

Universidade Federal do Rio de Janeiro
Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza
Observatório do Valongo



Efeitos Térmicos em Meteoritos
Primitivos

Aluna: Tatiana C. de Moura Bastos

Orientadora: Profa. Dra. Thais Mothé Diniz

Projeto de Final de Curso para a obtenção do título de
Astrônomo

Rio de Janeiro
Dezembro/ 2010

À minha vó, meus pais e irmão. ♡

Agradecimentos

Agradeço à minha vó Carmem (*in memoriam*), por sua imensa contribuição a minha educação, pela parceria e por ser um exemplo de integridade, determinação e profissionalismo.

Aos meus pais Marilza e Antônio, pelo amor incondicional, por todo o apoio, incentivo, carinho e por nunca me deixar desistir.

Ao meu irmão Cesar, meu eterno companheiro, pela dedicação e amor demonstrado todos os dias.

Meu profundo agradecimento à Thais Mothé Diniz, pelas palavras de incentivo e por acreditar que eu poderia chegar até aqui.

Ao Paulo Cesar Rodrigues Pereira, pelo tempo investido, pelos ensinamentos e por me apresentar ao papel do pesquisador e divulgador.

À Sueli Guillens, pelas horas de conversa em sua sala sempre perfumada por incenso.

À Rosa Maria Machado, pelas inúmeras dicas, incentivo e por toda ajuda.

Aos amigos que estiveram sempre comigo: Flávia Balzani, Gerônimo Granja, Paulo Mota, Roberto Maxwell e Walda Domingues.

Às amigas Erika e Amanda, pelas risadas e ombro amigo.

Aos amigos e companheiros de estrada Rafael Tsuchiya, Monica Sayuri e Mariana Gama.

À Lia Lemos por todo carinho e palavras de incentivo.

À Nylta Cardoso, pela primeira luneta e por acreditar em meu sonho.

Aos pesquisadores Michael Gaffey e Maria Eugenia Varela por toda a ajuda e respostas.

Á Professora Encarnación e Rundsthen pela oportunidade de participar do trabalho fantástico que desenvolvem e no qual aprendi muito.

Aos astrônomos do Planetário da Gávea: Fernando Vieira, Leandro Guedes, Naelton, Jorge "BA" e Flávia Pedroza.

E aos professores: Lilia, Alexandre e José Adolfo.

Resumo

Neste projeto estudamos a modelagem termodinâmica de meteoritos condritos, em específico os carbonáceos CO e CV , com o objetivo de simular seu aquecimento e eventual derretimento. Condritos CO e CV são geralmente associados a asteroides localizados na parte externa do cinturão principal, onde recentemente foram encontrados indícios de corpos com composições característica de um processo de aquecimento, como é o caso da família de Eos. Na tentativa de modelar a composição destes objetos, nossos resultados mostram que um derretimento parcial de $\sim 50-60\%$ de um corpo CO ou CV produziria um resíduo com a composição esperada para a olivina, sem entretanto reproduzir a presença do ortopiroxênio. Futuramente prosseguiremos com a modelagem utilizando outras composições condriticas e devidas condições de oxidação.

Abstract

In this project we study the thermodynamic model for CO and CV carbonaceous chondrites for melting processes. The CO and CV are associated with asteroids located at the outer part of the main belt, where recently minor bodies were found with compositions suggesting of some degree of melting, like the Eos family. In our attempt to model the composition of the Eos family, our results show that a partial melting of $\sim 50-60\%$ of CO and CV compositions produce a residue with expected olivine composition but no trace of orthopyroxene. We will continue modeling using other chondritic compositions and adequate oxidation condition.

Sumário

Sumário	vii
Lista de Figuras	viii
Lista de Tabelas	xiii
1 Introdução	1
2 Efeitos Térmicos	7
2.1 Fontes de Aquecimento	7
2.2 Efeitos Térmicos	10
3 Análise	15
3.1 Termodinâmica: Revisão de Conceitos	15
3.2 Ferramenta de Análise	19
3.3 Composições	21
3.4 Variáveis Intensivas	21
3.5 Fugacidade do Oxigênio	24
4 Resultados e Discussão	29
4.1 Resultados e Discussão	30
4.2 Conclusões e Perspectivas	32
Referências Bibliográficas	41
A Gráficos e Tabelas	47
B Minerais	61

Lista de Figuras

1.1	Classificação completa dos meteoritos quanto à composição, densidade e textura.	3
1.2	Classificação dos meteoritos condritos. Os condritos ordinários e enstatita são classificados quanto à quantidade de ferro presente: H (<i>High</i>) são os mais ricos em ferro enquanto que os LL (<i>Low-Low</i>) - EL no caso dos condritos enstatita - são os mais pobres nesse elemento. Os carbonáceos são divididos quanto à mineralogia e composição. A segunda letra das classes dos carbonáceos provém do nome do meteorito mais conhecido do grupo, como por exemplo, a classe CI que deriva do meteorito Ivuna. A exceção é a classe CH onde o H indica quantidade de ferro presente.	4
1.3	Gráfico de elementos próprios de todos os 240.831 asteroides numerados até Agosto de 2010, retirado do site AstDyS-1 (http://hamilton.dm.unipi.it/) ilustrando algumas das principais famílias de asteroides encontradas no cinturão principal. (a) Semi-eixo maior próprio x seno da inclinação própria; (b) Semi-eixo maior próprio x excentricidade própria.	5
2.1	Curvas de contorno para temperaturas (K) de pico em asteroides. As faixas sombreadas marcam grandes divisões no cinturão de asteroide baseados na interpretação de espectros. É também mostrado uma escala de tempo em relação as CAIs [McSween et al., 2002].	9

2.2	Classificação petrológica de condritos [McSween, 1979].	10
2.3	Esquemática do processo de diferenciação. Ao final o corpo apresenta a estrutura crosta-manto-núcleo. Os meteoritos acondritos, pallasitas e ferrosos poderiam ser fragmentos de partes distintas de um corpo diferenciado [Smithsonian-National Museum of Natural History]	13
3.1	Entropia para processo irreversível no qual ΔS é sempre positivo para sistema isolado. Na parte inferior temos esquema de um sistema hipoteticamente isolado: uma caixa com dois tipos de gases representados por bolas pretas e brancas e separado por uma parede impermeável. Quando a parede é removida, os dois gases se misturam de forma irreversível. Um aumento na desordem de átomos no sistema aumenta a entropia [Best, 2003].	18
3.2	Comparação da energia livre de Gibbs (G) para dois minerais α e β de mesma composição. Por definição, G é uma função de T e P e portanto temos que: $\frac{\delta G}{\delta P} = V$ e $\frac{\delta G}{\delta T} = -S$	19
3.3	Tela principal do programa MELTS desenvolvido por Mark Ghiorso para modelagem de fases sólidas e líquidas em sistemas magmáticos.	20
3.4	Tabela semelhante a uma tabela periódica com temperatura de condensação para elementos no sistema solar. A temperatura (K) é a temperatura para condensar 50% do volume do elemento em questão [Lodders, 2003].	23
3.5	Representação de uma casca esférica no interior de um corpo rochoso. A massa M está contida na esfera de raio r	23
3.6	Diagrama de Urey-Craig para condritos em duas representações: (a) Na versão original em função da porcentagem de massa de (Fe + FeO) e porcentagem de ferro em FeO e (b) Diagrama elaborado por Robert Dodd em função das taxas de ferro (metal) e ferro em (FeO + FeS) por quantidade de silício [Lewis, 2004].	26

3.7	Curvas representando reações redox (fO_2) em um sistema contendo O-Si-Fe. O lado direito de cada reação é estável abaixo da curva de fO_2 correspondente [Best, 2003].	27
4.1	Comparação de resultados obtidos (à esquerda) e o gráfico publicado em Sunshine et al. [2007] para aquecimento parcial de condrito H.	30
4.2	Simulação para composição CO, fugacidade IW e pressão de 512 bar em função da temperatura. O eixo vertical à direita representa o índice do conteúdo Fa da olivina no resíduo. O resíduo é a parte sólida em cada estágio de aquecimento.	33
4.3	Resultado em função da porcentagem de derretimento para composição CO, fugacidade IW e pressão igual a 512 bar.	33
4.4	Simulação para composição CO, fugacidade QFM e pressão de 512 bar em função da temperatura. O eixo vertical à direita representa o índice do conteúdo Fa da olivina no resíduo. O resíduo é a parte sólida em cada estágio de aquecimento.	34
4.5	Resultado em função da porcentagem de derretimento para composição CO, fugacidade QFM e pressão igual a 512 bar.	34
4.6	Simulação para composição CV, fugacidade IW e pressão de 512 bar em função da temperatura. O eixo vertical à direita representa o índice do conteúdo Fa da olivina no resíduo. O resíduo é a parte sólida em cada estágio de aquecimento.	35
4.7	Resultado em função da porcentagem de derretimento para composição CO, fugacidade IW e pressão igual a 512 bar.	35
4.8	Simulação para composição CV, fugacidade QFM e pressão de 512 bar em função da temperatura. O eixo vertical à direita representa o índice do conteúdo Fa da olivina no resíduo. O resíduo é a parte sólida em cada estágio de aquecimento.	36
4.9	Resultado em função da porcentagem de derretimento para composição CO, fugacidade QFM e pressão igual a 512 bar.	36

A.1	Simulação para composição CO, fugacidade IW e pressão de 30 bar em função da temperatura. O eixo vertical à direita representa o índice do conteúdo Fa da olivina no resíduo. O resíduo é a parte sólida em cada estágio de aquecimento.	47
A.2	Resultado em função da porcentagem de derretimento para composição CO, fugacidade IW e pressão igual a 30 bar.	48
A.3	Simulação para composição CO, fugacidade IW e pressão de 122 bar em função da temperatura. O eixo vertical à direita representa o índice do conteúdo Fa da olivina no resíduo. O resíduo é a parte sólida em cada estágio de aquecimento.	48
A.4	Resultado em função da porcentagem de derretimento para composição CO, fugacidade IW e pressão igual a 122 bar.	49
A.5	Simulação para composição CO, fugacidade QFM e pressão de 1 bar em função da temperatura. O eixo vertical à direita representa o índice do conteúdo Fa da olivina no resíduo. O resíduo é a parte sólida em cada estágio de aquecimento.	49
A.6	Resultado em função da porcentagem de derretimento para composição CO, fugacidade QFM e pressão igual a 1 bar.	50
A.7	Simulação para composição CO, fugacidade QFM e pressão de 30 bar em função da temperatura. O eixo vertical à direita representa o índice do conteúdo Fa da olivina no resíduo. O resíduo é a parte sólida em cada estágio de aquecimento.	50
A.8	Resultado em função da porcentagem de derretimento para composição CO, fugacidade QFM e pressão igual a 30 bar.	51
A.9	Simulação para composição CO, fugacidade QFM e pressão de 122 bar em função da temperatura. O eixo vertical à direita representa o índice do conteúdo Fa da olivina no resíduo. O resíduo é a parte sólida em cada estágio de aquecimento.	51
A.10	Resultado em função da porcentagem de derretimento para composição CO, fugacidade QFM e pressão igual a 122 bar.	52

A.11 Simulação para composição CV, fugacidade IW e pressão de 122 bar em função da temperatura. O eixo vertical à direita representa o índice do conteúdo Fa da olivina no resíduo. O resíduo é a parte sólida em cada estágio de aquecimento.	52
A.12 Resultado em função da porcentagem de derretimento para composição CO, fugacidade IW e pressão igual a 122 bar.	53

Lista de Tabelas

2.1	Estimativas de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) para alteração aquosa nos condritos carbonáceos e ordinários. A localização da alteração pode ser no corpo progenitor asteroidal (CPA) ou nebulosa solar (S) [Keil, 2000].	12
3.1	Fugacidades do Oxigênio disponíveis no programa MELTS. Também é oferecido variações da fugacidade QFM.	21
3.2	Composições médias dos condritos CV e CO usadas nas simulações de efeito térmico. Foram excluídas as composições dos meteoritos “achados” de cada grupo estudado. Dados retirados do banco de dados <i>Metbase</i>	22
3.3	Valores de densidade para composição CV e CO tirados de Britt and Consolmagno [2004] e usados no cálculo da pressão (Eq 3.17). 24	24
3.4	Valores de pressão calculados pela Equação de Equilíbrio Hidrostático (Eq 3.17). Como as composições CO e CV possuem valores muito próximos de densidade, o cálculo foi realizado para apenas uma composição.	25
3.5	Equações redox para as fugacidades mais usadas: hematita-magnetita (HM), ferro-wustita (IW) e quartzo-faiálice-magnetita (QFM). As $f\text{O}_2$ estão em ordem decrescente de grau de oxidação ($f\text{O}_2$ HM é a mais oxidante).	27
4.1	Composição média de “quedas” para condrito H tirada do catálogo Jarosewich [1990].	29

4.2	Valores de temperatura e porcentagem de derretimento na qual conteúdo Fa é igual a ~ 20 em nossa simulação.	31
4.3	Conteúdo faialítico e porcentagem de olivina, piroxênio e líquido no resíduo encontrados para simulação de composição CO, fO_2 IW e pressão igual a 512 bar.	37
4.4	Conteúdo faialítico e porcentagem de olivina, piroxênio e líquido no resíduo encontrados para simulação de composição CO, fO_2 QFM e pressão igual a 512 bar.	38
4.5	Conteúdo faialítico e porcentagem de olivina, piroxênio e líquido no resíduo encontrados para simulação de composição CV, fO_2 IW e pressão igual a 512 bar.	39
4.6	Conteúdo faialítico e porcentagem de olivina, piroxênio e líquido no resíduo encontrados para simulação de composição CV, fO_2 QFM e pressão igual a 512 bar.	40
A.1	Conteúdo faialítico e porcentagem de olivina, piroxênio e líquido no resíduo encontrados para simulação de composição CO, fO_2 IW e pressão igual a 3 bar.	54
A.2	Como na Fig. A.1, para pressão 122 bar.	55
A.3	Conteúdo faialítico e porcentagem de olivina, piroxênio e líquido no resíduo encontrados para simulação de composição CO, fO_2 QFM e pressão igual a 1 bar.	56
A.4	Como na Fig. A.3, para pressão 30 bar.	57
A.5	Como na Fig.A.3, para pressão 122 bar.	58
A.6	Conteúdo faialítico e porcentagem de olivina, piroxênio e líquido no resíduo encontrados para simulação de composição CV, fO_2 IW e pressão igual a 122 bar.	59
B.1	Tabela com exemplos de minerais encontrados em meteoritos. É dada a sua fórmula química, tipo e em que classe de meteoritos são usualmente encontrados, onde: CO são os condritos carbonáceos, OC são meteoritos ordinários e E para meteoritos enstatita e acondritos [Lewis, 2004].	61

Capítulo 1

Introdução

Nosso sistema solar foi formado em uma nebulosa há 4.6 bilhões de anos. Da formação planetária ainda encontramos detritos que formam uma coleção de objetos sólidos entre as órbitas dos planetas. Chamamos de asteróides corpos sólidos cujo tamanho pode variar de poucos metros a quilômetros de diâmetro. A principal população de asteróides encontra-se entre as órbitas de Marte e Júpiter, em uma região compreendida entre 2.1 e 3.2 unidades astronômicas (UA), o denominado cinturão principal. Podemos distinguir outra região, chamada cinturão de Kuiper, localizada além da órbita de Plutão (aproximadamente 50 UA). O primeiro asteróide descoberto foi Ceres em 1^o de janeiro de 1801 por Giuseppe Piazzi. Atualmente, Ceres é classificado como planeta anão, mas continua sendo o maior corpo rochoso descoberto no cinturão principal, com aproximadamente 1000 km de diâmetro.

Devido à grande população no cinturão principal, colisão entre eles é um evento frequente. Fragmentos agrupados em parâmetros orbitais muito próximos, podem constituir famílias de asteroides, isto é, fragmentos de um mesmo corpo que sofreu uma colisão. Análises espectroscópicas de alguns fragmentos de um mesmo agrupamento apontam para um corpo progenitor em comum. Algumas famílias são bem conhecidas como por exemplo, as famílias Vesta, Ceres e Eos .

Grande parte de nosso conhecimento sobre pequenos corpos do sistema solar provém de amostras que chegam até a superfície terrestre. A esses

objetos chamamos Meteoritos. Apenas na primeira década do século XIX, meteoritos foram reconhecidos como corpos de origem extraterrestre e pouco tempo depois relacionados aos asteróides. Atualmente, acredita-se que a grande maioria dos meteoritos encontrados na Terra são provenientes do cinturão principal. Ao todo, a coleção de meteoritos conta com mais de 30.000 exemplares no mundo inteiro. Dada a forma que foram encontrados são classificados em: “quedas” (mais conhecidos como *falls* termo em inglês) e “achados” (*finds*). Meteoritos classificados como quedas são aqueles cuja entrada na atmosfera foi observada, enquanto que achados são aqueles cuja queda não foi observada, mas que foram recolhidos.

Meteoritos também são classificados quanto à sua densidade e textura em três distintas classes: ferrosos, rochosos e ferro-rochosos. Os rochosos são ainda divididos em: condritos e acondritos. Segundo o modelo clássico de formação de corpos no sistema solar, os acondritos sofreram derretimento e diferenciação (processo onde corpo aquecido passa a apresentar uma estrutura manto-crosta-núcleo) enquanto que os condritos sofreram pouco ou nenhum desses processos. Os últimos apresentam composição mais próxima da nebulosa onde teve origem o sistema solar e por isso também são chamados de primitivos. O cenário atual completo da classificação dos meteoritos é apresentado na Fig. 1.1.

Neste projeto tratamos apenas de condritos carbonáceos do tipo CO e CV. A principal característica dos condritos carbonáceos é a presença de minerais hidratados e componentes orgânicos. O primeiro meteorito desse tipo foi encontrado em 15 de março de 1806 perto de Alais na França. A Fig. 1.2 esquematiza a subdivisão dos condritos em grupos.

