

CONDIÇÕES DE CRISTALIZAÇÃO DE CHARNOKITOS DA BORDA OESTE DO MACIÇO VÁRZEA ALEGRE, ESPÍRITO SANTO

Eduarda Alves Prando Milli¹, Marilane Gonzaga de Melo²

¹Universidade Federal do Espírito Santo, Alegre, Brasil (eduarda.milli@edu.ufes.br)

²Universidade Federal do Espírito Santo, Alegre, Brasil

Resumo: A borda oeste do Maciço Várzea Alegre é constituída por charnockitos que foram cristalizados/colocados a uma pressão média de 6 kbar (24 km) com temperatura final de cristalização de aproximadamente 760°C. A modelagem das condições de cristalização das fases minerais mostra que quartzo, K-feldspato e ortopiroxênio cristalizaram a uma temperatura aproximada de 1090°C, 1040°C e 1000°C, respectivamente. Plagioclásio, biotita, titanita e magnetita aparecem como fases minerais em excesso no sistema.

Palavras-chave: Maciço Várzea Alegre; Charnockito; Geobarometria Convencional; Modelagem; Pseudosseções

INTRODUÇÃO

A Província Mantiqueira é compreendida como um sistema orogênico que se formou durante a Orogenia Neoproterozoica Brasileiro-Pan Africana (entre cerca de 790 Ma e 480 Ma), sendo um resultado da amalgamação do Paleocontinente Gondwana Ocidental (Heilbron et al., 2004, 2017), sendo composto pelos orógenos Araçuai, Ribeira, Dom Feliciano e São Gabriel, e pela zona de interferência entre os orógenos Brasília e Ribeira (Heilbron et al., 2004). Durante o desenvolvimento tectônico do orógeno Araçuai ocorreram vários eventos magmáticos associados a estágios pré, sin, tardi e pós-colisionais, sendo o foco deste trabalho em um dos maciços intrusivos tardi a pós-colisionais. O estudo das condições de cristalização desses maciços plutônicos é essencial para compreender a evolução petrogenética de um ambiente orogênico (Zhao et al., 2017).

O Maciço Várzea Alegre é um corpo intrusivo de idade cambriana, que apresenta uma forma aproximadamente circular e cerca de 150 km² (Mendes et al., 1999). Este maciço abrange a porção SW da folha geológica de Colatina (Tuller, 1993; Marin, 2017), onde se localiza a comunidade de Várzea Alegre (município de Santa Teresa, no estado do Espírito Santo), região Sudeste do Brasil, como observado na Figura 1.

O maciço apresenta uma morfologia específica, mais montanhosa em suas bordas e mais plana em seu centro, em função dos litotipos presentes no próprio maciço (Tuller, 1993; Marin, 2017). A intrusão faz contato com algumas litologias que afloram na região, como o ortogneisse tipo Colatina, o gnaíse enderbítico tipo Santa Tereza e os gnaíses

aluminosos. Esses contatos apresentam-se, geralmente, de forma brusca, marcados pela quebra de relevo.

Mapa de Localização da Área de Estudo
Santa Teresa, Espírito Santo

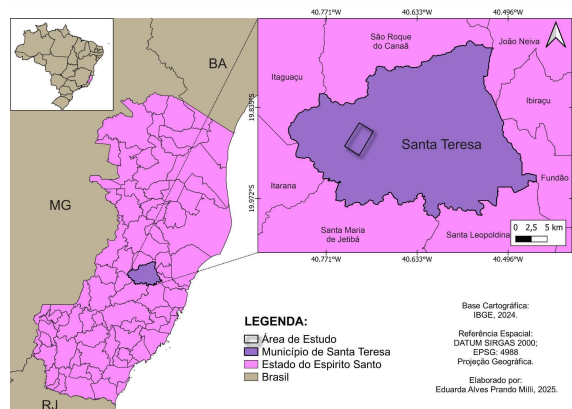


Figura 1. Mapa de Localização da área de estudo.

