



SIMULAÇÕES NUMÉRICAS DE CONVECÇÃO EM EUROPA: AQUECIMENTO POR MARÉ E TOPOGRAFIA EXTERNA EM MODELOS TRIDIMENSIONAIS

Leonardo Sattler Cassará

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Astronomia da Universidade Federal do Rio de Janeiro - UFRJ, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Mestre em Ciências (Astronomia).

Orientador: Adrián Rodríguez Colucci

Coorientador: Wladimir Lyra

Rio de Janeiro

Agosto de 2017

**SIMULAÇÕES NUMÉRICAS DE CONVECÇÃO EM EUROPA:
AQUECIMENTO POR MARÉ E TOPOGRAFIA EXTERNA EM
MODELOS TRIDIMENSIONAIS**

Leonardo Sattler Cassará

Adrián Rodríguez Colucci

Wladimir Lyra

Dissertação de Mestrado submetida ao Programa de Pós-graduação em Astronomia, Observatório do Valongo, da Universidade Federal do Rio de Janeiro - UFRJ, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Mestre em Astronomia.

Aprovada por:

Presidente, Prof.

Prof.

Prof.

Prof.

Rio de Janeiro

Agosto de 2017

S253s Sattler Cassará, Leonardo

Simulações Numéricas de Convecção em Europa: Aquecimento por Maré e Topografia Externa em Modelos Tridimensionais / Leonardo Sattler Cassará. - Rio de Janeiro: UFRJ/OV, 2017.

77 f.

Orientador: Adrián Rodríguez Colucci.

Coorientador: Wladimir Lyra.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Observatório do Valongo, Programa de Pós-Graduação em Astronomia, 2017.

1. Europa. 2. Aquecimento por maré. 3. Convecção. 4. Modelo Numérico Tridimensional. I. Rodríguez Colucci, Adrián, orient. II. Lyra, Wladimir, coorient. III. Simulações Numéricas de Convecção em Europa: Aquecimento por Maré e Topografia Externa em Modelos Tridimensionais.

Resumo

Simulações Numéricas de Convecção em Europa: Aquecimento por Maré e Topografia Externa em Modelos Tridimensionais

Leonardo Sattler Cassará

Orientador: Adrián Rodríguez Colucci

Coorientador: Wladimir Lyra

A existência de aquecimento por marés é necessária para explicar um oceano subsuperficial em Europa. Além disso, investigações recentes evidenciam que o estresse resultante das marés pode exceder a rigidez da crosta externa, levando a fraturas e zonas enfraquecidas ao longo da camada congelada. Diferentes estudos evocam processos como diapirismo, aquecimento por cisalhamento na crosta e fusão parcial das camadas mais próximas à superfície a fim de explicar as estruturas observadas, mas uma consideração global da dinâmica convectiva é necessária para modelar de maneira ideal a formação e evolução de diapiros e explicar as manifestações da superfície em função do estado térmico governante. Nesse estudo apresento simulações numéricas 2D e 3D para convecções causadas pelas marés em Europa. Associando o estresse normal resultante das plumas ascendentes e descendentes com enfraquecimento local da superfície e considerando a resistência das diferentes camadas, o modelo desenvolvido foi capaz de reproduzir com sucesso a topografia de Europa.

Palavras-chave: Europa, aquecimento por maré, convecção, zonas enfraquecidas.

Rio de Janeiro

Agosto de 2017

Abstract

Numerical Simulations for Convection in Europa: Tidal Heating and External Topography in Tridimensional Models

Leonardo Sattler Cassará

Orientador: Adrián Rodríguez Colucci

Coorientador: Wladimir Lyra

Existence of tidal heating is necessary for a subsurface ocean to persist on Europa to the present day. Also, recent investigations show that the yield stress from tides may exceed the rigidity of the external crust, and this may lead to fractures and weak zones along the ice shell. Researches evoke different processes like diapirism, shear heating of the crust and partial melting of shallow layers to explain the observed features, but a full consideration of the convective dynamics is required to rigorously model diapir formation, evolution, and surface manifestation as a function of the background thermal state. This study presents 2D and 3D numerical simulations for tidally driven convection in Europa. By associating the resulting normal stress from ascending and descending plumes with local surface weakening and considering the resistance from the different layers, our model was able to successfully reproduce Europa's topography.

Keywords: Europa, tidal heating, convection, surface weakening.

Rio de Janeiro

Agosto de 2017

Agradecimentos

Agradeço minha querida família e amigos, sempre presentes. Agradeço especialmente aos meus pais e minha amada companheira, que muito me apoiaram durante as horas mais difíceis desse processo. Os amarei eternamente.

Sumário

Sumário	vii
Lista de Figuras	x
Lista de Tabelas	xxiii
1 Introdução ao Mundo Gelado	1
1.1 Órbita e Marés	2
1.2 Morfologia Externa	4
1.2.1 Tectonismo em Europa	16
1.3 Modelos do Interior	19
2 Considerações Acerca da Litosfera	24
2.1 Casca Externa	24
2.2 Camada Elástica	25
2.3 Camada Convectiva	26
2.4 Variações da Camada Convectiva	27
2.5 Enfraquecimento da Superfície	28
2.6 Isostasia	29
3 As Equações Governantes	30
3.1 Equações de Navier-Stokes	31
3.1.1 Equação de Continuidade	31

3.1.2	Equação de Momento	32
3.1.3	Equação de Energia	34
3.2	Energia Interna e Número de Rayleigh	36
3.3	Lei de Viscosidade	38
3.4	Cálculo da Topografia	40
4	Sobre a Ferramenta Utilizada	42
4.1	ICEBOX	42
4.1.1	Benchmark para Viscosidade Constante	43
4.1.2	Benchmark para Viscosidade Variável	44
4.2	CitcomS	45
4.2.1	Benchmarks	45
4.2.2	Escalabilidade do CitcomS	49
5	Resultados	51
5.1	Testes 2D para Europa	51
5.2	Imagens da Convecção e Topografia	56
5.3	Gerando Cristas Duplas	59
6	Conclusões	61
6.1	Análise dos Parâmetros	62
6.2	Cristas Duplas	63
6.3	Considerações Finais	64
7	Perspectivas	66
7.1	Próximos Passos da Pesquisa	66
7.2	Próximas Missões Espaciais	68
7.3	Sobre Água e Vida	70

Referências Bibliográficas

Lista de Figuras

- 1.1 Imagem das Galileanas. Da esquerda para direita: Io, Europa, Ganimedes e Calisto. Créditos: Pearson Education, Inc. (2004). 1
- 1.2 Imagem de Europa tirada pela sonda *Galileo*, mostrando regiões claras e escuras. A coloração se dá pela maior presença de minérios e outros elementos como evaporitos de sais dos oceanos (Spencer et al. 2006). Por toda a casca externa de gelo se apresentam rachaduras que são de fato formações de cristas com quilômetros de extensão, consequência de processos geológicos. Esta visão global de Europa revela o quão ativa e dinâmica ela é, o que abre a possibilidade de um oceano líquido de água abaixo de sua superfície. Créditos: Greenberg (2005). 2
- 1.3 Ilustração da órbita de Europa e a ação do efeito de maré. Quando Europa se encontra em seu pericentro, observamos que a deformação do bojo é máxima, e mínima quando no apocentro. Graças à rotação síncrona, observamos sempre o mesmo lado de Europa apontando para Júpiter. Há porém um efeito da rotação não-síncrona que leva o lado da superfície voltado a Júpiter ser ligeiramente diferente com o tempo (Geissler et al. 1998), resultado do desacoplamento entre o núcleo e a superfície, mais uma evidência da existência da camada líquida interna. A amplitude da deformação é de 20 a 30 metros, variando ao longo da órbita de 3,5 dias terrestres. As deformações estão exageradas para fins ilustrativos. 3

- 1.4 Exemplo de crateras em Europa. À esquerda, cratera Pwyll com longos rastros de ejeção a partir do centro de impacto. À direita, Tyre Macula e seus anéis concêntricos causados pelo impacto. A coloração escura do centro de Pwyll e ao redor de Tyre indicam exposição de material novo sobre a superfície, vindo do interior provavelmente pela violência do impacto. Imagens em composição de cores. Créditos: Greenberg (2005). 4
- 1.5 Pontos vermelhos e cavidades compõem a superfície cortada por cristas de Europa, nessa figura que combina informações de imagens tiradas pela sonda *Galileo* durante duas órbitas diferentes por Júpiter. Os domos e cavidades presentes nesta região do hemisfério norte de Europa possuem aproximadamente 10 quilômetros de diâmetro cada. Os pontos escuros são os chamados lenticulae, termo em latim para sardas. Seus tamanhos similares sugerem que a camada de gelo de Europa está experimentando processos como os caracterizados por convecções, com gelo mais aquecido movendo-se para cima enquanto porções mais frias da superfície experimentam rompimento por derretimento parcial. Essa formação é outra evidência da existência de um oceano subsuperficial abaixo compondo sua litosfera. Créditos: NASA/JPL/University of Arizona/University of Colorado. 5
- 1.6 À esquerda, um dos maiores domos em Europa, com aproximadamente 40 quilômetros de extensão. Esse, em particular, mostra rachaduras no domo assim como no terreno próximo à ele. Sua formação ocorre como resposta ao soerguimento da superfície. À direita, exemplos de cavidades, consequências do derretimento parcial da superfície. A formação central nessa imagem aparenta ter sido dividida por deslocamento do solo, comum em Europa devido à tectônica de placas. Créditos: Greenberg (2005). 6

- 1.7 Essa imagem de Europa foi obtida a 62 mil quilômetros de altura pela sonda *Galileo* durante sua primeira aproximação de Europa. A área na imagem é de 252 por 393 quilômetros, e mostra estruturas com tamanho mínimo de 1,6 quilômetros. O Sol ilumina pela direita, revelando diversas cristas cortando a cena, platôs com extensão de 10 quilômetros e manchas escuras que são depressões, apresentando materiais mais escuros. Nenhuma cratera de impacto é observada, indicando que este é um local geologicamente jovem. Algumas cristas apresentam espaços vazios com interrupções abruptas, e a diferença na textura do terreno indicam que as partes faltantes foram provavelmente apagadas por material "criovulcânico". Créditos: NASA/JPL/University of Arizona. 6
- 1.8 Ilustração de diapirismo na camada convectiva, manifestado na forma de canais (esquerda) e cogumelos (direita) que levam material quente à superfície e alteram o relevo, assim como ocorre no manto terrestre na formação de vulcões. Em Europa, criovulcanismo é o fenômeno mais recentemente confirmado, graças a observações do telescópio Hubble. Créditos: Greenberg (2005). 7
- 1.9 Ilustração de diapirismo. Material diapírico ascendente, ao atingir camadas superiores, deforma a casca de gelo e gera os domos (parte esquerda). Se esse material está muito quente, gera cavidades porque derrete porções do gelo, desgastando-o e fazendo com que parte dele ceda (parte direita). Créditos: Head et al. (1999). 7
- 1.10 Exemplo de como falhas transcorrentes geram bandas de separação. Isso se dá quando o traçado da transcorrente cria depressões ou bandas, com ranhuras paralelas ao longo da abertura, como as observadas na figura a seguir. Créditos: Greenberg (2005). 8

- 1.11 Zoom de uma das bandas de separação, gerada pelo tectonismo de forma semelhante às falhas transcorrentes na Terra, quando falhas são formadas por deslocamento horizontal das placas, sem movimentos verticais. Créditos: Greenberg (2005). 9
- 1.12 Mosaico criado a partir de imagens obtidas pela sonda *Galileo* de uma região caótica conhecida como Conamara Chaos. O terreno que aparece acidentado nesta imagem possui aproximadamente 80 quilômetros de extensão. As duas primeiras imagens de Europa (acima) apresentam cores falsas, onde as áreas vermelho-amarronzadas representam materiais diferentes de gelo resultante de atividade geológica. Planícies de gelo são mostradas em tom azul para distinguirmos grãos mais grossos (azul escuro) de mais finos (azul claro). Linhas largas e escuras são cristas e fraturas diversas, algumas com mais de 3 mil quilômetros de extensão. Essas regiões provavelmente são o resultado da tectônica de placas e do derretimento por processo interno de aquecimento, como por exemplo presença de material diapírico com temperatura elevada. Créditos: NASA/JPL/University of Arizona e Greenberg (2005). 10

- 1.13 Essa vista de Europa mostra uma região que possui textura similar à matriz de terrenos caóticos, que são avistadas em resoluções médias a altas em diversos locais pela superfície. O desenvolvimento deste terreno deve ser o um dos principais processos de rejuvenescimento desta lua. O norte está para o topo e o Sol ilumina a superfície pela esquerda. Convecção da camada interna pode gerar movimento vertical em áreas com diferentes concentrações de calor (leia-se energia), encontrando uma superfície não uniforme em sua espessura. Depósito direto de material convectivo na superfície seria possível, ou água líquida a partir de canais extensos (diapirs, por exemplo). A imagem cobre uma área de aproximadamente 175 por 180 quilômetros. A resolução é de 235 metros por elemento de figura. As imagens foram tiradas em 31 de Maio de 1998, à uma distância de 23 mil quilômetros pela sonda *Galileo*. Créditos: NASA/JPL/University of Arizona. 11
- 1.14 Mosaico de imagens de Europa registradas pela sonda *Galileo* em seu encontro E4. Sempre aparecendo em pares, as cristas são umas das estruturas mais encontradas e intrigantes da lua. Créditos: Head et al. (1999). 12

1.15 A sonda *Galileo* fez sua maior aproximação de Europa passando a 200 quilômetros da superfície. Essa imagem foi tirada num dos pontos mais próximos à uma altura de 560 quilômetros, e é a imagem de maior resolução obtida pela *Galileo*. A foto foi registrada numa posição de grande obliquidade, de forma que a visão se assemelha à de alguém olhando pela janela de um avião. As estruturas na parte debaixo da imagem estão muito mais próximas do observador do que àquelas do topo. Muitas cristas brilhantes são observadas na figura, com materiais mais escuros nos vales e depressões. No centro da imagem, as cristas e vales regulares dão lugar a uma região mais escura com colinas que se atravessam, que devem ser uma das várias regiões que chamamos de lenticulae. Estruturas circulares escuras e menores são provavelmente crateras de impacto. O norte é para a direita da figura, e o Sol ilumina a superfície também pela direita. Essa imagem tem aproximadamente 1.8 quilômetros de extensão. A resolução é de 6 metros por elemento de figura. Essa foto foi tirada em 16 de dezembro de 1997. Créditos: NASA/JPL. 13

1.16 Possíveis explicações para a formação das cristas. A primeira, por compressão de material entre placas (compressão por marés), não é aceita amplamente por não exigir existência de uma camada convectiva. A segunda explicação, que atribui ao diapirismo a causa do soerguimento da crosta, ganhou destaque com o avanço dos estudos sobre processos convectivos no interior de Europa. Créditos: Pappalardo et al. (1999). 14

- 1.17 Composição de imagens mostrando pluma de material em erupção, registradas no mesmo local, separadas 2 anos no tempo. A imagem aumenta a evidência de que plumas são um processo real no satélite, aparecendo de maneira intermitente numa mesma região. Ambas as plumas, fotografadas no ultravioleta pelo Hubble, foram tiradas como silhueta enquanto Europa passava na frente de Júpiter. A imagem da superfície de Europa é da sonda *Galileo*. Créditos: NASA/ESA/W. Sparks (STScI)/USGS Astrogeology Science Center. 15
- 1.18 Essas imagens da superfície de Europa, tiradas pela sonda *Galileo*, focam numa *região de interesse* da lua. A imagem da esquerda traça o local das plumas de erupção tiradas pelo Hubble, vistas entre 2014 e 2016. A região está localizada dentro do círculo verde. Essa região corresponde a uma região aquecida da superfície, como identificado pelos mapas de cor da direita. O mapa é baseado em observações da sonda *Galileo*, onde a região mais quente é a vermelha. Acredita-se que esses dados fornecem evidência circunstancial para uma atividade incomum que estaria relacionada ao oceano de Europa. Créditos: NASA/ESA/W. Sparks (STScI)/USGS Astrogeology Science Center. 16
- 1.19 Ilustração da dinâmica das placas na Terra e os principais tipos de limites e estruturas associados, que servem como base para uma analogia à dinâmica do relevo de Europa. Limites conservativos devem estar associados à geração das bandas de separação. O cenário que envolve o limite divergente descreve bem a formação das cristas duplas em Europa, bem como limites conservativos. O processo de choque de placas em limites convergentes é um candidato à explicação da formação dos terrenos caóticos. Pontos com magma em ascensão são mostrados, com plumas (abaixo da placa) e diapirs (intrusões na crosta). Créditos: Teixeira et al. (2009). . . . 17

- 1.20 A presença de tectonismo em Europa explicaria muitas de suas estruturas e sua morfologia como um todo. Essa ilustração conceitual do processo (onde uma placa é forçada sob a outra) mostra como a camada mais externa se move de encontro à uma porção mais aquecida da camada mais profunda. Esse processo é semelhante a placas em limite convergente. Uma banda de baixo relevo foi criada na superfície e derretimento local gerou "criolavas".
Créditos: NASA/Noah Kroese, I.NK. 18
- 1.21 Modelos do interior de Europa. À esquerda, está Europa com um núcleo metálico e manto rochoso. À direita, estão representadas três possíveis constituições da litosfera. Primeira: casca de gelo, camada convectiva e oceano líquido. Segunda: casca de gelo e camada convectiva, sem presença de água líquida. Esse caso não é provável, pois não condiz com os dados magnéticos da sonda *Galileo*. Terceira: casca de gelo seguida de água puramente líquida, um cenário menos provável pois a energia advinda das marés não seria suficiente para manter toda a litosfera em estado líquido. 20
- 1.22 Ilustração comparando a quantidade de água estimada em Europa com a quantidade presente na Terra. Estima-se que o volume de água em Europa seja de 2 a 3 vezes maior. Créditos: Kevin Hand (JPL/Caltech), Jack Cook (Woods Hole Oceanographic Institution), Howard Perlman (USGS). 21

- 1.23 Esquema da estrutura de Europa do oceano à superfície, apresentando as diferentes camadas discutidas nesse capítulo. Acima do oceano, a faixa convectiva apresenta plumas ascendentes que atingem uma certa altura, regulada pela presença da camada elástica. Essa camada, representada por um azul mais claro, apresenta um gelo mais frio e se deforma conforme a ação das plumas. Acima dessa encontra-se a fina casca externa, de cor levemente esbranquiçada, em contato com a camada elástica e totalmente escurecida e alterada acima dela, já na superfície exposta ao ambiente externo. Créditos: Jet Propulsion Laboratory. 22
- 4.1 Diagnóstico para Blankenbach caso 1a, com viscosidade constante numa caixa com número de Rayleigh $Ra = 10^4$. As linhas tracejadas se referem aos valores de referência tabelados por Blankenbach et al. (1989). As linhas cheias são as soluções calculadas com PENCIL/ICEBOX. De cima para baixo, da esquerda para direita: no eixo vertical está o Número de Nusselt (Nu), que representa a razão entre a transferência de calor de um fluido por convecção e por condução, velocidade RMS (u_{rms} , root mean square), gradientes de temperatura na parte superior esquerda (UL) e direita (UR) do domínio, e a topografia na parte superior esquerda e direita. No eixo horizontal de todos os gráficos está a evolução temporal da simulação em anos ($\times 10^{11}$). 43
- 4.2 Diagnóstico para Blankenbach caso 1a: viscosidade constante numa caixa 2D e número de Rayleigh $Ra = 10^4$. As linhas tracejadas se referem aos valores de referência tabelados por Blankenbach et al. (1989). As linhas cheias são as soluções calculadas com CitcomS. 46

4.3	Diagnóstico para Blankenbach caso 2a: viscosidade variável numa caixa 2D e número de Rayleigh $Ra = 10^4$. As linhas tracejadas se referem aos valores de referência tabelados por Blankenbach et al. (1989). As linhas cheias são as soluções calculadas com CitcomS.	46
4.4	Perfil final de temperatura para a solução dos casos 1 e 2 (esquerda e direita, respectivamente), numa caixa 2D e número de Rayleigh $Ra = 10^4$	47
4.5	Diagnóstico para Blankenbach caso 1a: viscosidade constante numa caixa 3D e número de Rayleigh $Ra = 10^4$. As linhas tracejadas se referem aos valores de referência tabelados por Blankenbach et al. (1989). As linhas cheias são as soluções calculadas com CitcomS.	48
4.6	Diagnóstico para Blankenbach caso 2a: viscosidade variável numa caixa 3D e número de Rayleigh $Ra = 10^4$. As linhas tracejadas se referem aos valores de referência tabelados por Blankenbach et al. (1989). As linhas cheias são as soluções calculadas com CitcomS.	48
4.7	Perfil final de temperatura para a solução dos casos 1 e 2 (esquerda e direita, respectivamente), numa caixa 3D e número de Rayleigh $Ra = 10^4$	49
4.8	Teste de escalabilidade do CicomS para solução do problema tridimensional com resolução 64^3 . Gráfico da direita está em log. O número ótimo de processadores por nodos encontrado foi $64^3/256 = 1024$	50
5.1	Resumo dos resultados de altura (cima) e largura (baixo) das deformações produzidas pelas simulações com viscosidade de referência $\eta_0=10^3$ Pa s e diferentes contrastes de viscosidade (i.e., razão entre viscosidades máxima e mínima na caixa convectiva). Círculos e triângulos representam simulações com $d=15$ km e 50 km, respectivamente. Reprodução: Showman & Han (2004).	52

- 5.2 Resultados de altura (cima) e largura (baixo) das deformações resultantes do modelo reproduzido, com viscosidade de referência $\eta_0=10^3$ Pa s e valores de A entre 6-10. Círculos vermelhos representam simulações com $d=15$ km e triângulos verdes simulações com $d=50$ km. Da esquerda para a direita, os valores de energia interna escolhidos são $q=10^{-6}$, 10^{-7} e 10^{-8} W/m³. 53
- 5.3 Simulação com $d=15$ km e 60 km de largura numa caixa de 128x32, $A=7$ (contrastes de viscosidade de 10^5), e energia interna $q=10^{-8}$ W/m³. Parâmetros de referência são: viscosidade $\eta_0=10^{13}$ Pa s, $\Delta T=175$ K e número de Rayleigh $Ra=1.2 \times 10^7$ 54
- 5.4 Simulação com $d=15$ km e 60 km de largura numa caixa de 128x32, $A=10$ (contrastes de viscosidade de 10^8), e energia interna $q=10^{-6}$ W/m³. Parâmetros de referência são: viscosidade $\eta_0=10^{13}$ Pa s, $\Delta T=175$ K e número de Rayleigh $Ra=1.2 \times 10^7$ 55
- 5.5 Simulação com $d=50$ km e 200 km de largura numa caixa de 128x32, $A=9$ (contrastes de viscosidade de 10^7), e energia interna $q=10^{-7}$ W/m³. Parâmetros de referência são: viscosidade $\eta_0=10^{13}$ Pa s, $\Delta T=175$ K e número de Rayleigh $Ra=4.3 \times 10^8$ 55
- 5.6 Simulação com $d=50$ km e 200 km de largura numa caixa de 128x32, $A=10$ (contrastes de viscosidade de 10^8), e energia interna $q=10^{-8}$ W/m³. Parâmetros de referência são: viscosidade $\eta_0=10^{13}$ Pa s, $\Delta T=175$ K e número de Rayleigh $Ra=4.3 \times 10^8$ 56
- 5.7 Perfil da temperatura após 10 mil anos, com formação das primeiras plumas convectivas. A caixa possui resolução de 64x64x32. O número de Rayleigh é $Ra=2.5 \times 10^7$, a viscosidade $\eta_0=10^{13}$ Pa s, $\Delta T=175$ K, espessura da camada convectiva $d=20$ km, $A=9$ (energia de ativação 20 kJ/mol e contraste de viscosidade de 10^7) e energia interna $q=2.5 \times 10^{-8}$ W/m³. 57

- 5.8 Perfil da temperatura para a mesma simulação após 500 mil anos, com as plumas convectivas já bem desenvolvidas. 57
- 5.9 Temperatura (eixo vertical em quilômetros) e conseqüente topografia (eixo vertical em metros) da simulação 3D com resolução de 64x64x32, número de Rayleigh $Ra = 2.5 \times 10^7$, viscosidade $\eta_0 = 10^{13}$ Pa s, espessura da camada convectiva $d = 20$ km, $A = 9$ (energia de ativação 20 kJ/mol e contraste de viscosidade de 10^7) e energia interna $q = 2.5 \times 10^{-8}$ W/m³. Após 1 milhão de anos, a topografia pouco se altera pois a convecção atinge estado estacionário. Antes disso, observa-se um estado transiente com formação de plumas menores em largura (média de ~ 10 km) porém a magnitude da altura não se altera, ou seja, as deformações na superfície diferem das atuais basicamente em extensão. Desse modo, estruturas mais estreitas aparecem como resposta às primeiras plumas convectivas, e com a evolução da simulação observa-se a geração de estruturas mais heterogêneas. 58
- 5.10 Mosaico com resultado das considerações de resistência da litosfera e presença de falha no cálculo da topografia, e para comparação um recorte da Figura 1.14 com exemplo de crista dupla. O estado inicial da superfície era o mesmo do apresentado na Figura 5.9. Aqui a resistência reduziu a altura das estruturas em 30 % sem alteração na largura. Além disso, a presença da falha alterou drasticamente a superfície, que agora apresenta uma formação de crista dupla. Observa-se a semelhança do resultado do modelo com o exemplo da superfície de Europa. 60
- 7.1 Presença de cristas cicloidais em Europa. Créditos: Greenberg (2005). 67
- 7.2 Concepções artísticas de futuras missões destinadas a estudar Europa. Esquerda: Europa Clipper. Créditos: NASA/JPL-Caltech. Direita: Missão JUICE (Jupiter Icy Moon Explorer). Créditos: ESA/AOES. 69

- 7.3 Concepção artística de uma potencial missão para pouso em na superfície de Europa. O módulo de pouso é mostrado com um braço de coleta de amostras estendido, após escavar uma pequena área da superfície. O prato circular no topo é uma antena de alto ganho e também serve de mastro para câmeras. As pequenas hastes verticais no topo do módulo são pontos para prender os cabos que o levariam à superfície através de um sistema de pouso. Créditos: ESA/AOES. 70
- 7.4 Concepção artística de criorobô que poderia ser usado para explorar o fundo do oceano de Europa. Não há evidência de que o manto rochoso apresente fontes hidrotermais como na figura. Créditos: NASA/JPL-Caltech. 71
- 7.5 Essa concepção artística mostra uma visão de Júpiter a partir de Europa. Sua superfície acidentada, rígida e congelada, porém abrigando um ambiente potencialmente dinâmico e cheio de vida, aparece tingida com regiões avermelhadas sobre as quais estudos têm tentado entender melhor. Ela pode ser vista em primeiro plano enquanto o planeta gigante, o grande provedor da energia vital deste sistema, paira ao fundo. Créditos: NASA/JPL-Caltech. 72

Lista de Tabelas

- 3.1 Grandezas relevantes ao modelo e seus respectivos valores. Esses valores de referência são os usuais nos estudos de Europa (ver Mitri & Showman (2005), Han & Showman (2010), Han & Showman (2011)) e discutidos em livros como Greenberg (2005). 37

Capítulo 1

Introdução ao Mundo Gelado

Europa é o local mais provável de abrigar vida em nosso quintal sideral. Segunda das Galileanas em distância de Júpiter, seu tamanho é aproximado ao da nossa Lua, e tem atraído a atenção de muitos desde as primeiras imagens da missão *Voyager* no final dos anos 70. Sua superfície revela um ambiente inóspito, frio e desértico, com um relevo bem característico que faz sua aparência ser de uma bola de gelo com rachaduras. Porém, com baixo número de crateras e presença de diversas estruturas geológicas, essa lua revelou-se bem mais ativa e interessante que um monótono mundo congelado. Essas estruturas na superfície são provavelmente consequência de um oceano líquido interno, o que acende o debate sobre a existência de vida em Europa.