Família de Eos

O objetivo deste projeto é uma maior compreensão da variação na mineralogia de um corpo condrítico quando este sofre aquecimento, podendo

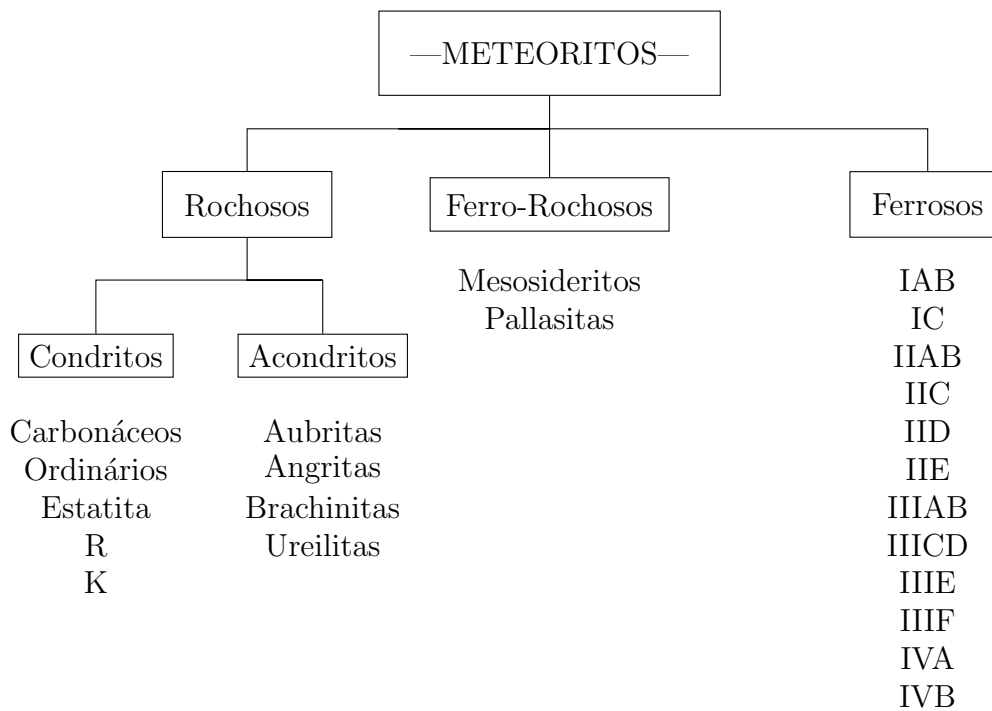


Figura 1.1: Classificação completa dos meteoritos quanto à composição, densidade e textura.

chegar a um derretimento parcial ou até mesmo a uma diferenciação. Uma aplicação seria a determinação da mineralogia do corpo progenitor a família de asteróides Eos. Essa família localiza-se na parte externa do cinturão principal ($2.95 \leq a_p \leq 3.13$, $0.03 \leq e_p \leq 0.11$ e $0.155 \leq \sin(i_p) \leq 0.2$ onde a_p , e_p e i_p são respectivamente os parâmetros orbitais: semi-eixo maior, excentricidade e inclinação próprios)*. A localização da família de Eos e demais famílias do cinturão principal é mostrada na Fig.1.3. O primeiro a identificar esse agrupamento foi o astrônomo *Hirayama* em 1918 [Hirayama, 1918]. O maior fragmento da família, (221)Eos, possui diâmetro de ~ 104 km.

Análises quanto à mineralogia dessa família tem sido realizadas desde o final da década de 80 com o artigo publicado por *Bell* [Bell, 1988] onde o espectro de Eos no infravermelho próximo (NIR, sigla do inglês *Near-Infrared*) foi comparado com espectros disponíveis na época. Com base no albedo e espectro de alguns membros da família, *Bell* concluiu que os me-

*Elementos próprios são quantidades dinâmicas próximas as integrais do movimento de um sistema que varia pouco em grandes escalas de tempo. Assim eles guardam uma "memória" dinâmica das órbitas asteroidais quando da quebra do corpo progenitor.

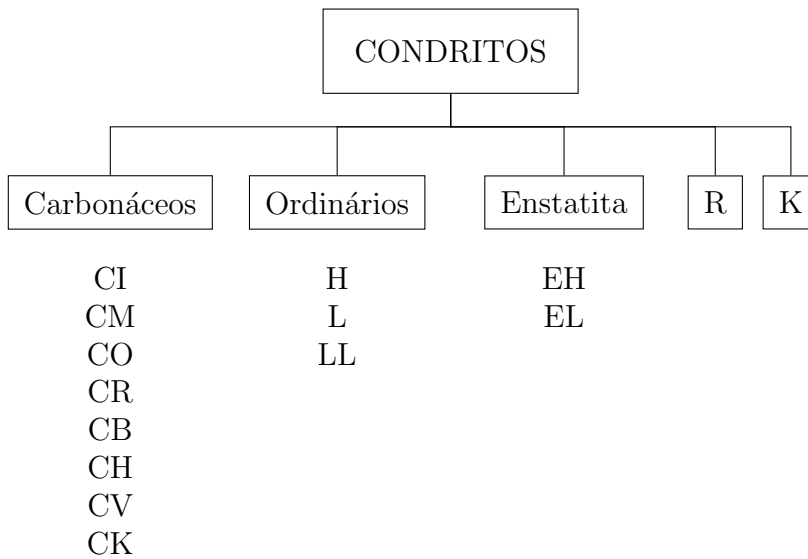


Figura 1.2: Classificação dos meteoritos condritos. Os condritos ordinários e enstatita são classificados quanto à quantidade de ferro presente: H (*High*) são os mais ricos em ferro enquanto que os LL (*Low-Low*) - EL no caso dos condritos enstatita - são os mais pobres nesse elemento. Os carbonáceos são divididos quanto à mineralogia e composição. A segunda letra das classes dos carbonáceos provém do nome do meteorito mais conhecido do grupo, como por exemplo, a classe CI que deriva do meteorito Ivuna. A exceção é a classe CH onde o H indica quantidade de ferro presente.

lhores análogos seriam os condritos CO e CV. Em artigo publicado dez anos depois, [Doressoundiram et al. \[1998\]](#) chega à mesma conclusão e assim seguiu o trabalho de [Burbine et al. \[2001\]](#). Em [Mothé-Diniz et al. \[2008\]](#), através da análise de 30 espectros (NIR) de membros da família, constatou-se que a maioria possui composição dominada por olivinas ($[\text{Mg,Fe}]_2\text{SiO}_4$) ricas em magnésio (alto conteúdo forsterítico) com traços de piroxênio ($\text{XY}[\text{Si,Al}]_2\text{O}_6$ onde X pode ser os elementos: Ca, Na, Fe^{+2} ou Mg e Y pode ser os elementos: Al, Fe^{+3} ou Mg) pobre em cálcio. Comparados diretamente a espectros de meteoritos, os melhores candidatos a corpo progenitor são os condritos CO e CV. Entretanto, se considerarmos que olivinas forsteríticas (Mg_2SiO_4) e presença de piroxênio pobre em cálcio são indicativos de derretimento parcial como sugere [Sunshine et al. \[2007\]](#), o corpo progenitor de Eos teria uma composição condritica que sofreu aquecimento. Permanece a questão se membros de Eos são resultado da fragmentação de corpo progenitor cuja composição era primitiva ou composição condritica que sofreu derretimento parcial.

Em nosso projeto realizamos, através da modelagem termodinâmica, a simulação de derretimento parcial nas composições CO e CV. Esperamos através dos resultados encontrar evidências que sustentem ou não a possibilidade do corpo progenitor da família de Eos ter sofrido derretimento parcial. De maneira geral, procuramos entender através dos resultados obtidos, os efeitos de processos térmicos em composições tipicamente primitivas encontradas no cinturão principal.

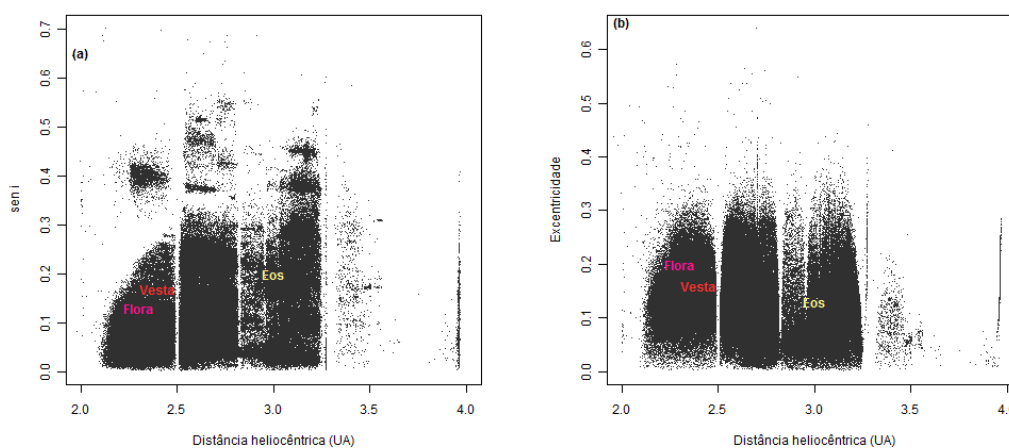


Figura 1.3: Gráfico de elementos próprios de todos os 240.831 asteroides numerados até Agosto de 2010, retirado do site AstDyS-1 (<http://hamilton.dm.unipi.it/>) ilustrando algumas das principais famílias de asteroides encontradas no cinturão principal. (a) Semi-eixo maior próprio x seno da inclinação própria; (b) Semi-eixo maior próprio x excentricidade própria.

No capítulo 2 discutimos os processos térmicos cujos efeitos também são responsáveis pelas diferenças nas classes de meteoritos. Apresentamos os principais indícios que caracterizam um dado processo. Em específico discutimos as alterações causadas pelo processo de alteração aquosa, derretimento parcial e diferenciação. Também abordamos a problemática da fonte de aquecimento em asteróides, assunto até hoje em discussão na comunidade científica.

O método empregado nas simulações é apresentado no capítulo 3, onde são detalhados o programa utilizado e cálculos de parâmetros. Incluímos uma revisão dos conceitos de termodinâmica importantes no estudo de al-

terações térmicas e no uso do programa de modelagem.

O capítulo 4 é dedicado à apresentação de nossos resultados e discussão dos mesmos. Nossas perspectivas futuras para o projeto encontram-se no final do capítulo.

Capítulo 2

Efeitos Térmicos

Vimos no capítulo anterior que os meteoritos da classe rochosa se dividem em dois grupos: acondritos e condritos. Os condritos possuem mistura de sólidos que indicam pouco aquecimento e suas idades chegam a aproximadamente 4.6 bilhões de anos (Ga). São por isso também chamados de Primitivos. Uma característica que se destaca nos condritos (e a origem do nome do grupo) são pequenos grânulos de silicatos e aparência vítrea chamados de côndrulos, termo derivado da palavra grega para gota ou grão. Os demais meteoritos apresentam em sua textura e composição indicativos de aquecimento parcial, diferenciação e subsequente esfriamento. Desse grupo fazem parte os acondritos, os ferro-rochosos e os ferrosos.

Se faz necessário diante do cenário de classificação dos meteoritos, compreender os processos que causaram diferenças de textura e composição entre esses corpos. Neste capítulo abordaremos os efeitos aos quais os corpos progenitores dos meteoritos são expostos. Mais especificamente falaremos dos processos de alteração aquosa, derretimento parcial e diferenciação.

2.1 Fontes de Aquecimento

Quanto à fonte de aquecimento que levou aos efeitos térmicos que veremos nesse capítulo, existem duas hipóteses mais aceitas: indução eletromagnética na fase T Tauri do Sol e decaimento de ^{26}Al , ou uma combinação de ambos.

Fase T Tauri

Na evolução de uma estrela a fase T Tauri é um estágio entre protoestrela e sequência principal. A estrela em formação encontra-se ainda envolta por uma nuvem de poeira e grande parte de sua emissão é no infravermelho. Esta é uma fase instável: ocorre variação irregular de luminosidade e perda de massa em uma taxa de aproximadamente $10^{-8} M_{\odot}/\text{ano}$. Uma característica de estrelas T Tauri é a presença de forte campo magnético e vento estelar (velocidade radial de ~ 200 a 300 km/s). Estima-se que o Sol passou 10^7 anos na fase T Tauri.

Uma hipótese para fonte de calor responsável pelo aquecimento dos asteroides é a indução eletromagnética causada pelo vento solar da fase T Tauri. Pela indução eletromagnética, as partículas carregadas do vento solar induzem corrente elétrica em um corpo de material condutor. Isso ocorre devido ao movimento dos elétrons livres no condutor em reação à passagem das partículas carregadas. Essa hipótese é complexa pois esse tipo de interação depende da condutividade elétrica, raio e distância heliocêntrica. Não é claro se indução seria capaz de produzir temperaturas tão altas como a necessária para diferenciação de um asteroide (em alguns casos $T > 1773 \text{ K}$).

Decaimento de ^{26}Al

A hipótese de que decaimento do radionuclídeo de curta meia-vida, ^{26}Al foi responsável pelo aquecimento de asteroides foi primeiramente proposta por *Harold C. Urey* em 1955 [Urey, 1955]. O ^{26}Al possui meia-vida de $\sim 0.7 \text{ Ma}$ e seu produto é o ^{26}Mg . O decaimento ocorre segundo a reação de emissão de pósitron: $^{26}\text{Al} \rightarrow ^{26}\text{Mg} + \beta^+ + \nu_e$ onde β^+ é o pósitron e ν_e é neutrino de elétron [Alexander, 2010].

O alumínio é um dos principais elementos encontrados nos minerais, o que é um indicativo de sua abundância na época da formação dos planetesimais e um argumento de que decaimento de ^{26}Al produziu calor suficiente para processos de derretimento e diferenciação. Essa hipótese ganhou

grande aceitação com a descoberta do excesso de ^{26}Mg no meteorito Piplia Klan [Srinivasan et al., 1999].

Análises da razão $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ em CAIs (do inglês *Calcium Aluminium Inclusions*. São formações metálicas mais antigas encontradas em meteoritos) e em côndrulos indicam homogeneidade desse elemento na nebulosa solar e deste modo diferenças nessa razão refletem o tempo de formação. Para o meteorito Allende, essa razão vale $\sim 5 \times 10^{-5}$. Em contrapartida, o decaimento de ^{26}Al requer ~ 2 Ma para temperaturas de picos serem alcançadas no processo de acreção de asteroides. Este intervalo de tempo é maior do que o estimado em modelos de acreção na nebulosa. A Fig. 2.1 ilustra algumas temperaturas de pico em função da distância heliocêntrica.

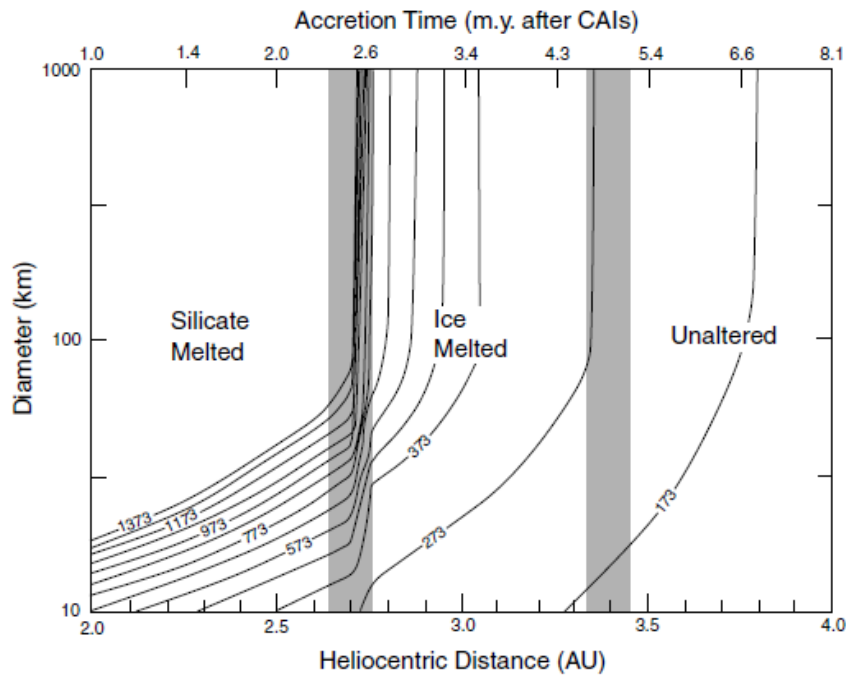


Figura 2.1: Curvas de contorno para temperaturas (K) de pico em asteroides. As faixas sombreadas marcam grandes divisões no cinturão de asteroide baseados na interpretação de espectros. É também mostrado uma escala de tempo em relação as CAIs [McSween et al., 2002].

Outro mecanismo possível seria aquecimento devido a impacto, no entanto estimativas para a conversão de energia gravitacional em calor, o aumento na temperatura não chega a valores capazes de causar derretimento parcial ou diferenciação. Por exemplo, se considerarmos impacto de um



Figura 2.2: Classificação petrológica de condritos [McSween, 1979].

pequeno corpo e o asteroide Vesta (~ 525 km de diâmetro) com 100% de conversão da energia cinética em calor, a maior temperatura alcançada é de 50 K [Lewis, 2004].

2.2 Efeitos Térmicos

No modelo clássico, o processo térmico no qual corpo progenitor foi submetido altera sua textura e composição e como consequência temos as distintas classes de meteorito (Fig. 1.1).

Um segundo parâmetro de classificação para condritos, introduzido por van Schmus and Wood [1967], é o grau de alteração térmica experimentada. Os condritos são divididos em seis grupos petrológicos (1- 6). Segundo essa classificação os tipos de 4 a 6 são aqueles que sofreram metamorfismo térmico sendo os de tipo 6 aqueles que apresentam maior grau de alteração térmica. Os tipos de 1 a 3 apresentam decrescente grau de alteração aquosa. Em especial os de tipo 3 são os que menos sofreram qualquer alteração. Na Fig. 2.2 temos um esquema para essa classificação.

Os principais processos cujos efeitos observamos em meteoritos são: alteração aquosa, derretimento parcial e diferenciação.

Alteração Aquosa

São alterações químicas em minerais causados pelo contato com a água, possivelmente proveniente do derretimento de gelo. Os condritos carbonáceos e ordinários são os que mais apresentam indícios de alteração aquosa. Esse

tipo de processo resulta na formação de flossilicatos hidratados como os minerais saponita, serpentina e vermiculita [Keil, 2000].

Acredita-se que a alteração aquosa não ocorreu na nebulosa solar e sim no corpo progenitor [McSween, 1977, Richardson, 1978, Browning et al., 1996]. Em condritos esse processo é caracterizado por baixas temperaturas entre ~ 0 e $< 300^\circ\text{C}$. Estimativas de temperatura para condritos carbonáceos e ordinários são apresentadas na tabela 2.1.