Dentre os litotipos presentes no maciço, que são descritos na folha de Colatina (Tuller, 1993), estão: o hiperstênio-granito porfirítico; o microclina-granito porfirítico; o microclina-granito porfirítico/tonalito; o hornblenda-tonalito; o norito; o titanita-granito; e o diorito.

O hiperstênio-granito porfirítico é encontrado preferencialmente nas bordas do maciço, formando serras abauladas ou “pães-de-açúcar”, com matriz fina a média, de granulação grossa e com pórfiros de feldspatos bem formados, apresenta coloração cinza-esverdeada, sem orientação preferencial e com pouca ou nenhuma deformação.

O microclina-granito porfirítico ocorre preferencialmente nas regiões intermediárias, em

forma de “pães-de-açúcar”, contém matriz fina a média e coloração cinza levemente rosada, com pouca ou nenhuma deformação, é composta por quartzo, biotita, allanita e K-feldspato que por vezes apresentam-se como pórfiros bem formados.

Corpos do microclina-granito porfirítico/tonalito estão posicionados na parte intermediária do maciço, em um corpo alongado e estreito que contorna a intrusão, possui granulação média, matriz fina, de cor acastanhada, foliada, com pórfiros centimétricos de K-feldspato com uma orientação preferencial e é constituída macroscopicamente por quartzo, biotita e K-feldspato.

O hornblenda-tonalito ocorre principalmente na parte central do maciço, sob forma de lajedo e em dois corpos, um mais alongado e outro mais arredondado, contém coloração cinza, rica em pórfiros de K-feldspato. Mineralogicamente é constituído por quartzo, biotita, K-feldspato e anfíbólio.

O norito é encontrado no centro da intrusão em dois tipos de corpos distintos, estreitos e alongados, apresenta granulação média, cor cinza-esverdeada e é cortado por inúmeros diques de microclina-granito porfirítico.

O titanita-granito está posicionado na parte central do maciço em regiões rebaixadas, sob forma de lajedos ou matacões, possui coloração cinza-claro, granulação fina, foliação de fluxo e é constituída por quartzo, biotita e feldspato.

O diorito ocorre na porção central e intermediária do maciço, sob forma de lajedos e matacões onde é observado esfoliação esferoidal, apresenta granulação fina, cor cinza-escura e é composto por quartzo, feldspato, biotita e hiperstênio.

De forma geral, o Maciço Várzea Alegre não apresenta grandes deformações, com exceção da borda oeste onde o hiperstênio-granito porfirítico foi afetado por uma zona de cisalhamento de alto ângulo e na parte central, onde aflora os corpos de titanita-granito o qual apresenta uma discreta foliação proveniente, possivelmente, de fluxo magmático (Tuller, 1993).

Para melhor entender a dinâmica petrológica deste maciço, os estudos geotermobarométricos são fundamentais, pois determinam as condições de temperatura, pressão e profundidade de cristalização e/ou colocação das rochas cristalinas (Zhao et al., 2017). Com base nos dados geoquímicos da rocha é possível estimar a pressão de cristalização, por meio de uma metodologia de cálculos que utiliza equações polinomiais e a relação entre os minerais normativos de quartzo, albita e ortoclásio (Yang, 2017). As condições de cristalização (por exemplo temperatura, pressão e %H₂O) dos maciços plutônicos podem ser

estimadas, de forma mais sofisticada, através da modelagem termodinâmica pelo método das pseudosseções, onde são construídos diagramas de fases com base em dados de química mineral e de rocha total, utilizando softwares como o Theriak-Domino (De Capitani e Petrakakis, 2010) e um bancos de dados internamente consistentes. A aplicação desses métodos (geotermobarometria convencional e modelagem termodinâmica) é fundamental para determinar as condições em que determinados maciços intrusivos se cristalizaram e sua relação com os processos magmáticos e metamórficos que ocorrem durante o processo orogênico. Isso contribui de forma significativa com o entendimento da história evolutiva do Orógeno Araçuai.

