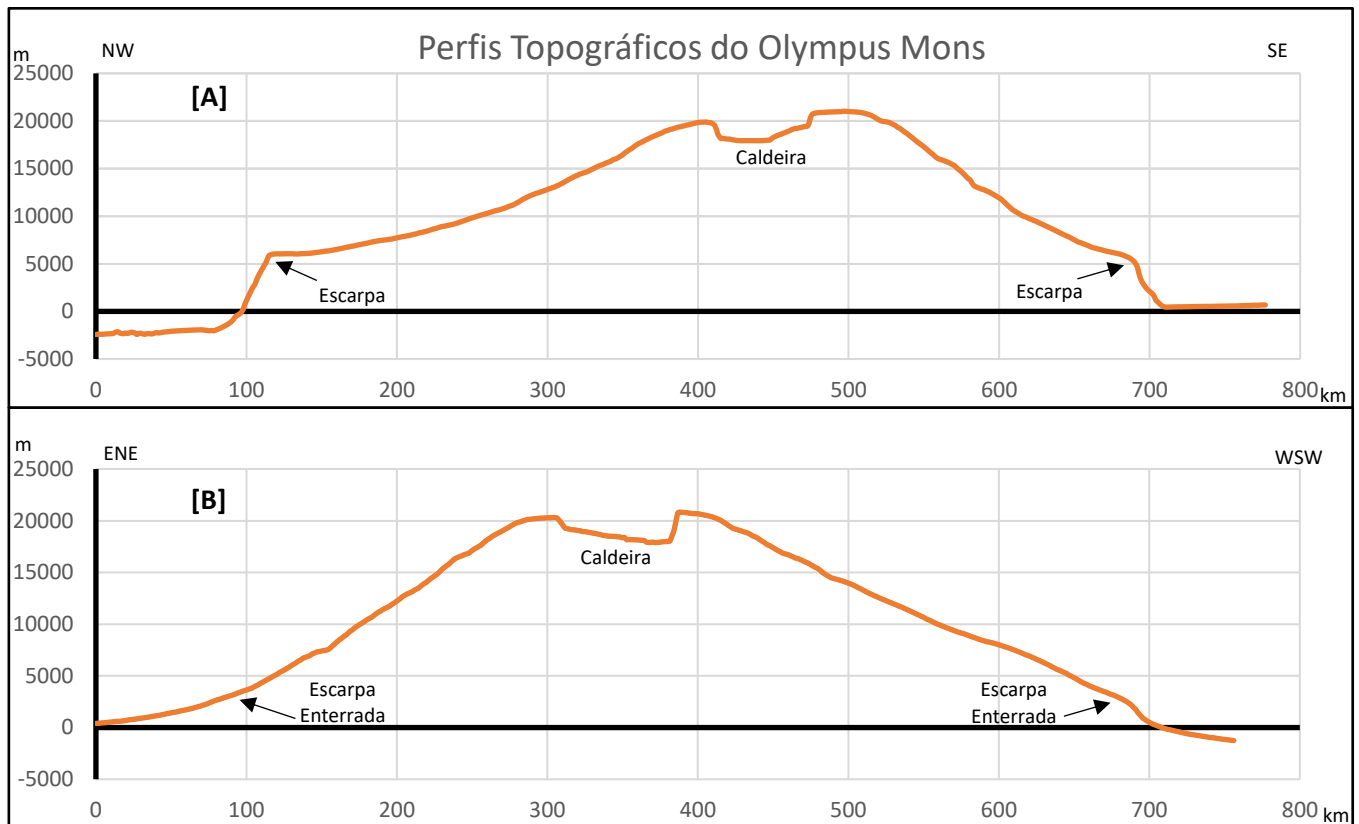


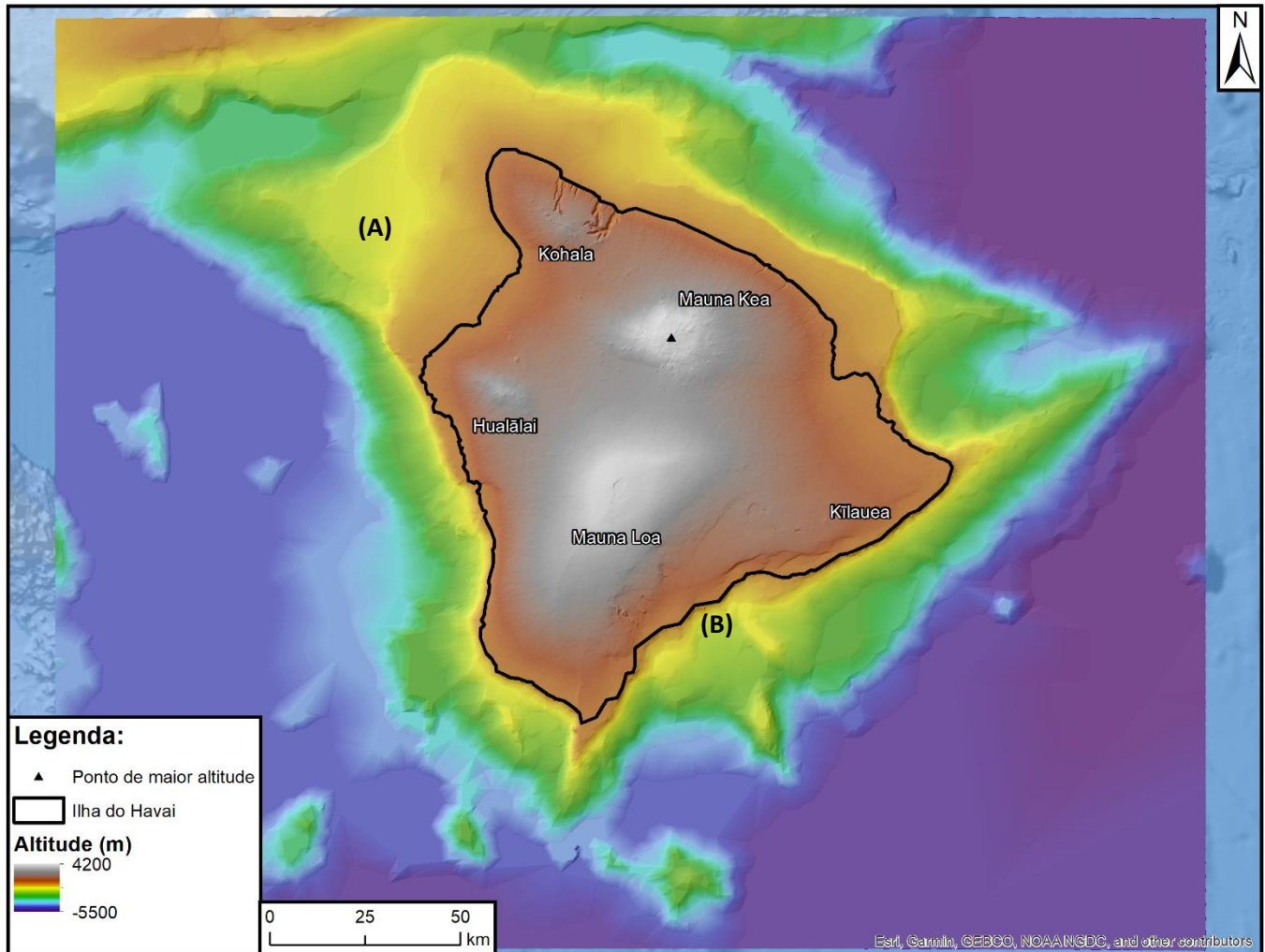
Figura 12 – Perfis topográficos no Olympus Mons.