Para temperaturas maiores (~ 400 a $\sim 950^\circ\text{C}$) no corpo progenitor, a alteração aquosa dá lugar ao metamorfismo térmico. Esse tipo de processo forma novos minerais, equilibra os elementos entre as fases coexistentes e recristaliza as texturas dos condritos, o que pode eventualmente causar perda de cóndrulos. Os condritos enstatita sofreram esse tipo de alteração térmica.

Entre os tipos petrológicos, a estimativa para a faixa de temperatura é de 400°C a 600°C para condritos do tipo 3 e de 750°C a 980°C para os de tipo 6.

Derretimento Parcial

Registros nos acondritos brachanita, urelitas e o acondrito dito como primitivo acapulcoitas-lodranitas indicam que seus corpos progenitores sofreram derretimento parcial [Keil, 2000].

O grupo dos acapulcoitas-lodranitas possui composição semelhante à dos condritos porém com texturas recristilizadas típicas de acondritos. Da análise petrológica e química, acapulcoitas parecem ser resíduo de derretimento parcial de $\sim 1 - 3$ vol% de material condritico a temperaturas de $\sim 980 - 1050^\circ\text{C}$ [McCoy et al., 1996, 1997a]. As lodranitas são resíduos de um grau maior de derretimento ($\sim 5 - 15$ vol%) a temperaturas mais altas ($\sim 1150 - 1200^\circ\text{C}$) [McCoy et al., 1997a].

As bachanitas são resíduos de pouco ou nenhum fracionamento. Possivelmente são resultados de baixo grau de derretimento (1-10 vol%) de condritos carbonáceos [Nehru et al., 1996, Goodrich, 1998]. Já as urelitas

Tabela 2.1: Estimativas de temperatura (°C) para alteração aquosa nos condritos carbonáceos e ordinários. A localização da alteração pode ser no corpo progenitor asteroidal (CPA) ou nebulosa solar (S) [Keil, 2000].

Temperatura	Localização	Referência
CI (20 - 150°)		
20°	CPA	Dufresne and Anders [1962]
50-150°	CPA	Zolensky et al. [1993]
85°	CPA	Hayatsu and Anders [1981]
< 125°	CPA	Bunch and Chang [1980]
150°	CPA	Clayton [1999]
CM (~ 0 a < 170°)		
~ 0-25 °	CPA	Clayton [1993]; Clayton [1999]
< 20°	CPA	McSween [1999]
20°	CPA	Dufresne and Anders [1962]
~ 25 a ~ 225°	S	Ikeda and Prinz [1993]
< 50°	CPA	Zolensky et al. [1993]
105-125°	CPA	Hayatsu and Anders [1981]
< 125°	CPA	Bunch and Chang [1980]
< 180°	CPA	Zolensky [1984]
CO (< 50°)		
< 50°	CPA	Zolensky et al. [1993]
CV3 (< 100 a < ~ 300°)		
~ 50 a ~ 200°	S	Hashimoto and Grossman [1987]
< 100°	CPA	Keller et al. [1994]
< ~ 125°	S	Keller and Buseck [1991]
< 150°	CPA	Lee et al. [1996]
< ~ 300°	CPA	Krot et al. [1998b,a]
CR (~ 25 a ~ 225°)		
~ 25 a ~ 225 °	S	Ichikawa and Ikeda [1995]
< 150°	APB	Zolensky et al. [1993]
Ordinários H, L e LL (~ 260°C)		
< ~ 260°	CPA	Alexander et al. [1989]

são rochas ultramáficas (rochas ígneas composta basicamente de minerais ricos em ferro e magnésio) e podem ser formadas do derretimento de 10-30 vol% de material condrítico a temperaturas $> \sim 1250^{\circ}\text{C}$ [Goodrich, 1992].

As rochas resultantes da cristalização desses resíduos (basaltos) não foram encontradas. Os basaltos encontrados não possuem composição esperada para cristalização dos resíduos de derretimento parcial. Uma possível

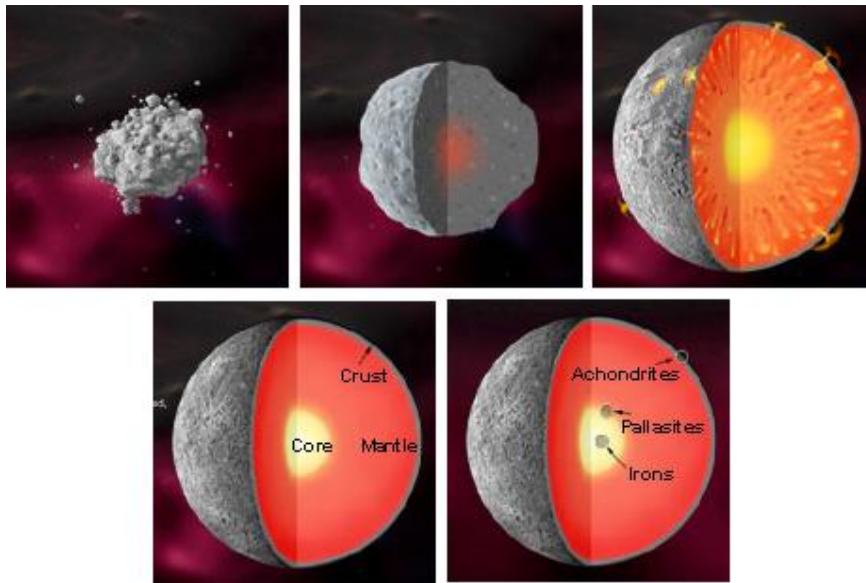


Figura 2.3: Esquemática do processo de diferenciação. Ao final o corpo apresenta a estrutura crosta-manto-núcleo. Os meteoritos acondritos, pallasitas e ferrosos poderiam ser fragmentos de partes distintas de um corpo diferenciado [Smithsonian-National Museum of Natural History]

explicação seria a ejeção desse material pelos vulcões nos corpos progenitores nos primeiros estágios do sistema solar [McCoy et al., 1997b].

Diferenciação

A diferenciação é o caso extremo de aquecimento. Experimentaram alto grau de aquecimento os meteoritos ferrosos (pallasitas e mesosideritos), os acondritos angritas e aubritas [Keil, 2000].

Os primeiros processos de derretimento não ocorreram até que temperatura atingisse $\sim 950^{\circ}\text{C}$. Além de temperaturas altas, a diferenciação ocorre a pressões baixas em asteroides. Até mesmo no centro dos maiores asteroides a pressão não excede 2×10^3 bar. Na diferenciação o material é separado de modo a formar um núcleo, manto e crosta. Para planetas internos (Mércúrio, Vênus, Terra e Marte) esse processo foi dominante. Um exemplo de corpo diferenciado é o asteroide Vesta. A diferenciação é ilustrada na Fig. 2.3.

As estimativas de temperaturas para cada processo são dadas principalmente pelos minerais presentes. A temperatura para derretimento di-

ferre entre os minerais e deste modo podemos estabelecer um intervalo de temperatura baseados em quais minerais estão parcialmente ou totalmente derretidos.

Capítulo 3

Análise

Neste capítulo descrevemos a metodologia empregada no projeto. Para estudar os efeitos do derretimento parcial em composições condriticas, realizamos simulações no programa para modelagem termodinâmica MELTS (Ghiorso and Sack [1995]). Utilizando modelos baseados na variação de propriedades termodinâmicas como temperatura e pressão, MELTS prediz fases estáveis em processos de aquecimento, assimilação e cristalização. Sendo otimizado para baixas pressões e composições máficas (composições ferromagnesianas) o programa mostrou-se, dentro das demais opções de programas de modelagem, ideal para a análise do conteúdo de magnésio e ferro em olivinas. Veremos no próximo capítulo, que o estudo da composição das olivinas pode ser indicativo de processos térmicos e por isso uma análise de sua composição se faz importante.

3.1 Termodinâmica: Revisão de Conceitos

O estudo de processos térmicos inclui conceitos termodinâmicos. Para uma dada condição de parâmetros como pressão e temperatura, uma fase mineral estável pode ser formada. Esses parâmetros e outros como o volume caracterizam um sistema termodinâmico e por isso um conhecimento dos conceitos envolvidos é necessário para uma maior compreensão dos efeitos térmicos e da física por detrás do programa de modelagem escolhido para realizar as simulações.

Em termodinâmica existem dois tipos de processos: irreversíveis e reversíveis [Cemic, 2005, Best, 2003]. Todos os processos naturais são irreversíveis. Eles seguem em apenas uma direção: vão de um estado desequilibrado a um estado equilibrado de menor energia. Já os ditos reversíveis são aqueles que ocorrem em passos infinitesimais de modo que o sistema permanece em equilíbrio todo o tempo. Nenhum processo natural é reversível; esse processo é um conceito hipotético.

Existem três leis fundamentais na termodinâmica:

- *Primeira Lei*: Também chamada de Lei da Conservação de Energia, diz respeito à variação da energia interna em sistemas que interagem com sua vizinhança.

$$dE = dQ - dW = dQ - PdV, \quad (3.1)$$

Onde:

dE é a variação na Energia Interna;

dQ é o calor absorvido;

dW é o trabalho realizado pelo sistema;

dV é a variação no volume e

P é a pressão.

Para expansão isobárica (P constante), a integração da Eq 3.1 entre os estados a e b fornece:

$$\int_b^a dE = \int_b^a dQ - P \int_b^a dV \quad (3.2)$$

$$\Delta E = \Delta Q - P\Delta V \quad (3.3)$$

Podemos definir a propriedade entalpia (H) como $H \equiv E + PV$ de forma Eq. 3.3 pode ser escrita como $\Delta Q = \Delta H$, válida para expansão isobárica.

- *Segunda Lei*: Para sistemas em interação com meio no qual está inserido, podemos definir a função de estado entropia (S) da seguinte maneira:

$$dS = \frac{\Delta Q_{rev}}{T}, \quad (3.4)$$

onde T é a temperatura.

A variação total da entropia é dada pela soma da entropia do sistema e de sua vizinhança:

$$dS_{TOTAL} = dS_{sistema} + dS_{vizinhança} \quad (3.5)$$

A Eq 3.4 é válida apenas para processos reversíveis (Q_{rev}). Na Fig. 3.1 temos esquema para entropia em processos irreversíveis.

Para sistemas isolados, isto é, sem qualquer interação com ambiente externo a variação de entropia (ΔS) é dada por:

$$\begin{aligned} \Delta S &= 0 && \text{para processo reversível} \\ \Delta S &\geq 0 && \text{para processo irreversível} \end{aligned} \quad (3.6)$$

Para sistemas termicamente isolados:

$$\Delta S = 0 \quad (3.7)$$

Uma forma útil de reescrever Primeira Lei é em função da entropia:

$$dE = TdS - PdV \quad (3.8)$$

Na escala atômica, a entropia é a medida do grau de desordem do sistema. Quanto maior a desordem, maior a entropia. Para substâncias em diferentes estados da matéria a entropia aumenta do estado sólido ao gasoso:

$$S_{sólido} < S_{fluido} < S_{gás}$$

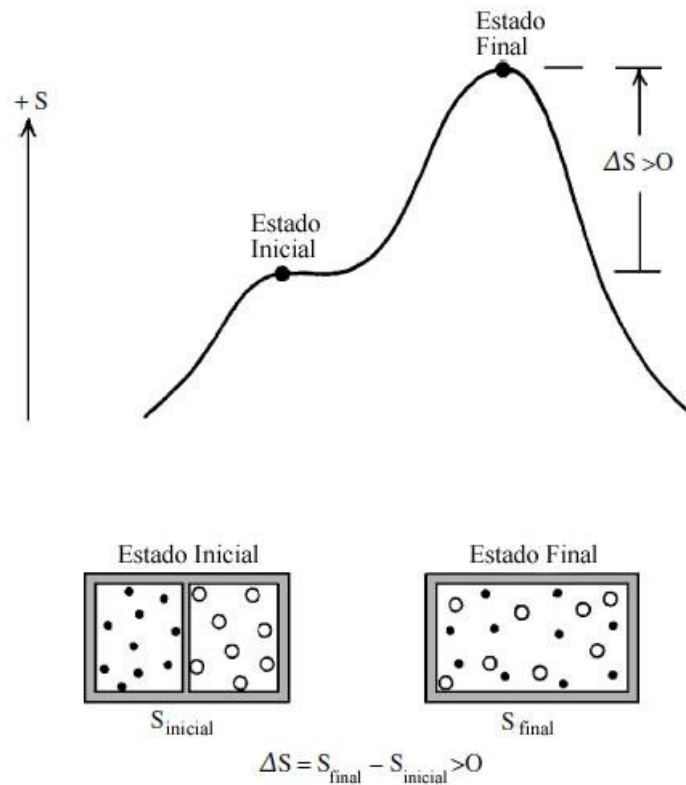


Figura 3.1: Entropia para processo irreversível no qual ΔS é sempre positivo para sistema isolado. Na parte inferior temos esquema de um sistema hipoteticamente isolado: uma caixa com dois tipos de gases representados por bolas pretas e brancas e separado por uma parede impermeável. Quando a parede é removida, os dois gases se misturam de forma irreversível. Um aumento na desordem de átomos no sistema aumenta a entropia [Best, 2003].

A interpretação física do conceito de entropia é estudo da Mecânica Estatística e não será abordada nesse resumo.

- *Terceira Lei*: Para zero absoluto (na escala Celcius: $0\text{ K} = -273.15^\circ\text{C}$):

$$S = 0 \quad (3.9)$$

A energia livre de Gibbs (G) definido por $G_{P,T} \equiv H - TS$, é um potencial termodinâmico que fornece a direção do processo para um dado conjunto de condições físicas.

Substituindo a definição de entalpia (H), podemos reescrever $G_{P,T}$:

$$G = E + PV - TS \quad (3.10)$$

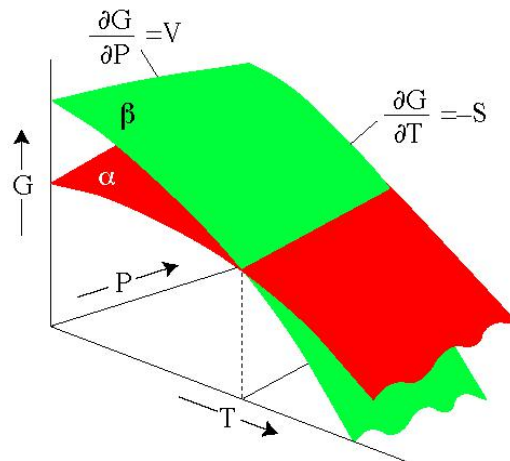


Figura 3.2: Comparação da energia livre de Gibbs (G) para dois minerais α e β de mesma composição. Por definição, G é uma função de T e P e portanto temos que: $\frac{\partial G}{\partial P} = V$ e $\frac{\partial G}{\partial T} = -S$.

Escrevendo na forma diferencial e substituindo pela Eq.3.3 chegamos a expressão:

$$dG = VdP - SdT \quad (3.11)$$

Por definição, $G_{P,T}$ decresce em processos espontâneos:

$$\Delta G_{P,T} < 0 \quad \text{Para processos espontâneos} \quad (3.12)$$

A $G_{P,T}$ para dois minerais hipotéticos é mostrada na Fig. 3.2.

3.2 Ferramenta de Análise

As simulações foram realizadas no programa MELTS, criado por Mark Ghiorso e baseado nos trabalhos de Ghiorso e Sack (1995) e Asimow e Ghiorso (1998). O programa foi desenvolvido para modelar as relações das fases minerais, sólidas e líquidas durante o processo de derretimento e cristalização. Deste modo, pode ser usado na modelagem de aquecimento parcial, cristalização e assimilação. O programa é otimizado para pressões de 0 a 2×10^{10} bar (Kbar) e temperaturas de 500 a 2000°C.

Utilizando princípios de termodinâmica como variação de temperatura, pressão e volume do sistema, MELTS calcula a variação química em sistemas ígneos (sistemas que sofrem derretimento e subsequente cristalização)

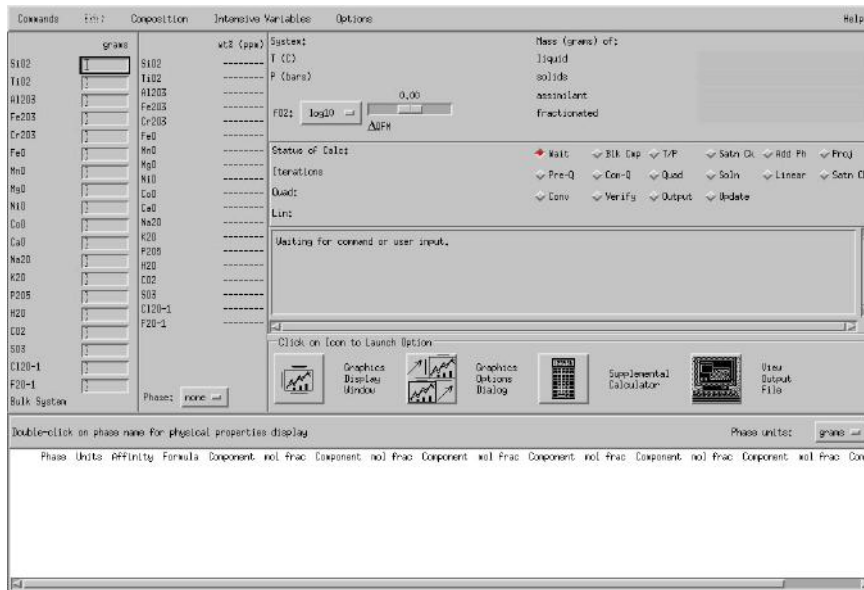


Figura 3.3: Tela principal do programa MELTS desenvolvido por Mark Ghiorso para modelagem de fases sólidas e líquidas em sistemas magmáticos.

e prediz fases minerais, suas proporções e composição para cada condição de temperatura e pressão. Para processo de aquecimento, fornece também a proporção do líquido formado.

A modelagem é baseada na minimização da energia livre de Gibbs (G), entalpia (H), entropia (S), pressão (P) e temperatura (T). Na prática, MELTS encontra o valor mínimo de $G_{P,T}$ para uma dada composição, pressão e temperatura.

O modo de entrada inclui a composição do objeto em função de seus óxidos e as variáveis termodinâmicas: P , T , H , S e V como pode ser visto na Fig. 3.3. A fugacidade do oxigênio (fO_2) (disponibilidade de oxigênio na reação de oxidação-redução) é escolhida entre as opções do programa (Tabela 3.1). É possível criar cenários de evolução para processos isobáricos (pressão constante), isentópicos (entropia constante) e isocóricos (volume constante).