O objetivo do presente trabalho é determinar as condições de pressão e profundidade de cristalização dos charnockitos expostos na borda oeste do Maciço Várzea Alegre aplicando a geobarometria convencional e modelar termodinamicamente as condições de cristalização da rocha com pseudosseções. Esses dados contribuem para o entendimento do magmatismo pós-colisional do Orógeno Araçuai.

MATERIAL E MÉTODOS

O trabalho de campo na área de estudo permitiu a coleta de amostras da borda oeste do Maciço Várzea Alegre. Essas amostras foram analisadas quanto à cor, estrutura, textura, mineralogia e classificação da rocha de acordo com Le Maitre (2002) e Streckeisen (1976).

Uma amostra representativa do charnockito foi selecionada para análises de Difração de Raios-X (DRX). Essa amostra foi inicialmente desagregada com martelo para separação dos minerais fêlsicos (Amostra 1F) dos minerais máficos (Amostra 1M). Após essa separação, as amostras passaram por um processo de moagem no Laboratório de Preparação de Amostras (LPA) do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Espírito Santo (UFES). Posteriormente, as amostras foram analisadas por um difratômetro da marca Rigaku (modelo Mini-Flex 600) no Laboratório de Engenharia Química 1/CCAUE/UFES. A velocidade de leitura foi de 0,5° 2 theta/min, sendo o intervalo de leitura variante entre 5° a 50°, usando tubo de cobre como fonte de radiação. Os difratogramas gerados foram analisados e interpretados com base em padrões cristalográficos.

Para de determinar as condições de pressão e profundidade de cristalização do Maciço Várzea Alegre foram compilados dados geoquímicos de elementos maiores (SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, FeO_{total}, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O e P₂O₅) da literatura (Mendes et al., 2005; Mendes et al., 1997; Wiedemann et al., 2002; Potratz, 2020) e, posteriormente, aplicou-se a

geobarometria convencional utilizando o método numérico, proposto por Yang (2017).

O método de Yang (2017) utiliza duas equações polinomiais obtidas por uma análise do diagrama de fase ternário do haplogranito existente e associado a um conjunto de dados. A aplicação do método segue cinco etapas: (1) a preparação dos dados geoquímicos de elementos maiores, retirados da compilação citada anteriormente; (2) o recálculo dos dados geoquímicos para 100% em base anidra; (3) o cálculo do conteúdo da norma CIPW (Cross et al., 1902); (4) a normalização da soma dos minerais normativos (quartzo + albita + ortoclásio) para 100%; e (5) a inserção dos valores de quartzo, albita e ortoclásio normativos nas respectivas equações A e B.

$$\text{Equação (A)} \quad P = -0,2424 \times (\text{Qtz})^3 + 26,392 \times (\text{Qtz})^2 - 980,74 \times (\text{Qtz}) + 12563$$

$$\text{Equação (B)} \quad P = -0,2424 \times (\text{Ab} + \text{Or})^3 - 46,397 \times (\text{Ab} + \text{Or})^2 + 2981,3 \times (\text{Ab} + \text{Or}) - 64224$$

Para a modelagem termodinâmica com pseudosseções usou-se o software Theriak-Domino desenvolvido por De Capitani e Petrakakis (2010) na Universidade de Basel/Suíça. Esse software é fundamentado nos princípios da termodinâmica, utiliza a minimização da energia livre de Gibbs para calcular as assembleias minerais estáveis, em condições específicas de pressão (P) e temperatura (T), para uma dada composição química de rocha. Essa abordagem permite representar as assembleias em equilíbrio, por meio de diagrama de equilíbrio de fases (pseudosseções), facilitando a interpretação dos processos de cristalização da rocha. A modelagem para a cristalização da rocha foi baseada no sistema químico MnNCKFMASHT ($\text{Mn}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{TiO}_2$) e foram usadas as relações $a-x$ de White et al. (2002) para ortopiroxênio, Holland e Powell (2003) para plagioclásio e K-feldspato, White et al. (2005) para biotita, e White et al. (2007) para melt.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

