

Julia Schreiber Maia

**Caracterização geológica e análise
geocronológica por contagem de crateras
do asteroide (4)Vesta através dos dados da
sonda Dawn**

Brasil
2018

Julia Schreiber Maia

**Caracterização geológica e análise geocronológica
por contagem de crateras do asteroide (4)Vesta
através dos dados da sonda Dawn**

Projeto Final II em Geofísica apresentado
à Universidade Federal Fluminense como
exigência parcial para obtenção do título
de Bacharel em Geofísica

Universidade Federal Fluminense

Orientador: Daniela Lazzaro
Coorientador: André Luiz Ferrari

Brasil
2018

Ficha catalográfica automática - SDC/BIG

M217c Maia, Julia
Caracterização geológica e análise geocronológica por contagem de crateras do asteroide (4)Vesta através dos dados da sonda Dawn / Julia Maia ; Daniela Lazzaro, orientadora ; André Luiz Ferrari, coorientador. Niterói, 2018.
84 p. : il.

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geofísica)-
Universidade Federal Fluminense, Instituto de Geociências,
Niterói, 2018.

1. Ciências Planetárias. 2. Asteroides. 3. Vesta. 4. Missão Dawn. 5. Produção intelectual. I. Título II. Lazzaro, Daniela, orientadora. III. Ferrari, André Luiz, coorientador. IV. Universidade Federal Fluminense. Instituto de Geociências. Departamento de Geologia e Geofísica.

CDD -

Julia Schreiber Maia

**Caracterização geológica e análise geocronológica
por contagem de crateras do asteroide (4)Vesta
através dos dados da sonda Dawn**

Aprovado em:

Prof. Daniela Lazzaro
Observatório Nacional

Prof. André Luiz Ferrari
Universidade Federal Fluminense

Prof. Cleverson Guizan Silva
Universidade Federal Fluminense

The planets are no longer wandering lights in the evening sky. For centuries man lived in a universe which seemed safe and cozy – even tidy. ... But these quaint and comforting notions have not stood the test of time. ... No longer does “the World” mean the Universe. We live on one world among an immensity of others.

Carl Sagan, 1970

Resumo

O asteroide (4) Vesta há décadas chama a atenção dos pesquisadores por ser o terceiro maior corpo do Cinturão de Asteroides e por sua provável relação com os meteoritos howardito-eucrito-diogenito (HED). Esses fatores levam a crer que Vesta passou por um processo de diferenciação nos primórdios do Sistema Solar, com menos de 10 Ma, sendo provavelmente um remanescente dos protoplanetas que deram origem aos planetas terrestres. Por esses motivos, Vesta foi escolhido, junto ao asteroide (1) Ceres, como alvo da missão espacial Dawn da NASA que busca entender como era o Sistema Solar nos seus momentos iniciais. A sonda Dawn possui três instrumentos para coleta de dados: um imageador multiespectral, um espectrômetro visível e infravermelho e um detector de radiação gama e nêutrons. Primeiramente, veremos como esses equipamentos funcionam e quais informações adquirem. Em seguida, será discutido como dados de sensoriamento remoto podem ajudar a decifrar aspectos geológicos e geofísicos de corpos planetários. Serão apresentados também os aspectos gerais de processos geológicos em asteroides e as técnicas de datação absoluta em superfícies planetárias. Finalmente, serão discutidas as características geológicas de Vesta observadas por Dawn e suas implicações no entendimento da estrutura interna e formação de corpos rochosos.

Palavras-chave: Vesta, missão Dawn, asteroides, ciências planetárias.

Abstract

The asteroid (4) Vesta for decades draws great attention of researchers for being the third larger body of the Main Asteroid Belt and because of its probable relation with the howardite-eucrite-diogenite (HED) meteorites. These factors indicates that Vesta experienced a diferetiation process in the earliest epoch of solar system formation, within its firts 10 Ma. It also shows that Vesta is apparently a remnant of the protoplanets which originated the terrestrial planets. For these reasons, Vesta was chosen, among the asteroid (1) Ceres, as target for the Dawn space mission held by NASA. This mission seeks to understand how the Solar System was within its earliests times. Dawn spacecraft has three instruments: a Framing Camera (FC), a Visible and Infrared Spectrometer (VIR), and a Gamma Ray and Neutron Detector (GRaND). At first, Dawn equipment and its functions will be analyzed. Subsequently, the general geological processes in asteroids will be presented. Finally, it will be discussed the geological characteristics of Vesta observed by Dawn.

Key words: Vesta, Dawn mission, asteroids, planetary sciences.

Sumário

1	INTRODUÇÃO	13
2	CONTEXTUALIZAÇÃO DE VESTA NO SISTEMA SOLAR	15
3	MISSÃO ESPACIAL DAWN	19
3.1	Sonda Dawn e seus equipamentos	19
3.1.1	Instrumentação	19
3.1.2	Funcionamento e finalidade dos equipamentos	20
3.2	Operações Científicas	24
3.2.1	Fases orbitais	24
3.2.2	Exigências da aquisição de dados	25
4	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	27
4.1	Princípios do sensoriamento remoto	27
4.1.1	A dualidade da REM e seu efeito no sensoriamento remoto	27
4.1.2	Fontes de radiação eletromagnética e os espectros de frequência	29
4.1.3	Radiância e Reflectância	31
4.2	Processos geológicos em asteroides	32
4.2.1	Crateras de Impacto	33
4.2.2	Estruturas Lineares	39
4.3	Datação de superfícies planetárias através da contagem de crateras	41
4.3.1	Descrição de populações de crateras	42
4.3.2	Função de Produção Lunar	45
4.3.3	Cronologia de Crateras de Impacto	47
4.3.4	Comparação Interplanetária	49
5	CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DE VESTA	53
5.1	Principais crateras	53
5.2	Estruturas lineares	57

5.3	Vestalia Terra e o magmatismo em Vesta	59
6	ANÁLISE DA GEOCROLOGIA DE RHEASILVIA E VENENEIA	63
6.1	Contagem de crateras	63
6.2	Ferramenta para o ajuste de funções de produção	65
6.3	Modelos cronológicos para os asteroides	66
6.4	As idades de Rheasilvia e Veneneia	70
7	CONCLUSÃO	77
	REFERÊNCIAS	79

1 Introdução

A missão Dawn, realizada pela NASA, teve como destino os asteroides (4) Vesta, orbitando-o de Julho de 2011 à setembro de 2012, e (1) Ceres, a partir de março de 2015. Eles são os corpos de maior massa do Cinturão Principal de Asteroides, Vesta possui uma massa de $2,59 \cdot 10^{20}$ kg e Ceres $8,96 \cdot 10^{20}$ kg. Acredita-se que ambos tenham se formado ainda na fase da Nebula Solar, ou seja, antes do Sistema Solar completar 10 Ma e que sejam dois remanescentes intactos dos momentos iniciais da formação do Sistema Solar.

Vesta possui grande semelhança espectral, e é provavelmente o corpo parental, de meteoritos acondritos basálticos, em particular os eucritos (rochas basálticas), diogenitos (rochas ígneas de origem plutônica ricas em ortopiroxênio) e howarditos que são *breccias* de impacto, i.e., uma mistura de eucritos e diogenitos. Esses meteoritos são denominados coletivamente de HED. O vínculo entre os HED e Vesta permitiu a inferência de várias características importantes sobre o asteroide.

Em primeiro lugar, a datação dos meteoritos indica que Vesta se formou nos primeiros momentos do Sistema Solar, cerca de 2 Ma após a condensação dos primeiros sólidos. Nessa época, estavam presentes elementos radioativos com meias-vidas curtas, ^{26}Al e ^{60}Fe , que forneceram calor suficiente para que Vesta sofresse diferenciação (CORADINI et al., 2011). Outros aspectos que corroboram para Vesta ser um corpo diferenciado é a crosta basáltica, também indicada pelos HED, seu tamanho relativamente grande (raio médio de 263 km) e uma densidade média de $\sim 3500 \text{ kg m}^{-3}$ (RUSSELL et al., 2012).

Paralelamente, Ceres, o maior corpo do cinturão de asteroides e atualmente considerado um planeta-anão, acrecionou gelos e material carbonáceo primitivo (O'BRIEN; SYKES, 2011). Como não são identificados meteoritos relacionados a Ceres, é mais difícil definir com precisão a idade de sua evolução termal, mas possivelmente ocorreu na mesma escala de tempo de Vesta. Ceres possui uma densidade bastante baixa, entre 2040 e 2250 kg m^{-3} e raio de quase 500 km.

Muitas modelagens numéricas foram feitas com o objetivo de entender a composição e a estrutura interna de Ceres (NEUMANN; BREUER; SPOHN, 2015). Alguns

desses modelos sugerem diferenciação, com um núcleo rochoso, um oceano aquoso e uma camada de gelo coberta por uma crosta “empoeirada” (*dusty crust*) (MCCORD; SOTIN, 2005). Porém, existem explicações alternativas (ZOLOTOV, 2009) que favorecem uma estrutura não-diferenciada, questionando a existência de água livre. Esse modelo requer uma porosidade significativa (5 – 15%). Não há dúvida que o processo de formação de Ceres é muito complexo e requer mais estudos (NEUMANN; BREUER; SPOHN, 2015).

Considerando as características acima citadas, Vesta e Ceres são corpos ideais para alcançar um conhecimento mais profundo sobre as condições dos Sistema Solar em seus momentos iniciais, objetivo principal da Missão Dawn. A missão também possui o intuito de tentar explicar os processos de formação desses dois corpos e os motivos que fizeram com que eles se desenvolvessem de formas tão distintas. Será que a diferença composicional dos dois corpos ocorreu por estarem em lados opostos da linha de gelo¹ da época? Será que o ²⁶Al já havia decaído quando Ceres acrecionou? Qual é o papel da água e do tamanho nesse processo? Essas são algumas perguntas que a missão pode ajudar a responder (RUSSELL; RAYMOND, 2011).

Para tentar esclarecer essas questões é necessário compreender a fundo a geologia dos dois corpos. Com base nos dados obtidos pela sonda, esse trabalho terá como objetivo descrever as características geológicas do asteroide Vesta e contextualiza-las em relação aos outros corpos rochosos do Sistema Solar. Encontrar similaridades entre Vesta e planetas terrestres é essencial para definir se, de fato, Vesta é um protoplaneta, ou seja, se é constituído pelo material que coalesceu para formar os planetas terrestres (RUSSELL et al., 2012). Assim, compreender a geologia de Vesta pode fornecer informações muito importantes sobre o processo de formação dos planetas rochosos.

¹ Distância particular da protoestrela na nebulosa solar em que a temperatura era baixa o suficiente para condensação de voláteis.

2 Contextualização de Vesta no Sistema Solar

O início do Sistema Solar se deu há cerca de 4,6 Ga através do colapso de uma nuvem de gás e poeira. O colapso foi possivelmente causado por compressão devido a uma onda de choque resultante da explosão de uma estrela vermelha próxima. À medida que a nuvem proto-solar colapsa, a massa é transferida para o centro, formando o Sol, enquanto o momento angular é transferido para a periferia, formando um disco fino em que mais de 99% da massa se acumula no centro.

Aos poucos, ocorre a condensação do gás junto com os grãos de poeira. Essas partículas começam a se juntar, gerando corpos de até poucos centímetros. Estes se aglutinam através de colisões suaves, formando corpos maiores chamados planetesimais que, mais tarde, formam os planetas.

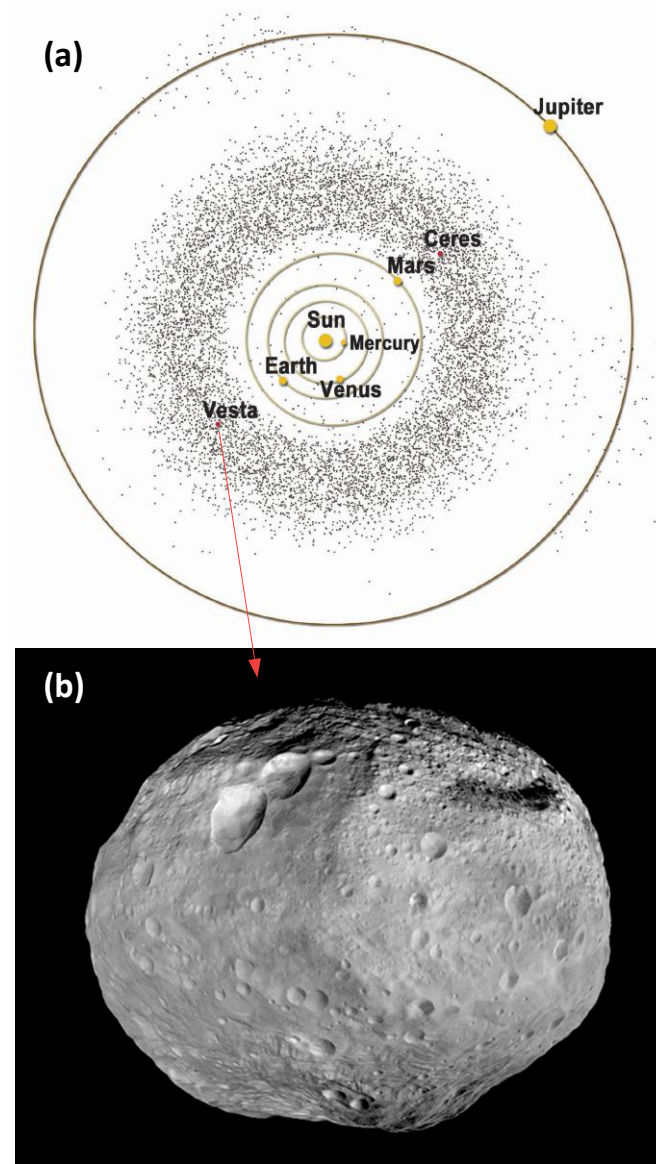
Júpiter, o maior planeta do Sistema solar, cresceu rapidamente e perturbou as órbitas dos corpos menores mais próximos. Assim, a velocidade desses corpos aumenta e, ao invés de continuarem o processo suave de aglutinação, passam a colidir e fragmentar. Essa é a região que hoje conhecemos como Cinturão Principal de Asteroides situado a cerca de 2 a 4 UA do Sol, entre as órbitas de Marte e Júpiter (figura 1). Atualmente, a massa total do cinturão é de $\sim 6 \cdot 10^{-4}$ massas terrestres.

A distribuição dos asteroides no cinturão não é uniforme, sendo caracterizada por regiões de concentração e lacunas. Essas lacunas, denominadas Lacunas de Kirkwood (figura 2), são geradas devido a ressonâncias orbitais com Júpiter. A ressonância orbital ocorre quando dois ou mais corpos em órbita exercem influência gravitacional regular e periódica entre si, geralmente quando seus períodos orbitais são razões de números inteiros pequenos. Existem dois outros grupos de asteroides além dos pertencentes ao Cinturão Principal: os objetos próximos da Terra (*Near Earth Objects*, NEOs), cujas órbitas cruzam as de planetas interiores, e os Troianos, localizados na mesma órbita de Júpiter.

Vesta foi o quarto asteroide a ser descoberto, no ano de 1807 por Heinrich Olbers, sendo identificado como (4) Vesta. Vesta está localizado na parte interna

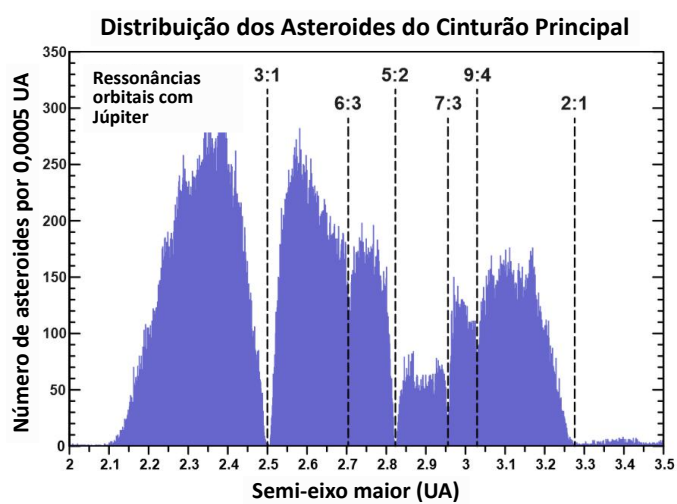
do cinturão a um semi-eixo maior de 2,36179 UA. Possui um período orbital de 3,63 anos e um período de rotação de 5,3 h. Sua forma é similar ao elipsoide com eixos 286,3 km × 278,6 km × 223,2 km (RUSSELL et al., 2012).

Figura 1 – (a) Ilustração da localização de Vesta no Sistema Solar. (b) Mosaico de Vesta.



Fonte: (a) <<https://dawn.jpl.nasa.gov/science/pdfs/Asterbelt.pdf>>. (b) NASA/JPL-Caltech/UCAL/MPS/DLR/IDA.

Figura 2 – Distribuição de pequenos corpos em semi-eixo maior.



Fonte: Chamberlin (JPL/Caltech, 2007), disponível em https://ssd.jpl.nasa.gov/?histo_a_ast.

3 Missão espacial Dawn

A sonda Dawn partiu da Terra em 2007 e chegou em Vesta em 2011, orbitando-o por mais de um ano e coletando uma enorme quantidade de dados. As novas informações permitiram estudos aprofundados e muitas novas descobertas sobre Vesta foram publicadas. Este capítulo aborda aspectos sobre a missão Dawn e seus equipamentos.

3.1 Sonda Dawn e seus equipamentos

3.1.1 Instrumentação

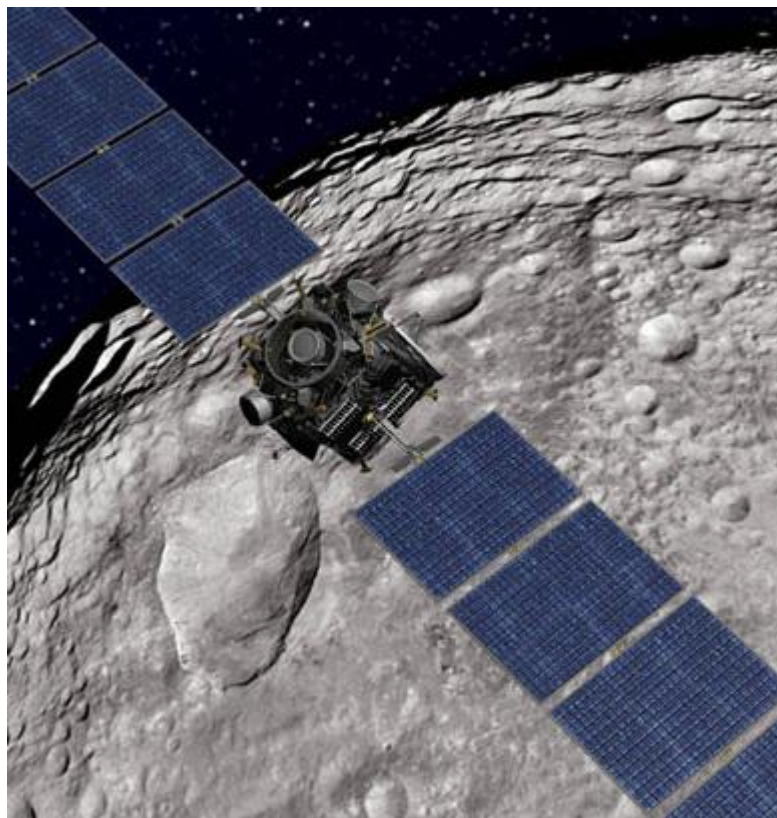
A sonda Dawn (figura 3) foi construída de forma que todos os equipamentos estivessem alinhados e com orientação nadir¹. Além disso, em cada subfase orbital um único equipamento controla a altitude. Como quase todos os dados são adquiridos com orientação nadir, fazer múltiplas aquisições simultaneamente é geralmente simples. A única observação off-nadir é para obtenção dos dados topográficos que precisam de 5 a 10° de inclinação (RUSSELL; RAYMOND, 2011).

Para mapear a superfície de Vesta e Ceres, a sonda aponta seus instrumentos de sensoriamento remoto para a superfície do asteroide. Enquanto isso, os painéis solares apontam para o Sol. Os dados são registrados para depois serem transmitidos. Para isso, é necessário interromper a aquisição e apontar a antena de ganho para a Terra a fim de transferir as informações obtidas.

Dawn possui três equipamentos: um imageador multiespectral, em inglês *Framing Camera* (FC), um espectrômetro visível-infravermelho (VIR) e um detector de radiação gama e nêutrons (GRaND, do inglês *Gamma Ray and Neutrons Detector*). Estes equipamentos serão descritos a seguir.

¹ Ponto no solo com alinhamento entre o equipamento e o centro do planeta.

Figura 3 – Conceito artístico da sonda Dawn orbitando Vesta. Os equipamentos não aparecem por estarem apontando para a superfície. Estão visíveis os três propulsores de íons e os painéis solares.



Fonte: Russell et al. (2013).

3.1.2 Funcionamento e finalidade dos equipamentos

Imageador Multiespectral (FC)

O imageador multiespectral de Dawn, detalhadamente descrito por Sierks et al. (2011), é utilizado tanto como uma câmera de navegação em órbita quanto como um equipamento de obtenção de dados científicos. O instrumento mapeia a superfície com uma roda de filtros cobrindo os comprimentos de onda do visível até o infravermelho próximo (400 -1000 nm) e também sem filtro. A FC foi desenvolvida pelo Instituto Max Planck para Estudos do Sistema Solar, na Alemanha. Uma câmera extra, idêntica a primeira, poderia ser utilizada caso houvesse alguma

inadequação.

Em relação as contribuições científicas, a FC tem um papel importante na definição de várias propriedades físicas dos asteroides, como eixo e período de rotação, volume e densidade média. Fornece também as imagens que possibilitam determinar o formato global, a topografia e a geomorfologia da superfície. Por último, os filtros de banda-estreita são essenciais para o estudo de mineralogia, complementando os dados espectrais do VIR.

A topografia e a morfologia são muito importante para entender os processos que modificaram a superfície de Vesta ao longo do tempo e a estrutura interna dos asteroides. Para quantificar a topografia e gerar o modelo digital de elevação de Vesta e Ceres foram utilizadas duas abordagens: a estereofotogrametria e a estereofotoclinometria.

A fotogrametria, também muito utilizada na Terra, tem como base a diferença de paralaxe² resultante da observação dos pontos de terreno a partir de dois diferentes pontos de visada. A fotoclinometria pode ser aplicada a imagens não pareadas pois é baseada na interpretação da variação de sombreamento em regiões com mergulho em vez de medir a paralaxe. No entanto, nesse caso as imagens devem ser obtidas com o Sol em posições diferentes em relação a superfície (RAYMOND et al., 2011).

Espectrômetro VIR

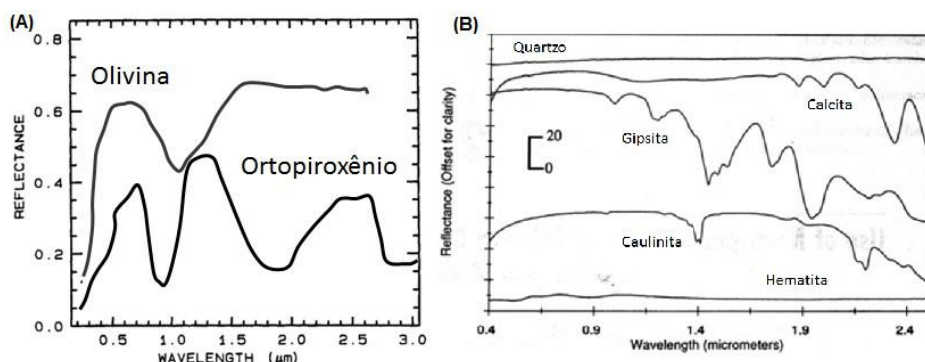
O espectrômetro da sonda Dawn cobre o conjunto de frequências do UV próximo (250 nm) ao infravermelho próximo (5000 nm). Ele possui dois canais, um visível que cobre 250-1050 nm e tem a amostragem espectral de 1,8 nm/banda e um infravermelho que cobre 1000-5000 nm e tem amostragem espectral de 9,8 nm/banda. Esse equipamento tem como principal função a caracterização mineralógica de Vesta (DESANCTIS et al., 2011). Ele foi fornecido pela Agência Espacial Italiana em parceria com o Instituto Nacional de Astronomia Italiano.

