

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

FORMAÇÃO DE CROMITITO DO COMPLEXO JACURICI, CRÁTON SÃO FRANCISCO, BAHIA: MODELAMENTO PETROGENÉTICO A PARTIR DE SIMULAÇÕES COM USO DO SOFTWARE MELTS

MARTIN ANDRADE STRÖHER

PORTO ALEGRE

2022

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

MARTIN ANDRADE STRÖHER

FORMAÇÃO DE CROMITITO DO COMPLEXO JACURICI, CRÁTON SÃO FRANCISCO, BAHIA: MODELAMENTO PETROGENÉTICO A PARTIR DE SIMULAÇÕES COM USO DO SOFTWARE MELTS

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Apresentado na forma de monografia, junto à disciplina Projeto Temático em Geologia III, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientadora: Prof.^a Juliana Charão Marques

Supervisor: Dr. Felipe Padilha Leitzke

PORTO ALEGRE

2022

CIP - Catalogação na Publicação

Ströher, Martin
FORMAÇÃO DE CROMITITO DO COMPLEXO JACURICI, CRÁTON
SÃO FRANCISCO, BAHIA: MODELAMENTO PETROGENÉTICO A
PARTIR DE SIMULAÇÕES COM USO DO SOFTWARE MELTS /
Martin Ströher. -- 2022.
79 f.
Orientadora: Juliana Marques.

Coorientadora: Felipe Leitzke.

Trabalho de conclusão de curso (Graduação) --
Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto
de Geociências, Curso de Geologia, Porto Alegre,
BR-RS, 2022.

1. Petrologia. 2. MELTS. 3. Cromitito. 4. Complexos
Ultramáficos. 5. Assimilação. I. Marques, Juliana,
orient. II. Leitzke, Felipe, coorient. III. Título.

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso intitulado “**FORMAÇÃO DE CROMITITO DO COMPLEXO JACURICI, CRÁTON SÃO FRANCISCO, BAHIA: MODELAMENTO PETROGENÉTICO A PARTIR DE SIMULAÇÕES COM USO DO SOFTWARE MELTS**” elaborado por MARTIN ANDRADE STRÖHER, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

Prof. Rommulo Vieira Conceicao

Prof.^a Carla Cristine Porcher

Prof. Everton Marques Bongioiolo

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiro aos meus pais, que sempre deram seu melhor, me apoiando, me educando e me ensinando a viver. Sem eles não chegaria onde hoje estou.

Agradeço ao meu namorado e melhor amigo, Robson, por todo o amor, companheirismo, paciência e por ser a minha pessoa favorita nesse mundo.

Agradeço à minha melhor amiga Leticia, que é minha fiel escudeira, confidente e parceira, que é o caranguejo do meu crocodilo.

Agradeço a meu supervisor Felipe, por me ensinar e auxiliar desde o início do meu trabalho de conclusão.

Agradeço à minha orientadora e melhor professora Juliana, por toda a paciência, carinho e auxílio desde o meu primeiro ano de graduação até o final do meu trabalho de conclusão.

E por último, meus eternos agradecimentos à LIMPETAO: pessoas que transformaram os momentos que poderiam ter sido os mais miseráveis em risadas sem fim, que me acompanharam nos meus altos e baixos nesses últimos cinco anos e fizeram da minha graduação uma experiência leve e muito feliz. Com vocês nunca teve tempo ruim, e além de um diploma e muito conhecimento levo junto melhores amigas pra minha vida inteira. Luíza, Isadora, Paula, Elisa e Thais, fica o meu muito obrigado por fazerem absolutamente tudo valer a pena, e por ter feito esses 5 anos inesquecíveis.

RESUMO

O Complexo Jacurici é uma intrusão máfica-ultramáfica acamadada localizada no Cráton São Francisco, no estado da Bahia. Possuindo um *trend* geral N-S e cerca de 70 Km de comprimento por 20 Km de largura, a intrusão segmentada em vários corpos hospeda o maior depósito de cromo do Brasil em uma camada de cromitito que chega a até 8m de espessura. O modelo petrogenético discutido para a intrusão relaciona a gênese do depósito com um conduto magmático onde passou grande volume de magma. A assimilação das encaixantes carbonáticas do Complexo Jacurici é considerado um gatilho para a cristalização exclusiva de cromita e gerando a camada maciça de minério. Esse trabalho teve como objetivo reproduzir esse cenário através de simulações no Software MELTS utilizando dados de química mineral e rocha total do furo I-328-55 do segmento Ipueira Sul. Para isso foram utilizados diferentes métodos para estimativa dos parâmetros físico-químicos e definição do magma parental que deu origem ao Complexo Jacurici. O magma parental foi definido como boninito de alto magnésio ($MgO \cong 18\%$) com base em forte afinidade geoquímica evidenciada em dados de modelamento de elementos traço. Os parâmetros representativos das condições de cristalização da LUU e MCL foram definidos como: pressão de 7 ou 3 Kbar; $fO_2 = +2$ (ΔFMQ). Foram realizadas 18 simulações referentes à cristalização que antecede a formação do cromitito e 24 simulações referentes à cristalização da camada massiva de minério. Os resultados de simulações apontam que em um regime de conduto, a cristalização de magma boninitico com alto magnésio com $fO_2 = +2$ (ΔFMQ) e pressão = 3 ou 7 Kbar, são capazes de reproduzir a assembleia mineral e teores de forsterita observados nas amostras do complexo. A assimilação de rochas carbonáticas durante o processo de cristalização é capaz de ampliar a janela de cristalização de espinélio como fase única em até 300%, sendo que o melhor cenário foi aquele que considerou pressão de 7 Kbar, $fO_2 = +2$ (ΔFMQ) e entrada de cerca de 30% da massa inicial do sistema em assimilação de encaixantes. Os resultados de química mineral obtidos nessas condições são os mais próximos do que é observado na camada maciça de minério do Complexo Jacurici. Nesse cenário, cristalizam 0,5% da massa inicial do sistema em cromita como fase única. Através de cálculo simples de balanço de massa, nessas condições seria necessária uma coluna de magma de cerca de 1400 m de espessura para cristalização de uma camada de 7 m de cromitito massivo. Tal volume de magma pode ser explicado pela hipótese do regime de conduto já proposta em trabalhos anteriores. Os dados obtidos permitiram definir o magma boninitico de alto magnésio como melhor opção de magma parental, e as simulações demonstraram a influência que a assimilação de encaixantes tem na geração do cromitito, corroborando para a hipótese de atuarem como

mecanismo chave na geração do depósito. Recomenda-se simulações adicionais para melhor entendimento e quantificação desse fenômeno.

Palavras-Chave: Petrologia. MELTS. Cromitito. Complexos Ultramáficos. Assimilação.

ABSTRACT

The Jacurici Complex is a layered mafic-ultramafic intrusion located in São Francisco Craton, in the state of Bahia. Having a general N-S trend and being about 70 Km long to 20 Km wide, the segmented intrusion in several bodies hosts the largest deposit of chromium in Brazil in an 8 m thick chromite layer. The petrogenetic model discussed for the intrusion relates the genesis of the deposit to a magmatic conduit through which a large volume of magma passed. The assimilation of carbonate host rocks from the Jacurici Complex is considered the trigger for the exclusive crystallization of chromite and generation of the massive ore layer. This work had the objective to reproduce this scenario through simulations in MELTS software using mineral chemistry and whole rock data from the I-328-55 bore hole of the Ipueira Sul segment. In order to achieve this, different methods were used to define the physicochemical parameters and parental magma composition that originated the Jacurici Complex. The parental magma was defined as a high magnesium boninite ($\text{MgO} \cong 18\%$) based on strong geochemical affinity evidenced in trace element modeling data. Representative parameters of LUU and MCL crystallization conditions were defined as: pressure of 7 or 3 Kbar; $f\text{O}_2 = +2$ (ΔFMQ). 18 simulations were performed reproducing the crystallization that precedes the formation of chromite and 24 simulations were done aiming to achieve the crystallization of the massive ore layer. The simulation results indicate that in a conduit regime, the crystallization of a high magnesium boninitic magma with $f\text{O}_2 = +2$ (ΔFMQ) and pressure of 3 or 7 Kbar reproduces the mineral assemblage and forsterite contents observed in the Jacurici Complex samples. The assimilation of country carbonate rocks during the crystallization process is capable of increasing the crystallization window of spinel as a single phase by up to 300%, and the best fitting scenario was the one that considered a pressure of 7 Kbar, $f\text{O}_2 = +2$ (ΔFMQ) and entry of about 30% of the system's initial mass in carbonate rock assimilation. The mineral chemistry results obtained under these conditions are the closest to what is observed in the massive ore layer of the Jacurici Complex. In this scenario, 0,5% of the initial mass of the system crystallizes as chromite in a single phase. Through a simple mass balance calculation, under these conditions, a column of magma about 1400 m thick would be required to crystallize a 7 m layer of massive chromite. Such volume of magma can be explained by the hypothesis of a conduit regime already proposed in previous works. The data obtained in this work defined a high magnesium boninitic magma as the best parental magma option for Jacurici

Complex intrusion, and simulations demonstrated the influence that the host rocks assimilation has on the generation of chromite, corroborating the hypothesis that they act as a key mechanism in the generation of the deposit. Additional simulations are recommended for a better understanding and quantification of this phenomenon.

Key-words: Petrology. MELTS. Chromitite. Ultramafic complex. Assimilation.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Mapa generalizado do Cráton São Francisco	18
Figura 2. Contexto geotectônico do Complexo Jacurici..	21
Figura 3. Estratigrafia do Complexo Jacurici	24
Figura 4. Modelo proposto para formação de cromita no Complexo Jacurici.....	28
Figura 5. Interface do <i>MELTS for Excel</i> (Ghiorso et al., 2014).....	31
Figura 6. Interface do software easyMELTS para Windows.....	33
Figura 7. Compilação dos cálculos de estimativa de ETR's do magma original para as 5 amostras da LUU.	42
Figura 8. Compilação dos cálculos de estimativa de ETR's do magma original para as 6 amostras da UUU.....	43
Figura 9. Compilação dos cálculos de estimativa de ET's do magma original para as 5 amostras da LUU	44
Figura 10. Compilação dos cálculos de estimativa de ET's do magma original para as 6 amostras da UUU.....	45
Figura 11. Comparação de assinaturas geoquímicas de diferentes rochas ultramáficas.....	47
Figura 12. Diagrama que divide os diferentes tipos de lavas com base nos teores de Si8 e Ti8	49
Figura 13. Modelamentos de ETR das amostras da LUU	50
Figura 14. Modelamentos de ETR das amostras da UUU	51
Figura 15. Comparação de assinaturas geoquímicas de ET's dos diferentes boninitos	52
Figura 16. Comparação de assinaturas geoquímicas de ETR's dos diferentes boninitos	53
Figura 17. Intervalos de Cr# obtidos nas simulações para os espinélios.	66
Figura 18. Intervalos de Mg# obtidos nas simulações para os espinélios.....	67
Figura 19. Intervalos de Fe ⁺³ # obtidos nas simulações para os espinélios	68
Figura 20. Intervalos de Al# obtidos nas simulações para os espinélios.....	68

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Dados utilizados para o cálculo de fO ₂ usando a fórmula de Ballhaus	56
Tabela 2. Dados de entrada inseridos no software MELTS para as 18 simulações de cristalização da LUU.	59
Tabela 3. Dados de entrada e saída das simulações referentes à LUU realizadas no software MELTS.....	60
Tabela 4. Tabela demonstrando o aumento na proporção de espinélio cristalizado diretamente relacionado à assimilação de encaixantes do Complexo Jacurici.	62
Tabela 5. Dados de entrada e saída das simulações referentes à cristalização do cromitito da MCL realizadas no software MELTS.....	64

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	14
1.1 TEMA DO ESTUDO	14
1.2 HIPÓTESES	14
1.3 OBJETIVOS E METAS	15
1.4 JUSTIFICATIVA DO ESTUDO	16
2 CONTEXTO GEOLÓGICO E REFERENCIAL TEÓRICO	17
2.1 GEOLOGIA REGIONAL	17
2.2 COMPLEXOS MÁFICOS-ULTRAMÁFICOS	19
2.3 A FORMAÇÃO DE CROMITITOS	20
2.4 O COMPLEXO JACURICI	21
2.5 ESTRATIGRAFIA DO COMPLEXO JACURICI	22
2.6 SOFTWARE DE MODELAGEM PETROLÓGICA - MELTS	28
2.6.1 INTERFACE GRÁFICA DO USUÁRIO	31
2.6.2 MODELO DE CÁLCULO TERMODINÂMICO	32
3 METODOLOGIA E ESTRATÉGIAS DE AÇÃO	33
4.1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	33
4.2 DADOS DE AMOSTRAS – SEGMENTO IPUEIRA SUL	34
4.3 DEFINIÇÃO DE PARÂMETROS	35
4.3.1 COMPOSIÇÃO DO MAGMA PARENTAL	35
4.3.2 PRESSÃO	37
4.3.3 FUGACIDADE DE OXIGÊNIO (FO ₂)	37
4.3.4 ASSIMILAÇÃO DE ENCAIXANTES	38
4.3.5 TEMPERATURA	39
4.4 MODELAMENTO PETROGENÉTICO	39
5 RESULTADOS E DISCUSSÕES	40

5.1 DEFINIÇÃO DO MAGMA PARENTAL	40
5.1.1 MODELAMENTO DE ELEMENTOS TRAÇO	41
5.1.2 ANÁLISE DOS DADOS	46
5.1.3 BONINITO COMO MAGMA PARENTAL	48
5.2 DEFINIÇÃO DA PRESSÃO	54
5.3 DEFINIÇÃO DA FUGACIDADE DE OXIGÊNIO	55
5.4 SIMULAÇÕES NO SOFTWARE MELTS	56
5.4.1 SIMULAÇÃO DE FORMAÇÃO DA LUU	57
5.4.2 SIMULAÇÃO DE FORMAÇÃO DA MCL	61
6 CONCLUSÃO	71
7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	74

1 INTRODUÇÃO

1.1 Tema do estudo

Metal indispensável para a indústria e desenvolvimento de novas tecnologias, o Cromo tem como principal fonte no mundo os depósitos em rochas acamadadas máficas-ultramáficas. Esse projeto busca testar a hipótese de contaminação crustal já proposta para a formação da camada anômala de minério de cromo do Complexo Jacurici (Marques et al. 2003, 2017; Friedrich et al. 2020), na Bahia, por meio de modelamento petrológico, através do uso do software MELTS (Ghiorso et al., 2002; Ghiorso e Sack, 1995).

Hospedando o maior depósito de Cromo no Brasil, o Complexo Jacurici está inserido na porção nordeste do Cráton São Francisco (Bahia), entre o Bloco Serrinha e o Cinturão Salvador-Curaçá. Este complexo é datado em torno de $2,085 \pm 5$ Ma através de datações U-Pb (Oliveira et al., 2004). Hospeda uma camada maciça de cromitito que atinge até 8m de espessura em meio à intrusão máfica-ultramáfica de até 300m. Com dimensões em cerca de 70 Km de comprimento e 20 Km de largura, de *trend* geral N-S, a intrusão que originalmente era contínua foi tectonicamente segmentada em diversos corpos (Marques, 2003; Marques et al., 2017). Até hoje já foram desenvolvidos estudos de detalhe nos segmentos mineralizados Ipueira e Medrado (Deus e Viana, 1982; Marinho et al., 1986; Mello et al. 1986; Marques et al., 2003; Marques, 2003), Várzea do Macaco (Dias et al., 2014; Marques et al., 2017) e Monte Alegre Sul (Friedrich et al., 2020; Marques et al., 2017).

Atualmente a reserva é explorada pela Companhia de Ferro Ligas da Bahia FERBASA, e são estimadas cerca de 40.000.000 toneladas de minério de cromo, com teor médio de 39 wt% de Cr_2O_3 (FERBASA *internal report*; Friedrich et al., 2019). O segmento Ipueira, de onde as amostras usadas como base para elaboração desse estudo foram coletadas, é também o segmento que possui mais dados publicados em decorrência da melhor preservação e por concentrar grande parte do interesse econômico da área.

1.2 Hipóteses

São muitas as hipóteses desenvolvidas para explicar a ocorrência de depósitos de cromo em complexos ultramáficos. O Complexo de Bushveld, localizado na África

do Sul, é o mais estudado depósito de cromo em rochas máfica-ultramáficas acamadadas, apresentando diversas camadas finas de cromitito intercaladas em ocorrência cíclica. Em contraste, o Complexo Jacurici é um dos menos estudados a nível global, e diferencia-se desse contexto por apresentar uma única camada massiva de cromitito chegando a até 8m de espessura.

Marques (2003) explica a ocorrência dessa camada de espessura anômala de minério relacionando a gênese do depósito com a hipótese de um conduto magmático e ocorrência de contaminação crustal através de assimilação das encaixantes do complexo por um magma parental sublitosférico. Estudos posteriores de Marques et al. (2017) e Friedrich et al. (2020) corroboram essa hipótese através de análises de inclusões em cromitas e análises de química mineral dos segmentos Monte Alegre Sul e Várzea do Macaco.

No entanto, são diversas as variáveis a serem consideradas para a simulação desse processo no contexto geológico do Complexo Jacurici: pressão da câmara magmática, temperatura do magma, fugacidade de oxigênio (fO_2), composição do magma parental e quantificação da assimilação crustal. O intuito desse trabalho é, portanto, entender a influência da assimilação de encaixantes e estimar os parâmetros físico-químicos que atuaram em câmara magmática na formação do minério com o emprego do software de modelagem petrológica MELTS (Ghiorso et al., 2002; Ghiorso e Sack, 1995). Assim, serão gerados dados a respeito das condições físico-químicas e mecanismos petrológicos que podem ter atuado na formação do depósito, e suas respectivas implicações para o desenvolvimento de pesquisas futuras no contexto do Complexo Jacurici.

1.3 Objetivos e metas

O projeto tem como objetivo entender a influência da assimilação de encaixantes carbonáticas e definir parâmetros relativos à formação da camada principal de cromitito do Complexo Jacurici, bem como os mecanismos envolvidos no processo. De forma a atingir a meta principal, são propostos os objetivos específicos:

- Estimar os parâmetros físico-químicos (pressão, temperatura, fO_2) que representem condições semelhantes às que se supõem terem ocorrido no evento metalogenético;
- Revisar e definir o magma parental envolvido nos processos petrogenéticos a partir de dados geoquímicos, de química mineral e coeficientes de partição;
- Comparar os dados obtidos em software de modelagem petrológica com dados já publicados da área de estudo.

1.4 Justificativa do estudo

Metal muito utilizado na confecção de ligas de aço, o Cromo tem papel importante na indústria metalúrgica, sendo indispensável para proteção à corrosão na produção de ligas inoxidáveis. Nesse contexto, o entendimento petrogenético desse tipo de depósito possui relevância econômica e social para a prospecção de novas mineralizações de cromita, bem como importância científica visto que os processos petrológicos formadores das camadas massivas de cromitito ainda são alvo de ampla discussão e pesquisa.

Além de serem a principal fonte conhecida para obtenção de Cromo, Elementos do Grupo da Platina (EGP) também têm ocorrências associadas à complexos máficos-ultramáficos, como observado no Complexo de Bushveld (Naldrett et al. 2012). Adicionalmente, os complexos estratiformes fornecem informações valiosas a respeito de processos magmáticos e mantélicos que ocorreram na litosfera, sendo alvo de extensa discussão acadêmica.

O presente projeto almejou contribuir para o conhecimento científico analisando dados e parâmetros que possam auxiliar no entendimento do fenômeno que deu origem ao depósito econômico do Complexo Jacurici, testando o modelo metalogenético de Marques et al. (2003) e Friedrich et al. (2020) que considera um magma primitivo modificado pela assimilação de rochas encaixantes carbonáticas. Dessa forma, o projeto visou a dar suporte a futuros trabalhos acadêmicos que tentem especificar as condições geológicas que originam depósitos de cromo.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO E REFERENCIAL TEÓRICO

2.1 Geologia Regional

Localizado no estado da Bahia, o Complexo Jacurici é situado na borda do Cráton São Francisco (Figura 1). Constituindo uma das grandes unidades tectônicas que compõem o domínio geológico brasileiro, o Cráton São Francisco é o núcleo pré-cambriano da Placa Sul-Americana mais estudado até hoje (D'Agrella-Filho e Cordani, 2017). Esse cráton compreende o estado da Bahia, estendendo-se aos estados de Sergipe, Goiás, Pernambuco e Minas Gerais. Sua origem é associada à amalgamação de núcleos arqueanos durante a formação do Gondwana Oeste ao final do Neoproterozoico e início do Paleozoico. De acordo com Almeida (1977), o embasamento do cráton compreende rochas de idade superior a 1,8Ga. Dentre as principais assembleias litológicas que compõem o embasamento, incluem rochas arqueanas do tipo TTG, *greenstone belts*, granitoides e plutões paleoproterozoicos, junto de sucessões supracrustais (Teixeira et al. 2000; Barbosa e Sabaté, 2004; Alkmim e Martins-Neto, 2012 *apud* Agrella-Filho e Cordani, 2017). De acordo com Barbosa et al. (2012), o embasamento do cráton pode ser delimitado em uma arquitetura de blocos arqueanos – esses sendo os blocos Gavião, Serrinha e Uauá – circundado por cinturões móveis paleoproterozoicos – Cinturão Salvador-Esplanada, Cinturão Salvador Curaçá (Cordani, 1973; Marinho, 1991; Barbosa e Dominguez, 1996; Barbosa e Sabaté, 2004; Rios et al., 2009; Oliveira et al., 2010, 2011; Barbosa et al., 2012 *apud* Barbosa et al., 2013).

O Bloco Serrinha (ao Leste em relação ao Complexo Jacurici) constitui uma unidade arqueana-paleoproterozóica (Rios et al., 2002), formada majoritariamente por migmatitos, gnaisses e rochas metassupracrustais e ígneas constituintes dos Complexos Uauá e Santa Luz, que atuaram como embasamento de sequências supracrustais do Paleoproterozoico dos *greenstone belts* do Rio Itapicuru e Rio Capim. Esses foram consolidados ao final do ciclo Transamazônico, há cerca de 2,0Ga (Kosin et al., 2003). Intrusões granitoides sintectônicas ao evento e pós-tectônicas ao ciclo Transamazônico ocorrem nas rochas do Complexo Santa Luz, unidade mais extensa do bloco.

O Cinturão Salvador-Curaçá representa o segmento Norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (Elson Paiva Oliveira et al., 2004) e é constituído, segundo Kosin et al. (2003), pela Suíte São José do Jacuípe - uma associação máfica-ultramáfica - e

pelos Complexos Caraíba e Tanque Novo-Ipirá. O Complexo Caraíba é considerado a unidade litoestratigráfica típica do Cinturão Salvador-Curaçá (Kosin et al., 2003), hospedando intrusões granitoides e constituído por uma suíte bimodal metamorfizada na fácies granulito, composta de ortognaisses e lentes gabro-dioríticas. O Complexo Tanque Novo-Ipirá representa uma sequência vulcanossedimentar metamorfizada em alto grau, subdividida em seis unidades, compostas majoritariamente por gnaisses

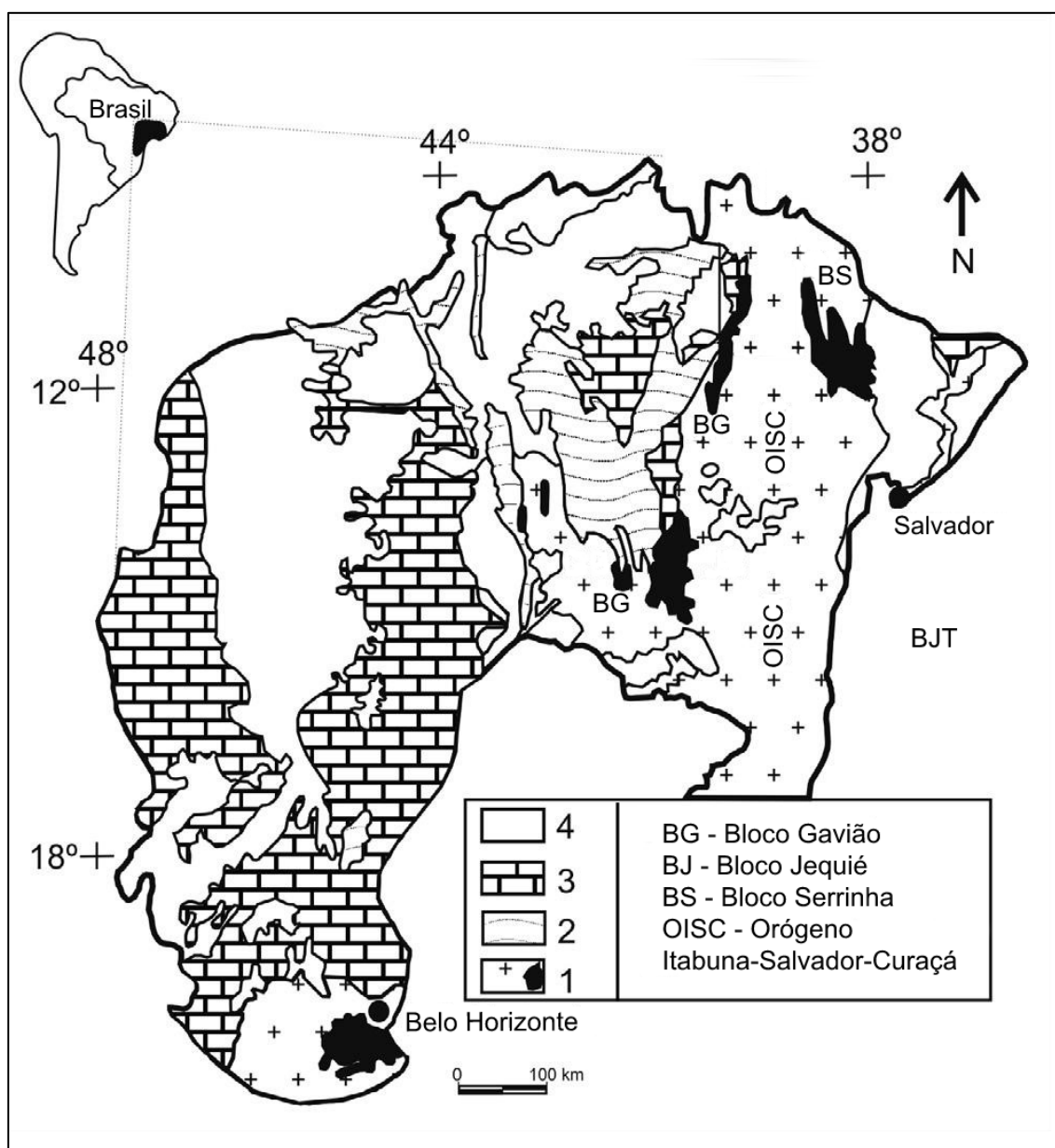


Figura 1. Mapa generalizado do Cráton São Francisco. (1) Embasamento arqueano/paleoproterozoico com sequência de *greenstone belt* e Grupo Jacobina (em preto). (2) Cobertura mesoproterozóica do Supergrupo Espinhaço. (3) Cobertura neoproterozóica do Supergrupo São Francisco. (4) Cobertura fanerozóica. Adaptado de Barbosa et al. (2003), extraído de Marques et al. (2017).