A rocha analisada possui coloração cinza escuro, pontualmente alterada variando para uma cor acastanhada. Em afloramento, a rocha aparenta apresentar estrutura fluidal, caracterizada pela orientação preferencial dos cristais de plagioclásio (Figura 2A), e exibe textura rapakivi (Figura 2B). A rocha apresenta grau de cristalização holocristalino, de coloração mesocrática. Apresenta textura fanerítica, de granulação inequigranular, porfírica, composta por uma matriz variando de fina a média com presença de fenocristais de plagioclásio que variam de 1,5 a 4 cm (Figuras 2C e 2D). Através da observação macroscópica foi possível caracterizar o arranjo mineral da rocha sendo composto por quartzo, plagioclásio, K-feldspato, biotita, piroxênio,

allanita e magnetita (Tabela 1), permitindo a classificação da mesma, segundo Streckeisen (1976), como Charnockito, pelo diagrama QAP da Série dos Charnockitos (Figura 3).

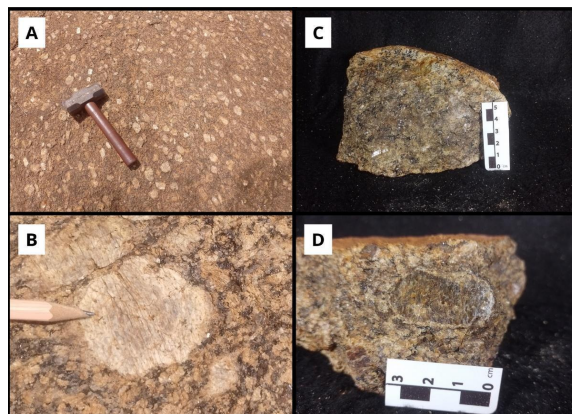


Figura 2. Feições de campo do charnockito. (A) Rocha em afloramento, com possível estrutura fluidal. (B) Textura de rapakivi, encontrada em afloramento. (C) Rocha em amostra de mão. (D) Destaque para o fenocristal de plagioclásio.

Tabela 1. Porcentagem de minerais presentes na rocha estudada.

Mineral	Volume modal (%)
Quartzo	22%
Plagioclásio	35%
Biotita	18%
K-feldspato	6%
Piroxênio	16%
Allanita	≥1%
Magnetita	2%

A composição mineralógica descrita na petrografia está corroborando com as análises de DRX. De acordo com difratograma de raios-X da amostra 1F (representando predominantemente os minerais fêlsicos da rocha) apresentado na Figura 4A, podem ser identificados picos comuns ao quartzo, K-feldspato, plagioclásio e biotita. Já o difratograma de raios-X da amostra 1M (que representa majoritariamente os minerais máficos da rocha) apresentado na Figura 4B, podem ser identificados picos comuns ao ortopiroxênio, biotita e quartzo.

As médias de pressão e profundidade do Maciço Várzea Alegre, obtidas através da geobarometria convencional (Yang, 2017), estão dispostas na Tabela 2. As amostras fora dos parâmetros propostos pelo método foram descartadas, tendo como amostras totais analisadas: treze (13) amostras de charnockito, três (3) amostras de rocha intermediária, duas (2) amostras de rocha ácida e uma (1) amostra de

granito. Como observado nas tabelas 2 e 3 e na Figura 5, os charnockitos do Maciço Várzea Alegre apresentaram grandes variações de pressão e profundidade de cristalização. Foi observado uma variação de pressão de 4 kbar a 10 kbar, com uma média de 6 kbar de pressão, e uma variação de profundidade de cristalização/colocação de 14 km a 36 km, com uma média de 24 km.