O espectrômetro fornece a reflectância de uma região da superfície para uma determinada banda de frequências. Para estudos geológicos isso é extremamente in-

² A paralaxe é o deslocamento relativo de um ponto-imagem nas fotografias aéreas consecutivas em relação a direção da linha de voo devido a mudança da câmera no momento da exposição (TEMBA, 2000).

interessante pois cada mineral possui um espectro de reflectância *versus* comprimento de onda muito bem definido, como exemplificado na figura 4.

Figura 4 – Gráficos de reflectância x comprimento de onda de alguns minerais.



Fonte: (a) Clark, 1999. (b) Hecker, 2013 (notas de aula).

Nos minerais, as principais bandas de absorção estão relacionadas ao ferro e outros cátions metálicos de transição em sítios cristalográficos específicos. A simetria e a dimensão desses sítios são características do mineral em que estão localizados. Minerais diferentes possuem sítios cristalográficos distintos que, por sua vez, produzem bandas de absorção próprias. Acredita-se que Vesta seja formado por rochas ígneas básicas, ricas em minerais como olivina e piroxênio. A olivina possui uma curva assimétrica, uma combinação de 3 absorções sobrepostas, próximas a $1 \mu\text{m}$; o piroxênio possui espectro simétrico, com estruturas próximas a 1 e $2 \mu\text{m}$ (figura 4a); o feldspato possui uma banda suave em $1,25 \mu\text{m}$ por causa do seu conteúdo de Fe^{2+} (DESANCTIS et al., 2011).

O espectrômetro de Dawn possibilitou a produção de mapas de distribuição mineral com diferentes resoluções espaciais, dependendo da altura orbital. Estes dados, associados aos de geomorfologia, embasam os estudos sobre a geologia superficial de Vesta e Ceres (DESANCTIS et al., 2011).

GRaND

O GRaND é um instrumento versátil para geoquímica. Ele determina abundância elementar através da espectrometria de radiação gama e nêutrons. Os

elementos medidos são: elementos formadores de rocha (O, Mg, Al, Si, Ca, Fe e outros); elementos com grandes meias-vida (K, U, Th); elementos voláteis (H, C, N), principais constituintes de gelos. O equipamento foi construído pelo Laboratório Nacional de Los Alamos, nos Estados Unidos.

Parte da radiação gama detectada pelo GRaND é gerada pelo decaimento radioativo de alguns elementos. Outra parte se dá pela interação entre raios cósmicos e o núcleo de elementos químicos. A energia desses raios é muito maior que a dos núcleos e muitas partículas energéticas são liberadas, inclusive nêutrons rápidos, com energia cinética próxima a 1 MeV (BOGNER et al., sem data).

Esses nêutrons interagem com outros núcleos atômicos na superfície dos asteroides e perdem energia por três mecanismos: captura de nêutrons em que o nêutron é absorvido pelo núcleo de um átomo, liberando radiação gama (cada elemento tem uma característica única de emissão de raios gama e isso pode identificá-lo); colisões inelásticas (também emitem radiação gama de forma única e identificável); colisões elásticas através de moderação, nesse caso não há produção de raios gama.

À medida que perdem energia, os nêutrons rápidos produzem nêutrons termais e epitermais. Os termais estão em equilíbrio térmico com o meio e possuem energia de 0,025 eV. Os epitermais passaram por uma perda de energia mas ainda não alcançaram o equilíbrio térmico (0,025-0,4 eV). Os nêutrons, nesses três níveis de energia, saem do asteroide e são detectados pelo GRaND. Detectar os nêutrons de baixa energia é importante para determinar a presença de hidrogênio (RUSSELL; RAYMOND, 2011).

Além do detector de nêutrons, o GRaND possui dois espectrômetros de radiação gama. Um com intervalo, razoavelmente restrito, de 0 e 3 MeV, útil para detecção de elementos naturalmente radioativos. Outro com um intervalo maior (até 10 MeV) é usado para detectar outros elementos. Detalhes sobre o funcionamento deste equipamento e como se dá a interpretação de seus dados estão descritos em Prettyman et al. (2011).

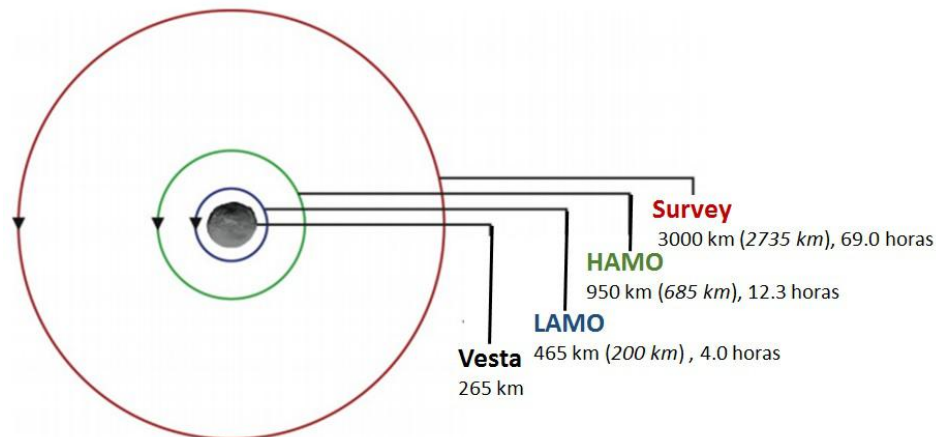
3.2 Operações Científicas

3.2.1 Fases orbitais

Dawn entrou na esfera de influência gravitacional de Vesta do dia 16 de Julho de 2011, quase quatro anos depois de seu lançamento. A obtenção das primeiras imagens ocorreu na fase de aproximação, na qual o raio em relação ao centro de Vesta diminuiu de 160.000 para 3000 km.

O tempo de Dawn em Vesta foi dividido em quatro subfases orbitais nas quais os dados científicos foram adquiridos: 21 dias na órbita Survey, 34 dias na órbita de mapeamento em altitude elevada 1 (*High Altitude Mapping Orbit 1* - HAMO 1), 141 dias na órbita de mapeamento em altitude baixa (*Low Altitude Mapping Orbit* - LAMO) e 41 dias na órbita de mapeamento em altitude elevada 2 (HAMO 2). Os raios das órbitas são mostrados na figura 5. As subfases LAMO e HAMO 2 tiveram seus tempos de duração consideravelmente modificados em relação ao planejamento inicial que tinha estipulado 70 e 20 dias para essas fases, respectivamente (RUSSELL; RAYMOND, 2011; RAYMOND, 2013).

Figura 5 – Fases orbitais com os raios em relação ao centro de Vesta e a superfície e tempo de órbita.



Fonte: Raymond (2013).

3.2.2 Exigências da aquisição de dados

Para alcançar os objetivos científicos da missão foram definidos vários requisitos relacionados às medições. Assim, o planejamento e a construção dos equipamentos foram feitos de forma a que essas especificações fossem cumpridas (RUSSELL; RAYMOND, 2011; RAYMOND, 2013). Cada requisito foi atribuído a uma subfase orbital.

Os objetivos na fase Survey foram obter cobertura global do VIR com uma resolução de 800 m/pixel (cerca de 5000 *frames*) e imagens globais da FC usando vários filtros. Os mapas globais possibilitam a definição de regiões de interesse para órbitas de menor altitude (RAYMOND, 2013). As imagens também permitem calcular o volume de Vesta com bastante precisão, cumprindo o requisito de definir a densidade média do asteroide com erro menor que 1%, sendo este um dos requisitos da missão (RUSSELL; RAYMOND, 2011). Outro requisito que deve ser cumprido até a fase Survey é determinar o eixo de rotação com precisão de 0,5°. Essa informação é muito importante pois revela as condições de iluminação de Vesta.

Durante a fase HAMO (1 e 2) 80% da superfície global de Vesta deverá ser mapeada em FC com três filtros. Além disso, devem ser feitos pelo menos dois mapas, também cobrindo 80 % da superfície, em dois ângulos off-nadir diferentes utilizando FC sem filtro. Estes dados serão utilizados para criar modelos topográficos com resolução horizontal de 100 m em Vesta (200 m em Ceres) e resolução vertical de 100 m. Para isso, será necessário que o Sol esteja a 10° acima da horizontal. Outro requisito da fase HAMO é obter pelo menos 5000 *frames* com resolução espectral de 10 nm e espacial de 200 m/pixel em Vesta utilizando o espectrômetro VIR.

Em relação ao espectrômetro GRaND, as medições tiveram como exigência mapear a abundância de elementos das rochas com margem de erro de 20 % e resolução espacial de $\sim 1,5$ vezes a altitude orbital. Esses dados foram obtidos durante a fase LAMO e são eles que definem a duração da mesma além de sua altitude.

4 Fundamentação Teórica

4.1 Princípios do sensoriamento remoto

Todos os equipamentos utilizados para coleta de dados na Missão Dawn funcionam por sensoriamento remoto. Eles utilizam a interação de uma banda específica de radiação eletromagnética (REM) com a matéria para obter informações sobre uma determinada região, nesse caso as superfícies de Vesta e Ceres. Essa seção aborda tópicos importantes para entender o significado de um modelo básico de sensoriamento remoto com base no livro de Meneses et al. (2012).

4.1.1 A dualidade da REM e seu efeito no sensoriamento remoto

A natureza da radiação eletromagnética (REM), se comportando como onda (modelo ondulatório) e como partícula (modelo corpuscular), é muito importante para o sensoriamento remoto. Esse aspecto deverá ser sempre considerado para que se possa explicar tudo o que se observa nas imagens com referência às características dos objetos.

Modelo ondulatório

Segundo o modelo ondulatório, a REM pode ser explicada como uma forma de onda. Segundo as leis de Maxwell, uma partícula carregada eletricamente gera um campo elétrico em torno de si e o movimento dessa partícula gera, por sua vez, um campo magnético. Quando a partícula é acelerada, as perturbações entre os dois campos se propagam no vácuo ortogonalmente à direção dos mesmos. Essas perturbações dos campos elétrico (E) e magnético (M) ocorrem sempre juntas e são chamadas de ondas eletromagnéticas. Como qualquer onda, elas são definidas por uma amplitude, uma frequência (ou seu inverso, o comprimento de onda) e uma velocidade que, no vácuo, é constante e com o valor $c = 300.000$ km/s.

Segundo o modelo ondulatório as características das imagens são explicadas tendo-se em conta a relação entre o comprimento de onda e o tamanho do objeto.

Esse modo de interação, no sensoriamento remoto, é denominado de interação macroscópica. Ela é a resposta da intensidade com que um objeto reflete a radiação eletromagnética em razão da textura (rugosidade) da superfície do objeto. Essas texturas podem ser classificadas em dois tipos: especulares e difusoras.

A condição para uma superfície ser especular ou difusa é também relativa ao comprimento de onda incidente. Por exemplo, um solo cuja mínimas variações da altura da sua superfície seja de poucos centímetros seria considerado rugoso na faixa de comprimento de onda do visível mas na faixa das micro-ondas seria considerado liso. Assim, é importante saber qual é o espectro de frequência relacionado a determinada imagem para interpretá-la com precisão.

Modelo corpuscular

Alguns fenômenos importantes que ocorrem quando a REM interage com a matéria não são bem explicados pelo comportamento ondulatório descrito acima. Em 1901, Planck observou que a REM transferia energia em pulsos fixos e discretos, denominados por ele fótons. O fóton é forma física de um quantum, a partícula básica estudada em mecânica quântica, e são definidos como corpúsculos de energia sem matéria.

Segundo o modelo corpuscular pode-se definir que a radiação eletromagnética é uma forma dinâmica de energia que se manifesta somente por suas interações com a matéria. A quantidade de energia E de um quantum é diretamente proporcional à frequência ν da radiação:

$$E = h\nu, \text{ sendo } h \text{ a constante de Planck.} \quad (4.1)$$

Vemos que a energia é inversamente proporcional ao comprimento de onda REM. Assim, os comprimentos de onda menores transportam mais energia e, por isso, possuem o comportamento corpuscular mais evidente.

A energia da onda, ao atingir a superfície dos materiais, interage com ela por meio de trocas de energia. Nos átomos e moléculas existem níveis de energia, determinados pelos orbitais dos elétrons. Para a interação ocorrer, é necessário que a REM incidente seja em parte absorvida pelos elétrons ou moléculas, o que promove uma mudança do elétron de um orbital para outro de maior energia ou um

aumento da vibração molecular. A parte da energia da REM que não é absorvida é refletida, e é essa a parcela medida pelo sensor. Saber a quantidade de energia absorvida pelos materiais é muito importante pois fornece informações sobre a composição dos alvos no sensoriamento remoto.

A energia da REM e dos átomos e moléculas são discretas. Portanto, as trocas de energia somente ocorrerão se a quantidade de energia contida na REM for igual a necessária para promover uma mudança nos níveis de energia da matéria. Dessa forma, no sensoriamento remoto, define-se que essa interação é microscópica, ou seja, dependente da constituição química do material. Essa propriedade é muito importante pois fornecerá informações sobre a composição dos alvos.

Os grandes comprimentos de onda possuem baixa energia o que causa uma interação microscópica quase insignificante. Por isso, essas ondas se adequam mais ao modelo ondulatório que se relaciona às propriedades texturais. Por outro lado, para descobrir o tipo de litologia de uma determinada região por sensoriamento remoto é necessário utilizar comprimentos de onda pequenos.

4.1.2 Fontes de radiação eletromagnética e os espectros de frequência

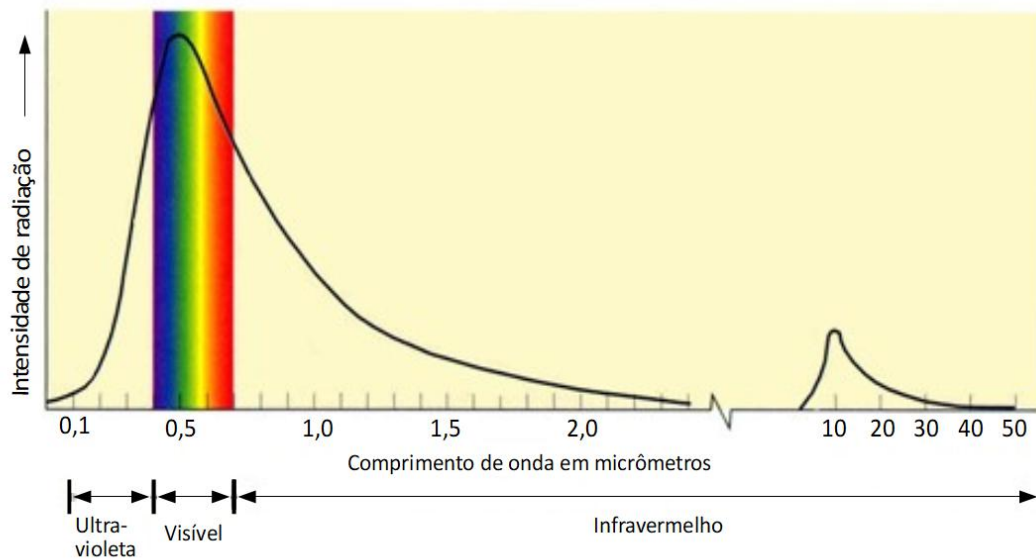
O Sol é a principal fonte de radiação eletromagnética do sistema solar, no entanto sua emitância radiante espectral se concentra nas frequências do visível, como mostrado na figura 6. A imagem também mostra a radiação terrestre e pode-se observar que a intensidade do seu fluxo de energia é bem menor que a do sol e as frequências são mais baixas, fora do espectro visível.

Como já dito, a sonda Dawn porta três instrumentos: um sensor imageador multiespectral (FC), um espectrômetro visível e infravermelho (VIR) e um detector de radiação gama e nêutrons (GRaND). Aqui abordaremos o espectro de frequências utilizado por cada um deles (figura 7).

Os espectros de frequências utilizados pela FC e o espectrômetro VIR coincidem com as frequências emitidas pelo Sol, sendo ele a fonte de REM destes equipamentos. O GRaND detecta radiação com frequências muito altas, na escala de 10^{20} Hz. Essa radiação em parte resulta do decaimento natural de elementos radioativos de Vesta e Ceres ou então é gerada pela interação de raios cósmicos com os núcleos de elementos químicos nos primeiros metros da superfície dos asteroides (BOGNER et

al., sem data).

Figura 6 – Distribuição da intensidade da energia emitida por fontes naturais (Sol e Terra) de radiação eletromagnética, medidas no topo da atmosfera terrestre.

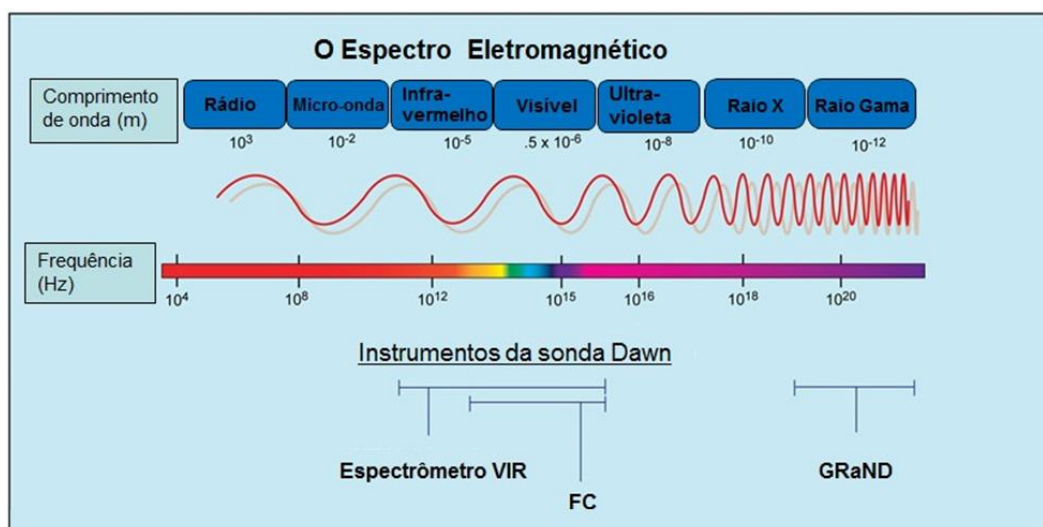


Modificado de: Meneses et al. (2012).

A obtenção simultânea de imagens em múltiplas bandas espectrais (resolução espectral) é uma propriedade muito importante nos sensores. A resolução espectral possui três parâmetros de medida: O número de bandas que o sensor possui; a largura das bandas (em comprimentos de onda); as posições das bandas no espectro eletromagnético.

Para ser possível distinguir com precisão os tipos de material é necessário que o sensor tenha uma boa resolução espectral, ou seja, um grande número de bandas situadas em diferentes regiões do espectro e com larguras estreitas de comprimento de onda. A largura da banda deve ser dimensionada em concordância com as larguras das feições de absorção exibidas pelos espectros de reflectância de cada material. Por exemplo, se é uma região rochosa, com vegetação, com muitas drenagens etc.

Figura 7 – Bandas de frequência dos instrumentos de Dawn.



Modificado de: Bogner et al. (sem data).

4.1.3 Radiância e Reflectância

Quando o sensor detecta e mede a radiação que deixa a superfície dos objetos, ele está fazendo uma medição radiométrica. A radiometria inclui uma série de termos e leis que em sensoriamento remoto são fundamentais para explicar o significado físico dos valores da REM medidos pelos equipamentos.

1) *Fluxo radiante* é a taxa na qual a energia radiante (energia que se propaga da fonte através de ondas eletromagnéticas) é transferida de um ponto ou superfície para outra superfície, medida em watts (W).

2) *Irradiância* (L) é o fluxo radiante solar incidente na superfície do terreno por área de superfície, medido em watts por metro quadrado (W/m^2).

3) *Radiância* (E_R) é a medida feita pelo sensor da densidade de fluxo radiante que deixa um elemento de área da superfície do terreno.

Outro fator muito importante que deve ser considerado é que a densidade de fluxo incidente na superfície do terreno, a Irradiância E_R , varia no tempo. Isso ocorre pois a distância e a posição do Sol em relação aos planetas mudam continuamente, e mesmo porque o Sol não é uma fonte constante no tempo. Assim, a radiância que será medida no sensor, para construir a imagem dos objetos, poderá

apresentar-se diferente de um dia para outro, mesmo que os alvos não tenham mudado.

Essa influência da variação da irradiância poderia ser eliminada, se no exato momento em que o sensor medisse a radiância que deixa o alvo, medisse, também, a quantidade de fluxo radiante incidente no alvo, ou seja, a irradiância. A relação de medida da irradiância com a radiância estabelece um conceito muito importante em sensoriamento remoto, que é a reflectância, definida por

$$\rho(\%) = \frac{L}{E_R}. \quad (4.2)$$

Os sensores imageadores não medem a irradiância solar, e por isso a imagem é uma representação digital dos valores da radiância, e não uma imagem de reflectância. Há formulações matemáticas que possibilitam obter esses valores, que se tornam mais complexos para corpos com atmosfera, como a Terra.

4.2 Processos geológicos em asteroides

A maioria dos processos geológicos de corpos rochosos pode ser classificada em duas categorias: fenômenos exógenos e fenômenos endógenos.

As principais atividades geológicas que ocorrem em asteroides são relacionados a impactos de projéteis (asteroides ou cometas) na rocha-alvo. O efeito direto do impacto é a formação de uma cratera. No entanto, existem efeitos secundários importantes, como a deposição de ejecta, i.e., sedimentos gerados pela escavação da cratera, e tremores sísmicos associados à onda de choque provocada pelo impacto. Todos esses processos são definidos como exógenos.

Nos planetas terrestres, processos endógenos estão associados à energia originadas no interior do planeta e incluem tectonismo e magmatismo. É esperado que atividades vulcânicas possam ter ocorrido em asteroides diferenciados, como Vesta, apesar ainda não terem sido encontradas evidências claras no mesmo. Por outro lado, é relativamente comum encontrar estruturas lineares, como falhas e fraturas em asteroides. Essas feições podem ter diversas origens, mas acredita-se que muitas delas foram geradas devido à grandes impactos, que produziram tensões internas

no corpo-alvo. Assim, apesar de não ocorrer uma tectônica de placas como na Terra, pode-se considerar que asteroides experimentam processos tectônicos.

Como Vesta é o foco deste trabalho, nesta seção serão descritos apenas os processos geológicos dominantes neste asteroide: a formação crateras de impacto e de estruturas lineares. Mais informações sobre processos geológicos planetários podem ser encontradas em Melosh (2011) e as especificidades destes processos em asteroides são descritas em Murdoch et al. (2015).