O programa gera tabelas separadas com composição, densidade e massa das fases estáveis e um arquivo de saída onde agrupa as fases por estágios de evolução do sistema. Para processos de aquecimento, é gerada uma tabela com massa, densidade e composição da fase líquida.

Na faixa de pressão e temperatura, MELTS mostra-se uma ferramenta

Tabela 3.1: Fugacidades do Oxigênio disponíveis no programa MELTS. Também é oferecido variações da fugacidade QFM.

Abreviação	Fugacidade
HM	Hematita-Magnetita
NNO	Níquel-Níquel
IW	Ferro-Wustita (<i>Iron-Wustite</i>)
QFM	Quartz-Faialite-Magnetita

eficaz para estudo de processos térmicos como os realizados neste projeto.

3.3 Composições

Nossas simulações tratam especificamente do derretimento parcial em condritos carbonáceos CO e CV. Suas composições, necessárias como entrada no programa MELTS, foram retiradas do banco de dados *Metbase* de Jörn Koblitz [www.metbase.de]. Além das composições de grande parte dos meteoritos analisados até hoje, o banco de dados fornece informações a respeito da mineralogia, análise química, classificação e bibliografia para cada meteorito.

Em nossas simulações utilizamos a composição dada pela média das “quedas” (*falls*) dos condritos CV e CO. A motivação da exclusão das composições dos meteoritos “achados” (*finds*) é para minimizar a margem de erro já que os mesmos podem ter sofrido maior intemperismo terrestre.

A média da composição CV inclui os seguintes meteoritos: Allende, Bali, Grosnaja, Kaba, Mokoia e Vigarano. Para composição CO usamos as “quedas” dos meteoritos: Felix, Kainsaz, Lancé, Ornans e Warrenton. As composições são dadas na tabela 3.2.

3.4 Variáveis Intensivas

Um sistema termodinâmico é caracterizado por variáveis extensivas e intensivas. As variáveis intensivas são aquelas que independem do material presente ou concentração do mesmo. A pressão e temperatura são variáveis

Tabela 3.2: Composições médias dos condritos CV e CO usadas nas simulações de efeito térmico. Foram excluídas as composições dos meteoritos “achados” de cada grupo estudado. Dados retirados do banco de dados *Metbase*.

Composições Condritos CV e CO		
Óxidos	CV	CO
SiO ₂	33.64	34.28
TiO ₂	0.15	0.13
Al ₂ O ₃	3.37	2.76
Cr ₂ O ₃	0.5	0.54
FeO	27.98	28.07
MnO	0.19	0.22
MgO	24.31	24.31
CaO	2.65	2.25
Na ₂ O	0.47	0.75
P ₂ O ₅	0.26	0.26
H ₂ O ⁻	0.07	0.22

desse tipo. Já o volume e a massa dependem do material e são ditas extensivas.

As variáveis intensivas pressão e temperatura fazem parte do modo de entrada do programa MELTS. A faixa de temperatura utilizada nas simulações foi a mesma de [Sunshine et al. \[2007\]](#) (100°C a 1600°C) para melhor comparação dos resultados e por conter as temperaturas de derretimento completo das fases minerais envolvidas. Na Fig 3.4 temos as temperaturas de condensação para elementos químicos no sistema solar.

Para o cálculo da pressão foram feitas as seguintes aproximações:

1. Corpo rochoso não expande ou contrai;
2. Corpo com simetria esférica de modo que sua densidade varia com o raio.

Se considerarmos uma casca esférica de material de raio interno r e raio externo $r+\delta r$ (Fig 3.5), a força gravitacional agindo sobre ela é devida a massa M contida no raio r . Além da força gravitacional temos a força resultante da pressão do material no raio $r+\delta r$. Em equilíbrio as forças se igualam:

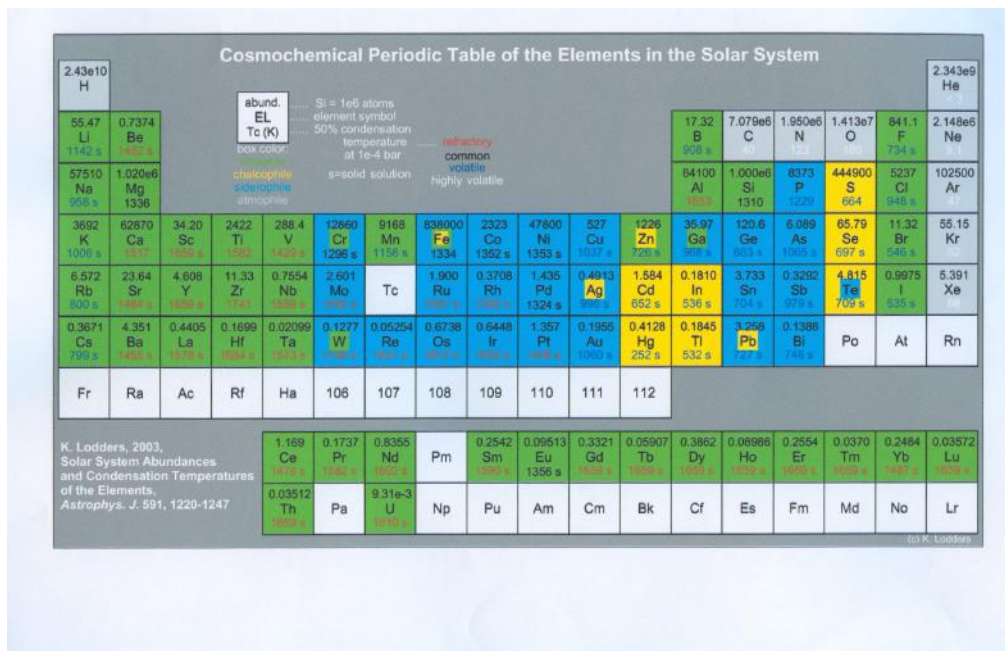


Figura 3.4: Tabela semelhante a uma tabela periódica com temperatura de condensação para elementos no sistema solar. A temperatura (K) é a temperatura para condensar 50% do volume do elemento em questão [Lodders, 2003].

$$F_G = F_P \tag{3.13}$$

onde:

F_G é a força gravitacional e

F_P é a força devido a pressão.

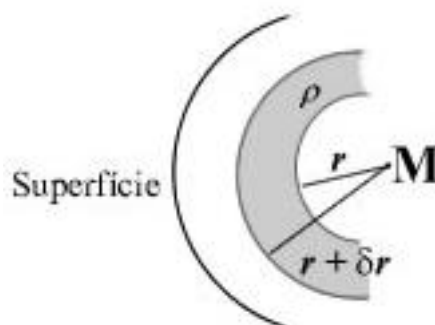


Figura 3.5: Representação de uma casca esférica no interior de um corpo rochoso. A massa M está contida na esfera de raio r.

Substituindo as forças:

$$F_G = -\frac{GMm}{R^2} = -GM\rho(4\pi\delta r^2) \quad (3.14)$$

$$F_P = \text{Pressão} \times \text{Área} = \delta p \times 4\pi R^2 \quad (3.15)$$

Temos que:

$$\delta p = -\frac{GM}{R^2}\rho \times \delta r \quad (3.16)$$

Nas equações acima usamos a definição de densidade e substituímos na massa m . A Eq 3.16 é chamada Equação de Equilíbrio Hidrostático.

Integrando a Eq. 3.16 do centro do corpo esférico a um raio R temos a equação para pressão central:

$$P_C \approx \frac{2\pi G}{3}\rho^2 R^2 \quad (3.17)$$

onde P_C é dada em Pascal (Pa).

Tabela 3.3: Valores de densidade para composição CV e CO tirados de [Britt and Consolmagno \[2004\]](#) e usados no cálculo da pressão (Eq 3.17).

Densidades	
CV	CO
2.95 ± 0.26	2.95 ± 0.11

Para diferentes tamanhos de raio (R), utilizando a Eq 3.17 e com valores de densidades dados por [Britt and Consolmagno \[2004\]](#) (tabela 3.3) calculamos os valores das pressões usadas nas simulações (tabela 3.4).

3.5 Fugacidade do Oxigênio

Vimos que algumas classes de meteoritos apresentam textura e composição indicativas de processos ígneos. Análises químicas e mineralógicas de exemplares de meteoritos indicam formação em distintas condições de oxidação. Deste modo, mostra-se importante conhecer as condições nas quais as reações

de redução-oxidação (redox) ocorreram na época da formação dos corpos progenitores dos meteoritos.

O estado de oxidação é refletido na distribuição de ferro em seus três estados mais comuns de oxidação: em ligas metálicas FeNi (estado de oxidação 0), em silicatos (+2) e óxidos (+3) [Davis, 2007]. Analisando a abundância de ferro reduzido (Fe + FeS) e ferro oxidado (FeO), *Harold C. Urey e Harmon Craig* estabeleceram a variação da oxidação entre os condritos, mostrado no diagrama Urey-Craig (Fig 3.6).

Organizando os condritos em ordem crescente de oxidação de acordo com diagrama de Urey-Craig:

$$EH < EL < H < K < L < LL < CO < CV < R < CM < CI \quad (3.18)$$

A fugacidade do oxigênio (f_{O_2}) pode ser descrita como a medida de oxigênio disponível em reações de redução-oxidação. As fugacidades e reações redox mais comuns são mostradas na tabela 3.5. A Fig. 3.7 mostra as principais f_{O_2} em função da temperatura.

A f_{O_2} é calculada pela equação:

$$\ln f_A = \mu_A - G_A \quad (3.19)$$

Onde:

R é a constante molar dos gases (R= 8.3145 J/K);

Tabela 3.4: Valores de pressão calculados pela Equação de Equilíbrio Hidrostático (Eq 3.17). Como as composições CO e CV possuem valores muito próximos de densidade, o cálculo foi realizado para apenas uma composição.

Pressão	
Raio (m)	Pressão (bar)
1000	0.01
1500	0.03
10 000	1.21
50 000	30.40
100 000	121.62
218 000	512.00

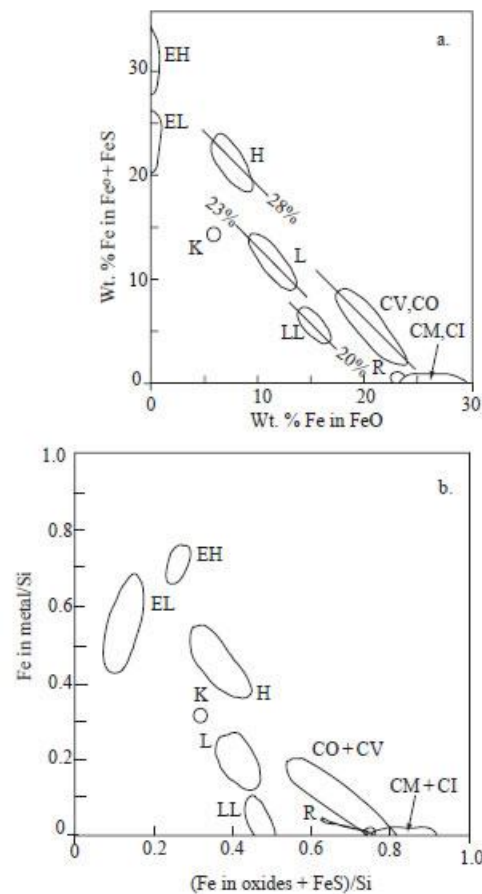


Figura 3.6: Diagrama de Urey-Craig para condritos em duas representações: (a) Na versão original em função da porcentagem de massa de (Fe + FeO) e porcentagem de ferro em FeO e (b) Diagrama elaborado por Robert Dodd em função das taxas de ferro (metal) e ferro em (FeO + FeS) por quantidade de silício [Lewis, 2004].

μ_A é o potencial químico do componente;

G_A é a energia livre de Gibbs .

Pelo diagrama de Urey-Craig podemos considerar a distribuição de Fe nos minerais em diversas classes de condritos como um registro das condições de fO_2 nas quais minerais foram formados na nebulosa.

Em nossas simulações utilizamos as fugacidades IW e QFM pois são as compatíveis com as composições de condritos carbonáceos. Em particular, espera-se que condritos CO tenham sido formados em condições ligeiramente mais redutoras que condritos CV, devido à grande quantidade de carbono em sua composição [Varella, 2010 - comunicação pessoal].

Tabela 3.5: Equações redox para as fugacidades mais usadas: hematita-magnetita (HM), ferro-wustita (IW) e quartzo-faiialite-magnetita (QFM). As fO_2 estão em ordem decrescente de grau de oxidação (fO_2 HM é a mais oxidante).

Equações redox para fugacidades do oxigênio.	
fO_2	Redox
HM	$4Fe_3O_4$ (magnetita) + $O_2 = 6Fe_2O_3$ (hematita)
QFM	$2Fe_3O_4 + 3SiO_2$ (quartzo) = $3Fe_2SiO_4$ (faialita) + O_2
IW	$2Fe + O_2 = 2FeO$ (wustita)

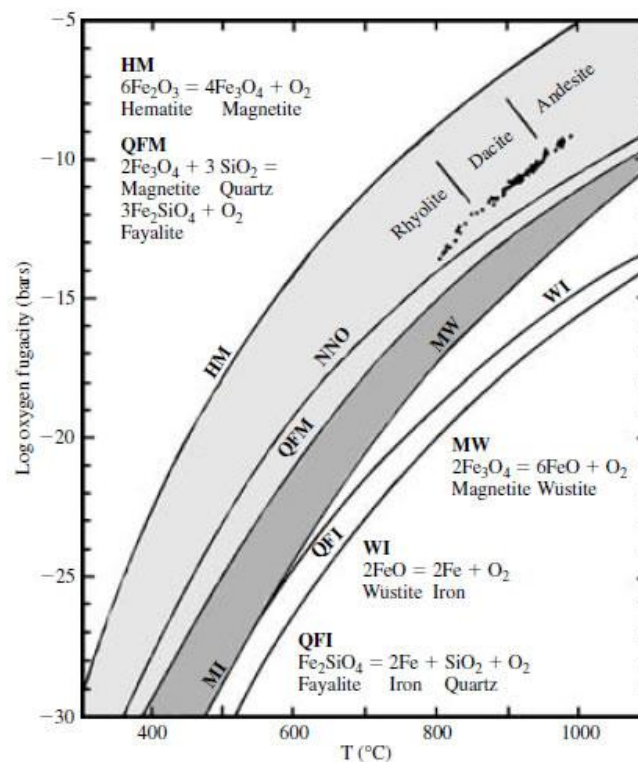


Figura 3.7: Curvas representando reações redox (fO_2) em um sistema contendo O-Si-Fe. O lado direito de cada reação é estável abaixo da curva de fO_2 correspondente [Best, 2003].

Capítulo 4

Resultados e Discussão

Apresentamos os resultados de nossas simulações assim como uma discussão dos mesmos. Primeiramente, a título de calibração, reproduzimos os resultados obtidos na simulação de aquecimento parcial para a composição de condrito H realizada por [Sunshine et al., 2007]. A pressão utilizada ($P = 161$ bar) foi calculada através da equação do equilíbrio hidrostático para raio igual a 100 km e composição dada por [Jarosewich, 1990] (Tabela 4.1). Os valores encontrados estão de acordo com os publicados pela autora como é mostrado na Fig.4.1.

Na discussão, analisamos os resultados para composições dos condritos

Tabela 4.1: Composição média de “quedas” para condrito H tirada do catálogo Jarosewich [1990].

Composição Condrito H	
Óxidos	wt%
SiO ₂	36.60
TiO ₂	0.12
Al ₂ O ₃	2.14
Cr ₂ O ₃	0.52
FeO	10.30
MnO	0.31
MgO	23.26
CaO	1.74
Na ₂ O	0.86
P ₂ O ₅	0.27
H ₂ O ⁻	0.12

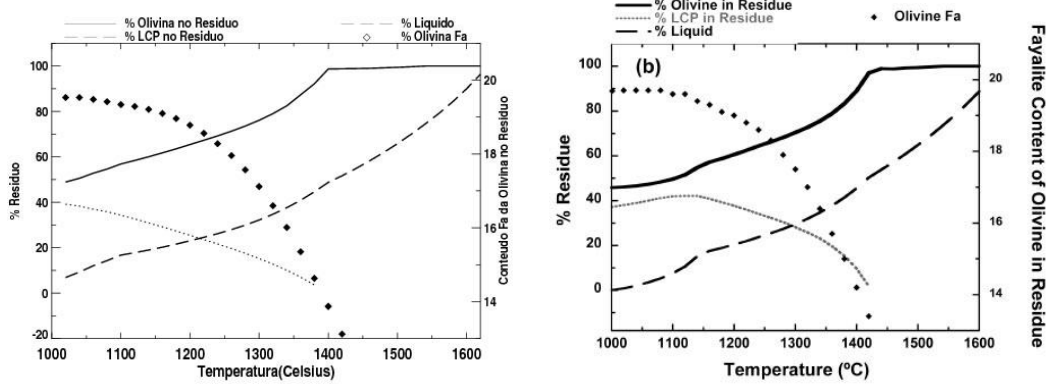


Figura 4.1: Comparação de resultados obtidos (à esquerda) e o gráfico publicado em [Sunshine et al. \[2007\]](#) para aquecimento parcial de condrito H.

CO e CV. Gráficos e tabelas com valores obtidos são apresentados assim como comparação com mineralogia superficial da família de Eos.

4.1 Resultados e Discussão

Em nossas simulações obtivemos composições dominadas por olivina em todos os estágios do aquecimento. Com o aumento da temperatura, o ferro presente no resíduo diminui e ao final do processo a olivina encontra-se com alto índice forsterítico ($Fo_{\sim 90}$, para $T = 1600^{\circ}\text{C}$). As fugacidades QFM e IW não são capazes de produzir fase mineral estável de ortopiroxênio ($[\text{Mg,Fe}]\text{SiO}_3$). Entretanto é produzido o clinopiroxênio ($[\text{Ca,Mg,Fe}]\text{SiO}_3$), presente apenas no derretimento parcial de até $\sim 15\%$ como é mostrado nas Fig. 4.2 a 4.9. Nas tabelas 4.3 a 4.6 mostramos os valores da porcentagem de líquido, olivina e clinopiroxênio e o conteúdo Fa no resíduo. Tabelas e gráficos para demais pressões encontram-se no Apêndice A.