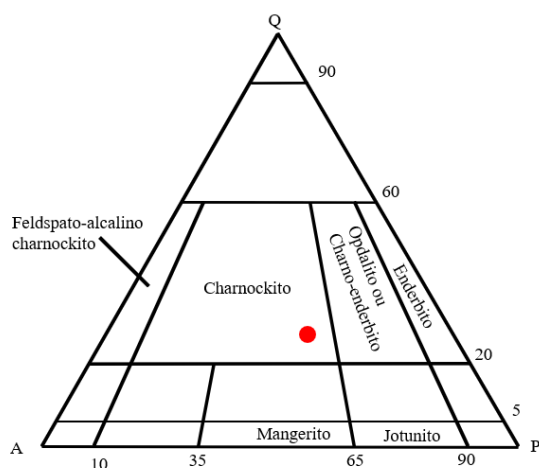


Figura 3. Diagrama QAP (Quartzo-Álcalis feldspato-Plagioclásio) para rochas da série dos charnockitos (modificado de Streckeisen, 1976).

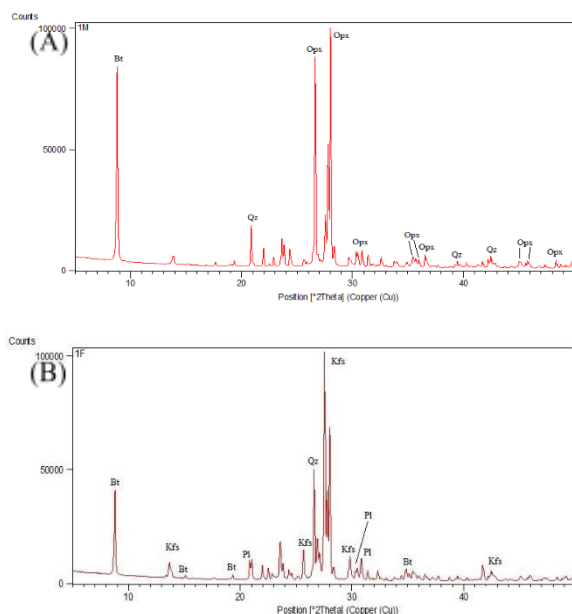


Figura 4. (A) Difratograma da amostra 1M, retirada dos minerais máficos do charnockito. (B) Difratograma da amostra 1F, retirada dos minerais félsicos do charnockito.

Tabela 2. Condições de cristalização (pressão e profundidade) do Maciço Várzea Alegre.

		Charnockito	Rocha Intermediária
Pressão Estimada (kbar)	Eq. (A)	4,03-9,88	4,15-7,52
	Eq. (B)	3,92-9,76	4,04-7,40
Pressão Média (kbar)	Eq. (A)	6,49	6,35
	Eq. (B)	6,37	6,23
Desvio Padrão (kbar)	Eq. (A)	1,87	1,9
	Eq. (B)	1,87	1,9
Profundidade e Estimada (km)	Eq. (A)	14,9-36,6	15,4-27,8
	Eq. (B)	14,5-36,2	15,0-27,4
Profundidade e Média (km)	Eq. (A)	24,02	23,5
	Eq. (B)	23,61	23,1
Desvio Padrão (km)	Eq. (A)	6,95	7,02
	Eq. (B)	6,93	7,02

Tabela 3. Condições de cristalização (pressão e profundidade) do Maciço Várzea Alegre.

		Rocha Ácida	Granito
Pressão Estimada (kbar)	Eq. (A)	2,39-3,73	2,21
	Eq. (B)	2,30-3,63	2,12
Pressão Média (kbar)	Eq. (A)	3,06	—
	Eq. (B)	2,97	—
Desvio Padrão (kbar)	Eq. (A)	0,95	—
	Eq. (B)	0,94	—
Profundidade Estimada (km)	Eq. (A)	8,86-13,82	8,2
	Eq. (B)	8,52-13,5	7,8
Profundidade Média (km)	Eq. (A)	11,33	—
	Eq. (B)	11,01	—