4.2.1 Crateras de Impacto

As crateras de impacto são as feições geomorfológicas dominantes na maioria das superfícies de planetas terrestres, satélites e asteroides (com exceção da Terra e alguns satélites de Júpiter e Saturno). Além disso, a formação de crateras é o único processo geológico comum a todos os corpos com superfícies sólidas do sistema solar. Praticamente todas as crateras¹ podem ser definidas como depressões com bordas circulares. No entanto, sua forma detalhada possui variações de acordo com seu tamanho, sua idade e as características físicas do alvo. Os detalhes sobre os processos mecânicos relativos a formação de crateras e sobre a morfologia de crateras de impacto podem ser encontrados em Osinski e Pierazzo (2012), Melosh e Ivanov (1999), Melosh (2011) e no livro icônico *Impact Cratering: A Geologic Process* escrito por Melosh (1989).

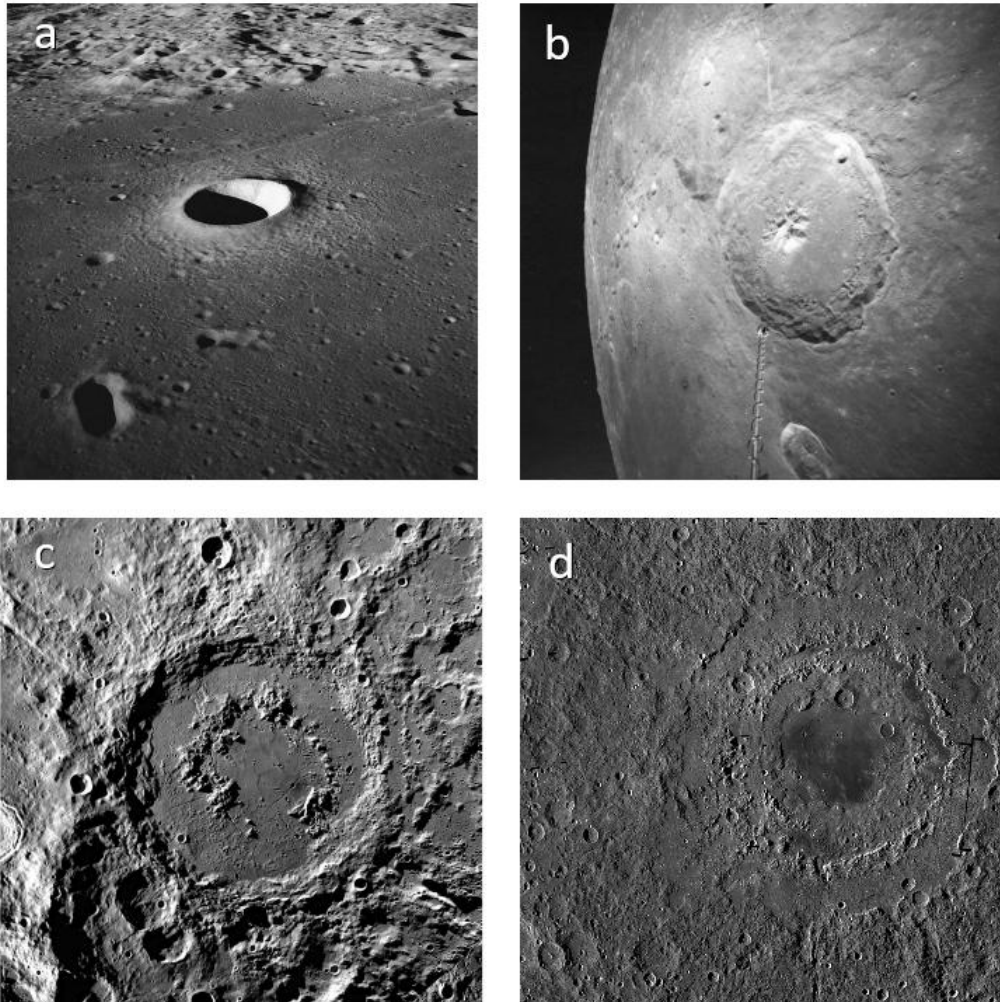
De maneira geral, é possível estabelecer um desenvolvimento gradual das feições morfológicas com o aumento do diâmetro da cratera. As menores chamam-se crateras simples, em seguida tem-se as crateras complexas e as maiores denominam-se bacias multi-anéis (figura 8). Uma consequência muito importante do processo de formação de crateras é a exposição de materiais que originalmente estavam na subsuperfície.

Morfologia de Crateras

A *cratera simples* é o tipo clássico de cratera circular com a depressão em forma de tigela, apresentando perfis parabólicos e bordas elevadas. Possui poucas

¹ Neste trabalho entende-se cratera como cratera de impacto, apesar delas poderem estar associadas a outros processos geológicos como a formação de vulcões.

Figura 8 – (a) Moltke: cratera simples lunar - 7 km de diâmetro. (b) Theophilus: Cratera complexa lunar com pico central - 100 km de diâmetro. (c) Schrödinger: cratera complexa lunar com pico anelar - 320 km de diâmetro. (d) Orientale: bacia multi-anéis lunar com 930 km de diâmetro.



Fonte: (a) Apollo 10 image AS10-29-4324. (b) Apollo 16 image AS16-M-0692.
(c) e (d) Lunar Reconnaissance Orbiter - NASA.

feições morfológicas adicionais, com exceção de marcas por onde matações rolam em direção ao centro. A profundidade da cratera (altura da borda até a parte mais profunda) mede em torno de 20% do seu diâmetro.

Elas podem ser formadas em dois tipos de regime: o regime de força ou o regime de gravidade. O regime em que a cratera se forma estabelece o tamanho da cratera em relação ao tamanho do projétil que a gerou. A conexão entre tamanho de projétil e tamanho de cratera é abordada, por exemplo, em Ivanov (2001) e Ivanov (2008) e apresentada brevemente na seção 4.3.4 deste trabalho.

A transição entre o regime de força e o de gravidade é estabelecida por um diâmetro de cratera, D_{fg} , específico para cada corpo (IVANOV; NEUKUM; WAGNER, 2001). Os parâmetros que definem o valor de D_{fg} são a gravidade, a rigidez e a densidade na superfície do alvo. Como referência, na lua o diâmetro de transição é de 300m. Se o diâmetro da cratera é menor que D_{fg} a cratera é governado por parâmetros do projétil e pela rigidez do material do alvo. As crateras maiores que D_{fg} são governadas pela gravidade do alvo. Na realidade, a transição entre os regimes não é abrupta, de forma que, quando o diâmetro da cratera é próximo de D_{fg} , há influências tanto da força quanto da gravidade.

Dentro do regime de gravidade também podem ser formadas crateras complexas. Essas crateras ocorrem a partir de um determinado diâmetro que varia de acordo com os corpos e, ao contrário da transição entre os regimes de força e gravidade, esta ocorre de maneira abrupta. Esse diâmetro é principalmente controlado pelo inverso da gravidade na superfície do planeta, g^{-1} , mas também pode ter influência de parâmetros mecânicos da superfície (PIKE, 1980). Esta última é corroborada pelas crateras presentes em satélites de gelo, já que neles as crateras complexas se formam com diâmetros menores quando comparadas a corpos silicáticos (SCHENK, 1991; SCHENK, 2002). Na Lua, crateras complexas se formam para $D > 15$ km, na Terra se formam a partir de $D > 4$ km, enquanto Europa, satélite de Júpiter, apresenta crateras complexas para $D > 8$ km, apesar da gravidade de sua ser de aproximadamente $1,3 \text{ m/s}^2$ e a da Lua $1,6 \text{ m/s}^2$.

As *crateras complexas* possuem feições muito mais complicadas. Elas são caracterizadas por soerguimentos estruturais que dão origem a núcleos centrais soerguidos e possuem o fundo plano. As maiores podem apresentar um anel interno montanhoso, chamado pico anelar, ao invés do núcleo central. A profundidade dessas crateras também aumenta com o tamanho, mas esse aumento é muito mais lento se comparado ao de crateras simples (PIKE, 1977). Além disso, O fundo de crateras complexas é coberto por detritos formados pelo impacto, que muitas vezes

sofrem fusão durante o mesmo, produzindo materiais fundidos por impacto (*impact melt*). A transição entre a cratera com maciço central e a cratera com anel interno aparentemente também está associada a g^{-1} (MELOSH; IVANOV, 1999).

Em asteroides, as crateras simples são as estruturas dominantes devido a baixa gravidade. De fato, Vesta é o menor corpo silicático que possui uma cratera complexa com núcleo central e é improvável que existam crateras com pico anelar em pequenos corpos. Além disso, a presença de material fundido não é esperada em grandes quantidades nos asteroides, pois, entre outros motivos, a velocidade de impacto é muito baixa nos mesmos (KEIL et al., 1997).

As maiores estruturas de impacto já observadas chamam-se *bacias multi-anelares* e são caracterizadas por várias escarpas concêntricas e circulares, que provavelmente representam falhas normais. A mais conhecida delas, a bacia lunar Orientale, possui ao menos cinco anéis com escarpas voltadas para o centro. Um tipo bastante diferente de bacia anelar encontra-se no satélite de Júpiter Callisto que apresenta dezenas de escarpas que parecem voltadas no sentido contrário do centro da bacia.

O mecanismo de formação das bacias multi-anelares ainda é muito discutido. A teoria mais aceita, chamada tectônica de anel, propõe que os anéis se formam devido a total penetração da cratera transiente na litosfera, ou seja, a espessura da litosfera possui um papel dominante em determinar se os anéis são formados ou não (MELOSH, 1989; POTTER, 2015). Isso é corroborado pelo fato da transição complexa/bacia multi-anelares não ter uma relação direta com a gravidade, já que não são claras estruturas desse tipo em Mercúrio, apesar desse corpo possuir aproximadamente o dobro da gravidade da Lua e crateras muito grandes, como Carolis que possui 1540 km de diâmetro (WOOD; HEAD, 1976).

Principais fases da formação de crateras

O processo de formação de crateras pode ser descrito, de maneira geral, como um tipo de explosão, em que a energia cinética do projétil gera uma depressão no corpo alvo além de aumentar a temperatura do material dos dois corpos. Apesar desse processo ser contínuo, ele é comumente dividido em três fases: contato e compressão, escavação, e modificação (GAULT, 1968). Cada uma delas é dominada por processos físicos diferentes.

A ferramenta mais importante para entender a dinâmica da formação de crateras de impacto é a modelagem numérica, principalmente para processos típicos de grandes impactos, como a fusão e vaporização de material e a formação de crateras complexas (PIERAZZO; COLLINS, 2004), em que experimentos em laboratórios são limitados. Apesar disso, esses experimentos também são importantes pois permitem comparar validar os modelos numéricos para impactos menores (COLLINS et al., 2012).

O primeiro estágio de um impacto, *contato e compressão*, é o mais curto dos três. Dura apenas o tempo em que o projétil entra em contato com o alvo e transfere sua energia e momento para o mesmo, promovendo mudanças no estado físico e químico das rochas impactadas. Esse tempo relaciona-se ao raio do projétil, r , sua velocidade de impacto, v e o ângulo do impacto, α , da forma $t_{cc} = r/v \operatorname{sen}\alpha$ (MELOSH; IVANOV, 1999).

Durante esse processo, o projétil desacelera e ocorre a formação e propagação de ondas de choque a partir do ponto de impacto para o interior do alvo e também do projétil (MELOSH, 1989). A energia cinética inicial do projétil é redistribuída em energia cinética e energia interna em todos os materiais envolvidos na colisão. A energia interna fornece calor para o projétil e para o alvo. Para ondas de choque suficientemente grandes, isso pode resultar em fusão e vaporização de material. A energia cinética residual é responsável pela escavação da superfície planetária. A complexidade desse estágio aumenta à medida que o impacto se torna mais oblíquo, devido a maior contribuição de efeitos não-lineares (e.g. PIERAZZO; MELOSH, 2000).

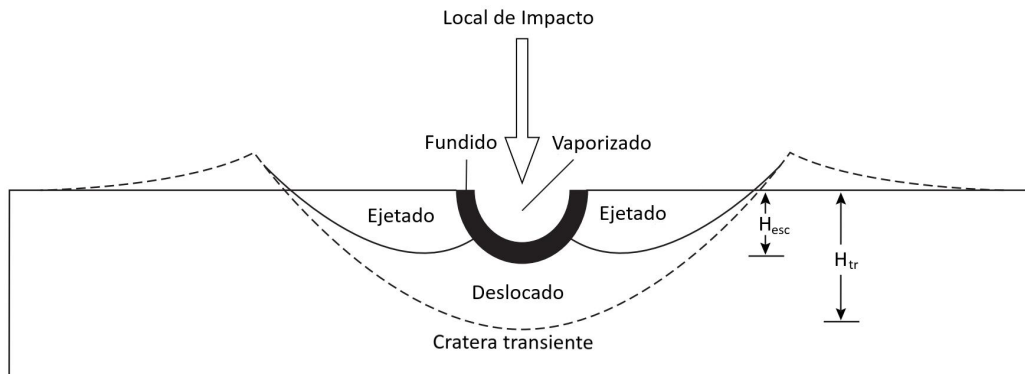
Logo após o contato e a compressão, inicia-se o *estágio de escavação*. Nesse estágio a onda de choque, gerada na fase anterior, se propaga de forma rápida e aproximadamente hemisférica pela rocha-alvo. Aos poucos, essa onda enfraquece devido à divergência esférica (diminuição da amplitude relacionada à expansão da frente de onda) e à transformação da energia da onda em calor. Em consequência, eventualmente a onda de choque se torna uma onda elástica.

A rápida passagem da onda de choque e a rarefação posterior dão início ao movimento do material. Esse processo conduz as rochas do alvo para fora do ponto de impacto, produzindo um fluxo de escavação. Esse fluxo é simétrico em relação ao centro da estrutura em desenvolvimento e é bem mais lento que a onda de choque.

O movimento das rochas durante o fluxo de escavação produz uma depressão

em forma de tigela no alvo, chamada *cratera transiente*. O material mais próximo à superfície (aproximadamente 1/3 do volume total envolvido no deslocamento) é fragmentado e ejetado balisticamente para cima e para fora da cratera. O ejecta começa a formar o lençol no terreno adjacente a cratera. Em níveis mais baixos, o estresse gerado pela onda é menor e as rochas se movimentam de forma plástica para baixo (figura 9).

Figura 9 – Seção esquemática de uma cratera transiente. Parte do material, tanto do alvo quanto do projétil, é vaporizado formando uma pluma de vapor. Próximo ao local de impacto, é possível que as rochas sofram fusão, se mantendo dentro da cratera transiente. Até 1/3 da profundidade total (H_{esc}) o material é expelido na forma de ejecta. Abaixo disso, as rochas são deslocadas até atingirem a profundidade máxima da cratera, H_{tr} .



Modificado de: Melosh (1989).

A cratera cresce inicialmente de forma hemisférica até alcançar uma profundidade máxima. Nesse momento, ocorre o aumento apenas do diâmetro da cratera, gerando a feição de tigela com o diâmetro de 3 a 4 vezes maior que a profundidade. É importante enfatizar que a escavação não é provocada pelo “mergulho” do projétil no alvo. Na realidade, nesse estágio o projétil já foi vaporizado e, portanto, a depressão não é diretamente formada pelo mesmo.

Num determinado momento, a onda de choque não é mais capaz de mover as rochas e, então, a cratera transiente alcança seu tamanho máximo e o estágio de escavação termina. O tempo de formação da cratera transiente é consideravelmente

mais longo que o estágio de contato e compressão, mas ainda é bastante curto em relação a outros processos geológicos. Cálculos sobre a duração do processo de escavação podem ser encontrados em (MELOSH, 1989), que indicam 90 segundos para a formação de crateras de 200 km, enquanto crateras de 1 km necessitam de apenas 6 segundos.

O último estágio da formação de cratera chama-se *estágio de modificação* em que a cavidade transiente sofre um colapso. Nesse momento, a principal força atuante é a gravidade, já que o colapso resulta numa geometria mais estável de acordo com o campo gravitacional (QUAIDE; GAULT; SCHMIDT, 1965). A forma como a cratera colapsa depende do tamanho da cratera transiente e da rigidez das rochas próximas a superfície.

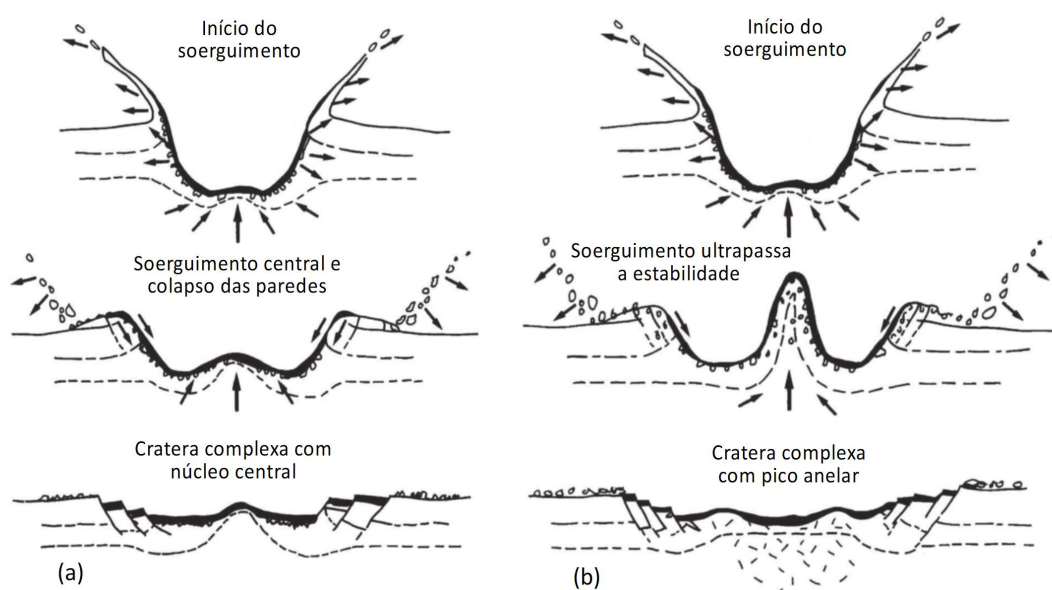
Em crateras pequenas, a forma final é semelhante à da transiente, com um aumento do diâmetro em cerca de 15%, gerando uma cratera simples. No entanto, em crateras maiores, ocorre um movimento para o centro e para cima de material, provocando um soerguimento central e formando uma cratera complexa. Nas menores, o soerguimento “congela” o que resulta no pico central. Nas maiores, esse núcleo colapsa e gera um pico anelar. Simultaneamente, as paredes da cratera transiente colapsam devido a gravidade, induzindo falhas normais com escarpas voltadas para o centro (figura 10).

4.2.2 Estruturas Lineares

As estruturas lineares observadas em corpos terrestres possuem diferentes formas e podem ser geradas por diversos processos. Esta seção se dedica somente às feições lineares já observadas em asteroides, como apresentado em Buczkowski e Wyrick (2015).

Existem quatro tipos principais de lineamentos em asteroides: estrias, vales, “cadeias de crateras” (*pit crater chains*) e cordilheiras. As estrias possuem um formato em V e são rasas. Normalmente representam o fraturamento simples de uma superfície. Os vales são mais profundos e possuem paredes e bases distintas. A cadeia de crateras é um conjunto linear de pequenas depressões. Provavelmente são estrias ou vales que foram cobertos por sedimentos que são drenado pela estrutura. As cordilheiras, menos comuns em asteroides, são altos lineares e provavelmente

Figura 10 – Ilustração esquemática da formação de crateras complexas com (a) núcleo central (b) pico anelar. O soerguimento é iniciado antes mesmo da borda da cratera se formar completamente. Ainda durante a subida de material ocorre o falhamento da borda. Em crateras menores o soerguimento congela formando um núcleo central. Nas maiores, o núcleo colapsa gerando o pico anelar.



Modificado de: Melosh (1989).

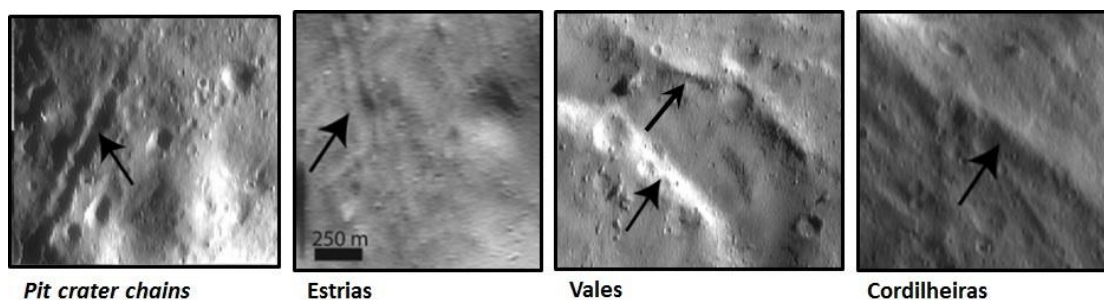
representam falhas de empurrão (figura 11).

Nos pequenos corpos, muitos lineamentos estão associados a grandes impactos. Nesse caso, a estrutura normalmente ocorre de forma concêntrica em relação a cratera de impacto responsável por sua formação. Esse processo é corroborado por modelagens computacionais, que indicam a possibilidade das fraturas ocorrerem tanto perto quanto longe do local de impacto (ASPHAUG et al., 1996).

Em alguns casos, como em Eros, não é encontrado o impacto que poderia ter gerado os lineamento observados. Uma explicação possível, seria a formação da estrutura no corpo parental, sendo Eros um fragmento remanente desse corpo (BUCZKOWSKI et al., 2009). Além disso, podem ser originados por estresse termal devido a mudanças seculares na temperatura de superfícies de NEOs à medida que

se afasta do cinturão de asteroides e se aproxima do Sol (DOMBARD; FREED, 2002). Finalmente, estrias também podem se associar ao rolamento de blocos rochosos deixando a superfície marcada.

Figura 11 – Principais tipos de lineamento.



Fonte: Buczkowski e Wyrick (2015).

4.3 Datação de superfícies planetárias através da contagem de crateras

O método de datação baseado na análise da distribuição de crateras de impacto, discutido em diversos trabalhos (e.g. HARTMANN et al., 1981; NEUKUM; IVANOV, 1994; IVANOV, 2001; NEUKUM; IVANOV; HARTMANN, 2001; IVANOV, 2008), é o mais utilizado na obtenção da idade absoluta de superfícies planetárias. Por outro lado, a radiometria (WETHERILL et al., 1981) possui uma precisão consideravelmente maior. No entanto, ela é uma técnica bastante limitada no campo de ciências planetárias, uma vez que só foram coletadas amostras da Terra e da Lua (com exceção de meteoritos). Assim, devido ao contexto deste trabalho, será feita uma descrição sucinta das principais etapas da datação por contagem de crateras.

A densidade de crateras foi pioneiramente examinada por Öpik (1960) e Shoemaker, Hackman e Eggleton (1963) com intuito de estimar as idades dos mares lunares. O método fundamenta-se na premissa de que, quanto maior o tempo de exposição de determinada superfície, maior será o número de crateras geradas pelo impacto de asteroides e cometas. Dessa forma, comparando a distribuição de crateras em superfícies distintas, é possível estimar suas idades relativas.

Através das missões Apollo e Luna foi possível relacionar a densidade de crateras em unidades geológicas lunares com idades absolutas determinadas a partir de amostras coletadas nas mesmas áreas. Utilizando esse vínculo, a evolução temporal da formação de crateras no sistema solar interno pôde ser estimada. Com isso, foram desenvolvidas calibrações entre a população de crateras lunares e a de outros corpos terrestres, permitindo assim, calcular a idade absoluta de outras superfícies planetárias.