Em [Mothé-Diniz et al. \[2008\]](#), 30 espectros de membros da família de Eos foram analisados quanto à mineralogia através de três métodos distintos: comparação direta com espectros de meteoritos, teoria de misturas íntimas de Hapke e MGM (*modified Gaussian model*). Pela teoria de misturas íntimas e MGM, membros da família apresentam superfície dominada por olivinas ricas em magnésio, ou seja, com alto conteúdo forsterítico ($Fa_{\sim 20}$) com traços de ortopiroxênio (também chamado de piroxênio de pouco cálcio

ou LCP do inglês *Low-Calcium Pyroxene*). A comparação direta com espectros indica uma composição semelhante a condritos carbonáceos CO, CV e CK.

Nossos resultados foram muito similares entre si para ambas as composições, diferindo apenas para as fugacidades empregadas. Para a fO_2 IW (mais redutora) conteúdo $Fa_{\sim 20}$ é produzido em $\sim 55-60\%$ de derretimento e temperatura de $\sim 1400^\circ\text{C}$. Em ambas as composições e para fO_2 QFM, olivinas de conteúdo $Fa_{\sim 20}$ são produzidas em $\sim 50-55\%$ de derretimento e temperatura $\sim 1300^\circ\text{C}$. Esses resultados são resumidos na tabela 4.2.

Pelos resultados obtidos, composições CO e CV poderiam formar corpos de conteúdo faialítico como o inferido para membros da família de Eos desde que sejam aquecidos a temperaturas $\leq \sim 1300^\circ\text{C}$ e $\sim 50-60\%$ do volume seja derretido. Vimos que os valores não se alteram para diferentes tamanhos de corpo.

Os gráficos para cada composição, fugacidade e pressão são apresentados nas Fig. 4.2 a 4.9.

Uma análise quanto ao conteúdo faialítico (olivina rica em ferro), presença de piroxênio e aquecimento parcial foi realizada por [Sunshine et al. \[2007\]](#). Pelas simulações de aquecimento em condritos ordinários (H) e R e observação da variação do conteúdo faialítico (conteúdo Fa) com o aumento da temperatura e presença de ortopiroxênio, a autora sugere que processo de aquecimento parcial não é capaz de produzir olivinas com conteúdo Fa maior do que composição condrítica precursora. Deste modo, menor conteúdo Fa seria resultado de aquecimento no corpo progenitor e não poderia ser

Tabela 4.2: Valores de temperatura e porcentagem de derretimento na qual conteúdo Fa é igual a ~ 20 em nossa simulação.

Composição	Fugacidade	Temperatura	% derretimento
CO	IW	$\sim 1400^\circ\text{C}$	55-60%
	QFM	$\sim 1300^\circ\text{C}$	50-55 %
CV	IW	$\sim 1400^\circ\text{C}$	55-60%
	QFM	$\sim 1300^\circ\text{C}$	50-55 %

atribuído a processos nebulares.

4.2 Conclusões e Perspectivas

Ao simularmos o aquecimento parcial de composições CO e CV (candidatos sugeridos pela comparação de espectros de meteoritos) procuramos por conteúdo faialítico similar ao inferido pelos métodos MGM e teoria de misturas íntimas de Hapke ($Fa_{\sim 20}$) encontrados para família de Eos por [Mothé-Diniz et al., 2008].

Nossos resultados mostram que um derretimento parcial de $\sim 50-60\%$ de um corpo CO ou CV produziria um resíduo com conteúdo Fa desejado, sem entretanto reproduzir a presença, ainda que em pequenas proporções do ortopiroxênio, conforme sugerido por Mothé-Diniz et al. [2008].

Futuramente daremos prosseguimento as simulações procurando modelar o aquecimento de outras composições condriticas, tais como CK, R, ou mesmo composições individuais de condritos CO e CV, sempre buscando reproduzir as condições de fugacidade adequadas.

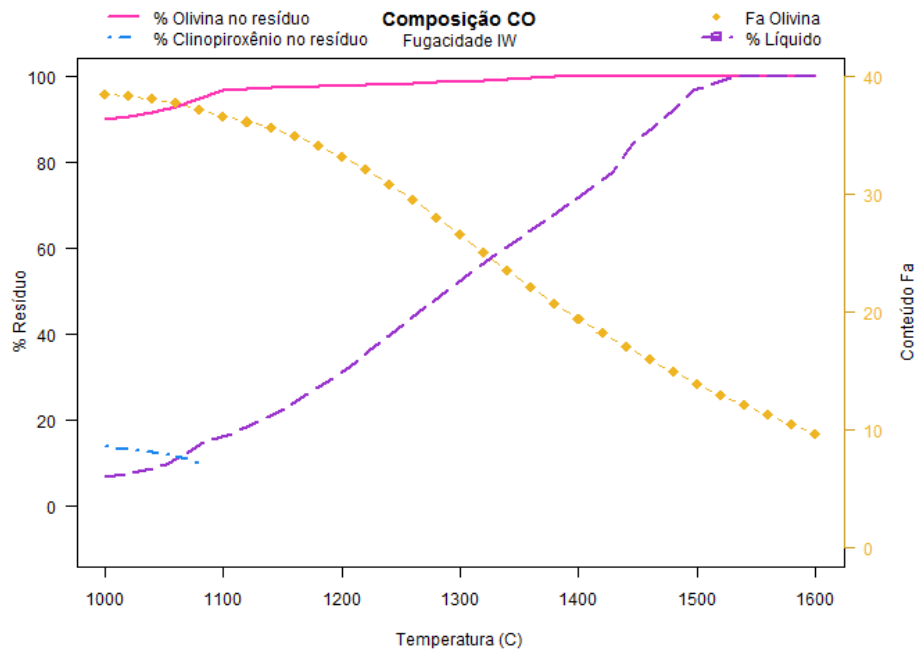


Figura 4.2: Simulação para composição CO, fugacidade IW e pressão de 512 bar em função da temperatura. O eixo vertical à direita representa o índice do conteúdo Fa da olivina no resíduo. O resíduo é a parte sólida em cada estágio de aquecimento.

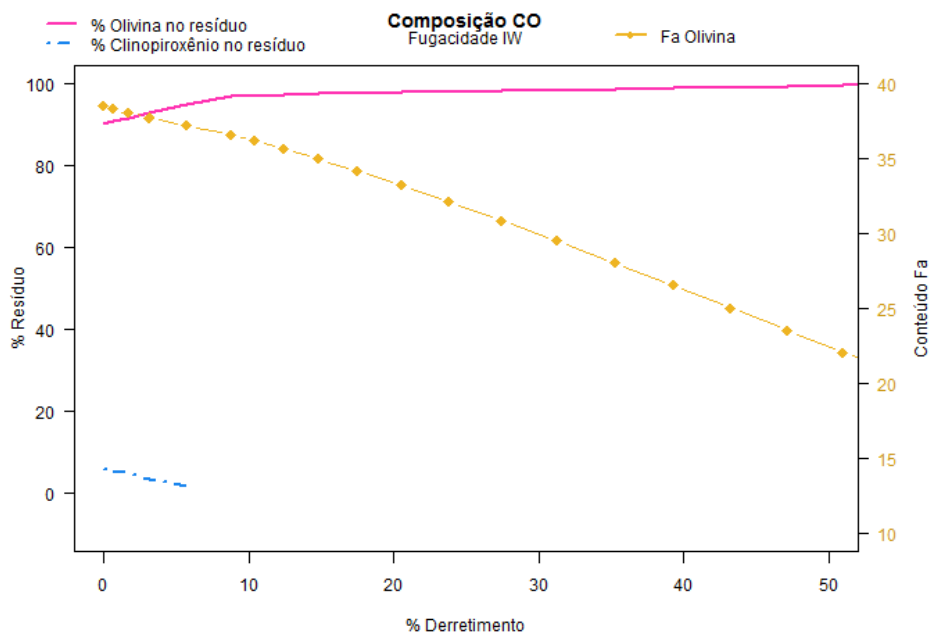


Figura 4.3: Resultado em função da porcentagem de derretimento para composição CO, fugacidade IW e pressão igual a 512 bar.

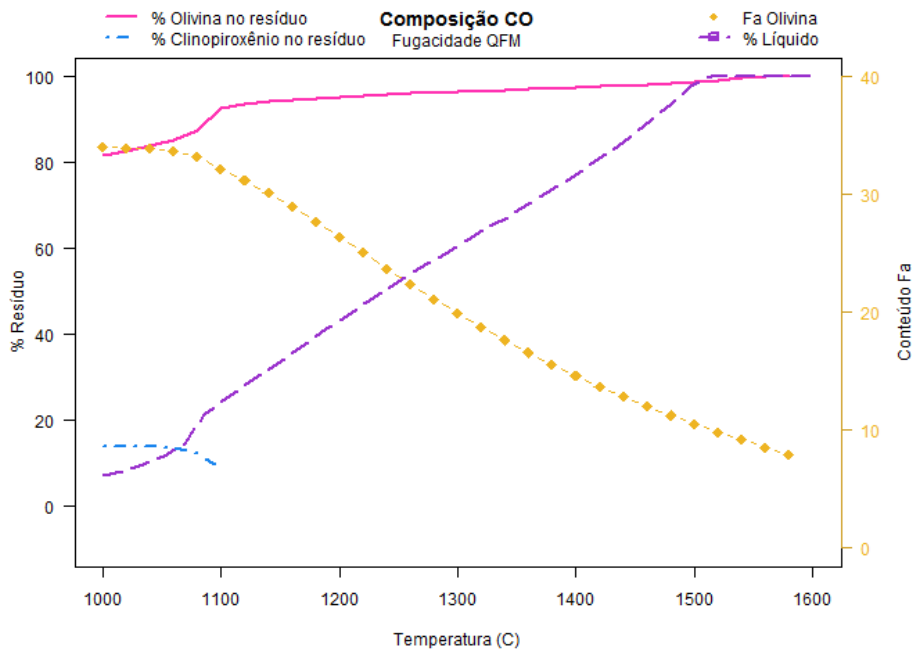


Figura 4.4: Simulação para composição CO, fugacidade QFM e pressão de 512 bar em função da temperatura. O eixo vertical à direita representa o índice do conteúdo Fa da olivina no resíduo. O resíduo é a parte sólida em cada estágio de aquecimento.

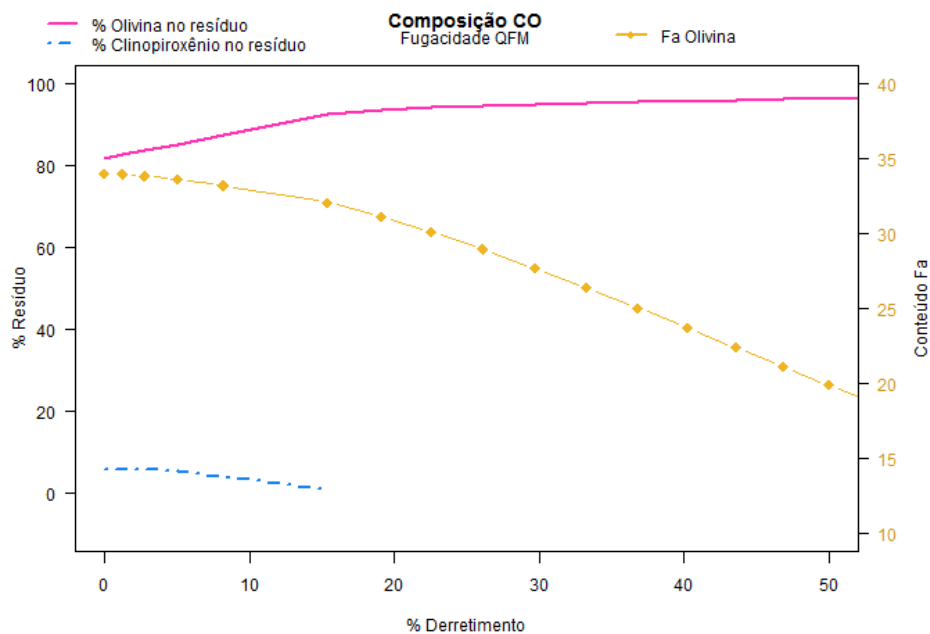


Figura 4.5: Resultado em função da porcentagem de derretimento para composição CO, fugacidade QFM e pressão igual a 512 bar.

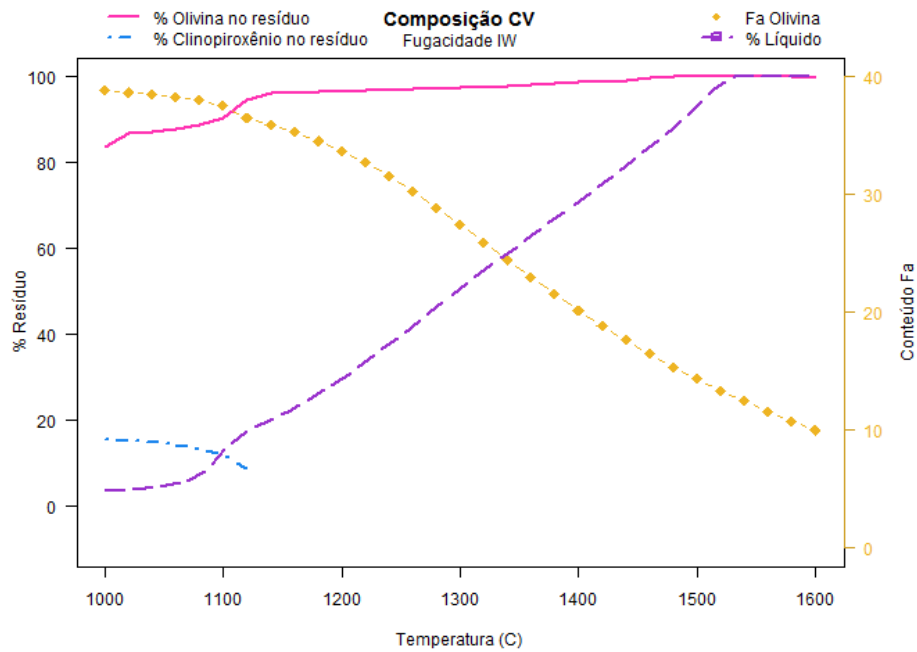


Figura 4.6: Simulação para composição CV, fugacidade IW e pressão de 512 bar em função da temperatura. O eixo vertical à direita representa o índice do conteúdo Fa da olivina no resíduo. O resíduo é a parte sólida em cada estágio de aquecimento.

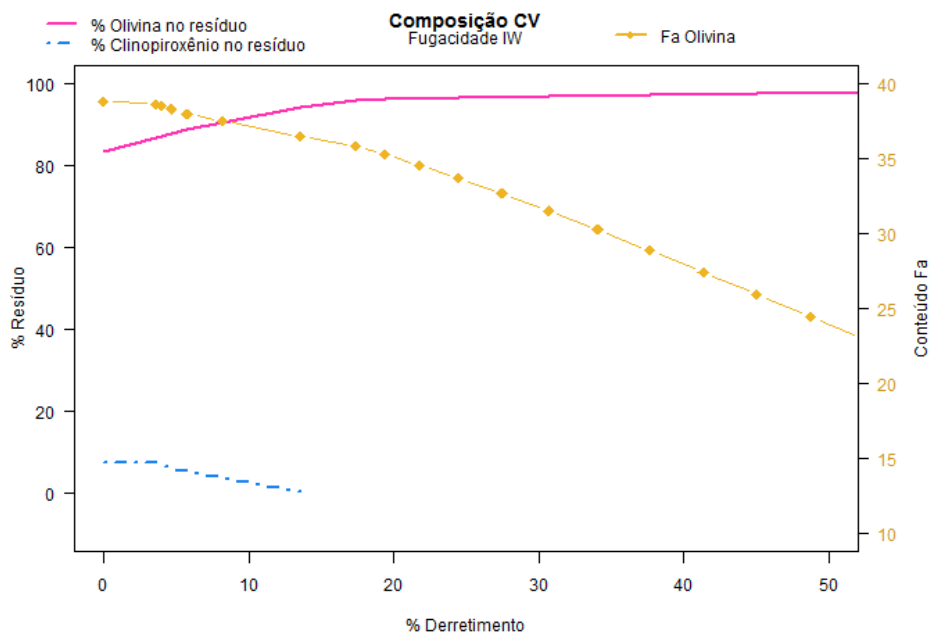


Figura 4.7: Resultado em função da porcentagem de derretimento para composição CO, fugacidade IW e pressão igual a 512 bar.

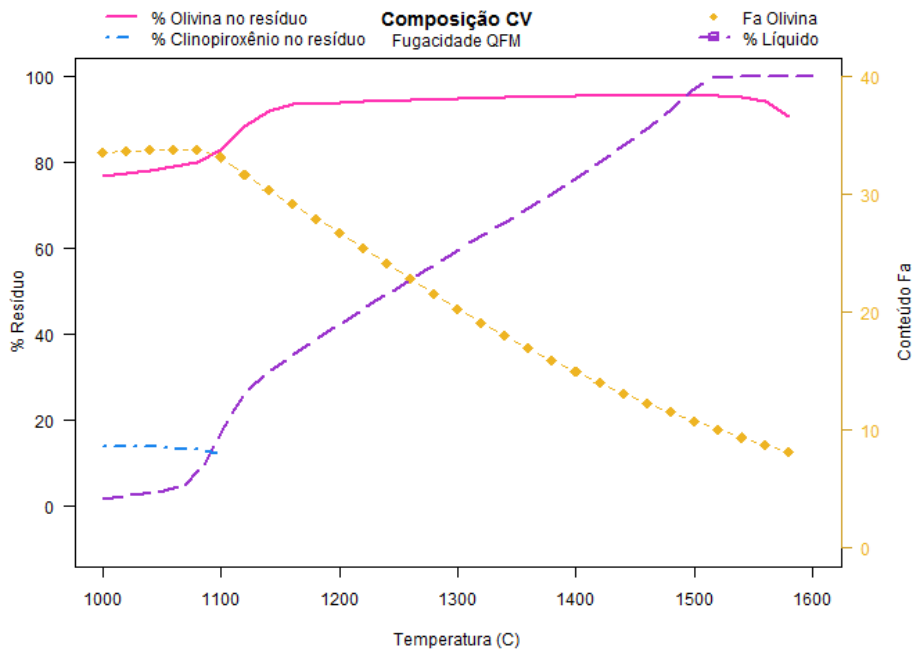


Figura 4.8: Simulação para composição CV, fugacidade QFM e pressão de 512 bar em função da temperatura. O eixo vertical à direita representa o índice do conteúdo Fa da olivina no resíduo. O resíduo é a parte sólida em cada estágio de aquecimento.