(Kosin et al., 1999 apud Kosin et al., 2003). O Cinturão Salvador-Curaçá também abriga variadas gerações de granitoides, dentre eles destacando-se o Maciço Sienítico de Itiúba, corpo de grande porte limitador e paralelo ao Complexo Jacurici.

Situado na porção nordeste do Cráton São Francisco, as unidades hospedeiras do Complexo Jacurici são alvo de extensa discussão na literatura. Posicionado próximo das margens do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá e do Bloco Serrinha, há incertezas sobre a unidade hospedeira da intrusão.

Silveira et al. (2015) interpreta o Complexo Jacurici como posicionado no Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. No entanto não descarta a possibilidade de ocorrer em ambos os segmentos, visto que a intrusão do Complexo Jacurici indica ser posterior à colagem tectônica dessas unidades. Marques et al. (2017) coloca o complexo como intrusivo entre ortognaisses e metassedimentares. Idades obtidas para o Complexo Jacurici por meio do método U-Pb apontam para $2,085 \pm 5$ Ma (Oliveira et al., 2004), idade próxima à obtida de pico metamórfico para a região, de 2,0 Ga a 2,1 Ga (Barbosa 1990, 1997). Contudo, Marques et al. (2017) indicam que essa datação pode não representar a verdadeira idade do complexo em decorrer da evolução metamórfica da região.

2.2 Complexos máficos-ultramáficos

Os complexos máficos-ultramáficos são ocorrências geológicas relevantes e alvo de diversos estudos científicos nas últimas décadas. O Complexo de Bushveld (África do Sul), considerado a maior intrusão ultramáfica acamadada do mundo, é fonte de numerosas evidências que ajudam a entender processos geoquímicos e petrológicos que ocorreram no interior da Terra. Além de Bushveld, são catalogados também outros importantes complexos máficos-ultramáficos em diferentes localidades, como o Great Dyke Complex (Zimbabwe), Stillwater Complex (EUA), Noril'sk Intrusion (Rússia) e dentre outros, o Complexo Jacurici no estado da Bahia (Brasil).

Mineralizações de significativo valor econômico são comumente associadas à gênese dos complexos ultramáficos, tais como depósitos de Cromo, de Elementos do Grupo da Platina (EGP) e de sulfetos de Ni-Cu. Os processos e mecanismos formadores de camadas de cromitito e outros minérios, no entanto, seguem sendo alvo de estudo e são amplamente discutidos.

2.3 A formação de cromititos

Nas últimas décadas foram propostas diversas hipóteses para a formação de cromititos. Naldrett et al. (2012) fez uma revisão dos mecanismos propostos para a formação desses horizontes de cromita, sendo que alguns modelos consideram formação de cromita *in situ* e outros consideram transporte e acumulação mecânica. Dentre as ideias consideradas, destacam-se:

- Variações na fugacidade de oxigênio (fO_2) (Ulmer, 1969; Cameron e Desborough, 1969): através da assimilação de encaixantes, por exemplo, a fugacidade de oxigênio pode subir significativamente. A solubilidade dos íons de Cr decresce com o aumento de fO_2 , desencadeando a formação de cromita.
- Aumento de pressão na câmara magmática: segundo Lipin (1993), a alteração na pressão pode mover o campo de estabilidade do espinélio, de forma que um magma que se encontrava cristalizando olivina, ortopiroxênio, ou na linha cotética entre esses minerais, entra no campo de estabilidade do espinélio como única fase. Inicialmente proposto por Cameron (1980), e posteriormente desenvolvido também por Cawthorn (2005).
- Mistura de magma primitivo com líquido mais evoluído: proposto por Irvine (1977), sugere que a injeção de um magma primitivo em câmara magmática contendo magma residual mais evoluído pode desencadear a cristalização de cromita. Esse modelo foi posteriormente aplicado por autores como Eales et al. (1986), Naldrett et al. (2009), Scoon e Teigler (1994) para entender a formação dos cromititos do Complexo de Bushveld.
- Remobilização: Em contraste aos modelos *in situ*, também são discutidos modelos mais recentes de cristalização de cromita que interpretam a formação de cromititos através de remobilização do mineral anteriormente cristalizado. Eales (2000) propõe para o Complexo de Bushveld a cristalização cotética de cromita e ortopiroxênio em uma câmara inferior, com a mobilização posterior dos minerais para a câmara do Complexo de Bushveld, promovendo o assentamento espalhado da cromita e formando uma camada de cromitito. Posteriormente essa hipótese foi reforçada por autores como Mondal e Mathez (2007), Voordouw et al. (2009), Maier et al. (2013) e Latypov et al. (2018).

2.4 O Complexo Jacurici

O Complexo Jacurici (Figura 2) constitui o maior depósito de Cromo no Brasil (Marinho et al., 1986). Com dimensões em torno de 70 Km de comprimento e 20 Km

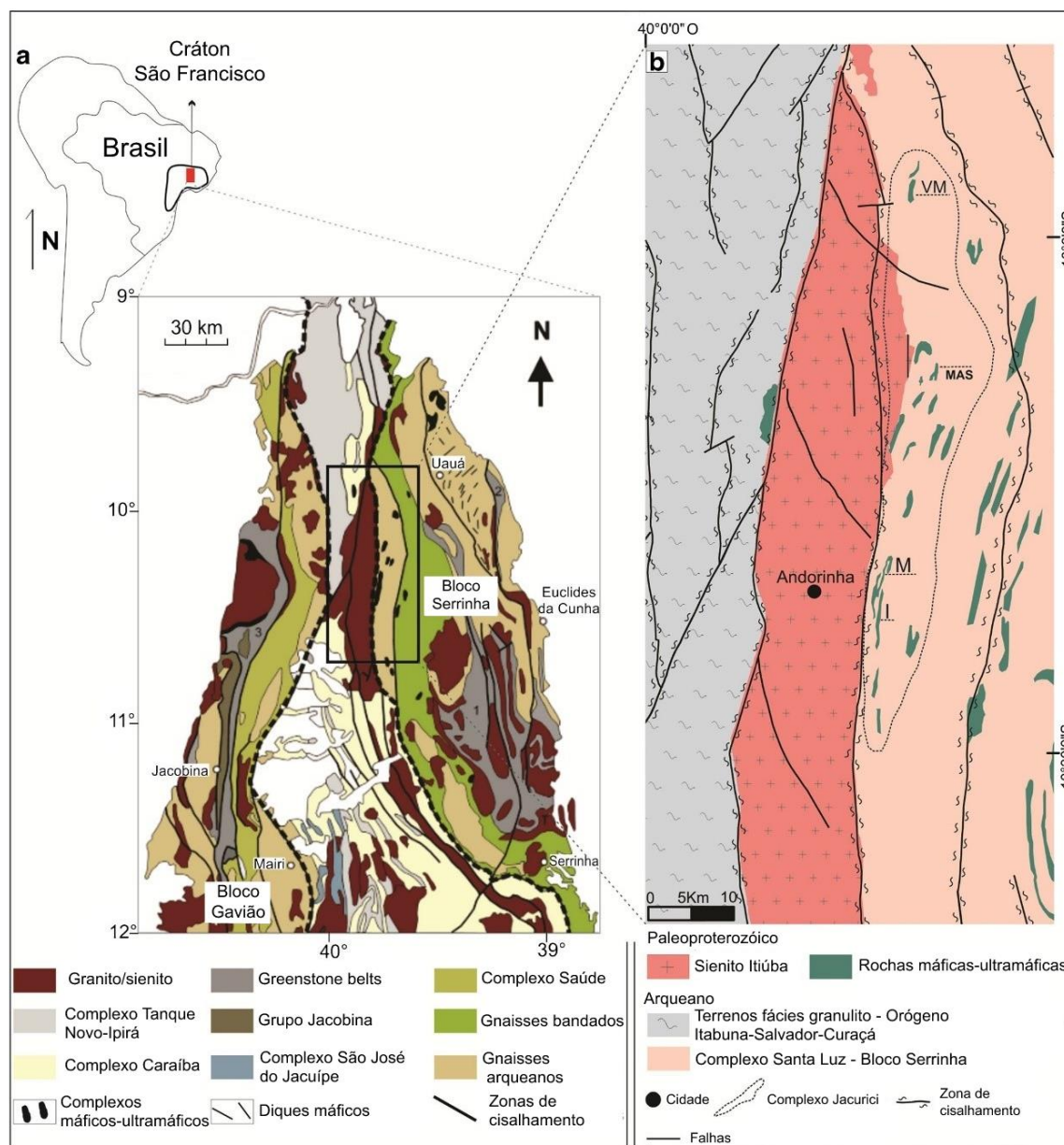


Figura 2. Contexto geotectônico do Complexo Jacurici. **a.** Porção Norte do Cráton São Francisco, mostrando a localização do Complexo Jacurici. Modificado de Oliveira et al. (2010). **b.** Mapa geológico simplificado da área do Complexo Jacurici. Corpos máficos-ultramáficos englobados pela linha pontilhada são reconhecidos como parte do complexo; outros são corpos máficos-ultramáficos indiferenciados. A localização do segmento Ipeúba (I) – área estudada nesse trabalho - está destacada, assim como os segmentos Medrado (M), Monte Alegre Sul (MAS) e Várzea do Macaco (VM). Modificado a partir de Friedrich et al., 2020.

de largura, hospeda uma intrusão que foi estruturalmente segmentada em 22 corpos (Friedrich, 2018). Disposto em um *trend* geral N-S, contém uma sequência máfica-

ultramáfica de até 300m de espessura, que hospeda a camada maciça e lateralmente contínua de cromitito que atinge até 8m.

A reserva é estimada em cerca de 40.000.000 toneladas de minério de cromo em teor médio de 39 wt% de Cr_2O_3 (FERBASA *internal report*; Friedrich et al., 2019), sendo os segmentos Ipueira e Medrado os de volume mais expressivo. Também é verificado nos corpos mais ao norte, como o segmento Várzea do Macaco, mineralizações de sulfetos de Ni-Cu-Fe (Dias et al., 2014). Dentre os minerais sulfetados encontra-se pirrotita, pentlandita e calcopirita. Atualmente, o depósito é explorado pela Companhia de Ferro Ligas da Bahia FERBASA

2.5 Estratigrafia do Complexo Jacurici

A geologia e estratigrafia do Complexo Jacurici foi estudada por autores como Deus e Viana (1982), Marinho et al. (1986), Mello et al. (1986), e seguida de publicações de mais detalhe dos segmentos Ipueira e Medrado (Marques et al., 2003; Marques, 2003), localizados na porção sul do Complexo; Várzea do Macaco (Dias et al., 2014; Marques et al., 2017); e Monte Alegre Sul (Friedrich et al., 2020; Marques et al., 2017), ambos localizados na porção mais ao norte.

Marinho et al. (1986) propôs uma divisão estratigráfica da base para o topo em 6 unidades principais, a partir da análise dos segmentos Ipueira e Medrado, consistindo simplificada em:

1. Olivina-ortopiroxênio-espinélio cumulatos – com cerca de 120m de espessura;
2. Ortopiroxênio-olivina-espinélio cumulatos – com cerca de 60m de espessura;
3. Cromita cumulática (cromitito) – com cerca de 7m de espessura;
4. Ortopiroxênio-espinéliocumulatos – com cerca de 5m de espessura;
5. Plagioclásio-ortopiroxênio cumulatos com espinélio e clinopiroxênio acessórios – cerca de 35m de espessura;
6. Clinopiroxênio-espinélio cumulatos – espessura altamente variável.

Posteriormente, Marques (2003) propôs uma nova divisão estratigráfica para os segmentos Ipueira e Medrado, partindo de uma análise integrada de geologia, petrografia e química mineral das rochas cumuláticas consistindo em diferentes zonas

e subzonas. A estratigrafia dos segmentos Ipueira e Medrado, junto de outros segmentos mais ao Norte – segmentos Monte Alegre e Várzea do Macaco – estão exemplificados na Figura 3. Da base para o topo as zonas e subzonas são descritas da seguinte forma:

- *Marginal Zone*: também chamada de Zona Marginal, varia de gabros altamente cisalhados para harzburgitos com abundante piroxênio. Espessura varia de 5 a 20m. Essa zona não foi delimitada anteriormente por Marinho et al. (1986), e não é verificada em segmentos estudados mais ao norte, como Monte Alegre Sul e Várzea do Macaco (Marques et al., 2017).
- *Ultramafic Zone*: compondo mais de 80% da seção estratigráfica, a zona ultramáfica é dividida em três subunidades.
 - *Lower Ultramafic Unit (LUU)*: também chamada de Unidade Ultramáfica Inferior, é constituída principalmente por dunitos intercalados com harzburgitos. Ocorrem finas camadas intercaladas e descontínuas de cromita e raras rochas gabroicas, que não representam marcadores estratigráficos, mas apontam para uma gênese complexa da LUU. Serpentinização intensa. Espessura varia de 100 a 180m ao longo dos segmentos Ipueira e Medrado.
 - *Main Chromitite Layer (MCL)*: também chamada de Camada Principal de Cromitito, é formada quase inteiramente por cromititos, e possui um contato abrupto com a unidade superior e inferior. Com espessura total variando de 5 a 8m, pode ser delimitada em três subcamadas, da base para o topo:
 - a primeira subcamada é descontínua, com uma espessura variando de 0,5 a 1m, facilmente distinguível por textura em rede;
 - a segunda subcamada varia de 0,3 a 0,6m de espessura, caracterizada por agregados finos de cromita em torno de cristais maiores de ortopiroxênio, mostrando-se contínua ao longo da MCL, por vezes em contato direto com a LUU;

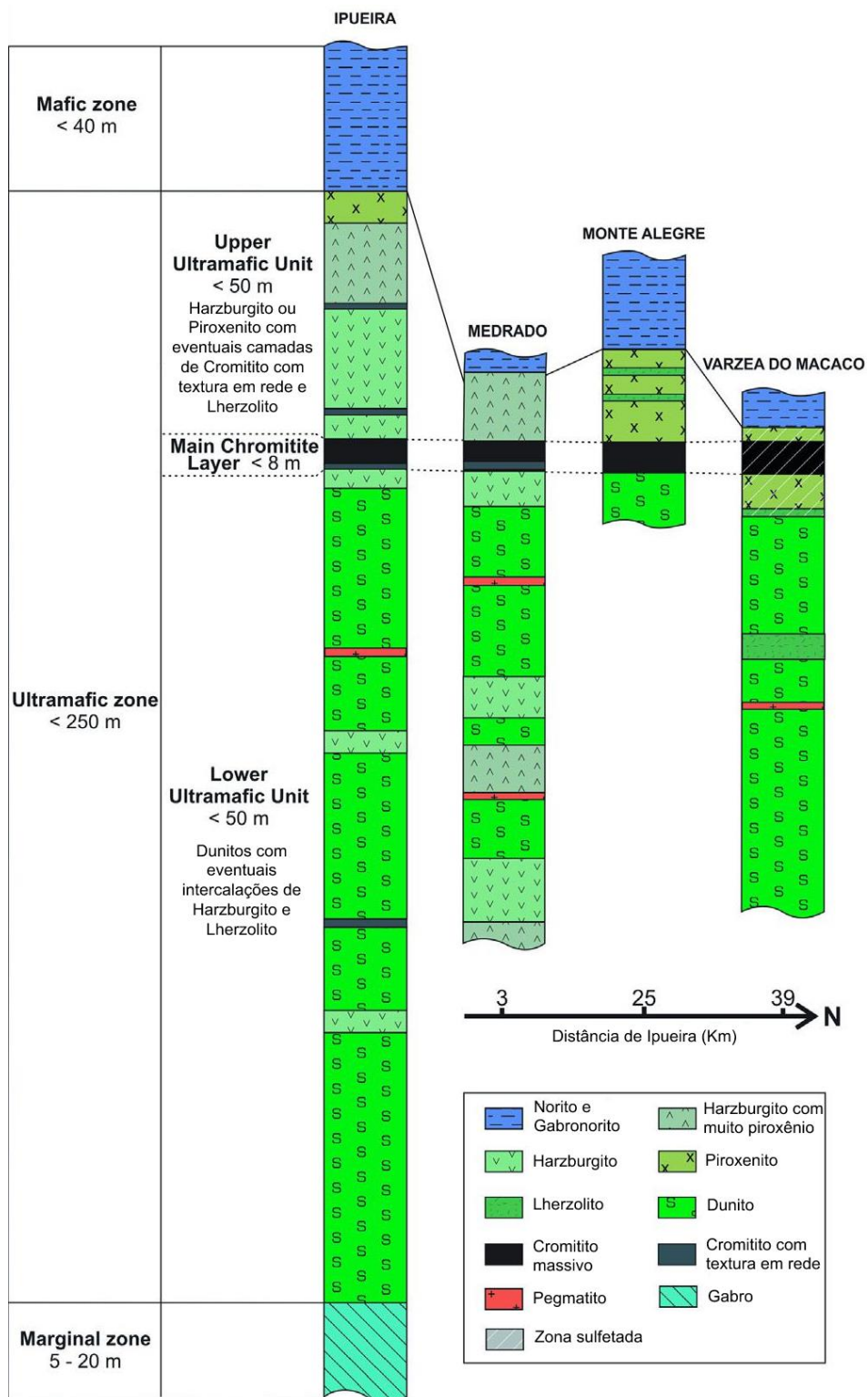


Figura 3. Estratigrafia representativa dos quatro segmentos já descritos do Complexo Jacurici, com correlação estratigráfica e distância estimada partindo do segmento Ipueira, que é o foco do presente estudo. Extraído de Marques et al. (2017).

- a terceira subcamada, com espessura entre 4 a 6m, consistindo em cromitito massivo, homogêneo e contínuo ao longo da intrusão.
- *Upper Ultramafic Unit (UUU)*: também chamada de Unidade Ultramáfica Superior, consiste majoritariamente em harzburgitos com algumas intercalações de dunitos subordinados. Serpentinização é presente, apesar de menos abundante em relação à LUU devido à predominância de harzburgitos. A quantidade de ortopiroxênio aumenta no decorrer da UUU, gradando para piroxenitos nas porções mais superiores da camada. A presença de anfibólio intercumulus é maior. Ocorrência de algumas subcamadas finas de cromitito é observada, assim como na LUU. Atinge até 50m de espessura.
- *Mafic Zone*: a Zona Máfica constitui o topo da estratigrafia observada no complexo. Rochas variam de melanorito até leuconorito, e apresenta metamorfismo localizado. Espessura chega a até 40m, e equivale à unidade 6 de Marinho et al. (1986).

Diferente do Complexo de Bushveld, onde a ocorrência de cromitito se dá em camadas rítmicas e espessuras chegando a 1m, o Complexo Jacurici apresenta uma camada maciça e de espessura anômala, chegando a até 8m de espessura. Através de cálculos de balanço de massa, Campbell e Murck (1993) estimaram que para um magma contendo cerca de 600 ppm de Cr e, com uma partição de 30% do elemento para a fase sólida, uma camada de 1m de espessura de cromitito maciço necessitaria de uma coluna de magma equivalente a pelo menos 2000m de altura, nas condições do Complexo Stillwater. Para o que se observa no Complexo Jacurici, portanto, seriam necessárias espessuras superiores a 10.000m (Marques et al., 2003), volume de magma irrealista para o contexto geológico. Portanto, a hipótese da ocorrência do minério estar associada a um conduto magmático (Marques et al., 2003; Marques et al., 2017; Friedrich et al., 2020) apresenta-se como resposta à problemática do balanço de massa.

Marques et al. (2003) ainda aponta a ocorrência de assimilação crustal como um mecanismo importante na cristalização da cromita no complexo. Ferreira Filho e

Araujo (2009) complementam essa hipótese colocando a assimilação de rochas encaixantes cálcio-silicáticas e mármore como o contaminante mais provável. A assimilação das encaixantes poderia resultar no aumento da fugacidade de oxigênio (fO_2) no líquido (Wenzel et al., 2002), desencadeando a cristalização de cromita (Friedrich et al. 2020).

Os processos de diferenciação que ocorreram na câmara magmática também podem desempenhar papel fundamental na formação do horizonte de cromitito. Nos segmentos Ipueira e Medrado as composições minerais mais primitivas da LUU ocorrem logo antes do aparecimento da MCL, seguindo um *trend* de aumento no teor de Fo e En, indo de Fo₈₉ e En₈₈ nas porções mais basais da LUU até Fo_{93,5} e En_{94,5} quando próximo ao contato com a MCL (Marques et al., 2003). O mesmo *trend* de evolução gradual é observado em outros corpos mais ao norte do segmento Ipueira, como Monte Alegre Sul (Friedrich et al., 2020), com variações de Fo_{86,6-90,2} e En_{84,4-89}. O aumento no teor de forsterita e enstatita também indica que a câmara magmática, durante a formação da LUU, encontrava-se em regime aberto, com entrada constante de magma mais primitivo (Marques, 2003, Marques et al. 2017).

Dados de química mineral obtidas dos segmentos Ipueira e Medrado apontam pouca variação na composição das cromitas ao longo da camada de minério, indicando que o regime segue aberto e com alimentação contínua da câmara magmática no processo de formação do cromitito (Marques et al., 2003). Os autores também propõem que a fonte do magmatismo teve origem em manto arqueano subcontinental, metassomatizado e enriquecido, com base em assinaturas isotópicas negativas de Nd ($\epsilon_{Nd} < -4$) e Os ($\epsilon_{Os} \leq 0$), obtidas através de amostras de harzburgitos da LUU e cromititos da MCL, nos trechos Ipueira e Medrado.

Já os dados da UUU nos segmentos Ipueira e Medrado indicam uma mudança no regime da câmara magmática. O *trend* que antes apontava em para composições mais primitivas de Fo e En ao longo da evolução da LUU é invertido, indo rapidamente de composições mais enriquecidas em Mg na base da UUU até composições mais diferenciadas para o topo da estratigrafia, acompanhado de relativo enriquecimento em Fe³⁺ e TiO₂ (Marques, 2003). Essa variação aponta para a diminuição abrupta da taxa de fusão na fonte ou até fechamento da câmara que antes era continuamente

alimentada por magma mais primitivo, permitindo a evolução da estratigrafia para minerais mais diferenciados.