4.3.1 Descrição de populações de crateras

A primeira etapa para a datação através da cronologia de crateras envolve uma contagem consistente e precisa. Inicialmente, define-se uma área com história geológica homogênea, i.e., uma unidade geológica. Ao conjunto de crateras na mesma unidade geológica refere-se por população, de forma que sua principal ferramenta de análise e caracterização é a distribuição tamanho-frequência (DTF), relacionando o número de crateras ao diâmetro.

Representação Gráfica da distribuição tamanho-frequência

No início das pesquisas sobre a DTF de crateras existia uma grande variedade de representações gráficas da mesma, o que dificultava a comunicação entre pesquisadores e aumentava a redundância de trabalhos. Para amenizar esses problemas, foi desenvolvido pelo Crater Analysis Techniques Working Group (1979) um sistema padronizado para a representação da DTF. Este abrange duas representações gráficas: A distribuição tamanho-frequência cumulativa e a distribuição tamanho-frequência relativa; ambas em escala logarítmica.

Para a representação cumulativa, calcula-se o número de crateras por unidade de área cujo diâmetro seja maior ou igual a um valor D predeterminado. Através desta, constatou-se que a DTF se aproxima da função:

$$N_{cum} = kD^{-b} \quad (4.3)$$

sendo N_{cum} o número de crateras maiores ou iguais a D , e k e b constantes empíricas, definidas a partir do ajuste da curva à contagem. Utilizando escala logarítmica, a distribuição pode ser aproximada por uma reta com gradiente $-b$.

Essa função foi usada para elaborar os primeiros ajustes de curva dos estudos de contagem de cratera e, em específico para os mares lunares, a maioria dos valores de b são próximos a 1,8 ao considerar $D > 4$ km (HARTMANN et al., 1981).

Uma grande desvantagem da curva cumulativa é que a maior parte delas se comporta de maneira semelhante, já que os valores de b ajustados são geralmente bastante próximos, o que pode esconder diferenças significativas entre populações de crateras. Para contornar esse problema utiliza-se a representação relativa, ou *R-plot*:

$$R(D) = D^3 \frac{dN}{dD}. \quad (4.4)$$

Assim, a representação relativa explora a proximidade de b ao valor 2 na equação 4.3, já que mostra o desvio da DTF diferencial em relação à função exponencial D^{-3} . Se dN/dD é proporcional a D^{-3} , então $R(D)$ é constante; se dN/dD é proporcional a D^{-2} , então $R(D)$ é proporcional a D , etc.

Nessa formatação é necessário definir intervalos de diâmetros, ou *bins*, para a computação do número de crateras. Normalmente o tamanho do *bin* é definido por $D_{min} > D > D_{max}$, sendo D_{min} e D_{max} os respectivos limites inferior e superior para as dimensões do *bin*, escolhidos de acordo com $D_{max}/D_{min} = \sqrt{2}$.

Existem outras duas representações bastante utilizadas: A incremental e a diferencial. A primeira, utilizada frequentemente por Hartmann (e.g. HARTMANN et al., 1981), consiste em definir o número N de crateras por unidade de área com diâmetros dentro de um *bin*, sendo o tamanho do *bin* geralmente o mesmo da representação relativa. A distribuição diferencial é definida por dN/dD .

Fatores determinantes para a configuração da DTF de crateras

Superfícies planetárias refletem a acumulação de crateras num certo período de tempo. Em condições ideais o número de crateras observáveis indica a idade do terreno. Na prática, as crateras são deterioradas devido a processos geológicos e, eventualmente, podem desaparecer. Portanto, a evolução temporal de superfícies dominadas por crateras é bastante complexa e sua interpretação correta envolve considerar uma série de mecanismos obliterantes.

Em corpos planetários geologicamente ativos, a obliteração de crateras se deve principalmente a processos como fluxos de lava e tectonismo. Além disso, quando existe atmosfera e água, esta última e o vento podem atuar como agentes exógenos para obliteração. Para os asteroides, onde estes processos são pouco relevantes, a causa principal da destruição de crateras está relacionada ao bombardeio em si. Nesse caso, o processo de obliteração pode ocorrer pela superposição de crateras, pelo espalhamento de ejecta e por tremores sísmicos também causados pelo impacto. Um estudo detalhado sobre processos obliterantes em asteroides pode ser encontrado em Marchi et al. (2015).

Com o tempo, a densidade de crateras se torna tão alta que a adição de novas crateras não modifica a DTF, já que a formação de uma nova cratera obrigatoriamente causa a destruição de outra(s) mais antiga(s), seja por sobreposição ou pela deposição de ejecta. Esse conceito foi definido como *saturação empírica* por Hartmann et al. (1981), a partir de trabalhos anteriores (e.g. WORONOW, 1977). Uma superfície que atingiu a saturação não pode ter sua idade absoluta definida. Ressalta-se que a deposição de ejecta varia com a gravidade dos corpos (WORONOW, 1978). Como asteroides possuem baixa gravidade sua saturação é atingida com uma densidade de crateras maior que a de planetas.

Além de levar em conta os processos obliterantes, é importante assegurar que todas as crateras contadas são crateras de impacto primárias, ou seja, formadas pelo impacto de meteoroides. Com isso, é necessário excluir crateras de impacto secundárias, sendo estas formadas pelos detritos de um impacto primário, e crateras endogênicas, formadas por processos internos do planeta, como crateras vulcânicas.

Uma característica comum de distribuições de crateras é a erosão ou recobrimento da unidade geológica em que apenas as crateras com diâmetros relativamente pequenos são removidas. Isso ocorre pois elas possuem uma topografia menos expressiva e, conseqüentemente, sofrem obliteração com maior facilidade. Assim, a DTF final de uma superfície que passou por um evento do tipo apresenta uma população de crateras que reflete a idade inicial da superfície até um diâmetro mínimo, D_1 e a idade do evento obliterativo, mais recente, para crateras menores que D_1 . Na realidade, é possível que exista um intervalo de diâmetro, acima de D_1 em que há uma redução das crateras, sem que necessariamente todas sejam removidas dentro desse intervalo.

4.3.2 Função de Produção Lunar

A DTF de produção, muitas vezes chamada de função de produção (FP), representa a DTF de crateras acumuladas numa superfície ideal em que todas as crateras já formadas sobre a mesma estão intactas. Isso significa que a DTF de crateras observadas, numa superfície que não atingiu o equilíbrio, deve ser a mesma, ou pelo menos próxima, à FP. Somente com a função de produção é possível determinar a DTF de projéteis, com as devidas leis de escala (4.3.4). Através da distribuição de projéteis, é possível definir a idade absoluta de outros planetas, além de fornecer uma noção sobre a evolução temporal dos pequenos corpos.

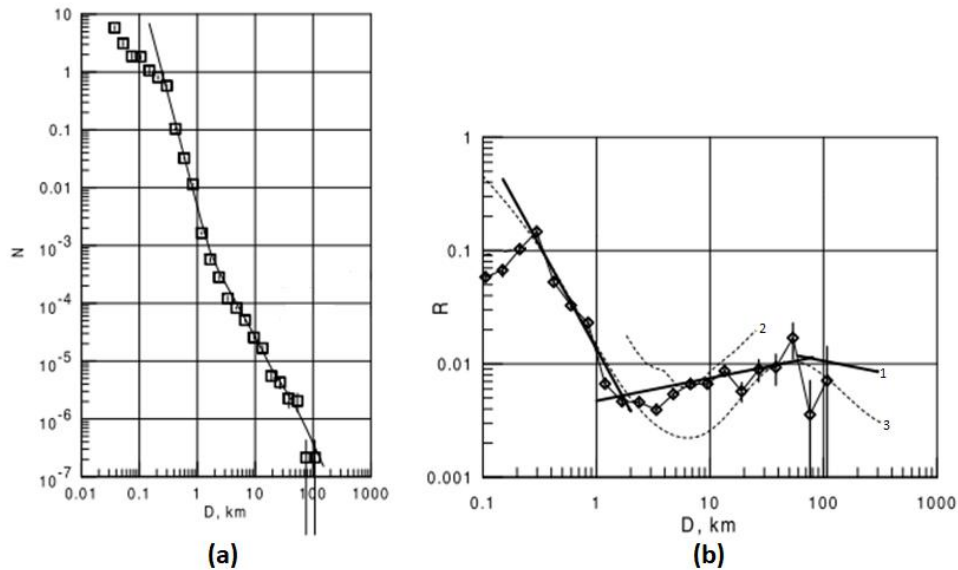
Apesar das PFs terem uma tendência geral semelhante, ainda não existe total consenso sobre sua estrutura exata. Inicialmente, devido a falta de imagens com boa definição da superfície lunar, a DTF era aproximada por uma função potencial 4.3, o que foi posteriormente descartado. Atualmente, as funções de produção lunar mais aceitas são as propostas por Hartmann (HPF) e Neukum (NPF), revisadas em Neukum, Ivanov e Hartmann (2001).

A função de produção de Hartmann (HARTMANN et al., 1981) baseia-se num conjunto de contagens individuais em diversas áreas dos mares lunares apresentadas em múltiplos estudos. Utilizando esses dados, foi desenvolvida uma única PF para um momento específico no tempo, sendo esta a média de idade da formação dos mares lunares, gerando assim uma função de produção média. Nesse caso, as superfícies podem ser consideradas ideais pois a idade da maioria das regiões utilizadas estão contidas num intervalo curto - entre 3,2 e 3,5 Ga (STÖFFLER; RYDER, 2001). A HPF pode ser aproximada por uma função de três segmentos, sendo cada uma delas uma função potencial:

$$\begin{aligned}
 \log N_H &= -2,616 - 3,82 \log D_{min}, & D_{min} < 1,41 \text{ km} \\
 \log N_H &= -2,920 - 1,80 \log D_{min}, & 1,41 < D_{min} < 64 \text{ km} \\
 \log N_H &= -2,198 - 2,20 \log D_{min}, & D_{min} > 64 \text{ km}
 \end{aligned} \tag{4.5}$$

A figura 12 mostra a representação gráfica da equação 4.5 nas formas incremental e relativa utilizando o tamanho de *bin* padrão.

Figura 12 – (a) Função de produção de Hartmann em representação incremental. Os quadrados são os pontos de dados tabulados e a linha define a aproximação descrita na equação 4.5. (b) Apresentado da forma relativa, mostra a comparação do ajuste da função de produção de Hartmann (linha 1) com a função de produção de Neukum que melhor se ajusta ao segmento de maior gradiente da HPF (linha 3). A linha 2 representa a contagem de crateras na bacia Orientale feita por Neukum. Os diamantes são equivalentes aos quadrados de (a).



Fonte: Neukum, Ivanov e Hartmann (2001).

Numa série de publicações (e.g. NEUKUM et al., 1975; NEUKUM; IVANOV, 1994), Neukum propõe uma função analítica para descrever a distribuição cumulativa de crateras maiores que um certo diâmetro D . Essa função foi construída por DTFs de crateras de várias unidades geológicas lunares com diversas idades. Como as unidades geológicas antigas são caracterizadas por mais crateras grandes e as mais novas por mais crateras pequenas, a construção da FP para todos os diâmetros observados é necessário fazer uma normalização.

Neukum utiliza um ajuste de curva polinomial para um número de crateras

cumulativas válido para $10 \text{ m} < D < 300 \text{ km}$, N como mostrado na equação:

$$\log_{10}(N) = a_0 + \sum_{n=1}^{11} a_n [\log_{10}(D)]^n \quad (4.6)$$

Os valores dos coeficiente a_n podem ser encontrados em Neukum, Ivanov e Hartmann (2001). O valor de a_0 depende da idade da superfície e provoca um deslocamento vertical na função (quanto mais antiga a superfície maior é o deslocamento para cima em relação ao eixo y). Assim, determina-se o valor de a_0 como o que melhor se ajusta ao dado. A figura 13 mostra a NPF em representação relativa para superfícies de unidades cronológicas lunares distintas².

A figura 12b ilustra a diferença entre a HPF e a NPF em mares lunares. Ambas apresentam uma boa relação com os dados observados para crateras com diâmetros $D < 1 \text{ km}$. Entretanto, para crateras com diâmetro $1 < D < 40 \text{ km}$ a NPF está bem abaixo da HPF. Por isso, nesse intervalo é necessário ter cuidado ao usar as funções de produção.

4.3.3 Cronologia de Crateras de Impacto

As amostras lunares possibilitaram associar o número de crateras, acumuladas na vizinhança dos locais de coleta, com a idade isotópica das rochas. Esta relação, empírica, chama-se cronologia de crateras de impacto.

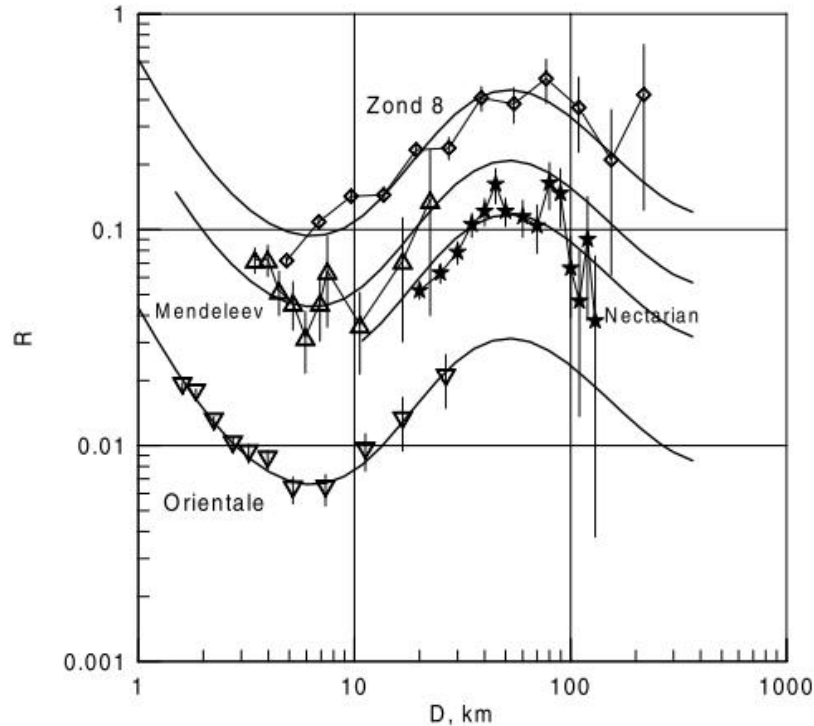
O modelo de cronologia de crateras utilizado pela maioria dos pesquisadores é o de Neukum, Ivanov e Hartmann (2001), semelhante ao de Neukum (1983) mas com os dados de idade absoluta mais precisos atualmente (STÖFFLER; RYDER, 2001). Neukum expressou a correlação entre densidade de crateras e idade da superfície de forma analítica através da equação:

$$N(1) = k_1(e^{k_2 T} - 1) + k_3 T \quad (4.7)$$

onde $N(1)$ é o número de crateras com diâmetro maior ou igual a 1 km por unidade de área, T é o tempo em Ga e k_{1-3} são constantes, as quais $k_1 = 5,4 \cdot 10^{-14}$

² A Lua (assim como todos os planetas terrestres) possui um sistema cronoestratigráfico próprio. Os eventos que limitam as unidades cronológicas são grandes crateras de impacto e derrames basálticos (mares lunares). Detalhes sobre escala de tempo planetária encontra-se em Tanaka e Hartmann (2016).

Figura 13 – Ajuste analítico (NPF) para unidades geológicas das eras Pré-Nectariana, Nectariana e Imbriana.

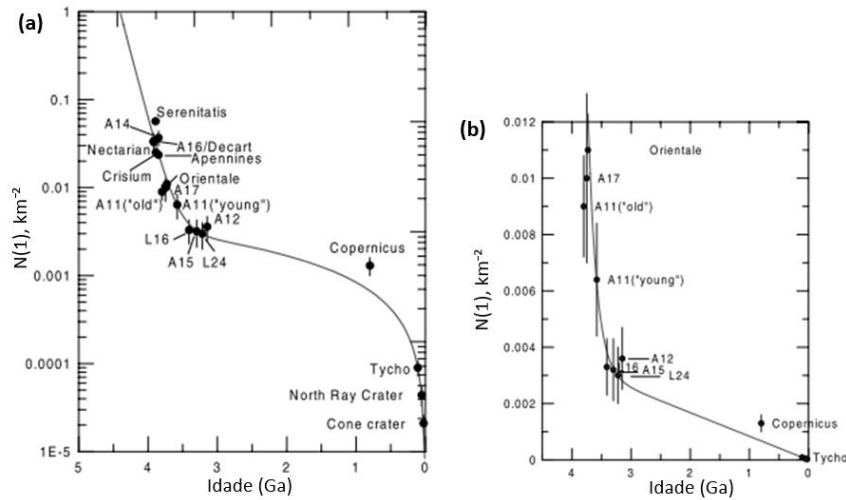


Fonte: Neukum, Ivanov e Hartmann (2001).

determina a influência do termo exponencial, $k_2 = 6,93$ expressa o decaimento do termo exponencial e $k_3 = 8,38 \cdot 10^{-4}$ relaciona-se ao termo linear, nesse caso definidas para a cronologia lunar. A figura 14 mostra a representação gráfica da equação 4.7. O gráfico possui um caráter aproximadamente linear de $N(1)$ até cerca de 3 Ga, indicando um fluxo de projéteis relativamente constante. Anteriormente, o fluxo era consideravelmente maior e esse período é comumente denominado Intenso Bombardeio Tardio (IBT). A origem do IBT e a taxa de decaimento de impactos nesse período ainda são bastante discutidas (e.g. HARTMANN et al., 2000; GOMES et al., 2005).

Modelo mais recentes foram elaborados (e.g. HARTMANN; QUANTIN; MANGOLD, 2007; ROBBINS, 2014) e sugerem a adição de um termo quadrático na equação, que reflete uma diminuição da taxa de formação de crateras nos últimos bilhões de

Figura 14 – (a) O número de crateras com $D > 1$ km formadas em áreas com idades diversas. O traço é a representação gráfica da equação 4.7 em escala semi-log. (b) Parte do gráfico (a) em escala linear.



Fonte: Neukum, Ivanov e Hartmann (2001).

anos. Em Robbins (2015) é feita uma revisão sobre a evolução dos estudos sobre cronologia de crateras e os principais problemas que ainda devem ser resolvidos.

4.3.4 Comparação Interplanetária

A função de produção lunar e o modelo de cronologia de crateras pode ser calibrado para outros corpos pois a população de projéteis é a mesma para todos os corpos do sistema solar interno. Essa relação depende da definição da *taxa de produção de crateras*, $F_p(D, t)$, sendo esta o número de crateras por quilômetro quadrado por unidade de tempo para um diâmetro D em qualquer momento da história do Sistema Solar, t , num planeta específico, p .

Para obter $F_p(D, t)$ é necessário, primeiramente, calcular a *taxa de impacto*, $\mathcal{F}_p(D, t) = \text{impactos}/\text{km}^2\text{s}$. Esta, por sua vez, depende do número de possíveis impactores por volume e suas velocidades nas regiões próximas a cada planeta alvo, i.e., a distribuição de impactos e suas respectivas velocidades. Esses parâmetros estão vinculados à distribuição orbital dos pequenos corpos cruzadores de órbitas planetárias.

Os pequenos corpos capazes de gerar crateras em planetas terrestres são majoritariamente asteroides derivados do cinturão principal (cerca de 90%). As outras duas fontes importantes são cometas da família de Júpiter, i.e. cometas de períodos menores que 20 anos derivados do cinturão de Kuiper, e cometas de períodos longos (maiores que 200 anos) derivados da nuvem de Oort (MORBIDELLI et al., 2002; BOTTKKE, 2002). Para simplificar, é comum considerar que todos os projéteis são asteroides do cinturão principal.

Os dados relativos a distribuição orbital desses asteroides são geralmente obtidos em base de dados como “astorb.dat” atualizado regularmente por Edward Bowell <<https://naic.edu/~nolan/astorb.html>> e a fornecida pelo *Jet Propulsion Laboratory* - NASA <https://ssd.jpl.nasa.gov/sbdb_query.cgi>. O modelo estendido de Öpik (WETHERILL, 1967) permite calcular a velocidade e a probabilidade de impacto em cada planeta. Para estabelecer a taxa de impacto é comum utilizar os valores médios desses parâmetros (e.g. NEUKUM; IVANOV; HARTMANN, 2001; IVANOV et al., 2002; IVANOV, 2008).

O próximo passo é converter a taxa de impacto para a taxa de formação de crateras, reforçando que um mesmo projétil gera crateras com diâmetros diferentes em corpos diferentes, de acordo, principalmente, com a velocidade de impacto e a gravidade de superfície.

A conversão, apresentada em Ivanov (2001) (equações 4.8 e 4.9), foi desenvolvida a partir de leis de escala baseadas nos dados experimentais que estimam o diâmetro de uma cratera simples ou transiente em relação ao de um dado projétil e vice-versa (SCHMIDT; HOUSEN, 1987). A equação 4.8 é utilizada para crateras formadas no regime de gravidade:

$$D_t = 1,16(\delta/\rho)^{1/3} D_p^{0,78} (v \operatorname{sen} \alpha)^{0,43} g^{-0,22} \quad (4.8)$$

sendo D_t o diâmetro da cratera transiente, D_p o diâmetro do projétil, ρ e δ as densidades do alvo e do projétil, respectivamente, v a velocidade de impacto, α o ângulo de impacto e g a aceleração da gravidade. Por simplicidade, pode-se assumir que os impactos são formados apenas por asteroides e que todos possuem densidade de $2,7 \text{ g/cm}^3$ (típico para asteroides do tipo S) e que uma cratera simples formada em regime gravitacional possui diâmetro semelhante a D_t .

A equação 4.8 se torna mais complexa para casos extremos de pequenas crateras em que ocorre regime de força e para crateras complexas. A transição entre os regimes de força e de gravidade pode ser adicionada à equação 4.8 como apresentado em Ivanov (2001) e atualizado em Ivanov (2008):

$$\frac{D_t}{D_p} = 1,21 \frac{(\delta/\rho)^{0,43} (v \sin \alpha)^{0,55}}{[g(D_{fg} + D_t)]^{0,28}} \quad (4.9)$$

onde D_{fg} é o diâmetro de transição entre o regime de força e de gravidade. Crateras com $D_t \ll D_{fg}$ são formadas no regime de força, enquanto crateras com $D_t \gg D_{fg}$ formam-se no regime gravitacional. Uma segunda equação, particular para materiais porosos, como areia e regolito, é descrita em Ivanov (2008). Esta é especialmente importante para crateras pequenas que se formam, em muitos casos, sobre regolito e não atingem a rocha.

Outro conjunto de leis de escala é o chamado grupo π (HOLSAPPLE; HOUSEN, 2007) que tem como objetivo apresentar uma formulação mais abrangente. Essa definição pode ser aplicada nos regimes de força e gravidade e permite total controle sobre as propriedades físicas do alvo, como a rigidez do material, que variam muito entre os corpos planetários. Por outro lado, possuem uma forte dependência aos parâmetros inseridos que são conhecidos apenas para materiais análogos.

Ainda não foram desenvolvidas relações similares a equação 4.9 para estimar o diâmetro de crateras complexas. Porém, é possível utilizar o modelo semi-empírico de Croft (1985) para estimar o diâmetro da cratera transiente, D_t , relativo a cratera complexa com diâmetro observado D :

$$D_t = D_*^{0,15} \times D^{0,85} \quad (4.10)$$

onde D_* é o diâmetro limite entre a cratera simples e complexa.