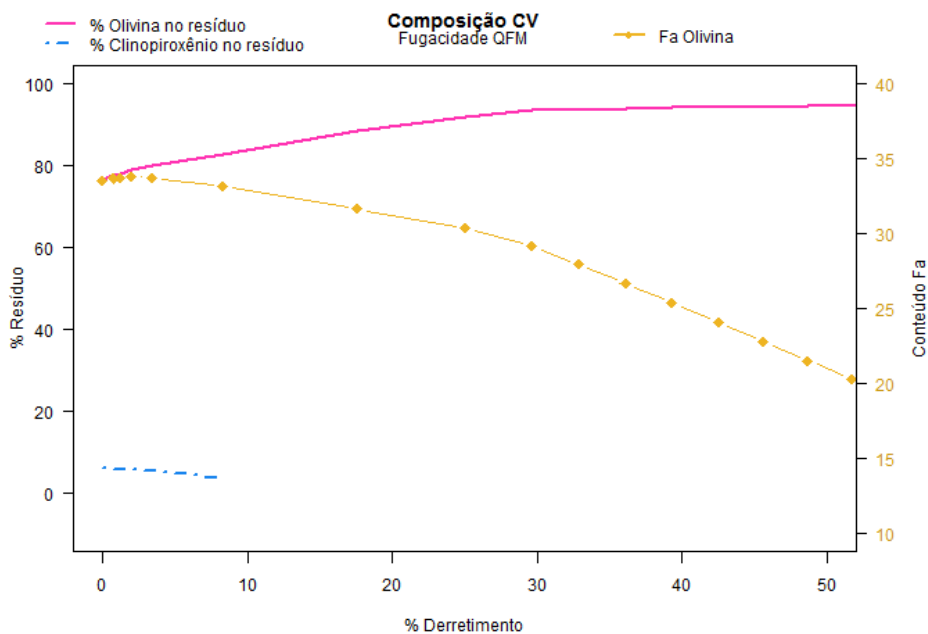


Figura 4.9: Resultado em função da porcentagem de derretimento para composição CO, fugacidade QFM e pressão igual a 512 bar.

Tabela 4.3: Conteúdo faialítico e porcentagem de olivina, piroxênio e líquido no resíduo encontrados para simulação de composição CO, fO_2 IW e pressão igual a 512 bar.

Composição CO				
<i>Fugacidade IW e P=512 bar</i>				
Temperatura (°C)	Faialita	% Clinopiroxênio	% Olivina	% Líquido
1000	38,5	5,9	90,2	6,7
1020	38,3	5,3	90,8	7,3
1040	38,1	4,6	91,6	8,3
1060	37,7	3,5	92,8	9,7
1080	37,2	1,8	94,8	12,0
1100	36,6		97,0	14,9
1120	36,2		97,1	16,5
1140	35,7		97,4	18,3
1160	35,0		97,6	20,5
1180	34,2		97,8	23,0
1200	33,2		97,9	25,9
1220	32,1		98,1	28,9
1240	30,9		98,2	32,3
1260	29,5		98,4	35,9
1280	28,1		98,6	39,6
1300	26,6		98,9	43,3
1320	25,1		99,1	47,1
1340	23,6		99,4	50,7
1360	22,1		99,8	54,3
1380	20,7		100,0	57,7
1400	19,5		100,0	61,0
1420	18,3		100,0	64,2
1440	17,1		100,0	67,5
1460	16,0		100,0	70,8
1480	15,0		100,0	74,2
1500	14,0		100,0	77,7
1520	13,0		100,0	84,1
1540	12,1		100,0	88,0
1560	11,3		100,0	92,3
1580	10,5		100,0	96,8
1600	9,7		100,0	98,5

Tabela 4.4: Conteúdo faialítico e porcentagem de olivina, piroxênio e líquido no resíduo encontrados para simulação de composição CO, fO_2 QFM e pressão igual a 512 bar.

Composição CO				
<i>Fugacidade QFM e P= 512 bar</i>				
Temperatura (°C)	Faialita	% Clinopyroxene	% Olivina	% Líquido
1000	34,0	5,9	81,7	6,9
1020	34,0	5,9	82,7	8,1
1040	33,9	5,7	83,7	9,5
1060	33,6	5,5	85,2	11,5
1080	33,2	4,2	87,3	14,5
1100	32,1	0,5	92,5	21,2
1120	31,2		93,7	24,6
1140	30,1		94,2	27,8
1160	29,0		94,6	31,1
1180	27,7		95,0	34,5
1200	26,4		95,3	37,8
1220	25,1		95,6	41,1
1240	23,7		95,8	44,3
1260	22,4		96,0	47,4
1280	21,1		96,3	50,4
1300	19,9		96,4	53,4
1320	18,7		96,6	56,3
1340	17,6		96,9	59,1
1360	16,6		97,0	61,9
1380	15,6		97,2	64,7
1400	14,6		97,4	67,5
1420	13,7		97,6	70,3
1440	12,9		97,8	73,2
1460	12,0		98,1	76,2
1480	11,3		98,3	79,3
1500	10,5		98,6	82,5
1520	9,8		99,1	86,0
1540	9,2		99,8	89,7
1560	8,6		100,0	93,6
1580	8,0		100,0	97,8
1600				100,0

Tabela 4.5: Conteúdo faialítico e porcentagem de olivina, piroxênio e líquido no resíduo encontrados para simulação de composição CV, fO_2 IW e pressão igual a 512 bar.

Composição CV				
<i>Fugacidade IW e P= 512 bar</i>				
Temperatura (°C)	Faialita	% Clinopiroxênio	% Olivina	% Líquido
1000	38,79	7,50	83,51	3,34
1020	38,66	7,34	86,76	3,64
1040	38,50	6,83	87,21	4,05
1060	38,30	6,18	87,82	4,67
1080	38,02	5,27	88,73	5,77
1100	37,50	3,61	90,50	8,18
1120	36,51	0,31	94,42	13,60
1140	35,87		96,08	17,43
1160	35,27		96,21	19,44
1180	34,55		96,38	21,79
1200	33,69		96,56	24,47
1220	32,69		96,77	27,50
1240	31,55		96,91	30,67
1260	30,27		97,06	34,09
1280	28,89		97,22	37,69
1300	27,44		97,40	41,37
1320	25,95		97,61	45,09
1340	24,45		97,82	48,77
1360	22,98		98,06	52,40
1380	21,55		98,32	55,97
1400	20,18		98,60	59,47
1420	18,87		98,88	62,92
1440	17,63		99,23	66,36
1460	16,46		99,59	69,79
1480	15,36		100,01	73,27
1500	14,35		100,00	76,73
1520	13,38		100,01	80,33
1540	12,47		99,98	84,10
1560	11,60		99,98	88,10
1580	10,77		99,96	92,39
1600	9,99		99,85	97,05

Tabela 4.6: Conteúdo faialítico e porcentagem de olivina, piroxênio e líquido no resíduo encontrados para simulação de composição CV, fO_2 QFM e pressão igual a 512 bar.

Composição CV				
<i>Fugacidade QFM e P= 512 bar</i>				
Temperatura (°C)	Faialita	% Clinopiroxênio	% Olivina	% Líquido
1000	33,6	6,0	76,8	1,6
1020	33,7	5,9	77,6	2,3
1040	33,7	5,8	78,2	2,7
1060	33,8	5,6	78,9	3,5
1080	33,8	5,3	79,9	4,8
1100	33,1	3,8	82,8	9,6
1120	31,7		88,4	18,7
1140	30,4		92,1	26,1
1160	29,2		93,5	30,6
1180	28,0		93,7	33,8
1200	26,7		93,9	37,0
1220	25,4		94,1	40,1
1240	24,1		94,3	43,3
1260	22,8		94,4	46,4
1280	21,5		94,6	49,4
1300	20,3		94,7	52,3
1320	19,1		94,9	55,2
1340	18,0		95,0	58,1
1360	16,9		95,2	60,9
1380	15,9		95,3	63,7
1400	14,9		95,4	66,5
1420	14,0		95,5	69,3
1440	13,1		95,6	72,2
1460	12,3		95,6	75,2
1480	11,5		95,6	78,3
1500	10,8		95,6	81,5
1520	10,1		95,5	84,9
1540	9,4		95,1	88,5
1560	8,7		94,2	92,4
1580	8,1		90,7	96,6
1600				99,8

Referências Bibliográficas

C. M. O. Alexander, D. J. Barber, and R. Hutchison. The microstructure of Semarkona and Bishunpur. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53:3045–3057, November 1989. doi: 10.1016/0016-7037(89)90180-4. [cited at p. 12]

Frauke Alexander. Aluminium 26 decay as an astrophysical tool, January 2010. [cited at p. 8]

J. F. Bell. A probable asteroidal parent body for the CO or CV chondrites. *Meteoritics*, 23:256–257, September 1988. [cited at p. 3]

M.G Best. *Igneous and Metamorphic Petrology*. Blackwell Publishing, second edition, 2003. [cited at p. ix, x, 16, 18, 27]

D. T. Britt and G. J. Consolmagno. Meteorite Porosities and Densities: A Review of Trends in the Data. In S. Mackwell & E. Stansbery, editor, *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, volume 35 of *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, pages 2108–+, March 2004. [cited at p. xiii, 24]

L. B. Browning, H. Y. McSween, Jr., and M. E. Zolensky. Correlated alteration effects in CM carbonaceous chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60: 2621–2633, July 1996. doi: 10.1016/0016-7037(96)00121-4. [cited at p. 11]

T. E. Bunch and S. Chang. Carbonaceous chondrites. II - Carbonaceous chondrite phyllosilicates and light element geochemistry as indicators of parent body processes and surface conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44:1543–1577, October 1980. doi: 10.1016/0016-7037(80)90118-0. [cited at p. 12]

- T. H. Burbine, R. P. Binzel, S. J. Bus, and B. E. Clark. K asteroids and CO3/CV3 chondrites. *Meteoritics and Planetary Science*, 36:245–253, February 2001. doi: 10.1111/j.1945-5100.2001.tb01869.x. [cited at p. 4]
- L Cemic. *Thermodynamics in Minerals Science*. Springer, 2005. [cited at p. 16]
- R. N. Clayton. Oxygen isotopes in meteorites. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 21:115–149, 1993. doi: 10.1146/annurev.ea.21.050193.000555. [cited at p. 12]
- R. N. Clayton. Oxygen isotope studies of carbonaceous chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63:2089–2104, July 1999. doi: 10.1016/S0016-7037(99)00090-3. [cited at p. 12]
- Andrew M. Davis. *Treatise on Geochemistry*, volume 1. Elsevier, 2007. [cited at p. 25]
- A. Doressoundiram, M. A. Barucci, M. Fulchignoni, and M. Florczak. EOS Family: A Spectroscopic Study. *Icarus*, 131:15–31, January 1998. doi: 10.1006/icar.1997.5852. [cited at p. 4]
- E. R. Dufresne and E. Anders. On the chemical evolution of the carbonaceous chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 26:1085–1092, November 1962. doi: 10.1016/0016-7037(62)90047-9. [cited at p. 12]
- M. S. Ghiorso and R. O. Sack. Chemical mass transfer in magmatic processes IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119: 197–212, March 1995. doi: 10.1007/BF00307281. [cited at p. 15]
- C. A. Goodrich. Ureilites - A critical review. *Meteoritics*, 27:327–352, September 1992. [cited at p. 12]
- C. A. Goodrich. Brachinites: Residues from Low Degrees of Melting of a Heterogeneous Parent Body. *Meteoritics and Planetary Science Supplement*, 33: 60–+, July 1998. [cited at p. 11]
- A. Hashimoto and L. Grossman. Alteration of Al-rich inclusions inside amoeboid olivine aggregates in the Allende meteorite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51:1685–1704, June 1987. doi: 10.1016/0016-7037(87)90348-6. [cited at p. 12]

- R. Hayatsu and E. Anders. Organic compounds in meteorites and their origins. In F. L. Boschke, editor, *Cosmo- and Geochemistry*, pages 1–+, 1981. [cited at p. 12]
- K. Hirayama. Groups of asteroids probably of common origin. *Astron.J.*, 31: 185–188, October 1918. doi: 10.1086/104299. [cited at p. 3]
- O. Ichikawa and Y. Ikeda. Petrology of the Yamato-8449 CR chondrite. *Antarctic Meteorite Research*, 8:63–+, May 1995. [cited at p. 12]
- Y. Ikeda and M. Prinz. Petrologic study of the Belgica 7904 carbonaceous chondrite - Hydrous alteration, oxygen isotopes, and relationship to CM and CI chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57:439–452, January 1993. doi: 10.1016/0016-7037(93)90442-Y. [cited at p. 12]
- E. Jarosewich. Chemical analyses of meteorites - A compilation of stony and iron meteorite analyses. *Meteoritics*, 25:323–337, December 1990. [cited at p. xiii, 29]
- K. Keil. Thermal alteration of asteroids: evidence from meteorites. *Planetary and Space Science*, 48:887–903, August 2000. doi: 10.1016/S0032-0633(00)00054-4. [cited at p. xiii, 11, 12, 13]
- L. P. Keller and P. R. Buseck. Calcic micas in the Allende meteorite - Evidence for hydration reactions in the early solar nebula. *Science*, 252:946–949, May 1991. doi: 10.1126/science.252.5008.946. [cited at p. 12]
- L. P. Keller, K. L. Thomas, R. N. Clayton, T. K. Mayeda, J. M. Dehart, and D. S. McKay. Aqueous alteration of the Bali CV3 chondrite: Evidence from mineralogy, mineral chemistry, and oxygen isotopic compositions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58:5589–5598, December 1994. doi: 10.1016/0016-7037(94)90252-6. [cited at p. 12]
- A. N. Krot, M. I. Petaev, E. R. D. Scott, B.-G. Choi, M. E. Zolensky, and K. Keil. Progressive alteration in CV3 chondrites: More evidence for asteroidal alteration. *Meteoritics and Planetary Science*, 33:1065–1085, September 1998a. doi: 10.1111/j.1945-5100.1998.tb01713.x. [cited at p. 12]
- A. N. Krot, M. I. Petaev, M. E. Zolensky, K. Keil, E. R. D. Scott, and K. Nakamura. Secondary Ca-Fe-rich minerals in the Bali-like and Allende-like oxidized CV3 chondrites and Allende dark inclusions. *Meteoritics and Planetary*

- Science*, 33:623–645, July 1998b. doi: 10.1111/j.1945-5100.1998.tb01668.x.
[cited at p. 12]
- M. R. Lee, R. Hutchinson, and A. L. Graham. Aqueous alteration in the matrix of the Vigarano (CV3) carbonaceous chondrite. *Meteoritics and Planetary Science*, 31:477–483, July 1996. [cited at p. 12]
- J. S. Lewis. *Physics and chemistry of the solar system*. Elsevier, 2004.
[cited at p. ix, xiv, 10, 26, 61]
- K. Lodders. Solar System Abundances and Condensation Temperatures of the Elements. *ApJ*, 591:1220–1247, July 2003. doi: 10.1086/375492. [cited at p. ix, 23]
- T. J. McCoy, K. Keil, R. N. Clayton, T. K. Mayeda, D. D. Bogard, D. H. Garrison, G. R. Huss, I. D. Hutcheon, and R. Wieler. A petrologic, chemical, and isotopic study of Monument Draw and comparison with other acapulcoites: Evidence for formation by incipient partial melting. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60:2681–2708, July 1996. doi: 10.1016/0016-7037(96)00109-3.
[cited at p. 11]
- T. J. McCoy, K. Keil, R. N. Clayton, T. K. Mayeda, D. D. Bogard, D. H. Garrison, and R. Wieler. A petrologic and isotopic study of lodranites: Evidence for early formation as partial melt residues from heterogeneous precursors. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61:623–637, February 1997a. doi: 10.1016/S0016-7037(96)00359-6. [cited at p. 11]
- T. J. McCoy, K. Keil, D. W. Muenow, and L. Wilson. Partial melting and melt migration in the acapulcoite-lodranite parent body. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61:639–650, February 1997b. doi: 10.1016/S0016-7037(96)00365-1.
[cited at p. 13]
- H. Y. McSween. Are carbonaceous chondrites primitive or processed - A review. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 17:1059–1078, August 1979.
[cited at p. ix, 10]
- H. Y. McSween, Jr. Petrographic variations among carbonaceous chondrites of the Vigarano type. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 41:1777–1790, December 1977. doi: 10.1016/0016-7037(77)90210-1. [cited at p. 11]

- H. Y. McSween, Jr. *Meteorites and their Parent Planets*. February 1999. [cited at p. 12]
- H. Y. McSween, Jr., A. Ghosh, R. E. Grimm, L. Wilson, and E. D. Young. Thermal Evolution Models of Asteroids. *Asteroids III*, pages 559–571, 2002. [cited at p. viii, 9]
- T. Mothé-Diniz, J. M. Carvano, S. J. Bus, R. Duffard, and T. H. Burbine. Mineralogical analysis of the Eos family from near-infrared spectra. *Icarus*, 195: 277–294, May 2008. doi: 10.1016/j.icarus.2007.12.005. [cited at p. 4, 30, 32]
- C. E. Nehru, M. Prinz, M. K. Weisberg, M. E. Ebihara, R. N. Clayton, and T. K. Mayeda. A New Brachinite and Petrogenesis of the Group. In *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, volume 27 of *Lunar and Planetary Inst. Technical Report*, pages 943–+, March 1996. [cited at p. 11]
- S. M. Richardson. Vein formation in the C1 carbonaceous chondrites. *Meteoritics*, 13:141–159, March 1978. [cited at p. 11]
- G. Srinivasan, J. N. Goswami, and N. Bhandari. ²⁶Al in Eucrite Piplia Kalan: Plausible Heat Source and Formation Chronology. *Science*, 284:1348–+, May 1999. doi: 10.1126/science.284.5418.1348. [cited at p. 9]
- J. M. Sunshine, S. J. Bus, C. M. Corrigan, T. J. McCoy, and T. H. Burbine. Olivine-dominated asteroids and meteorites: Distinguishing nebular and igneous histories. *Meteoritics and Planetary Science*, 42:155–170, August 2007. doi: 10.1111/j.1945-5100.2007.tb00224.x. [cited at p. x, 4, 22, 29, 30, 31]
- H. C. Urey. Some Criticisms of "On the Origin of the Lunar Surface Features" by G. P. Kuiper. *Proceedings of the National Academy of Science*, 41:423–428, July 1955. doi: 10.1073/pnas.41.7.423. [cited at p. 8]
- W. R. van Schmus and J. A. Wood. A chemical-petrologic classification for the chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 31:747–747, 1967. doi: 10.1016/S0016-7037(67)80030-9. [cited at p. 10]
- M. Zolensky, R. Barrett, and L. Browning. Mineralogy and composition of matrix and chondrule rims in carbonaceous chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57:3123–3148, July 1993. doi: 10.1016/0016-7037(93)90298-B. [cited at p. 12]

- M. E. Zolensky. Hydrothermal Alteration of CM Carbonaceous Chondrites: Implications of the Identification of Tochilinite as One Type of Meteoritic PCP. *Meteoritics*, 19:346–+, December 1984. [cited at p. 12]

Apêndice A

Gráficos e Tabelas

Gráficos e tabelas correspondentes às pressões dadas na tabela 3.4.