Desvio	Eq. (A)	3,49	—
Padrão (km)	Eq. (B)	3,52	—

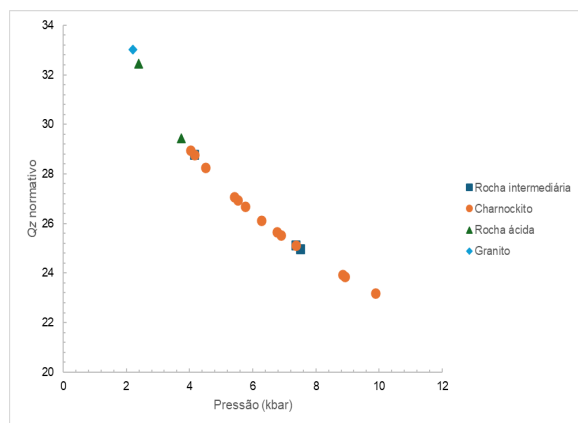


Figura 5. Diagrama da relação de Qz normativo e a pressão das rochas analisadas do Maciço Várzea Alegre.

Como pode ser observado na Figura 5, a aplicação do geobarômetro de conteúdo de sílica resultou em pressões bastante distintas, resultando em grande variação nos resultados, dificultando a precisão de pressão na qual o maciço foi cristalizado. Dou et al. (2018) sugerem duas prováveis situações que justifiquem essa variação de pressão ao longo de uma mesma câmara magmática. De acordo com esses autores, em um cenário de diferenciação magmática lateral, a concentração de SiO_2 tende a aumentar, assim como o volume de Qz normativo, levando a uma estimativa de pressão mais baixa, mesmo com uma profundidade constante na câmara magmática. A outra possibilidade é que tenha ocorrido uma mistura de magma nesta câmara magmática, uma vez que a injeção de magma máfico pode reduzir a concentração de SiO_2 , levando a uma redução de volume de Qz normativo, ocasionando, consequentemente, uma alta pressão irreal no diagrama Qz-Ab-Or. A plausibilidade dessa hipótese é reforçada pelas evidências petrográficas e geoquímicas de mistura de magmas observadas no Maciço Várzea Alegre (Mendes et al., 1997, 1999, 2005; Wiedemann et al., 2002; Potratz, 2020).

Para a modelagem termodinâmica das fases minerais foram usados os dados geoquímicos de rocha total de Mendes et al. (2005), apresentados na tabela 4. O valor mínimo de água necessário para o início do processo de cristalização da rocha foi determinado com base na assembleia mineral observada por meio de modelagem termodinâmica em pseudosseções, com auxílio do software Theriak Domino (De Capitani e Petrakakis, 2010). Duas pseudosseções

foram geradas, considerando pressões constantes de 6500 e 7000 bar. Essas pressões estão de acordo com Mendes et al. (1999), que determinaram esses valores pelo geobarômetro Pl-Horn (plagioclásio-hornblenda). Os cálculos foram realizados em diagramas de temperatura versus H_2O , com valores de água variando de 0 a 1% em peso, a pressões constantes de 6500 e 7000 bar (Figura 6). Os resultados indicaram valores no intervalo de 0,01% a 0,57%, levando em consideração a assembleia mineral da rocha e o aparecimento do ortopiroxênio. Como a modelagem exige o mínimo de água, foi definido o valor de 0,28% de H_2O como referência.

Tabela 4. Dados compilados de rocha total da amostra VA42 (Mendes et al., 2005), utilizados na modelagem termodinâmica.

Amostra	VA42
SiO_2	64,9
TiO_2	0,94
Al_2O_3	15,1
Fe_2O_3	0,56
FeO	5,013
MnO	0,11
MgO	0,99
CaO	3,6
Na_2O	3,5
K_2O	3,6
H_2O	0,28

A pseudosseção Pressão versus Temperatura apresentada na Figura 7 mostra a modelagem termodinâmica das condições de cristalização das fases minerais presentes na rocha estudada. Quartzo, K-feldspato e ortopiroxênio cristalizaram a uma temperatura aproximada de 1090°C, 1040°C e 1000°C, respectivamente (Figura 7). E os minerais de plagioclásio, biotita, titanita e magnetita aparecem como fases minerais em excesso no sistema (Figura 7). Com base na modelagem a rocha estudada cristalizou a uma temperatura de aproximadamente 760°C ao interceptar a curva solidus, levando em consideração a pressão de 6500 bar (Figura 7).