A correlação entre a DTF de crateras e projéteis pode ser feita usando as leis de escala descritas acima e considerando que todas as crateras de impacto de um determinado corpo são formadas por projéteis com um ângulo de impacto médio (45°) e uma velocidade média (e.g. NEUKUM; IVANOV, 1994). Os pontos da DTF de projéteis podem ser aproximados por um polinômio semelhante a equação 4.6 (IVANOV, 2008). Resumidamente, as leis de escala permitem calcular a distribuição tamanho-frequência de projéteis a partir de um corpo de referência, geralmente

a Lua, e, posteriormente, definir a função cronológica e a função de produção de outras superfícies planetárias a partir da DTF de projéteis.

5 Caracterização geológica de Vesta

Vesta apresenta uma superfície bastante complexa em todas as escalas imageadas, com muitas crateras de impacto, ejecta e grandes vales, mas ainda sem evidências claras de magmatismo (JAUMANN et al., 2012). Para mapear essas estruturas são predominantemente utilizados as imagens obtida pela câmera FC, o modelo digital de elevação e alguns de seus produtos, como mapa de gradiente e *hillshade* (mapa que mostra uma iluminação hipotética da superfície a partir do MDE). Dados obtidos por outros equipamentos também serão considerados pontualmente a fim de complementar a discussão. Os mapas estão no sistema “Claudia” (LI; MAFI, 2013), o mesmo apresentado em todas as publicações sobre a missão Dawn em Vesta. Tanto os mosaicos quanto o MDE são fornecidos publicamente pela NASA. É importante ressaltar que muitos mapas apresentados são baseados na bibliografia citada ao longo do capítulo.

5.1 Principais crateras

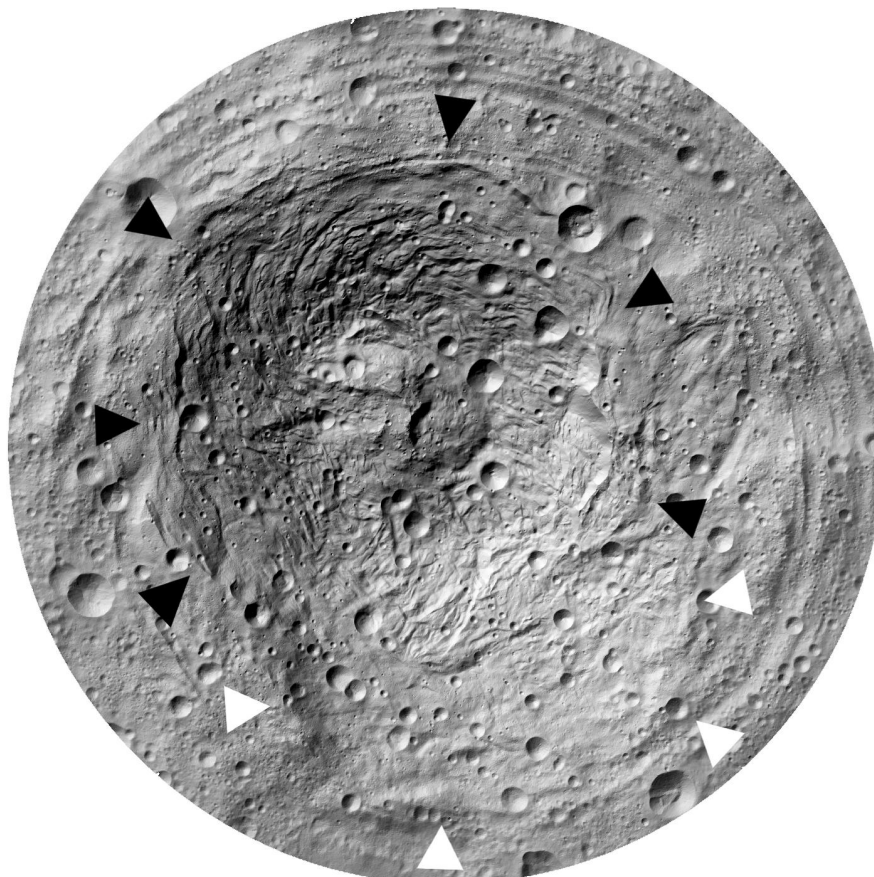
O Telescópio Espacial Hubble revelou uma grande depressão no polo sul de Vesta, provavelmente relacionada a uma cratera de impacto corroborando a possível associação de Vesta com os HEDs e com os Vestoides¹ (THOMAS et al., 1997). Mais detalhes sobre a cratera foram posteriormente obtidos com as imagens da missão Dawn.

Dawn constatou que a depressão no polo sul é composta por duas bacias sobrepostas (figura 15). A mais nova, Rheasilvia, está centrada em 301°W e 75°S, possui 500 ± 20 km de diâmetro e 19 ± 6 km de profundidade (SCHENK et al., 2012). Rheasilvia apresenta um grande núcleo central de formato dômico, com 180 km de largura e 20 km de altura (figura 16). A feição possui superfície rugosa o que indica um soerguimento de material estilhaçado durante o impacto. Além disso, a

¹ Vestoides são geralmente considerados fragmentos de Vesta devido às suas semelhanças espectrais

cratera não apresenta grandes quantidades de material fundido pelo impacto pois foi provavelmente gerada por um impacto lento (obrien ssyskes 2011).

Figura 15 – Mapa *hillshade* do hemisfério sul de Vesta. Triângulos pretos indicam Rheasilvia e os brancos indicam Veneneia.

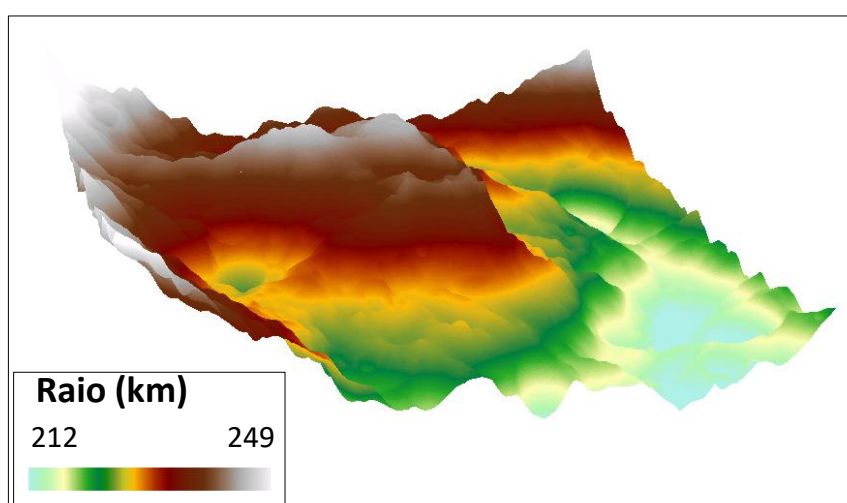


Sua estrutura básica é bastante similar a de grandes crateras observadas em outros corpos de baixa densidade do sistema solar. Em bacias com proporção $D_{cratera}/D_{alvo}$ de 0,4 - 0,9 (comparado a 0,95 de Rheasilvia) é comum encontrar maciços com diâmetros de 0,35 a 0,5 vezes o tamanho da cratera (comparado a 0,36 de Rheasilvia).

Além disso, Rheasilvia possui um padrão de deformações espirais, mostrado com mais detalhes na figura 17a (e.g. OTTO et al., 2013; OTTO et al., 2016). Esse padrão é formado por fraturas que ocorrem devido ao soerguimento e convergência radial do embasamento. A forma espiralada provavelmente se deve ao efeito de

coriolis, já que o tempo para a formação de Rheasilvia durou cerca de metade do período de rotação de Vesta (SCHENK et al., 2012). Essas estruturas são pouco comuns em outros corpos. Uma explicação possível para isso é que muitas crateras complexas no Sistema Solar apresentam material fundido pelo impacto, que pode recobrir esse tipo de feição. A cratera King (figura 17b) é a única cratera na Lua que possui deformações espirais como em Rheasilvia (SCHENK et al., 2012).

Figura 16 – Projeção em 3D do núcleo central de Rheasilvia. O modelo digital de elevação indica o raio a partir do centro de Vesta.

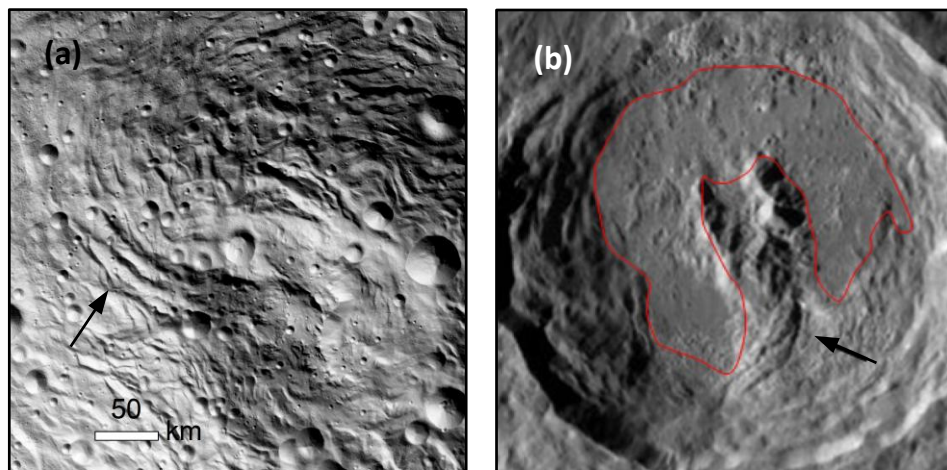


A segunda maior cratera de Vesta, Veneneia, está centrada em 170°E e 52°S , possui 400 km de diâmetro e 12 ± 2 km de profundidade. Veneneia foi parcialmente destruída por Rheasilvia e não é observado um maciço central. Sua borda é mais degradada se comparada a Rheasilvia, o que corrobora para uma idade mais avançada.

O cálculo da idade de formação dessas duas bacias é feito pelo método de contagem de crateras (ver seção 4.3). Obter uma estimativa de quando esses impactos ocorreram é importante para determinar se elas de fato são a fonte de materiais para os Vestoides e para os HEDs.

No entanto, existem discordâncias sobre como o método deve ser aplicado em Vesta. Marchi et al. (2012), Schenk et al. (2012) e O'Brien et al. (2014) estimam que formação de Rheasilvia se deu há $1,0 \pm 0,2$ Ga e a de Veneneia ocorreu há $2,1 \pm 0,2$ Ga. Por outro lado, Schmedemann et al. (2014), propõem 3,54 Ga para

Figura 17 – (a) Deformações espirais em Rheasilvia. (b) Cratera King na Lua: a região em vermelho é caracterizada pela presença de material fundido pelo impacto e a seta indica estruturas espirais.



(b) Fonte: Schenk et al. (2012)

Rheasilvia e 3,74 Ga para Veneneia. Essa diferença se dá por diversos fatores. Um deles é a utilização de funções cronológicas e funções de produção diferentes. Além disso, as áreas nas crateras em que as contagens foram realizadas são distintas.

O contraste entre os resultados motivou uma discussão mais profunda sobre o tema, apresentada no capítulo 6. Todos os procedimentos para a datação por contagem de crateras são reproduzidos para Rheasilvia e Veneneia e os resultados são comparados com os citados acima.

Outra questão muito intrigante relacionada a Rheasilvia é a falta de olivina em seu embasamento. Devido a profundidade de Rheasilvia era de certa forma esperado que a bacia escavasse toda a crosta e mostrasse o manto de Vesta. No entanto, como a olivina não é observada em abundância, é necessário apresentar novos modelos petrológicos para explicar a estrutura interna de Vesta. Mandler e Elkins-Tanton (2013) e Thangjam (2012), por exemplo, propõem versões aprimoradas do modelo de Oceano de Magma (IKEDA; TAKEDA, 1985) que adequam-se a essa falta de olivina.

5.2 Estruturas lineares

Na região equatorial e no hemisfério norte de Vesta ocorrem grandes feições estruturais lineares observadas já na fase de aproximação (figura 18). O maior conjunto está localizado próximo ao equador e se estende por aproximadamente 2/3 de Vesta. Os tamanhos das estruturas variam de 19 km a 380 km e podem chegar a 15 km de largura. O segundo conjunto forma um ângulo de aproximadamente 30° em relação aos lineamentos equatoriais e são mais curtos, porém mais largos do que eles. Devem ser mais antigos já que suas bordas são mais arredondadas e possuem uma densidade maior de crateras (JAUMANN et al., 2012).

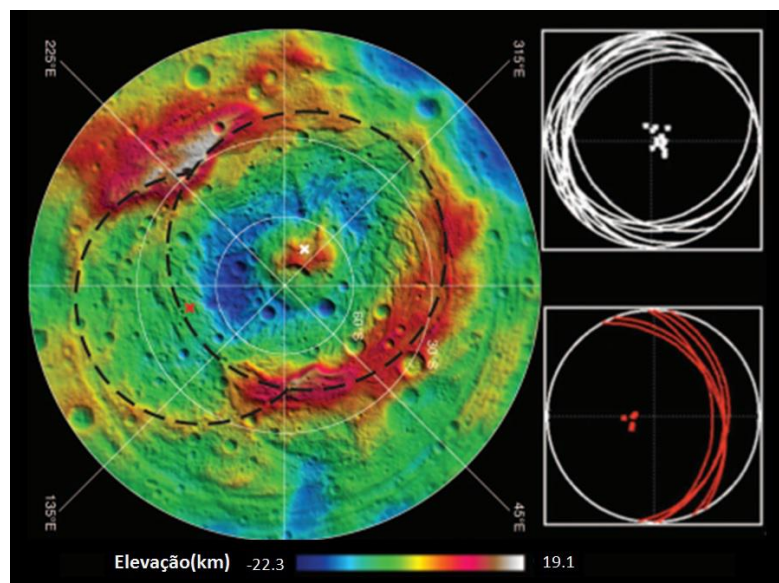
Figura 18 – Imagem de Vesta obtida na fase de aproximação mostrando os lineamentos equatoriais e Rheasilvia



Mapeando os vales diretamente no modelo da forma global de Vesta, eles podem ser representados como planos que atravessam o asteroide. A partir disso, pode ser feita uma rede estereográfica que permite o cálculo dos polos dos planos (JAUMANN et al., 2012). O conjunto de polos das estruturas equatoriais formam uma aglomeração (*cluster*) próxima ao centro de Rheasilvia enquanto os polos do hemisfério norte formam outra aglomeração próxima ao centro de Veneneia (figura 19). Essa sobreposição indica fortemente que essas estruturas estão relacionadas à formação das bacias.

Em Buczkowski et al. (2012) é feita uma análise da topografia de Divalia Fossae,

Figura 19 – Planos e *cluster* de polos de Rheasilvia (branco) e Veneneia (vermelho).



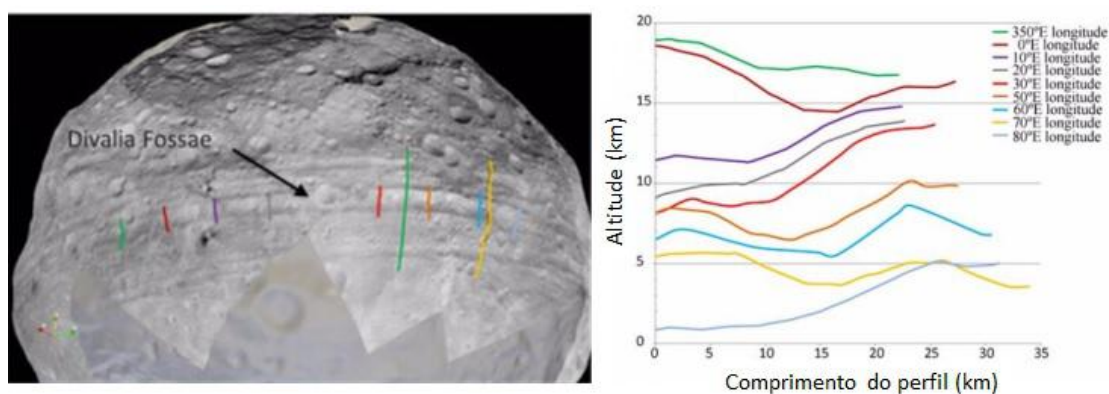
Fonte: Jaumann et al. (2012).

o maior lineamento equatorial em Vesta. A estrutura é aparentemente bastante complexa e se assemelha a um gráben (figura 20). A imagem mostra que tanto a falha norte quanto a sul podem ser dominantes dependendo da longitude, já que os perfis apresentam uma variação nos comprimentos das escarpas. Outra característica interessante é que em alguns locais as escarpas de falha são simétricas, se assemelhando a um gráben simétrico, e em outros a forma se parece com a de um hemi-gráben. Nota-se também que uma grande falha pode ser, na realidade, um conjunto de falhas menores. Isso pode ser observado na longitude 20°, onde a escarpa sul desaparece e volta a surgir no perfil seguinte.

Asteroides como Lutetia, Ida e Eros também possuem lineamentos com orientações semelhantes a de Vesta, concêntricas em relação ao centro da cratera, implicando numa formação relacionada a um impacto. Por outro lado, as diferenças quanto a morfologia das feições indicam que deve haver uma diferença inerente entre Vesta e os outros asteroides, já que os lineamentos nesses corpos apresentam estruturas mais simples do que Vesta.

Uma das possíveis causas para as diferenças estruturais se relaciona à composição dos asteroides. Vesta provavelmente possui camadas de rochas distintas (DESANCTIS

Figura 20 – Perfis topográficos de Divalia Fossae.



Fonte: Buczkowski et al. (2012)

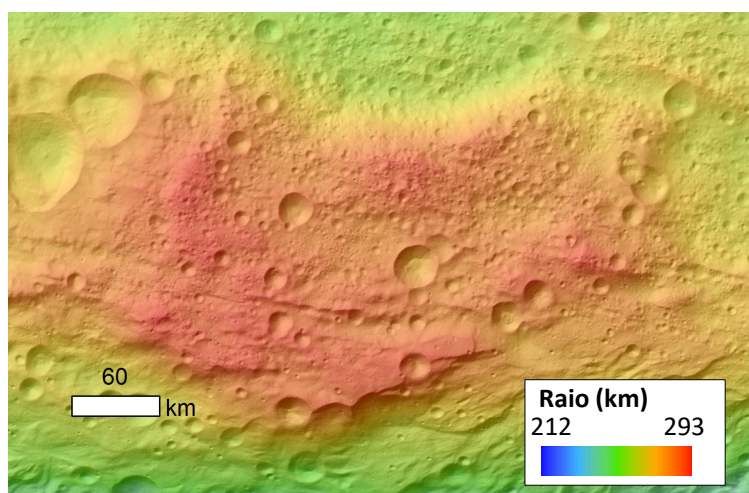
et al., 2012), tornando-o parecido com corpos que possuem estratigrafia mecânica, enquanto Ida e Eros são corpos homogêneos. Para grandes estruturas, como grábens, se formarem, é necessário que camadas mais profundas sejam dúcteis, permitindo a acomodação do bloco rebaixado. Isso só é possível se o corpo possuir diversas camadas com durezas e propriedades físicas diferentes. Além disso, modelagens numéricas confirmam que o interior diferenciado é necessário para que estruturas como Divalia Fossae se formem (BOWLING; JOHNSON; MELOSH, 2014). A estrutura interna diferenciada pode proporcionar uma reordenação e aumento da tensão gerada pelo impacto comparado a corpos homogêneos (BUCZKOWSKI et al., 2012). Assim, os grábens são expressões de processos planetários em Vesta

5.3 Vestalia Terra e o magmatismo em Vesta

Em Buczkowski et al. (2014) é feita uma análise geológica na feição Vestalia Terra, situada na região equatorial de Vesta, a fim de buscar indícios sobre processos magmáticos em Vesta. Vestalia Terra, mostrada na figura 21, possui uma topografia elevada, média de 20 km acima do seu entorno. Ela está localizada entre 25°N a 35° e 200°E a 300°E e possui cerca de 80.000 km² de área. A feição é mais antiga que Rheasilvia e Veneneia, pois sua margem sul é definida pela borda das duas crateras, e sua superfície é coberta por ejecta (JAUMANN et al., 2012).

Apesar de estar situada na região equatorial e ser mais antiga de Rheasilvia, Vestalia Terra não é cortada por nenhum lineamento relativo a formação de Rheasilvia. A preservação de Vestalia Terra indica um material mais forte nessa região, segundo Buczkowski et al. (2014). Um estudo feito por Raymond et al. (2013) mostrou uma anomalia Bouguer positiva associada a Vestalia Terra, demonstrando que a região possui uma densidade anômala. O trabalho sugere a presença de uma antiga pluma mantélica sob o platô. Essas características de Vestalia Terra fizeram da região um alvo na busca de evidências de magmatismo.

Figura 21 – Mapa topográfico de Vesta na região de Vestalia Terra.

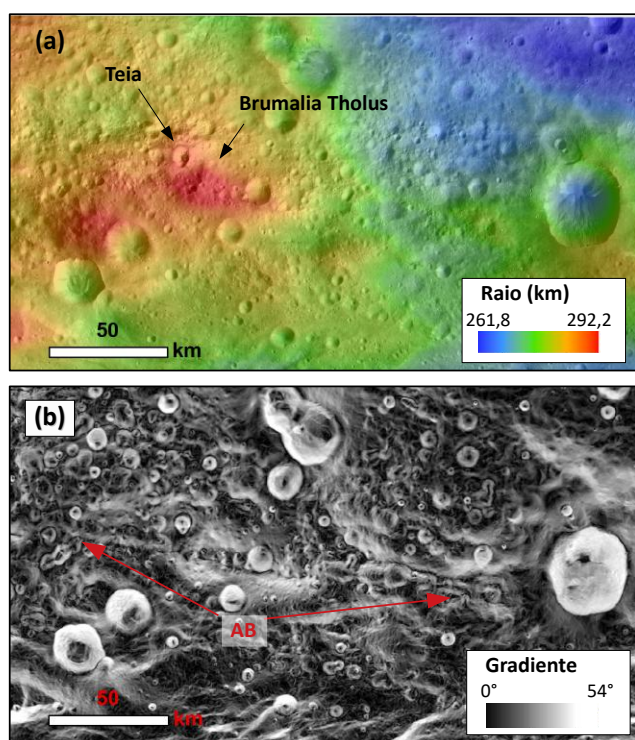


Foram identificados 3 cadeias de crateras em Vestalia Terra. Eles são paralelos aos lineamentos equatoriais e um deles, chamado Albalonga Catena, é interrompido pelo alto estrutural Brumalia Tholus. A superfície de Brumalia Tholus apresenta uma cratera denominada Teia (figura 22).

A forma dômica de B. Tholus sugere que a feição represente um lacólito, ou seja, uma intrusão ígnea na qual a pressão do magma é suficientemente grande para empurrar as camadas sobrejacentes, mas não tanto ao ponto de gerar uma extrusão. Para o magma chegar próximo a superfície é necessário um conduto, como uma falha. Esse conduto seria a cadeia de cratera Albalonga Catena.

Outra informação que corrobora esta hipótese é o ejecta da cratera Teia, fornecendo amostras no interior de Brumalia Tholus. Os filtros passa-banda da

Figura 22 – (a) Mapa topográfico indicando a cratera Teia e Brumalia Tholus. (b) Mapa de inclinação (gradiente) com setas vermelhas mostrando A. Catena.

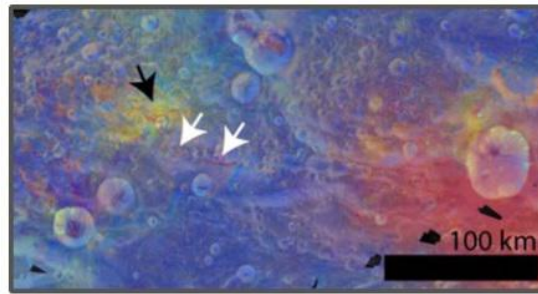


FC indicam que o ejecta possui uma composição diferente do seu entorno (figura 23). A análise espectral do VIR indica um material howardítico em Vestalia Terra, consistente com a predominância de ejecta de Rheasilvia sobre o platô, enquanto o ejecta de Teia apresenta uma composição diogenítica (SANCTIS et al., 2014 apud BUCZKOWSKI et al., 2014).