Friedrich et al. (2020) publicou dados que corroboram com a ideia de assimilação de encaixantes com base na análise de inclusões em cromitas do corpo Monte Alegre Sul. Segundo Friedrich et al. (2020), as inclusões que ocorrem nas cromitas são carbonáticas, sulfetadas ou silicáticas. As inclusões silicáticas foram majoritariamente identificadas como monofásicas, indicativo de que os minerais silicáticos provavelmente teriam sido cristalizados anteriores à formação da MCL visto que gotas de magma quando assimiladas por um mineral tendem à resfriar e formar inclusões com mais de uma fase (Irvine, 1975; Spandler et al., 2005; Kamenetsky, 1996; Friedrich et al., 2020). Já as análises de inclusões carbonáticas foram entendidas como assimiladas ainda líquidas – ou seja, a cristalização da MCL se daria anterior ou concomitante à formação das cromitas. Dessa forma, a rocha encaixante pode ter sido assimilada, causando aumento significativo da fugacidade de oxigênio (fO_2) em decorrer da supersaturação de CO_2 e H_2O , desencadeando o supercrescimento de cromita próxima às bordas e teto da intrusão e ocasionando o englobamento de partículas de carbonatos. A taxa de crescimento das cromitas diminuiria gradativamente, sofrendo novo pico com reinjeções de magma primitivo na câmara, causando o assentamento das cromitas já cristalizadas e gerando novas mineralizações próximas às bordas e teto. É ressaltado pelos autores que o assentamento do mineral é facilitado em decorrer da saturação do magma em voláteis, diminuindo drasticamente a viscosidade do magma. Friedrich et al. (2020) também apontam que as inclusões de sulfetos provavelmente se originaram em decorrer de interação do magma com a encaixante. O modelo descrito é exemplificado na Figura 4.

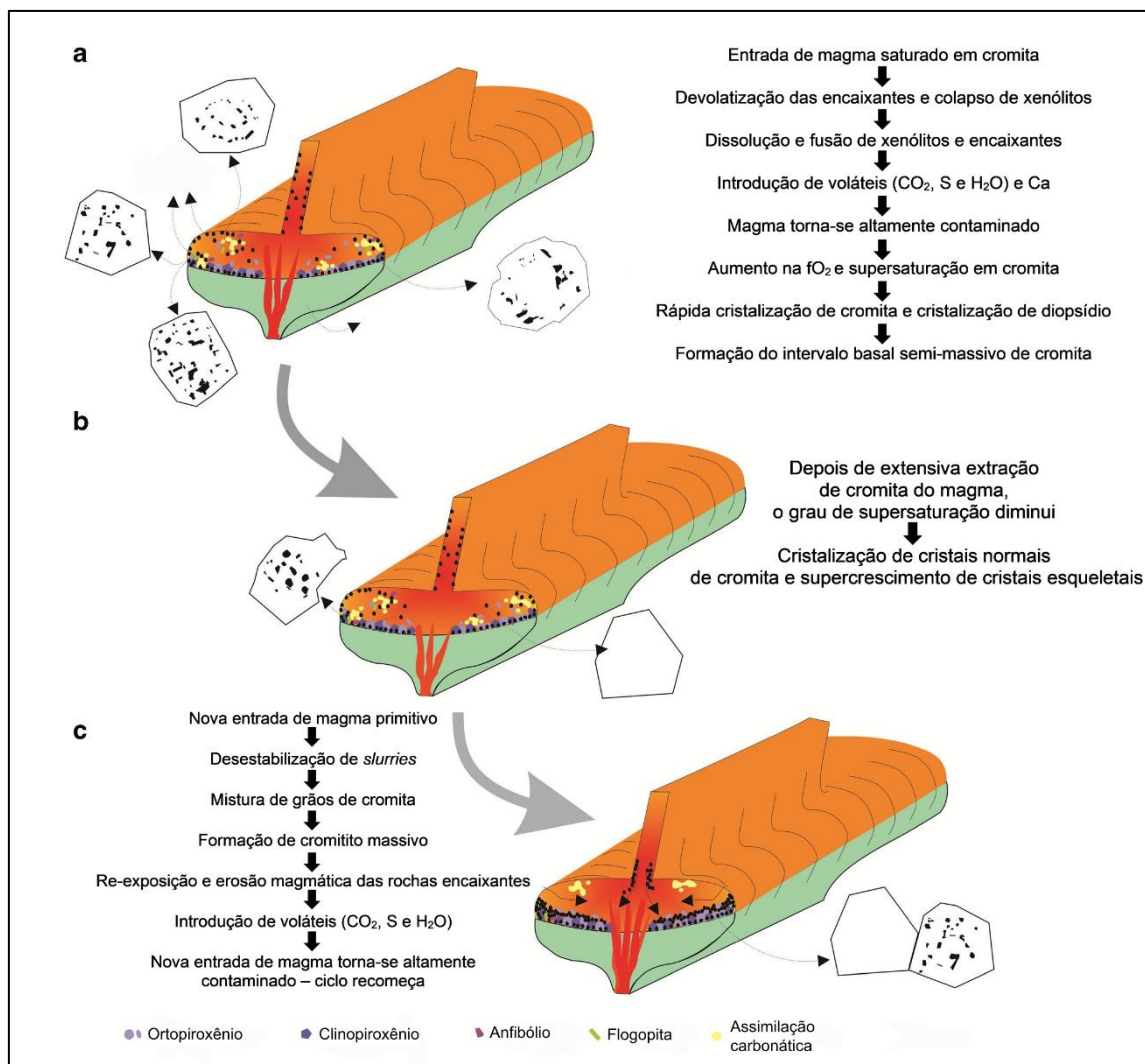


Figura 4. Modelo proposto para formação de cromita no Complexo Jacurici. **a.** Devolatilização e assimilação das encaixantes carbonáticas introduz voláteis ao magma, ocasionando aumento na fugacidade de oxigênio (fO_2) e supersaturação em cromita. Esse processo causa a rápida cristalização de cromita e incorporação das inclusões. **b.** Após extração extensiva de cromo, o grau de supersaturação decresce, favorecendo a formação de cristais de cromita sem inclusões e novos cristais. **c.** Nova entrada de magma primitivo causa a desestabilização e assentamento da massa (*slurry*) enriquecida em cromita. Remobilização das massas (*slurries*) forma o acamadamento com distribuição sortida de cromitas com inclusões e sem inclusão. As paredes do conduto são reexpostas, favorecendo a contaminação do magma primitivo e iniciando novo ciclo de cristalização. Modificado a partir de Friedrich et al., 2020.

2.6 Software de Modelagem Petrológica - MELTS

Sendo periodicamente aprimorado e possuindo grande histórico de trabalhos publicados em torno do programa, o software MELTS apresenta-se como uma poderosa ferramenta para estudo de fenômenos petrológicos através de cálculos termodinâmicos, incluindo trabalhos que buscam entender os mecanismos e cenários físico-químicos que levam à formação de cromititos (Latypov et al., 2018; Naldrett et al., 2012; Yudovskaya et al., 2015).

O software de modelagem petrológica MELTS (Ghiorso e Asimow, 1998; Ghiorso e Sack, 1995) consiste em um conjunto de ferramentas desenvolvidas a partir de dados petrológicos experimentais e dados termodinâmicos publicados na literatura, compilados com o intuito de simular cenários de cristalização e fusão magmática em sistemas geológicos naturais (Gualda e Ghiorso, 2014). A base de dados utilizada na calibração da versão primária de modelagem do MELTS engloba experimentos em magmas silicáticos de composição próxima às observadas na natureza, com dados de Berman (1988) e outros modelos termodinâmicos para soluções sólidas (Ghiorso, 1990; Ghiorso e Sack, 1991; Sack e Ghiorso, 1989). Através de interpolação e extrapolação de dados o programa atinge um amplo intervalo de cenários petrogenéticos. Os dados experimentais compilados são internamente consistentes, e têm como princípio a integração entre balanço de energia, relações de fase e modelamento petrológico.

Dentre as informações que devem ser inseridas no software para modelamento, em sua versão easyMELTS, constam:

- Pressão inicial;
- Temperatura inicial;
- Fugacidade de oxigênio;
- Fracionamento de fases - sólidos, fluidos e/ou líquidos;
- Composição do magma;
- Composição de assimilantes (se houver) – sólidos e/ou líquidos;
- Fases sólidas suprimidas;
- Número de etapas do cálculo e respectivos incrementos de temperatura e/ou pressão (se houver).

O software processa os dados e fornece as fases em equilíbrio para os parâmetros inseridos em função das etapas – proporcionando dados de porcentagem de fases cristalizadas, líquidas e potenciais, química mineral, entropia e outros parâmetros químicos.

O cálculo termodinâmico executado pelo MELTS é baseado em algoritmos que buscam a minimização da Energia Livre de Gibbs (ΔG), quantificando a estabilidade relativa de fases sólidas e líquidas em sistemas ígneos. A base do cálculo se dá conforme a expressão:

$$G = \sum_{i=1}^n X_i \mu_i^0 + RT \sum_{i=1}^n X_i \ln X_i + \frac{1}{2} \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n W_{i,j} X_i X_j + RT[X_W \ln X_W + (1 - X_W) \ln(1 - X_W)]$$

onde R é a constante universal dos gases, T é a temperatura em Kelvin, X_i é a fração molar do i -ésimo componente termodinâmico no líquido (n é o número total desses componentes), X_W é a fração molar de água, μ_i^0 é o potencial químico do estado padrão do i -ésimo componente, e $W_{i,j}$ são parâmetros de interação do tipo “solução comum” independentes de pressão e temperatura. Essa equação é baseada no trabalho de Ghiorso et al. (1983) e suas implicações e uso são destrinchadas no trabalho de Ghiorso e Sack (1995).

A base de dados experimentais utilizada na calibração do software cumpre uma gama de requisitos: (1) os experimentos utilizados trataram de líquidos silicáticos de composição aproximada ao observado na natureza; (2) as composições das fases sólidas e líquidas tratadas foi integralmente descrita; (3) parâmetros de pressão e temperatura foram completamente descritos; (4) o experimento possuía documentação que confirme que as fases sólidas e líquidas descritas estavam em equilíbrio químico; (5) a fugacidade de oxigênio do experimento era conhecida.

Dentre as limitações do software, destaca-se o comportamento de cálculos envolvendo magmas com teores significativos de CO_2 em sistemas reduzidos – todo o carbono no sistema é assumido como C^{4+} de acordo com o modelo de cálculo de fluidos adotado (Ghiorso e Gualda, 2015). Modelamentos que envolvam condições de pressão superiores a 1 GPa devem utilizar a versão específica *pMELTS* (Ghiorso et al., 2002), caso contrário os resultados obtidos podem apresentar alta margem de erro. Além disso, o programa deve ser usado somente para cálculo de sistemas magmáticos naturais, visto que todas as bases de dados utilizadas em sua calibração excluem experimentos de composições não-observadas na natureza.

O software é formado pela junção de duas aplicações: a interface gráfica do usuário e modelo de cálculo termodinâmico.

2.6.1 Interface Gráfica do Usuário

A interface gráfica do usuário (*Graphical User Interface – GUI*) consiste na apresentação do software para o utilizador. A GUI tem o intuito de tornar acessível o programa, explicitando os locais de entrada e saída de informação.

Atualmente, existem pelo menos cinco interfaces ativas para uso no MELTS. As diferenças entre essas interfaces são a compatibilidade e possibilidade de alteração do algoritmo de cálculo, entrada e saída de informações.

Para construção desse trabalho, a interface utilizada na fase preliminar do projeto foi a *MELTS for Excel* (Figura 5) – que é compatível com Windows e requer uma conexão com internet para realização dos cálculos. Já na fase de desenvolvimento e realização de simulações aqui descritas, a interface utilizada foi a *easyMELTS* (Figura 6). O *easyMELTS* é compatível com sistemas operacionais Linux, Windows e MacOS, e possui uma interface de entrada e saída de dados aprimorada, facilitando o uso da ferramenta em larga escala, e não necessitando conexão com a internet para funcionamento. Ambas as interfaces utilizam os mesmos modelos termodinâmicos para cálculo petrológico.

System	System	Unit	System	109.83	
SiO ₂	74.390	P	200 MPa	Liquid	95.87
TiO ₂	0.180	T	757.0 C	Solids	13.98
Al ₂ O ₃	13.550	log fO ₂	0.00		
Fe ₂ O ₃	0.348	<input checked="" type="checkbox"/> fO ₂ constrained			
Cr ₂ O ₃					
FeO	0.983				
MnO					
MgO	0.500				
NiO					
CoO					
CaO	1.430				
Na ₂ O	3.360				
K ₂ O	5.090				
P ₂ O ₅					
H ₂ O	10.000				
CO ₂					
SO ₃					
Cl ₂ O-1					
F ₂ O-1					
		Success: Equilibrate			
		rhyolite-MELTS_v1.0.x			
Phase	Mass	Formula	Potential Phase	Affinity (kJ)	Formula
liquid	95.87	SiO ₂ 0.72 TiO ₂ 0.00 Al ₂ O ₃ 0.12 Fe ₂ O ₃ 0.00 FeO 0.01 MgO 0.00 CaO 0.01 Na ₂ O	orthopyroxene	0.07	opx Na _{0.00} Ca _{0.99} Fe ^{''} _{0.01} Mg _{0.52} Fe ^{'''} _{0.50} Ti _{0.01} Al _{0.52} Si _{1.48} O ₆
feldspar	7.15	K _{0.07} Na _{0.70} Ca _{0.23} Al _{1.23} Si _{2.77} O ₈	quartz	0.11	SiO ₂
water	5.13	H ₂ O	clinopyroxene	1.95	cpx Na _{0.00} Ca _{0.91} Fe ^{''} _{0.09} Mg _{0.82} Fe ^{'''} _{0.30} Ti _{0.08} Al _{0.34} Si _{1.66} O ₆
biotite	1.14	K(Fe ^{''} _{0.04} Mg _{0.96}) ₂ AlSi ₃ O ₁₀ (OH) ₂	tridymite	2.35	SiO ₂
spinel	0.57	Fe ^{''} _{1.15} Mg _{0.00} Fe ^{'''} _{1.49} Al _{0.08} Cr _{0.00} Ti _{0.21} O ₄	crystalite	2.41	SiO ₂
			rhm-oxide	2.57	Mn _{0.04} Fe ^{''} _{0.00} Mg _{0.84} Fe ^{'''} _{0.24} Al _{0.00} Ti _{0.88} O ₃
			olivine	3.60	(Ca ^{0.00} Mg ^{0.00} Fe ^{''} _{0.00} Mn ^{0.38} Co ^{0.38} Ni ^{0.38}) ₂ SiO ₄
			cummingtonite	6.34	(Fe ^{''} _{0.00} Mg ^{1.00)₂Si₄O₂₂(OH)₂}
			fayalite	8.24	Fe ₂ SiO ₄
			garnet	8.24	(Ca _{0.20} Fe ^{''} _{0.80} Mg _{0.00}) ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂
			rutile	9.11	TiO ₂
			sphene	11.63	CaTiSiO ₅
			sillimanite	14.13	Al ₂ SiO ₅
			corundum	14.39	Al ₂ O ₃
			ortho-oxide	21.97	Fe ^{''} _{0.03} Mg _{0.00} Fe ^{'''} _{1.95} Ti _{1.03} O ₅
			hornblende	22.27	NaCa ₂ Mg _{3.98} Fe _{2.70} Al _{1.00} Fe _{3.00} Al ₂ Si _{4.00} (OH) ₂
			muscovite	23.37	KAl ₂ Si ₃ AlO ₁₀ (OH) ₂
			perovskite	26.00	CaTiO ₃
			mellilite	40.56	Na _{0.00} Ca _{2.00} Al _{0.83} Mg _{0.07} Fe _{0.51} Si _{1.59} O ₇
			nepheline	47.23	neph Na _{0.15} K _{3.81} Ca _{0.00} Al _{3.95} Si _{4.04} O ₁₆
			aenigmatite	50.47	Na ₂ Fe ₂ TiSi ₆ O ₂₀
			alloy-solid	65.68	solid Fe _{1.00} Ni _{0.00}

Figura 5. Interface do *MELTS for Excel* (Ghiorso et al., 2014), versão utilizada na etapa preliminar do projeto.

2.6.2 Modelo de Cálculo Termodinâmico

Diversas calibrações para o modelo termodinâmico do MELTS (Ghiorso e Asimow, 1998; Ghiorso e Sack, 1995) foram elaboradas ao longo dos anos, visando a aprimorar a acurácia e aplicabilidade do software em diferentes intervalos de pressão e composição. Por exemplo, a calibração de modelagem *pMELTS* é uma atualização do modelo de cálculo que usufrui de modelos termodinâmicos de líquidos e minerais silicáticos com o objetivo de calcular equilíbrios de fase em função de diferentes variáveis físico-químicas a pressões altas, com maior precisão entre 1 a 3 GPa (Ghiorso et al., 2002). Já a versão *rhyolite-MELTS 1.0.2* (Gualda et al., 2012), apesar de seu nome remeter a composições mais silicosas e aprimorar o cálculo de rochas graníticas hidratadas, é calibrada também para responder a cenários que consideram pressões mais baixas (<1 GPa), desde composições silicosas até mais máficas e primitivas. Segundo Ghiorso e Gualda (2014), o *rhyolite-MELTS* é uma recalibração que, apesar de conter aprimoramentos que almejam capturar evolução de magmas silicosos em sistemas supracrustais, também mantém fidelidade à calibração original na acurácia em simulações de sistemas máficos a alcalinos. Em sua versão aprimorada por Ghiorso e Gualda (2015), o *rhyolite-MELTS 1.2.0* usufrui de modelamentos termodinâmicos também para aprimorar estimativas de saturações de H₂O-CO₂ em líquidos silicáticos, em pressões de até 3 GPa – no entanto, perde acurácia em cálculos para líquidos mais silicosos.

Partindo disso, a versão *rhyolite-MELTS 1.2.0* é a versão mais apropriada para cálculos termodinâmicos envolvendo composições ultramáficas, de alta temperatura e pressões entre 0 a 1 GPa.

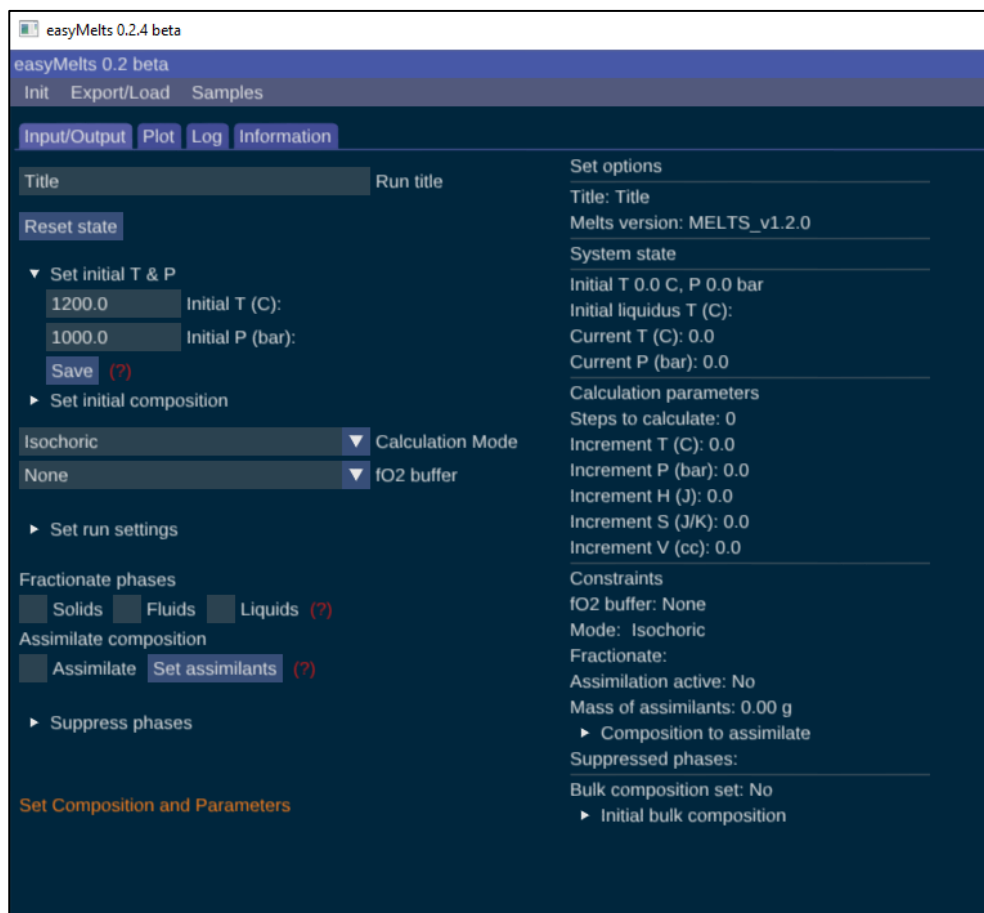


Figura 6. Interface do software easyMELTS para Windows, utilizado nos cálculos do projeto. Apesar de possuir uma interface completamente diferente do MELTS for Excel, os resultados são similares.

3 METODOLOGIA E ESTRATÉGIAS DE AÇÃO

Esse capítulo aborda os métodos e ferramentas utilizados para a fixação dos parâmetros físico-químicos para a realização das simulações petrológicas com o software MELTS, bem como o funcionamento do software e a entrada de dados.

3.1 Revisão Bibliográfica

A etapa inicial de revisão bibliográfica teve como objetivo o reconhecimento da área de estudo e outras intrusões ultramáficas em contextos geológicos semelhantes ao redor do mundo. Trabalhos já publicados a respeito do Complexo Jacurici foram utilizados como referência para entendimento da geologia local, estratigrafia, petrografia e texturas, presença de xenólitos, xenocristais e evidências de assimilação crustal. O estudo de hipóteses e mecanismos já propostos na formação de cromititos também foi realizado através de publicações em torno de complexos estratiformes de referência como os complexos de Bushveld (África do Sul), Great Dyke (Zimbabwe) e

Stillwater (EUA). Dessa forma, foi possível a apropriação teórica de conceitos necessários para a definição de parâmetros físico-químicos que representem condições de cristalização dos cromititos do Complexo Jacurici, empregados na etapa de modelagem petrológica.

3.2 Dados de amostras – Segmento Ipueira Sul

Os dados de rocha total e química mineral utilizados para cálculo dos parâmetros e como referência a serem alcançados durante as simulações realizadas no MELTS são extraídos do trabalho de Marques et al. (2003) e Marques e Ferreira Filho (2003), do furo de sondagem I-328-55, que corta o segmento Ipueira Sul do Complexo Jacurici. Segundo Marques et al. (2003), os intervalos das unidades no furo são:

- Lower Ultramafic Unit (LUU): 150m – 300,5 m, é a camada que antecede o cromitito e é constituída principalmente por dunitos intercalados com harzburgitos.
- Main Chromitite Layer (MCL): 300,5 – 306,8 m, que é formada quase inteiramente por cromititos e possui contatos abruptos com a LUU e UUU.
- Upper Ultramafic Unit (UUU): a partir de 306,8m, é a camada posterior ao cromitito, composta majoritariamente de harzburgitos com algumas intercalações de dunitos subordinados, e gradando para piroxenitos nas porções mais superiores da camada.

Os dados de rocha total utilizados foram extraídos de Marques et al. (2003), e dados de química mineral por análise de microsonda extraídos de Marques e Ferreira Filho (2003). As 11 amostras de rocha total e química mineral aqui utilizadas pertencem às unidades LUU e UUU, sendo nomeadas como

- constituintes da LUU: 169.48, 183.83, 221.15, 232.70, 267.12
- constituintes da UUU: 310.88, 326.4, 335.33, 348.3, 355.5, 369.75.

Além dessas, foram utilizados dados de química mineral das cromitas da MCL do segmento Ipueira Sul, também pertencentes ao trabalho de Marques (2003).

As numerações dadas a cada amostra são a sua respectiva profundidade na estratigrafia do furo, sendo importante destacar que a estratigrafia está invertida no

setor do furo, dessa forma as cotas mais profundas representam o topo da intrusão. Dentre essas, destaca-se a amostra 169.48, por ser descrita por Marques et al. (2003) como constituinte da porção menos modificada por contaminação de encaixantes.

3.3 Definição de Parâmetros

As variáveis físico-químicas que são necessárias para a simulação da cristalização do complexo no software MELTS são: composição do líquido (magma parental e assimilação de encaixantes), pressão, temperatura e fugacidade de oxigênio (fO_2). As simulações no software buscaram simular a cristalização de minerais com composição semelhante à dados de rocha total e química mineral obtidos nas amostras do segmento Ipueira Sul, já publicadas nos trabalhos de Marques e Ferreira Filho (2003) e Marques et al. (2003).

Para isso, os parâmetros a serem inseridos nas simulações foram restritos a um intervalo coerente com o contexto físico-químico da área de estudo com o uso de referências, métodos e cálculos específicos para cada variável, descritos a seguir.

3.3.1 Composição do Magma parental

A composição do magma parental foi determinada a partir de modelamento matemático com base na geoquímica da amostra 169.48 do complexo, que é apontada por Marques e Ferreira Filho (2003) como a amostra mais representativa do magma parental com menos influência de assimilação crustal. Para isso, foram realizados cálculos com o mesmo método utilizado no trabalho de Marques et al. (2003), também baseado nos trabalhos de Ferreira Filho et al. (1998) e Cawthorn et al. (1991), que estima o magma parental que deu origem à rocha cumulática a partir da concentração de elementos incompatíveis na rocha e de coeficientes de partição dos mesmos para os minerais constituintes da paragênese ígnea.