No temos uma situação ligeiramente diferente o traçado [B]. Aqui não atravessamos diretamente a escarpa envolvente, mas passamos pela escarpa enterrada sob derrames de lava. Desta forma, aqui não observamos as quebras abruptas de altitude que estão presentes em muito da aureola do Olympus. A diferença entre as encostas também não é tão pronunciada nestas orientações, ainda que seja mais suave para WSW. Como veremos estas formas possuem algumas semelhanças aos vulcões em escudo que encontramos no Havai.

Olympus Mons e a Ilha do Havai

Já foi referido que se pensa haver semelhanças entre a formação da cadeia Havai-Emperador e os Tharsis Montes e o Olympus Mons. Agora veremos um pouco a morfologia da Ilha do Havai em específico e tentaremos estabelecer pontos em comum entre os dois. Começamos por ver a topografia da Ilha do Havai (Figura 13), a mais recente ilha da cadeia, e local do maior vulcão terrestre, o Mauna Loa. O mapa exhibe a ilha desde o fundo oceânico até ao seu ponto mais alto no Mauna Kea. Vemos à partida que, ao contrário do Olympus Mons, a ilha não é apenas um vulcão, mas uma composição de cinco, dos quais o Mauna Loa é o maior. Há, no entanto, semelhanças entre esta enorme montanha terrestre e o Olympus Mons. Também aqui é possível identificar um “pedestal” onde os vulcões assentam. Na Figura 16 temos os declives da ilha. Também aqui conseguimos identificar uma forma semelhante à aureola do Olympus, ainda que não tenha uma forma tão arredondada. Em oceanografia denomina-se estas encostas submarinas de grande declive de talude continental. A semelhança dos taludes à aureola do Olympus poderá indicar que outrora houve um oceano envolvente àquela região, mesmo antes da construção do edifício vulcânico como hoje o conhecemos. Outra curiosidade é a semelhança das encostas do Mauna Loa (e da

Topografia da Ilha do Havai



Fonte: Open DEM (CC-by-SA by OpenStreetMap) https://www.opendem.info/opendem_client.html; General Bathimetric Chart of the Oceans (GEBCO)

Figura 13 – Topografia da Ilha do Havai.

ilha em geral) às do Olympus Mons. Também aqui encontramos as encostas mais suaves a noroeste (A) e as mais íngremes a sudeste (B). Estes fatores poderão indicar uma evolução do Mauna Loa idêntica à do Olympus Mons. No entanto, a dinâmica terrestre, sobretudo as placas tectônicas, não possibilitaram que os vulcões terrestres do Havai atinjam as dimensões do Olympus Mons, nem qualquer um dos Tharsis Montes.

Um simples perfil facilmente ilustra a diferença de escala entre os dois vulcões (Figura 14). Aqui conseguimos examinar a grande diferença, em termos de dimensão, entre estes aparelhos vulcânicos. Apesar de serem formados por processos idênticos, a escala é totalmente diferente. O Olympus Mons é tão vasto, que alguém no seu topo/encostas não tem noção de que está num local elevado (Carr, 2007). Vemos aqui as semelhanças entre as encostas destes vulcões. Declives pouco acentuados devido ao escoamento de magmas máficos, uma encosta ligeiramente mais íngreme que a oposta, e uma quebra súbita de altitude na base do vulcão. Esta quebra coincide com a aureola do Olympus num dos casos e com o talude continental no outro.