Modelos da evolução termal de Vesta indicam que seus processos magmáticos cessaram entre 10-100 Ma depois de sua formação, ou seja, há mais de 4,4 Ga (MCSWEEN et al., 2011). Como os pit crater chains estão alinhados aos vales equatoriais esses dois eventos poderia estar relacionados, no entanto, como Rheasilvia ocorreu muito depois do magmatismo essa hipótese deve ser descartada. Dessa forma, essas fraturas devem ter sido resultado de um impacto mais antigo e podem ter sido reorientadas pelo impacto de Rheasilvia (BUCZKOWSKI et al., 2014).

A fonte de magma pode ser a pluma mantélica sugerida por Raymond et al. (2013), um *sill* previsto por Keil e Wilson (2012) ou uma intrusão diogenítica

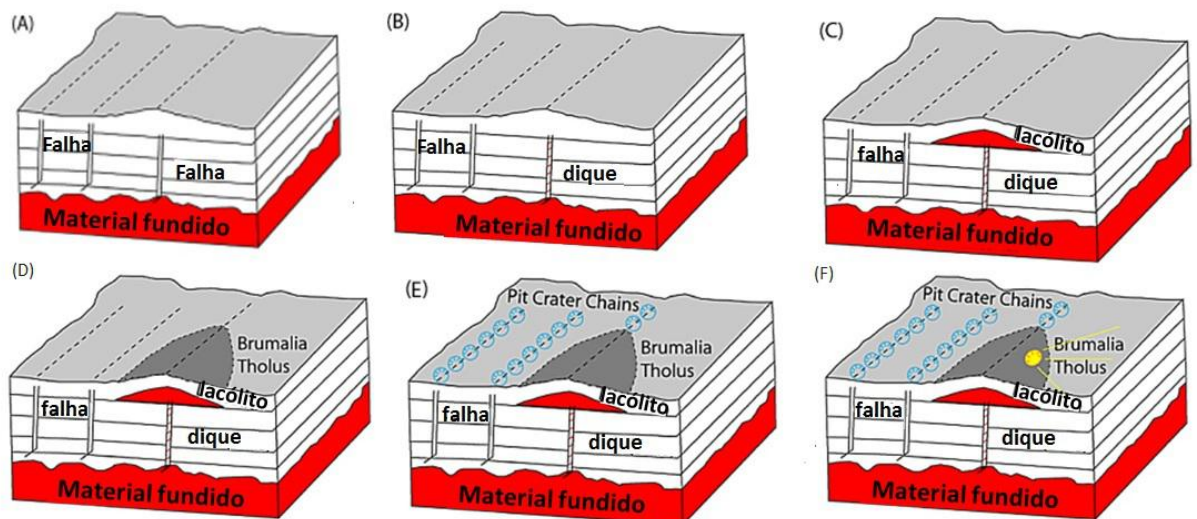
Figura 23 – Dados do filtro colorido da FC. Seta preta mostra o ejecta de Teia e setas brancas mostram B. Tholus.



Fonte: Buczkowski e Wyrick (2015).

na crosta eucrítica prevista por Barrat et al. (2010). Independente da origem do magma, podemos afirmar que, como A. Catena é o único dique dentre as três fraturas, a formação das cadeias de crateras não está relacionada ao magmatismo e é anterior a ele (BUCZKOWSKI et al., 2014). A história geológica da região foi resumida pelo modelo esquemático mostrado na figura 24.

Figura 24 – Diagrama esquemático representando três falhas de Vestalia Terra, as cadeias de crateras formados sobre eles, a formação do lacólito (Brumalia Tholus) e o impacto de Teia.



Modificado de: Buczkowski et al. (2014)

6 Análise da geocronologia de Rheasilvia e Veneneia

Como discutido no capítulo 5, não há um consenso sobre a forma correta de datar as superfícies planetárias de Vesta, especificamente as crateras Rheasilvia e Veneneia. Alguns trabalhos (MARCHI et al., 2012; SCHENK et al., 2012; O'BRIEN et al., 2014) utilizam uma cronologia de crateras baseada no fluxo de asteroides enquanto Schmedemann et al. (2014) consideram a cronologia lunar como mais apropriada. Essas diferenças motivaram uma análise mais detalhada sobre as técnicas de datação, levando a uma reprodução de seus procedimentos, desde a contagem até o ajuste da função de produção e cálculo das idades. Para esse estudo, são utilizados os mosaicos nas resoluções HAMO e LAMO e o MDE, todos em projeção azimutal do hemisfério sul.

6.1 Contagem de crateras

Nesse trabalho, a contagem de crateras foi feita manualmente utilizando a ferramenta *CraterTools* (KNEISSL; GASSELT; NEUKUM, 2011), criada para o software ArcGIS (ESRI). Ela facilita a delimitação precisa de crateras e pode ser utilizado em qualquer tipo de projeção cartográfica. Além disso, é capaz de corrigir distorções no tamanho da cratera causadas pela diferença entre a altitude e o elipsoide de referência, se for fornecido um modelo digital de elevação (KNEISSL et al., 2014). Essa correção é especialmente importante para asteroides por serem corpos irregulares, i.e., suas formas desviam muito do elipsoide. Em Vesta, o diâmetro da cratera pode ser alterado em até 17% em relação ao valor verdadeiro (KNEISSL et al., 2014).

O *CraterTools* é disponibilizado gratuitamente pela *Freie Universität Berlin* (<http://www.geo.fu-berlin.de/en/geol/fachrichtungen/planet/software_rd/index.html>).

As áreas de contagem de Rheasilvia foram baseadas nas mesmas utilizadas por Schmedemann et al. (2014). A primeira abrange toda a formação Rheasilvia

definida no mapa geológico de Jaumann et al. (2012), a segunda delimita uma região relativamente uniforme no núcleo central. A grande maioria das crateras sobre Rheasilvia possui uma borda bem definida e, portanto, a delimitação foi em geral simples (figura 25).

Também foi selecionada uma área para a contagem em Veneneia. No entanto, em Veneneia observou-se um maior número de crateras degradadas, o que é esperado, já que é uma bacia mais antiga. Devido ao maior número de crateras “duvidosas”, foi feita uma segunda contagem nessa bacia, desconsiderando-as (figura 26).

Figura 25 – (a) Mosaico em resolução HAMO mostrando as crateras e a área de contagem de Rheasilvia; (b) Mosaico em resolução LAMO mostrando as crateras e a área de contagem do núcleo central.

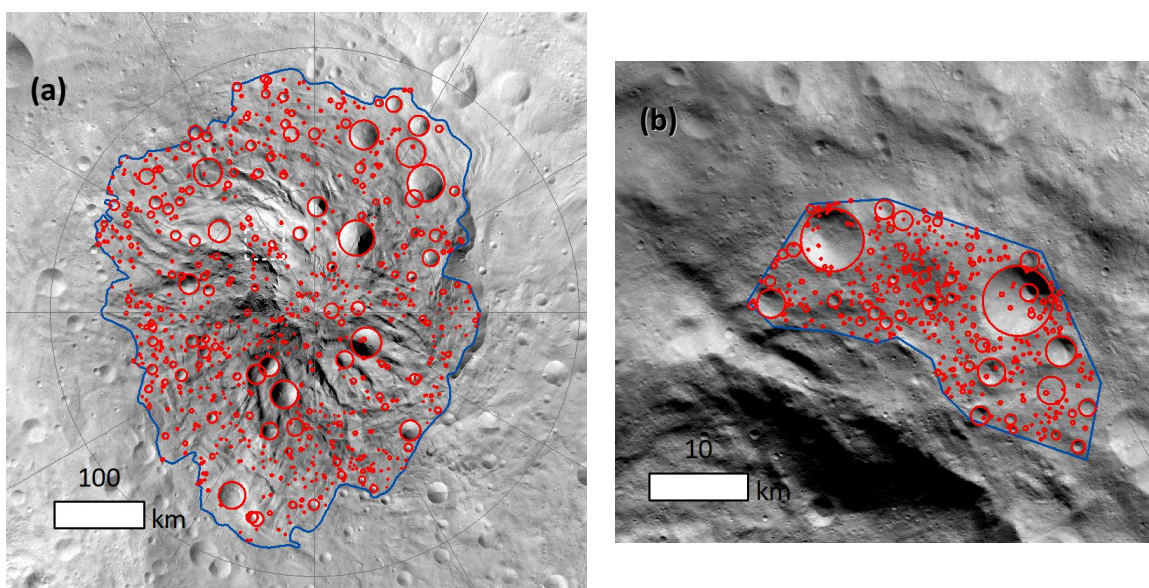
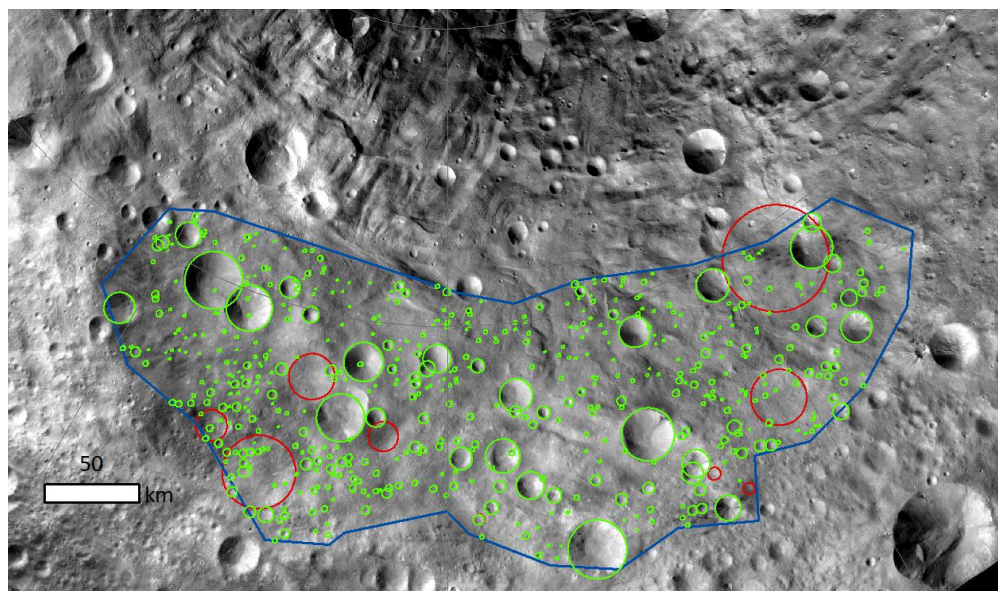


Figura 26 – Mosaico em resolução HAMO mostrando as crateras e a área de contagem de Veneneia. As crateras em vermelho são consideradas duvidosas. Foram geradas duas DTF para nessa área, uma considerando e outra desconsiderando as crateras em vermelho.



6.2 Ferramenta para o ajuste de funções de produção

Para o cálculo da idade de Rheasilvia foi utilizado o software *Craterstats* (MICHAEL; NEUKUM, 2010) também disponibilizado pela *Freie Universität Berlin*. Esse software oferece funções de produção de vários corpos do sistema solar, inclusive de Vesta. No caso, a função oferecida é a proposta por Schmedemann et al. (2014).

Um recurso bastante interessante do *Craterstats* é a possibilidade de calcular as idades de eventos que causam obliteração parcial ou *resurfacing*. Na distribuição cumulativa, o efeito do *resurfacing* aparece como um degrau, de menor gradiente, que conecta dois segmentos de isócronas diferentes. As crateras maiores são ajustadas para uma isócrona mais antiga, enquanto as pequenas apresentam uma idade menor.

A figura 27 mostra um exemplo desse tipo de distribuição em Echus Chasma, unidade de canal Ar1A em Marte (MICHAEL; NEUKUM, 2010). O ajuste das crateras maiores ($0,6 \text{ km} < D < 1,2 \text{ km}$) indicam uma idade de 3,69 Ga. Um evento geológico subsequente reduziu a população de crateras abaixo de 600 m, como indicado pela

diminuição de gradiente entre 600 m e 250 m. a população de crateras abaixo de 250 m provavelmente foi completamente removida. Na imagem, nota-se que o gradiente da parte mais recente ($120 \text{ m} < D < 250 \text{ m}$) é um pouco menor do que a isócrona correspondente. Isso é uma consequência do excesso de crateras de diâmetros maiores, relativo à porção mais antiga da distribuição. O excesso é calculado e eliminado pelo software e, então, é definida a idade correta do evento de obliteração parcial, nesse caso de 844 Ma. Esse tipo de situação é encontrado em Vesta, como será visto na seção 6.4.

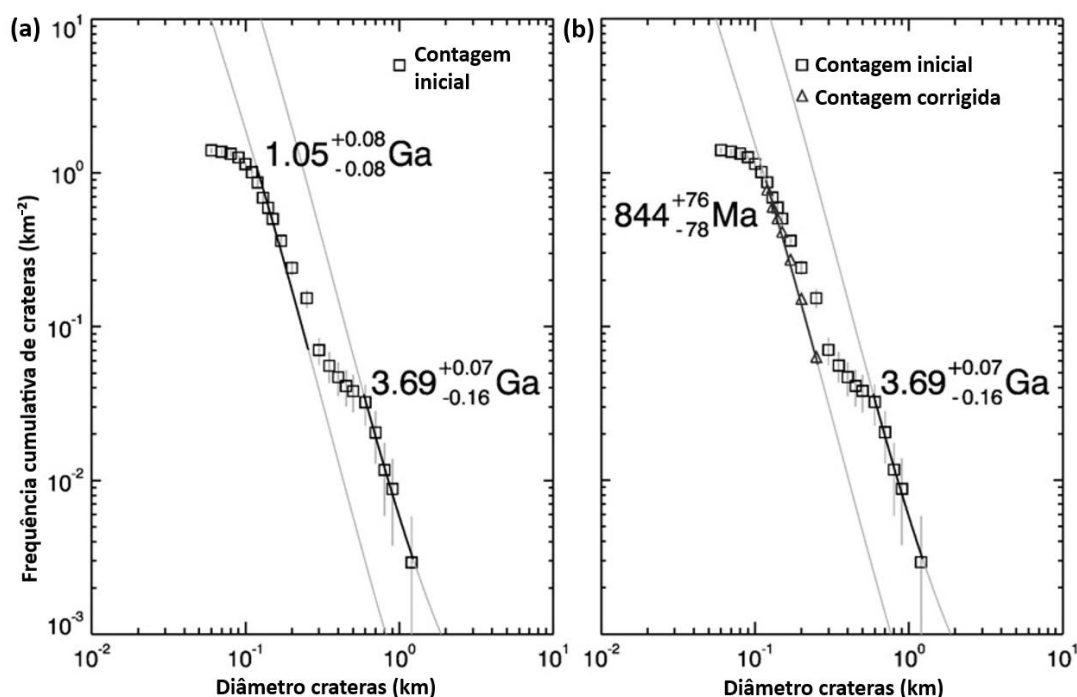
A definição dos intervalos de diâmetros que serão utilizados para o ajuste das isócronas é feita de forma interpretativa. Se não há um evento de obliteração parcial, essa determinação é mais simples. Nessa situação, é necessário apenas excluir as pequenas crateras onde ocorre a queda do gradiente. Essa queda é bastante comum nas DTFs de forma geral e é causada pela dificuldade de identificação dessas crateras pois seus tamanhos são próximos ao limite da resolução espacial da imagem. Já nas distribuições que apresentam obliterações parciais, a análise é mais difícil. O comportamento da mudança de gradiente pode variar de acordo com a duração e intensidade do evento geológico. Em superfícies que passam por vários eventos desse tipo, a distribuição é ainda mais complexa.

Os gráficos serão apresentadas seguindo as normas de Crater Analysis Techniques Working Group (1979). As barras de erro da DTF representam o desvio padrão para os respectivos tamanhos de crateras de cada *bin*. Essas barras se baseiam no número de crateras do *bin*, de forma que um *bin* com poucas crateras terá uma barra de erro maior (SCHMEDEMANN et al., 2014).

6.3 Modelos cronológicos para os asteroides

Na seção 4.3 foi discutida a utilização da função cronológica e a função de produção lunar para calcular a idade de outras superfícies planetárias, aplicando as devidas leis de escala. Como mencionado, essa relação só pode ser empregada se o fluxo de projéteis for o mesmo na Lua e no corpo-alvo. Essa premissa é amplamente aceita considerando apenas os planetas e satélites do sistema solar interno. No entanto, tratando-se de corpos situados no Cinturão Principal, como é o caso de Vesta, essa questão ainda é bastante controversa.

Figura 27 – (a) gráfico de frequência cumulativa mostrando a função ajustada para o intervalo de diâmetro 0,6-1,2 km e a isócrona correspondente indicando 3.69 Ga. Um ajuste semelhante é feito para o intervalo 120-250 m e estima-se uma idade de 1.05 Ga. Nota-se que os pontos, principalmente para crateras maiores que 200m mostram uma curva de menor gradiente em relação à isócrona calculada; (b) O excesso de crateras no intervalo 120-250 m é corrigido (triângulos) e obtém-se a idade de 844 Ma. Note que o entre 250-600 m os pontos não são ajustados para nenhuma curva. Michael e Neukum (2010) interpretam que a diminuição do gradiente nesse intervalo indica que as crateras foram removida parcialmente.



Fonte: Michael e Neukum (2010).

Aqui serão tratadas duas propostas sobre o fluxo de projéteis no cinturão principal a fim de definir a função cronológica e a função de produção de Vesta. Schmedemann et al. (2014) consideram que o fluxo projéteis lunar pode ser considerado semelhante ao de Vesta e, portanto, essa proposta será chamada de modelo “tipo-lunar”. A segunda abordagem, descrita em O’Brien et al. (2014), considera que o fluxo de projéteis deve ser determinado a partir da dinâmica do cinturão de asteroides, aqui denominada “tipo-Nice”.

O principal argumento para o uso do modelo “tipo-lunar” baseia-se no trabalho de Elía e Brunini (2007). Nele, é afirmado que 97% dos projéteis que atingem objetos do Cinturão Principal interno, que é o caso de Vesta, são provenientes da região anterior à ressonância 5:2 ($a < 2,82$ UA), enquanto apenas 7% vêm da parte externa, o que indica que a população de impactores provenientes de dentro da ressonância 5:2 é diferente da média do Cinturão Principal. Além disso, reporta que cerca de 94% dos NEAs também vêm da parte interior da ressonância 5:2. Devido a essas circunstâncias, Schmedemann et al. (2014) consideraram que a função de produção lunar é a mais adequada para calcular a idade absoluta de Vesta em comparação a distribuição tamanho-frequência média dos corpos do Cinturão Principal.

O’Brien et al. (2014) julgam que o modelo “tipo-lunar” é razoável para os corpos do Sistema Solar interno. A principal razão para os autores descartarem esse modelo para Vesta é por considerá-lo inadequado para o Cinturão de Asteroides. De fato, defendem que a evolução dinâmica que levam os impactores do Cinturão Principal em direção aos planetas terrestres implica em histórias de colisões diferentes nessas duas regiões.

Essa afirmação fundamenta-se em alguns argumentos. Em primeiro lugar, a distribuição tamanho-frequência dos NEAs pode ser diferente daquela encontrada no cinturão, pois uma parte deles foi ejetada do mesmo devido à ação de forças que dependem do tamanho do corpo, originadas pelo efeito Yarkovsky (BOTTKE et al., 2006). Somado a isso, alguns trabalhos afirmam que os NEAs são ejetados primeiramente por ressonâncias no cinturão interno, mas Vesta pode ser atingido por objetos da parte central e externa do mesmo e essas regiões possuem distribuições tamanho-frequência diferentes (JEDICKE; METCALFE, 1998). Assim, essa abordagem contrapõe aquela defendida por SCHMEDEMANN et al. e Elía e Brunini (2007), que considera a mesma taxa de impacto no cinturão principal e nos planetas terrestres.

Para o cálculo do fluxo de projéteis, e conseqüentemente a taxa de impacto nas proximidades de Vesta ao longo do tempo, em O’Brien et al. (2014) é explorada a história dinâmica do próprio Cinturão de asteroides. Existem diversos modelos para explicar sua evolução. Muitos apontam para a existência de um intenso bombardeio tardio que teria ocorrido provavelmente entre 3,8 e 4,1 Ga. No entanto, a causa desse bombardeio ainda é bastante controversa, assim como o momento em que

ocorreu e a sua duração.

O Modelo utilizado por O'Brien et al. (2014) chama-se Modelo de Nice (e.g. GOMES et al., 2005), que recebe este nome por ter sido desenvolvido em Nice, na França. Ele é baseado em simulações numéricas e propõe a migração dos planetas gigantes após uma configuração inicial mais compacta e mais próxima ao Sol que a atual. Durante a migração, Júpiter e Saturno cruzam a ressonância 2:1 que, entre outras consequências, desestabiliza a população dos pequenos corpos, tornando-a dinamicamente excitada. Com isso, muitos asteroides que estava no Cinturão Principal, passam a ter órbitas cruzadoras de planetas terrestres, o que é condizente com a possibilidade do intenso bombardeio tardio.

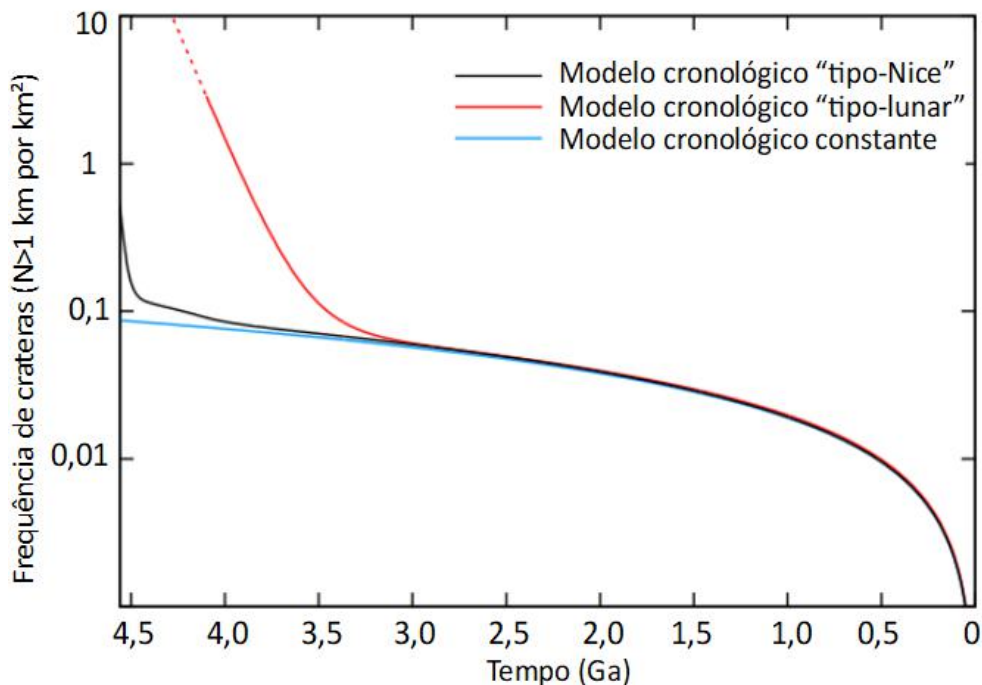
Esse modelo dinâmico é bastante aceito e, após sua formulação, obteve diversas extensões. Dentre elas, o modelo “*E-belt*” introduzido por Bottke et al. (2012). O *E-belt* seria a parte mais interna do cinturão de asteroides primordial, que se estenderia até 1,8 UA (em comparação com 2,1 UA atual). Esse cenário seria estável até a migração dos planetas gigantes prevista pelo Modelo de Nice. Acredita-se que essa parte interna no cinturão inicial foi a principal fonte de impactores para o intenso bombardeio tardio. Bottke et al. (2012) afirma também que os asteroides da Família Hungaria, que possuem semi-eixo maior entre 1,78 e 2,00 UA, são remanescentes do antigo *E-belt*.