A composição de elementos traço da rocha, proporção modal de fases cumuláticas e estimativa de líquido *intercumulus* são utilizados na seguinte equação:

$$\sum_{j=1}^n \phi^j C_i^j = C_i^{rocha}$$

onde i é o elemento a ser calculado, j é a fase cumulática, ϕ^j é a proporção modal da fase cumulática na rocha, e C_i^{rocha} é a concentração de i na rocha total. C_i^j é a concentração de j na fase i , que é definida pela equação

$$C_i^j = D_i^j C_i^{magma}$$

onde D_i^j é o coeficiente de partição do elemento i para a fase j da rocha e C_i^{magma} é a concentração do elemento i no magma parental.

Utilizando essa equação para todas as fases da rocha e levando em conta também uma fase de líquido *intercumulus*, pode-se então ter uma estimativa da concentração de determinados elementos incompatíveis no magma parental da rocha de interesse. Com base nos dados de petrografia do trabalho de Marques et al. (2003) – que interpreta anfibólitos intersticiais como produto desse líquido intercumulático - os valores de líquido *intercumulus* adotados para o cálculo foram de 5, 10, 15 e 20% para a mesma amostra, de forma a englobar diferentes quantidades de líquido intersticial.

Além da modelagem da amostra 169.48, também foi realizado o cálculo para todas as 11 amostras definidas no item 3.2, para comparação com os resultados discutidos no trabalho de Marques (2003). Para tanto, foram utilizados coeficientes de partição de olivina e espinélio extraídos de trabalhos experimentais e teóricos localizados através da biblioteca GERM – Partition Coefficients Database (KdD) (<https://kdd.earthref.org/KdD/>). Os coeficientes de partição de olivina em relação ao magma para os elementos traço modelados foram extraídos das seguintes referências: Adam e Green (2006); McKay (1986); Rollinson (1993); Beattie (1994) Fujimaki et al. (1984). Os coeficientes de partição de ortopiroxênio foram extraídos dos trabalhos de Yao et al. (2012) e Ma e Shaw (2021).

Os elementos escolhidos para a modelagem de magma parental foram os ETR (Elementos Terras Raras) La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu, e os ET (Elementos Traço) Ta, Th, Sr, Zr, Hf, Y, Lu, U e Rb. Os valores de referência utilizados para normalizações a condrito na elaboração dos gráficos de modelamento foram extraídos de McDonough e Sun (1995).

Através da comparação dos dados obtidos pela modelagem de magma parental com assinaturas geoquímicas características de diferentes tipos de magmas

ultramáficos – extraídos das bibliotecas virtuais *Geological and Environmental Reference Materials* (GeoReM) e *Geochemical Earth Reference Model* (GERM) -, foi almejado-se definir um magma parental coerente com a química do Complexo Jacurici. Dentre os magmas considerados para esta avaliação, estão magmas komatiíticos, MORB's e boninitos, a serem discutidos na sessão de Resultados e Discussões.

3.3.2 Pressão

Os valores de pressão utilizados na modelagem petrológica foram estimados através da correlação de dados da bibliografia referente à geologia regional e local, levando em conta condições de metamorfismo da intrusão, das encaixantes do complexo, as idades dessas rochas e o pico metamórfico. Para isso, foram usados os dados dos trabalhos de Marques et al. (2017), Oliveira et al. (2004) Barbosa e Sabaté (2004) e Silveira et al. (2015) – que apontam para condições de metamorfismo de grau médio a alto – fácies anfibolito superior a granulito - e possível contemporaneidade entre a intrusão e processos metamórficos que teriam ocorrido logo após.

3.3.3 Fugacidade de oxigênio (fO_2)

Ballhaus et al. (1994) formulou um oxibarômetro capaz de estimar a fugacidade de oxigênio de gênese de uma assembleia mineral a partir de dados de química mineral de espinélio e olivina em equilíbrio. Formulada a partir de experimentos em assembleias de espinélio-lherzolitos sintéticos, a equação é apropriada para cenários de cristalização até uma temperatura mínima de 800 °C e uma variedade de rochas derivadas do manto, não devendo ser aplicada a assembleias muito mais férricas que $X_{Fe}^{olv} = 0,15$. Conforme demonstrado pelos autores, cálculos obtidos pelo oxibarômetro fornecem valores satisfatórios quando comparados a respectivos dados experimentais catalogados, fornecendo maior acurácia e precisão para cenários de fO_2 (ΔFMQ) $\geq -1,0$ e uma incerteza $\leq 0,5$.

A equação do oxibarômetro de Ballhaus é demonstrada a seguir:

$$\Delta \log(f_{O_2})^{FMQ} = 0,27 + \frac{2505}{T} - \frac{400P}{T} - 6 \log(X_{Fe}^{olv}) - \frac{3200(1 - X_{Fe}^{olv})^2}{T} + 2 \log(X_{Fe^{2+}}^{esp})$$

$$+ 4 \log(X_{Fe^{3+}}^{esp}) + \frac{2630(X_{Al}^{esp})^2}{T}$$

onde P é a pressão em GPa, T é a temperatura em Kelvins, $X_{Fe^{3+}}^{esp}$ e X_{Al}^{esp} as razões de $Fe^{+3}/\sum Fe$ e $Al/\sum R^{3+}$ no espinélio – sendo R^{3+} a soma dos cátions trivalentes no espinélio -, e X_{Fe}^{olv} e $X_{Fe^{2+}}^{esp}$ são as razões $Fe^{+2}/(Fe^{+2} + Mg)$ na olivina e no espinélio.

Sendo assim, foram necessários dados de concentrações de Al, Fe^{2+} e Fe^{3+} de espinélio, e concentrações de Fe^{2+} e Mg de olivina de uma mesma paragênese em equilíbrio para realização do cálculo. No entanto, devido às limitações impostas pela situação de pandemia que assolou o mundo, em especial o Brasil de 2020 a 2022, não foi possível obter análises químicas novas para os minerais em seções específicas da estratigrafia do complexo, o que seria desejável. No entanto, a partir de dados já existentes do trabalho de Marques et al. (2003) e de informações disponíveis no acervo particular da professora tais como posições específicas de análises de microsonda e banco de dados completo das análises publicados na tese de doutorado de Marques (2001) foi possível realizar uma estimativa da fugacidade de oxigênio usando dados de análise mineral de amostras consideradas de um mesmo nível estratigráfico e com paragênese olivina-espinélio em equilíbrio. A proporção dos cátions de Fe^{+2} e Fe^{+3} foi calculada por estequiometria.

Os valores de pressão utilizados na fórmula de Ballhaus foram de 1 e 0,5 GPa, e temperatura de 1000 e 1400 °C. Os valores foram escolhidos por englobar condições razoáveis esperadas para a intrusão do complexo, e apesar de gerarem variações no resultado, essas não ultrapassam valores de 0,1 ΔFMQ , sendo a composição mineral a variável mais relevante para a medição da fugacidade de oxigênio.

3.3.4 Assimilação de encaixantes

A assimilação de encaixantes foi inserida no MELTS por meio da ferramenta “*Set Assimilants*” – que permite a entrada de dados de assimilantes sólidos ou líquidos, e a porcentagem a ser assimilada em cada etapa de redução de temperatura.

As encaixantes do Complexo Jacurici são descritas no trabalho de Gama et al. (2021), sendo que os mármores do Grupo 1 são os que ocorrem em contato direto com as rochas ultramáficas. As descrições petrográficas das rochas estipulam uma proporção modal de 60% de carbonatos (sendo a maior parte calcita magnesiana), 30% de serpentina (com 10% de olivina reliquiar evidente) e cerca de 8% de menores

constituintes modais – biotita, muscovita, diopsídio, apatita, granada, magnetita e quartzo. Partindo disso, a entrada de assimilantes no MELTS se deu por assimilantes sólidos de rocha composta de 70% Calcita e 30% Olivina (Fo85).

As proporções de assimilação de encaixantes utilizadas foram ajustadas em valores de 1% por etapa de decréscimo de temperatura.

3.3.5 Temperatura

A temperatura inicial adotada nas simulações foi a temperatura *liquidus*, que é determinada pelo software MELTS através de algoritmo – que leva em conta a pressão, fugacidade de oxigênio e composição do magma. Sendo assim, a modelagem iniciará desde o surgimento da primeira fase sólida na câmara magmática.

As etapas de decréscimo de temperatura utilizados nas simulações foram de - 5 °C por etapa.

3.4 Modelamento petrogenético

A etapa de modelamento petrogenético buscou simular o produto do magma parental definido nas condições químicas determinadas como representativas do complexo. O programa utilizado para simular os processos físico-químicos em câmara magmática foi o software MELTS, descrito no item 2.6.1 desse trabalho.

A versão *rhyolite-MELTS 1.0.2* (Gualda et al., 2012), apesar do nome remeter a composições silicosas, é calibrada para responder a cenários que consideram pressões abaixo de 1 GPa, desde composições silicosas até mais primitivas. Na versão aprimorada por Ghiorso e Gualda (2015), o *rhyolite-MELTS 1.2.0* usufrui de modelamentos termodinâmicos para aprimorar estimativas de saturações de H₂O-CO₂ em líquidos silicáticos, em pressões de até 3 GPa.

Partindo disso, a versão *rhyolite-MELTS 1.2.0* foi utilizada para os cálculos petrológicos desse trabalho.

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os resultados e discussões para cada um dos parâmetros físico-químicos – magma parental, pressão, fugacidade de oxigênio e encaixantes - citados no capítulo de métodos são expostos e discutidos a seguir. Posteriormente, são apresentados os resultados das modelagens de formação da LUU – *Lower Ultramafic Unit* - e da MCL – *Main Chromitite Layer* - para avaliar a influência da assimilação de encaixantes na cristalização da camada massiva de cromitito.

A LUU é o intervalo anterior à formação do cromitito – a MCL -, e é considerada menos afetada pela contaminação de acordo com o trabalho de (Marques et al., 2003), e interpretada como formada em um sistema aberto com constante reabastecimento de magma por conduto. As modelagens em MELTS começaram simulando a cristalização da LUU com os parâmetros físico-químicos obtidos.

A modelagem da MCL teve o intuito de simular a assimilação das encaixantes carbonáticas do complexo pelo magma, e verificar se essas condições podem servir como gatilho para cristalização do cromitito, conforme apontado no trabalho de Friedrich et al. (2020). Essas simulações foram realizadas após a modelagem da LUU.

A UUU – *Upper Ultramafic Unit* – é a camada posterior à MCL e conforme apontado em Marques et al. (2003) e Marques e Ferreira Filho (2003), é caracterizada por menor aporte de magma na câmara – um possível fechamento do sistema de conduto – e por evidente fracionamento do magma ao longo da estratigrafia da unidade. Nesse trabalho, as simulações no MELTS não englobarão a cristalização da UUU, apenas a LUU e MCL.

É importante ressaltar que a estratigrafia do complexo no segmento Ipueira Sul se encontra estruturalmente invertida, e, portanto, a LUU encontra-se em porções mais rasas do furo I-328-55.

4.1 Definição do magma parental

Nesse item serão apresentados os resultados referentes à determinação da composição do magma parental a partir de modelamento matemático de elementos traço incompatíveis e comparação com diferentes magmas ultramáficos.

4.1.1 Modelamento de elementos traço

A composição do magma parental foi determinada a partir do mesmo método de modelamento matemático realizado no trabalho de Marques et al. (2003), que estima o magma que deu origem à rocha cumulática pela concentração de elementos incompatíveis em rocha total, uso de coeficientes de partição dos minerais constituintes da mesma e estimativa de líquido *intercumulus* nesse cumulado. Marques et al. (2003) obteve apenas dados de concentração de Ce, Sm e Yb do magma original. Nesse trabalho, o modelamento de elementos traço foi realizado com mais elementos, sendo esses La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Ta, Th, Sr, Zr, Hf, Y, Lu, U e Rb – fornecendo dados mais robustos a respeito da evolução estratigráfica da intrusão. O cálculo utilizado e referências são descritos com mais detalhe no item 3.3.1 desse trabalho. Os valores de referência utilizados para normalizações a condrito para elaboração dos gráficos de modelamento foram extraídos de McDonough e Sun (1995).

Cinco linhas são plotadas em cada gráfico. A linha com legenda “Rocha” representa a abundância de cada elemento da amostra original. As outras quatro linhas representam a concentração estimada do magma que deu origem à rocha cumulática através do método usado no trabalho de Marques et al. (2003) e nas referências lá descritas para cálculo da concentração de elementos traço do magma parental, estimando uma quantidade de líquido intersticial presente na rocha de 5, 10, 15 e 20%, respectivamente.

Os resultados obtidos através modelamento de elementos traço do magma original são demonstrados nas figuras 8, 9, 10 e 11 para cada uma das 11 amostras do furo I-328-55, separados em constituintes da LUU e constituintes da MCL. Amostras que não apresentaram valores detectáveis de algum elemento receberam o valor “0” para o respectivo elemento no gráfico, gerando intervalos em branco para determinadas seções.

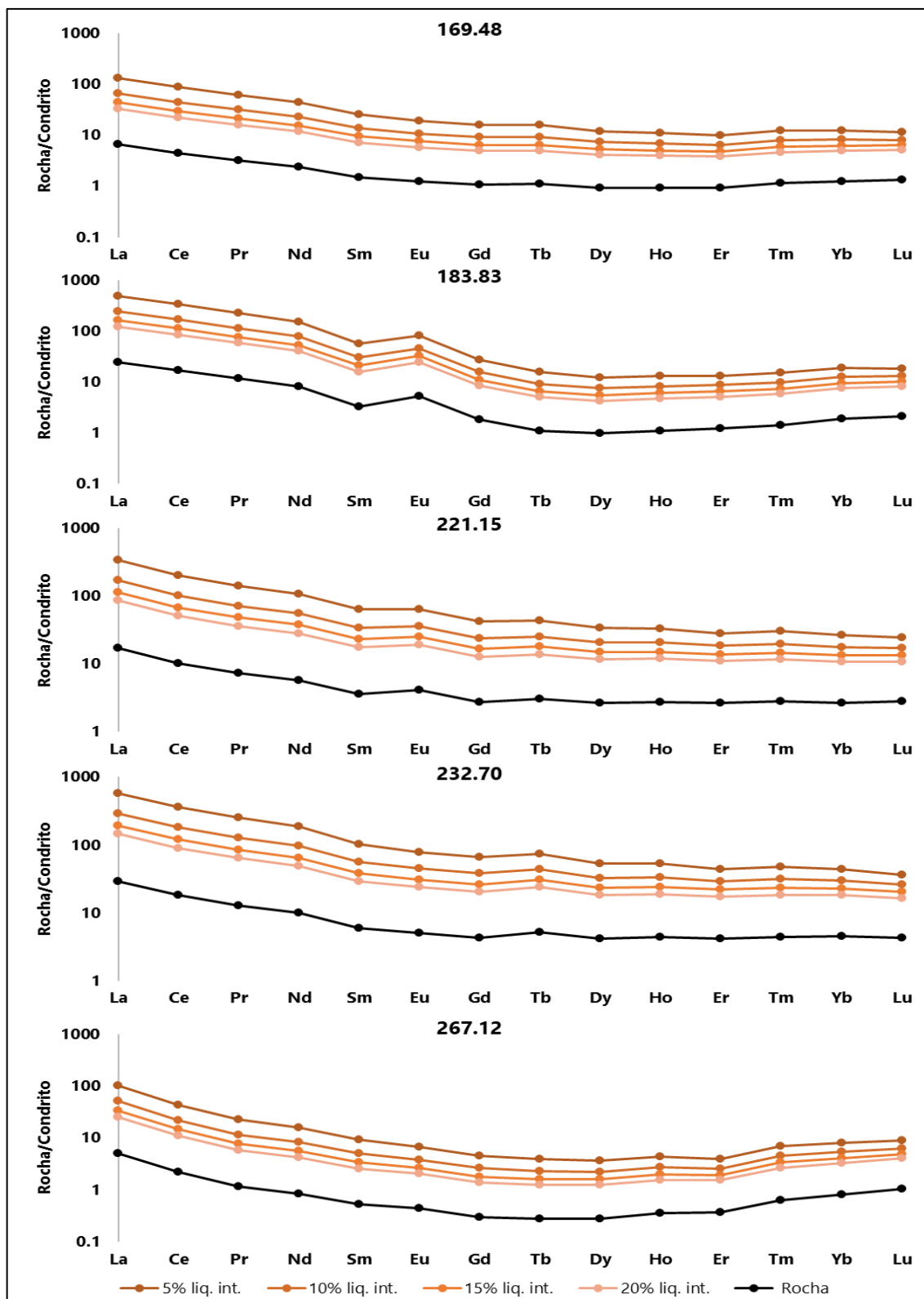


Figura 7. Compilação dos cálculos de estimativa de ETR's do magma original para as 5 amostras da LUU do furo I-328-55. Para a estimativa, foram usados líquidos intersticiais de 5%, 10%, 15% e 20%. A linha em preto representa a abundância da amostra original. As outras linhas representam a concentração estimada através do cálculo, estimando uma quantidade de líquido intersticial presente na rocha de 5, 10, 15 e 20%, respectivamente.

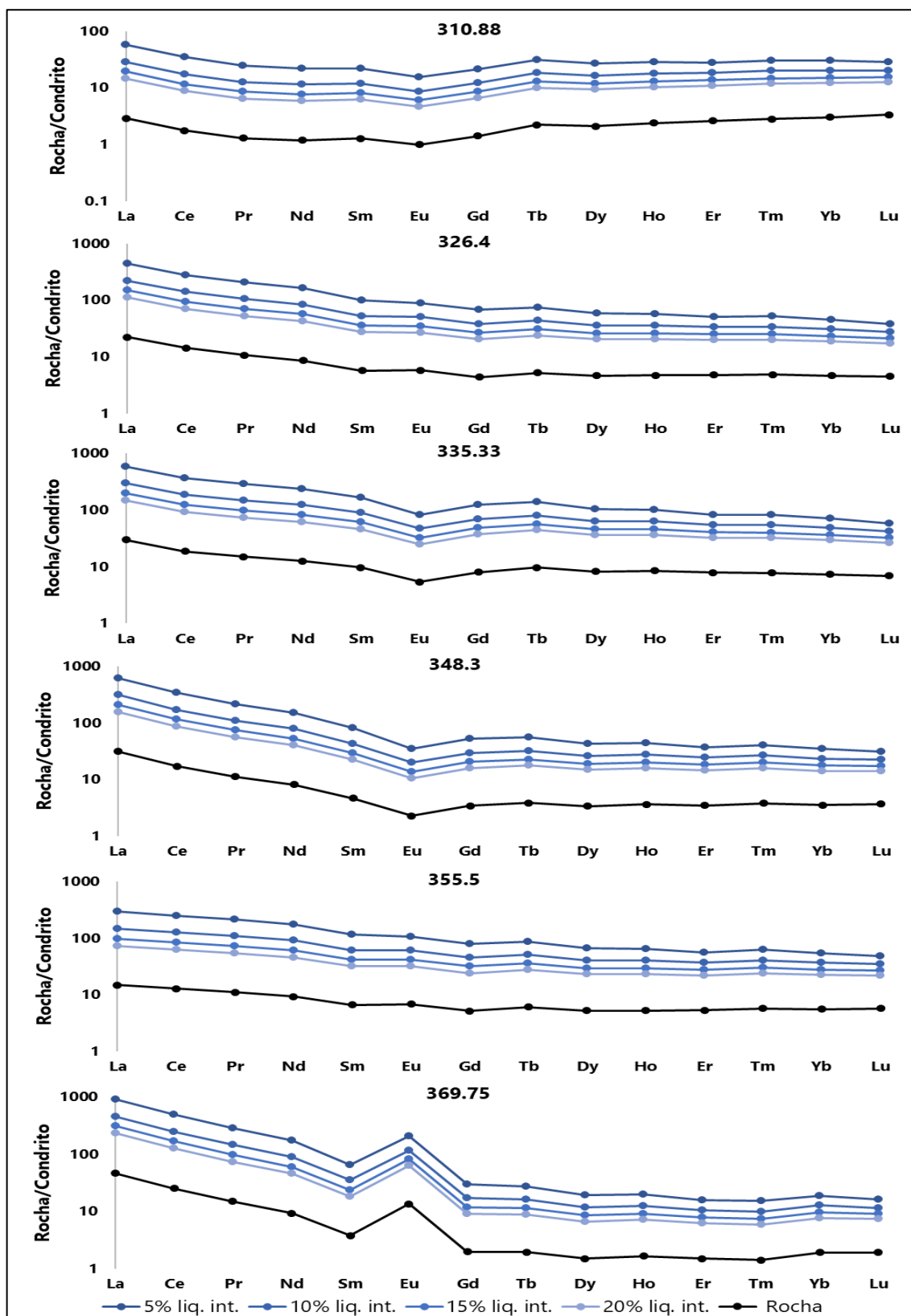


Figura 8. Compilação dos cálculos de estimativa de ETR's do magma original para as 6 amostras da UUU do furo I-328-55. Para a estimativa, foram usados líquidos intersticiais de 5%, 10%, 15% e 20%. A linha em preto representa a abundância da amostra original. As outras linhas representam a concentração estimada através do cálculo, estimando uma quantidade de líquido intersticial presente na rocha de 5, 10, 15 e 20%, respectivamente.

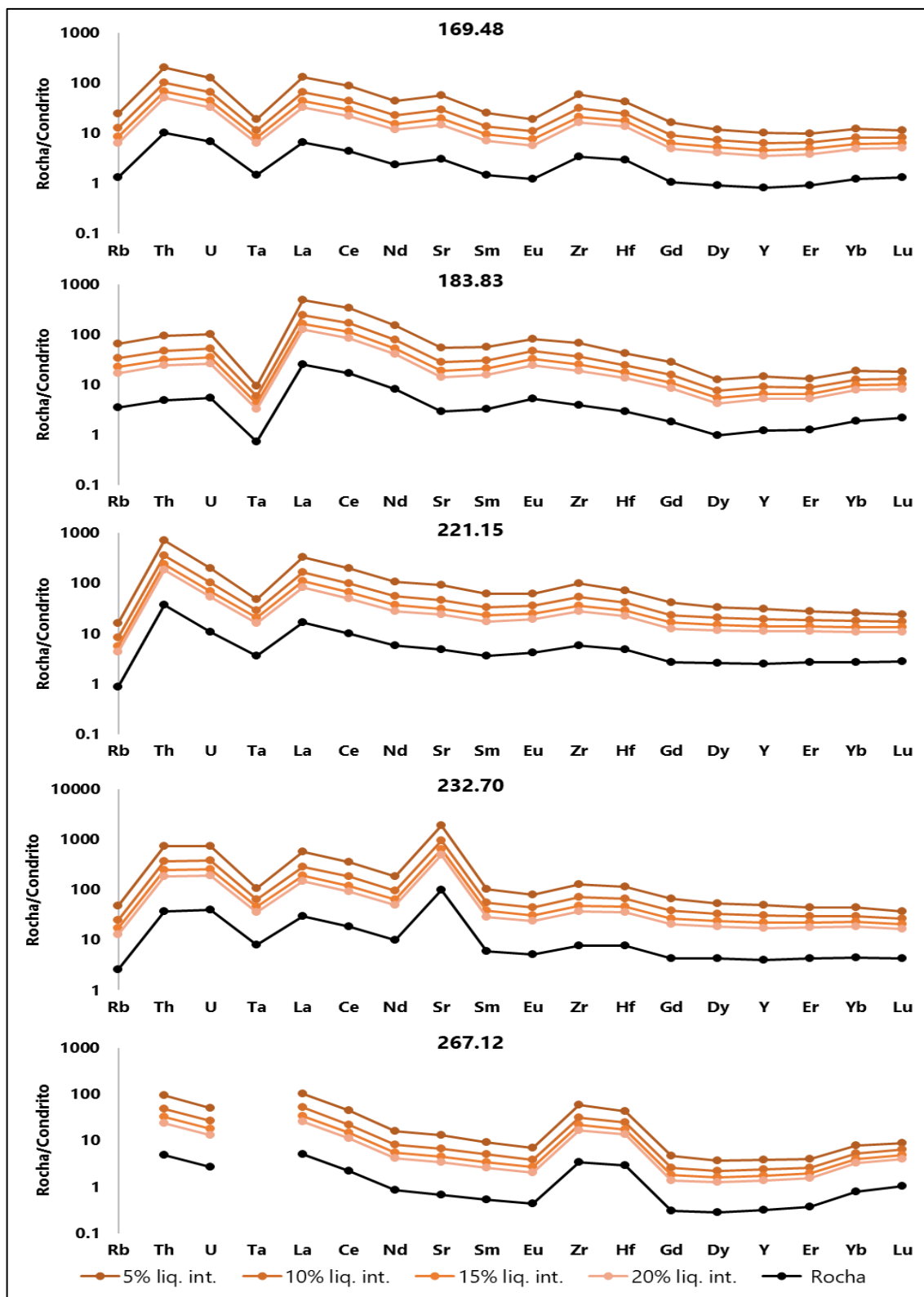


Figura 9. Compilação dos cálculos de estimativa de ET's do magma original para as 5 amostras da LUU do furo I-328-55. Para a estimativa, foram usados líquidos intersticiais de 5%, 10%, 15% e 20%. A linha em preto representa a abundância da amostra original. As outras linhas representam a concentração estimada através do cálculo, estimando uma quantidade de líquido intersticial presente na rocha de 5, 10, 15 e 20%, respectivamente.