Figura 1.1: Imagem das Galileanas. Da esquerda para direita: Io, Europa, Ganimedes e Calisto. Créditos: Pearson Education, Inc. (2004).

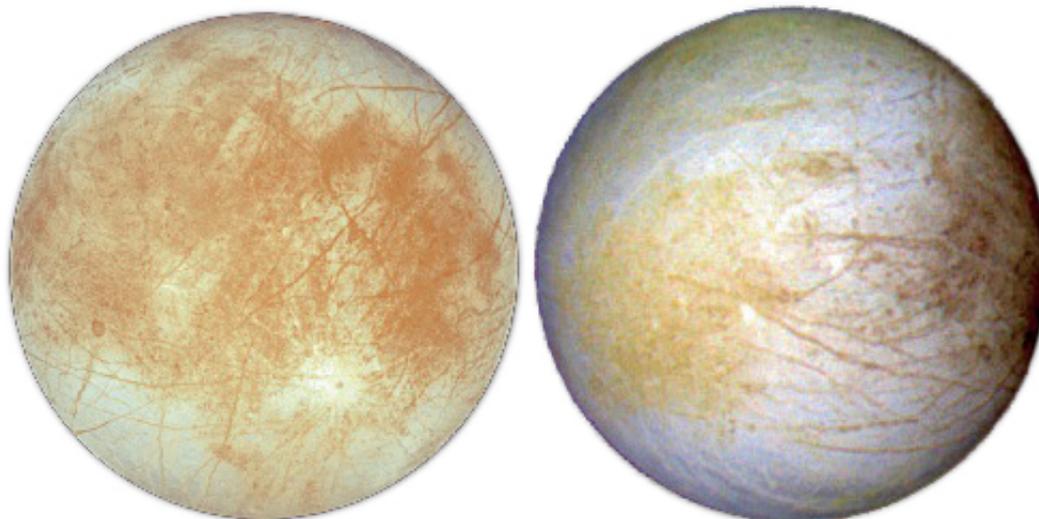


Figura 1.2: Imagem de Europa tirada pela sonda *Galileo*, mostrando regiões claras e escuras. A coloração se dá pela maior presença de minérios e outros elementos como evaporitos de sais dos oceanos (Spencer et al. 2006). Por toda a casca externa de gelo se apresentam rachaduras que são de fato formações de cristas com quilômetros de extensão, consequência de processos geológicos. Esta visão global de Europa revela o quão ativa e dinâmica ela é, o que abre a possibilidade de um oceano líquido de água abaixo de sua superfície. Créditos: Greenberg (2005).

1.1 Órbita e Marés

Os experimentos de gravidade de *Galileo*, sonda enviada à Europa na década de 90, indicam que ela é diferenciada, provavelmente possuindo um núcleo metálico com 700 km de raio, um manto rochoso de silicato (de espessura incerta) seguido de uma *litosfera* (utilizamos a palavra litosfera como referência à camada de gelo, algo comum nos estudos de Europa) de 150 km de espessura e com valor de densidade próximo ao da água ($\rho = 917 \text{ kg/m}^3$). Externamente, a litosfera de Europa se apresenta como uma casca de gelo quebradiça cuja espessura acredita-se ser de até 10 km, e abaixo dessa casca o estado da água também é incerto, mas acredita-se que exista uma camada ainda mais espessa de gelo, com temperatura e propriedades diferentes - uma camada convectiva. O período orbital de Europa dura 3,5 dias terrestres, e sua órbita é caracterizada por estar em ressonância com Io e Ganimedes. Io é a lua mais próxima de Júpiter, seguida por Europa

e Ganimedes. Calisto, a quarta e mais distante das Galileanas, não está em ressonância com as outras.

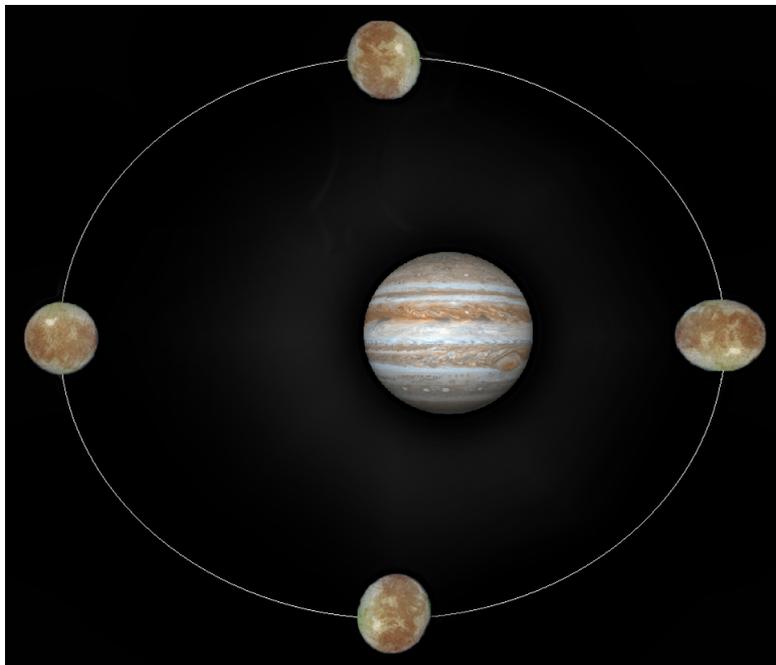


Figura 1.3: Ilustração da órbita de Europa e a ação do efeito de maré. Quando Europa se encontra em seu pericentro, observamos que a deformação do bojo é máxima, e mínima quando no apocentro. Graças à rotação síncrona, observamos sempre o mesmo lado de Europa apontando para Júpiter. Há porém um efeito da rotação não-síncrona que leva o lado da superfície voltado a Júpiter ser ligeiramente diferente com o tempo (Geissler et al. 1998), resultado do desacoplamento entre o núcleo e a superfície, mais uma evidência da existência da camada líquida interna. A amplitude da deformação é de 20 a 30 metros, variando ao longo da órbita de 3,5 dias terrestres. As deformações estão exageradas para fins ilustrativos.

Em uma razão 1 : 2 : 4, quando Ganimedes gira ao redor de Júpiter uma vez, Europa gira exatamente duas e Io quatro. Neste sistema, eventualmente, Europa e Io se alinham com Júpiter, numa configuração conhecida como *conjunção*. Neste caso, Europa está em seu apocentro (ponto de sua órbita mais distante de Júpiter). O mesmo alinhamento ocorre entre Europa e Ganimedes, mas nesse caso Europa está em seu pericentro (seu ponto mais próximo de Júpiter). A interação gravitacional destes corpos sob esta configuração é responsável pela excentricidade da órbita de Europa, que está por trás do efeito de maré. A alteração da distância Júpiter-Europa, de quando esta se encontra no

apocentro e no pericentro, gera um bojo de deformação que pode chegar a 30 metros de amplitude. Além disso, Europa apresenta acoplamento de maré com Júpiter, possuindo rotação síncrona (ver Geissler et al. (1998) para detalhes sobre rotação não-síncrona em Europa). Portanto, será sempre uma mesma porção de sua superfície que sofrerá efeito do bojo criado (no manto rochoso), que se alonga na direção de Júpiter quando no pericentro e possui um bojo mínimo no apocentro.

1.2 Morfologia Externa

Algumas das estruturas encontradas em Europa são (Pappalardo et al. 1999): crateras de impacto, *lenticulae* (porções escuras de mesmo tamanho espalhadas pela superfície), bandas de separação, regiões caóticas e cristas. *Crateras de impacto*, como ressaltado, são raras e esparsas, sugerindo uma superfície que se renova como em um ambiente geologicamente ativo. Recentemente, o telescópio Hubble mostrou evidências da existência de *criovulcões*, fenômeno comum em corpos com material volátil e aquecido em seu interior.

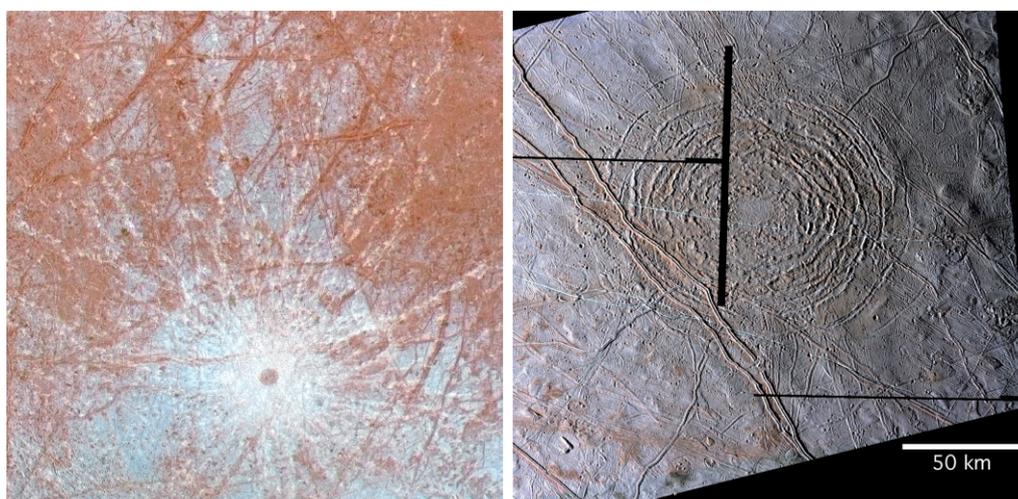


Figura 1.4: Exemplo de crateras em Europa. À esquerda, cratera Pwyll com longos rastros de ejeção a partir do centro de impacto. À direita, Tyre Macula e seus anéis concêntricos causados pelo impacto. A coloração escura do centro de Pwyll e ao redor de Tyre indicam exposição de material novo sobre a superfície, vindo do interior provavelmente pela violência do impacto. Imagens em composição de cores. Créditos: Greenberg (2005).

Lenticulae, também chamado terreno salpicado ou sarapintado, é um termo que se refere às estruturas circulares e elípticas na superfície de Europa. É composto por domos e cavidades (ver Fig.1.5, Fig.1.6 e Fig.1.7), que provavelmente possuem o mesmo processo de formação por serem similares em tamanho (ambos apresentam diâmetros de 5 a 15 quilômetros e alturas de até 100 metros) e estarem uniformemente distribuídos. Acredita-se que esse processo seja o diapirismo, que leva materiais para camadas próximas à superfície e ocasiona soerguimento da casca de gelo por conta de intrusões, gerando os domos. Se este material estiver suficientemente quente, pode também causar derretimento local da superfície que se desgasta e cede, dando origem às cavidades (ver Figura 1.8).



Figura 1.5: Pontos vermelhos e cavidades compõem a superfície cortada por cristas de Europa, nessa figura que combina informações de imagens tiradas pela sonda *Galileo* durante duas órbitas diferentes por Júpiter. Os domos e cavidades presentes nesta região do hemisfério norte de Europa possuem aproximadamente 10 quilômetros de diâmetro cada. Os pontos escuros são os chamados *lenticulae*, termo em latim para sardas. Seus tamanhos similares sugerem que a camada de gelo de Europa está experimentando processos como os caracterizados por convecções, com gelo mais aquecido movendo-se para cima enquanto porções mais frias da superfície experimentam rompimento por derretimento parcial. Essa formação é outra evidência da existência de um oceano subsuperficial abaixo compondo sua litosfera. Créditos: NASA/JPL/University of Arizona/University of Colorado.

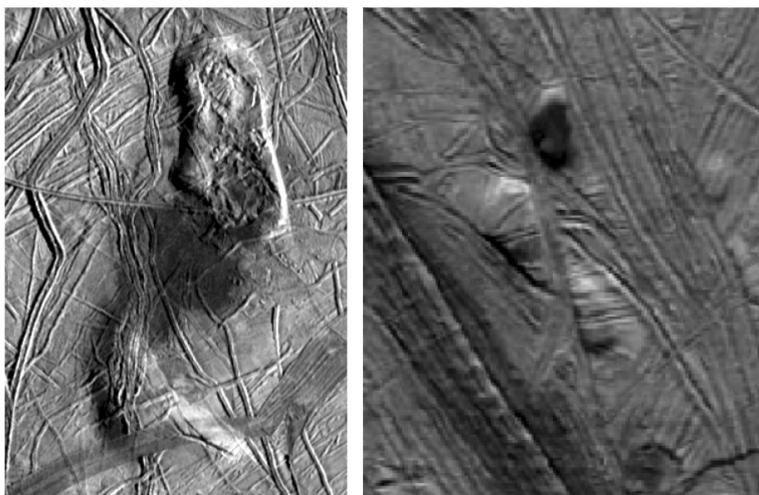


Figura 1.6: À esquerda, um dos maiores domos em Europa, com aproximadamente 40 quilômetros de extensão. Esse, em particular, mostra rachaduras no domo assim como no terreno próximo à ele. Sua formação ocorre como resposta ao soerguimento da superfície. À direita, exemplos de cavidades, consequências do derretimento parcial da superfície. A formação central nessa imagem aparenta ter sido dividida por deslocamento do solo, comum em Europa devido à tectônica de placas. Créditos: Greenberg (2005).

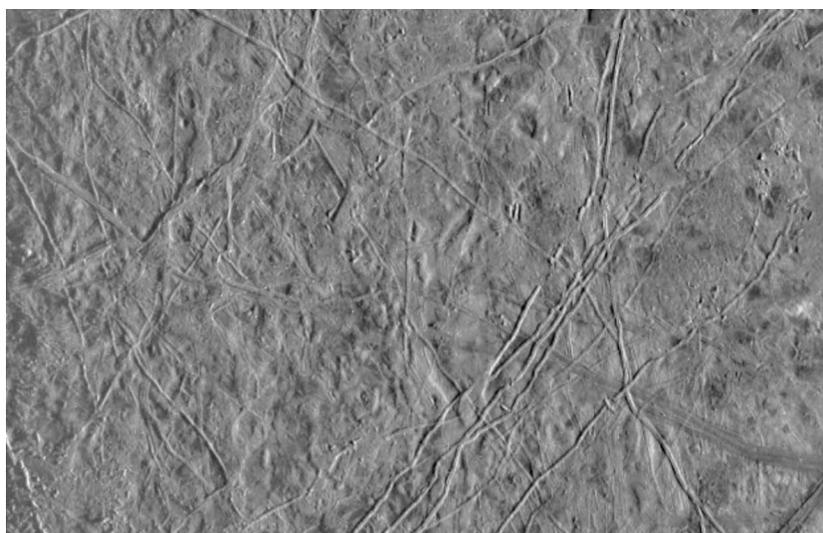


Figura 1.7: Essa imagem de Europa foi obtida a 62 mil quilômetros de altura pela sonda *Galileo* durante sua primeira aproximação de Europa. A área na imagem é de 252 por 393 quilômetros, e mostra estruturas com tamanho mínimo de 1,6 quilômetros. O Sol ilumina pela direita, revelando diversas cristas cortando a cena, platôs com extensão de 10 quilômetros e manchas escuras que são depressões, apresentando materiais mais escuros. Nenhuma cratera de impacto é observada, indicando que este é um local geologicamente jovem. Algumas cristas apresentam espaços vazios com interrupções abruptas, e a diferença na textura do terreno indicam que as partes faltantes foram provavelmente apagadas por material "criovulcânico". Créditos: NASA/JPL/University of Arizona.

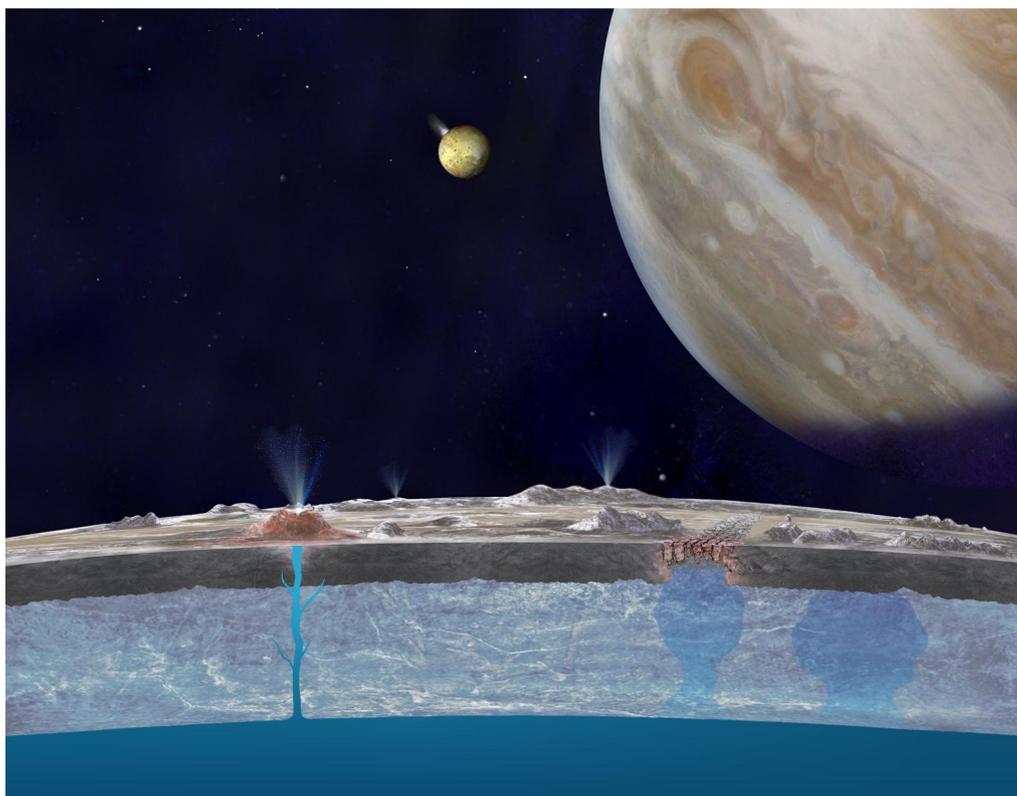


Figura 1.8: Ilustração de diapirismo na camada convectiva, manifestado na forma de canais (esquerda) e cogumelos (direita) que levam material quente à superfície e alteram o relevo, assim como ocorre no manto terrestre na formação de vulcões. Em Europa, criovulcanismo é o fenômeno mais recentemente confirmado, graças a observações do telescópio Hubble. Créditos: Greenberg (2005).

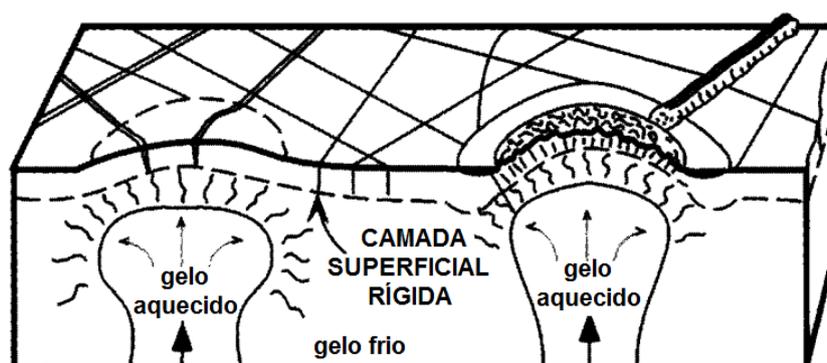


Figura 1.9: Ilustração de diapirismo. Material diapírico ascendente, ao atingir camadas superiores, deforma a casca de gelo e gera os domos (parte esquerda). Se esse material está muito quente, gera cavidades porque derrete porções do gelo, desgastando-o e fazendo com que parte dele ceda (parte direita). Créditos: Head et al. (1999).

Bandas de separação são um processo litosférico onde porções da casca de gelo se separam e geram depressões ou bandas (*pull-apart basins*), resultado do processo entre placas tectônicas chamado de *falha transcorrente* (ou transformante¹). Na Terra, um famoso encontro de placas que está sujeito a esse tipo de movimento é a falha de San Andreas, na Califórnia, onde a placa do Pacífico (deslocando-se para o norte) colide obliquamente com a placa Norte americana (que se movimenta para o Sul), e deslizam entre si somente na horizontal.

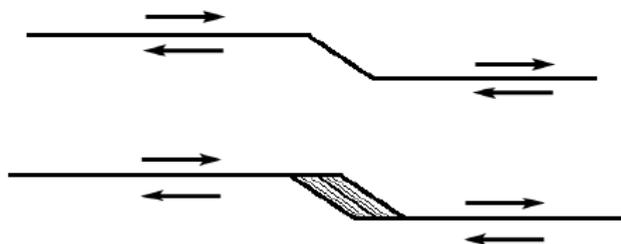


Figura 1.10: Exemplo de como falhas transcorrentes geram bandas de separação. Isso se dá quando o traçado da transcorrente cria depressões ou bandas, com ranhuras paralelas ao longo da abertura, como as observadas na figura a seguir. Créditos: Greenberg (2005).

¹As falhas transcorrentes possuem, na Terra, extensão da ordem de dezenas a centenas de quilômetros, e largura da ordem de dezenas a centenas de metros. Algumas delas cortam a litosfera e atingem o manto, correspondendo então a limites de placas litosféricas. Quando essas estruturas estão associadas a cadeias existentes ao longo dos oceanos (cadeias meso-oceânicas), são denominadas *falhas transformantes*. Falhas transcorrentes são também chamadas de *limites conservativos*, pois a crosta não é consumida e nem criada nesse processo.

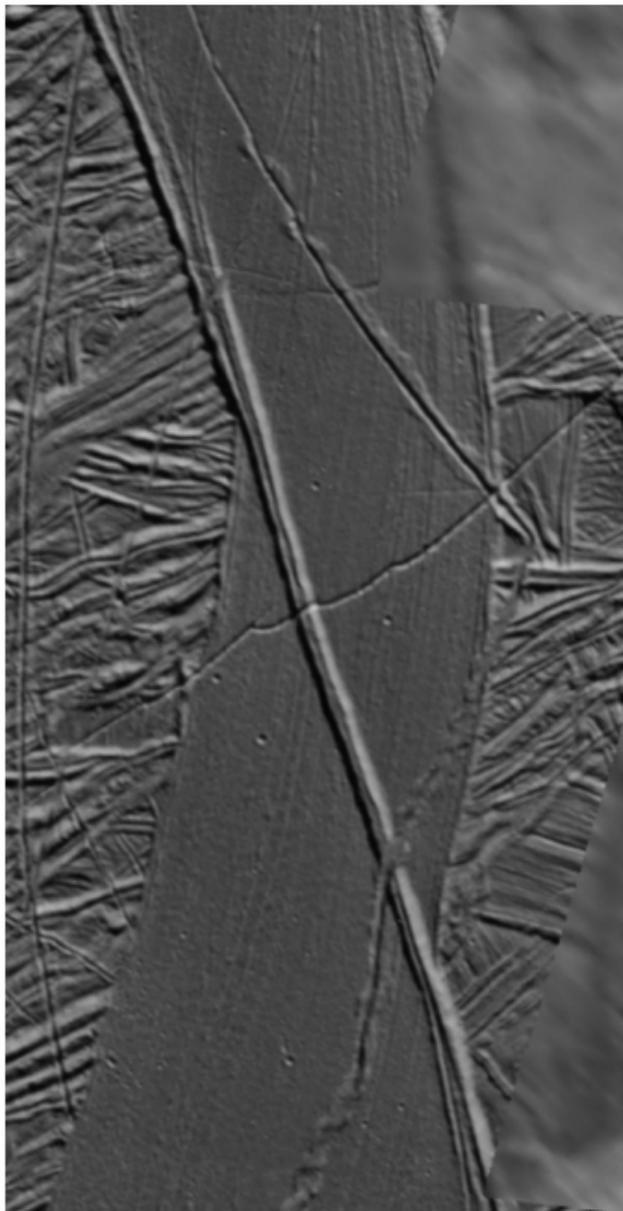


Figura 1.11: Zoom de uma das bandas de separação, gerada pelo tectonismo de forma semelhante às falhas transcorrentes na Terra, quando falhas são formadas por deslocamento horizontal das placas, sem movimentos verticais. Créditos: Greenberg (2005).

Regiões caóticas se caracterizam por grandes porções escuras e deformadas da superfície, variando de poucos quilômetros de extensão a até centenas. Aparentam ser formações jovens, provavelmente criadas pelo derretimento generalizado da superfície, aliado à deformação da crosta pelo bojo de marés e aos movimentos análogos à tectônica de placas.

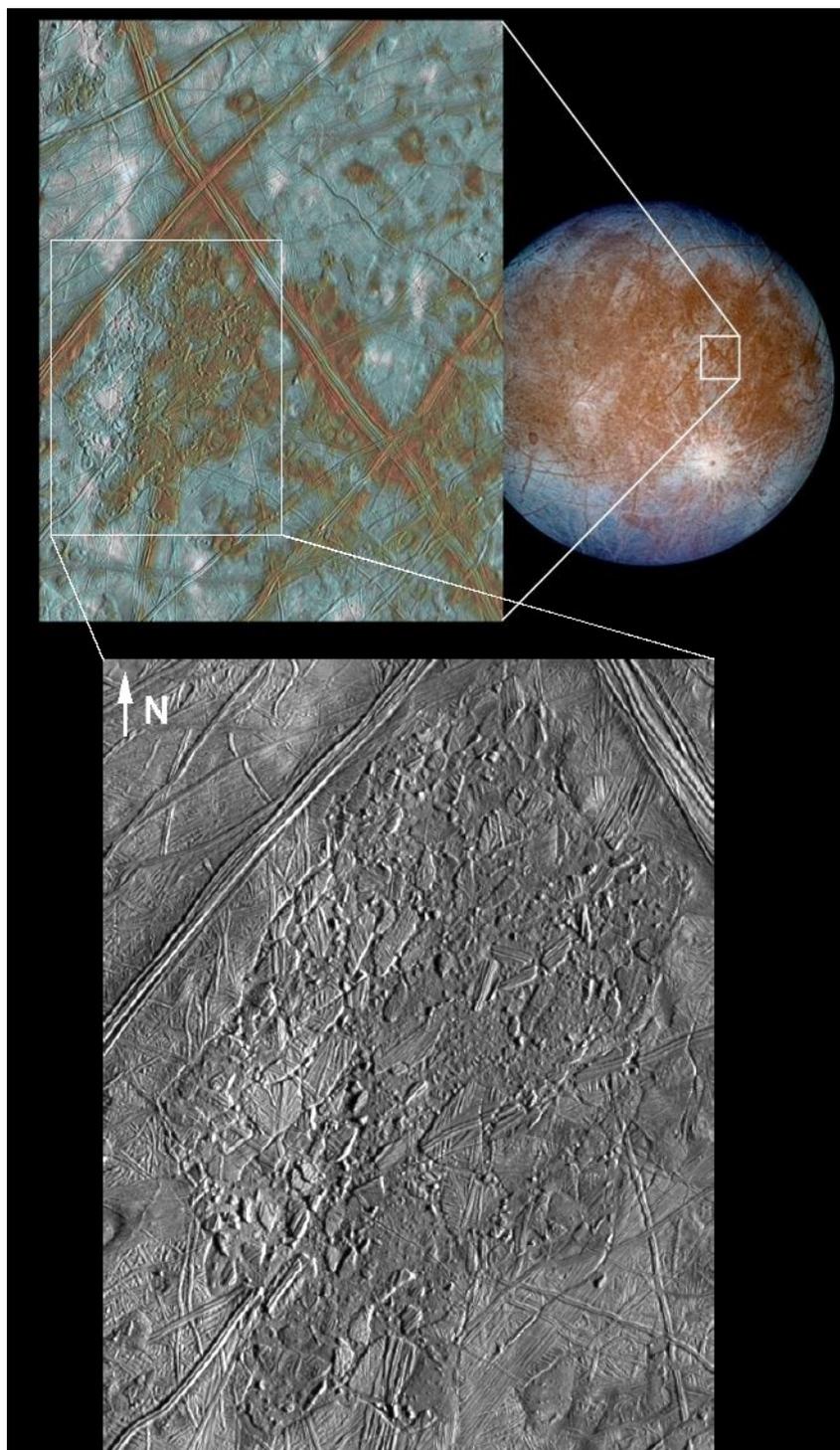


Figura 1.12: Mosaico criado a partir de imagens obtidas pela sonda *Galileo* de uma região caótica conhecida como Conamara Chaos. O terreno que aparece acidentado nesta imagem possui aproximadamente 80 quilômetros de extensão. As duas primeiras imagens de Europa (acima) apresentam cores falsas, onde as áreas vermelho-amarronzadas representam materiais diferentes de gelo resultante de atividade geológica. Planícies de gelo são mostradas em tom azul para distinguirmos grãos mais grossos (azul escuro) de mais finos (azul claro). Linhas largas e escuras são cristas e fraturas diversas, algumas com mais de 3 mil quilômetros de extensão. Essas regiões provavelmente são o resultado da tectônica de placas e do derretimento por processo interno de aquecimento, como por exemplo presença de material diapírico com temperatura elevada. Créditos: NASA/JPL/University of Arizona e Greenberg (2005).