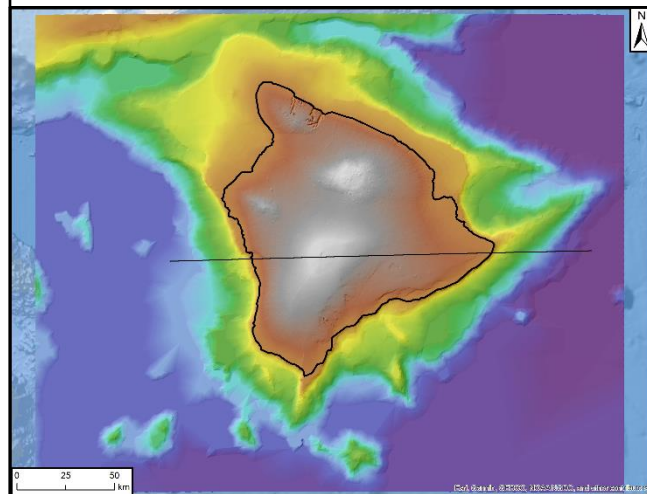
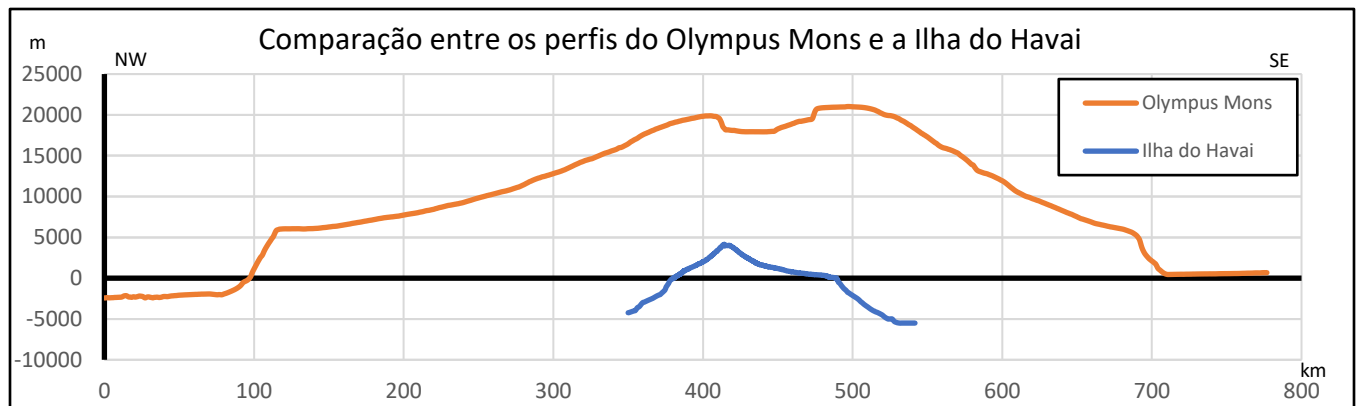


Figura 14 – Perfil topográfico da Ilha do Havai com sobreposição do Olympus Mons

A Figura 15 ilustra novamente esta comparação de perfis, em 3D. A ilha do Havai tem cerca de 250km dum lado ao outro e o Olympus Mons cerca de 600km. Também a diferença de altitudes é drástica. Um ser humano seria um pequeno ponto nesta imagem.