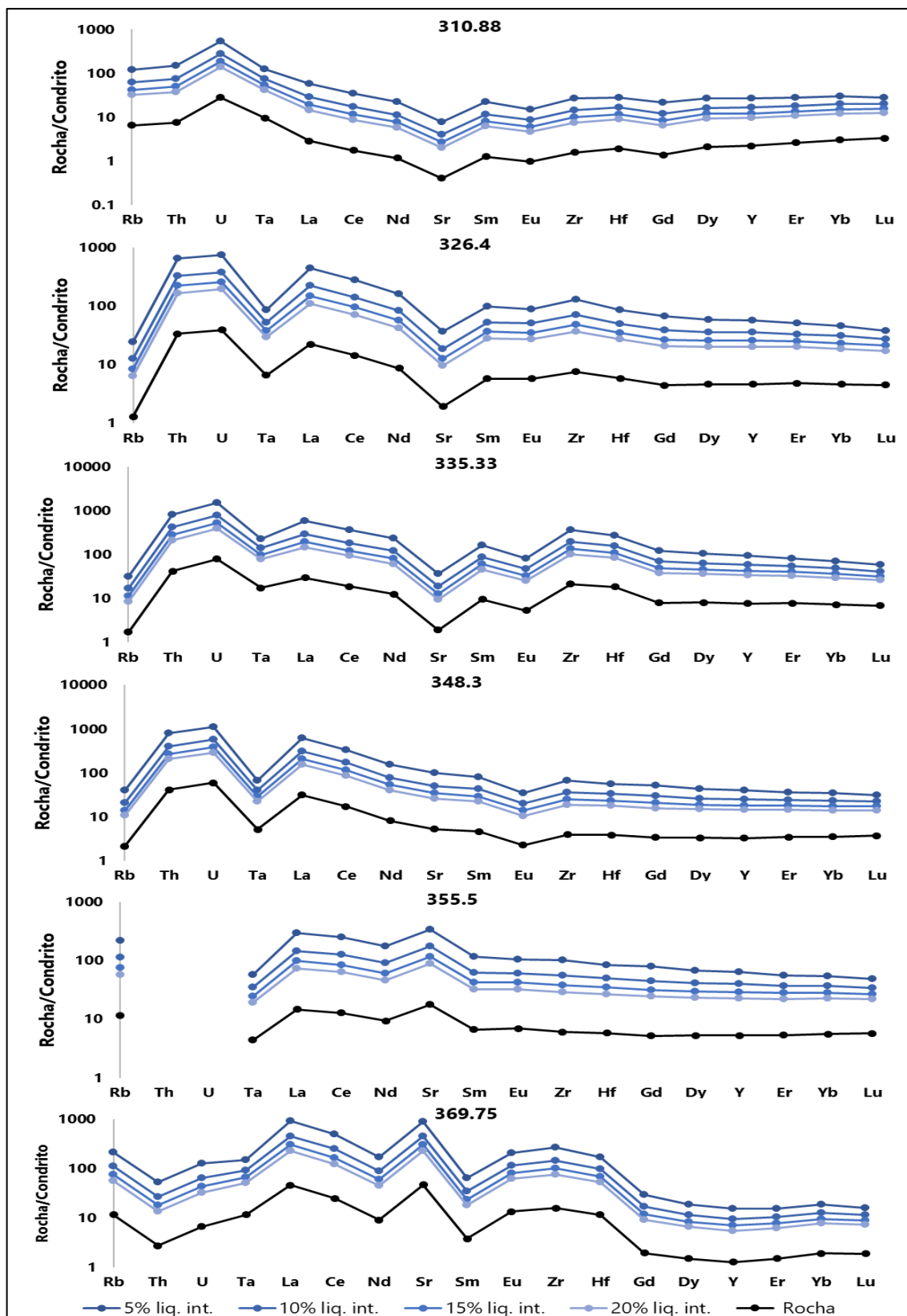


Figura 10. Compilação dos cálculos de estimativa de ET's do magma original para as 6 amostras da UUU do furo I-328-55. Para a estimativa, foram usados líquidos intersticiais de 5%, 10%, 15% e 20%. A linha em preto representa a abundância da amostra original. As outras linhas representam a concentração estimada através do cálculo, estimando uma quantidade de líquido intersticial presente na rocha de 5, 10, 15 e 20%, respectivamente.

4.1.2 Análise dos dados

A partir dos gráficos de modelamentos de ETR's do magma original ficam evidente diferenças entre os padrões geoquímicos da LUU e UUU. Enquanto na LUU ocorrem menores variações na abundância de LREE (*Light Rare Earth Elements*) sem uma tendência específica, na UUU a abundância de LREE em relação a HREE (*Heavy Rare Earth Elements*) mostra uma clara tendência de aumento ao longo da evolução da estratigrafia. Destaca-se também a disparidade entre as abundâncias dos elementos ao longo da estratigrafia na UUU. Enquanto isso também é observado até certo grau na LUU, essa disparidade é muito mais evidente nos gráficos da UUU, indicando fracionamento do magma na UUU. A partir disso, os modelamentos de elementos traço do magma parental desse trabalho confirmaram observações do trabalho realizado por Marques et al. (2003), dessa vez com o modelamento de mais elementos.

Também foi possível relacionar a composição do magma estimado com diferentes magmas ultramáficos característicos a partir dos resultados da modelagem de magma parental da amostra 169.48. Isso se dá pela amostra 169.48 ser constituinte da porção menos modificada por contaminação de encaixantes na LUU, conforme descrito no trabalho de Marques (2003). Os magmas considerados foram: komatiito arqueano (Condie, 1993), N-MORB e E-MORB (Klein, 2003), basalto proterozoico (Condie, 1993) e boninito (Srivastava e Singh, 2003). A comparação com os magmas é exposta na Figura 11.

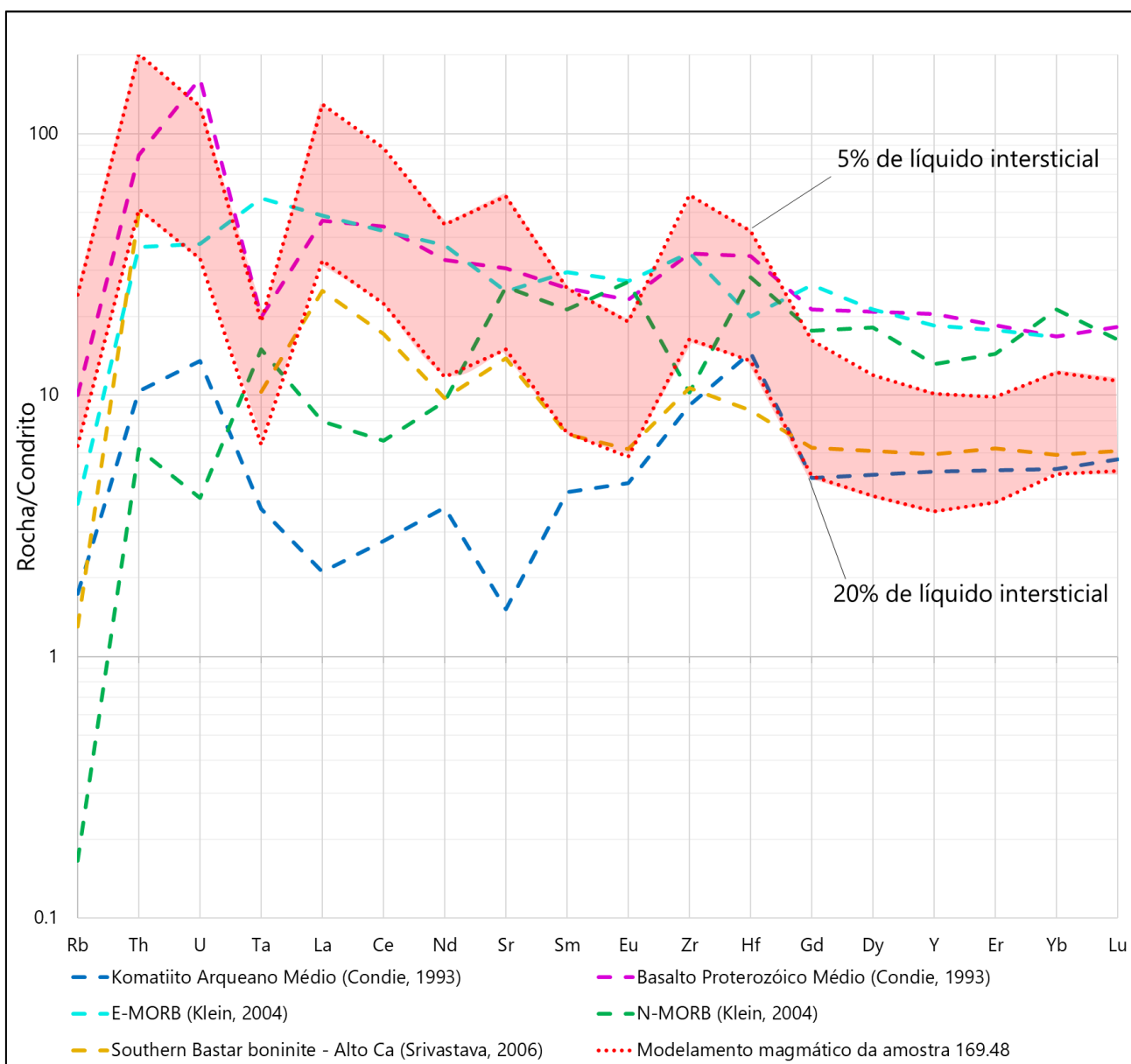


Figura 11. Comparação de assinaturas geoquímicas de diferentes rochas ultramáficas com os resultados do modelamento magmático da amostra 169.48. O envelope vermelho representa o campo englobado pelas modelagens utilizando de 5 a 20% de líquido intersticial estimado.

A partir da Figura 11 é possível observar que um magma komatiítico seria pouco viável como magma parental – isso se dá pela abundância relativa de ETR leves nas assinaturas obtidas, o oposto do esperado de um magma komatiítico, que é altamente depletado em ETR leves. Discrepância semelhante também é verificada no magma N-MORB. Para o E-MORB, apesar de possuir valores absolutos semelhantes à do intervalo do modelamento magmático da amostra

169.48, não é observado o mesmo padrão geoquímico em relação à maior parte dos elementos.

É verificada compatibilidade em relação ao basalto proterozoico nas proporções relativas e absolutas dos elementos – principalmente em relação ao modelamento magmático com 5% de líquido intersticial estimado. Já o boninito Southern Bastar - Alto Ca (Srivastava, 2006) é o que apresenta maior compatibilidade com os valores esperados, apresentando uma assinatura geoquímica muito similar e com valores absolutos sobrepostos ao do modelamento magmático com 20% de líquido intersticial estimado.

4.1.3 Boninito como magma parental

Definidos como magmas ou rochas originadas de magmas que possuem composições de $\text{MgO} > 8,0\%$, $\text{SiO}_2 > 52\%$ e $\text{TiO}_2 < 0,5\%$ (wt%), os boninitos são característicos de ambientes de subducção, e também por apresentarem condições de alta fugacidade de oxigênio. O trabalho de Pearce e Reagan (2019) aprofunda essa definição, e define os boninitos como uma série magmática onde há ocorrência de rochas com $\text{Si}_8 > 52,0$ e $\text{Ti}_8 < 0,5$; sendo os termos Si_8 e Ti_8 os valores de SiO_2 e TiO_2 quando $\text{MgO} = 8\%$ em uma série magmática. Partindo disso, rochas com $\text{Ti}_8 > 0,5$ são enquadrados como Siliceous High-Mg Basalts (SHMB), enquanto magmas com $\text{Si}_8 < 52$ enquadram-se como komatiitos. O diagrama na Figura 12, extraído do trabalho de Pearce e Reagan (2019) exemplifica isso.

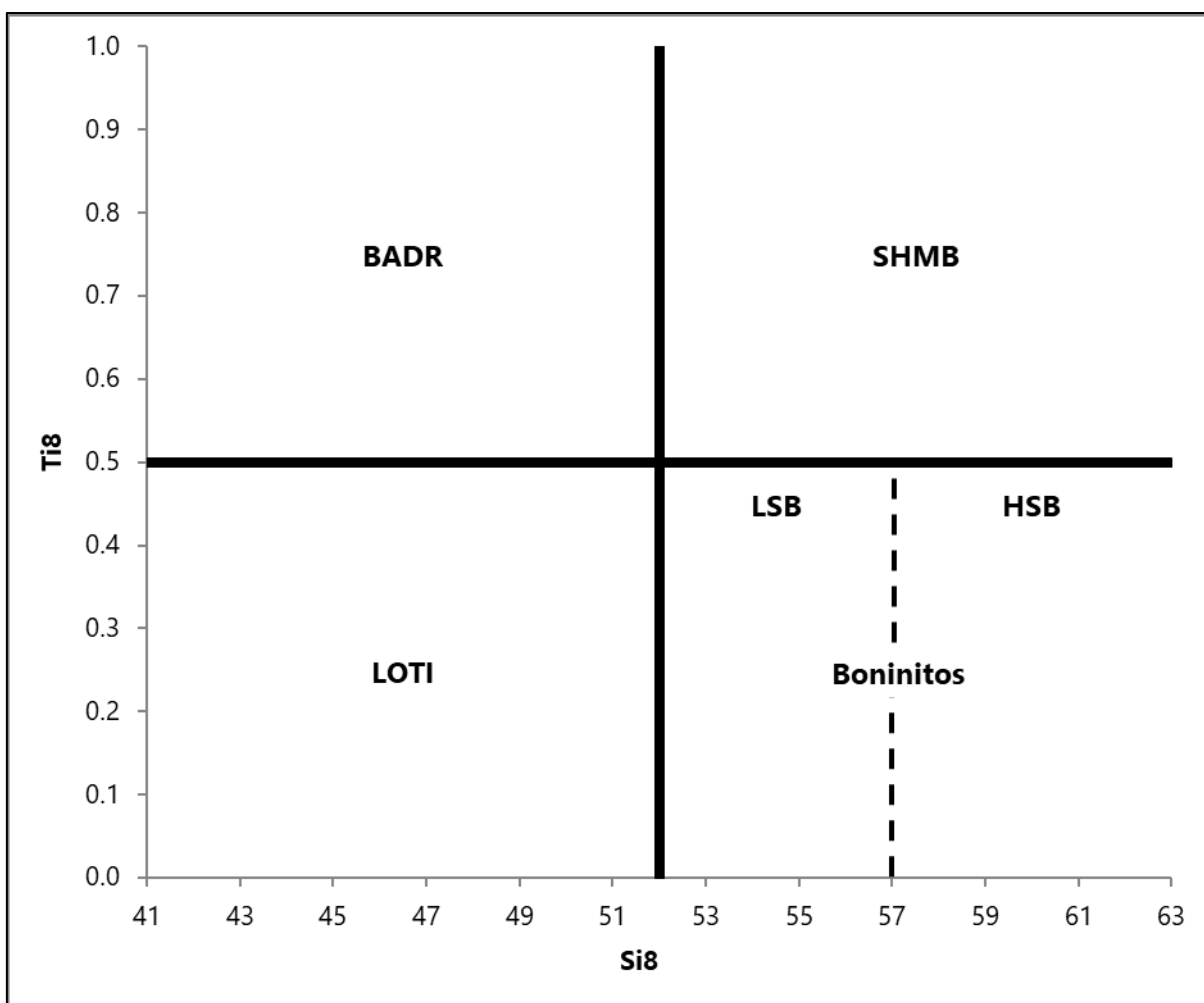


Figura 12. Diagrama que divide os diferentes tipos de lavas com base nos teores de Si8 e Ti8 – que representam respectivamente a concentração de SiO₂ e TiO₂ numa série magmática quando MgO = 8%. LOTI – *Low-Ti Basalts*; BADR – Série magmática de Basaltos, Basaltos Andesíticos, Dioritos e Riolitos, característica de arcos de ilha; SHMB – *Siliceous High-Mg Basalts*; LSB – *Low Silica Boninites*; HSB – *High Silica Boninite*. Extraído de Pearce e Reagan (2019).

As assinaturas geoquímicas dos boninitos caracterizam enriquecimento em ETR leves, que é explicado pela interação de magma mantélico depletado com fluidos metassomáticos enriquecidos em elementos incompatíveis, gerados por fusão de material subductante (Crawford et al., 1989). A fusão do manto depletado é facilitada pela hidratação causada pelos fluidos metassomáticos, estimando-se serem gerados em condições de fusão parcial do manto > 25%, ou por fusão incremental com diminuição progressiva da pressão (Pearce e Reagan, 2019).

A Figura 13 utilizou os modelamentos de elementos traço estimando 10% de líquido intersticial como representativos para comparação das diferentes assinaturas geoquímicas, visto que alterações na proporção de líquido intersticial

estimado não alteraram os padrões geoquímicos. A depleção em ETR's de meio em relação à ETR pesados e leves é citada na literatura como feição característica de magmas boniníticos, conferindo uma assinatura característica em "U" para diagramas de concentração de ETR para essas rochas (Crawford et al., 1989; Pearce, 1992). Essa feição em "U" pode ser verificada nas assinaturas geoquímicas dos modelamentos das amostras 169.48 e 267.12, contidas na LUU – no entanto, é necessário lembrar que a geoquímica das amostras acima da 169.48 pode ser influenciada por contaminação de encaixantes. Não se restringindo apenas a esse tipo de feição, também é reconhecido em literatura como característico de boninitos a abundância relativa em LREE em relação a HREE, gerando assinaturas geoquímicas inclinadas a partir do início do gráfico.

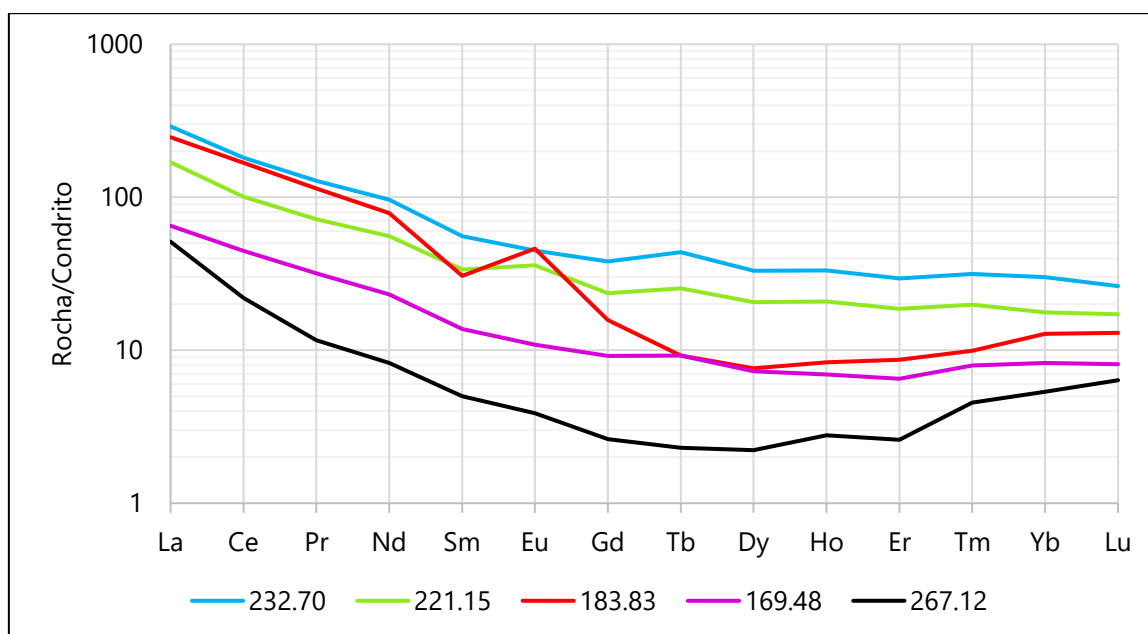


Figura 13. Modelamentos de ETR das amostras representativas da LUU estimando 10% de líquido intersticial, evidenciando o característico formato em "U" para as assinaturas de rocha total das amostras 169.48 e 267.12. As outras amostras apresentam um decréscimo na abundância de ETR's, partindo dos LREE para os HREE, também característica de boninitos. Como o a proporção de líquido intersticial não altera os padrões geoquímicos, somente a abundância absoluta dos elementos, foi utilizado o modelamento com 10% de líquido intersticial para melhor visualização e comparação dos padrões.

O padrão em "U" e o padrão descendente, no entanto, não se mantém após a cristalização da camada massiva de cromitito. Os modelamentos de elementos traço estimando 10% de líquido intersticial da UUU evidenciam isso,

conforme exposto na Figura 14. Essa mudança nos padrões de assinaturas geoquímicas pode ser reflexo da mudança de regime magmático.

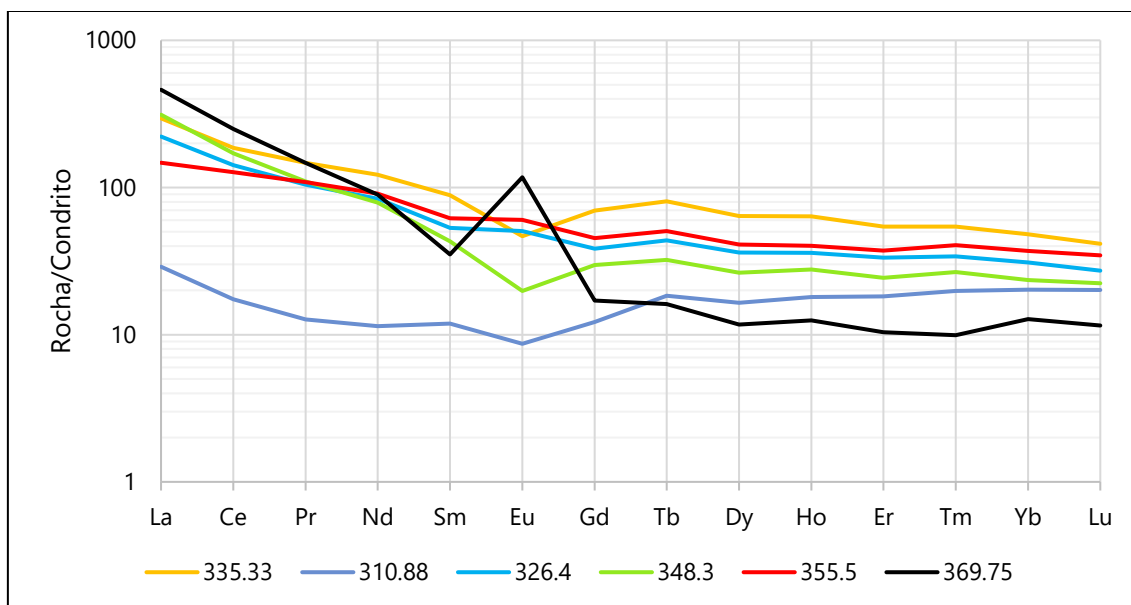


Figura 14 Modelamentos de ETR das amostras representativas da UUU estimando 10% de líquido intersticial, com padrão bem diferente do observado nas amostras da LUU. O padrão em “U” ou descendente a partir do início do gráfico já é bem menos evidente, ou inexistente – a exemplo da amostra 310.88, imediatamente após a ocorrência da MCL. Como a proporção de líquido intersticial não altera os padrões geoquímicos, somente a abundância absoluta dos elementos, foi utilizado o modelamento com 10% de líquido intersticial para melhor visualização e comparação dos padrões.

Considerando a possibilidade de o magma parental ser de natureza boninítica, foi realizada a comparação do resultado do modelamento magmático da amostra 169.48 com diferentes magmas boniníticos extraídos da compilação de Hazarika et al. (2019) com o intuito de verificar qual o que mais se assemelharia, conforme exposto na Figura 15.