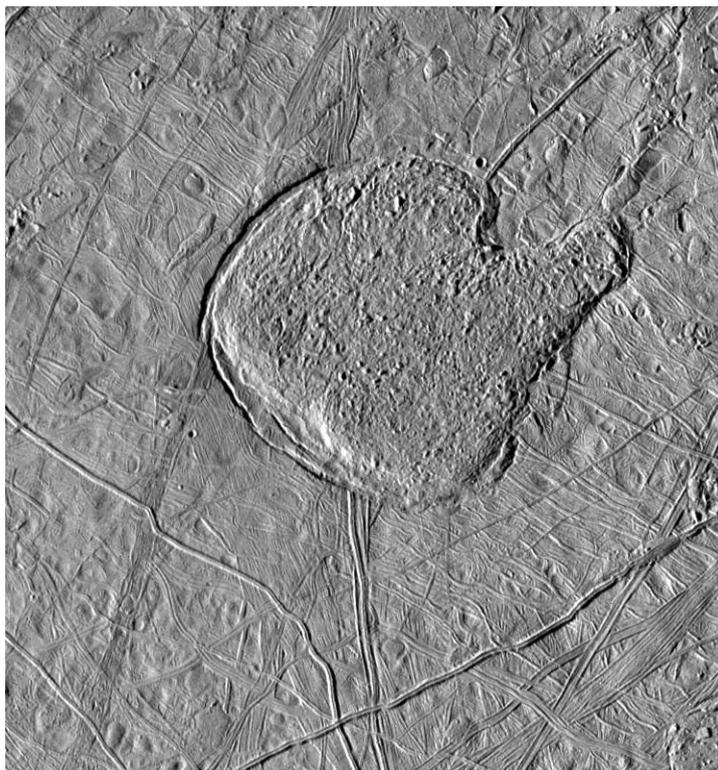


Figura 1.13: Essa vista de Europa mostra uma região que possui textura similar à matriz de terrenos caóticos, que são avistadas em resoluções médias a altas em diversos locais pela superfície. O desenvolvimento deste terreno deve ser o um dos principais processos de rejuvenescimento desta lua. O norte está para o topo e o Sol ilumina a superfície pela esquerda. Convecção da camada interna pode gerar movimento vertical em áreas com diferentes concentrações de calor (leia-se energia), encontrando uma superfície não uniforme em sua espessura. Depósito direto de material convectivo na superfície seria possível, ou água líquida a partir de canais extensos (diapirs, por exemplo). A imagem cobre uma área de aproximadamente 175 por 180 quilômetros. A resolução é de 235 metros por elemento de figura. As imagens foram tiradas em 31 de Maio de 1998, à uma distância de 23 mil quilômetros pela sonda *Galileo*. Créditos: NASA/JPL/University of Arizona.

As *cristas* de Europa podem se estender por várias centenas de quilômetros, com largura e altura de centenas de metros a alguns quilômetros. Elas sempre aparecem em pares e cobrindo formações mais antigas ou se apresentam alteradas por novas.

Uma explicação para como são formadas se dá puramente pelo tectonismo, onde duas placas comprimem material preexistente em fraturas da casca de gelo, fazendo com que ele suba e se deposite em ambos os lados da falha ao longo de sua extensão. A compressão

de material por maré, no entanto, não invoca o cenário de convecções e envolve uma estrutura interna que não é a mais aceita para Europa.



Figura 1.14: Mosaico de imagens de Europa registradas pela sonda *Galileo* em seu encontro E4. Sempre aparecendo em pares, as cristas são umas das estruturas mais encontradas e intrigantes da lua. Créditos: Head et al. (1999).



Figura 1.15: A sonda *Galileo* fez sua maior aproximação de Europa passando a 200 quilômetros da superfície. Essa imagem foi tirada num dos pontos mais próximos à uma altura de 560 quilômetros, e é a imagem de maior resolução obtida pela *Galileo*. A foto foi registrada numa posição de grande obliquidade, de forma que a visão se assemelha à de alguém olhando pela janela de um avião. As estruturas na parte debaixo da imagem estão muito mais próximas do observador do que àquelas do topo. Muitas cristas brilhantes são observadas na figura, com materiais mais escuros nos vales e depressões. No centro da imagem, as cristas e vales regulares dão lugar a uma região mais escura com colinas que se atravessam, que devem ser uma das várias regiões que chamamos de lenticulae. Estruturas circulares escuras e menores são provavelmente crateras de impacto. O norte é para a direita da figura, e o Sol ilumina a superfície também pela direita. Essa imagem tem aproximadamente 1.8 quilômetros de extensão. A resolução é de 6 metros por elemento de figura. Essa foto foi tirada em 16 de dezembro de 1997. Créditos: NASA/JPL.

Outra explicação seria invocar um processo diapírico análogo ao proposto para o lençiculae, mas com algumas diferenças: o mesmo material diapírico, ao alcançar camadas mais externas da litosfera, encontra falhas na casca de gelo e acaba por elevar suas bases ao invés de formar intrusões, erguendo paredes duplas ao longo da falha e formando o padrão duplo das cristas. Contudo, o diapirismo é um evento extremamente local e seria difícil associar à ele uma estrutura tão extensa como as cristas.

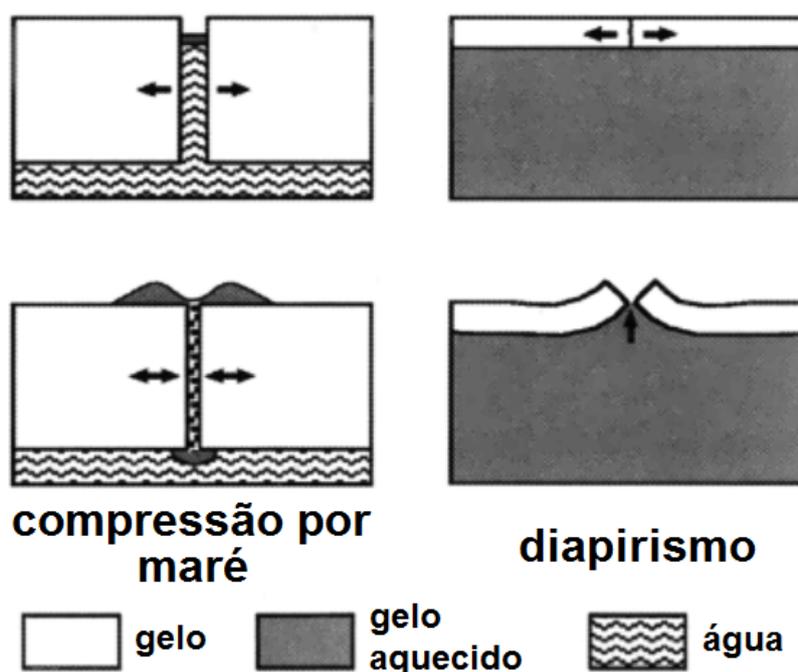


Figura 1.16: Possíveis explicações para a formação das cristas. A primeira, por compressão de material entre placas (compressão por marés), não é aceita amplamente por não exigir existência de uma camada convectiva. A segunda explicação, que atribui ao diapirismo a causa do soergimento da crosta, ganhou destaque com o avanço dos estudos sobre processos convectivos no interior de Europa. Créditos: Pappalardo et al. (1999).

Propostas mais recentes envolvem aquecimento via forças de cisalhamento (**shear heating**), que estariam associadas a *falhas transformantes* (Han & Showman 2008). Essa interação de falhas pré-existentes na crosta de Europa, consequência direta do tectonismo, envolve desgaste local e consequente soergimento que ocasionaria as elevações nas bordas das falhas. Um problema desses modelos é a não reprodução do vale interno, além de não necessariamente invocar processos de convecção (o aquecimento por cisalhamento seria

suficiente). A explicação mais recente para essas estruturas envolve a associação de processos internos de estresse (advindos de convecção) e o chamado **enfraquecimento local** da litosfera, onde esse enfraquecimento é também consequência das falhas por tectonismo. Esse é o modelo mais explorado nesse trabalho.

Até recentemente não se havia registro de um processo muito importante para a confirmação da presença de água líquida em Europa: *plumas de material ejetado* ou *geisers*. Essas plumas foram observadas há muito tempo em Enceladus e, portanto, muito se discutia sobre a falta de observação em Europa, já que acredita-se existir um oceano em ambas. Porém uma composição de imagens do telescópio Hubble forneceu a evidência que se esperava. A composição possui imagens entre 2014 e 2016, e mostra uma pluma que se ergue por mais de 100 km acima da superfície congelada de Europa.

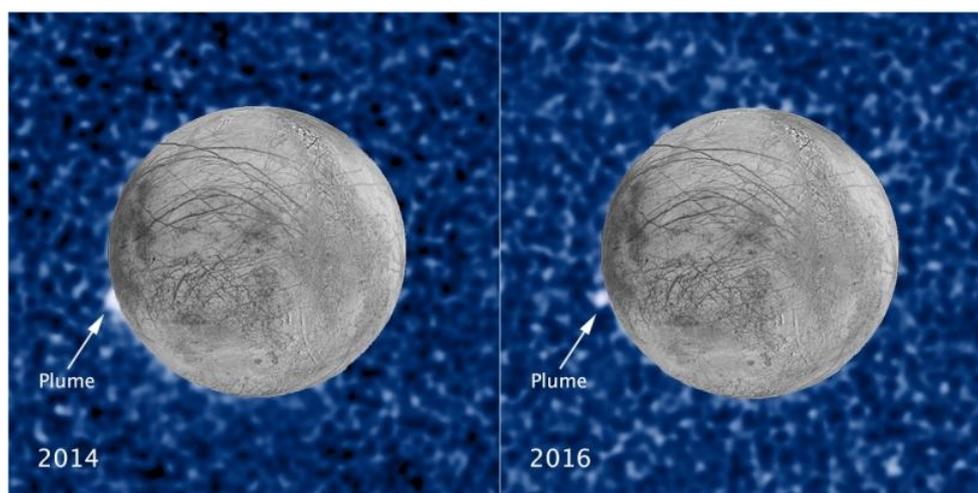


Figura 1.17: Composição de imagens mostrando pluma de material em erupção, registradas no mesmo local, separadas 2 anos no tempo. A imagem aumenta a evidência de que plumas são um processo real no satélite, aparecendo de maneira intermitente numa mesma região. Ambas as plumas, fotografadas no ultravioleta pelo Hubble, foram tiradas como silhueta enquanto Europa passava na frente de Júpiter. A imagem da superfície de Europa é da sonda *Galileo*. Créditos: NASA/ESA/W. Sparks (STScI)/USGS Astrogeology Science Center.

As plumas correspondem a um local anormalmente aquecido da crosta de Europa vista nos anos 90 pela sonda *Galileo*. Especula-se que essa é uma evidência circunstancial para criovulcanismo. O material deve estar associado com o oceano abaixo da crosta.

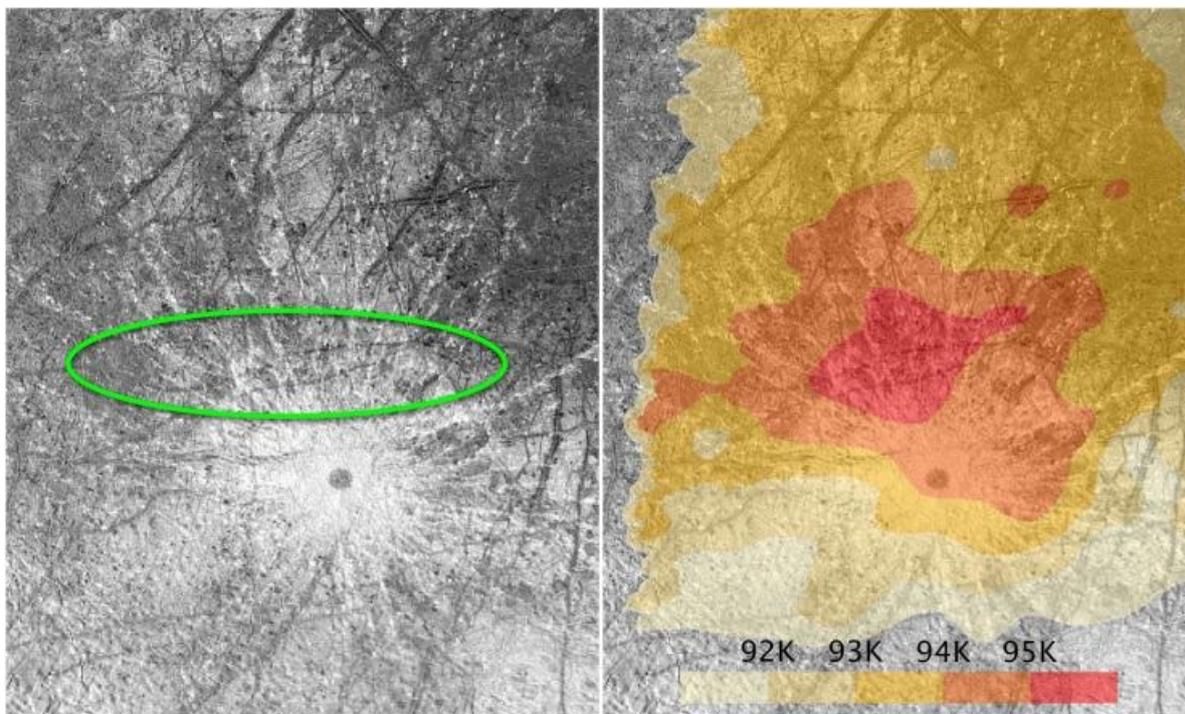


Figura 1.18: Essas imagens da superfície de Europa, tiradas pela sonda *Galileo*, focam numa *região de interesse* da lua. A imagem da esquerda traça o local das plumas de erupção tiradas pelo Hubble, vistas entre 2014 e 2016. A região está localizada dentro do círculo verde. Essa região corresponde a uma região aquecida da superfície, como identificado pelos mapas de cor da direita. O mapa é baseado em observações da sonda *Galileo*, onde a região mais quente é a vermelha. Acredita-se que esses dados fornecem evidência circunstancial para uma atividade incomum que estaria relacionada ao oceano de Europa. Créditos: NASA/ESA/W. Sparks (STScI)/USGS Astrogeology Science Center.

1.2.1 Tectonismo em Europa

Muitos processos até aqui discutidos são análogos aos eventos que ocorrem na litosfera terrestre (ver Fig. 1.19). As falhas transformantes (presentes na costa oceânica) em limites conservativos caracterizam desvios ao longo da falha original, e eventualmente formam bandas podendo explicar o processo pelo qual surgem as bandas de separação em Europa, além de permitir o cenário de aquecimento por cisalhamento. O soerguimento de placas em limites divergentes é uma explicação para a formação de cristas em Europa segundo o modelo de diapirismo. Outro tipo de limite de placas encontrado na Terra e que pode estar associado a uma estrutura da superfície de Europa é o *limite convergente*.

Limite convergente descreve o cenário em que duas placas colidem frontalmente, com consequências que dependem da diferença de densidade entre elas. Geralmente, a placa de maior densidade mergulha sob a outra, entra em fusão parcial em profundidade e gera grande volume de magma e lava que ascende à superfície. Quando possuem densidades iguais, um cenário mais provável para Europa (toda a casca externa seria formada por gelo de mesma natureza), o processo envolve intensas deformações compressivas, o que permitiria associar tal processo ao terreno que caracteriza as regiões caóticas.

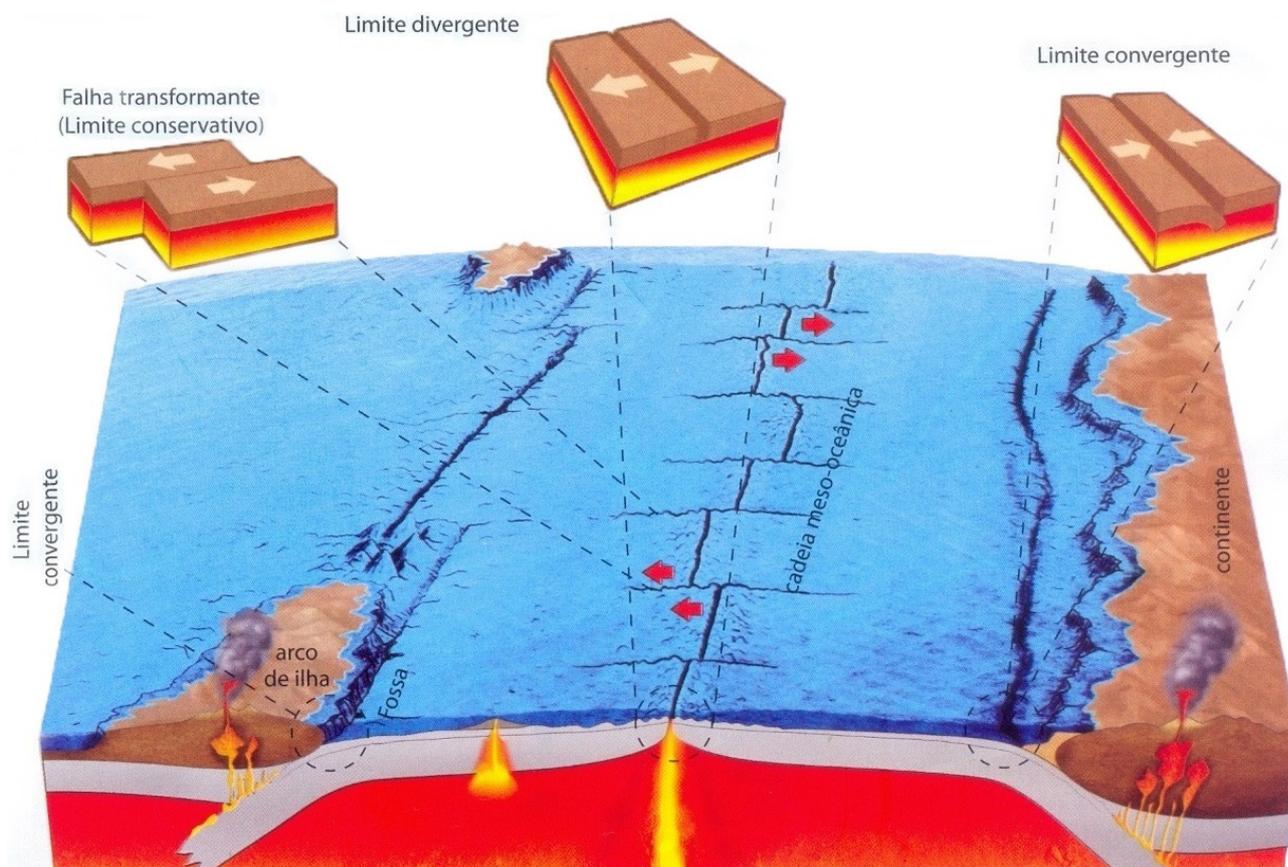


Figura 1.19: Ilustração da dinâmica das placas na Terra e os principais tipos de limites e estruturas associados, que servem como base para uma analogia à dinâmica do relevo de Europa. Limites conservativos devem estar associados à geração das bandas de separação. O cenário que envolve o limite divergente descreve bem a formação das cristas duplas em Europa, bem como limites conservativos. O processo de choque de placas em limites convergentes é um candidato à explicação da formação dos terrenos caóticos. Pontos com magma em ascensão são mostrados, com plumas (abaixo da placa) e diapirs (intrusões na crosta). Créditos: Teixeira et al. (2009).

É tentador associar a tectônica de placas da Terra com a provável dinâmica de Europa quando se vê a lua como um todo. Não temos imagens suficientes e nem em tempos significativamente distantes (as imagens da *Voyager* são aproximadamente 10 anos mais antigas que as da sonda *Galileo*) para verificar um análogo da deriva continental, teoria que afirma os continentes terem um dia sido uma única massa de terra (Pangeia). Além disso, é provável que, pelo tamanho de Europa e devido à taxa de deformações a que está sujeita (a cada 3,5 dias terrestres, seu período orbital), as alterações da superfície devido à tectônica ocorra numa escala de tempo bem menor que na Terra, sendo então um processo vital para entendimento das estruturas da superfície.

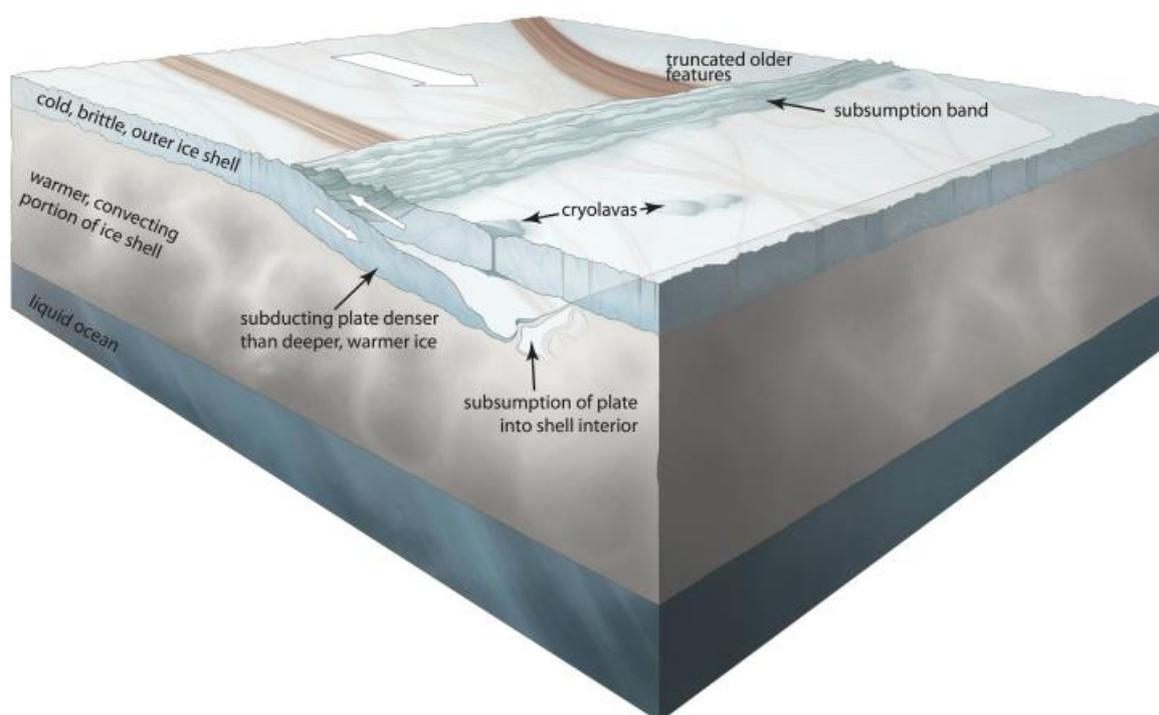


Figura 1.20: A presença de tectonismo em Europa explicaria muitas de suas estruturas e sua morfologia como um todo. Essa ilustração conceitual do processo (onde uma placa é forçada sob a outra) mostra como a camada mais externa se move de encontro à uma porção mais aquecida da camada mais profunda. Esse processo é semelhante a placas em limite convergente. Uma banda de baixo relevo foi criada na superfície e derretimento local gerou "criolavas". Créditos: NASA/Noah Kroese, I.NK.

1.3 Modelos do Interior

As deformações de maré agem ao longo de um dia em Europa, já que, devido à rotação síncrona, seu período de rotação é o mesmo que o orbital ($\sim 3,5$ dias terrestres). Tais deformações causam um bojo no manto rochoso de Europa que se traduz em estresse na casca de gelo quebradiça de Europa, possivelmente rachando-a e movimentando porções da superfície, caracterizando atividade tectônica. No interior, a forma como essas deformações agem e o que elas produzem depende do estado da água. Acredita-se haver, logo abaixo da casca externa, uma camada de gelo em estado subsólido de altíssima viscosidade, que recebe energia térmica proveniente do atrito gerado por essas deformações (Carr et al. 1998). A quantidade de calor que o interior de Europa recebe do efeito de maré é tida como a energia de ativação em modelos convectivos, que visam explicar como essa energia é dissipada. As convecções seriam possíveis graças à *reologia*² (relação entre estresse e deformação de um material) dessa camada. Nela, uma célula convectiva levaria milhares de anos para completar um ciclo.

De modo geral, a visão global do interior de Europa é a que segue: com 1500 km de raio, a lua apresenta um núcleo metálico de 700 km de raio, um manto rochoso de silicato (de espessura incerta) seguido de sua *litosfera* de 150 km de espessura e com valor de densidade próximo ao da água ($\rho = 917 \text{ kg/m}^3$). Por sua vez, essa litosfera se apresenta dividida em três partes: um oceano líquido, uma camada de gelo em estado subsólido (acima do oceano) e uma casca mais externa e rígida de gelo que representa a superfície de Europa.

²A reologia é um importante objeto de estudo, pois a mesma depende, dentre outras coisas, do tamanho dos grãos do gelo, da exata quantidade de energia recebida das marés, e da presença de elementos como sais e material orgânico (ver Pappalardo et al. (1999) e Spencer et al. (2006)) nesse gelo. A presença desses elementos foi obtida a partir da análise espectroscópica da superfície de Europa, servindo como forte evidência da existência de um oceano salino abaixo da superfície.

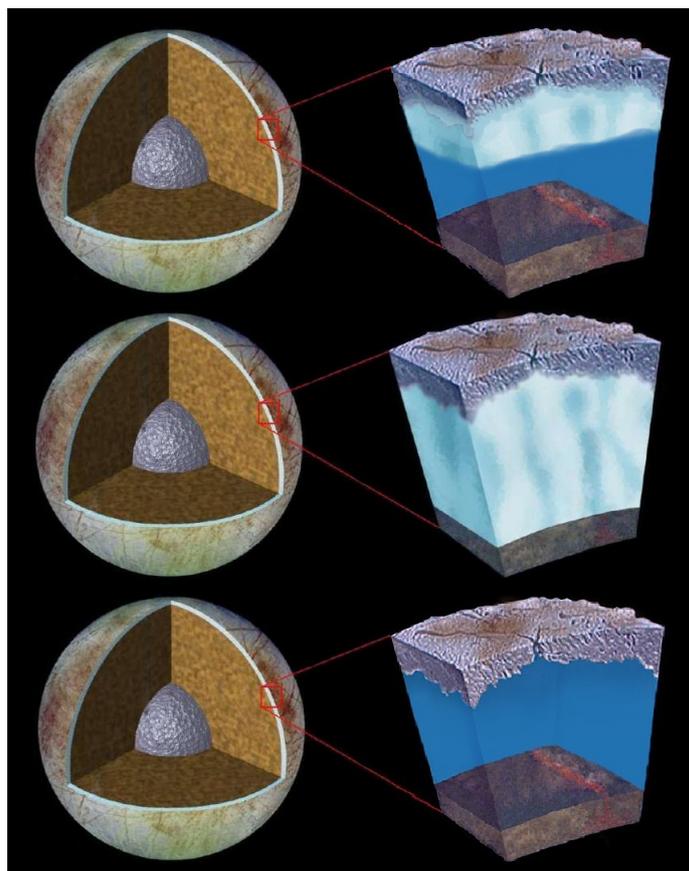


Figura 1.21: Modelos do interior de Europa. À esquerda, está Europa com um núcleo metálico e manto rochoso. À direita, estão representadas três possíveis constituições da litosfera. Primeira: casca de gelo, camada convectiva e oceano líquido. Segunda: casca de gelo e camada convectiva, sem presença de água líquida. Esse caso não é provável, pois não condiz com os dados magnéticos da sonda *Galileo*. Terceira: casca de gelo seguida de água puramente líquida, um cenário menos provável pois a energia advinda das marés não seria suficiente para manter toda a litosfera em estado líquido.