De forma resumida, a evolução adotada por O'Brien et al. (2014) inicia-se com uma grande taxa de impacto nos primeiros ~ 100 Ma do Sistema Solar, momento em que o cinturão de asteroides possuía uma massa muito maior do que a atual citar O'Brien 2007. Essa taxa provavelmente decaiu para ~ 4 vezes a taxa atual e manteve-se assim até $\sim 4,1$ Ga, quando voltou a cair. Essa queda corresponde ao início do IBT previsto pelo Modelo de Nice.

A cronologia “tipo-Nice” é semelhante à “tipo-lunar” até cerca de 3 Ga. Depois disso, há uma divergência significativa, de forma que a cronologia de Schmedemann et al. (2014) segue uma função exponencial que representa um decaimento suave no declínio do IBT, enquanto (O'BRIEN et al., 2014) apresenta decaimento pequeno até 4,1 Ga seguido por um íngreme próximo a 4,5 Ga (figura 28).

Infelizmente, o *Creterstats* só fornece o modelo “tipo-lunar” para calcular idades em Vesta, portanto, os resultados poderão ser diretamente comparados apenas com os obtidos por Schmedemann et al. (2014). Por último, gostaria de ressaltar que a

Figura 28 – Modelos cronológicos de Schmedemann et al. (2014) e O’Brien et al. (2014) para a densidade de crateras maiores ou iguais a 1 km. A parte pontilhada anterior a 4,1 Ga é uma extrapolação.



Modificado de: O’Brien et al. (2014).

discussão acima é bastante breve e tem como intuito apenas mostrar os principais argumentos dos dois trabalhos. O estudo da evolução dinâmica dos asteroides é bastante amplo e controverso, e analisá-lo a fundo não faz parte do escopo deste trabalho.

6.4 As idades de Rheasilvia e Veneneia

Após fazer a contagem e definir a função de produção e o modelo cronológico, chega o momento de estimar a idade das superfícies. O que precisamos agora é ajustar da melhor forma possível a DTF de crateras, derivada da contagem, à função de produção e, assim, determinar idade das superfícies estudadas.

A DTF obtida para a superfície de Rheasilvia é bem parecida à apresentada

por Schmedemann et al. (2014) e Schenk et al. (2012), como mostrado na figura 29. Observa-se na DTF a característica queda de gradiente em crateras pequenas. Assim, é necessário definir o limite mínimo de diâmetro usado para o ajuste da função de produção. A figura 29a mostra o ajuste para o intervalo $3 \text{ km} < D < 30 \text{ km}$ e indica uma idade de 1,64 Ga. Já na 29b foi utilizado o intervalo $4 \text{ km} < D < 30 \text{ km}$ apontando 1,73 Ga.

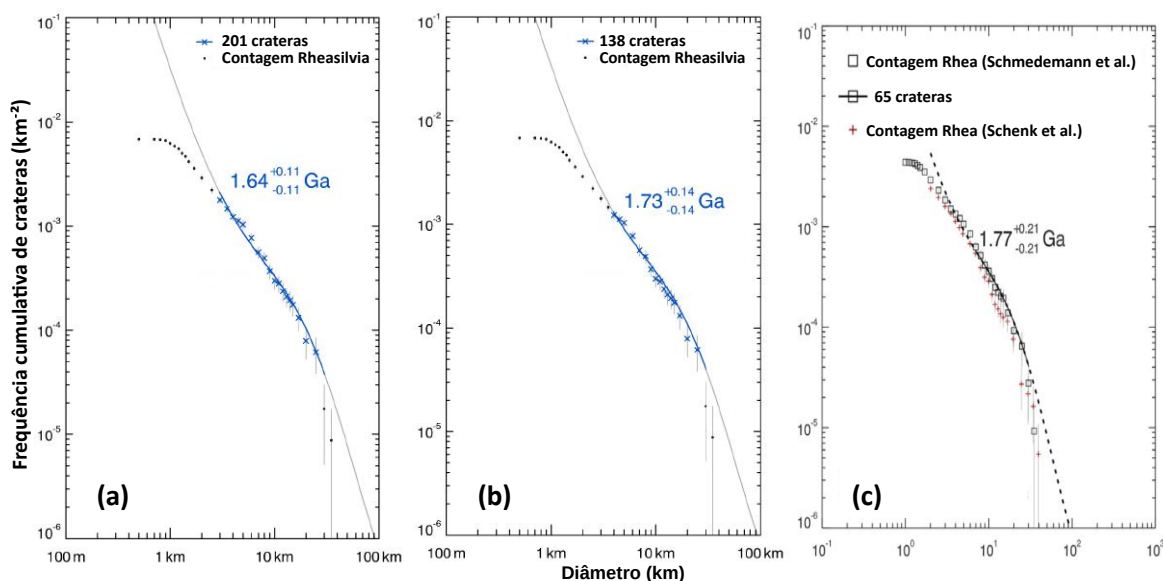
É possível perceber que o intervalo b se ajusta ligeiramente melhor à DTF. Porém, o mais interessante dessa comparação é mostrar que um pequeno detalhe modifica a idade da superfície em $\sim 100 \text{ Ma}$. Esse fator, dentre muitos outros, exemplifica como esse método de datação é consideravelmente impreciso e realmente só fornece uma estimativa da idade de superfícies.

A idade b é semelhante ao valor encontrado por Schmedemann et al. (2014). No entanto, é $\sim 700 \text{ Ma}$ maior que a idade calculada por Schenk et al. (2012) e O'Brien et al. (2014), apesar das DTFs serem próximas. A principal razão para essa diferença é o modelo cronológico utilizado, já que esses dois adotam o modelo "tipo-Nice". Outro fator que pode ter influenciado é a não utilização de correção topográfica por Schenk et al. (2012) e O'Brien et al. (2014). Como Rheasilvia está abaixo da esfera de referência do modelo digital de elevação, a frequência de crateras sofre um pequeno deslocamento para cima quando a correção é aplicada, o que resulta numa idade maior.

Segundo Schmedemann et al. (2014), utilizar toda superfície de Rheasilvia para fazer a contagem resulta numa idade que não corresponde fielmente ao momento de sua formação. Eles consideram que Rheasilvia é uma superfície pouco homogênea pois contém uma grande quantidade de ejecta de impactos mais jovens e muitas regiões apresentam deslizamento de terra (OTTO et al., 2013). Porém, Schenk et al. (2012) afirmam que a maior parte desses eventos ocorreram pouco tempo após a formação da cratera.

Por outro lado, Schmedemann et al. (2014) consideram que os deslizamentos de terra podem ser reativados após a formação de Rheasilvia devido a outros impactos. Para contornar esse problema, tentam definir áreas em que esses processos geológicos ocorram de forma moderada. Assim, foram feitas por Schmedemann et al. (2014) contagens no topo do pico central de Rheasilvia e em lençóis de ejecta relativos a bacia mas fora da mesma. No presente trabalho, foi reproduzida a contagem

Figura 29 – Gráficos de frequência cumulativa de crateras, as funções de produção ajustadas são baseadas no modelo “tipo-lunar”. Em (a) e (b) a DTF de crateras, representada por pontos pretos, é referente a esse trabalho, enquanto os ‘×’ azuis representam as crateras utilizadas para o ajuste da função de produção. No gráfico (a) o ajuste é feito no intervalo 3 km – 30 km, enquanto em (b) foi utilizado o intervalo 4 km – 30 km. (c) mostra a DTF, indicada por ‘□’, e o ajuste feito por Schmedemann et al. (2014), o símbolo ‘+’ em vermelho indica a DTF obtida por Schenk et al. (2012).

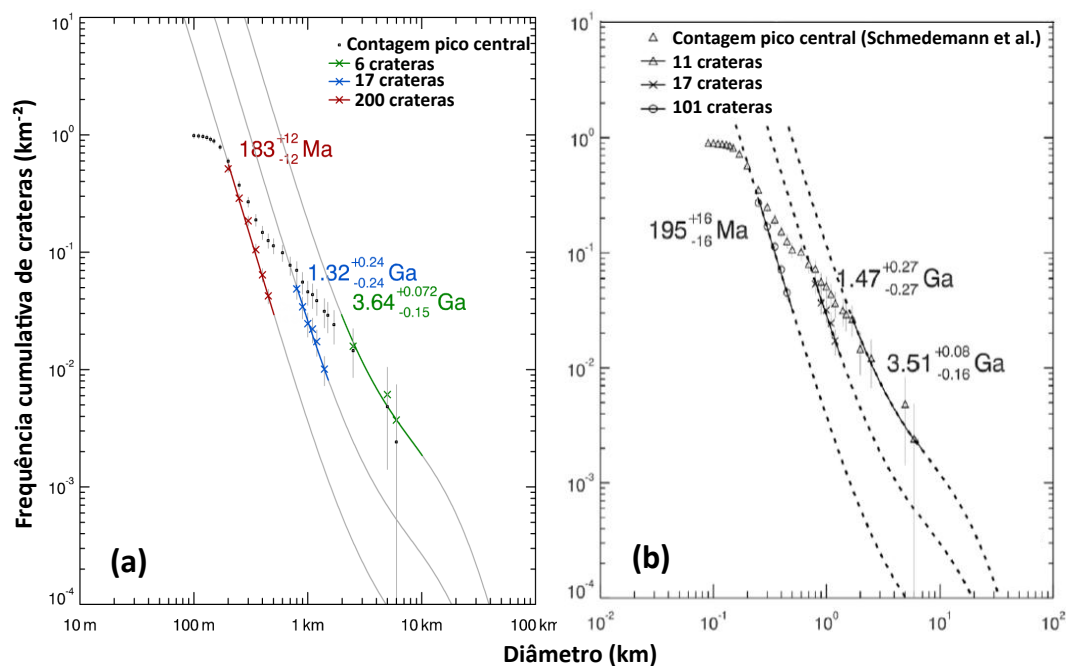


(c) Modificado de: Schmedemann et al. (2014)

feita no topo do núcleo central. Nessa área, por ser um alto topográfico, é pouco provável que ocorram deslizamentos de terra. A área e as crateras contadas são mostradas na figura 25b.

A DTF resultante possui um caráter bem irregular, o que levou Schmedemann et al. (2014) a interpretarem uma superfície que passou por 2 eventos de obliteração parcial. Reproduzindo a interpretação feita em Schmedemann et al. (2014), os resultados obtidos nesse trabalho são razoavelmente semelhantes ao mesmo, como mostrado na figura 30. A formação da superfície ocorreu há $\sim 3,6$ Ga, seguido por um primeiro evento de obliteração há $\sim 1,3$ Ga e por último um segundo evento de obliteração há ~ 180 Ma.

Figura 30 – Gráficos de frequência cumulativa de crateras, as funções de produção ajustadas são baseadas no modelo “tipo-lunar”. Em (a) a DTF de crateras, representada por pontos pretos, é referente a esse trabalho. Superfície mais antiga – ‘×’ verdes, primeiro evento de obliteração parcial – ‘×’ azuis, segundo evento de obliteração parcial – ‘×’ vermelhos; (b) DTF definida por Schmedemann et al. (2014), indicada por ‘△’, os ajustes são feitos da mesma forma de (a).



(b) Modificado de: Schmedemann et al. (2014)

Assim, a idade inferida para a formação do núcleo central é bem maior do que a determinada para a superfície de Rheasilvia. Como o pico se formou simultaneamente a cratera, Schmedemann et al. (2014) presumem que essa idade ($\sim 3,5$ Ga) é a idade real de sua formação. Além disso, avaliam a possibilidade do primeiro evento obliterante ser contemporâneo à idade obtida em Rheasilvia, já que as idades coincidem se as margens de erro forem levadas em conta.

Schmedemann et al. (2014) consideram que a fonte dos eventos de obliteração parcial no núcleo central podem ser tremores sísmicos ou deposição de ejecta de outros impactos. No entanto, essas justificativas são contestáveis. Por exemplo,

não é clara a existência de crateras grandes o suficiente que poderiam expelir ejecta na altura necessária para recobrir a parte mais elevada do núcleo central.

É questionável também o fato da contagem de Rheasilvia, ao contrário do núcleo central, não apresentar indícios de obliteração parcial. Os eventos obliterativos, como deslizamentos de massa, teriam que apagar igualmente crateras de todos os diâmetros para que a DTF fosse modificada de maneira uniforme. No entanto, essa situação é pouco provável. Além disso, a ideia de que o primeiro processo obliterante ($\sim 1,3$ Ga) observado do maciço central é relacionada a idade da superfície de Rheasilvia indicaria que esse evento destruiu todas as crateras da bacia uniformemente e apenas no pico a obliteração foi parcial.

Em Veneneia, a contagem é mais complexa devido ao maior número de crateras erodidas. Com isso, foram geradas duas DTFs, sendo uma delas desconsiderando as crateras “duvidosas”. A figura 31a mostra a DTF sem considerar as possíveis crateras erodidas e é ajustada para uma função de produção que indica 2,18 Ga de idade.

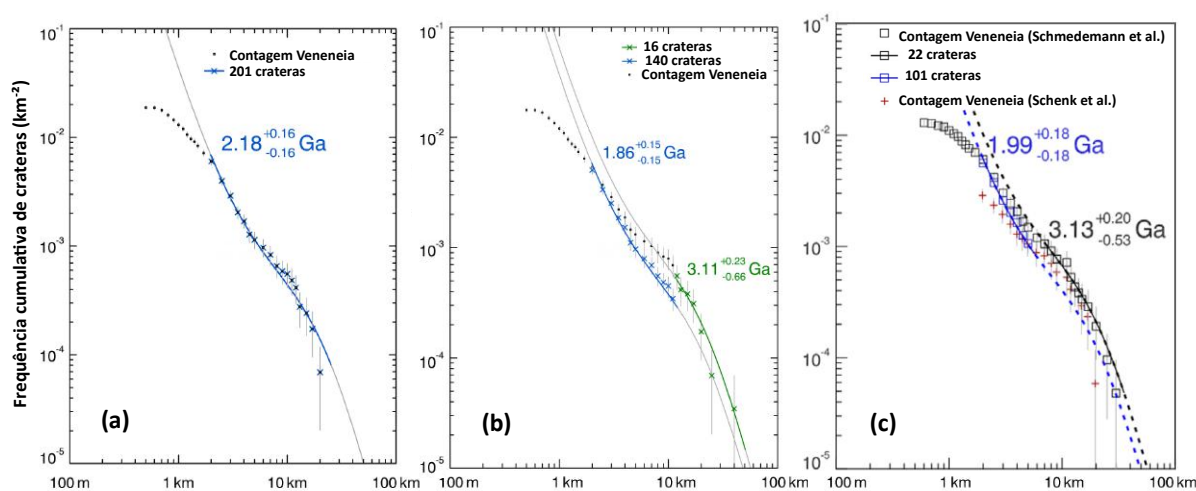
A figura 31b apresenta a DTF levando em conta essas crateras. Essa distribuição evidencia um pequeno degrau próximo ao diâmetro de 10 km. Nesse caso, considerar um evento de obliteração parcial proporciona um ajuste mais adequado. Assim, é obtida uma idade de formação de 3,11 Ga e um evento obliterante há 1,86 Ga. Essa interpretação é mais parecida com a exposta por Schmedemann et al. (2014) (figura 31c). Já Schenk et al. (2012) estimam 2,1 Ga para Veneneia, mas cogitam a possibilidade de uma formação mais antiga devido a grande quantidade de ejecta sobre a bacia proveniente de Rheasilvia.

Entretanto, utilizando os mesmos argumentos para a datação de Rheasilvia, Schmedemann et al. (2014) consideram que Veneneia é mais antiga que 3,13 Ga. Assim, é feita a contagem de crateras numa região coberta pelo ejecta de Veneneia. Nessa área, é interpretada uma idade de formação de 3,72 Ga e 3 eventos de obliteração parcial posteriores.

Essa discussão permite constatar que, nesse caso, a escolha da área de contagem tem maior influência na datação da superfície do que o modelo cronológico utilizado, apesar deste também possuir um papel importante.

Na realidade, existem várias interpretações possíveis para esses dados. Por exemplo, podemos supor que as DTFs das bacias representam corretamente suas

Figura 31 – Gráficos de frequência cumulativa de crateras, as funções de produção ajustadas são baseadas no modelo “tipo-lunar”. (a) Mostra a DTF (pontos pretos) relativa a contagem sem as crateras “duvidosas” (as crateras vermelhas da figura 26) e os \times azuis são as crateras usadas para o ajuste da função de produção, indicando a idade 2,18 Ga. (b) Mostra a DTF (pontos pretos) relativa a contagem incluindo crateras “duvidosas”. Nesse caso, o ajuste de duas curvas é mais adequado e é mais semelhante ao resultado obtido por Schmedemann et al. (2014). (c) Apresenta a contagem e as funções de produção calculadas por Schmedemann et al. (2014) e a contagem de Schenk et al. (2012).



(c) Modificado de: Schmedemann et al. (2014)

idades e a DTF do núcleo central é muito irregular para ser interpretado. Nesse caso, considerando a DTF apresentada na figura 31b como correta, uma situação viável é a formação de Veneneia há $\sim 3,1$ Ga. A formação de Rheasilvia é representada pelo evento de obliteração parcial há $\sim 1,8$, o que está de acordo com a idade de $\sim 1,7$ Ga obtido para Rheasilvia.

Contudo, é importante que os resultados da datação estejam de acordo com os modelos dinâmicos que estimam a idade em que a família de Vesta é gerada. Nesvorný et al. (2008) consideram que a formação desses asteroides ocorreu aproximadamente entre 3,5 e 3,8 Ga, o que corrobora para a idade obtida em Schmedemann et al. (2014). Por outro lado, a estimativa de 1 Ga para Rheasilvia é condizente com outros modelos (e.g. MILANI et al., 2014).

7 Conclusão

Nosso conhecimento sobre Vesta aumentou enormemente através da missão Dawn, que orbitou o asteroide entre 2011 e 2012. As imagens de alta resolução somadas ao modelo digital de elevação permitiram uma análise detalhada das feições geológicas de Vesta.

A cratera Rheasilvia possui uma estrutura complexa, com a presença do núcleo central e deformações espirais influenciadas pelo efeito de coriolis. Essa bacia sobrepõe outra grande cratera denominada Veneneia.

Acredita-se que os impactos de Rheasilvia e Veneneia causaram lineamentos na região equatorial e no hemisfério norte de Vesta, respectivamente. Apesar dessas estruturas serem comuns em asteroides, em Vesta elas se apresentam de forma mais complexa e são, provavelmente, grábens. Assim, pode-se afirmar que o estilo das deformações tectônicas dependem da estrutura interna do corpo. Por ser diferenciado, Vesta é um corpo único para estudar o papel da reologia interna na formação de estruturas tectônicas na superfície (BUCZKOWSKI; WYRICK, 2015).

Apesar de ser um proto-planeta, Vesta apresenta poucos indícios de atividades endógenas. A única evidência de atividades magmáticas é o possível lacólito Brumalia Tholus na região de Vestalia Terra.

Quanto à idade de formação de Rheasilvia e Veneneia, ainda existem muitas incertezas. Tanto em relação ao modelo cronológico e à função de produção que devem ser utilizadas, quanto em relação à interpretação geológica usada para definir a área correta onde deve ser feita a contagem. Sem dúvida, ainda são necessários muitos estudos para utilizar esse método de datação em corpos do Cinturão Principal.

Mesmo assim, foram obtidos resultados interessantes nesse trabalho. As distribuições tamanho-frequência apresentadas são condizentes com a literatura de forma geral. As idades derivadas são próximas às obtidas por Schmedemann et al. (2014): $\sim 1,7$ Ga para Rheasilvia, $\sim 3,1$ Ga em Veneneia (apesar da estimativa de $\sim 2,2$ Ga também ser possível) e $\sim 3,6$ Ga para o pico central. A diferença de idade em relação aos trabalhos de Schenk et al. (2012) e O'Brien et al. (2014) se deve

ao modelo cronológico e função de produção utilizados. Além disso, a correção de distorções devido à elevação, que gera um deslocamento para cima da DTF em locais abaixo do elipsoide de referência, não foi aplicada por esses dois trabalhos o que também pode colaborar para a idade menor obtida por eles.

Dawn contribuiu bastante para um maior entendimento sobre a estrutura interna e evolução termal de Vesta e levantou questões interessantes em relação à falta de olivina em Rheasilvia. De todo modo, não há dúvidas que Vesta é um proto-planeta remanente dos primórdios do Sistema Solar e, portanto, traz informações importantes sobre a formação dos corpos rochosos e as características do Sistema Solar em seu amanhecer.

Referências

- ASPHAUG, E. et al. Mechanical and geological effects of impact cratering on ida. *Icarus*, Elsevier, v. 120, n. 1, p. 158–184, 1996. Disponível em: <<https://doi.org/10.1006/icar.1996.0043>>.
- BARRAT, J.-A. et al. Relative chronology of crust formation on asteroid vesta: Insights from the geochemistry of diogenites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Elsevier, v. 74, n. 21, p. 6218–6231, 2010. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.07.028>>.
- BOGNER, D. et al. Interactions of energy and matter: Dawn instrumentation - teacher guide. Jet Propulsion Laboratory, Education, Dawn Classrooms - NASA, sem data.
- BOTTKE, W. Debiased orbital and absolute magnitude distribution of the near-earth objects. *Icarus*, Elsevier, v. 156, n. 2, p. 399–433, 2002.
- BOTTKE, W. F. et al. An archaean heavy bombardment from a destabilized extension of the asteroid belt. *Nature*, Nature, v. 485, n. 7396, p. 78–81, 2012. Disponível em: <<https://doi.org/10.1038/nature10967>>.
- BOTTKE, W. F. et al. THE YARKOVSKY AND YORP EFFECTS: Implications for asteroid dynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, Annual Reviews, v. 34, n. 1, p. 157–191, 2006. Disponível em: <<https://doi.org/10.1146/annurev.earth.34.031405.125154>>.
- BOWLING, T. J.; JOHNSON, B. C.; MELOSH, H. J. Formation of equatorial graben on 4 vesta following the rheasilvia basin forming impact. In: *Vesta in the Light of Dawn: First Exploration of a Protoplanet in the Asteroid Belt*. [s.n.], 2014. Disponível em: <<https://www.hou.usra.edu/meetings/vesta2014/pdf/2018.pdf>>.
- BUCZKOWSKI, D. et al. Large-scale troughs on vesta: A signature of planetary tectonics. *Geophysical Research Letters*, American Geophysical Union, v. 39, n. 18, 2012. Disponível em: <<https://doi.org/10.1029/2012GL052959>>.
- BUCZKOWSKI, D. et al. The unique geomorphology and physical properties of the vestalia terra plateau. *Icarus*, Elsevier, v. 244, p. 89–103, 2014. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.icarus.2014.03.035>>.
- BUCZKOWSKI, D. L. et al. Further analyses of the 433eros global lineament map. In: *Lunar and Planetary Science Conference*. [s.n.], 2009.