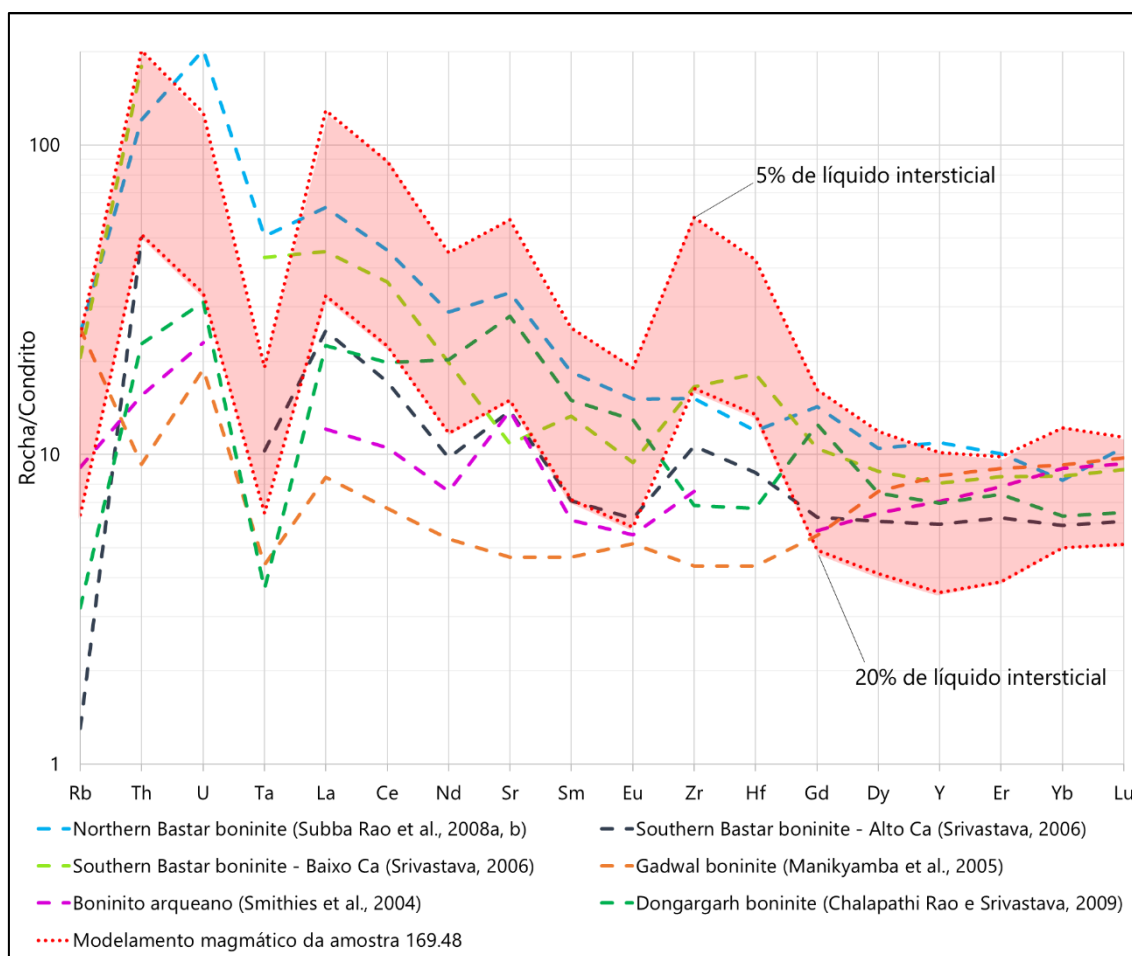


Figura 15. Comparação de assinaturas geoquímicas de ET's dos diferentes boninitos, resultados do modelamento magmático da amostra 169.48. O envelope vermelho representa o campo englobado pelas modelagens utilizando de 5 a 20% de líquido intersticial estimado.

Com exceção do Gadwal boninite (Manikyamba et al., 2005), fica evidente um paralelismo nas assinaturas geoquímicas dos boninitos em relação ao intervalo do modelamento magmático da amostra 169.48. O boninito arqueano (Smithies et al., 2004) destaca-se por demonstrar certo paralelismo apesar da falta de dados de concentração de Ta e Hf. O Southern Bastar Boninite (alto Ca) (Srivastava, 2006), apesar da falta de dados de Th e U, apresenta assinatura geoquímica muito semelhante à do modelamento magmático, conforme citado anteriormente. Adicionalmente, o Southern Bastar Boninite (baixo Ca) (Srivastava, 2006) é quase completamente paralelo à assinatura da modelagem com valores absolutos dentro do intervalo, contrastando apenas em uma anomalia positiva de Sr em relação aos valores analisados. Além desses, destacam-se os Dongargarh boninite (Chalapathi Rao e Srivastava, 2009) e o Northern Bastar boninite (Subba Rao et al., 2008a, b), por acompanharem a

assinatura geoquímica do modelamento quase integralmente, contrastando apenas em anomalias negativas de Zr e Hf.

Comparando em termos de ETR's apenas, as semelhanças geoquímicas ficam ainda mais evidentes conforme demonstrado na Figura 16.

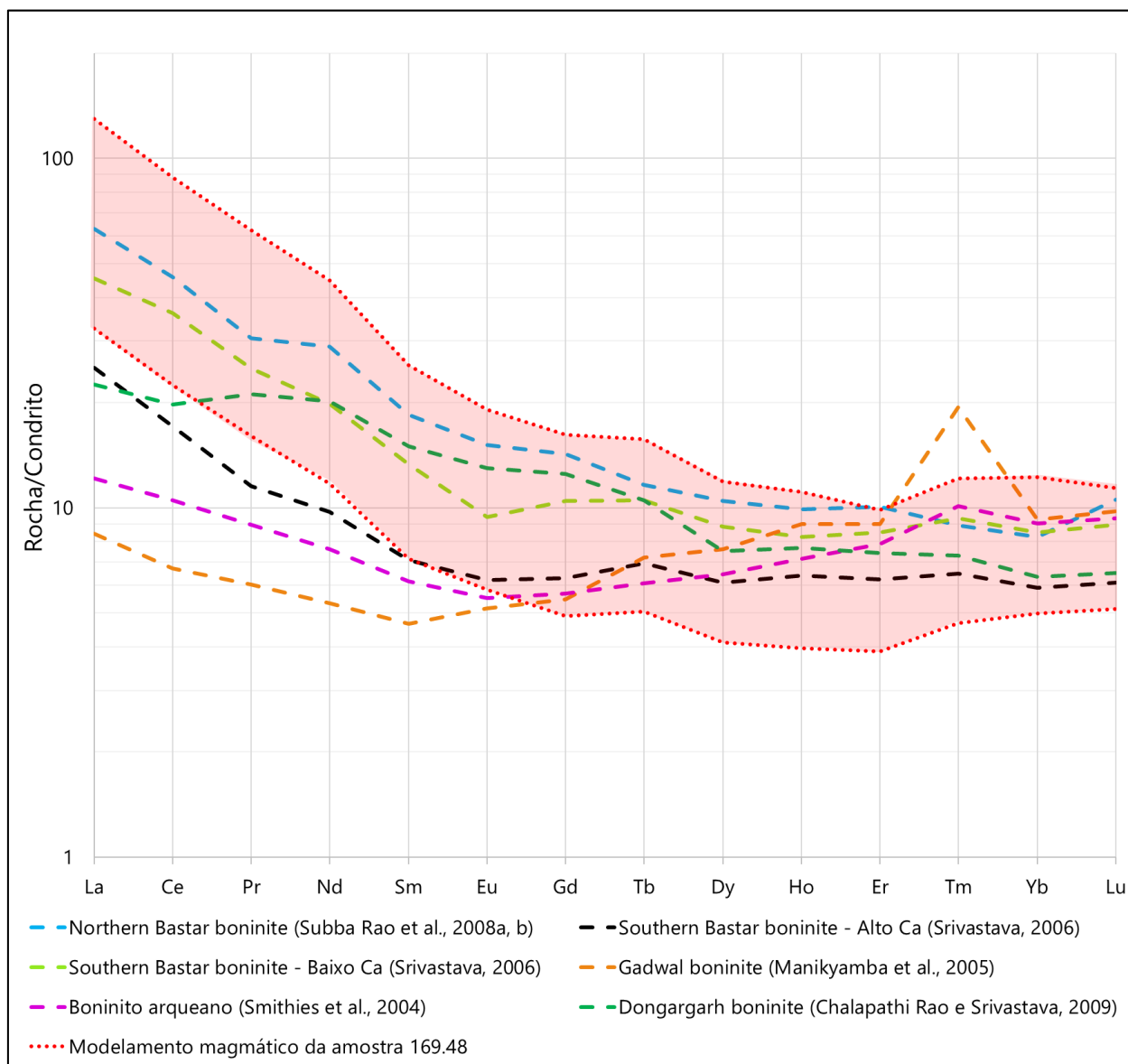


Figura 16. Comparação de assinaturas geoquímicas de ETR's dos diferentes boninitos com resultados do modelamento magmático da amostra 169.48 – com o intervalo entre os extremos do modelamento com 5% de líquido intersticial e 20% delimitados pelas linhas pontilhadas em vermelho.

Com exceção apenas do Gadwal boninite (Manikyamba et al., 2005) e do boninito arqueano (Smithies et al., 2004), todos os outros boninitos são quase totalmente englobados pelo intervalo do modelamento magmático, e com padrões semelhantes. Também fica evidente na figura dois padrões

geoquímicos de ETR's característicos de rochas boniníticas, segundo Crawford et al. (1989) e Pearce (1992) – assinatura geoquímica em formato de “U” e abundância relativa em LREE (*Light Rare Earth Elements*) em comparação à HREE (*Heavy Rare Earth Elements*) – o último sendo verificado nos dados da modelagem da amostra 169.48.

Com base nisso, magma boninítico foi aqui definido como uma boa opção de tipo de magma a ser usado nas simulações do MELTS. Foram utilizadas as médias simples das amostras DNPY1 e DNPY2 do Dongargarh boninite (Chalapathi Rao e Srivastava, 2009), por ser geoquimicamente semelhante ao modelamento da amostra 169.48, e apresentar maiores teores de MgO dentre os boninitos citados, com valor médio de 18,56% da composição total – satisfazendo os altos teores de forsterita (Fo_{90}) em olivina cumulática que são verificadas no complexo conforme Marques et al. (2003). Os teores de H_2O do magma foram determinados nesse trabalho dentre 1 e 3% a partir de dados de perda de rocha total das análises do boninito no trabalho de Chalapathi Rao e Srivastava (2009), e baseado em teores de H_2O para boninitos de outros trabalhos como Dobson et al. (1995) e Dobson e O'Neil (1987) onde são demonstrados valores de H_2O para boninitos entre 1,5 e 3%.

O Dongargarh boninite, conforme exposto no trabalho de Chalapathi Rao e Srivastava (2009), é localizado no cráton Bastar, na Índia, consistindo em um dique boninítico pertencente ao Supergrupo Dongargarh. É caracterizado por altos teores de MgO ($\cong 18\%$) $Mg\# > 80$, valores de $SiO_2 \cong 52\%$, alto Ni (~350 ppm), alto Cr (~2703 ppm), baixo $TiO_2 (< 0,04 \text{ wt}\%)$ e enriquecimento em LREE em relação a MREE e HSFE, possuindo anomalias negativas de Nb, Ti, e Zr quando normalizado ao manto. Todas essas características geoquímicas estão bastante alinhadas com o que é observado no Complexo Jacurici, conforme discutido no trabalho de Marques et al. (2003). O trabalho de Chalapathi Rao e Srivastava (2009) ainda aponta o dique como evidência que a área de estudo representa uma antiga zona de subducção.

4.2 Definição da pressão

De acordo com dados dos trabalhos de Marques et al. (2017), Oliveira et al. (2004), Barbosa e Sabaté (2004), Silveira et al. (2015) e Dias (2021), o

contexto geológico quando da intrusão se encontrava em meio a um evento de metamorfismo de médio a alto grau, tendo a intrusão ocorrido possivelmente síncrona a este evento e sofrido parcialmente seus efeitos (Dias, 2021).

Considerando que possa ser especulativo o entendimento de que o Complexo se encontrava em condições de média a alta pressão, foram estimados dois valores para englobar as condições de pressão no momento de cristalização: 3 e 7 Kbar. Essas condições de pressão satisfazem como dados de entrada, respectivamente, duas possíveis condições, uma de média-baixa e outra de média-alta pressão para o contexto geológico.

4.3 Definição da fugacidade de oxigênio

As amostras escolhidas para cálculo com o oxibarômetro de Ballhaus et al. (1994) estão discriminadas na Tabela 1. Os nomes das amostras representam sua respectiva profundidade na estratigrafia do Furo I-328-55.

Conforme descrito na seção de métodos, são necessárias análises de química mineral de espinélio e olivina em equilíbrio para obtenção da fugacidade de oxigênio da paragênese pelo método de Ballhaus. Para este trabalho, foram escolhidos os dados de análises minerais obtidas em microsonda eletrônica das amostras mais próximas do ideal disponibilizadas nos anexos da tese de Marques (2001). Foram realizados quatro cálculos para cada par de amostras, alternando condições de pressão entre 1 e 0,5 GPa, e temperatura entre 1000 e 1400 °C. Os quatro valores adquiridos foram utilizados na obtenção de uma média simples para o respectivo par de amostras.

De acordo com os dados obtidos pelo oxibarômetro e expostos na Tabela 1, tanto a LUU - que representa o magma antes da mineralização de cromita e em regime aberto - e a UUU - que representa a evolução magmática após a formação de cromitito em condições de maior fracionamento e regime fechado - apresentam $fO_2 \cong 2,0$ (ΔFMQ). O trabalho de Evans et al. (2012), que utilizou o oxibarômetro de Ballhaus em diferentes boninitos ao redor do mundo – Cape Vogel boninite, New Caledonia boninites, dentre outros - , obteve dados de fO_2 variando de 0,5 a 2,0 (ΔFMQ), corroborando com os resultados obtidos nesse trabalho.

Partindo disso, o valor assumido para a fO_2 durante a cristalização da LUU – unidade com composição mais próxima do magma parental dos cromititos e com pouco ou nenhum fracionamento - será de 2,0 (ΔFMQ), visto que o MELTS só lida com números inteiros como parâmetro de entrada para fO_2 . Apesar disso, em decorrer de possíveis incertezas no cálculo, cenários com valor distinto de fO_2 também foram avaliados ($fO_2 = 1,0$ ou $0 \Delta FMQ$) para a cristalização da LUU. Cenários com valores de $fO_2 = 3,0$ (ΔFMQ) também serão considerados na etapa de modelagem da MCL, com o objetivo de simular um aumento de fugacidade de oxigênio na câmara magmática, hipótese considerada nesse trabalho como possível gatilho de geração do cromitito do Complexo Jacurici.

Tabela 1. Dados utilizados para o cálculo de fO_2 usando a fórmula de Ballhaus. Visto que a variação no resultado em decorrer da temperatura *líquidus* e pressão escolhida não ultrapassa 0,2 ΔFMQ , foi feita uma média para cada um dos conjuntos de amostra escolhidos.

Unidade estratigráfica	Amostras		Parâmetros		fO_2 (ΔFMQ)	Média	Distância entre amostras
	Espinélio	Olivina	Pressão (GPa)	Temperatura (°C)			
LUU	232	231.98	1	1000	2,044227	2,109067065	0,02
	232	231.98	1	1400	2,035594		
	232	231.98	0,5	1000	2,201318		
	232	231.98	0,5	1400	2,155129		
	232.7	232.7	1	1000	1,902114	1,979009539	0
	232.7	232.7	1	1400	1,917592		
	232.7	232.7	0,5	1000	2,059205		
	232.7	232.7	0,5	1400	2,037127		
	232.98	232.7	1	1000	2,079752	2,137898404	0,28
	232.98	232.7	1	1400	2,057731		
	232.98	232.7	0,5	1000	2,236843		
	232.98	232.7	0,5	1400	2,177266		
UUU	313.38	310.88	1	1000	2,161622	2,233331913	2,5
	313.38	310.88	1	1400	2,166729		
	313.38	310.88	0,5	1000	2,318713		
	313.38	310.88	0,5	1400	2,286264		
	333.75	335.33	1	1000	1,839008	1,894347436	1,58
	333.75	335.33	1	1400	1,811374		
	333.75	335.33	0,5	1000	1,996098		
	333.75	335.33	0,5	1400	1,930909		

4.4 Simulações no Software MELTS

A partir dos parâmetros físico-químicos determinados nas seções anteriores, foi dado seguimento à etapa de modelagem petrogenética no

software MELTS, com o objetivo de alcançar resultados semelhantes às composições químicas das fases cumulus presentes na LUU e MCL do Complexo Jacurici.

4.4.1 Simulação de formação da LUU

No Complexo Jacurici, anteriormente à camada maciça de minério de cromita, ocorre a LUU (*Lower Ultramafic Unit*) que é constituída por dunitos intercalados com harzburgitos, ambos com cromita como fase acessória, conforme descrito com mais detalhes no item 2.5 desse trabalho. A modelagem da LUU é relevante para o trabalho pois representa a composição mais próxima do magma parental que abastece a câmara magmática que posteriormente leva à geração da camada maciça de minério. Isso é explicado no trabalho de Marques e Ferreira Filho (2003) por tratar-se de um regime de conduto com reabastecimento de magma, predominante ainda na cristalização da MCL. Esse regime muda durante a cristalização da LUU, onde há evidências de fracionamento de magma e diferenciação da composição das rochas, indicando um fechamento da câmara. Sendo assim, a modelagem da LUU busca comprovar os parâmetros físico-químicos aqui estabelecidos como representativos das condições iniciais de cristalização do Complexo Jacurici, bem como a composição do magma parental que estava residente na câmara magmática durante a formação da LUU e MCL.

Foram realizadas 18 modelagens com o objetivo de simular a cristalização da LUU. O Dongargarh boninite (Chalapathi Rao e Srivastava, 2009) foi a composição escolhida para a entrada de dados – e como hipótese de magma parental do Complexo Jacurici -, considerando que este magma boninitico é o que melhor atende à composição de magma parental do Complexo Jacurici modelada a partir da amostra 169.48 conforme discutido no item 4.1.2 deste trabalho. O Dongargarh boninite (Chalapathi Rao e Srivastava, 2009) também satisfaz os altos teores de forsterita que são verificados no complexo com seu valor médio de MgO \cong 18,56%. A LUU, que representa o intervalo magmático anterior à formação do cromitito, tem respectivamente, teores de Fo89 e En88 nas porções mais basais e varia até Fo93,5 e En94,5 nas porções mais proximais à MCL (Marques e Ferreira Filho, 2003).

As condições utilizadas em cada uma das 18 simulações foram determinadas e discutidas nos itens 5.1, 5.2 e 5.3 desse trabalho, sendo os valores de pressão considerados em dois cenários, um de 3 Kbar e outro de 7 Kbar, $fO_2 = +2$ (ΔFMQ), e $H_2O = 2\%$. Embora dos parâmetros de fO_2 e H_2O tenham sido fixados, também foram considerados cenários com $fO_2 = +1$ e 0 (ΔFMQ) e $H_2O = 1$ e 3% para simular a influência destes parâmetros na formação da LUU levando em conta possíveis incertezas nos métodos de definição dos parâmetros.

Para cada simulação foi usado um determinado número de etapas de decréscimo de temperatura em $5^\circ C$. Cada simulação de cristalização teve a temperatura inicial progressivamente diminuída a cada etapa em $-5^\circ C$, sendo a simulação finalizada quando a massa de fases cristalizadas aproximava-se a 5% da massa total do sistema. Essa metodologia foi adotada para simular as condições de um regime de conduto magmático onde o magma parental é constantemente reabastecido e o magma fracionado é parcialmente expulso da câmara. A formação de cumulos é consequência das primeiras fases minerais que se cristalizam a partir desse magma. Os dados de entrada usados nas diferentes simulações estão expostos na Tabela 2.

Tabela 2. Dados de entrada inseridos no software MELTS para as 18 simulações de cristalização da LUU. ¹Temperatura *liquidus* é calculada pelo algoritmo do MELTS. ²Composição do líquido inicial utilizada é o Dongargarh boninite (Chalapathi Rao e Srivastava, 2009). ³Concentração de FeO é calculada pelo algoritmo do MELTS com base nos teores de Fe₂O₃ e a fO₂ inserida para a simulação.

Dados de entrada		
Parâmetros físico-químicos	Temperatura inicial	<i>liquidus</i> ¹
	Pressão Inicial	3 ou 7 Kbar
	fO ₂	0, +1 ou +2
	Assimilação de encaixantes?	Não
	Decréscimo de temperatura por etapa	-5° C
Composição do líquido inicial ²	SiO ₂	51,79
	TiO ₂	0,04
	Al ₂ O ₃	6,14
	Fe ₂ O ₃	8,41
	Cr ₂ O ₃	0,2678
	FeO ³	0
	MnO	0,14
	MgO	18,56
	NiO	0,0362
	CoO	0
	CaO	12,17
	Na ₂ O	0,51
	K ₂ O	0,3
	P ₂ O ₅	0,05
H ₂ O	1, 2 ou 3	

As fases obtidas para cada simulação, teores médios de Fo e En das olivinas e ortopiroxênios cristalizados e a temperatura final de cada simulação estão expostas na Tabela 3.

Dentre os dados obtidos, as simulações S2, S4, S8, S13, S14 e S15 geraram dunitos de composição semelhante à observada na LUU do Complexo Jacurici, que é majoritariamente composta por dunitos com cromita acessória. As simulações S9 e S11 também se destacaram por gerarem proporções de olivina e ortopiroxênio semelhantes às observadas nos intervalos de harzburgitos presentes na LUU do segmento Ipueira Sul. As variações dos teores

Tabela 3. Dados de entrada e saída das simulações referentes à LUU realizadas no software MELTS.

Simulação	Dados de entrada				Etapas de decréscimo de T (-5°C)	Dados de saída				
	Pressão (Kbar)	fO ₂ (ΔFMQ)	H ₂ O (%)	T liquidus (°C)		Proporção modal de olivina cristalizada	Proporção modal de ortopiroxênio cristalizado	Proporção modal de espinélio cristalizado	Teores de Fo e En	T final (C°)
S1	7	+2	1	1516	21	0,00%	94,88%	5,12%	En94	1411
S2	3	+2	1	1456	22	94,85%	0,00%	5,15%	Fo93	1346
S3	7	+1	1	1461	10	0,00%	97,58%	2,42%	En93	1411
S4	3	+1	1	1398	8	98,04%	0,00%	1,96%	Fo92	1358
S5	7	0	1	1435	4	0,00%	99,03%	0,97%	En92	1415
S6	3	0	1	1397	7	100,00%	0,00%	0,00%	Fo91	1362
S7	7	+2	2	1468	21	6,93%	87,59%	5,47%	Fo93/En94	1363
S8	3	+2	2	1411	18	96,56%	0,00%	3,44%	Fo93	1321
S9	7	+1	2	1405	8	55,66%	42,23%	2,11%	Fo92/En93	1365
S10	3	+1	2	1367	7	100,00%	0,00%	0,00%	Fo92	1332
S11	7	0	2	1399	8	72,92%	26,79%	0,30%	Fo91/En92	1359
S12	3	0	2	1371	7	100,00%	0,00%	0,00%	Fo91	1336
S13	7	+2	3	1428	20	94,68%	0,00%	5,32%	Fo93	1328
S14	3	+2	3	1374	14	95,45%	0,00%	4,55%	Fo93	1304
S15	7	+1	3	1373	7	99,87%	0,00%	0,13%	Fo92	1338
S16	3	+1	3	1345	7	100,00%	0,00%	0,00%	Fo92	1310
S17	7	0	3	1377	6	100,00%	0,00%	0,00%	Fo91	1347
S18	3	0	3	1350	6	100,00%	0,00%	0,00%	Fo91	1320

de Fo₉₃₋₉₁ e En₉₄₋₉₂ de todas as simulações condizem com dados de química mineral demonstrados no trabalho de Marques et al. (2003), de teores de Fo₈₉ e

En₈₈ nas porções mais basais da LUU até Fo_{93,5} e En_{94,5} nas porções mais proximais à MCL.

As simulações realizadas demonstram que a hipótese de uma composição boninitica em condições de $fO_2 = +2,0$ (ΔFMQ) e pressão entre 3 a 7 Kbar como possível composição e condições para a geração da LUU do Complexo Jacurici é factível e pode ser considerada válida.

4.4.2 Simulação de formação da MCL

Estratigraficamente sotoposta à UUU ocorre a MCL, que é um cromitito massivo que varia de 5 a 8 m de espessura ao longo do Complexo Jacurici. A formação desse cromitito foi discutida nos trabalhos de Marques et al. (2003) e Friedrich et al. (2020) como gerada pela supressão da cristalização de outros silicatos e ampliação do campo de estabilidade da cromita devido à contaminação crustal a partir da assimilação das encaixantes carbonáticas do Complexo.

Para simular a assimilação das encaixantes do complexo, foram utilizados dados de rocha da amostra TAJ-24A do trabalho de Gama et al. (2021), mármore considerado como representativo das encaixantes do Complexo Jacurici. As descrições petrográficas dessas encaixantes determinam uma proporção modal de 60% de carbonatos (sendo a maior parte calcita magnesiana), 30% de serpentina (com 10% de olivina reliquial evidente) e cerca de 8% de acessórios como constituintes modais – biotita, muscovita, diopsídio, apatita, granada, magnetita e quartzo. Partindo disso, a entrada de assimilantes no MELTS foi simplificada através da entrada de dados de rocha assimilante composta de 70% calcita e 30% olivina (Fo₈₅), com *input* de assimilação equivalente à 1% da massa total do líquido inicial por etapa de decréscimo de temperatura – ou seja, a cada decréscimo em 5° C na temperatura da câmara magmática, o equivalente a 1% da massa do sistema inicial entra no sistema com a composição de 70% calcita e 30% olivina (Fo₈₅).