As evidências do oceano em Europa vêm de estudos magnéticos (Zimmer et al. (2000), Khurana et al. (1998) e Kivelson et al. (2000)) e geológicos (Pappalardo et al. 1999), através de análises das estruturas como evidências de um processo térmico interno. Para construção de modelos deste processo, se faz importante conhecer a reologia do gelo, para melhorar o entendimento de como a viscosidade varia com a temperatura, e da espessura da camada, pois seu tamanho é o que viabiliza a existência de água líquida. Se ela for muito grande, tomando toda a extensão da litosfera, não há água líquida (segunda ilustração da Fig.1.21). Por outro lado, se ela possuir algumas dezenas de quilômetros

de espessura (primeira ilustração da Fig.1.21), a possibilidade de um oceano líquido logo abaixo dela é real.

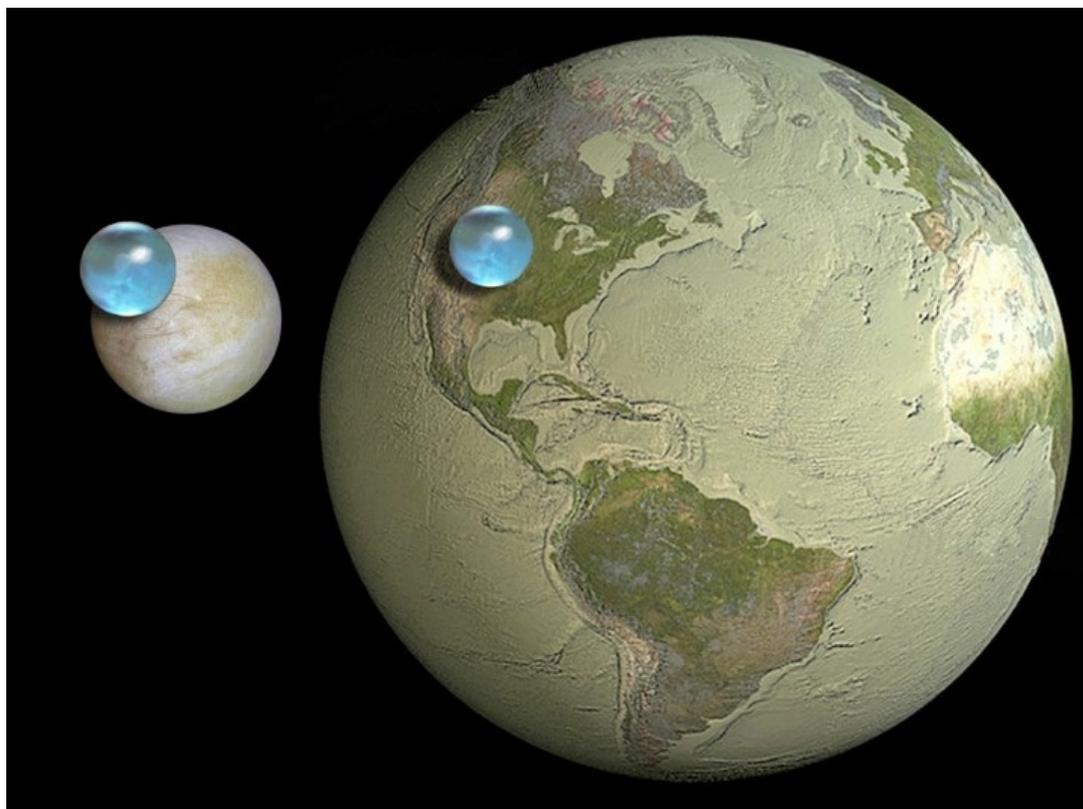


Figura 1.22: Ilustração comparando a quantidade de água estimada em Europa com a quantidade presente na Terra. Estima-se que o volume de água em Europa seja de 2 a 3 vezes maior. Créditos: Kevin Hand (JPL/Caltech), Jack Cook (Woods Hole Oceanographic Institution), Howard Perlman (USGS).

A porção superior (e congelada) da litosfera de Europa, que se encontra acima do oceano líquido, de acordo alguns autores pode se dividir em três partes: a camada elástica, de temperatura mais elevada e natureza viscoelástica (local onde acontecem as convecções aqui estudadas), a casca externa (palco das diversas estruturas apresentadas nesse capítulo), e, entre essas duas, uma camada de temperatura intermediária e natureza elástica. A Figura 1.23 ilustra esse cenário com uma visão geral da litosfera de Europa.

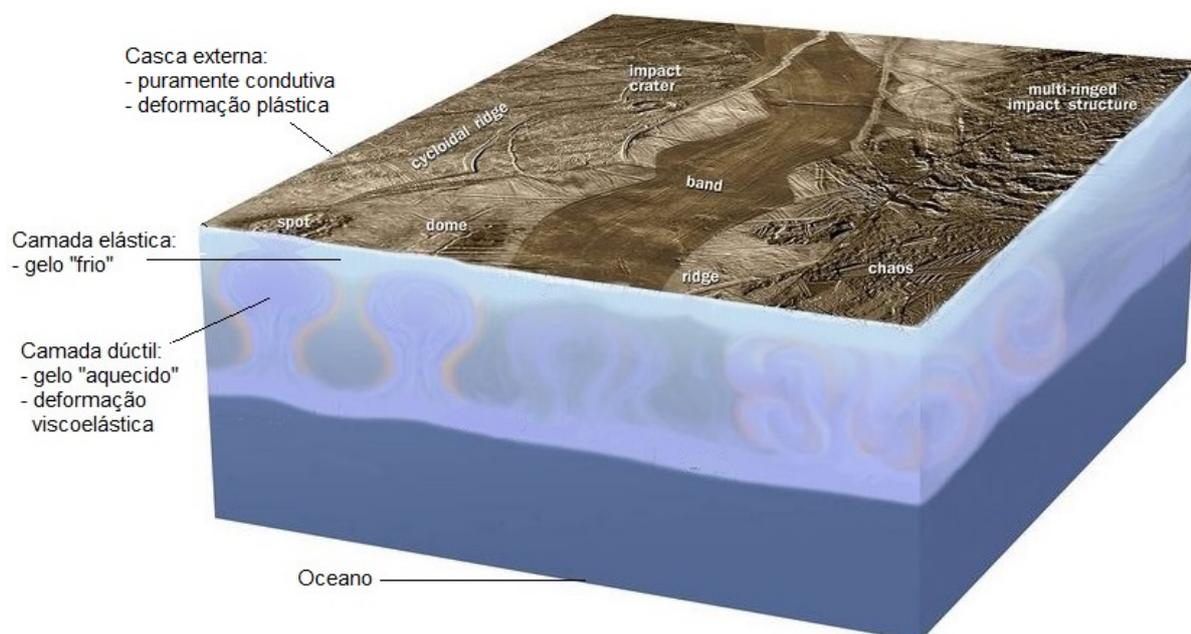


Figura 1.23: Esquema da estrutura de Europa do oceano à superfície, apresentando as diferentes camadas discutidas nesse capítulo. Acima do oceano, a faixa convectiva apresenta plumas ascendentes que atingem uma certa altura, regulada pela presença da camada elástica. Essa camada, representada por um azul mais claro, apresenta um gelo mais frio e se deforma conforme a ação das plumas. Acima dessa encontra-se a fina casca externa, de cor levemente esbranquiçada, em contato com a camada elástica e totalmente escurecida e alterada acima dela, já na superfície exposta ao ambiente externo. Créditos: Jet Propulsion Laboratory.

Observar as diferentes topografias apresentadas ajuda a entender a composição geral da litosfera e o processo que as produz. Para verificar se nosso modelo é compatível com a realidade, as deformações da superfície (resposta ao estresse interno causado pelas convecções) são calculadas via equações de equilíbrio hidrostático e, assim, obtemos diretamente uma análise espectral de amplitude e comprimento das deformações produzidas. Sabemos que, de modo geral, as estruturas da superfície de Europa não ultrapassam 100 m de altura, estando em grande parte em torno de ~ 30 m, e que suas extensões variam bastante se considerarmos lenticulae (3-30 km) e as cristas duplas (centenas de quilômetros).

Podemos concluir que a aparência exterior de Europa é tão diversa quanto suas pro-

priedades internas, se tornando praticamente impossível descrevermos todos os aspectos dessa lua com apenas algumas equações governantes. Desse modo, a base de qualquer modelo térmico global é entender o balanço entre **(1) parâmetros dos materiais**, **(2) equações de transporte da energia**, **(3) fontes internas dessa energia**, **(4) dependência da viscosidade com a temperatura** e as **(5) dimensões da topografia**.

A estrutura interna e os parâmetros dos materiais que a formam serão apresentados no Capítulo 2, onde discuto detalhes das diferentes camadas e suas influências no modelo desenvolvido. As equações que governam as convecções em Europa, bem como considerações sobre o cálculo do aporte de energia interna e sobre a lei de viscosidade utilizada serão discutidas no Capítulo 3. Também nesse capítulo, trato da equação do cálculo da topografia dinâmica. No Capítulo 4, apresento a ferramenta utilizada para realização das simulações e os testes pertinentes. No Capítulo 5 apresento os resultados das simulações e no Capítulo 6 as conclusões da pesquisa. O Capítulo 7 traz perspectivas futuras para o projeto e detalhes de novas missões espaciais para as luas geladas, e nele faço considerações finais de água e vida em Europa.

Capítulo 2

Considerações Acerca da Litosfera

Uma das incógnitas de Europa é como se configura sua litosfera. Há modelos que inferem a existência de três camadas acima do oceano (Nimmo & Manga (2009) e Luttrell & Sandwell (2006)) a partir de análises das propriedades mecânicas da litosfera de Europa, como a relação profundidade/diâmetro de crateras, e dos mecanismos de compensação das topografias da litosfera, como a isostasia (discutido nesse capítulo). Há nesses modelos, além do oceano subsuperficial, uma camada dúctil (**camada convectiva**), seguida de outra mais fria e não convectiva (**elástica**), e acima destas, a casca de gelo quebradiça de Europa com suas rachaduras e relevo característico. O único processo de dissipação de calor através dessa última camada é a condução; portanto ela também é chamada de **camada condutiva**. Discutimos a seguir o ambiente interno e sua influência no modelo aqui apresentado.

2.1 Casca Externa

O perfil de resposta ao estresse aplicado na litosfera depende da rigidez e profundidade da camada considerada, da pressão, temperatura, tamanho do grão de gelo que a forma, e também da taxa de tensão aplicada. Na parte mais externa da litosfera, a rigidez é regulada basicamente pela resistência de fricção, que depende do estresse normal aplicado e das propriedades do material considerado (Byerlee 1978). Com isso, entende-se que

fratura por fragilização é o processo dominante na casca externa das luas geladas, onde o estresse normal é baixo e as temperaturas também.

As deformações de maré em Europa agem em dois regimes com suas respectivas escalas de tempo: via estresses diurnos (pela excentricidade da órbita) e rotação não-síncrona (NSR, do inglês non-synchronous rotation), que advém do desacoplamento da camada congelada e do oceano. Independentemente do regime temporal, as forças de tensão resultantes variam de 0.1 kPa a ~ 3.3 MPa (Wahr et al. 2009). Dessa forma, a lei de Byerlee e os parâmetros da crosta externa de Europa podem ser estudados a partir de seus impactos nas deformações ((Sandwell 2004), Luttrell & Sandwell (2006)). O modelo para Europa aqui apresentado invoca os efeitos de fraturas de fragilização para explicar as estruturas, além de levar em conta a resistência que a casca externa pode oferecer às tensões advindas das plumas convectivas. O perfil das fraturas pré-existentes seguem de forma aproximada Lee et al. (2005), e valores típicos para aplicação da lei de Byerlee seguem Luttrell & Sandwell (2006), que implicam em um decréscimo de $\sim 15\%$ na topografia. Esses efeitos, que podem ser desconsiderados sem afetar o resultado geral das simulações, serão cruciais para explicar a formação de cristas duplas.

2.2 Camada Elástica

Em todas as simulações, observa-se um transiente que define uma porção da camada convectiva onde as convecções ocorrem. Dependendo dos parâmetros escolhidos, a faixa convectiva (localizada na parte inferior da camada) será maior ou menor, enquanto observa-se pouca alteração de temperatura na faixa não-convectiva (parte superior da camada). Isso é consequência da alteração local de temperatura que a escolha da reologia proporciona, e os parâmetros responsáveis por essa alteração são principalmente o gradiente de temperatura escolhido, representado pela letra A , e a espessura da camada convectiva, representado pela letra d , dentre outros. Dessa forma, é interpretado que a camada abaixo da crosta externa possui duas porções: uma parte profunda, quente e convectiva (*dúctil*) e

uma segunda parte mais fria e próxima à superfície (*elástica*). A faixa elástica não altera significativamente seu perfil inicial de temperatura e funciona como uma delimitação para a altura máxima alcançada pelas plumas convectivas. Se ocorre alguma convecção nessa camada, seu regime é praticamente isoviscoso e o que resultaria desse processo seriam os diapiros (e não plumas convectivas, como na camada viscoelástica), processos de natureza diferente.

Muitos estudos (Michaut & Manga (2014), Greenberg & Geissler (2002), Nimmo et al. (2003)) incluem a elasticidade nos modelos de formação de estruturas, inclusive de forma dinâmica e associada aos processos térmicos (seja considerando convecção ou apenas estresses localizados de cisalhamento, diapirismo com fontes térmicas diversas, aquecimento por maré e etc.). Nossas simulações não invocam elasticidade e seus efeitos para cálculos de *elevação flexural* (como em Nimmo & Manga (2009)) e nem exploramos formação e evolução de diapiros para explicar diretamente os domos e cavidades resultantes. Além disso, a dimensão da camada elástica não é extensivamente por nós estudada, visto que sua determinação é passível de muitas incertezas e diversos estudos restringem seu valor de forma satisfatória (Billings & Kattenhorn 2006). Vale ressaltar que a espessura dessa camada varia no interior de Europa (seria contraintuitivo se ela se apresentasse uniformemente ao longo da lua). De qualquer modo, adotamos uma camada elástica de 200 a 1000 m (ver Billings & Kattenhorn (2006)), o que implica num decréscimo de $\sim 20\text{-}30\%$ na topografia (Han & Showman 2008), dado um módulo de Young¹ da ordem de 10^9 e expansividade térmica $\alpha = 1.65 \times 10^{-4} \text{ K}^{-1}$.

2.3 Camada Convectiva

A existência da camada convectiva em Europa é certamente essencial para o modelo aqui apresentado. A consideração mais importante sobre ela é sua resposta à aplicação de

¹O módulo de Young, ou módulo de elasticidade, é um parâmetro mecânico que proporciona uma medida da rigidez de um material, sendo portanto uma propriedade intrínseca do mesmo.

estresse. Ela deforma-se de maneira viscoelástica, dissipando sua energia e permitindo assim ocorrência de convecção. A lei de viscosidade que governa essa camada, em função de sua temperatura, é dada pela Eq. (3.38) (ver Secção 3.3 para detalhes de considerações reológicas no modelo). Sua espessura d é o parâmetro livre do sistema mais importante que será aqui estudado.

Ao final, os efeitos de cada camada (convectiva, elástica e casca externa) na morfologia de Europa são diversos dependendo do modelo térmico considerado ou dos valores de determinados parâmetros. Respostas a aplicação de estresse e intrusões de material (diapirismo) são a chave na explicação da formação das diferentes estruturas. Dito isso, um modelo que considere variações locais de *densidade*, *viscosidade* e *espessura* das camadas pode expandir seu poder de descrição da realidade. Em nosso modelo, as principais variáveis que serão consideradas incluem resistência e enfraquecimento da superfície. As próximas seções discutem algumas considerações relevantes e suas importâncias.

2.4 Variações da Camada Conectiva

Consistentemente com observações geológicas (Figueredo & Greeley 2004), a espessura da camada convectiva de Europa está sujeita a variações com o tempo por se ajustar à quantidade de energia fornecida ao seu sistema (Hurford et al. (2005), Nimmo & Manga (2009), Barr & Showman (2009), e Mitri & Showman (2005)). Essa variação pode estar associada ao estado orbital e a diferentes valores de aquecimento por marés. A deformação de maré e a taxa de dissipação interna em Europa dependem da excentricidade e movimento médio, e oscilações do estado de sua órbita podem levar a diferentes fluxos de temperatura, o que alteraria a dimensão da porção congelada do oceano subsuperficial. A camada convectiva poderia, então, apresentar espessura de alguns quilômetros a até dezenas de quilômetros, e estima-se que a escala de tempo dessa alteração seja da ordem de 100 Ma (Hussmann & Spohn 2004). A diversidade das estruturas da superfície pode ser parcialmente explicada por essas variações, especialmente se processos convectivos forem levados em conta, visto

que essa escala de tempo é maior que a das convecções.

2.5 Enfraquecimento da Superfície

Diversos modelos recentes de evolução térmica de luas geladas utilizam o artifício de enfraquecimento da superfície, simulando falhas locais a partir de variações de viscosidade (Barr & Showman (2009), Han & Showman (2008)). Após as considerações feitas nas seções anteriores, as diversas incertezas relativas à estrutura interna e à variação local de parâmetros importantes podem ser invocados para participar desse cenário de enfraquecimento. Além disso, esse argumento é extremamente realista dado o estresse de marés que age constantemente na superfície de Europa (Wahr et al. 2009). Esse estresse, que depende das dimensões da casca externa e das camadas elástica e viscoelástica (Wahr et al. 2009), provoca falhas ao longo da superfície enquanto o material diapírico leva a derretimentos parciais pelo aumento da temperatura. O aquecimento e estresse interno pela ascensão de plumas convectivas combinados com falhas pré existentes é o cenário explorado para a explicação de cristas no modelo aqui apresentado.

Essas falhas pré existentes se traduzem nas chamadas *zonas enfraquecidas* da superfície. Nós impomos faixas estreitas (2-5 km de largura), que se estendem verticalmente para baixo (~ 3 km, espessura aproximada da casca externa) a partir da superfície (ver Lee et al. (2005)). As zonas enfraquecidas são empregadas de maneira simples: alteramos os valores de viscosidade por até duas ordens de magnitude com relação à região do entorno, que é um método padrão para representar falhas em regiões de depressão tectônica em estudos de convecção do manto terrestre (Zhong et al. 1998). Empregamos uma variação gaussiana em torno da região escolhida de forma a simular uma falha pré-existente.

2.6 Isostasia

Outro processo de regulação da superfície que pode ser explorado em Europa é a isostasia. Isostasia, ou movimento isostático, é o termo utilizado em Geologia para se referir ao estado de equilíbrio gravitacional (e as suas alterações) entre a litosfera e a camada abaixo desta. Esse processo resulta da flutuação das placas tectônicas sobre o material mais denso da astenosfera da Terra, cujo equilíbrio depende das suas densidades relativas e do peso da placa. Rachaduras na superfície podem levar à compensação isostática a partir da diferença de densidade, levando a depressões (Michaut & Manga 2014). Porém, variações de densidade na litosfera de Europa raramente são consideradas, pois o consenso é de que seja negligenciável. Sendo a diferença de densidade um fator importante para compensações isostáticas, estudos tratam variações locais de viscosidade, temperatura e espessura da litosfera para invocar seus efeitos, e sua aplicação envolve explicar a relação entre o comprimento de onda e amplitude das deformações. Para o modelo aqui apresentado, a isostasia não é um fator considerado.

Capítulo 3

As Equações Governantes

O problema se baseia em resolver as equações de convecção termal num *fluido incompressível*, onde fixado um volume específico do fluido, sua densidade não irá variar com o tempo, o que se traduz numa equação de continuidade para o problema (ver Eq. (3.6)). Além disso, o problema é caracterizado por um *Número de Prandtl infinito* ($P_r \gg 1$), ou seja, a taxa de difusão do momento no fluido é maior que a taxa de difusão térmica, comum de processos convectivos. P_r é um número adimensional definido por

$$P_r = \frac{\eta}{\rho\kappa},$$

onde η é a viscosidade, ρ a densidade e κ a difusividade térmica de referência para o ambiente, cujos valores estão presentes na Tabela 3.1. Faz-se uso também da *aproximação de Boussinesq*, significando que diferenças em densidade serão negligenciadas nos cálculos, a menos que a densidade apareça multiplicada pela gravidade. Em outras palavras, o peso de uma parcela de fluido será muito maior que sua inércia associada ao movimento convectivo ($\rho g \gg \rho \partial v / \partial t$).

O ambiente do modelo é uma caixa convectiva com dimensões horizontais e verticais aproximadamente iguais e diferença de temperatura ΔT fixa entre a base e o topo. Assumimos que a caixa convectiva é parte de uma estrutura periódica cuja camada horizontal é infinita (dimensões do manto \gg caixa convectiva). Nas próximas seções serão apresentadas as equações que fazem parte da solução do problema numérico e que foram utilizadas

para a construção do modelo de convecções em Europa.

3.1 Equações de Navier-Stokes

Muitos processos em geodinâmica podem ser descritos por modelos matemáticos, isto é, um conjunto de equações diferenciais parciais aliadas a condições iniciais e de contorno, definidas num domínio específico. Em processos convectivos, como o explorado neste estudo, as equações que governam o problema são as chamadas equações de Navier-Stokes¹. Elas se baseiam em leis de conservação, e aqui serão aplicadas sob condições específicas para o fluido da camada convectiva de Europa, cujas principais características são incompressibilidade, altíssima viscosidade e densidade aproximadamente constante.

3.1.1 Equação de Continuidade

Considere um fluido de densidade ρ que é função da posição x_j ($j = 1, 2, 3$), e u_j denota as componentes de velocidade. Segundo a lei de conservação de massa, a taxa de variação de um fluido de volume fixo V é dada pela taxa com que o mesmo flui sobre um contorno S deste volume. Matematicamente:

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_V \rho d\tau = - \int_S \rho u_j dS_j, \quad (3.1)$$

onde τ é um elemento de volume. Pelo teorema da divergência de Gauss podemos levar a equação anterior à forma a seguir:

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_V \rho d\tau = - \int_V \frac{\partial}{\partial x_j} (\rho u_j) d\tau. \quad (3.2)$$

Essa forma é análoga à forma Euleriana (representação do movimento do fluido de forma macroscópica para todo tempo t):

$$\begin{aligned} \frac{\partial \rho}{\partial t} &= - \frac{\partial}{\partial x_j} (\rho u_j), \text{ ou} \\ \frac{\partial \rho}{\partial t} + u_j \frac{\partial \rho}{\partial x_j} &= - \rho \frac{\partial u_j}{\partial x_j}. \end{aligned} \quad (3.3)$$

¹Originalmente, as *equações de Navier-Stokes* são apenas as de conservação de momento, porém é comum encontrarmos na literatura o termo se referindo ao conjunto formado pelas equações de continuidade, momento e energia.

Assumindo a condição de incompressibilidade, onde a densidade de um fluido não varia com o tempo, e tendo ρ o mesmo valor para todo x_j , temos para o lado esquerdo da última equação

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + u_j \frac{\partial \rho}{\partial x_j} = 0. \quad (3.4)$$

Pela (3.3) e (3.4), a equação de continuidade sob a condição de fluido incompressível se reduz a

$$\frac{\partial u_j}{\partial x_j} = 0, \quad (3.5)$$

ou, em notação vetorial,

$$\nabla \cdot \mathbf{u} = 0. \quad (3.6)$$

3.1.2 Equação de Momento

Partindo da segunda lei de Newton, temos que a taxa de variação do momento contido num volume V de um fluido é igual à integral de volume das forças externas atuando nos elementos do fluido, somada à integral de superfície de estresses normais e de cisalhamento agindo sob a superfície S do volume V , tudo isso subtraído da taxa pela qual o momento flui para fora do volume pela superfície S . Matematicamente essa lei é expressa por

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_V \rho u_i d\tau = \int_V \rho F_i d\tau + \int_S \sigma_{ij} dS_j - \int_S \rho u_i u_j dS_j, \quad (3.7)$$

onde F_i é o i -ésimo componente da força externa por unidade de massa ($F_i = g_i$ no caso de representar a gravidade); σ_{ij} é o tensor de estresse com componentes de cisalhamento ($i \neq j$) e de pressão ($i = j$), o mesmo valendo para o último termo contendo u_i e u_j .

Notamos que

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho u_i) = \rho \frac{\partial u_i}{\partial t} + u_i \frac{\partial \rho}{\partial t} = \rho \frac{\partial u_i}{\partial t} - u_i \frac{\partial}{\partial x_j}(\rho u_j). \quad (3.8)$$

Substituindo a Eq. (3.8) em (3.7), obtemos

$$\int_V \left(\rho \frac{\partial u_i}{\partial t} - u_i \frac{\partial}{\partial x_j}(\rho u_j) \right) d\tau + \int_S \rho u_i u_j dS_j = \int_V \rho F_i d\tau + \int_S \sigma_{ij} dS_j. \quad (3.9)$$

Integrando por partes o segundo termo da primeira integral volumétrica, temos

$$-\int_V u_i \frac{\partial}{\partial x_j} (\rho u_j) d\tau + \int_S \rho u_i u_j dS_j = \int_V \rho u_j \frac{\partial u_i}{\partial x_j} d\tau. \quad (3.10)$$

Aplicar o teorema de Gauss ao último termo da Eq. (3.9) nos fornece

$$\int_S \sigma_{ij} dS_j = \int_V \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} d\tau. \quad (3.11)$$

Substituindo a Eq. (3.11) e (3.10) em (3.9), obtemos a equação de movimento que é válida para um volume arbitrário V (e definindo $F_i = g_i$ como a força externa atuante no problema):

$$\rho \frac{\partial u_i}{\partial t} + \rho u_j \frac{\partial u_i}{\partial x_j} = \rho g_i + \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j}. \quad (3.12)$$

O tensor de estresse σ_{ij} aqui representa a tensão total sobre o fluido, que leva em consideração o estado em repouso (caso chamado de estresse hidrostático). É comum então definir σ'_{ij} , conhecido como *deviatoric stress*, ou, em português, estresse deviatórico (Gerya 2010), como sendo os estresses não relacionados ao caso hidrostático:

$$\sigma_{ij} = \sigma'_{ij} - P\delta_{ij}, \quad (3.13)$$

Onde δ_{ij} é a delta de Kronecker (0 para $i \neq j$, 1 para $i = j$). Em geociências, normalmente a pressão corresponde à condição hidrostática, e é computada como função da profundidade z e do perfil de densidade $\rho(z)$,

$$P(z) = P_0 + g \int_0^z \rho(z) dz. \quad (3.14)$$

Na dinâmica do escoamento de fluidos altamente viscosos (como o material do manto da Terra ou a provável camada convectiva de Europa), as forças inerciais são negligenciáveis em comparação com a resistência viscosa e com forças gravitacionais (aproximação de Boussinesq), ou seja, $\rho \frac{\partial u_i}{\partial t} \ll \rho g$. Por exemplo, a velocidade típica do manto em problemas terrestres é da ordem de alguns cm/ano ($\sim 10^{-9}$ m/s), com variações observadas numa escala de tempo de milhões de anos ($\sim 10^{13}$ s). Consequentemente, a

magnitude das acelerações serão da ordem de $\frac{\partial u_i}{\partial t} \approx \frac{\Delta u}{\Delta t} \approx 10^{-22}$ m/s², enquanto a magnitude da aceleração gravitacional g_i é da ordem de 10 m/s², i.e., 10^{23} vezes maior. Desse modo, o primeiro termo do lado esquerdo da Eq. (3.12) pode ser desprezado. Além disso, tomando a condição de fluido incompressível (Eq. (3.5)) para o segundo termo do lado esquerdo, e usando a definição da Eq. (3.13), podemos reescrever a equação de movimento (3.12) em sua forma final para o sistema físico deste trabalho:

$$\frac{\partial \sigma'_{ij}}{\partial x_j} - \frac{\partial P}{\partial x_i} + \rho g_i = 0. \quad (3.15)$$

A (3.15) é conhecida como Equação de Stokes.