- (Lunar and Planetary Science Conference, v. 40), p. 1187. Disponível em: <<https://www.lpi.usra.edu/meetings/lpsc2009/pdf/1187.pdf>>.
- BUCZKOWSKI, D. L.; WYRICK, D. Y. Tectonism and magmatism identified on asteroids. *Geological Society, London, Special Publications*, Geological Society of London, v. 401, n. 1, p. 423–441, 2015. Disponível em: <<https://doi.org/10.1144/SP401.18>>.
- COLLINS, G. S. et al. Numerical modelling of impact processes. In: *Impact Cratering*. Wiley-Blackwell, 2012. p. 254–270. Disponível em: <<https://ddoi.org/10.1002/9781118447307.ch17>>.
- CORADINI, A. et al. Vesta and ceres: Crossing the history of the solar system. *Space science reviews*, Springer, v. 163, p. 25–40, 2011. Disponível em: <<https://link.springer.com/article/10.1007/s11214-011-9792-x>>.
- CRATER ANALYSIS TECHNIQUES WORKING GROUP. Standard techniques for presentation and analysis of crater size-frequency data. *Icarus*, Elsevier, v. 37, p. 467–474, 1979. Disponível em: <[https://doi.org/10.1016/0019-1035\(79\)90009-5](https://doi.org/10.1016/0019-1035(79)90009-5)>.
- CROFT, S. The scaling of complex craters. *Journal of Geophysical Research*, American Geophysical Union, v. 90, n. S02, 1985. Disponível em: <<https://doi.org/10.1029/JB090iS02p0C828>>.
- DESANCTIS, M. et al. Spectroscopic characterization of mineralogy and its diversity across vesta. *Science*, American Association for the Advancement of Science, v. 336, n. 6082, p. 697–700, 2012. Disponível em: <<https://doi.org/10.1126/science.1219270>>.
- DESANCTIS, M. et al. The vir spectrometer. *Space Science Reviews*, Springer, v. 163, p. 329–369, 2011. Disponível em: <<https://link.springer.com/article/10.1007/s11214-010-9668-5>>.
- DOMBARD, A. J.; FREED, A. M. Thermally induced lineations on the asteroid eros: Evidence of orbit transfer. *Geophysical Research Letters*, American Geophysical Union, v. 29, n. 16, 2002. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2002GL015181/full>>.
- ELÍA, G. C. de; BRUNINI, A. Collisional and dynamical evolution of the main belt and NEA population. *Astronomy & Astrophysics*, EDP Sciences, v. 466, n. 3, p. 1159–1177, 2007.
- GAULT, D. E. Impact cratering mechanics and structures. In: FRENCH, B. M.; SHORT, N. M. (Ed.). *Shock Metamorphism of Natural Materials*. Baltimore: Mono Book Corp., 1968. p. 87–99.

GOMES, R. et al. Origin of the cataclysmic late heavy bombardment period of the terrestrial planets. *Nature*, Springer Nature, v. 435, n. 7041, p. 466–469, 2005. Disponível em: <<https://www.nature.com/articles/nature03676>>.

HARTMANN, W. K.; QUANTIN, C.; MANGOLD, N. Possible long-term decline in impact rates 2. lunar impact-melt data regarding impact history william. *Icarus*, Elsevier, 2007. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.icarus.2006.09.009>>.

HARTMANN, W. K. et al. The time-dependent intense bombardment of the primordial earth/moon system. In: Canup, R. M.; Righter, K.; et al. (Ed.). *Origin of the Earth and Moon*. University of Arizona Press, 2000. Disponível em: <<https://www.lpi.usra.edu/books/OEM99/download.html>>.

HARTMANN, W. K. et al. Chronology of planetary volcanism by comparative studies of planetary cratering. In: *Basaltic Volcanism on Terrestrial Planets*. New York: Pergamon Press, 1981. cap. 8, p. 1050–1127. ISBN 0-08-028086-2. Disponível em: <<http://ads.harvard.edu/books/bvtp/>>.

HOLSAPPLE, K. A.; HOUSEN, K. R. A crater and its ejecta: An interpretation of deep impact. *Icarus*, Elsevier, 2007. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.icarus.2006.08.035>>.

IKEDA, Y.; TAKEDA, H. A model for the origin of basaltic achondrites based on the yamato 7308 howardite. *Journal of Geophysical Research*, American Geophysical Union, v. 90, n. S02, p. C649, 1985. Disponível em: <<https://10.1029/JB090iS02p0C649>>.

IVANOV, B. A. Mars/moon cratering rate ratio estimates. *Space Science Reviews*, Springer, v. 96, 2001. Disponível em: <<https://link.springer.com/article/10.1023/A:1011941121102>>.

IVANOV, B. A. Size-frequency distribution of asteroids and impact craters: Estimates of impact rate. In: ADUSHKIN, V.; NEMCHINOV, I. (Ed.). *Catastrophic Events Caused by Cosmic Objects*. Springer Netherlands, 2008. cap. 2, p. 357. Disponível em: <https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-1-4020-6452-4_2>.

IVANOV, B. A. et al. The comparison of size-frequency distributions of impact craters and asteroids and the planetary cratering rate. In: BOTTKER, W. F. et al. (Ed.). *Asteroids III*. University of Arizona Press, 2002. cap. 2.1, p. 89–101. Disponível em: <<http://citeseerx.ist.psu.edu/viewdoc/download?doi=10.1.1.487.2447&rep=rep1&type=pdf>>.

- IVANOV, B. A.; NEUKUM, G. A.; WAGNER, R. Size-frequency distributions of planetary impact craters and asteroids. In: MAROV, M.; RICKMAN, H. (Ed.). *Collisional Processes in the Solar System*. Dordrecht, Netherlands: Springer, 2001. cap. 1. ISBN 978-94-010-3832-4. Disponível em: <<https://doi.org/10.1007/978-94-010-0712-2>>.
- JAUMANN, R. et al. Vesta's shape and morphology. *science*, American Association for the Advancement of Science, v. 336, n. 6082, p. 687–690, 2012. Disponível em: <<https://doi.org/10.1126/science.1219122>>.
- JEDICKE, R.; METCALFE, T. The orbital and absolute magnitude distributions of main belt asteroids. *Icarus*, Elsevier, v. 131, n. 2, p. 245–260, 1998.
- KEIL, K. et al. Constraints on the role of impact heating and melting in asteroids. *Meteoritics & Planetary Science*, Wiley-Blackwell, v. 32, n. 3, p. 349–363, 1997. Disponível em: <<https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.1997.tb01278.x>>.
- KEIL, K.; WILSON, L. Volcanic eruption and intrusion processes on 4 vesta: A reappraisal. In: *Lunar and Planetary Science Conference*. [s.n.], 2012. (Lunar and Planetary Science Conference, v. 43), p. 1127. Disponível em: <<http://adsabs.harvard.edu/abs/2012LPI....43.1127K>>.
- KNEISSL, T.; GASSELT, S. V.; NEUKUM, G. A. Map-projection-independent crater size-frequency determination in gis environments - new software tool for arcgis. *Planetary and Space Science*, Elsevier, v. 59, p. 1243–1254, 2011. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.pss.2010.03.015>>.
- KNEISSL, T. et al. Crater counting on small bodies – the influence of topography-related distortions. In: *45th Lunar and Planetary Science Conference Proceedings*. Lunar and Planetary Institute, 2014. v. 45. Disponível em: <<https://www.hou.usra.edu/meetings/lpsc2014/pdf/2398.pdf>>.
- LI, J.-Y.; MAFI, J. N. Body fixed coordinate systems for asteroid (4) vesta. In: *Planetary Data System*. [s.n.], 2013. Disponível em: <https://sbn.psi.edu/archive/dawn/fc/old/DWNVFC2_1A/DOCUMENT/VESTA_COORDINATES/VESTA_COORDINATES_120918.PDF>.
- MANDLER, B. E.; ELKINS-TANTON, L. T. The origin of eucrites, diogenites, and olivine diogenites: Magma ocean crystallization and shallow magma chamber processes on vesta. *Meteoritics & Planetary Science*, Wiley, v. 48, n. 11, p. 2333–2349, 2013. Disponível em: <<https://doi.org/10.1111/maps.12135>>.
- MARCHI, S. et al. Cratering on asteroids. In: MICHEL, P.; DEMEO, F. E.; BOTTKÉ, W. F. (Ed.). *Asteroids IV*. Tucson: University of Arizona Press, 2015. cap. 4.5, p. 725–744. Disponível em: <<http://muse.jhu.edu/chapter/1705194>>.

- MARCHI, S. et al. The violent collisional history of asteroid 4 vesta. *Science*, American Association for the Advancement of Science, v. 336, n. 6082, p. 690–694, 2012. Disponível em: <<https://doi.org/10.1126/science.1218757>>.
- MCCORD, T. B.; SOTIN, C. Ceres: Evolution and current state. *Journal of Geophysical Research: Planets*, American Geophysical Union, v. 110, n. E5, 2005. Disponível em: <https://www.researchgate.net/publication/234346940_The_Time-Dependent_Intense_Bombardment_of_the_Primordial_EarthMoon_System>.
- MCSWEEN, H. Y. et al. Hed meteorites and their relationship to the geology of vesta and the dawn mission. *Space Science Reviews*, Springer, p. 141–174, 2011. Disponível em: <<https://link.springer.com/article/10.1007/s11214-010-9637-z>>.
- MELOSH, H. J. *Impact Cratering: A Geologic Process*. Oxford University Press, 1989. ISBN 0195042840. Disponível em: <<https://www.amazon.com/Impact-Cratering-Geologic-Monographs-Geophysics/dp/0195042840?SubscriptionId=0JYN1NVW651KCA56C102&tag=techkie-20&linkCode=xm2&camp=2025&creative=165953&creativeASIN=0195042840>>.
- MELOSH, H. J. *Planetary Surface Processes*. 1. ed. Cambridge: Cambridge University Press, 2011. ISSN 0521514185. ISBN 9780521035453. Disponível em: <<https://doi.org/10.1017/CBO9780511977848>>.
- MELOSH, H. J.; IVANOV, B. A. Impact crater collapse. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 27, p. 385–415, 1999. Disponível em: <<https://doi.org/10.1146/annurev.earth.27.1.385>>.
- MENESES, P. R. et al. *Introdução ao processamento de imagens de sensoriamento remoto*. Brasília: Universidade de Brasília, 2012. Disponível em: <http://bbeletronica.cpac.embrapa.br/2012/livros/meneses_01.pdf>.
- MICHAEL, G. G.; NEUKUM, G. A. Planetary surface dating from crater size-frequency distribution measurements: Partial resurfacing events and statistical age uncertainty. *Earth and Planetary Science Letters*, Elsevier, v. 294, p. 223–229, 2010. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.12.041>>.
- MILANI, A. et al. Asteroid families classification: Exploiting very large datasets. *Icarus*, Elsevier, v. 239, p. 46–73, 2014. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.icarus.2014.05.039>>.
- MORBIDELLI, A. et al. Origin and evolution of near-earth objects. In: BOTTKER JR., W. F. et al. (Ed.). *Asteroids III*. University of Arizona Press, 2002. p. 409–422. Disponível em: <<https://uapress.arizona.edu/book/asteroids-iii>>.

MURDOCH, N. et al. Asteroid surface geophysics. In: MICHEL, P.; DEMEO, F. E.; BOTTKER, W. F. (Ed.). *Asteroids IV*. Tucson: University of Arizona Press, 2015. cap. 4.5. Disponível em: <<http://muse.jhu.edu/chapter/1705196>>.

NESVORNÝ, D. et al. Fugitives from the vesta family. *Icarus*, Elsevier, v. 193, n. 1, p. 85–95, 2008. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.icarus.2007.08.034>>.

NEUKUM, G. A. *Meteoritenbombardement und Datierung planetarer Oberfläche*. Tese (Doutorado) — University of Munich, 1983. Disponível em: <<https://www.tib.eu/de/suchen/id/TIBKAT%3A214593223/Meteoritenbombardement-und-Datierung-planetarer/>>.

NEUKUM, G. A.; IVANOV, B.; HARTMANN, W. K. Cratering records in the inner solar system in relation to the lunar reference system. *Space Science Reviews*, Springer, v. 96, p. 55–86, 2001. Disponível em: <<http://link.springer.com/10.1023/A:1011989004263>>.

NEUKUM, G. A.; IVANOV, B. A. Crater size distribution and impact probabilities on earth from lunar, terrestrial-planet, and asteroid cratering data. In: GEHRELS, T. (Ed.). *Hazards due to Comets and Asteroids*. University of Arizona Press, 1994. Disponível em: <<https://uapress.arizona.edu/book/hazards-due-to-comets-and-asteroids>>.

NEUKUM, G. A. et al. Cratering in the earth-moon system: Consequences for age determination by crater counting. In: *6th Lunar and Planetary Science Conference Proceedings*. Lunar and Planetary Institute, 1975. v. 6, p. 2597–2621. Disponível em: <<http://adsabs.harvard.edu/abs/1975LPSC....6.2597N>>.

NEUMANN, W.; BREUER, D.; SPOHN, T. Modelling the internal structure of ceres: Coupling of accretion with compaction by creep and implications for the water-rock differentiation. *Astronomy & Astrophysics*, EDP Sciences, v. 584, p. A117, 2015. Disponível em: <<https://doi.org/10.1051/0004-6361/201527083>>.

O'BRIEN, D.; SYKES, M. The origin and evolution of the asteroid belt—implications for vesta and ceres. *Space science reviews*, Springer, v. 163, p. 41–61, 2011. Disponível em: <https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-1-4614-4903-4_4>.

O'BRIEN, D. P. et al. Constraining the cratering chronology of vesta. *Planetary and Space Science*, Elsevier, v. 103, p. 131–142, 2014.

OSINSKI, G. R.; PIERAZZO, E. *Impact Cratering: Processes and Products*. Nova Jersey, Estados Unidos: Wiley-Blackwell, 2012. Disponível em: <<https://doi.org/10.1002/9781118447307.ch1>>.

- OTTO, K. et al. The coriolis effect on mass wasting during the rheasilvia impact on asteroid vesta. *Geophysical Research Letters*, American Geophysical Union, v. 43, n. 24, p. 12,340–12,347, 2016. Disponível em: <<https://doi.org/10.1002/2016gl071539>>.
- OTTO, K. A. et al. Mass-wasting features and processes in vesta's south polar basin rheasilvia. *Journal of Geophysical Research: Planets*, American Geophysical Union, v. 118, n. 11, p. 2279–2294, 2013. Disponível em: <<https://doi.org/10.1002/2013je004333>>.
- PIERAZZO, E.; COLLINS, G. A brief introduction to hydrocode modeling of impact cratering. In: DYPVIK, H.; BURCHELL, M. J.; CLAEYS, P. (Ed.). *Cratering in Marine Environments and on Ice*. Berlim: Springer Berlin Heidelberg, 2004. p. 323–340. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/978-3-662-06423-8_16>.
- PIERAZZO, E.; MELOSH, H. J. Understanding oblique impacts from experiments, observations, and modeling. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, Annual Reviews, v. 28, n. 1, p. 141–167, 2000. Disponível em: <<https://doi.org/10.1146/annurev.earth.28.1.141>>.
- ÖPIK, E. J. The lunar surface as an impact counter. *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, Royal Astronomical Society, v. 120, 1960. Disponível em: <<https://doi.org/10.1093/mnras/120.5.404>>.
- PIKE, R. J. Size-dependence in the shape of fresh impact craters on the moon. In: Roddy, D. J.; Pepin, R. O.; Merrill, R. B. (Ed.). *Impact and Explosion Cratering: Planetary and Terrestrial Implications*. Nova York: Pergamon Press, 1977. p. 489–509. Disponível em: <<http://adsabs.harvard.edu/abs/1977iecp.symp..489P>>.
- PIKE, R. J. Control of crater morphology by gravity and target type - mars, earth, moon. In: *11th Lunar and Planetary Science Conference*. Lunar and Planetary Institute, 1980. v. 11, p. 2159–2189. Disponível em: <<http://adsabs.harvard.edu/abs/1980LPSC...11.2159P>>.
- POTTER, R. W. Investigating the onset of multi-ring impact basin formation. *Icarus*, Elsevier, v. 261, p. 91–99, 2015. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.icarus.2015.08.009>>.
- PRETTYMAN, T. H. et al. Dawn's gamma ray and neutron detector. *Space Science Reviews*, Springer, v. 163, n. 1-4, p. 371–459, 2011. Disponível em: <https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-1-4614-4903-4_14>.
- QUAIDE, W. L.; GAULT, D. E.; SCHMIDT, R. A. Gravitative effects on lunar impact structures. *Annals of the New York Academy of Sciences*, Wiley, v. 123,

n. 2, p. 563–572, 1965. Disponível em: <<https://doi.org/10.1111/j.1749-6632.1965.tb20388.x>>.

RAYMOND, C. *Dawn Science Plan.* [S.l.]: Jet Propulsion Laboratory - NASA, 2013.

RAYMOND, C. et al. The dawn topography investigation. *Space science reviews*, Springer, v. 163, p. 487–510, 2011. Disponível em: <https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-1-4614-4903-4_16>.

RAYMOND, C. et al. Vestalia terra: An ancient mascon in the southern hemisphere of vesta. In: *44th Lunar and Planetary Science Conference Proceedings*. Lunar and Planetary Institute, 2013. v. 44, p. 2882. Disponível em: <<https://www.lpi.usra.edu/meetings/lpsc2013/pdf/2882.pdf>>.

ROBBINS, S. New crater calibrations for the lunar crater-age chronology. *Earth and Planetary Science Letters*, Elsevier, v. 403, p. 188–198, 2014. ISSN 0012821X. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2014.06.038>>.

ROBBINS, S. The lunar cratering chronology: History, current knowledge, and holes. In: *46th Lunar and Planetary Science Conference Proceedings*. Lunar and Planetary Institute, 2015. v. 46. Disponível em: <<https://www.hou.usra.edu/meetings/lpsc2015/pdf/2629.pdf>>.

RUSSELL, C.; RAYMOND, C. The dawn mission to vesta and ceres. *Space Science Reviews*, Springer, v. 163, n. 1-4, p. 3–23, 2011. Disponível em: <<https://doi.org/10.1007/s11214-011-9836-2>>.

RUSSELL, C. et al. Dawn at vesta: Testing the protoplanetary paradigm. *Science*, American Association for the Advancement of Science, v. 336, n. 6082, p. 684–686, 2012. Disponível em: <<https://doi.org/10.1126/science.1219381>>.

RUSSELL, C. et al. Dawn completes its mission at 4 vesta. *Meteoritics & Planetary Science*, Wiley Online Library, v. 48, n. 11, p. 2076–2089, 2013. Disponível em: <<https://doi.org/10.1111/maps.12091>>.

SANCTIS, M. D. et al. Compositional evidence of magmatic activity on vesta. *Geophysical Research Letters*, American Geophysical Union, v. 41, n. 9, p. 3038–3044, 2014. Disponível em: <<https://doi.org/10.1002/2014GL059646>>.

SCHENK, P. et al. The geologically recent giant impact basins at vesta's south pole. *Science*, American Association for the Advancement of Science, v. 336, n. 6082, p. 694–697, 2012. Disponível em: <<https://doi.org/10.1126/science.1223272>>.

- SCHENK, P. M. Ganymede and Callisto: Complex crater formation and planetary crusts. *Journal of Geophysical Research: Planets*, American Geophysical Union, v. 96, n. E1, p. 15635–15664, 1991. Disponível em: <<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/91JE00932>>.
- SCHENK, P. M. Thickness constraints on the icy shells of the Galilean satellites from a comparison of crater shapes. *Nature*, Nature Research, v. 417, n. 6887, p. 419–421, 2002. Disponível em: <<https://doi.org/10.1038/417419a>>.
- SCHMEDEMANN, N. et al. The cratering record, chronology and surface ages of (4) Vesta in comparison to smaller asteroids and the ages of HED meteorites. *Planetary and Space Science*, Elsevier, v. 103, p. 104–130, 2014. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.pss.2014.04.004>>.
- SCHMIDT, R. M.; HOUSEN, K. R. Some recent advances in the scaling of impact and explosion cratering. *International Journal of Impact Engineering*, Elsevier, v. 5, p. 543–560, 1987. Disponível em: <[https://doi.org/10.1016/0734-743X\(87\)90069-8](https://doi.org/10.1016/0734-743X(87)90069-8)>.
- SHOEMAKER, E. M.; HACKMAN, R. J.; EGGLETON, R. E. Interplanetary correlation of geologic time. *Advances in the Astronautical Sciences*, Univelt, Inc., v. 8, 1963. Disponível em: <http://ser.sese.asu.edu/MOON/MISC/shoemaker_1963.pdf>.
- SIERKS, H. et al. The Dawn Framing Camera. *Space Science Reviews*, Springer, v. 163, n. 1-4, p. 263–327, 2011. Disponível em: <<https://link.springer.com/article/10.1007/s11214-011-9745-4>>.
- STÖFFLER, D.; RYDER, G. Stratigraphy and isotope ages of lunar geologic units: Chronological standard for the inner solar system. *Space Science Reviews*, Springer, v. 96, p. 9–54, 2001. Disponível em: <<https://link.springer.com/article/10.1023/A:1011937020193>>.
- TANAKA, K.; HARTMANN, W. K. Planetary time scale. In: OGG, J. G.; OGG, G.; GRADSTEIN, F. M. (Ed.). *A Concise Geologic Time Scale*. 1st. ed. Elsevier, 2016. cap. 2. ISBN 9780444637710. Disponível em: <<https://www.elsevier.com/books/a-concise-geologic-time-scale/ogg/978-0-444-59467-9>>.
- TEMBA, P. *Fundamentos da Fotogrametria*. UFMG, 2000. Disponível em: <<http://csr.ufmg.br/geoprocessamento/publicacoes/fotogrametria.pdf>>.
- THANGJAM, G. *Mineralogy and Geology of asteroid (4) Vesta from Dawn Framing Camera*. Tese (Doutorado) — Clausthal University of Technology, 2012. Disponível em: <<https://arxiv.org/abs/1603.03625>>.

- THOMAS, P. C. et al. Impact excavation on asteroid 4 vesta: Hubble space telescope results. *Science*, American Association for the Advancement of Science, v. 277, n. 5331, p. 1492–1495, 1997. Disponível em: <<https://doi.org/10.1126/science.277.5331.1492>>.
- WETHERILL, G. W. Collisions in the asteroid belt. *Journal of Geophysical Research*, American Geophysical Union, v. 72, p. 2429–2444, 1967. Disponível em: <<https://doi.org/10.1029/JZ072i009p02429>>.
- WETHERILL, G. W. et al. Radiogenic and stable isotopes, radiometric chronology and basaltic volcanism. In: PROJECT, B. V. S. (Ed.). *Basaltic Volcanism on the Terrestrial Planets*. New York: Pergamon Press, 1981. Disponível em: <<http://ads.harvard.edu/books/bvtp/toc.html>>.
- WOOD, C.; HEAD, J. Comparison of impact basins on mercury, mars and the moon. In: *7th Lunar and Planetary Science Conference Proceedings*. Lunar and Planetary Institute, 1976. v. 7, p. 3629–3651. Disponível em: <<http://adsabs.harvard.edu/abs/1976LPSC....7.3629W>>.
- WORONOW, A. Crater saturation and equilibrium: A monte carlo simulation. *Journal of Geophysical Research*, American Geophysical Union, v. 82, n. 17, p. 2447–2456, 1977. ISSN 2156-2202. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/JB082i017p02447>>.
- WORONOW, A. A general cratering-history model and its implications for the lunar highlands. *Icarus*, Elsevier, v. 34, p. 76–88, 1978.
- ZOLOTOV, M. Y. On the composition and differentiation of ceres. *Icarus*, Elsevier, v. 204, n. 1, p. 183–193, 2009. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.icarus.2009.06.011>>.