A Tabela 4 exhibe uma comparação de dados de simulações com mesma entrada de parâmetros físico-químicos, diferenciadas apenas pela entrada de assimilação carbonática ou não. Todas as simulações que admitiram assimilação tiveram aumento drástico na proporção de cristalização de espinélio,

variando com aumentos de 135,3% a até 300% da quantidade de espinélio cristalizada em relação àquelas que consideram um cenário sem assimilação. Dessa forma, os resultados dessa comparação corroboram com a hipótese de que a assimilação das encaixantes pode ser determinante para a geração do cromitito da MCL. A partir disso, o trabalho desenvolveu simulações adicionais da MCL utilizando esse mesmo parâmetro de contaminação alinhado à diferentes condições físico-químicas, com o objetivo de encontrar condições que permitam cristalizar cromita com composições mais próximas da química mineral observada na MCL.

Tabela 4. Tabela demonstrando o aumento na proporção de espinélio cristalizado diretamente relacionado à assimilação de encaixantes do Complexo Jacurici. Foram comparadas simulações da LUU já descritas no item 4.5.1 desse trabalho com simulações da MCL de parâmetros de entrada iguais, diferenciadas apenas pela assimilação em 1% da massa inicial do sistema de rocha formada por 70% calcita e 30% olivina (Fo85) a cada etapa de decréscimo de temperatura. Foram realizadas duas novas simulações (T5 e T7) para comparação com as simulações S13 e S14.

Dados de entrada							
Pressão (Kbar)	fO ₂ (ΔFMQ)	H ₂ O (%)	Simulação sem contaminação	Proporção de espinélio cristalizado em fase única	Simulação com contaminação	Proporção de espinélio cristalizado em fase única	Aumento na proporção cristalizada na simulação com contaminação
7	2	1	S1	0,19%	S27	0,50%	163,2%
3	2	1	S2	0,17%	S31	0,40%	135,3%
7	1	1	S3	0,06%	S19	0,20%	233,3%
3	1	1	S4	0,01%	S23	0,04%	300,0%
7	2	2	S7	0,20%	S28	0,50%	150,0%
3	2	2	S8	0,12%	S32	0,30%	150,0%
7	1	2	S9	0,03%	S20	0,10%	233,3%
7	2	3	S13	0,16%	T5	0,38%	137,5%
3	2	3	S14	0,08%	T6	0,21%	162,5%

Foram realizadas no total 24 modelagens a partir da composição do Dongargarh boninite (Chalapathi Rao e Srivastava, 2009). As simulações consideraram apenas etapas onde há cristalização de espinélio como primeira e única fase, condição para geração do cumulado de cromita por supressão de cristalização de fases silicáticas - etapas posteriores não foram consideradas nesse trabalho.

Os dados de entrada utilizados em cada uma das 24 simulações e os resultados das mesmas estão resumidos na Tabela 5. Foram considerados cenários com fO_2 entre +1 e +3 (ΔFMQ), pressão de 3 ou 7 Kbar, e entrada de assimilação de 1% da massa total do sistema a cada etapa de decréscimo de temperatura. Os valores de entrada de H_2O foram de 1%, 2%, 4% e 6% - os valores de 4% e 6% buscando representar cenários de magma muito hidratado, que são apontados como prováveis condições do Complexo Jacurici conforme trabalho de Friedrich et al. (2020) que descreve as abundantes inclusões de minerais hidratados nas cromitas do corpo Monte Alegre Sul – também pertencente ao Complexo Jacurici. Os dados de saída coletados de cada simulação foram: proporção de espinélio cristalizado (em relação à massa do sistema inicial), química mineral do primeiro espinélio cristalizado (na primeira etapa de decréscimo de temperatura), e química mineral do último espinélio cristalizado (última etapa de decréscimo de temperatura, onde o espinélio é cristalizado como fase única).

Dentre as modelagens realizadas, todas que utilizaram $fO_2 = +3$ (ΔFMQ) – simulações S35 à S42 – apresentaram aumento relevante no campo de cristalização do espinélio em fase única (valores >1% da massa total do sistema, chegando a até 4,4% da massa inicial do sistema na simulação S41. Esses cenários onde $fO_2 = +3$ (ΔFMQ) podem ser justificados pela assimilação das rochas encaixantes carbonáticas no sistema, que pode gerar um aumento significativo na fugacidade de oxigênio conforme atribuído no trabalho de Wenzel et al. (2002) e proposto para a cristalização do cromitito do Complexo Jacurici no trabalho de Friedrich et al. (2020). A assimilação de encaixantes nas bordas do conduto propiciariam o aumento drástico na fO_2 e ampliariam o campo de cristalização da cromita como única fase – a fugacidade de oxigênio reduz a solubilidade de Cr^{+3} , conforme descrito nos trabalhos de Hill e Roeder (1974) e Murck e Campbell (1986), e exposto no modelo para cristalização de cromititos

Tabela 5. Dados de entrada e saída das simulações referentes à cristalização do cromitito da MCL realizadas no software MELTS. Cal = calcite; Fo85 = olivina com teor Fo₈₅ e Fa₁₅; Cr# = $100 \cdot \text{Cr} / (\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{+3})$; Mg# = $100 \cdot \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{+2})$; Fe⁺³# = $100 \cdot \text{Fe}^{+3} / (\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{+3})$; Al# = $100 \cdot \text{Al} / (\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{+3})$.

Simulação	Pressão (Kbar)	fO ₂ (ΔFMQ)	H ₂ O	Contaminação/etapa	T líquidus (°C)	Espinélio cristalizado em fase única do magma total:	Química mineral inicial				Química mineral tardia				Etapas	T final (°C)
							Cr#	Mg#	Fe+3#	Al#	Cr#	Mg#	Fe+3#	Al#		
S19	7	1	1%	0,7% Cal, 0,3% Fo85	1462	0,2%	67,5	77	15	17,5	62	78	18,5	19,5	18	1372
S20	7	1	2%	0,7% Cal, 0,3% Fo85	1405	0,1%	64	76	17,5	18,5	63	77	18	19	6	1375
S21	7	1	4%	0,7% Cal, 0,3% Fo85	1354	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
S22	7	1	6%	0,7% Cal, 0,3% Fo85	1322	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
S23	3	1	1%	0,7% Cal, 0,3% Fo85	1398	0,04%	66,8	78	16,6	16,6	66	78	17	17	3	1383
S24	3	1	2%	0,7% Cal, 0,3% Fo85	1367	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
S25	3	1	4%	0,7% Cal, 0,3% Fo85	1327	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
S26	3	1	6%	0,7% Cal, 0,3% Fo85	1296	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
S27	7	2	1%	0,7% Cal, 0,3% Fo85	1517	0,5%	63,2	79	21,4	15,4	49	82	32	19	31	1361
S28	7	2	2%	0,7% Cal, 0,3% Fo85	1469	0,5%	59,8	79	24,1	16,1	46,5	81	34	19,5	27	1334
S29	7	2	4%	0,7% Cal, 0,3% Fo85	1395	0,3%	52	78	30,5	17,5	46	79	35	19	14	1325
S30	7	2	6%	0,7% Cal, 0,3% Fo85	1345	0,2%	45,5	77	36	18,5	43	77	38	19	20	1245
S31	3	2	1%	0,7% Cal, 0,3% Fo85	1456	0,4%	62	80	23,5	14,5	50	82	33	17	24	1336
S32	3	2	2%	0,7% Cal, 0,3% Fo85	1412	0,3%	58	80	26,5	15,5	51,5	81	32	16,5	15	1337
S33	3	2	4%	0,7% Cal, 0,3% Fo85	1343	0,1%	50,5	79	33	16,5	49	79	34,5	16,5	5	1318
S34	3	2	6%	0,7% Cal, 0,3% Fo85	1299	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
S35	7	3	1%	0,7% Cal, 0,3% Fo85	1590	1,2%	58,5	83	28	13,5	26	83,5	55,5	18,5	48	1350
S36	7	3	2%	0,7% Cal, 0,3% Fo85	1552	1,2%	55	83	31	14	24,5	85	57,5	18	44	1332
S37	7	3	4%	0,7% Cal, 0,3% Fo85	1496	1,6%	48	82	37,5	14,5	18,6	84	63,8	17,6	40	1296
S38	7	3	6%	0,7% Cal, 0,3% Fo85	1460	2,4%	42	81	43	15	13	83	70	17	39	1265
S39	3	3	1%	0,7% Cal, 0,3% Fo85	1534	4,4%	57	84	30	13	8	88	77	15	51	1279
S40	3	3	2%	0,7% Cal, 0,3% Fo85	1499	2,7%	53	84	33,5	13,5	12	86	73	15	44	1279
S41	3	3	4%	0,7% Cal, 0,3% Fo85	1449	1,7%	47,2	83	39,2	13,6	18	84,2	67	15	34	1299
S42	3	3	6%	0,7% Cal, 0,3% Fo85	1419	1,6%	42,5	83	43,5	14	18,5	84	67	14,5	29	1274

proposto por Ulmer (1969) que coloca aumentos abruptos na fugacidade de oxigênio como meio para cristalização de camadas massivas de cromita. No entanto, os baixos teores de Cr# do último espinélio cristalizado indicam que não há mais geração de cromita conforme ocorre a história de cristalização, e sim geração de magnetita. Por isso, esses cenários não se mostram coerentes com o observado na MCL do Complexo Jacurici.

As simulações feitas com condições de $fO_2 \leq +2$ (ΔFMQ) geraram proporções menores de espinélio cristalizado como única fase em comparação às simulações com maior fugacidade, mas apresentam valores de Cr# maiores e valores de $Fe^{+3}\#$ menores, mostrando uma química mineral mais similar à observada no Complexo Jacurici. Todavia, as simulações S21, S22, S24, S25, S26 e S34 não apresentaram cristalização de espinélio em primeira fase.

Os dados de Cr# obtidos nas simulações são expostos na Figura 17, onde o retângulo amarelo ao fundo do gráfico indica o intervalo esperado para os valores de Cr#, com base nos dados das amostras do furo I-328-55 do trabalho de Marques e Ferreira Filho (2003) para o segmento Ipueira Sul (Cr# = 55,5 a 58,9). Os dados indicam que, apesar de fornecerem uma janela menor de cristalização de espinélio em fase única, as simulações de S19 à S33 se aproximam mais dos valores de Cr# observados na área de estudo ao longo de todas as etapas de cristalização de cromita do que as restantes. Dessas, nenhuma delas adota valores de $fO_2 = +3$ (ΔFMQ) como *input*, e destacam-se S27, S28, S31 e S32 por apresentarem teores de Cr# condizentes com o observado na MCL durante toda a janela de cristalização. Deve-se ressaltar, no entanto, que esse menor intervalo de variação dos valores de Cr# do último espinélio cristalizado nas simulações onde $fO_2 = +1$ ou $+2$ (ΔFMQ) pode ser associado à menor janela de cristalização do espinélio como fase única; as simulações que geraram maiores quantidades espinélio como fase única estão sujeitas à depleção de cromo no sistema conforme ocorre cristalização de cromita, gerando espinélios mais depletados em condições mais evoluídas do sistema.

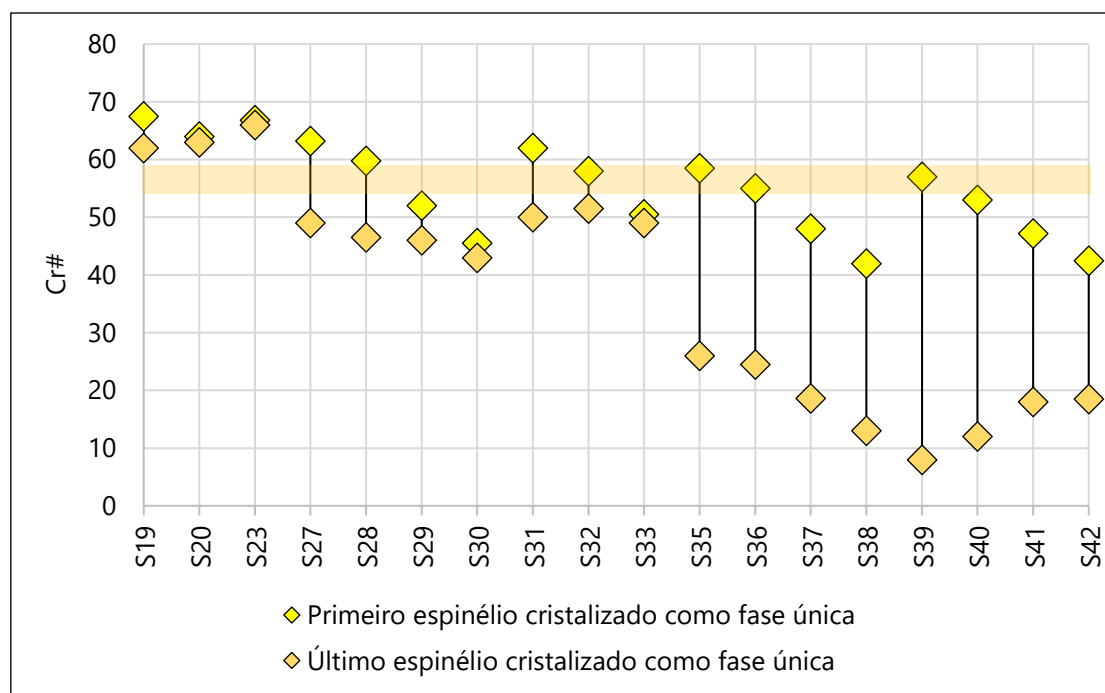


Figura 17. Intervalos de Cr# obtidos nas simulações em MELTS para os espinélios. Área amarela representa o intervalo de Cr# (55,5 - 58,9) observado nas amostras da MCL do furo I-328-55 do trabalho de Marques et al. (2003). As simulações S21, S22, S24, S25, S26 e S34 não constam por não terem gerado espinélio como primeira fase. $Cr\# = 100 \cdot Cr / (Cr + Al + Fe^{+3})$.

A Figura 18 expõe em gráfico os dados de Mg# para as amostras de espinélio obtidas nas simulações, com a área verde ao fundo representando os teores de Mg# observados nas amostras da MCL do furo I-328-55. Diferente dos valores de Cr#, a simulação não apresenta valores iguais aos dados de cromitas da MCL do Complexo Jacurici em nenhuma das simulações – gerando cromitas com teores médios em torno de valores maiores de Mg#, diferente do intervalo de 57,7 – 71,4 observado no furo I-328-55.

É importante considerar que valores de razão de #Mg são sensíveis à duas questões relevantes que podem justificar a diferença de valores entre simulação e química mineral da MCL: o cálculo de composição da cromita é realizado com base em estequiometria, o que pode afetar diretamente o valor de Fe^{+2} ; e o reequilíbrio subsólido com silicatos cumulus e intercumulus ocorre de forma proeminente, com enriquecimento de MgO nos silicatos conforme demonstrado por Marques e Ferreira Filho (2003). Dessa forma, é esperado que originalmente a cromita da MCL tenha sido mais rica em MgO e, conseqüentemente, ter razões #Mg mais elevadas nas simulações. Também é possível observar que os valores de Mg# são mais próximos do esperado quanto mais redutoras as condições físico-químicas.

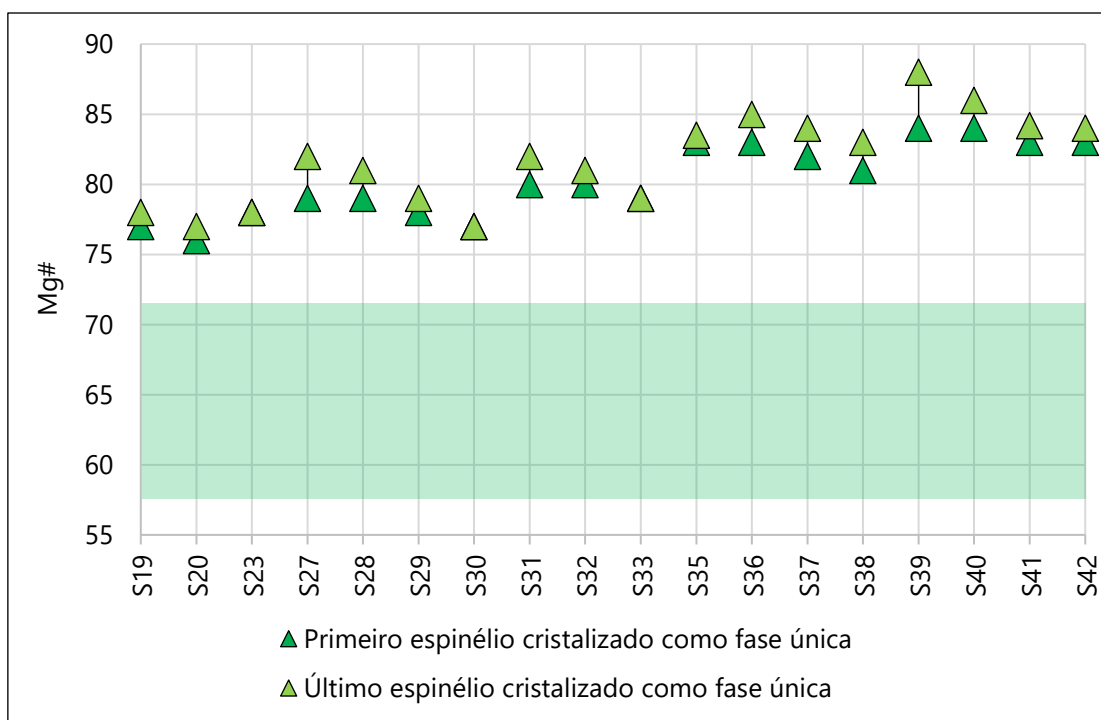


Figura 18. Intervalos de Mg# obtidos nas simulações em MELTS para os espinélios. Área verde representa o intervalo de Mg# (57,7 – 71,4) observado nas amostras da MCL do furo I-328-55 do trabalho de Marques et al. (2003). As simulações S21, S22, S24, S25, S26 e S34 não constam por não terem gerado espinélio como primeira fase. $Mg\# = 100 \cdot Mg / (Mg + Fe^{+2})$.

Os dados de $Fe^{+3}\#$ obtidos nas simulações estão expostos na Figura 19, que assim como os valores de Mg#, também não tocam os dados de química mineral observados no trabalho de Marques et al. (2003) para o Complexo Jacurici. Dentre as simulações, destacam-se as de condições mais redutoras, onde de $fO_2 = +1$ (ΔFMQ) por apresentarem valores de $Fe^{+3}\#$ mais baixos e próximos aos observados no complexo. A Figura 20 demonstra que os dados de Al# também tiveram discrepância em relação às amostras da camada massiva de cromitito do Complexo Jacurici, apesar de não haver discrepância significativa entre as diferentes simulações, gerando valores de Al# entre 13 e 20 para todas as simulações.

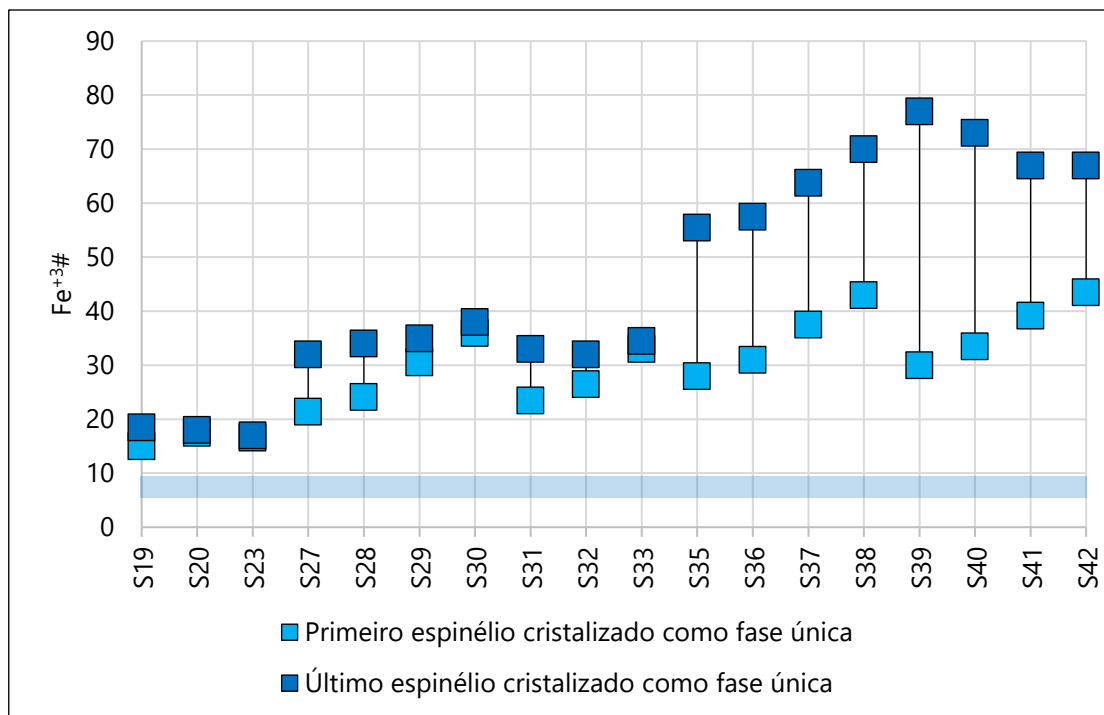


Figura 19. Intervalos de $Fe^{3\#}$ obtidos nas simulações em MELTS para os espinélios. Área azul representa o intervalo de $Fe^{3\#}$ (9,3 – 5,6) observado nas amostras da MCL do furo I-328-55 do trabalho de Marques et al. (2003). As simulações S21, S22, S24, S25, S26 e S34 não constam por não terem gerado espinélio como primeira fase. $Fe^{3\#} = 100 \cdot Fe^{3+} / (Cr + Al + Fe^{3+})$.

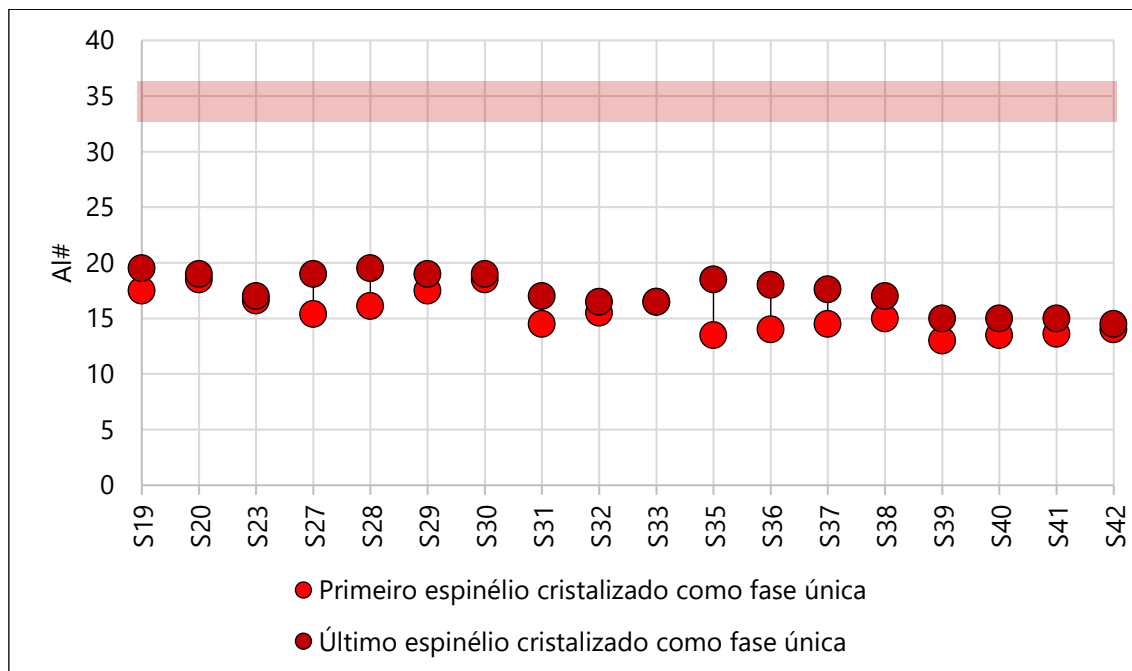


Figura 20. Intervalos de $Al\#$ obtidos nas simulações em MELTS para os espinélios. Área vermelha representa o intervalo de $Al\#$ (33,4 – 36,4) observado nas amostras da MCL do furo I-328-55 do trabalho de Marques et al. (2003). As simulações S21, S22, S24, S25, S26 e S34 não constam por não terem gerado espinélio como primeira fase. $Al\# = 100 \cdot Al / (Cr + Al + Fe^{3+})$.