3.1.3 Equação de Energia

A lei de conservação de Energia, que conta perdas e ganhos de energia que ocorrem num volume V do fluido, por unidade de tempo, é dada por:

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_V \rho E d\tau = \int_S u_i \sigma_{ij} dS_j + \int_V \rho u_i F_i d\tau - \int_S k \frac{\partial T}{\partial x_j} dS_j - \int_S \rho E u_j dS_j + \int_V \rho H d\tau. \quad (3.16)$$

O primeiro termo no lado direito é a taxa na qual o trabalho é realizado na borda; o segundo representa a taxa que o trabalho é realizado por forças externas em cada elemento do fluido dentro do volume V ; o terceiro é a taxa na qual energia em forma de calor é conduzida através de S ; o quarto termo é a taxa em que energia é transportada através de S pelo movimento de massa estabelecido (k é o coeficiente de condução de calor); e o quinto termo é a taxa de aquecimento proveniente de fontes internas (de extrema relevância para o modelo). O primeiro termo do lado direito da equação anterior pode ser representado da seguinte maneira:

$$\int_S u_i \sigma_{ij} dS_j = \frac{1}{2} \frac{\partial}{\partial t} \int_V \rho u_i^2 d\tau + \frac{1}{2} \int_S \rho u_i^2 u_j dS_j - \int_V \rho u_i F_i d\tau + \int_V \phi d\tau, \quad (3.17)$$

onde $\phi = \frac{\partial u_i}{\partial x_j} \sigma_{ij}$ é a função de dissipação viscosa, ($\phi = 0$ via Eq. (3.5)). Já o terceiro termo do lado direito pode ser reescrito na forma

$$\int_S k \frac{\partial T}{\partial x_j} dS_j = \int_V \frac{\partial}{\partial x_j} \left(k \frac{\partial T}{\partial x_j} \right) d\tau. \quad (3.18)$$

A energia por unidade de massa E do fluido é também definida por

$$E = \frac{1}{2}u_i^2 + c_V T, \quad (3.19)$$

onde c_V é o calor específico à volume constante, e T é a temperatura. Isso permite que o quarto termo da Eq. (3.16) seja reescrito como

$$- \int_S \rho E u_j dS_j = - \int_S \left[\frac{1}{2}u_i^2 + c_V T \right] u_j dS_j = - \frac{1}{2} \int_S \rho u_i^2 u_j dS_j - \int_V \frac{\partial}{\partial x_j} (\rho u_j c_V T) d\tau. \quad (3.20)$$

Substituindo as Eqs. (3.17) - (3.20) na Eq. (3.16) (com $\phi = 0$):

$$\int_V \frac{\partial}{\partial t} (\rho c_V T) d\tau = \int_V \frac{\partial}{\partial x_j} \left(k \frac{\partial T}{\partial x_j} \right) d\tau - \int_V \frac{\partial}{\partial x_j} (\rho c_V T u_j) d\tau + \int_V \rho H d\tau. \quad (3.21)$$

Como essa equação é válida para qualquer volume arbitrário V , devemos obter

$$\frac{\partial}{\partial t} (\rho c_V T) + \frac{\partial}{\partial x_j} (\rho c_V T u_j) = \frac{\partial}{\partial x_j} \left(k \frac{\partial T}{\partial x_j} \right) + \rho H. \quad (3.22)$$

Aplicando a derivada temporal de Lagrange D/Dt separadamente para T e ρ no lado esquerdo, ficamos com

$$\rho c_V \frac{DT}{Dt} + c_V T \frac{D\rho}{Dt} = \frac{\partial}{\partial x_j} \left(k \frac{\partial T}{\partial x_j} \right) + \rho H. \quad (3.23)$$

A primeira lei da termodinâmica é expressa por

$$dU = \delta Q + \delta W, \quad (3.24)$$

onde

$$\delta Q = c_V dT + \frac{\alpha}{\beta} dV = c_p dT - \alpha \frac{T}{\rho} dP, \quad (3.25)$$

$$\delta W = -P dV,$$

c_P sendo o calor específico à pressão constante e α e β a expansividade térmica e compressibilidade térmica, respectivamente. Tomando as diferenciais destas equações como derivadas de Lagrange (Ricard 2007) e utilizando as equações (3.25), a (3.24) pode ser reescrita como

$$\frac{DU}{Dt} = c_V \frac{DT}{Dt} + \left(\frac{\alpha}{\beta} T - P \right) \frac{\nabla \cdot \mathbf{u}}{\rho}, \quad (3.26)$$

ou ainda,

$$\frac{DU}{Dt} = c_P \frac{DT}{Dt} - \alpha \frac{T}{\rho} \frac{DP}{Dt} - P \frac{\nabla \cdot \mathbf{u}}{\rho}, \quad (3.27)$$

onde nestas últimas a variação do volume com o tempo foi reescrita a partir da conservação de massa:

$$\frac{DV}{Dt} = \frac{(1/\rho)}{Dt} = -\frac{1}{\rho^2} \frac{D\rho}{Dt} = \frac{\nabla \cdot \mathbf{u}}{\rho}. \quad (3.28)$$

Utilizando a condição de incompressibilidade (pela Eq. (3.6), $\nabla \cdot \mathbf{u} = 0$) e igualando as equações (3.26) e (3.27), ficamos com a seguinte igualdade:

$$\rho c_V \frac{DT}{Dt} = \rho c_P \frac{DT}{Dt} - \alpha T \frac{DP}{Dt}. \quad (3.29)$$

Substituindo a equação (3.29) na (3.23), e sendo a densidade constante ao longo do tempo via condição de incompressibilidade ($D\rho/Dt = 0$), ficamos com a seguinte expressão:

$$\rho c_P \frac{DT}{Dt} = \frac{\partial}{\partial x_j} \left(k \frac{\partial T}{\partial x_j} \right) + \rho H, \quad (3.30)$$

que, abrindo a derivada de Lagrange e reescrevendo em termos do operador ∇ , equivale a

$$\rho c_P \left(\frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla T \right) = \nabla \cdot (k \nabla T) + \rho H, \quad (3.31)$$

assumindo c_p e c_V constantes.

3.2 Energia Interna e Número de Rayleigh

O trabalho aqui apresentado se baseia em resolver numericamente as equações encontradas na seção anterior (Eqs. (3.15) e (3.31)). Para isso, elas são trabalhadas algebricamente com o objetivo de se torná-las adimensionais, um processo comum em problemas numéricos. A forma final das equações relevantes para o modelo é:

$$\frac{\partial \sigma'_{ij}}{\partial x_j} - \nabla p - (Ra\theta)\mathbf{z} = 0, \quad (3.32)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla \theta = \nabla^2 \theta + q', \quad (3.33)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{u} = 0, \quad (3.34)$$

Podemos observar que a última equação é idêntica à Eq. (3.6). Assim como na Eq. (3.15), σ'_{xz} é o tensor de estresse, aqui já em sua forma adimensional (o mesmo vale para p , representando a pressão). Ra é o *número de Rayleigh*, θ é a temperatura adimensional, q' é a taxa de aquecimento do interior (a linha indica que, diferentemente de q , q' é adimensional), \mathbf{z} é o vetor unitário e \mathbf{u} a velocidade. O número de Rayleigh é o parâmetro adimensional do sistema, definido por (todas as grandezas que o definem, presentes na Tabela 3.1, possuem dimensão que portanto se cancelam):

$$Ra = \frac{\rho_0 g \alpha \Delta T d^3}{\kappa \eta_0}, \quad (3.35)$$

caracterizando a tendência à flutuabilidade (empuxo) ou difusão em um fluido. Se $Ra \ll 1$ em um sistema, a transferência de calor se dá basicamente via condução, e se $Ra \gg 1$, via convecção.

Grandeza Física	Símbolo	Valores
Gravidade	g	1.3 m s ⁻²
Densidade	ρ_0	917 kg m ⁻³
Expansividade térmica	α	1.65 × 10 ⁻⁴ K ⁻¹
Difusividade térmica	κ	1 × 10 ⁻⁶ m ² s ⁻¹
Calor específico	c_p	2000 J kg ⁻¹ K ⁻¹
Temperatura topo	T_t	95 K
Temperatura base	T_b	270 K
Viscosidade na base	η_0	10 ¹³ Pa s
Frequência da deformação de maré	ω	3.3 × 10 ⁻⁶ s ⁻¹
Rigidez do gelo	μ	4 × 10 ⁹ Pa
Amplitude da tensão de maré	ϵ_0	2.1 × 10 ⁻⁵
Espessura da camada convectiva	d	20 – 35 km

Tabela 3.1: Grandezas relevantes ao modelo e seus respectivos valores. Esses valores de referência são os usuais nos estudos de Europa (ver Mitri & Showman (2005), Han & Showman (2010), Han & Showman (2011)) e discutidos em livros como Greenberg (2005).

Na Eq. (3.33), o parâmetro q' representa a dissipação volumétrica da energia mecânica das marés (em W/m³), para um corpo de Maxwell (natureza viscoelástica) incompressível

(Mitri & Showman 2005). Ele equivale a ρH presente na Eq. (3.31), e seu valor (dimensional) pode ser obtido pela equação (Sotin et al. (2002), Tobie et al. (2003), Showman & Han (2004), Han & Showman (2010))

$$q = \frac{\epsilon_0^2 \omega^2 \eta}{2 \left[1 + \frac{\omega^2 \eta^2}{\mu^2} \right]}. \quad (3.36)$$

No modelo aqui apresentado a energia interna não é implementada utilizando a equação anterior. Ela entra como um input de valor constante por todo o domínio da simulação. A equação é utilizada para estudo de um valor médio a ser adotado. Além disso levamos em consideração os valores mais relevantes encontrados nas referências.

Sendo descrita como uma energia que provém de processos mecânicos dissipativos, q representa a energia de ativação do processo convectivo. A Eq. (3.36) depende de fatores dissipativos como a viscosidade da camada (η) e a rigidez do gelo (μ). Depende também do período orbital, que está intimamente ligado à frequência da deformação de maré em Europa (ω), e da amplitude da tensão causada pelas deformações na superfície (ϵ_0). Uma estimativa dessa amplitude de tensão é obtida pela razão entre a amplitude de deformação vertical na superfície ($\zeta = 20 - 30$ m) e o raio de Europa ($R = 1560$ km). Observa-se que sua única variável é a viscosidade η (e conseqüentemente a temperatura local via Eq. (3.38)), e seu valor médio é $\sim 10^{-7}$ W/m³ (Tobie et al. (2003), Mitri & Showman (2008), Han & Showman (2011)). As grandezas físicas que definem q , Ra e todos os parâmetros utilizados nesse modelo estão na Tabela 3.1.

3.3 Lei de Viscosidade

Estudos de modelos convectivos com número de Prandtl infinito em fluidos viscosos com dependência da temperatura e estresse se iniciaram há muito tempo com aplicações ao manto terrestre (Christensen 1993). Hansen & Yuen (1984), Solomatov (1995), Han & Showman (2010), entre outros, investigaram convecções com viscosidade variável e alto número de Rayleigh. Com modelos em 2D, eles estudaram aplicações a ambientes como

Europa, onde a principal diferença se dá na reologia empregada e no tipo de linguagem e método numérico usado para resolver o problema. Eles utilizam reologia Maxwelliana (ou viscoelástica) e outros tipos de deformação não Newtoniana para descrever a natureza do gelo. Porém, por esperarmos que estresse e taxas de tensão sejam muito pequenos nos satélites de gelo, é mais provável que o mecanismo de deformação mais relevante seja difusivo. Isso porque a escala de tempo das convecções em Europa são enormes ($\sim 10^6 - 10^7$ anos), favorecendo a dominância de processos difusivos que resultam num comportamento Newtoniano. Além disso, a reologia Newtoniana tem a vantagem, de um ponto de vista numérico, de ser simples, possuindo relação direta entre viscosidade e temperatura. Sua desvantagem é depender de parâmetros como o tamanho dos grãos de gelo, cujo valor ainda é incerto. Porém, muitos estudos mais recentes utilizam essa reologia em seus modelos, o que auxilia a restringir melhor parâmetros e outras considerações relevantes.

A dependência da viscosidade com a temperatura (e, em menor grau, com a pressão) em fluidos Newtonianos é dada por

$$\eta(T, p) = C \exp\left(\frac{Q + pV}{RT}\right), \quad (3.37)$$

onde C é uma constante ligada ao tamanho dos grãos do gelo que constituem a camada convectiva e a um fator de proporcionalidade, Q a energia de ativação em J/mol, V o volume de ativação, $R = 8,314 \text{ J K}^{-1} \text{ mol}^{-1}$ é a constante universal dos gases e T é a temperatura absoluta. Essa equação é análoga à lei de Arrhenius, que é uma boa aproximação para os casos de viscosidade Newtoniana. Uma possível lei para a viscosidade é, portanto, escrita da seguinte forma:

$$\eta(T) = \eta_0 \exp\left\{A \left(\frac{T_b}{T} - 1\right)\right\}. \quad (3.38)$$

Essa é a relação entre viscosidade (η) e temperatura (T) para o gelo sob condições Newtonianas (Han & Showman 2010) usada nesse e em outros modelos. Ela fornece uma boa

descrição dos dados experimentais e é numericamente equivalente à equação anterior. T_b é a temperatura de derretimento encontrada na base da camada convectiva, onde se espera estar em contato com água na forma líquida; η_0 é a viscosidade também na base ($\sim 10^{13}$ Pa s) para um cenário com grãos de ~ 0.1 mm a ~ 0.5 mm de diâmetro, e A é a constante relacionada à energia de ativação do problema.

O parâmetro A fornece um peso (importância) ao gradiente de temperatura. Seu valor é expresso por (Deschamps & Sotin 2001)

$$A = \frac{Q}{RT_b}. \quad (3.39)$$

Os valores usuais da energia de ativação Q são de 20 a 60 kJ mol⁻¹, fornecendo valores de A entre 9 e 26. Eles implicam em contrastes de viscosidade da ordem de 10^7 a $\sim 10^{20}$ para o modelo, entre a base ($T_b = 270$ K) e o topo ($T_t = 95$ K) do grid.

3.4 Cálculo da Topografia

O modelo visa descrever o processo convectivo no interior de Europa, que provoca um estresse interno e conseqüentemente altera a casca de gelo, e a partir disso relacionamos o perfil do estresse com as estruturas encontradas na superfície. Para descrever as alterações do relevo, partimos de uma equação de equilíbrio hidrostático. Sendo h a altura das elevações causadas pelo estresse interno (e vertical) σ'_{zz} (Showman & Han 2005):

$$h = \frac{\sigma'_{zz}}{\rho g}, \quad (3.40)$$

onde ρ e g são os mesmos da Tabela 3.1. Essa equação representa o equilíbrio hidrostático num determinado ponto da litosfera, dado pelo peso da coluna de material acima desse ponto compensado pelas forças de estresse abaixo do mesmo. Porém, essa equação superestima o valor de h , pois não leva em consideração a resistência da camada elástica (ver seção 3.1), que reduz em $\sim 30\%$ os valores de topografia, e nem da casca externa, cujo comportamento sob estresse (ver Nimmo & Manga (2009) e Luttrell & Sandwell

(2006)) é descrito pela Lei de Byerlee (admitimos $C_{By} = 2,6$ e $\alpha_{By} = 0,3$ que são fatores adimensionais para o gelo), conferindo redução de $\sim 20\%$.

Vale ressaltar que a regulação da topografia pelos argumentos de resistência da camada elástica e casca de gelo não são essenciais para a explicação das estruturas do relevo resultantes do modelo desenvolvido, sendo apresentadas para fins de elucidação e entendimento do ambiente global. A partir das considerações feitas, podemos explorar a relação entre cada estrutura e o principal processo aqui invocado, que são as convecções. Tais considerações particulares acerca de cada porção do interior de Europa são comuns nos diferentes estudos de geodinâmica, com benefício da possibilidade de explorar a incerteza associada às mesmas. Em muitos artigos, o objetivo final do estudo é restringir parâmetros e apontar limitações do modelo empregado, e, quando utilizadas, as considerações em cada camada serão limitadas diferentemente (por exemplo, modelos de aquecimento por cisalhamento que negam convecção são extremamente dependentes dos valores associados à camada elástica).

De maneira geral, processos convectivos (em particular os aqui apresentados) se preocupam em levar material quente às camadas superiores de Europa para posteriormente analisar o estresse resultante. Como discutido no capítulo anterior, nuances da litosfera são importantes para estudos que visam relacionar processos e parâmetros internos e morfologia externa. Poderíamos, contudo, tratar da *natureza microscópica* do ambiente, estudando a resposta da casca externa ao estresse com relação à presença de impurezas, que alteram a estrutura dos grãos de gelo e suas propriedades. Outro exemplo, o módulo de Young que caracteriza a camada elástica também depende do tamanho e estrutura dos grãos. Num modelo convectivo, entretanto, *considerações globais* de fluxo energético, relações entre viscosidade e temperatura e principalmente escalas de grandeza das camadas são os fatores mais importantes, e a partir da inferência da topografia dinâmica pelo estresse interno resultante de plumas ascendentes, esses modelos funcionam como uma análise quantitativa da relação entre os parâmetros internos e a morfologia externa.

Capítulo 4

Sobre a Ferramenta Utilizada

O modelo previamente utilizado para estudar o problema foi desenvolvido em *Python* e apresentado em Cassará (Monografia de fim de curso, Brasil - RJ, 2015) considerava um fluido incompressível altamente viscoso e de reologia Newtoniana, satisfazendo a aproximação de *Boussinesq*. Como um próximo passo no desenvolvimento do modelo de Europa, o projeto inicial foi migrado para o `PENCIL CODE` e recebeu o nome de `ICEBOX`. `PENCIL CODE` é um código baseado em Fortran 90 que utiliza o método de diferenças finitas de alta ordem para solução de problemas em hidrodinâmica, com compressibilidade e presença de campo magnético. Por esses motivos, o código de convecção em Europa inicialmente desenvolvido se tornou um protótipo frente à considerável eficiência e poder do `PENCIL/ICEBOX`.

4.1 ICEBOX

O novo módulo, `ICEBOX`, foi desenvolvido com base no código apresentado em Cassará (Monografia de fim de curso, Brasil - RJ, 2015) e adicionado ao repositório do `PENCIL CODE`. O objetivo desse módulo é também resolver numericamente problemas de convecção com alto número de Rayleigh e número de Prandtl infinito, para fluidos incompressíveis e de diferentes reologias. Mantendo a função de corrente para solução da equação de Navier-Stokes, ele utiliza o método de derivadas finitas de sexta ordem, Runge-

Kutta de terceira ordem e diferentes métodos iterativos para solução do problema elíptico, em particular multigrid. Com o objetivo de testar a validade da ferramenta até aqui criada, realizamos o benchmark e comparamos os resultados com o artigo de Blankenbach et al. (1988) para casos de viscosidade constante e variável.

4.1.1 Benchmark para Viscosidade Constante

O benchmark para viscosidade constante atingiu o valor esperado para todos os testes realizados, com diferentes condições e métodos iterativos. A Figura 4.1 contém todos os resultados obtidos.

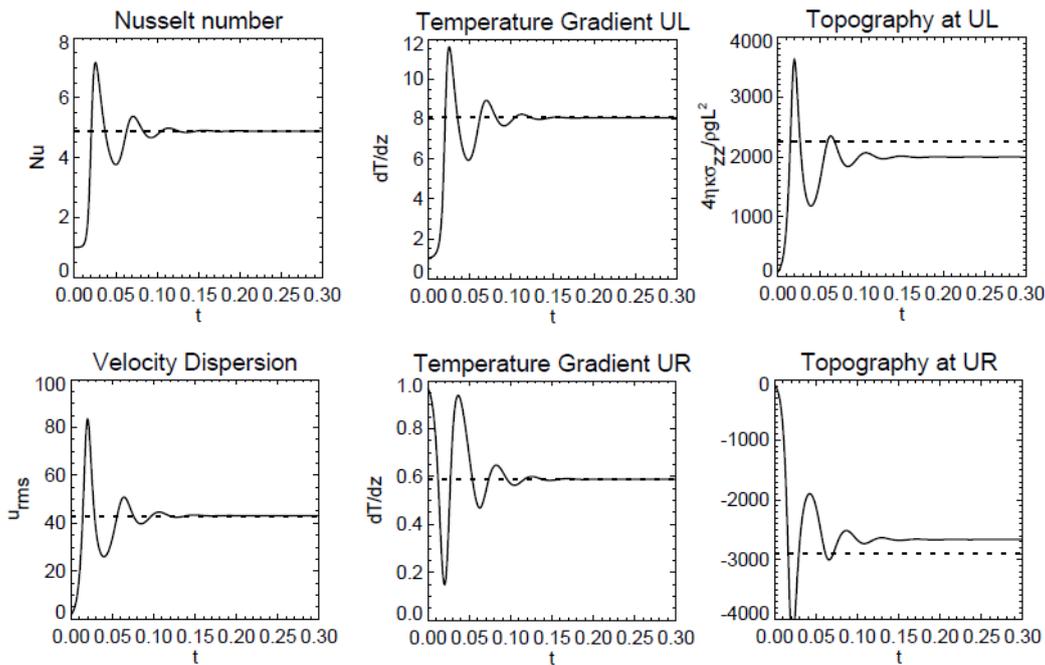


Figura 4.1: Diagnóstico para Blankenbach caso 1a, com viscosidade constante numa caixa com número de Rayleigh $Ra = 10^4$. As linhas tracejadas se referem aos valores de referência tabelados por Blankenbach et al. (1989). As linhas cheias são as soluções calculadas com PENCIL/ICEBOX. De cima para baixo, da esquerda para direita: no eixo vertical está o Número de Nusselt (Nu), que representa a razão entre a transferência de calor de um fluido por convecção e por condução, velocidade RMS (u_{rms} , root mean square), gradientes de temperatura na parte superior esquerda (UL) e direita (UR) do domínio, e a topografia na parte superior esquerda e direita. No eixo horizontal de todos os gráficos está a evolução temporal da simulação em anos ($\times 10^{11}$).

4.1.2 Benchmark para Viscosidade Variável

Atingido um nível satisfatório de testes para o caso constante, migramos para o caso variável, de maior interesse no estudo de convecção, com viscosidade proporcional à exponencial da temperatura como na Eq. (3.38). Porém, o código encontrou dificuldades para reproduzir os valores do caso variável de Blankenbach et al. (1988). Motivos para isso podem ser diversos. O método de diferenças finitas (particularmente com derivadas de alta ordem), usado em nosso código, deteriora a solução devido a erros no cálculo do gradiente do campo de advecção (Malevsky & Yuen 1991). No caso particular do multigrid, método numérico empregado, experimentos indicam que a causa da não convergência no caso de viscosidade variável se deve a correções nos grids durante a etapa de prolongamento do grid menos resolvido para o mais resolvido (Ismail-Zaden & Tackley, 2010). Além disso, alguns estudos afirmam que a própria função de corrente não é ideal para o caso da viscosidade variável (Ismail-Zaden & Tackley, 2010).

Existem métodos para contornar esse problema. Alguns códigos usam esquemas de volume finito, métodos particulares de cálculo da advecção e correções das propagações de erro das derivadas. A maioria dessas técnicas não são de fácil implementação e exigem grandes mudanças na estrutura do método até aqui adotado, sacrificando a relativa simplicidade do código que foi cuidadosamente mantida (utilizando metodologias intuitivas porém poderosas). Tal sacrifício tornaria o código tão pouco intuitivo e complexo quanto os existentes atualmente, o que não é o objetivo. Por isso, com o objetivo de avançar nos estudos buscamos uma ferramenta também poderosa e já estabelecida no campo de geodinâmica, e iniciamos um modelo para Europa baseado no código CitcomS, já testado e utilizado em diversas aplicações, inclusive para problemas de convecção em luas de gelo como Europa. Ele será apresentado nas próximas seções.

4.2 CitcomS

CitcomS, California Institute of Technology Convection in the Mantle - Spherical version (Zhong et al. (2000), Tan et al. (2005)), é um código de elementos finitos escrito em C, criado com o objetivo de resolver problemas de convecção no manto terrestre. Paralelizável e altamente versátil, pode resolver problemas para um domínio esférico global ou localizado, como uma caixa simulando uma porção do manto. Sua sequência de passos para solução de problemas de convecção é como a usual: dado um campo inicial de temperatura, resolve-se a equação de momento, fornecendo uma nova temperatura. Em seguida, resolve-se a equação de energia (ver capítulo anterior). CitcomS usa esquemas iterativos como multigrid e gradiente conjugado com preconditionadores para resolver as matrizes de velocidade e pressão. Também faz uso de controles de variações bruscas de temperatura (acima de 5%), com o objetivo de evitar instabilidades numéricas.

4.2.1 Benchmarks

Realizamos os mesmos testes encontrados em Blankenbach et al. (1988) para ganhar domínio sobre a ferramenta e melhor manipulá-la. Apresentamos os resultados a seguir.

2D

Benchmarks 2D com o CitcomS não são encontrados na literatura, visto que este é um código para simulações tridimensionais. Contudo, realizamos testes em caixas aproximadamente bidimensionais (baixo número de nodos no eixo y - 64x4x64). Novamente, as grandezas testadas em todas as figuras são: o Número de Nusselt (Nu), que representa a razão entre a transferência de calor de um fluido por convecção e por condução, velocidade RMS ($\sqrt{\overline{v^2}}$, root mean square), gradientes de temperatura na parte superior esquerda (q_1 , em $x=0$) e direita do domínio (q_2 , em $x=l$, onde l é o tamanho da caixa), e a topografia na parte superior esquerda (z_1 , em $x=0$) e direita (z_2 , em $x=l$). No eixo horizontal de todos os gráficos está a evolução temporal da simulação em anos.

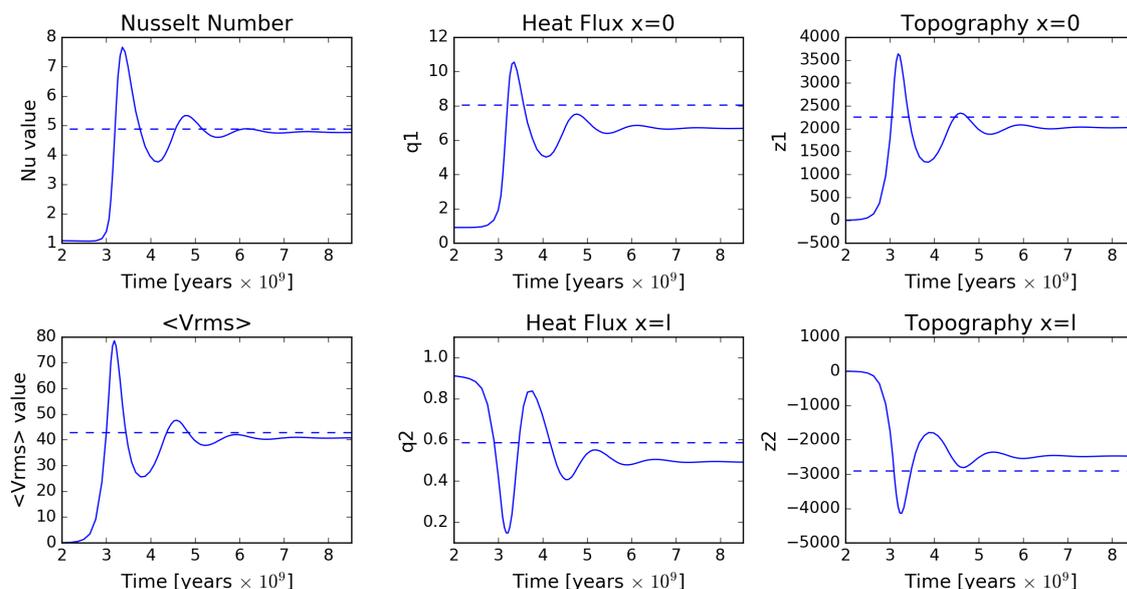


Figura 4.2: Diagnóstico para Blankenbach caso 1a: viscosidade constante numa caixa 2D e número de Rayleigh $Ra = 10^4$. As linhas tracejadas se referem aos valores de referência tabelados por Blankenbach et al. (1989). As linhas cheias são as soluções calculadas com CitcomS.