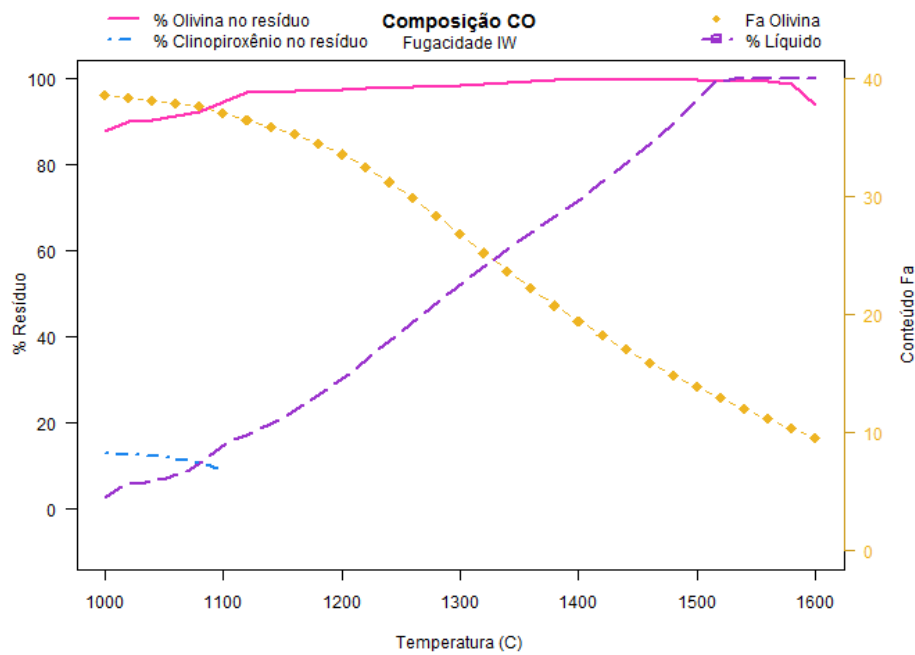


Figura A.1: Simulação para composição CO, fugacidade IW e pressão de 30 bar em função da temperatura. O eixo vertical à direita representa o índice do conteúdo Fa da olivina no resíduo. O resíduo é a parte sólida em cada estágio de aquecimento.

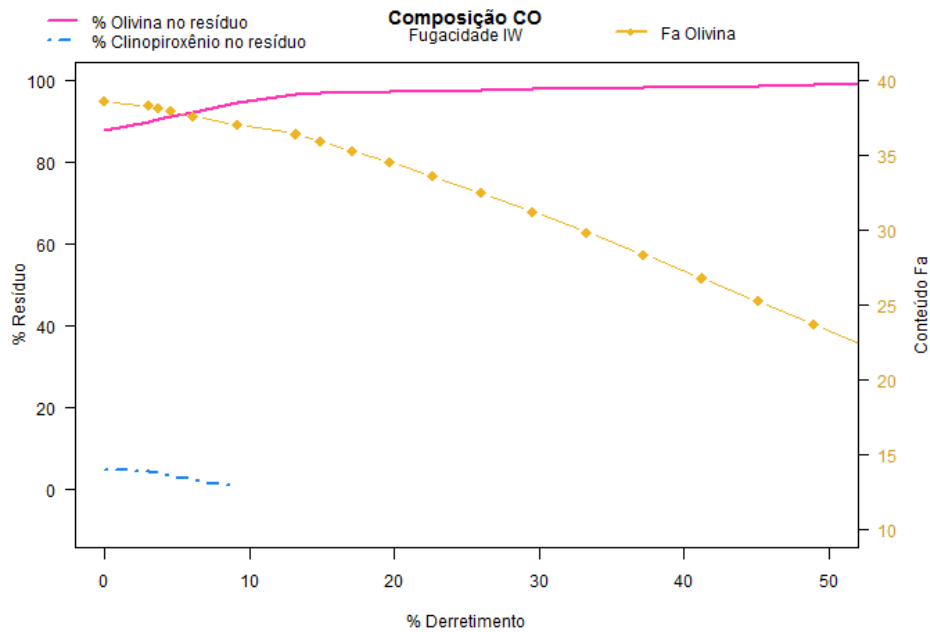


Figura A.2: Resultado em função da porcentagem de derretimento para composição CO, fugacidade IW e pressão igual a 30 bar.

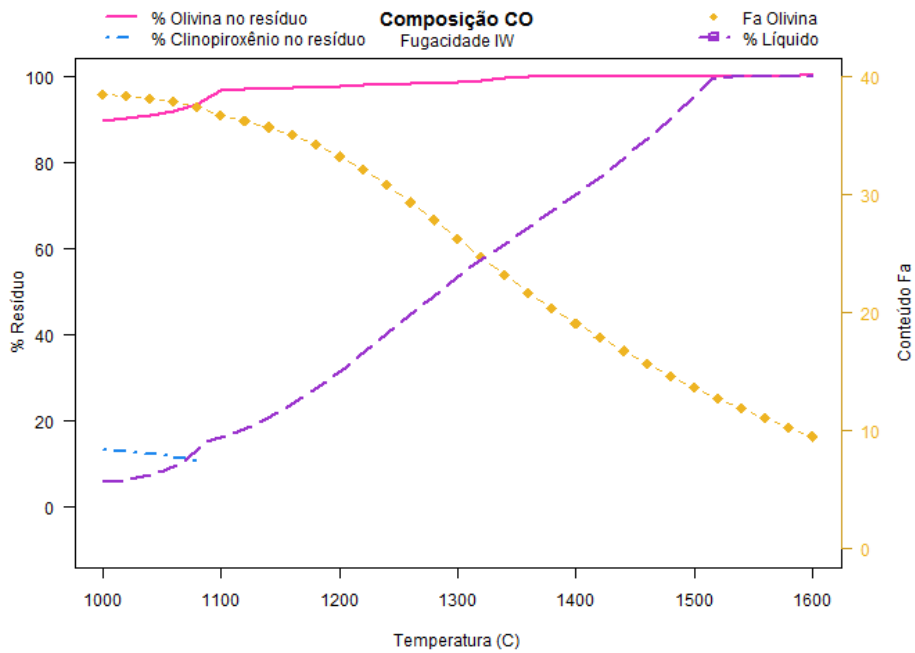


Figura A.3: Simulação para composição CO, fugacidade IW e pressão de 122 bar em função da temperatura. O eixo vertical à direita representa o índice do conteúdo Fa da olivina no resíduo. O resíduo é a parte sólida em cada estágio de aquecimento.

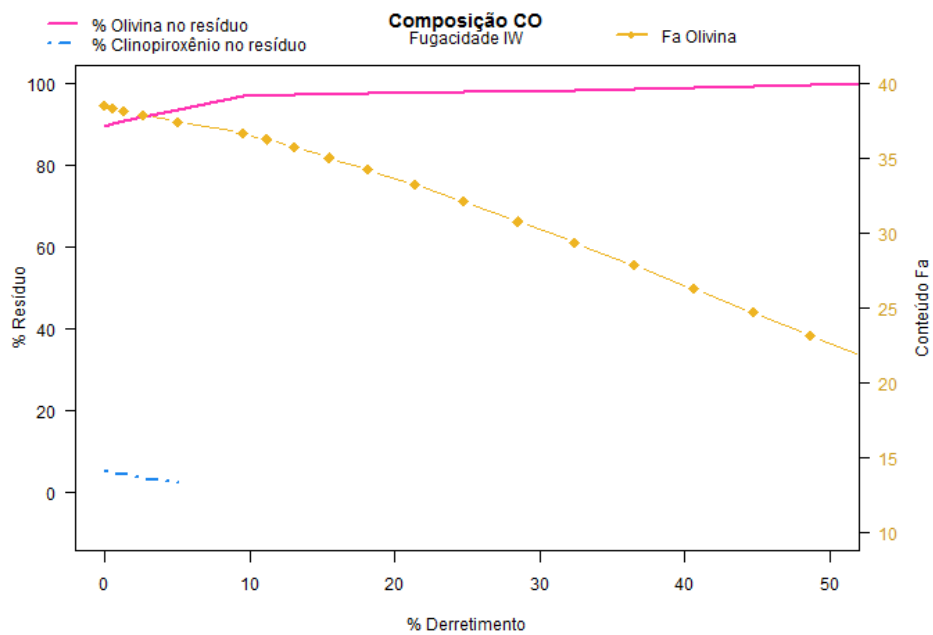


Figura A.4: Resultado em função da porcentagem de derretimento para composição CO, fugacidade IW e pressão igual a 122 bar.

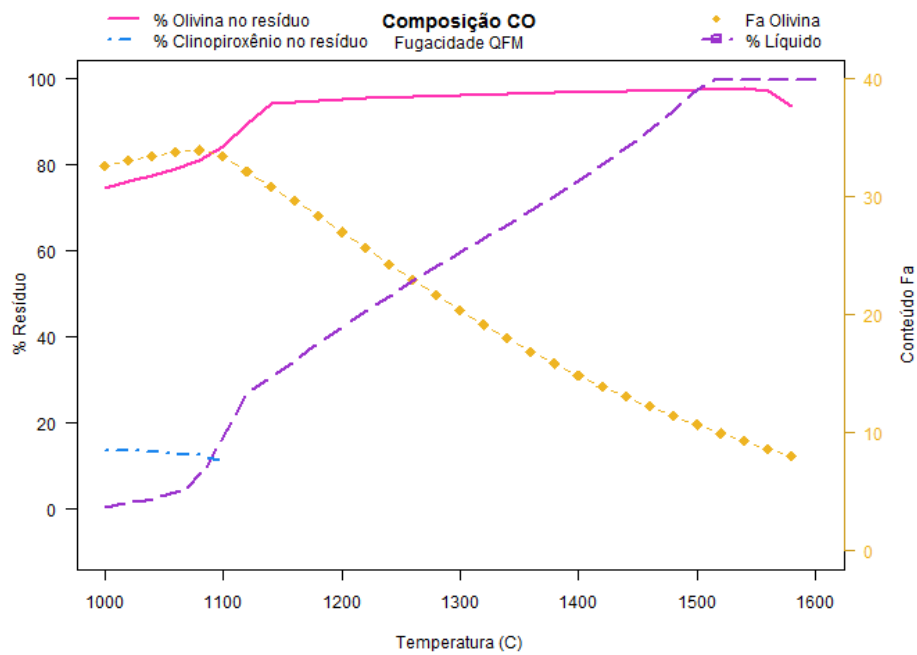


Figura A.5: Simulação para composição CO, fugacidade QFM e pressão de 1 bar em função da temperatura. O eixo vertical à direita representa o índice do conteúdo Fa da olivina no resíduo. O resíduo é a parte sólida em cada estágio de aquecimento.

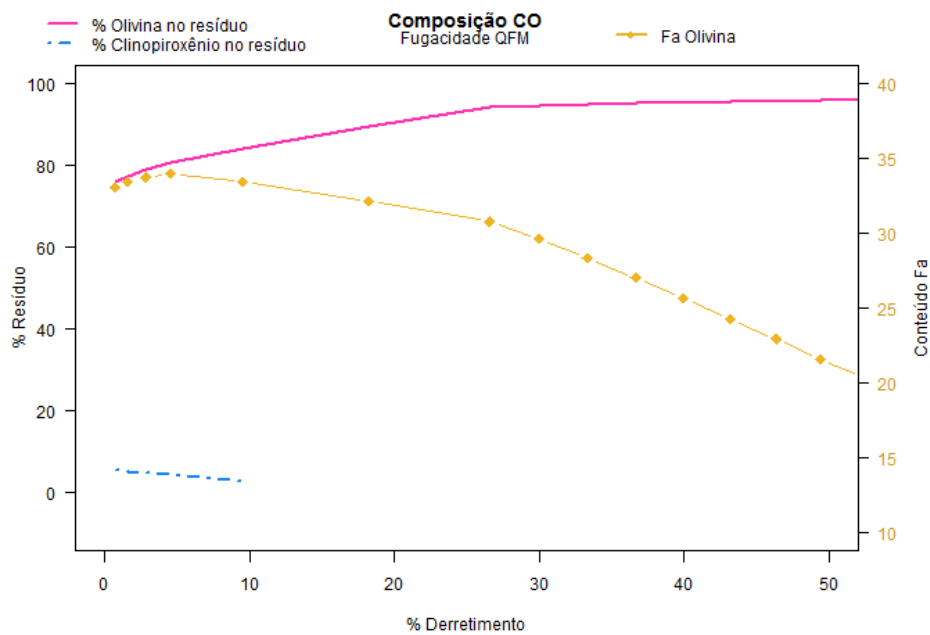


Figura A.6: Resultado em função da porcentagem de derretimento para composição CO, fugacidade QFM e pressão igual a 1 bar.

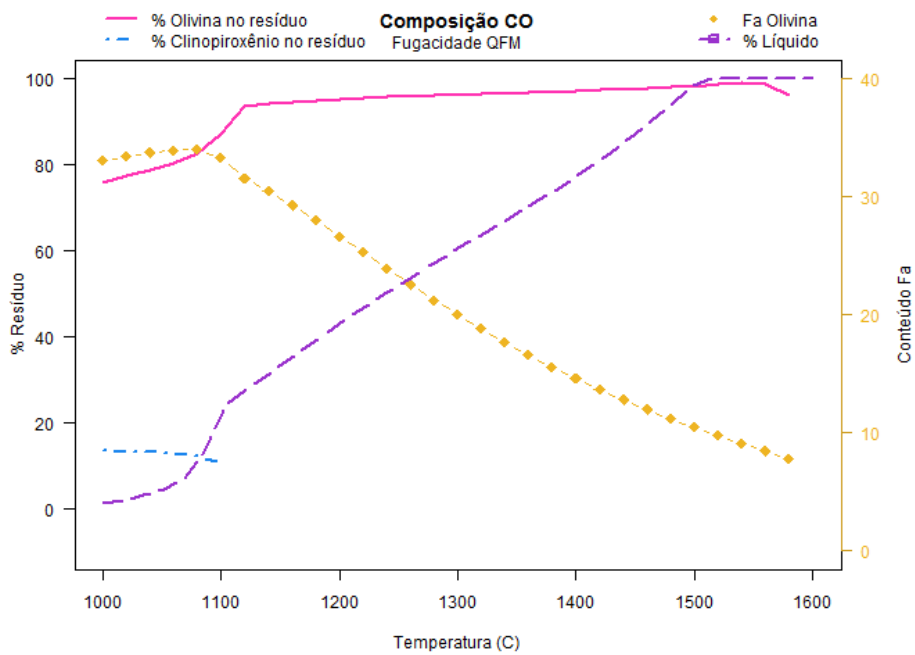


Figura A.7: Simulação para composição CO, fugacidade QFM e pressão de 30 bar em função da temperatura. O eixo vertical à direita representa o índice do conteúdo Fa da olivina no resíduo. O resíduo é a parte sólida em cada estágio de aquecimento.

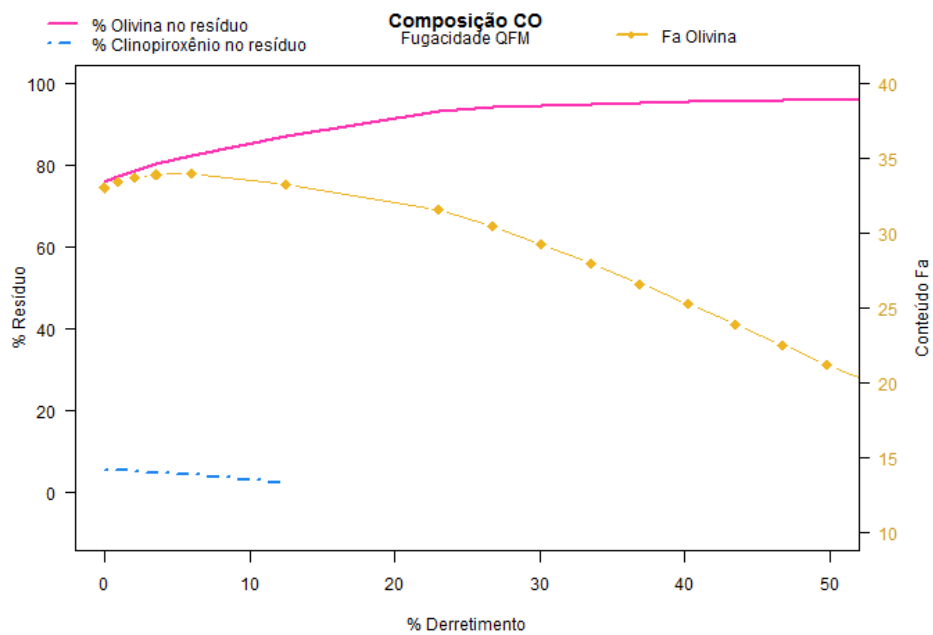


Figura A.8: Resultado em função da porcentagem de derretimento para composição CO, fugacidade QFM e pressão igual a 30 bar.