A partir da análise da química mineral das simulações da MCL, fica evidente que cenários de maior fugacidade como $fO_2 = +3$ (ΔFMQ), apesar de proporcionarem ampliação do campo de cristalização de espinélio, não satisfazem as composições mineralógicas observadas na MCL do Complexo Jacurici. Isso fica evidente principalmente nos altos valores de $Fe^{+3\#}$ nas simulações S35 a S42, que cristalizam grande proporção de espinélio, mas a maior parte desses espinélios não se tratando de cromita e sim magnetita.

Com base nos dados gerados e na visualização dos gráficos, as simulações S27 e S28 – com resultados muito semelhantes - foram escolhidas como os cenários mais representativos do Jacurici por apresentarem química mineral mais semelhante às cromitas da MCL do segmento Ipueira Sul, embasado nos dados de Marques e Ferreira Filho (2003). A simulação S27 engloba completamente os valores de $Cr\#$ da MCL, e se enquadra como uma das mais semelhantes nos valores de $Mg\#$ (79 - 82) e $Fe^{+3\#}$ (21 – 32) dentre as modelagens realizadas, apesar de não enquadrar os valores de $Mg\#$ (57,7 – 71,4) e $Fe^{+3\#}$ (9,3 - 5,6) da MCL. No que diz respeito à $Al\#$, comporta valores entre 15,4 e 19,0, com diferença observada em todas as outras simulações em relação aos valores mínimos esperados para a MCL do Complexo Jacurici, que é de $Al\# = 33,4$. Ambas as simulações utilizam como dados de entrada a composição do Dongargarh boninite (Chalapathi Rao e Srivastava, 2009), pressão de 7 Kbar, $fO_2 = +2$ (ΔFMQ), e assimilação a cada 5 °C de decréscimo de temperatura de 1% de rocha formada por 70% calcita e 30% olivina (Fo_{85}), diferenciando-se apenas nos valores de H_2O de 1% e 2% para a S27 e S28, respectivamente.

Levando em conta que a modelagem S27 envolveu 31 etapas de decréscimo de temperatura e a S28 envolveu 27 etapas, foi assimilado 31% e 27% da massa inicial do sistema em contaminantes até o fim da modelagem, respectivamente. Esses dados corroboram com a estimativa de que a MCL sofreu entre 10 a 30% de contaminação crustal, descrita no trabalho de Marques et al. (2003) a partir de dados isotópicos de Nd e Os. Em ambas as simulações foi cristalizado 0,5% da massa total do sistema inicial em espinélio como fase única, cerca de 5x mais que o observado nas simulações S20 e S33, por exemplo.

Através de cálculo de balanço de massa simples com base na proporção de cristalização máxima de 0,5% apresentada como resultados das simulações S27 e S28, e considerando um cenário ideal de conduto onde todo o cromo é extraído de cada nova entrada de magma junto com uma assimilação de encaixantes próxima de 30% da massa desse magma, seria necessária uma coluna de magma de 1400 m de espessura para a cristalização de uma camada de 7 m de cromitito massivo. Cálculo semelhante realizado por Marques (2003) com base nos trabalhos de Campbell e Murck (1993) apontaram uma espessura muito maior para a cristalização da MCL, com valores acima de 10.000 m de espessura. Assim, os resultados das simulações demonstram que não seria necessário tanto magma ter circulado para gerar o cromitito maciço, o que torna factível o processo de formação em conduto sob condições de assimilação.

5 CONCLUSÃO

Os resultados obtidos através da estimativa de parâmetros físico-químicos e determinação do magma parental por modelamento de elementos traço foram eficientes em determinar as possíveis condições de cristalização da intrusão ultramáfica do Complexo Jacurici. Os modelamentos de elementos traço a partir da amostra 169.48 – que é representativa das porções mais primitivas do complexo na área estudada - evidenciaram semelhanças geoquímicas do magma parental com magmas boniníticos. O Dongargarh boninite (Chalapathi Rao e Srivastava, 2009) foi definido como composição inicial do sistema nas simulações desse trabalho por apresentar características similares ao reportado por Marques et al. (2003), com valores de MgO (\cong 18%), Mg# > 80, SiO₂ \cong 52%, alto Ni (~350 ppm), alto Cr (~2703 ppm), baixo TiO₂ (< 0,04 wt%) e enriquecimento em LREE em relação a MREE e HSFE, além de anomalias negativas de Nb, Ti, e Zr em relação ao manto.

Embora os dados de fO₂ e pressão fornecerem margens de incerteza em decorrer dos métodos utilizados, as simulações de cristalização da LUU no software MELTS geraram resultados muito semelhantes à paragênese e composição mineral observadas na unidade inferior da intrusão, com discrepâncias em teores de Fo e En mínimas e cristalização dos constituintes da LUU em proporções bastante semelhantes. Sendo assim, os resultados corroboram com os parâmetros obtidos de que um magma boninítico em condições de fO₂ = +2,0 (Δ FMQ) e pressão entre 3 a 7 Kbar pode ter dado origem à base da intrusão ultramáfica observada no Complexo Jacurici.

As simulações de cristalização da MCL demonstraram que a assimilação de uma encaixante carbonática - baseada na petrografia de Gama et al. (2021) - dos mármore descritos como encaixantes do complexo) ampliam a janela de cristalização do espinélio como fase única em grande proporção e podem servir como gatilho para a cristalização da camada massiva de espinélio, suprimindo a cristalização de silicatos. A entrada de H₂O e CO₂ por parte da assimilação de encaixantes carbonáticas que causam o aumento da fO₂ nas condições físico-químicas estabelecidas com um magma boninítico ampliam a cristalização de espinélio, conforme apontado no trabalho de Friedrich et al. (2020). Por outro lado, os resultados de química mineral das simulações onde fO₂ = +3,0 (Δ FMQ)

são muito diferentes dos observados no Complexo Jacurici, podendo gerar magnetita ao invés de cromita em certas proporções. Esses dados apontam que um cenário de tão alta fugacidade como +3,0 (ΔFMQ) pode não ser determinante para a geração da MCL do Complexo Jacurici.

As simulações S27 e S28, que utilizaram a composição do Dongargarh boninite (Chalapathi Rao e Srivastava, 2009), pressão de 7 Kbar, $fO_2 = +2$ (ΔFMQ), e assimilação a cada 5 °C de decréscimo de temperatura de 1% de rocha formada por 70% calcita e 30% olivina (Fo_{85}), com valores de H_2O de 1% e 2% respectivamente foram definidas nesse trabalho como as que melhor satisfazem as composições mineralógicas do Complexo Jacurici. Apesar de demonstrarem certas discrepâncias nos valores de $Mg\#$ (~7,5), $Fe^{+3}\#$ (~12 a 14) e $Al\#$ (~14), as mesmas apresentam valores muito coerentes de $Cr\#$ com as cromitas da MCL do Complexo Jacurici e proporcionam um aumento significativo na janela de cristalização de cromita, gerando espinélio em fase única numa proporção de até 0,5% da massa inicial do sistema. Além disso, como a modelagem S27 envolveu 31 etapas e a S28 envolveu 27 etapas, foi assimilado 31% e 27% da massa inicial do sistema em contaminantes até o fim de cada modelagem respectivamente, corroborando com o trabalho de Marques et al. (2003) que propõe que a MCL sofreu entre 10 a 30% de contaminação crustal a partir de dados isotópicos de Nd e Os.

Com base nas simulações S27 e S28, seria necessária uma coluna de magma de 1400 m de espessura para a cristalização da camada de 7 m de cromitito massivo que é a MCL. Cálculo semelhante realizado por Marques e Ferreira Filho (2003), com base nos trabalhos de Campbell e Murck (1993), resultava em um volume de magma 7x maior, com valores acima de 10.000 m de espessura, o que representava um desafio no entendimento do processo. Os resultados das simulações demonstram que não seria necessário tanto magma ter circulado para a formação do cromitito da MCL, tornando factível o processo de formação considerando um regime de conduto - onde há reabastecimento da câmara magmática pelo magma parental do complexo, conforme proposto no trabalho de Marques e Ferreira Filho (2003) e desenvolvido em Marques et al. (2017) e Friedrich et al. (2020).

Dessa forma, o trabalho contribui através da definição da composição do magma parental que mostra grande afinidade geoquímica com boninitos, e pela estimativa dos parâmetros físico-químicos representativos da câmara magmática. Além disso, os dados obtidos nesse trabalho se mostram relevantes para o entendimento do mecanismo que pode ter gerado a camada anômala de cromita observada no Complexo Jacurici e direcionar estudos futuros referentes à gênese desse tipo de depósito, corroborando para a hipótese da assimilação das encaixantes serem mecanismo chave para a cristalização do cromitito. No entanto, mais simulações ainda são necessárias para melhor entendimento e quantificação do processo que gerou a camada maciça de cromitito do Complexo Jacurici.

6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Adam, J., & Green, T. (2006). Trace element partitioning between mica- and amphibole-bearing garnet Iherzolite and hydrous basanitic melt: 1. Experimental results and the investigation of controls on partitioning behaviour. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 152(1), 1–17. <https://doi.org/10.1007/s00410-006-0085-4>

Alkmim, F. F., & Martins-Neto, M. A. (2012). Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco craton, eastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 33(1), 127–139. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2011.08.011>

Almeida, F. F. M. (1977). O Cratón do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7, 349–364.

Asimow, P. D. (1998). Algorithmic modifications extending MELTS to calculate subsolidus phase relations. *American Mineralogist*, 83(9–10), 1127–1132. <https://doi.org/10.2138/am-1998-9-1022>

Barbosa, J. S. F., & Sabaté, P. (2004). Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: Geodynamic features. *Precambrian Research*, 133(1–2), 1–27. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2004.03.001>

Beattie, P. (1994). Systematics and energetics of trace-element partitioning between olivine and silicate melts: Implications for the nature of mineral/melt partitioning. *Chemical Geology*, 117(1–4), 57–71. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90121-X](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90121-X)

Berman, R. G. (1988). Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O-K₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂-H₂O-CO₂. *Journal of Petrology*, 29(2), 445–522. <https://doi.org/10.1093/petrology/29.2.445>

C. Manikyamba, S.M. Naqvi, D.V. Subba Rao, M. Ram Mohan, Tarun C. Khanna, T.G. Rao, G.L.N. Reddy (2005). Boninites from the Neoproterozoic Gadwal Greenstone belt, Eastern Dharwar Craton, India: implications for Archean subduction processes. *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 230, Issues 1–2, Pages 65-83. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.06.023>.

Campbell, I. H., & Murck, B. W. (1993). Petrology of the G and H chromitite zones in the mountain view area of the stillwater complex, Montana. *Journal of Petrology*, 34(2), 291–316. <https://doi.org/10.1093/petrology/34.2.291>

Cawthorn, R. G., Meyer, P. S., & Kruger, F. J. (1991). Major addition of magma at the pyroxenite marker in the western bushveld complex, South Africa. *Journal of Petrology*, 32(4), 739–763. <https://doi.org/10.1093/petrology/32.4.739>

Chalapathi Rao, N. V., & Srivastava, R. K. (2009). A new find of boninite dyke from the Palaeoproterozoic Dongargarh Super group: Inference for a fossil subduction zone in the Archean of the Bastar craton, Central India. *Neues Jahrbuch Fur Mineralogie, Abhandlungen*, 186(3), 271–282. <https://doi.org/10.1127/0077-7757/2009/0151>

Condie, K. C. (1993). Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology*, 104(1–4), 1–37. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(93\)90140-E](https://doi.org/10.1016/0009-2541(93)90140-E)

Crawford J., A., Falloon J., T., & Green H., D. (1989). Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites. *Journal of Crystal Growth*, 276(1–2), 102–110. <https://doi.org/10.1016/j.jcrysgro.2004.10.153>

D'Agrella-Filho, M. S., & Cordani, U. G. (2017). São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent. In *Regional Geology Reviews: São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent*. https://doi.org/10.1007/978-3-319-01715-0_16

Dias, J. R. V. P., Marques, J. C., De Queiroz, W. J. A., Frantz, J. C., & Giusti, R. (2014). O corpo Várzea do Macaco e as mineralizações de cromo, níquel e cobre, Complexo Máfico-ultramáfico Jacurici, Cráton São Francisco, Bahia. *Brazilian Journal of Geology*, 44(2), 289–308. <https://doi.org/10.5327/Z2317-4889201400020009>

Dobson, P. F., & O'Neil, J. R. (1987). Stable isotope compositions and water contents of boninite series volcanic rocks from Chichi-jima, Bonin Islands, Japan. *Earth and Planetary Science Letters*, 82(1–2), 75–86. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(87\)90108-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(87)90108-7)

Dobson, P. F., Skogby, H., & Rossman, G. R. (1995). Water in boninite glass and coexisting orthopyroxene: concentration and partitioning. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 118(4), 414–419. <https://doi.org/10.1007/s004100050023>

Evans, K. A., Elburg, M. A., & Kamenetsky, V. S. (2012). Oxidation state of subarc mantle. *Geology*, 40(9), 783–786. <https://doi.org/10.1130/G33037.1>

Ferreira Filho, C. F., & Araujo, S. M. (2009). Review of Brazilian chromite deposits associated with layered intrusions: Geological and petrological constraints for the origin of stratiform chromitites. *Transactions of the Institutions of Mining and Metallurgy, Section B: Applied Earth Science*, 118(3–4), 86–100. <https://doi.org/10.1179/174327509X12550990457843>

Friedrich, B. M. (2018). PETROGÊNESE DA CAMADA DE CROMITITO MACIÇO DO COMPLEXO JACURICI , BAHIA , BRASIL : EVIDÊNCIAS DE INCLUSÕES EM CROMITA.

Friedrich, B. M., Marques, J. C., Olivo, G. R., Frantz, J. C., Joy, B., & Queiroz, W. J. A. (2020). Petrogenesis of the massive chromitite layer from the Jacurici Complex, Brazil: evidence from inclusions in chromite. *Mineralium Deposita*, 55(6), 1105–1126. <https://doi.org/10.1007/s00126-019-00917-0>

Fujimaki, H., Tatsumoto, M., & Aoki, K. (1984). Partition coefficients of Hf, Zr, and ree between phenocrysts and groundmasses. *Journal of Geophysical Research*, 89(S02), B662. <https://doi.org/10.1029/JB089iS02p0B662>

Gama, M. A., Misi, A., Sá, J. H. da S., Oliveira, L. R. dos S. de, & Ribeiro, T. S. (2021). Caracterização petrográfica e litogeoquímica dos mármores e rochas

calcissilicáticas do Vale do Jacurici, Bahia: condições paleoambientais e processos fosfogenéticos. *Geologia USP. Série Científica*, 21(2), 121–143. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v21-161794>

Gamal El Dien, H., Arai, S., Doucet, L. S., Li, Z. X., Kil, Y., Fougereuse, D., Reddy, S. M., Saxey, D. W., & Hamdy, M. (2019). Cr-spinel records metasomatism not petrogenesis of mantle rocks. *Nature Communications*, 10(1). <https://doi.org/10.1038/s41467-019-13117-1>

Ghiorso, G. A. R. G. and M. S. (2014). MELTS_Excel: A Microsoft Excel-based MELTS interface for research and teaching of magma properties and evolution. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 1–23. <https://doi.org/10.1002/2013GC005223>. Received

Ghiorso, M. S. (1990). Thermodynamic properties of hematite - ilmenite - geikielite solid solutions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104(6), 645–667. <https://doi.org/10.1007/BF01167285>

Ghiorso, M. S., & Gualda, G. A. R. (2015). An H₂O – CO₂ mixed fluid saturation model compatible with rhyolite - MELTS. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 169(6), 1–30. <https://doi.org/10.1007/s00410-015-1141-8>

Ghiorso, M. S., & Sack, O. (1991). Fe-Ti oxide geothermometry: thermodynamic formulation and the estimation of intensive variables in silicic magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 108(4), 485–510. <https://doi.org/10.1007/BF00303452>

Ghiorso, M. S., & Sack, R. O. (1995). 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(2–3), 197–212. <https://doi.org/10.1007/BF00307281>

Ghiorso, M. S., Carmichael, I. S. E., Rivers, M. L., & Sack, R. O. (1983). The Gibbs free energy of mixing of natural silicate liquids; an expanded regular solution approximation for the calculation of magmatic intensive variables. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 84(2–3), 107–145. <https://doi.org/10.1007/BF00371280>

Ghiorso, M. S., Hirschmann, M. M., Reiners, P. W., & Kress, V. C. (2002). The pMELTS: A revision of MELTS for improved calculation of phase relations and major element partitioning related to partial melting of the mantle to 3 GPa. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 3(5), 1–35. <https://doi.org/10.1029/2001gc000217>

Gualda, G. A. R., Ghiorso, M. S., Lemons, R. V., & Carley, T. L. (2012). Rhyolite-MELTS : a Modified Calibration of MELTS Optimized for Silica-rich , Fluid-bearing Magmatic Systems. *53(5)*, 875–890. <https://doi.org/10.1093/petrology/egr080>

Hazarika, B., Malpe, D. B., & Dongre, A. (2019). Petrology and geochemistry of a boninite dyke from the western Bastar craton of central India. *Journal of Earth System Science*, 128(2), 1–17. <https://doi.org/10.1007/s12040-018-1052-y>

Hill, R., & Roeder, P. (1974). The Crystallization of Spinel from Basaltic Liquid as a Function of Oxygen Fugacity. *The Journal of Geology*, 82(6), 709–729. <https://doi.org/10.1086/628026>

Klein, E. M. (2003). Geochemistry of the Igneous Oceanic Crust. In *Treatise on Geochemistry* (Vols. 3–9, Issue October). <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03030-9>

Kosin, M., Oliveira, E. P., & Leite, C. (2003). Geology of the northern segment of the Itabuna-Salvador-Curaçá orogen and field trip guide. January 2016.

Latypov, R., Costin, G., Chistyakova, S., Hunt, E. J., Mukherjee, R., & Naldrett, T. (2018). Platinum-bearing chromite layers are caused by pressure reduction during magma ascent. *Nature Communications*, 9(1), 1–7. <https://doi.org/10.1038/s41467-017-02773-w>

Ma, S., & Shaw, C. S. J. (2021). An experimental study of trace element partitioning between peridotite minerals and alkaline basaltic melts at 1250°C and 1 GPa: crystal and melt composition impacts on partition coefficients. *Journal of Petrology*, 62(11), 1–27. <https://doi.org/10.1093/petrology/egab084>

Maier, W. D., Barnes, S. J., & Groves, D. I. (2013). The Bushveld Complex, South Africa: Formation of platinum-palladium, chrome- and vanadium-rich layers via hydrodynamic sorting of a mobilized cumulate slurry in a large, relatively slowly cooling, subsiding magma chamber. *Mineralium Deposita*, 48(1), 1–56. <https://doi.org/10.1007/s00126-012-0436-1>

Marques, J. C. (2002). *Petrologia e Metalogênese do Depósito de Cromita do Sill Ipueira-Medrado, Vale do Jacurici-Bahia* (Tese de Doutorado)

Marques, J. C., Ferreira Filho, C. F., Carlson, R. W., & Pimentel, M. M. (2003). Re-Os and Sm-Nd isotope and trace element constraints on the origin of the chromite deposit of the Ipueira-Medrado Sill, Bahia, Brazil. *Journal of Petrology*, 44(4), 659–678. <https://doi.org/10.1093/petrology/44.4.659>

Marques, Juliana Charao, & Ferreira Filho, C. F. (2003). The chromite deposit of the Ipueira-Medrado Sill, São Francisco Craton, Bahia State, Brazil. *Economic Geology*, 98(1), 87–108. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.98.1.87>

Marques, Juliana Charão, Dias, J. R. V. P., Friedrich, B. M., Frantz, J. C., Queiroz, W. J. A., & Botelho, N. F. (2017). Thick chromitite of the Jacurici Complex (NE Craton São Francisco, Brazil): Cumulate chromite slurry in a conduit. *Ore Geology Reviews*, 90, 131–147. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.04.033>

McDonough, W. F., & Sun, S. s. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3–4), 223–253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)

McKay, G. A. (1986). Crystal/liquid partitioning of REE in basaltic systems: Extreme fractionation of REE in olivine. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50(1), 69–79. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(86\)90049-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(86)90049-9)

Murck, B. W., & Campbell, I. H. (1986). The effects of temperature, oxygen fugacity and melt composition on the behaviour of chromium in basic and

ultrabasic melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50(9), 1871–1887. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(86\)90245-0](https://doi.org/10.1016/0016-7037(86)90245-0)

Naldrett, A. J., Wilson, A., Kinnaird, J., Yudovskaya, M., & Chunnnett, G. (2012). The origin of chromitites and related PGE mineralization in the Bushveld Complex: New mineralogical and petrological constraints. *Mineralium Deposita*, 47(3), 209–232. <https://doi.org/10.1007/s00126-011-0366-3>

Oliveira, Elson P., Windley, B. F., McNaughton, N. J., Pimentel, M., & Fletcher, I. R. (2004). Contrasting copper and chromium metallogenic evolution of terranes in the Palaeoproterozoic Itabuna-Salvador-Curaçá orogen, São Francisco craton, Brazil: New zircon (SHRIMP) and Sm-Nd (model) ages and their significance for orogen-parallel escape tectonic. *Precambrian Research*, 128(1–2), 143–165. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2003.09.018>

Oliveira, Elson Paiva, de Carvalho, M. J., & McNaughton, N. J. (2004). Evolução do Segmento Norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá: Cronologia da Acrescência de Arcos, Colisão Continental e Escape de Terrenos. *Geologia USP - Serie Científica*, 4(1), 41–53. <https://doi.org/10.5327/S1519-874X2004000100003>

Pearce, J. A. (1992). Boninite and harzburgite from Leg 125 (Bonin-Mariana Forearc): a case study of magma genesis during the initial stages of subduction. *Proc., Scientific Results, ODP, Leg 125, Bonin/Mariana Region*, 125, 623–662. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.125.172.1992>

Pearce, Julian A., & Reagan, M. K. (2019). Identification, classification, and interpretation of boninites from Anthropocene to Eoarchean using Si-Mg-Ti systematics. *Geosphere*, 15(4), 1008–1037. <https://doi.org/10.1130/GES01661.1>

Rollinson, H. R. (1993). *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*.

Sack, R. O., & Ghiorso, M. S. (1989). Importance of considerations of mixing properties in establishing an internally consistent thermodynamic database: thermochemistry of minerals in the system Mg_2SiO_4 - Fe_2SiO_4 - SiO_2 . *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 102(1), 41–68. <https://doi.org/10.1007/BF01160190>

SMITHIES, R. Hugh; CHAMPION, David C.; SUN, Shen-Su. The case for Archaean boninites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 147, n. 6, p. 705-721, 2004. <https://doi.org/10.1007/s00410-004-0579-x>

Sobrinho Da Silveira, C. J., Frantz, J. C., Marques, J. C., Alves De Queiroz, W. J., Roos, S., & Peixoto, V. M. (2015). Geocronologia U-Pb em zircão de rochas intrusivas e de embasamento na Região do Vale do Jacurici, Cráton do São Francisco, Bahia. *Brazilian Journal of Geology*, 45(3), 453–474. <https://doi.org/10.1590/2317-488920150030233>

Spandler, C., Mavrogenes, J., & Arculus, R. (2005). Origin of chromitites in layered intrusions: Evidence from chromite-hosted melt inclusions from the Stillwater Complex. *Geology*, 33(11), 893–896. <https://doi.org/10.1130/G21912.1>

Srivastava, R. K., & Singh, R. K. (2003). Geochemistry of high-Mg mafic dykes from the Bastar craton: Evidence of late Archaean boninite-like rocks in an intracratonic setting. *Current Science*, 85(6), 808–812.

SRIVASTAVA, Rajesh K. Precambrian mafic dyke swarms from the Central Indian Bastar craton: temporal evolution of the subcontinental mantle. *Dyke swarms—time markers of crustal evolution*, p. 147-159, 2006.

Ulmer GC (1969) Experimental investigations of chromite spinels. In Wilson HDB (ed) *Magmatic ore deposits, a symposium*. *Econ Geol Mon* 4:114–131

Wenzel, T., Baumgartner, L. P., Brüggmann, G. E., Konnikov, E. G., & Kislov, E. V. (2002). Partial melting and assimilation of dolomitic xenoliths by mafic magma: The Ioko-Dovyren intrusion (North Baikal region, Russia). *Journal of Petrology*, 43(11), 2049–2074. <https://doi.org/10.1093/petrology/43.11.2049>

Yao, L., Sun, C., & Liang, Y. (2012). A parameterized model for REE distribution between low-Ca pyroxene and basaltic melts with applications to REE partitioning in low-Ca pyroxene along a mantle adiabat and during pyroxenite-derived melt and peridotite interaction. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 164(2), 261–280. <https://doi.org/10.1007/s00410-012-0737-5>

Yudovskaya, M. A., Naldrett, A. J., Woolfe, J. A. S., Costin, G., & Kinnaird, J. A. (2015). Reverse compositional zoning in the uitkomst chromitites as an indication of crystallization in a magmatic conduit. *Journal of Petrology*, 56(12), 2373–2394. <https://doi.org/10.1093/petrology/egv062>