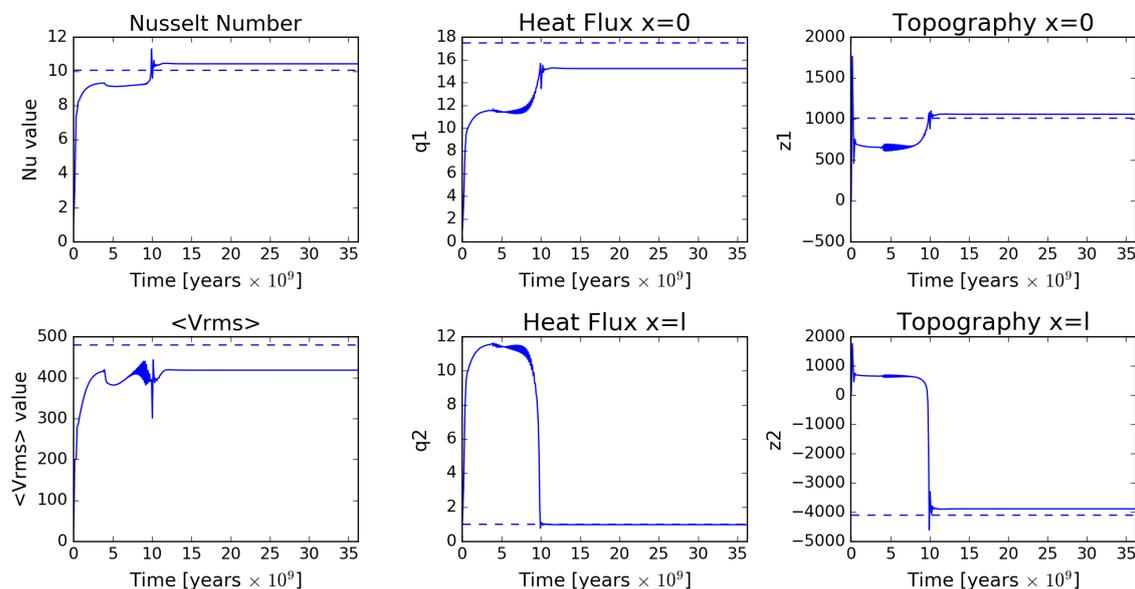


Figura 4.3: Diagnóstico para Blankenbach caso 2a: viscosidade variável numa caixa 2D e número de Rayleigh $Ra = 10^4$. As linhas tracejadas se referem aos valores de referência tabelados por Blankenbach et al. (1989). As linhas cheias são as soluções calculadas com CitcomS.

Os valores de teste variam até um determinado tempo da simulação, e após esse tempo

todas as quantidades convergem para o valor de referência. Diferenças entre o valor de convergência (linha cheia) e o valor de referência (linha tracejada) podem ser explicadas por diversos fatores. Os testes realizados em Blankenbach et al. (1989) não atingem exatamente o mesmo valor de referência, pois cada ferramenta possui um método com seus erros associados. Os valores encontrados em nossos testes estão de acordo com a variação dos valores de referência presentes no artigo. Além disso, deve-se levar em consideração que os testes presentes no artigo não são para simulações 3D. Como o CitcomS é uma ferramenta para simulações tridimensionais, utilizar este teste não é o ideal, porém foi escolhido por ser um dos poucos e talvez o mais importante. Por último, percebe-se uma aproximação aos valores de referência com o aumento da resolução, ou seja, a resposta do teste fica mais acurada. O perfil final de temperatura é exatamente o que se espera (Fig. 4.4).

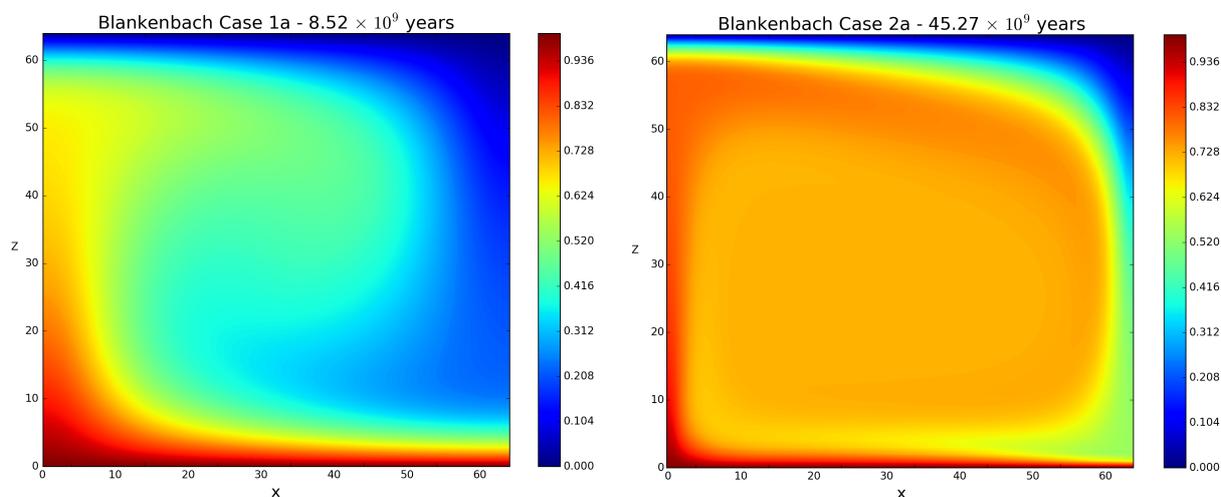


Figura 4.4: Perfil final de temperatura para a solução dos casos 1 e 2 (esquerda e direita, respectivamente), numa caixa 2D e número de Rayleigh $Ra = 10^4$.

3D

Benchmarks 3D para o CitcomS para soluções de caixas cartesianas também não são encontrados na literatura. Como nossas simulações são em ambientes 3D cartesianos, os testes a seguir são interessantes para nosso estudo em particular. A resolução das caixas

é $32 \times 32 \times 32$.

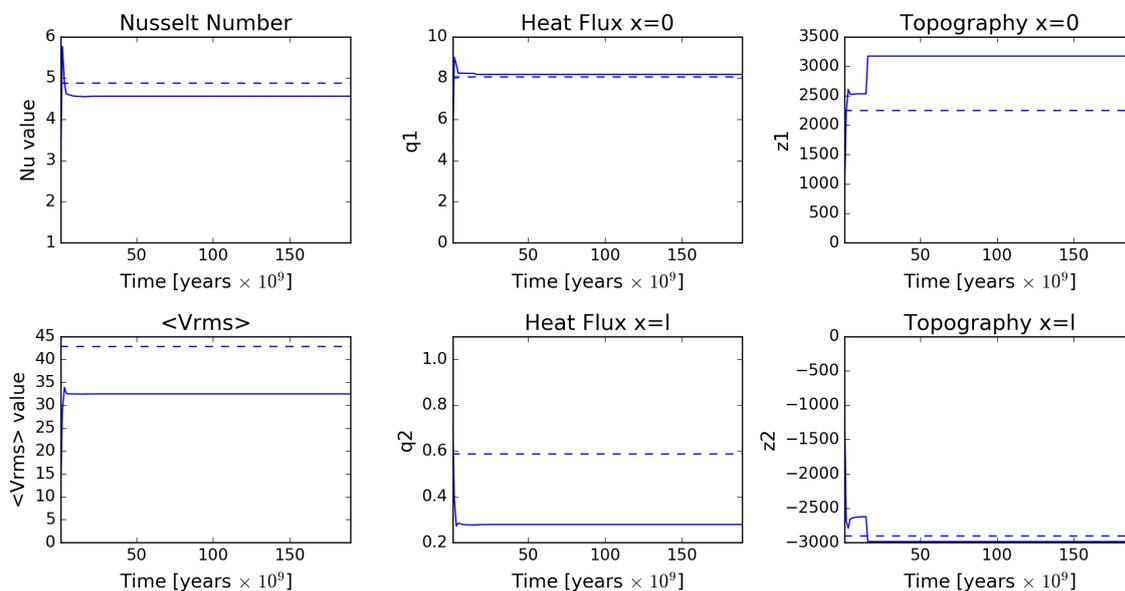


Figura 4.5: Diagnóstico para Blankenbach caso 1a: viscosidade constante numa caixa 3D e número de Rayleigh $Ra = 10^4$. As linhas tracejadas se referem aos valores de referência tabelados por Blankenbach et al. (1989). As linhas cheias são as soluções calculadas com CitcomS.

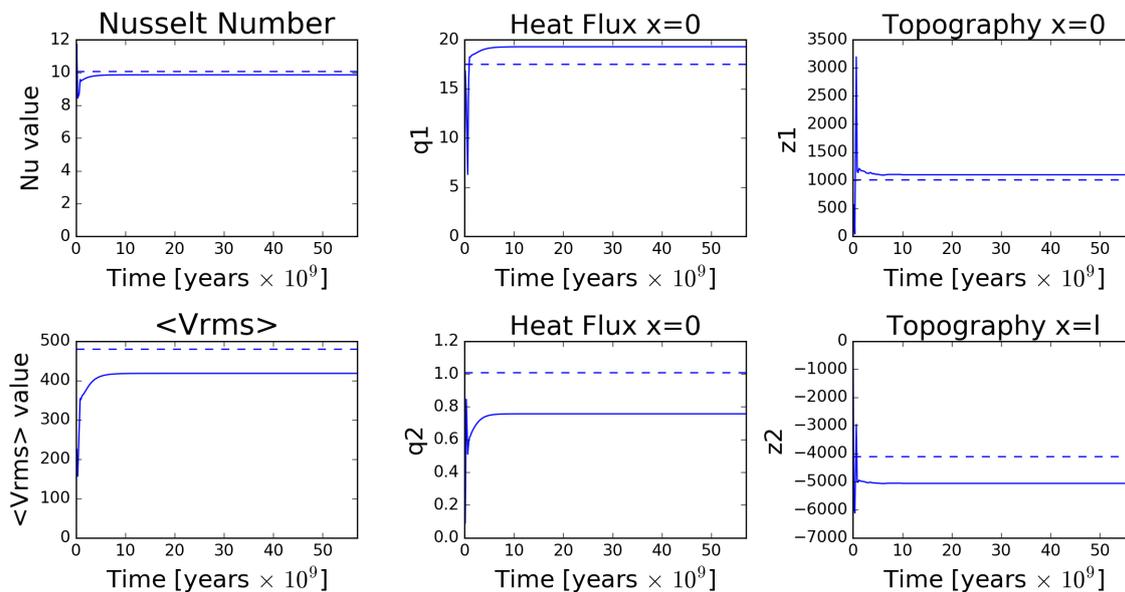


Figura 4.6: Diagnóstico para Blankenbach caso 2a: viscosidade variável numa caixa 3D e número de Rayleigh $Ra = 10^4$. As linhas tracejadas se referem aos valores de referência tabelados por Blankenbach et al. (1989). As linhas cheias são as soluções calculadas com CitcomS.

Novamente, os valores de teste variam até iniciar a convergência para o valor de referência. O tempo para atingir o equilíbrio é consistente com todos os testes anteriores (e os presentes em Blankenbach et al. (1989)). As diferenças entre o valor de convergência (linha cheia) e o valor de referência (linha tracejada) novamente surgem pois, apesar do teste ter sido idealizado para ambientes 2D, a simulação em questão é tridimensional. Os valores continuam satisfatoriamente próximos aos valores de referência encontrados em Blankenbach et al. (1989), e o perfil final de temperatura (Fig. 4.7) é exatamente o esperado.

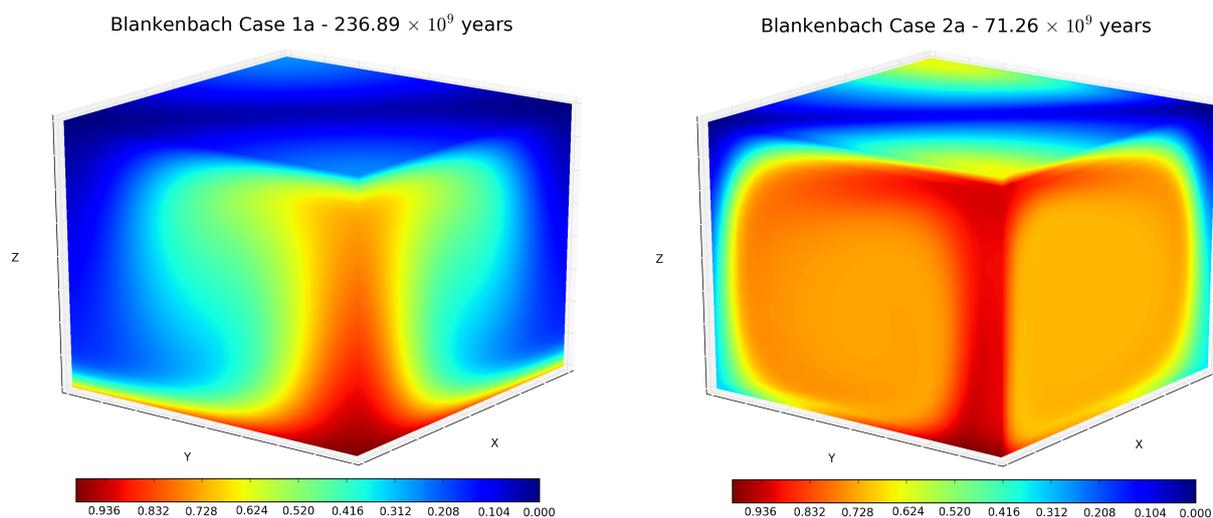


Figura 4.7: Perfil final de temperatura para a solução dos casos 1 e 2 (esquerda e direita, respectivamente), numa caixa 3D e número de Rayleigh $Ra = 10^4$.

4.2.2 Escalabilidade do CitcomS

Como nosso problema envolve simulações tridimensionais de alta resolução, estudamos a escalabilidade do CitcomS com o objetivo de testar sua eficiência para cálculos em paralelo.

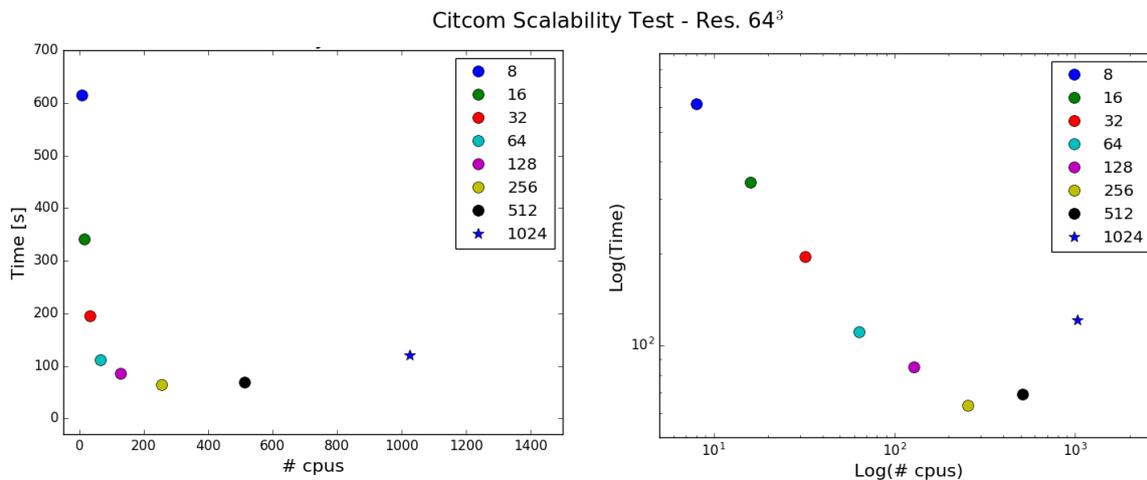


Figura 4.8: Teste de escalabilidade do CicomS para solução do problema tridimensional com resolução 64^3 . Gráfico da direita está em log. O número ótimo de processadores por nodos encontrado foi $64^3/256 = 1024$.

Após meses de familiarização com o código e testes diversos, a fase final de utilização do CitcomS se baseou na criação de um Pipeline para tratamento dos outputs em paralelo. O código, desenvolvido em *Python*, rearranja os arquivos de output de forma que seja possível analisá-los e retorna os gráficos finais e valores de interesse para estudos de geodinâmica. A partir de então, prosseguimos para testes de alta resolução em ambientes tridimensionais fazendo utilização da infraestrutura Stampede/tacc, rede de supercomputadores da Universidade do Texas, e também do cluster Surf, disponível para utilização na California State University Northridge (CSUN). Os resultados finais, apresentados no capítulo seguinte juntamente com a conclusão desse trabalho, foram obtidos em mais de 200 horas de computação utilizando a rede Stampede/tacc.

Capítulo 5

Resultados

Algumas características do sistema podem ser exploradas por modelos térmicos convectivos com o objetivo de entender melhor o ambiente interno de Europa, e assim direcionar nossas perguntas à existência de água líquida na lua. Essas características podem fazer parte de um modelo da estrutura interna, como as considerações de resistência e enfraquecimento da superfície, ou podem fazer parte da construção do modelo convectivo, como os parâmetros A , d e q . Nesse capítulo, apresento o resultado das simulações realizadas durante os testes 2D, observando principalmente o papel da variação dos parâmetros. Também apresento uma simulação 3D (com determinados parâmetros escolhidos por representarem bem o problema), seguida de análises e discussões acerca da topografia dinâmica resultante.

5.1 Testes 2D para Europa

O comportamento da convecção e a topografia dinâmica resultante depende, dentre outros fatores, do contraste de viscosidade entre a base e o topo da camada considerada. Com o objetivo de estudar o impacto inicial dos valores adotados, utilizamos Showman & Han (2004) como modelo de referência e comparamos os resultados das simulações bidimensionais apresentados no artigo. Nele, diferentes valores de contraste de viscosidade são considerados e a morfologia resultante é analisada levando em consideração duas carac-

terísticas: amplitude e comprimento de onda da topografia, que se traduzem em altura e largura do relevo (ver Figura 5.1).

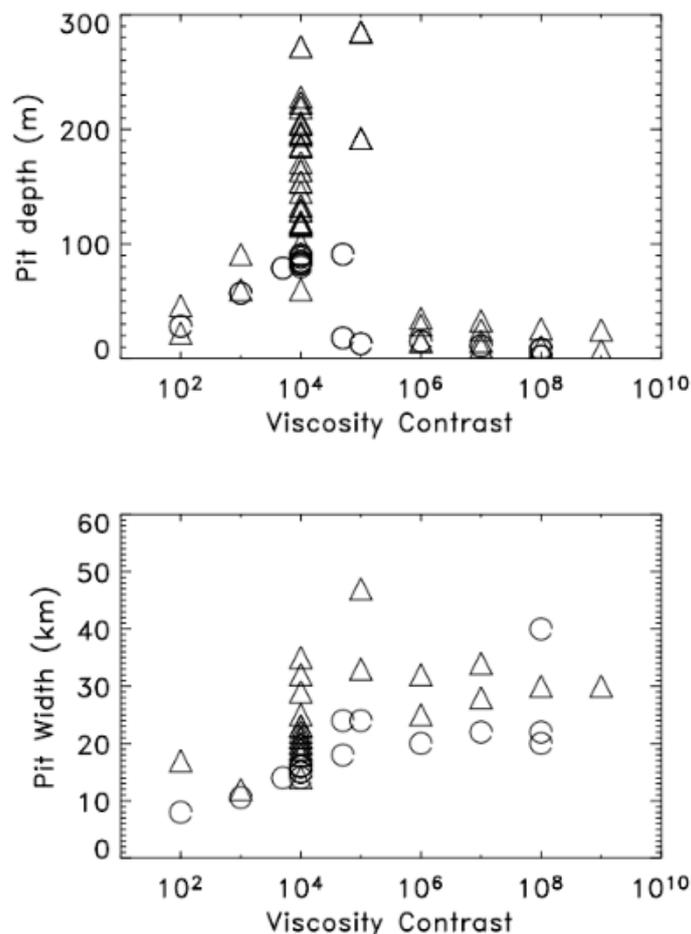


Figura 5.1: Resumo dos resultados de altura (cima) e largura (baixo) das deformações produzidas pelas simulações com viscosidade de referência $\eta_0=10^3$ Pa s e diferentes contrastes de viscosidade (i.e., razão entre viscosidades máxima e mínima na caixa convectiva). Círculos e triângulos representam simulações com $d=15$ km e 50 km, respectivamente. Reprodução: Showman & Han (2004).

O artigo em questão avaliou contrastes de viscosidade, ou seja, a diferença entre o valor máximo (η_{max}) e o mínimo (η_{min}) entre 10^2 e 10^9 . A lei de viscosidade adotada é a mesma da Eq. (3.38), bem como o valor da temperatura da base $T_b=270$ K e da viscosidade de referência $\eta_0=10^{13}$ Pa s. Os autores do artigo fixaram $A = 26$ e trabalharam para limitar a viscosidade ao valor limite η_{max} desejado ao longo do grid. O valor utilizado para a energia interna q foi 10^{-7} W/m³ para a maioria dos pontos presentes no gráfico, e em

algumas simulações o valor adotado foi de 10^{-6} W/m³.

Para essa análise inicial, nós variamos os valores de A entre 6 e 10, que representam contrastes de viscosidade de 10^4 a 10^8 , e adotamos valores para energia interna q entre 10^{-6} e 10^{-8} W/m³. Os resultados estão apresentados na Figura 5.2. A sensibilidade das deformações resultantes com o contraste de viscosidade pode ser comparado ao gráfico de Showman & Han (2004) dentro dos contrastes aqui considerados, apesar da Figura 5.2 apresentar energias internas (representada pela letra q) separadamente.

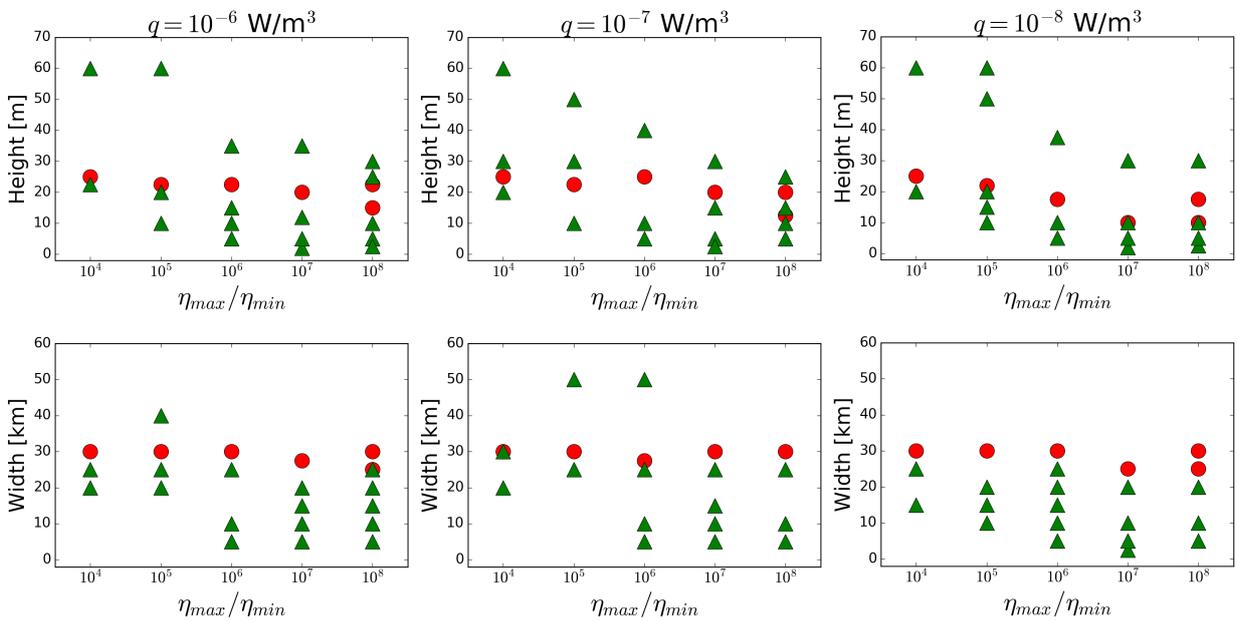


Figura 5.2: Resultados de altura (cima) e largura (baixo) das deformações resultantes do modelo reproduzido, com viscosidade de referência $\eta_0 = 10^3$ Pa s e valores de A entre 6-10. Círculos vermelhos representam simulações com $d = 15$ km e triângulos verdes simulações com $d = 50$ km. Da esquerda para a direita, os valores de energia interna escolhidos são $q = 10^{-6}$, 10^{-7} e 10^{-8} W/m³.

Comparando os três gráficos observa-se que a variação do parâmetro q não altera significativamente a magnitude das estruturas. A variação da espessura d resulta na formação de estruturas mais diversas, em particular algumas de menor altura e largura. Enquanto o contraste de viscosidade não altera drasticamente o tamanho das estruturas resultantes, ele está aparentemente associado a uma tendência de diminuição da altura máxima, tendência também presente em Showman & Han (2004). A altura máxima

alcançada na Figura 5.1, no entanto, não é atingida em nenhuma das simulações realizadas. Vale ressaltar que, em Europa, as estruturas raramente alcançam alturas próximas a 100 m, estando sua grande maioria abaixo disso. Os diferentes valores de largura também são compatíveis com o encontrado na superfície da lua.

Os próximos gráficos apresentam algumas das simulações presentes na figura 5.2. Na parte inferior está o perfil final de temperatura da camada convectiva, e na parte superior o perfil das morfologia resultante calculado pela Eq. (3.40) de topografia dinâmica. As caixas possuem razão 4:1 numa resolução de 128x32 e com gradiente de temperatura $\Delta T = T_b - T_t = 270 - 95 = 175$ K, sendo a viscosidade de referência $\eta_0 = 10^{13}$ Pa s.

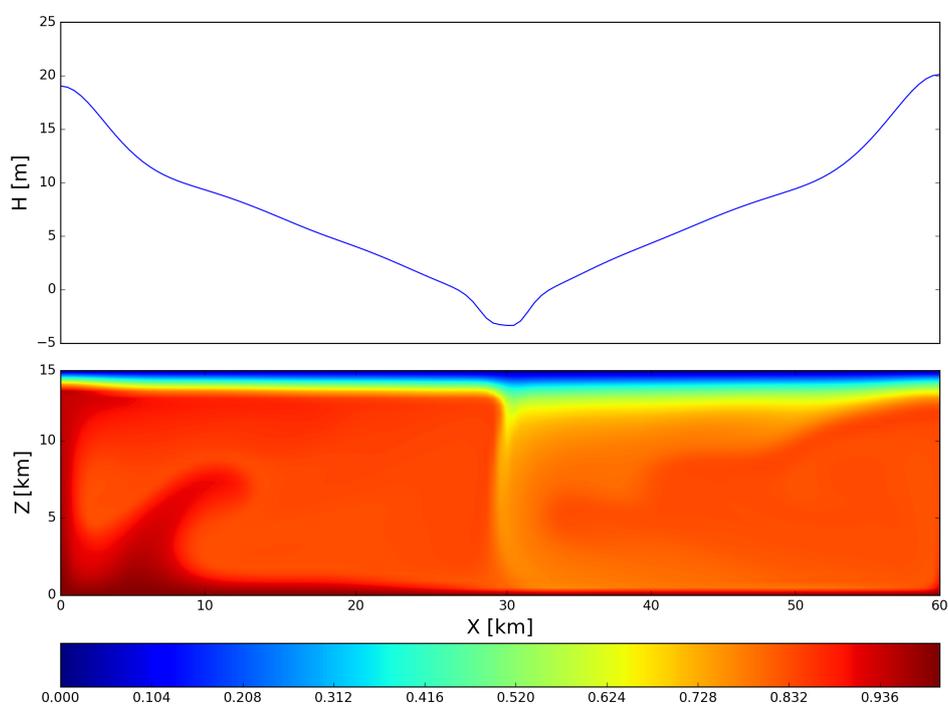


Figura 5.3: Simulação com $d = 15$ km e 60 km de largura numa caixa de 128x32, $A = 7$ (contrastes de viscosidade de 10^5), e energia interna $q = 10^{-8}$ W/m³. Parâmetros de referência são: viscosidade $\eta_0 = 10^{13}$ Pa s, $\Delta T = 175$ K e número de Rayleigh $Ra = 1.2 \times 10^7$.