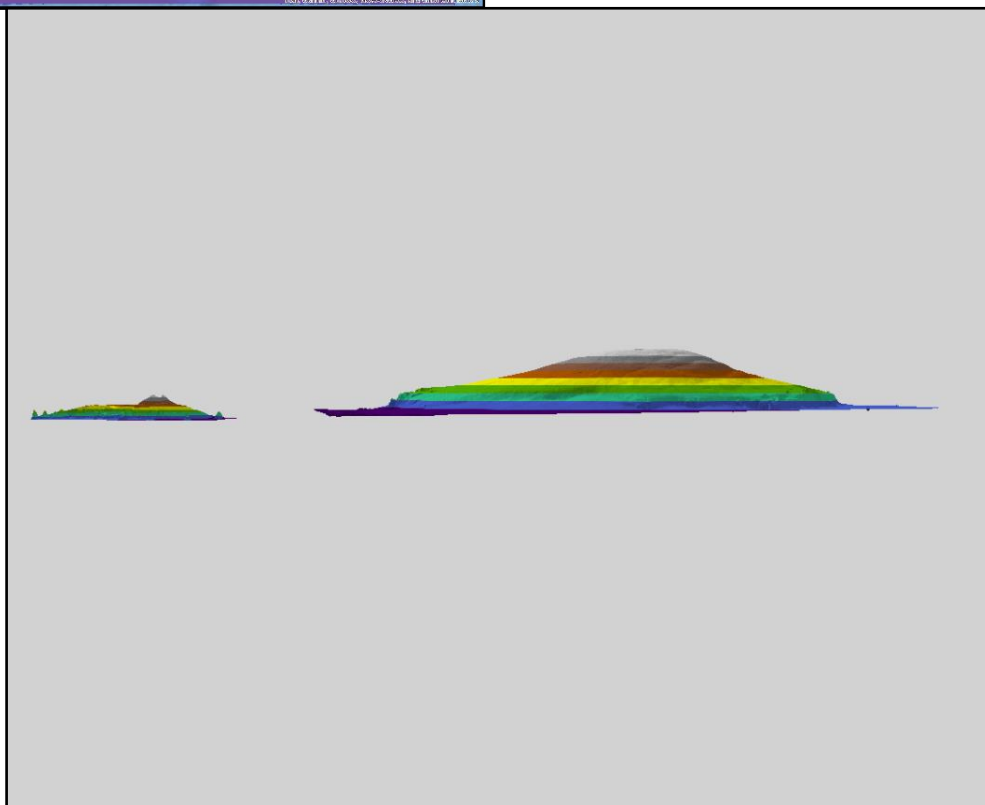
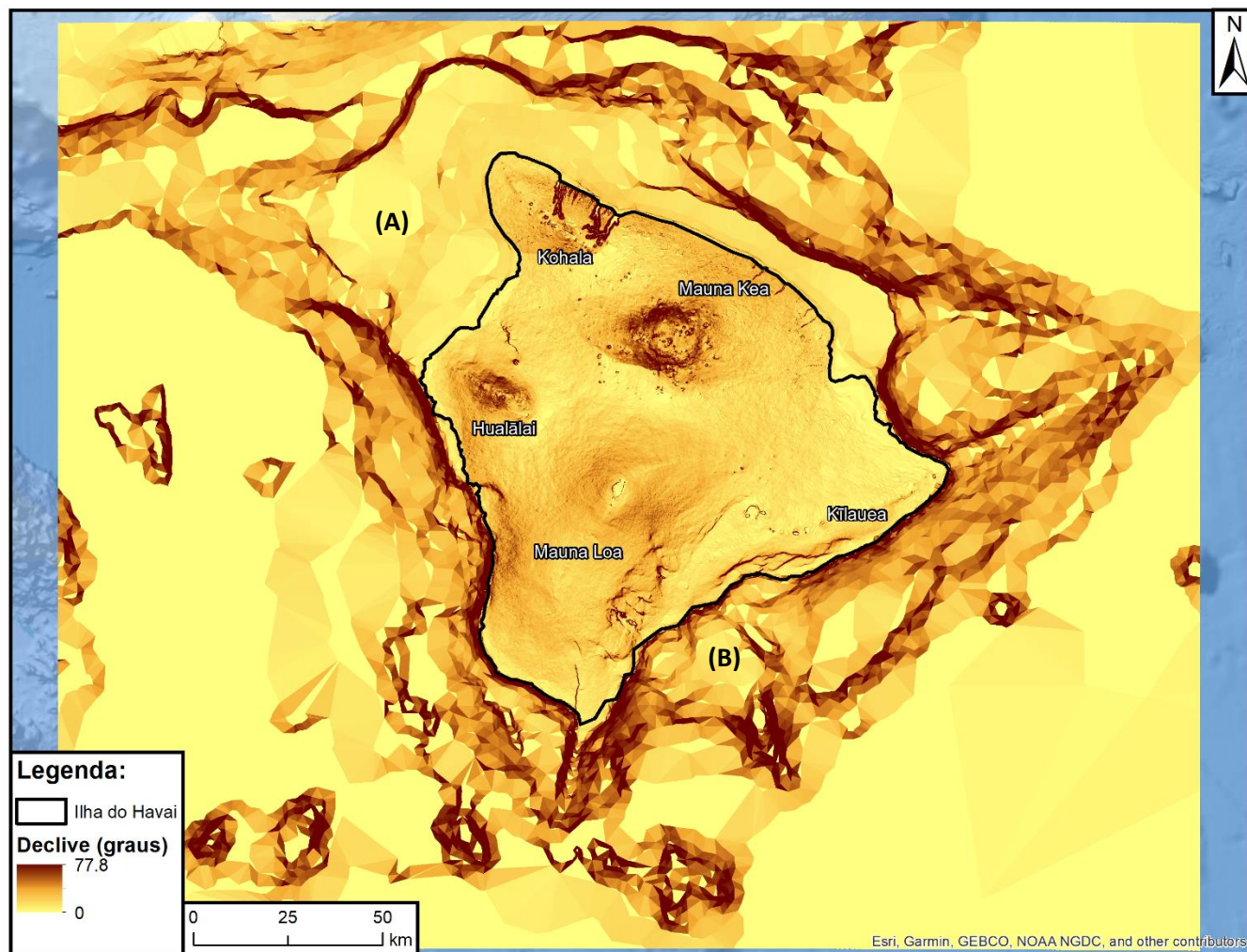