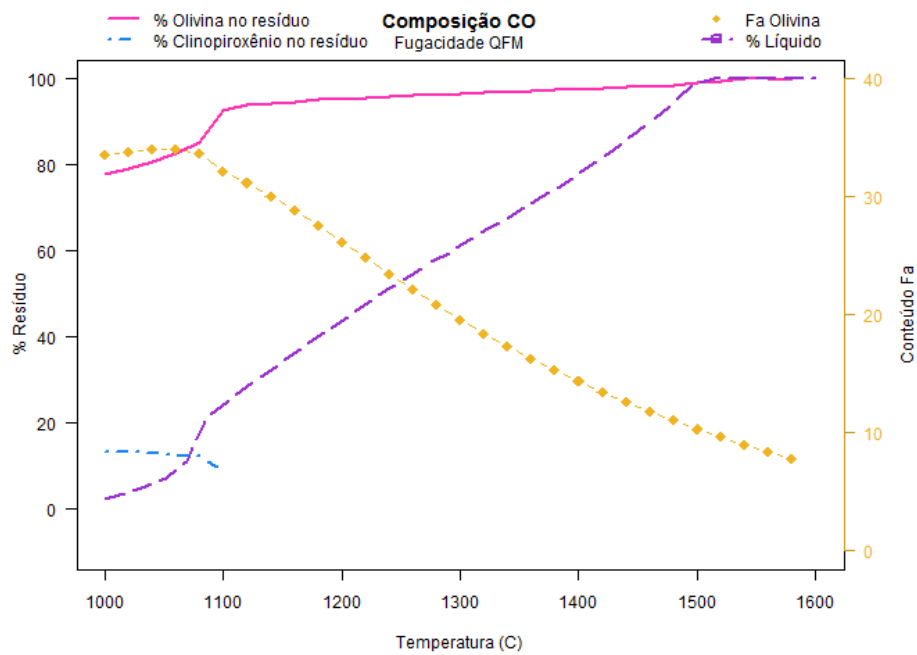


Figura A.9: Simulação para composição CO, fugacidade QFM e pressão de 122 bar em função da temperatura. O eixo vertical à direita representa o índice do conteúdo Fa da olivina no resíduo. O resíduo é a parte sólida em cada estágio de aquecimento.

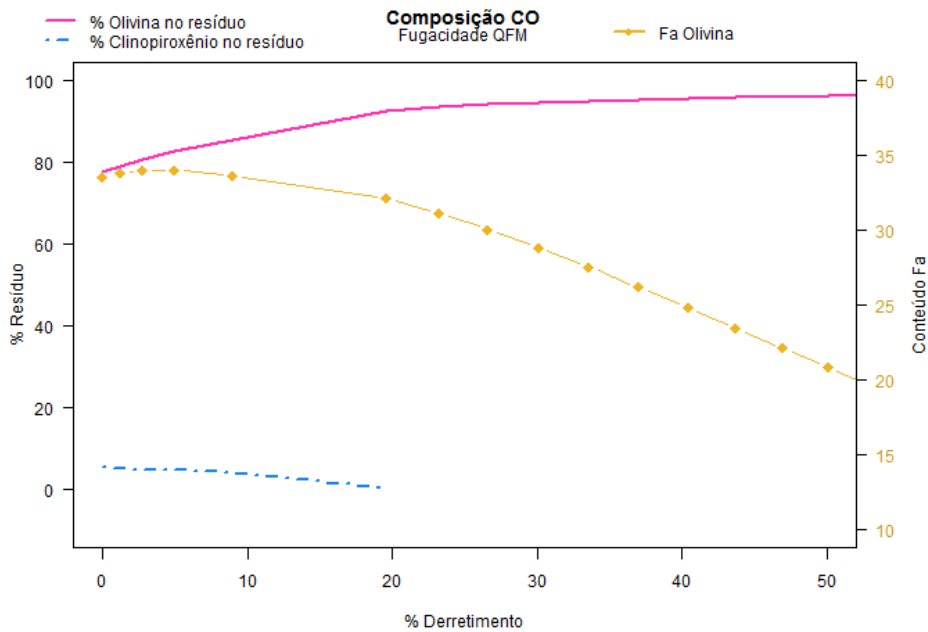


Figura A.10: Resultado em função da porcentagem de derretimento para composição CO, fugacidade QFM e pressão igual a 122 bar.

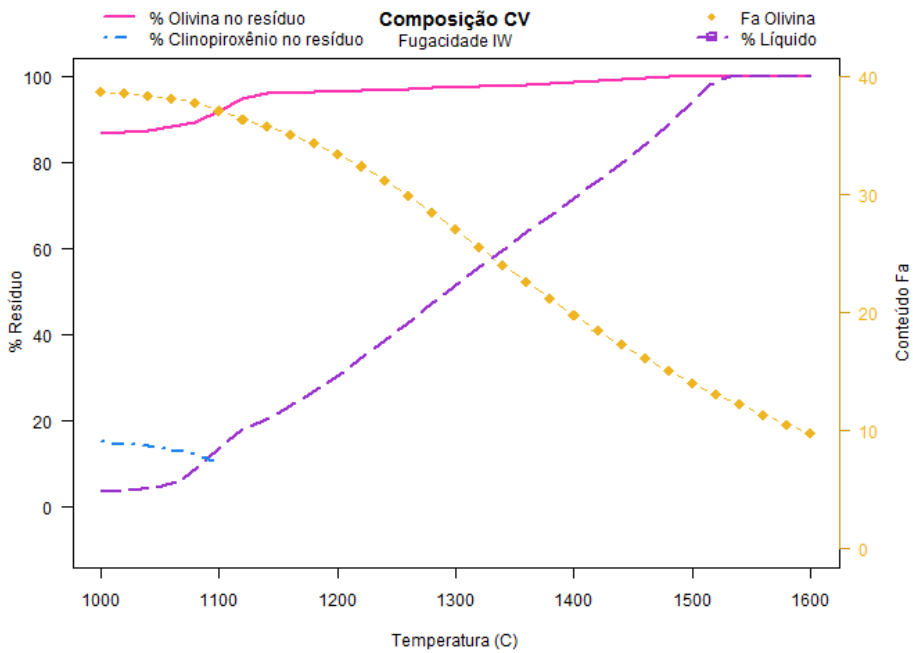


Figura A.11: Simulação para composição CV, fugacidade IW e pressão de 122 bar em função da temperatura. O eixo vertical à direita representa o índice do conteúdo Fa da Olivina no resíduo. O resíduo é a parte sólida em cada estágio de aquecimento.

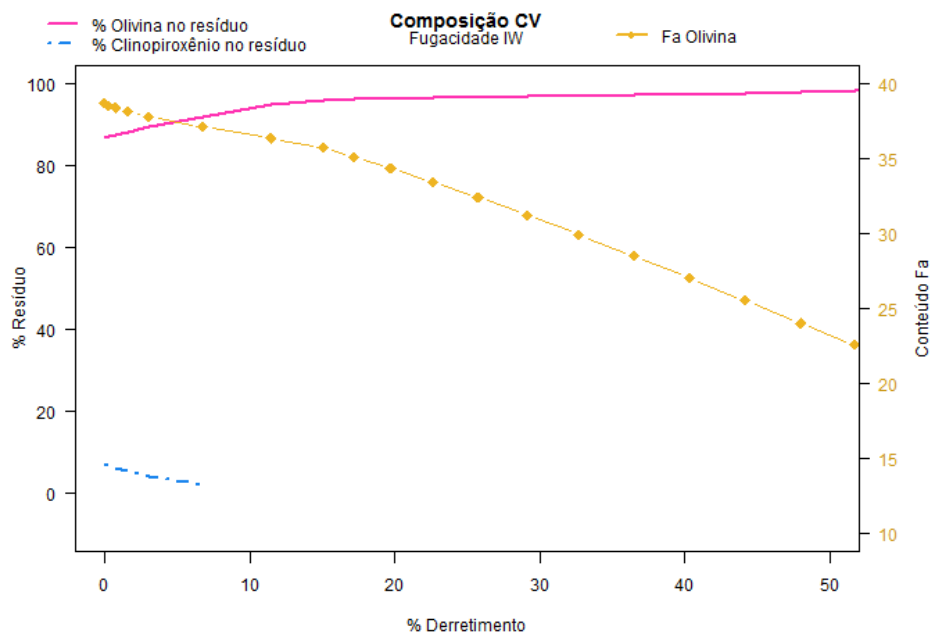


Figura A.12: Resultado em função da porcentagem de derretimento para composição CO, fugacidade IW e pressão igual a 122 bar.

Tabela A.1: Conteúdo faialítico e porcentagem de olivina, piroxênio e líquido no resíduo encontrados para simulação de composição CO, fO_2 IW e pressão igual a 3 bar.

Composição CO				
<i>Fugacidade IW e P=30 bar</i>				
Temperatura (°C)	Faialita	% Clinopiroxênio	% Olivina	% Líquido
1000	38,6	4,7	87,8	2,5
1020	38,3	4,5	89,9	5,5
1040	38,2	4,2	90,4	6,1
1060	37,9	3,5	91,2	7,0
1080	37,6	2,5	92,4	8,5
1100	37,0	0,7	94,7	11,5
1120	36,4		96,8	15,4
1140	35,9		96,9	17,1
1160	35,3		97,1	19,2
1180	34,5		97,3	21,7
1200	33,6		97,5	24,6
1220	32,5		97,7	27,9
1240	31,3		97,9	31,3
1260	29,9		98,1	35,0
1280	28,4		98,2	38,8
1300	26,8		98,5	42,7
1320	25,3		98,8	46,5
1340	23,7		99,1	50,3
1360	22,2		99,4	53,9
1380	20,8		99,7	57,5
1400	19,5		99,7	60,8
1420	18,3		99,7	64,1
1440	17,1		99,7	67,4
1460	16,0		99,6	70,8
1480	14,9		99,6	74,2
1500	13,9		99,6	77,8
1520	12,9		99,5	81,5
1540	12,0		99,4	85,4
1560	11,2		99,3	89,6
1580	10,4		98,8	94,1
1600	9,6		94,0	99,0

Tabela A.2: Como na Fig. A.1, para pressão 122 bar.

Composição CO				
<i>Fugacidade IW e P=122 bar</i>				
Temperatura (°C)	Faialita	% Clinopiroxênio	% Olivina	% Líquido
1000	38,5	5,3	89,7	5,6
1020	38,4	4,8	90,2	6,1
1040	38,2	4,3	90,9	6,9
1060	37,9	3,5	91,9	8,1
1080	37,5	2,3	93,6	10,4
1100	36,7		96,8	14,6
1120	36,3		97,0	16,2
1140	35,7		97,2	18,0
1160	35,1		97,4	20,2
1180	34,2		97,6	22,8
1200	33,3		97,8	25,8
1220	32,1		98,0	29,0
1240	30,8		98,1	32,5
1260	29,4		98,3	36,3
1280	27,9		98,6	40,1
1300	26,3		98,9	44,0
1320	24,7		99,2	47,8
1340	23,2		99,6	51,6
1360	21,7		100,0	55,2
1380	20,4		100,0	58,5
1400	19,1		100,0	61,7
1420	17,9		100,0	65,0
1440	16,8		100,0	68,2
1460	15,7		100,0	71,6
1480	14,7		100,0	75,0
1500	13,7		100,0	78,5
1520	12,8		100,0	82,2
1540	11,9		100,0	86,1
1560	11,1		100,0	90,2
1580	10,3		100,0	94,7
1600	9,5		100,8	99,5

Tabela A.3: Conteúdo faialítico e porcentagem de olivina, piroxênio e líquido no resíduo encontrados para simulação de composição CO, fO_2 QFM e pressão igual a 1 bar.

Composição CO				
<i>Fugacidade QFM e P=1 bar</i>				
Temperatura (°C)	Faialita	% Clinopiroxênio	%Olivina	%Líquido
1000	32,7	5,7	74,6	0,3
1020	33,1	5,4	76,0	1,0
1040	33,5	5,1	77,4	1,8
1060	33,8	4,8	79,0	3,0
1080	34,0	4,4	80,9	4,7
1100	33,4	2,6	84,1	9,6
1120	32,2		89,4	18,3
1140	30,8		94,2	26,6
1160	29,6		94,7	30,0
1180	28,4		95,0	33,3
1200	27,0		95,2	36,6
1220	25,7		95,4	39,9
1240	24,3		95,6	43,2
1260	22,9		95,8	46,3
1280	21,6		95,9	49,4
1300	20,4		96,1	52,4
1320	19,2		96,2	55,3
1340	18,0		96,4	58,1
1360	16,9		96,5	61,0
1380	15,9		96,7	63,7
1400	14,9		96,8	66,6
1420	14,0		96,9	69,4
1440	13,1		97,0	72,3
1460	12,2		97,2	75,2
1480	11,4		97,3	78,3
1500	10,7		97,4	81,6
1520	10,0		97,5	85,0
1540	9,3		97,6	88,6
1560	8,7		97,3	92,5
1580	8,1		93,6	96,8
1600				99,8

Tabela A.4: Como na Fig. A.3, para pressão 30 bar.

Composição CO				
<i>Fugacidade QFM e P=30 bar</i>				
Temperatura (°C)	Faialita	% Clinopiroxênio	% Olivina	% Líquido
1000	33,0	5,6	75,8	1,1
1020	33,4	5,3	77,3	1,9
1040	33,7	5,0	78,8	3,0
1060	34,0	4,7	80,5	4,5
1080	34,0	4,2	82,6	6,8
1100	33,3	2,2	87,0	13,2
1120	31,6		93,4	23,6
1140	30,5		94,3	27,3
1160	29,3		94,7	30,7
1180	28,0		95,0	34,1
1200	26,6		95,3	37,4
1220	25,3		95,5	40,7
1240	23,9		95,7	44,0
1260	22,6		95,9	47,1
1280	21,3		96,1	50,2
1300	20,0		96,3	53,2
1320	18,8		96,5	56,1
1340	17,7		96,6	58,9
1360	16,6		96,8	61,8
1380	15,6		97,0	64,6
1400	14,6		97,2	67,4
1420	13,7		97,4	70,3
1440	12,8		97,5	73,2
1460	12,0		97,8	76,2
1480	11,2		98,0	79,3
1500	10,5		98,3	82,6
1520	9,8		98,7	86,1
1540	9,1		99,2	89,9
1560	8,5		98,9	93,9
1580	7,9		96,1	98,2
1600				99,9

Tabela A.5: Como na Fig.A.3, para pressão 122 bar.

Composição CO				
<i>Fugacidade QFM e P= 122 bar</i>				
Temperatura (°C)	Faialita	% Clinopiroxênio	% Olivina	% Líquido
1000	33,5	5,3	77,6	2,3
1020	33,8	5,1	79,2	3,4
1040	34,0	4,9	80,7	4,9
1060	34,0	4,6	82,6	7,0
1080	33,7	4,1	85,3	11,0
1100	32,1	0,4	92,7	21,3
1120	31,1		93,8	24,8
1140	30,1		94,3	28,1
1160	28,8		94,7	31,5
1180	27,5		95,0	34,9
1200	26,2		95,3	38,3
1220	24,8		95,6	41,6
1240	23,5		95,8	44,9
1260	22,1		96,1	48,0
1280	20,8		96,3	51,1
1300	19,6		96,5	54,1
1320	18,4		96,8	57,0
1340	17,3		96,9	59,8
1360	16,3		97,2	62,6
1380	15,3		97,4	65,3
1400	14,3		97,6	68,1
1420	13,5		97,8	71,0
1440	12,6		98,0	73,9
1460	11,8		98,3	76,9
1480	11,1		98,6	80,0
1500	10,3		99,0	83,3
1520	9,7		99,5	86,8
1540	9,0		100,0	90,5
1560	8,4		100,1	94,4
1580	7,8		99,7	98,7
1600				100,0

Tabela A.6: Conteúdo faialítico e porcentagem de olivina, piroxênio e líquido no resíduo encontrados para simulação de composição CV, f_{O_2} IW e pressão igual a 122 bar.

Composição CV				
<i>Fugacidade IW e P= 122 bar</i>				
Temperatura (°C)	Faialita	% Clinopiroxênio	% Olivina	% Líquido
1000	38,71	7,17	86,66	3,26
1020	38,57	6,68	87,07	3,58
1040	38,40	6,09	87,58	4,04
1060	38,17	5,34	88,31	4,81
1080	37,83	4,19	89,44	6,21
1100	37,14	1,99	92,00	9,79
1120	36,36		94,91	14,40
1140	35,75		96,14	17,83
1160	35,12		96,28	19,93
1180	34,37		96,45	22,37
1200	33,47		96,65	25,16
1220	32,43		96,82	28,21
1240	31,25		96,96	31,46
1260	29,94		97,12	34,94
1280	28,53		97,31	38,58
1300	27,05		97,50	42,29
1320	25,55		97,71	46,01
1340	24,05		97,94	49,68
1360	22,59		98,20	53,29
1380	21,17		98,45	56,84
1400	19,81		98,74	60,32
1420	18,52		99,06	63,76
1440	17,30		99,43	67,17
1460	16,15		99,84	70,61
1480	15,08		100,00	74,03
1500	14,08		100,02	77,51
1520	13,13		100,03	81,13
1540	12,23		99,99	84,93
1560	11,37		99,97	88,98
1580	10,55		100,03	93,33
1600	9,78		100,04	98,06

Apêndice B

Minerais

Apresentamos alguns dos principais minerais encontrados em meteoritos.

Tabela B.1: Tabela com exemplos de minerais encontrados em meteoritos. É dada a sua fórmula química, tipo e em que classe de meteoritos são usualmente encontrados, onde: CO são os condritos carbonáceos, OC são meteoritos ordinários e E para meteoritos enstatita e acondritos [Lewis, 2004].

Mineral	Composição	Tipo	Meteorito
Hematita	Fe_2O_3	Óxido	CO
Magnetita	Fe_3O_4	Óxido	CO
Quartzo	SiO_2	Óxido	E
Olivinas (Série Sólida)*	$(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$	Silicato	OC
↪ <i>Faialita</i>	Fe_2SiO_4		
↪ <i>Fosterita</i>	Mg_2SiO_4		
Piroxênio (Série Sólida)		Silicato	OC
↪ <i>Ortopiroxênio</i>	$(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_3$		
Enstatita	MgSiO_3		
Ferrosilita	FeSiO_3		
↪ <i>Clinopiroxênio</i>	$(\text{Ca, Mg, Fe})\text{Si}_3$		
Wollastinita	CaSiO_3		
Feldspato (Série Sólida)		Silicato	OC
↪ <i>Plagioclase</i>			
Anortita	$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$		
Albita	$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$		

*Série Sólida ou Série isomorfa é um conjunto de minerais que possuem estrutura interna constante variando apenas a composição.