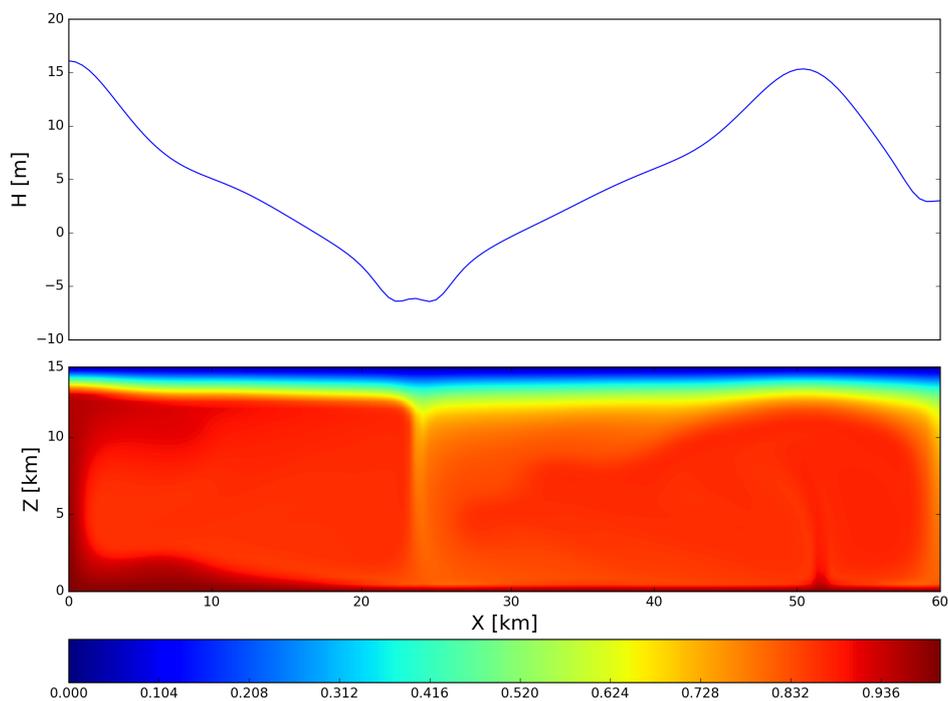


Figura 5.4: Simulação com $d = 15$ km e 60 km de largura numa caixa de 128×32 , $A = 10$ (contrastes de viscosidade de 10^8), e energia interna $q = 10^{-6}$ W/m³. Parâmetros de referência são: viscosidade $\eta_0 = 10^{13}$ Pa s, $\Delta T = 175$ K e número de Rayleigh $Ra = 1.2 \times 10^7$.

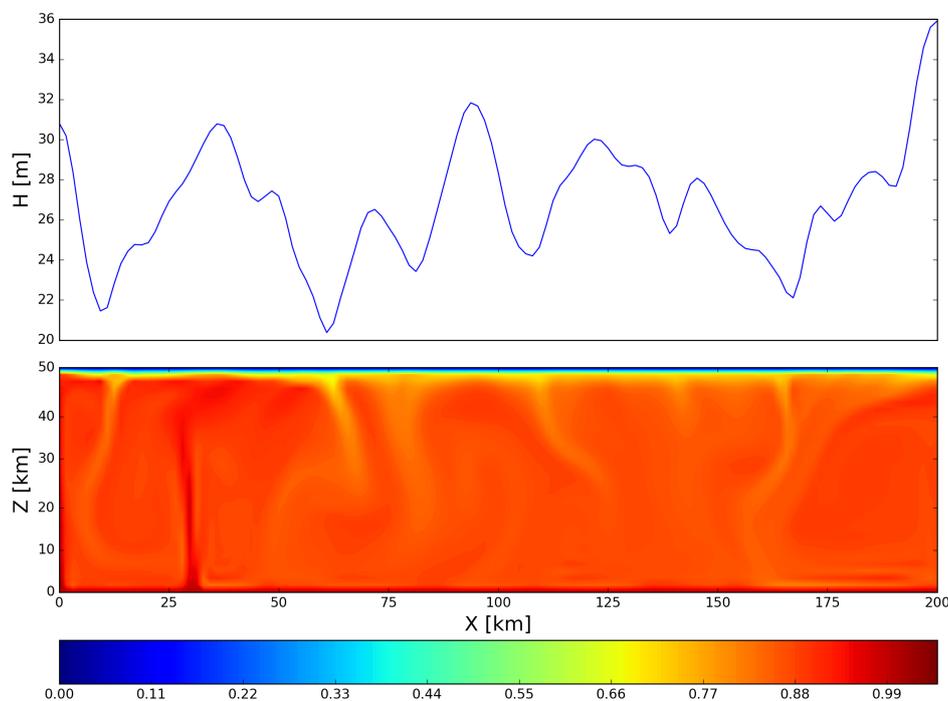


Figura 5.5: Simulação com $d = 50$ km e 200 km de largura numa caixa de 128×32 , $A = 9$ (contrastes de viscosidade de 10^7), e energia interna $q = 10^{-7}$ W/m³. Parâmetros de referência são: viscosidade $\eta_0 = 10^{13}$ Pa s, $\Delta T = 175$ K e número de Rayleigh $Ra = 4.3 \times 10^8$.

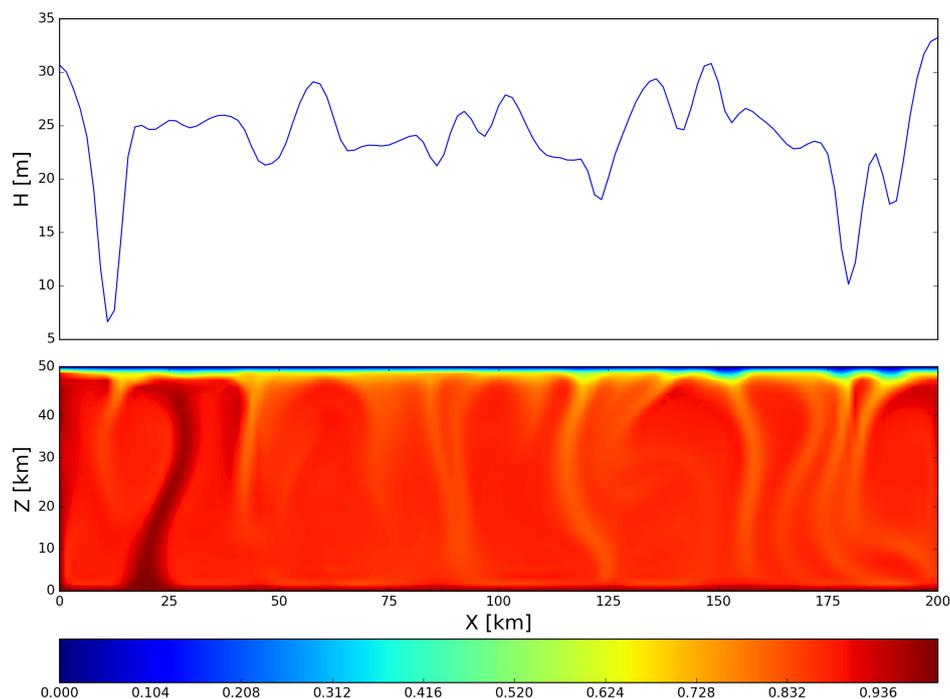


Figura 5.6: Simulação com $d = 50$ km e 200 km de largura numa caixa de 128×32 , $A = 10$ (contrastes de viscosidade de 10^8), e energia interna $q = 10^{-8}$ W/m³. Parâmetros de referência são: viscosidade $\eta_0 = 10^{13}$ Pa s, $\Delta T = 175$ K e número de Rayleigh $Ra = 4.3 \times 10^8$.

5.2 Imagens da Convecção e Topografia

As imagens a seguir são *snapshots* de uma simulação 3D de uma caixa 2:2:1, com resolução $64 \times 64 \times 32$ utilizando 256 processadores. O tempo físico alcançado foi de 1.5 milhões de anos, tendo a simulação atingido equilíbrio já em 1 Ma. A partir disso, o perfil das plumas não se altera significativamente com o passar do tempo, tampouco o perfil de estresse resultante (largura e altura das estruturas). Os parâmetros dessa simulação são: espessura da camada convectiva $d = 20$ km, $A = 9$ (energia de ativação 20 kJ/mol e contraste de viscosidade de 10^7), viscosidade $\eta_0 = 10^{13}$ Pa s, energia interna $q = 2.5 \times 10^{-8}$ W/m³. Todos os valores de referência usados estão presentes na Tabela 3.1, e o número de Rayleigh foi $Ra = 2.5 \times 10^7$. A barra de cor representa a variação $\Delta T = 175$ K.

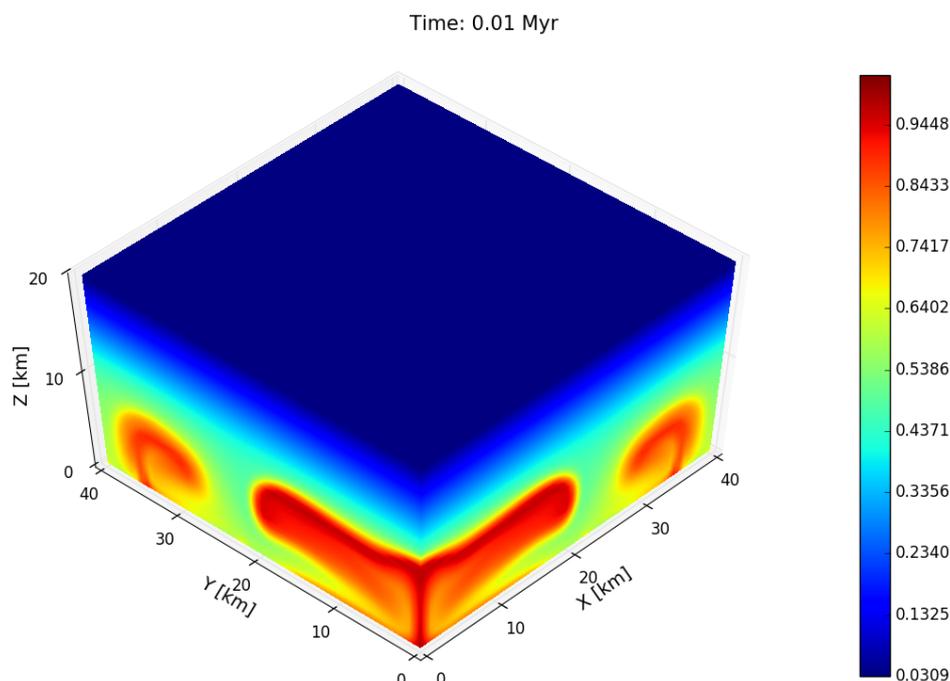


Figura 5.7: Perfil da temperatura após 10 mil anos, com formação das primeiras plumas convectivas. A caixa possui resolução de $64 \times 64 \times 32$. O número de Rayleigh é $Ra = 2.5 \times 10^7$, a viscosidade $\eta_0 = 10^{13}$ Pa s, $\Delta T = 175$ K, espessura da camada convectiva $d = 20$ km, $A = 9$ (energia de ativação 20 kJ/mol e contraste de viscosidade de 10^7) e energia interna $q = 2.5 \times 10^{-8}$ W/m³.

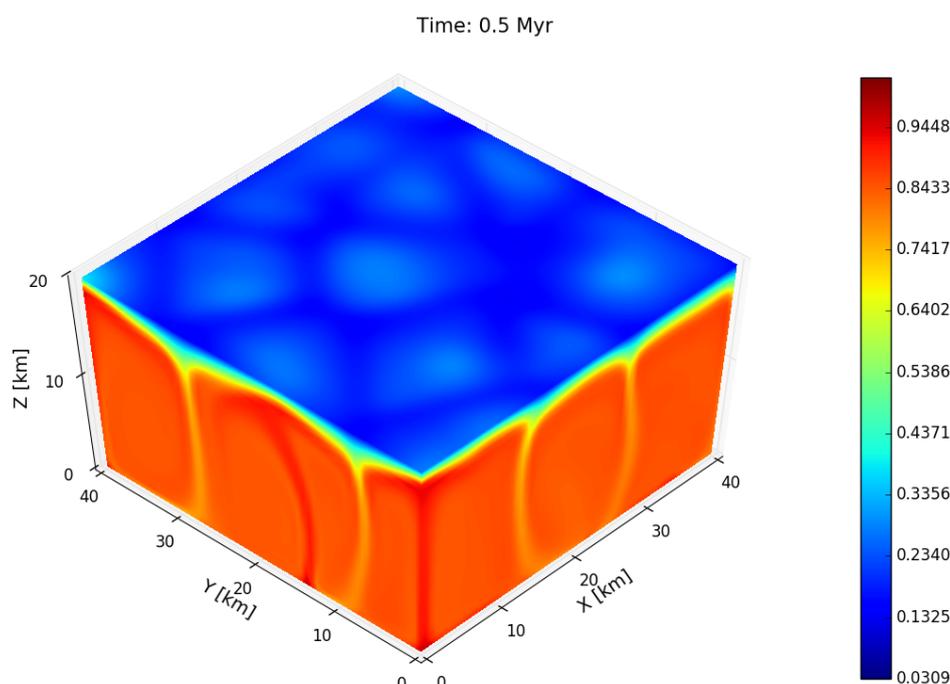


Figura 5.8: Perfil da temperatura para a mesma simulação após 500 mil anos, com as plumas convectivas já bem desenvolvidas.

Na figura a seguir está o resultado final da simulação, onde a topografia foi calculada diretamente a partir da Eq. (3.40). Vale observar a diferença da escala dos eixos verticais.

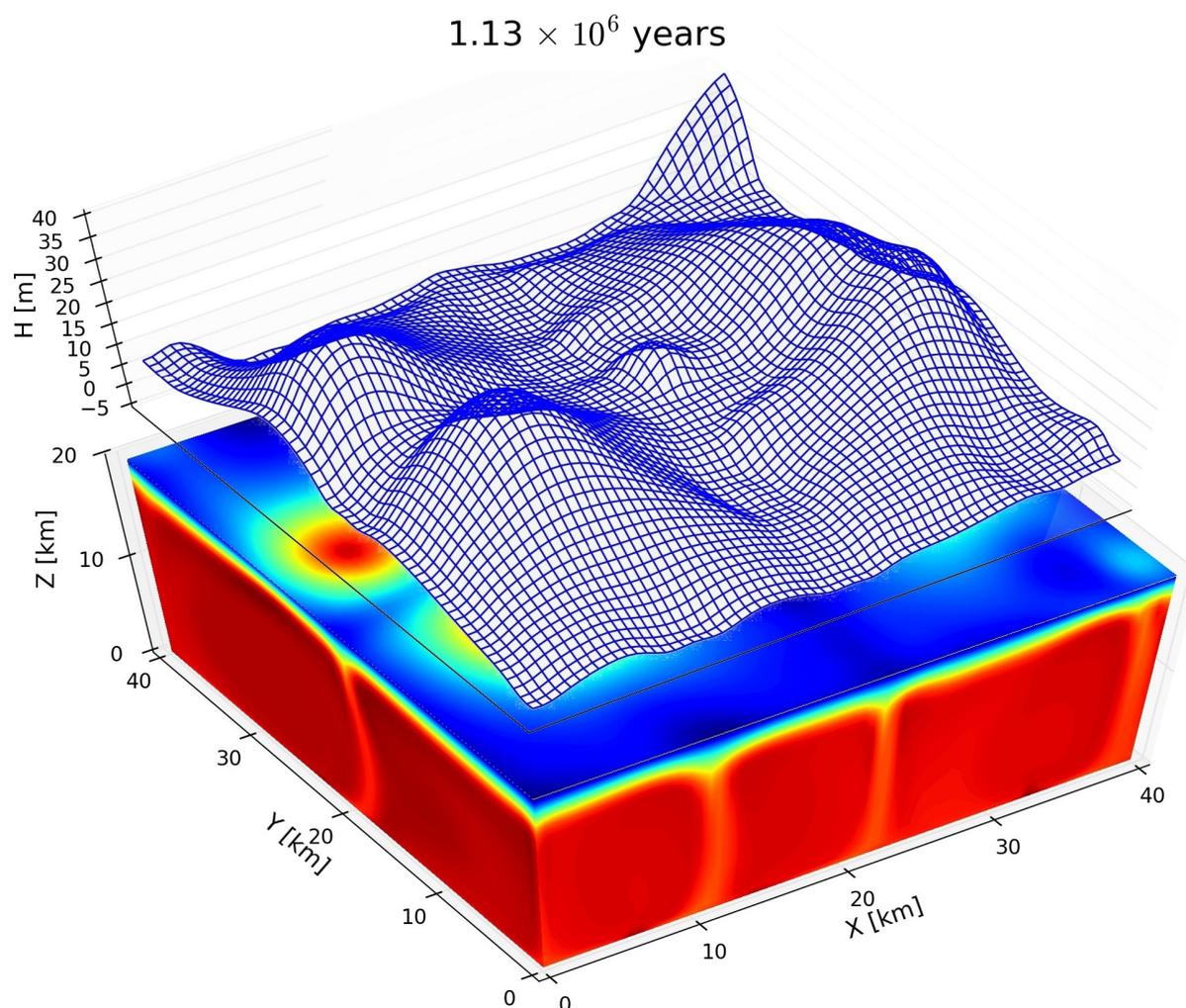


Figura 5.9: Temperatura (eixo vertical em quilômetros) e consequente topografia (eixo vertical em metros) da simulação 3D com resolução de $64 \times 64 \times 32$, número de Rayleigh $Ra = 2.5 \times 10^7$, viscosidade $\eta_0 = 10^{13}$ Pa s, espessura da camada convectiva $d = 20$ km, $A = 9$ (energia de ativação 20 kJ/mol e contraste de viscosidade de 10^7) e energia interna $q = 2.5 \times 10^{-8}$ W/m³. Após 1 milhão de anos, a topografia pouco se altera pois a convecção atinge estado estacionário. Antes disso, observa-se um estado transiente com formação de plumas menores em largura (média de ~ 10 km) porém a magnitude da altura não se altera, ou seja, as deformações na superfície diferem das atuais basicamente em extensão. Desse modo, estruturas mais estreitas aparecem como resposta às primeiras plumas convectivas, e com a evolução da simulação observa-se a geração de estruturas mais heterogêneas.

5.3 Gerando Cristas Duplas

Diversos modelos recentes de evolução termal de luas geladas utilizam artifícios de enfraquecimento da superfície, simulando falhas locais causadas pela ação do estresse das marés (Barr & Showman (2009), Han & Showman (2008)). Essas falhas pré existentes se traduzem nas chamadas *zonas enfraquecidas* da superfície. Para simular uma dessas falhas, impomos uma faixa estreita de 4 km de largura que se estende verticalmente para baixo a partir da superfície (ver Lee et al. (2005)). Alteramos, então, o valor de viscosidade por uma ordem de magnitude partindo do centro da falha, sendo a posição do centro arbitrariamente escolhida como o ponto médio do eixo y ; ou seja, a falha se propaga (de maneira uniforme) ao longo do eixo x . A variação de viscosidade (com relação ao entorno) é um método padrão para representar falhas em regiões de depressão tectônica nos estudos de convecção do manto terrestre (Zhong et al. 1998). Utilizamos uma variação gaussiana em torno da região escolhida, com pico no centro e desvio padrão de forma a respeitar a largura da falha. A extensão da falha não restringe os argumentos aqui utilizados, visto que nosso objetivo é trabalhar a morfologia intrínseca global das cristas duplas de Europa, cuja extensão varia extensivamente. Dada a presença da falha, o próximo argumento a ser trabalhado é a resistência ao estresse proveniente das plumas ascendentes.

Na parte mais externa da litosfera, a rigidez é regulada basicamente pela resistência de fricção, que depende do estresse normal aplicado e das propriedades do material considerado (lei de Byerlee, Byerlee (1978)). Nossa aplicação dessa lei para cálculo da resistência que a casca externa oferece segue Luttrell & Sandwell (2006), implicando num decréscimo máximo de $\sim 15\%$ na topografia. Além da casca externa, muitos estudos (Michaut & Manga (2014), Greenberg & Geissler (2002), Nimmo et al. (2003)) incluem a elasticidade nos modelos de formação de estruturas. Adotamos uma camada elástica de 200 a 1000 m (ver Billings & Kattenhorn (2006)), implicando num decréscimo máximo de $\sim 20-30\%$ na topografia (Han & Showman 2008), dado um módulo de Young da ordem de 10^9 e ex-

pansividade termal $\alpha = 1.65 \times 10^{-4} \text{ K}^{-1}$. Essa regulação to tamanho das deformações não é aplicada para a faixa de enfraquecimento definida no parágrafo anterior, visto que ela representa a ausência de material e sua geração se baseia em argumentos de desgaste com conseqüente enfraquecimento e ruptura da superfície. Portanto argumentos de resistência dessa porção da litosfera seriam contraditórios.

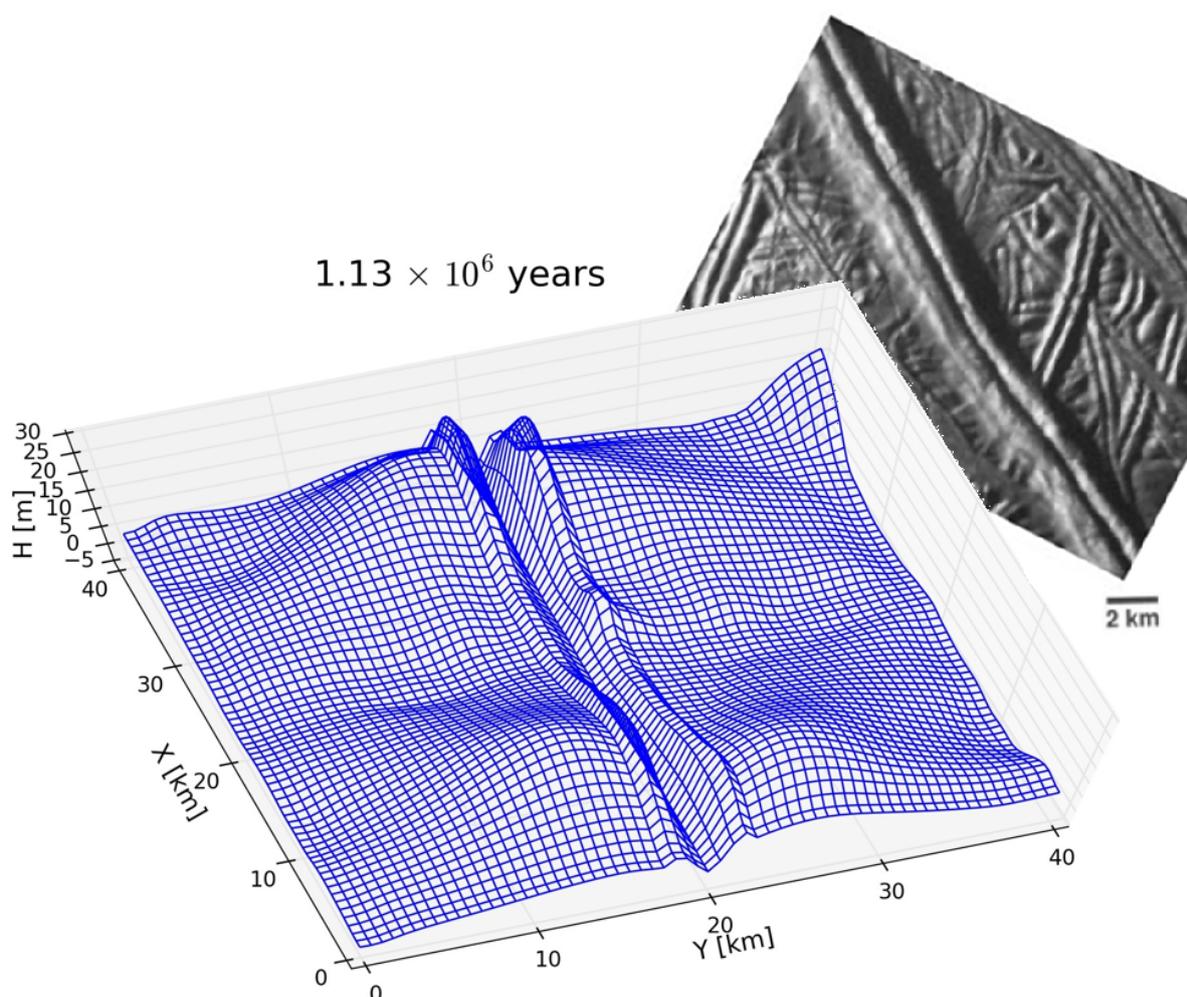


Figura 5.10: Mosaico com resultado das considerações de resistência da litosfera e presença de falha no cálculo da topografia, e para comparação um recorte da Figura 1.14 com exemplo de crista dupla. O estado inicial da superfície era o mesmo do apresentado na Figura 5.9. Aqui a resistência reduziu a altura das estruturas em 30 % sem alteração na largura. Além disso, a presença da falha alterou drasticamente a superfície, que agora apresenta uma formação de crista dupla. Observa-se a semelhança do resultado do modelo com o exemplo da superfície de Europa.

Capítulo 6

Conclusões

No último capítulo, testamos valores de A , d e q , nos direcionando às seguintes questões: (1) dentro do tempo usual das convecções de Europa, as simulações devem fornecer estruturas de plumas semelhantes a cogumelos, características de quaisquer processos convectivos; (2) o estresse resultante das convecções deve gerar estruturas compatíveis com a morfologia particular de domos e cavidades. Esse resultado vem do cálculo da topografia dinâmica (Eq. (3.40)) sem considerações de resistência ou enfraquecimento local. Conclui-se daquela análise que, dentro do intervalo de valores testados para cada parâmetro, a alteração de A , d e q nas simulações não impactou a validade do nosso modelo, visto que todos os resultados de topografia foram compatíveis com o esperado para Europa.

Sendo assim, mesmo considerando variações desses parâmetros, diferentes A , d e q fornecem valores ideais para topografia. Porém, A está presente na relação entre viscosidade e temperatura (Eq. (3.38)), d está presente no número de Rayleigh (Eq. (3.35)) e q entra diretamente nos cálculos de evolução do modelo (Eq. (3.33)). Resta então conectar o cenário do modelo aqui implementado com a variação desses parâmetros. Esperamos que eles possam impor limites para a ocorrência da convecção ou na eficiência do processo. Uma análise em separado é feita a seguir.

6.1 Análise dos Parâmetros

Contraste de Viscosidade A

O valor de A implica na variação das propriedades reológicas da camada viscoelástica, uma das maiores incertezas associadas a modelos convectivos. Outra característica de problemas convectivos é a escalabilidade do tempo de computação com maiores variações de viscosidade. Por exemplo, uma simulação com $A = 10$ demora aproximadamente 4 vezes mais para atingir um mesmo ΔT físico que uma de $A = 9$. Diversos artigos de referência adotam $A = 9$; portanto, esse foi o valor escolhido na simulação 3D. Entretanto, mais testes de valores de A são necessários tanto pelo modelo aqui produzido quanto pela comunidade.

Espessura da Camada Convectiva d

Como discutido na Seção 2.4 do capítulo 2, há evidências de que a espessura da camada congelada varie em função do tempo e do espaço. Sabe-se, por exemplo, que a diferença de espessura entre o equador e os polos de Europa é de ~ 7 km. Hurford et al. (2005), Nimmo & Manga (2009), Barr & Showman (2009), e Mitri & Showman (2005) consideram que, passado o tempo usual da formação de células convectivas, o transporte de calor se torna efetivo o suficiente para derreter parte da camada, diminuindo sua espessura inicial até um valor d_{min} . Com isso, o processo convectivo poderia cessar caso d_{min} seja um valor que não permita sua ocorrência, e o transporte de calor se daria apenas por difusão e/ou condução (ou até uma convecção menos eficiente). Em seguida, a camada recongelaria, atingindo novamente uma espessura suficiente para que o cenário convectivo reapareça. O novo valor de espessura pode ser maior ou menor dependendo do aporte médio de energia fornecido ao sistema.