Figura 15 – Perfil, em 3D, da Ilha do Havai (esquerda) e do Olympus Mons (direita).

Declives da Ilha do Havai



Fonte: Open DEM (CC-by-SA by OpenStreetMap) https://www.opendem.info/opendem_client.html; General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO)

Figura 16 – Declives na Ilha do Havai. De notar os declives mais acentuados do Mauna Kea em relação ao Mauna Loa e os declives abruptos do talude continental circundante à ilha.

Conclusão

Marte apresenta, de forma geral, é capaz de apresentar formas geológicas de maior dimensão que a Terra. Isto deve-se, em larga parte, a uma falta de processos dinâmicos encontrados na Terra. A baixa erosividade, a fraca atmosfera e a inexistência de placas tectónicas ajudam à preservação das formas do planeta, sejam elas crateras, vulcões, vales, canais de escamento e tudo entre estes. Assim, é um bom local para estudar e tentar entender certos processos, sem a interferência dos processos disruptivos presentes na Terra. Neste caso em específico, é possível tentar compreender a evolução de vulcões em escudo estudando aqueles que encontramos em Marte. As semelhanças estão lá, traduzindo processos idênticos. Este conhecimento poderá depois ser aplicado nas questões terrestre, tendo em conta as variáveis aqui presentes.

Bibliografia

- Carr, M. H. (2007). *The Surface of Mars* (Cambridge Planetary Science). Cambridge: Cambridge University Press. doi:10.1017/CBO9780511536007
- Carr, M. H., & Head III, J. W. (2010). Geologic history of Mars. *Earth and Planetary Science Letters*, 294(3-4), 185-203.
- Cattermole, P. J. (2001). *Mars: The mystery unfolds*. Oxford University Press.
- Hauber, E., Bleacher, J., Gwinner, K., Williams, D., & Greeley, R. (2009). The topography and morphology of low shields and associated landforms of plains volcanism in the Tharsis region of Mars. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 185(1-2), 69-95.
- Hanlon, M. (2004). *The Real Mars*. Constable.
- International Astronomical Union. (2019, Junho 13). *PlanetaryFeatureTypes*. Retrieved from pds-geosciences: <https://ode.rsl.wustl.edu/mars/map/PlanetaryFeatureTypes.aspx>
- Irwin, R. P., & Watters, T. R. (2010). Geology of the Martian crustal dichotomy boundary: Age, modifications, and implications for modeling efforts. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 115(E11).
- McGill, G. E., & Squyres, S. W. (1991). Origin of the Martian crustal dichotomy: Evaluating hypotheses. *Icarus*, 93(2), 386-393.
- Mouginis-Mark, P. (2018). Olympus Mons volcano, Mars: A photogeologic view and new insights. *Geochemistry*, 78(4), 397-431.
- Russell, J. F., Snyder, C. W., & Kieffer, H. H. (1992). Origin and use of Martian nomenclature. *Mars*, 1305-1314.