Energia Interna q

A variação de q significa um maior ou menor recebimento de energia proveniente do atrito gerado pelas marés, e de fato entende-se que esse processo não permaneça idêntico por toda órbita de Europa (3.5 dias terrestres), e menos ainda dentro da escala de tempo das convecções (1 Ma). Além disso, outras fontes de energia podem estar presentes de maneira mais (ou menos) eficiente, como por exemplo a energia proveniente do decaimento radioativo de elementos do manto rochoso. Acredita-se, entretanto, que essa energia seja pelo menos 1 ordem de grandeza menor que a energia das marés.

6.2 Cristas Duplas

Em comparação com a Figura 5.9, a altura das deformações na Figura 5.10 diminuiu em ~ 30 , mas a largura não se alterou. Contudo, a presença da falha alterou drasticamente a superfície. Observa-se a semelhança com a imagem de uma crista dupla em Europa: ambas as cristas estão com suas concavidades uniformemente distribuídas acima da superfície, independente da presença de elevações ou depressões, e a concavidade interna em formato de "v" foi muito bem reproduzida. A razão entre a altura e largura da crista também é o esperado.

A regulação da altura máxima das deformações produzidas pelo modelo está relacionada às escolhas dos parâmetros envolvidos na Figura 5.2. Em geral, as alturas produzidas pelo modelo são idênticas às alturas médias de domos e cavidades em Europa (~ 30 metros). As diferentes larguras de domos e cavidades foram bem reproduzidas em todas as simulações da Figura 5.2, e diferentes tamanhos de domos e cavidades também estão presentes na Figura 5.9.

O mesmo estresse que deforma a superfície (Figura 5.9), quando associado a fatores internos, pode dar origem a estruturas mais particulares como as cristas duplas (Figura 5.10). Em Europa, enquanto as cristas mais altas costumam alcançar 100 metros (poucas

chegando a um máximo de 300 metros), a largura das cristas varia bastante. Algumas possuem centenas de metros e outras alcançam entre 4 e 6 km de largura. Em nosso modelo, a largura das cristas depende do argumento de enfraquecimento da superfície, em particular da largura escolhida para a zona de enfraquecimento. Em Europa, isso seria regulado pelas diferentes respostas ao estresse de diferentes porções da litosfera. Além da variação da própria magnitude do estresse proveniente das marés, a resistência da litosfera ao estresse depende de parâmetros variáveis como a espessura da camada convectiva. A presença de tantas cristas de diferentes larguras na superfície pode ser explicada pela variada capacidade de resposta da superfície, que depende de fatores tanto espaciais como temporais. Com isso, rachaduras mais proeminentes produziriam cristas duplas mais proeminentes, e zonas que experimentaram processos mais complexos de estresse podem dar origem às cristas não convencionais.

6.3 Considerações Finais

Enquanto domos e cavidades dependem diretamente dos parâmetros convectivos (ver Figura 5.2), podemos desacoplar a formação das cristas dos processos internos e nos direcionar às propriedades das camadas superiores para explicá-las. O argumento de resistência não depende da existência de uma camada elástica, já que a presença da casca externa é suficiente para exercer influência necessária para diminuir a magnitude da topografia ao redor da zona de falha. Entretanto, o argumento de enfraquecimento da superfície é corroborado em pesquisas recentes (McCarthy & Cooper, 2016) que indicam que o estresse das marés é suficiente para exceder a rigidez da litosfera, gerando fraturas e zonas enfraquecidas ao longo da casca de gelo (Wahr et al., 2009).

Finalmente, além de mostrarmos que domos e cavidades dependem diretamente dos parâmetros convectivos, nós demonstramos uma maneira de incluir propriedades de camadas próximas à superfície para produzir a formação de cristas. Esse método consiste em conectar o processo convectivo com a heterogeneidade do interior de Europa. Dele-

gando um papel para cada camada, nosso modelo oferece um entendimento global da lua e explica com sucesso a formação de algumas de suas estruturas mais icônicas.

Capítulo 7

Perspectivas

A geodinâmica de Europa e o comportamento da casca de gelo é completamente controlada por dois fatores: as propriedades mecânicas da litosfera e a sua evolução térmica. Dessa forma, mais estudos acerca da reologia dessa lua são cruciais para restringir os parâmetros, que ajudarão na construção de um modelo mais elaborado para convecções em Europa. E assim podemos estudar sua estratificação e concluir a respeito da distribuição de gelo e água líquida. Além disso, apesar de ser necessária, a presença de um oceano não é evidência de existência de vida. Outros fatores importantes precisam ser estudados e confirmados, como a presença de sais e matéria orgânica na lua. Estudos futuros tentam explorar vários dos aspectos pouco conhecidos nesse problema das convecções em Europa, e a cada descoberta os indícios de água se tornam mais concretos, e conseqüentemente alimentam o debate da existência de vida.

7.1 Próximos Passos da Pesquisa

O trabalho desenvolvido satisfatoriamente produziu uma das estruturas mais icônicas de Europa, as cristas duplas, e isso pode ser apenas o começo. A ferramenta utilizada tem a capacidade de gerar simulações globais e, portanto, podemos explorar a natureza também global das cristas, em particular das *cristas cicloidais*. Estas são cristas cuja formação está associada às variações de estresse na superfície, mas muito se discute se a escala

de tempo dominante é a do estresse diurno (~ 3.5 dias terrestres) ou da rotação não síncrona (escala de tempo comparável à dos processos difusivos na camada de gelo, $\sim 10^4$ anos). De qualquer modo, um modelo global de convecções pode explorar quaisquer processos cíclicos de aplicação de estresse, e uma vez obtido o sucesso em formar as cristas convencionais em Europa, podemos explorar um modelo variável no tempo da aplicação do estresse, a partir da rotação de Europa e da variação da ação do estresse na formação das zonas de enfraquecimento.

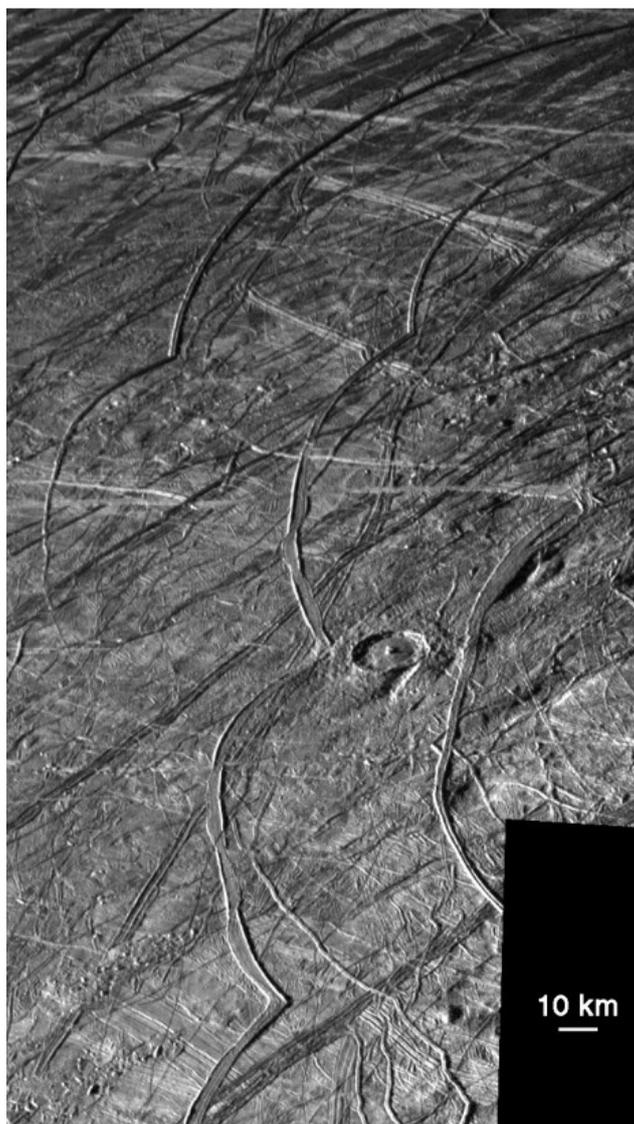


Figura 7.1: Presença de cristas cicloidais em Europa. Créditos: Greenberg (2005).

A ferramenta de análise dos resultados para simulações globais já está desenvolvida (em *Mathematica*), e testes prévios (de baixa resolução e para baixos contrastes de viscosidade) com o CitcomS em modo global já foram realizados e forneceram os resultados esperados. Porém, simulações em modo global exigem recursos computacionais 12 vezes superior aos recursos no modo regional da ferramenta (12 caps individuais são criados para o modo global, e o número de processadores utilizado portanto terá de ser multiplicado por 12). Com isso, acesso a uma infraestrutura de supercomputadores de alta capacidade é necessária. Uma vez com os recursos, os estudos sobre regimes de estresse já estão avançados e as ferramentas prontas para então investigar a formação dos cicloides. Esse poderá ser um projeto de pesquisa para o Doutorado.

7.2 Próximas Missões Espaciais

A história geológica de Europa é muito pouco conhecida, ou seja, não sabemos se houve alguma mudança no recebimento de energia das marés. Mais que isso, algum processo diferente já foi o dominante? E sobre as estruturas geológicas, já houveram outras formações? E que tipos de variações das características orbitais e rotacionais de Europa ocorreram com o tempo? E o que elas significaram?

Os dados da *Voyager* e de *Galileo* levantaram essas e outras perguntas. Graças a essas sondas, se pôde medir a gravidade, densidade, magnetosfera e outros parâmetros importantes, levantar evidências de que Europa é estratificada, detectar materiais orgânicos na superfície e o mais importante, trouxeram imagens que acenderam o debate de um ambiente geologicamente ativo. No entanto, toda essa quantidade de dados nos levou a um conhecimento sem precedentes acerca desses corpos, o que só fez nascer novas ideias e perguntas mais elaboradas que requerem medição de novos parâmetros e imagens mais detalhadas. Para ajudar a restringir as novas perguntas, alguns tipos de estudos se fazem relevantes, como por exemplo as análises espectroscópicas da superfície que visam classificar a composição química de Europa, estudar os compostos lá presentes e suas

distribuições. Estudos teóricos da órbita auxiliam a entender melhor a natureza do efeito de maré e traçar um histórico da evolução de Europa, permitindo estudar seu passado geológico.

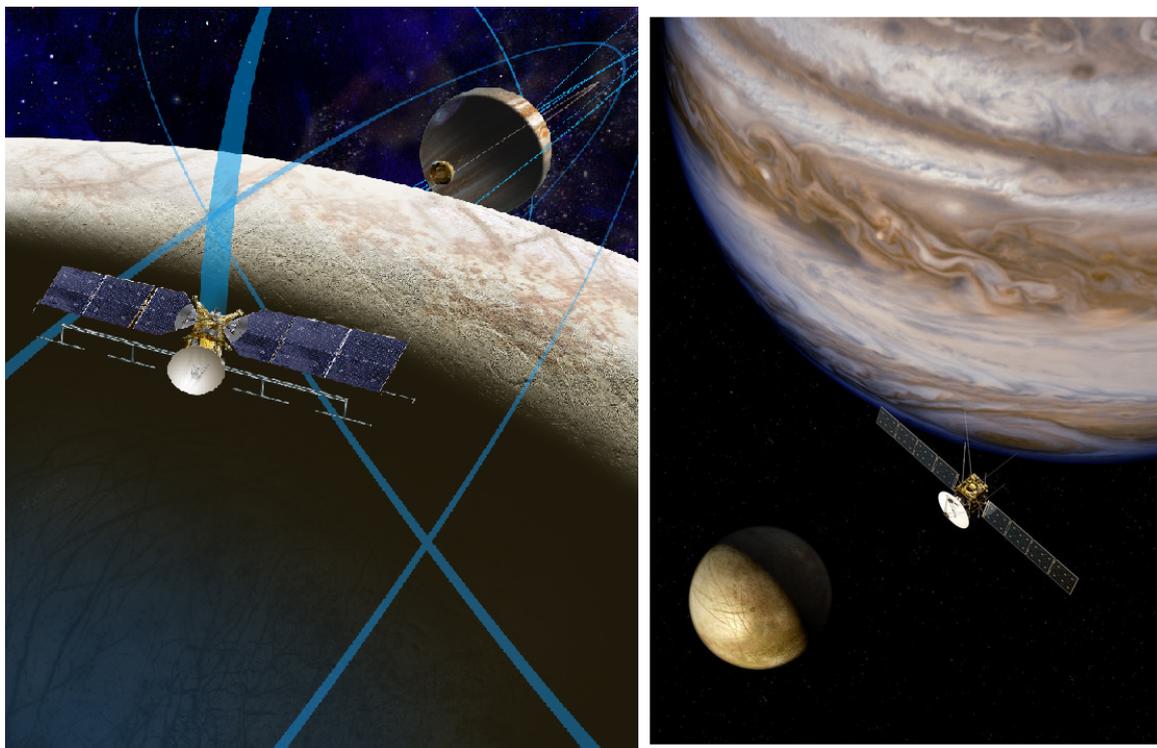


Figura 7.2: Concepções artísticas de futuras missões destinadas a estudar Europa. Esquerda: Europa Clipper. Créditos: NASA/JPL-Caltech. Direita: Missão JUICE (Jupiter Icy Moon Explorer). Créditos: ESA/AOES.

Após *Voyager* e *Galileo*, e dada a incrível capacidade humana de redefinir a fronteira da exploração espacial, as novas missões como *Europa Clipper* (NASA/JPL-Caltech), proposta para ser lançada em 2025, e *JUICE* (Jupiter Icy Moon Explorer, ESA), a ser lançada em 2022, são de extrema importância para embasar o que temos de conhecimento, melhorar nossos questionamentos e nos guiar às perguntas conclusivas. Imagens de altíssima resolução, com reconhecimento detalhado e instrumentos que possam medir a espessura da casca é o que promete a missão Europa Clipper. A JUICE possuirá uma vasta gama de instrumentos, que caracterizarão ainda mais a vizinhança de Júpiter e promoverá estudos conclusivos sobre importantes parâmetros de Europa.



Figura 7.3: Concepção artística de uma potencial missão para pouso em na superfície de Europa. O módulo de pouso é mostrado com um braço de coleta de amostras estendido, após escavar uma pequena área da superfície. O prato circular no topo é uma antena de alto ganho e também serve de mastro para câmeras. As pequenas hastes verticais no topo do módulo são pontos para prender os cabos que o levariam à superfície através de um sistema de pouso. Créditos: ESA/AOES.

7.3 Sobre Água e Vida

A existência de água em Europa ainda não foi constatada. Além da divisão litosférica em uma porção de gelo e outra de água líquida, e todos os modelos que suportam essa teoria, outra evidência da existência de um oceano se deu pela medição de pequenas variações no campo magnético próximo à Europa. Como as luas Galileanas não possuem campo magnético intrínseco (exceto Ganimedes), qualquer medição de campo na vizinhança Joviana seria decorrente da magnetosfera de Júpiter. Com isso, as alterações próximas à Europa foram interpretadas como sendo causadas por um oceano salino subsuperficial, que pela sua movimentação funcionaria como um dipólo elétrico (Khurana et al. 1998). Isso reacendeu o debate teórico sobre a existência de água, e juntamente com a constatação de amônia (McCord et al. 1998), sais e compostos orgânicos na superfície, esse debate tem vindo sempre acompanhado da possibilidade de vida. Mas como se daria o desenvolvimento de vida nesse ambiente?



Figura 7.4: Concepção artística de criorrobô que poderia ser usado para explorar o fundo do oceano de Europa. Não há evidência de que o manto rochoso apresente fontes hidrotermais como na figura. Créditos: NASA/JPL-Caltech.

Pouquíssimo se sabe sobre as condições 150 quilômetros abaixo da superfície de Europa, no fundo do provável mar. Mas Europa parece sim apresentar os ingredientes propícios à vida. Apesar da temperatura do oceano provavelmente ser baixa, a dissipação das marés, além de fornecer energia suficiente para manter um oceano e gerar as convecções, pode aquecer suficientemente a água para que a temperatura se torne propícia à ocorrência de reações químicas necessárias à vida. A provável existência de aberturas termais no manto rochoso (liberando calor do núcleo de ferro) também contribuiria com a energia necessária para vida. Mais que isso, se o interior rochoso de Europa apresenta aberturas hidrotérmicas, como no fundo dos oceanos da Terra, organismos tais como os extremófilos¹ poderiam se desenvolver. Nesse ambiente, os processos convectivos podem

¹Extremófilos são organismos que vivem em condições geoquímicas extremas, como próximos a fontes hidrotermais no fundo dos oceanos, com alto índice de enxofre, elevada temperatura e sob altíssimas pressões.

transportar nutrientes da superfície (provenientes de impactos de asteroides, por exemplo) para camadas mais profundas, e a casca de gelo funcionaria como um escudo para a radiação que ionizaria elementos essenciais para a formação de moléculas mais complexas.

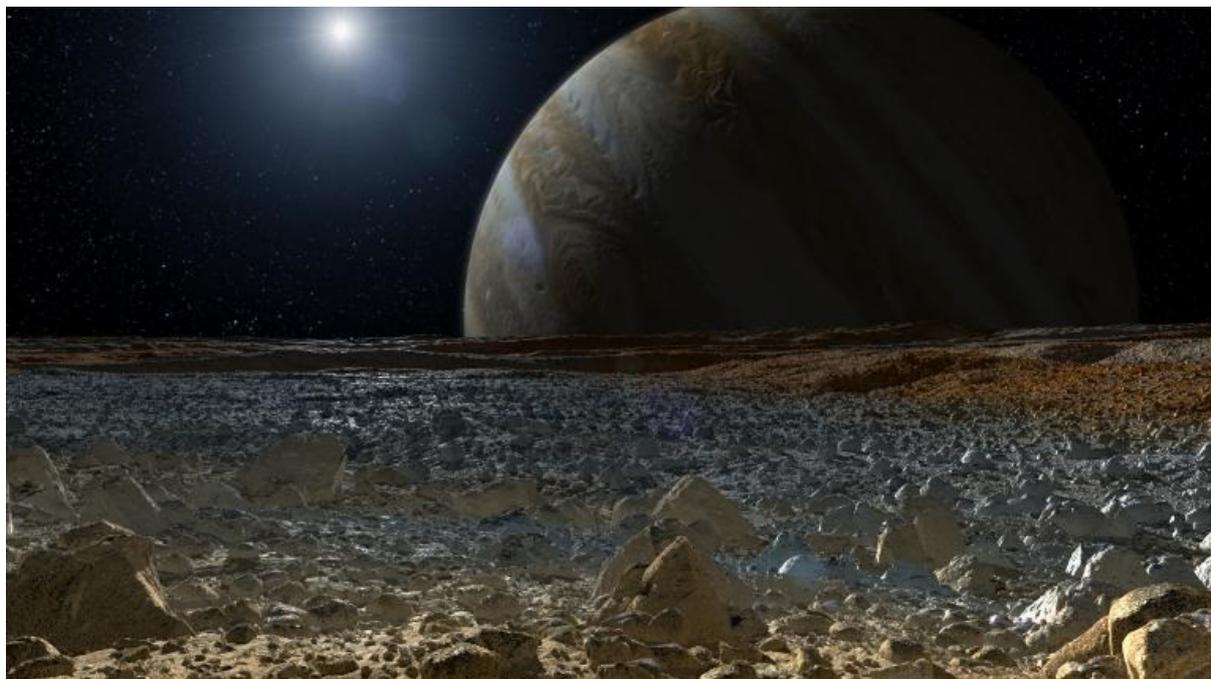


Figura 7.5: Essa concepção artística mostra uma visão de Júpiter a partir de Europa. Sua superfície acidentada, rígida e congelada, porém abrigando um ambiente potencialmente dinâmico e cheio de vida, aparece tingida com regiões avermelhadas sobre as quais estudos têm tentado entender melhor. Ela pode ser vista em primeiro plano enquanto o planeta gigante, o grande provedor da energia vital deste sistema, paira ao fundo. Créditos: NASA/JPL-Caltech.

Vale ressaltar que o maior esforço desse trabalho não é buscar diretamente vida em Europa, e sim caracterizar processos geofísicos e assim levantar mais hipóteses sobre habitabilidade nessa lua. O primeiro capítulo deste estudo se inicia com um dos maiores consensos entre a comunidade científica: a probabilidade de vida em Europa é mais real do que em qualquer outro lugar na vizinhança solar. O modelo aqui presente é apenas mais um dos diversos compatíveis com a presença de água líquida em Europa, e a cada resultado semelhante aumentamos nosso entendimento sobre esses corpos singulares do nosso quintal sideral que são as luas geladas. Interessante lembrar que outro consenso

científico é o surgimento de vida na Terra a partir dos oceanos, o que torna Europa mais intrigante e convidativa. Expandir nossos horizontes de conhecimento sobre esses corpos é o mesmo que nos aproximar de algumas das questões mais fundamentais já levantadas: de onde viemos? Estamos sós no universo? O quão especial é o *surgimento da vida*? Citando Carl Sagan, "nós somos um meio do Universo conhecer a si mesmo". Podemos estar nos aproximando de mais perguntas a cada nova resposta, e isso só pode indicar que estamos no caminho certo.

Referências Bibliográficas

- Barr, A. C. & Showman, A. P. 2009, Heat Transfer in Europa's Icy Shell (Europa, University of Arizona Press, 405-429) 27, 28, 59, 62
- Billings, S. E. & Kattenhorn, S. A. 2006, *Icarus* 177, 397-412 26, 59
- Blankenbach, B., Busse, F., Christensen, U., et al. 1988, *Geophysical Journal International* 98, 23-38 43, 44, 45
- Byerlee, J. D. 1978, *Pure Appl. Geophys*, 116, 615-626 24, 59
- Carr, M. H., Belton, M. J. S., Chapman, C. R., et al. 1998, *Nature* 391, 363-395 19
- Cassará, L. S. Monografia de fim de curso, Brasil - RJ, 2015, Modelo numérico para convecção no interior de Europa (Universidade Federal do Rio de Janeiro, Observatório do Valongo) 42
- Christensen, U. R. 1993, *Geophysical Research Letters* 20, 2191 38
- Deschamps, F. & Sotin, C. 2001, *Journal of Geophysical Research* 106, 5107-5121 40
- Figueredo, P. H. & Greeley, R. 2004, *Icarus* 167, 287-312 27
- Geissler, P. E., Greenberg, R., Hoppa, G., et al. 1998, *Nature* 391, 368-370 x, 3, 4
- Gerya, T. 2010, *Numerical Geodynamical Modelling* (Cambridge University Press) 33
- Giordano, N. J. & Nakanishi, H. 2006, *Computational Physics, Second Edition* (Pearson Prentice Hall)

- Greenberg, R. 2005, *Europa - The Ocean Moon, Search for an Alien Biosphere* (Springer-Praxis) x, xi, xii, xiii, xxi, xxiii, 2, 4, 6, 7, 8, 9, 10, 37, 67
- Greenberg, R. & Geissler, P. 2002, *Meteoritics and Planetary Science* 37, 1685-1710 26, 59
- Han, L. & Showman, A. P. 2008, *Geophysical Research Letters* 35 14, 26, 28, 59
- Han, L. & Showman, A. P. 2010, *Icarus* 207, 834-844 xxiii, 37, 38, 39
- Han, L. & Showman, A. P. 2011, *Icarus* 212, 262-267 xxiii, 37, 38
- Hansen, U. & Yuen, D. A. 1984, *Phys. Earth Planet. Inter.* 37, 183 38
- Head, J. W., Pappalardo, R. T., & Sullivan, R. 1999, *Journal of Geophysical Research* 104, 24223-24236 xii, xiv, 7, 12
- Hurford, T. A., Beyer, R. A., Schmidt, B., et al. 2005, *Icarus* 177, 380-396 27, 62
- Hussmann, H. & Spohn, T. 2004, *Icarus* 171, 391-410 27
- Ismail-Zaden, A. & Tackley, P. 2010, *Computational Methods for Geodynamics* (Cambridge University Press)
- Khurana, K. K., Kivelson, M. G., Stevenson, D. J., et al. 1998, *Nature* 395, 777-780 20, 70
- Kivelson, M. G., Khurana, K. K., Russell, C. T., et al. 2000, *Science* 289, 1340-1343 20
- Korenaga, J. 2009, *Geophysical Journal International* 179, 154-170
- Lee, S., Pappalardo, R. T., & Makris, N. C. 2005, *Icarus* 177, 367-379 25, 28, 59
- Luttrell, K. & Sandwell, D. 2006, *Icarus* 183, 159-167 24, 25, 40, 59
- Malevsky, A. V. & Yuen, D. A. 1991, *Geophys. Astrophys. Fluid Dynamics* 65, 149-171

- McCarthy, C. & Cooper, R. F. 2016, *Earth and Planetary Science Letters* 443, 185-194
- McCord, T. B., Hansen, G. B., Fanale, F. P., et al. 1998, *Science* 280, 1242-1245 70
- McKinnon, W. B. 1999, *Geophysical Research Letters* 26, 951-954
- Michaut, C. & Manga, M. 2014, *J. Geophys. Res. Planets*, 119, doi:10.1002/2013JE004558
26, 29, 59
- Mitri, G. & Showman, A. P. 2005, *Icarus* 177, 447-460 xxiii, 27, 37, 38, 62
- Mitri, G. & Showman, A. P. 2008, *Icarus* 195, 758-764 38
- Nimmo, F., Giese, B., & Pappalardo, R. T. 2003, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1233,
doi:10.1029/2002GL016660 26, 59
- Nimmo, F. & Manga, M. 2009, *Geodynamics of Europa's Icy Shell* (Europa, University
of Arizona Press, 381-404) 24, 26, 27, 40, 62
- Pappalardo, R. T., Belton, M. J. S., Brenemn, H. H., et al. 1999, *Journal of Geophysical
Research* 104, 24015-24055 xv, 4, 14, 19, 20
- Pappalardo, R. T., Head, J. W., Greeley, R., et al. 1998, *Nature* 391, 365-368
- Quick, L. C. & Marsh, B. D. 2015, *Icarus* 253, 16-24
- Ricard, Y. 2007, *Treatise on Geophysics*, vol. 7, *Mantle Dynamics*, 31-87 35
- Sandwell, D. T. 2004, *LPI Meeting Reports*, 7043 25
- Showman, A. P. & Han, L. 2004, *J. Geophys. Res.*, 109, E01010,
doi:10.1029/2003JE002103 xix, 38, 51, 52, 53
- Showman, A. P. & Han, L. 2005, *Icarus* 177, 425-437 40
- Solomatov, V. S. 1995, *Physics of Fluids* 7, 266 38

- Sotin, C., III, J. W. H., & Tobie, G. 2002, *Geophysical Research Letters* 29, 74-1 38
- Spencer, J. R., Grundy, W. M., Dumas, C., et al. 2006, *Icarus* 182, 202-210 x, 2, 19
- Tan, E., Choi, E., Thoutireddy, P., Gurnis, M., & Aivazis, M. 2005, *Geochem., Geophys., Geosyst.*, 7, Q06001, doi:10.1029/2005GC001115 45
- Teixeira, W., Fairchild, T. R., de Toledo, M. C. M., & Taioli, F. 2009, *Decifrando a Terra, Segunda Edição (Companhia Editora Nacional)* xvi, 17
- Tobie, G., Choblet, G., & Sotin, C. 2003, *J. Geophys. Res.*, 108(E11), 5124, doi:10.1029/2003JE002099 38
- Wahr, J., Selvans, Z. A., Mullen, M. E., et al. 2009, *Icarus* 200, 188-206 25, 28
- Zhong, S., Gurnis, M., , & Moresi, L. 1998, *J. Geophys. Res.*, 103, 15,255-15,268 28, 59
- Zhong, S., Zber, M. T., Moresi, L. N., & Gurnis. 2000, *J. Geophys. Res.*, 105, 11,063-11,082 45
- Zimmer, C., Khurana, K. K., & Kivelson, M. G. 2000, *Icarus* 147, 329-347 20