Quando comparado à petrografia, a modelagem por pseudosseções (Figura 7) apresenta certas incompatibilidades. O quartzo aparece como o primeiro mineral cristalizado, porém os cristais de quartzo apresentam-se anédricos na rocha estudada tendo que ser um dos últimos minerais a se cristalizar. Dois minerais ferromagnesianos ocorrem no sistema, sendo eles a biotita e o ortopiroxênio. A biotita aparece em excesso no sistema, porém esse mineral tende a se formar em temperaturas mais baixas que a de formação do ortopiroxênio em

magmas anidros que cristalizam o charnockito. A formação do ortopiroxênio é fortemente dependente da fração molar de CO_2 e H_2O no sistema. O magma que gera o charnockito apresenta baixa fração molar de H_2O e alta fração molar de CO_2 , favorecendo assim a cristalização do ortopiroxênio antes da biotita (Zhao et al., 2017). Em contrapartida, as condições de cristalização de alguns minerais (magnetita, titanita, plagioclásio e K-feldspato) estão de acordo com as observações petrográficas (Figuras 2 e 7).

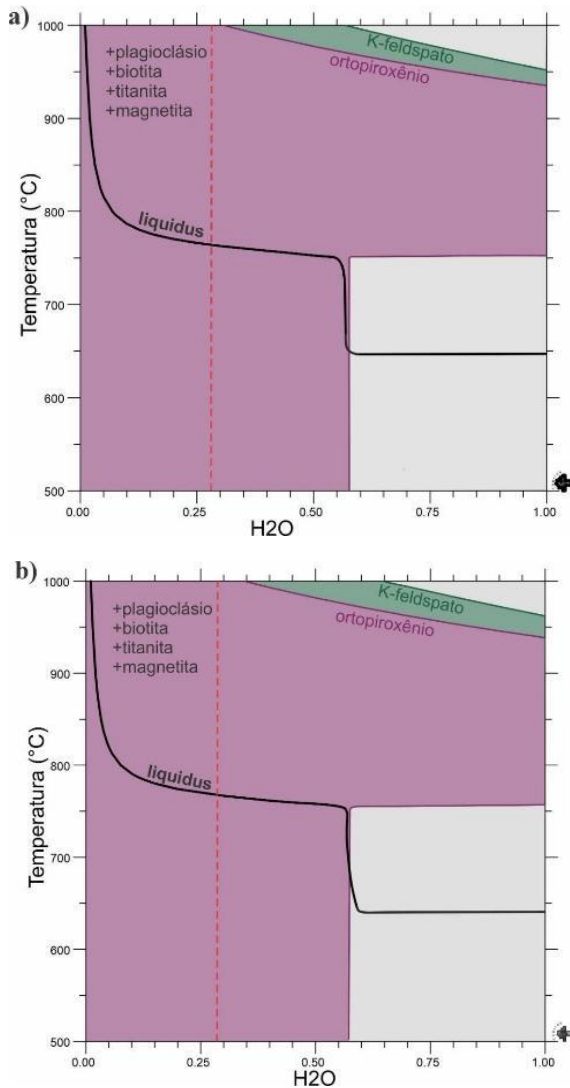


Figura 6. Pseudosseções de temperatura versus H_2O , gerados para pressões constantes de 6500 (a) e 7000 bar (b), utilizados na determinação do valor mínimo de água necessário para a cristalização do charnockito.

Magnetita e titanita são fases minerais acessórias comuns em rochas charnockíticas e comumente são os primeiros minerais a se cristalizar no sistema, ocorrendo em volume modal inferior a 1%. Plagioclásio é um dos primeiros minerais essenciais da rocha a se cristalizar, estando de acordo com as

observações petrográficas que mostram a textura porfírica da rocha representada por fenocristais de plagioclásio imersos em uma matriz de granulação mais fina (Figura 2). Isso indica que a taxa de crescimento mineral era maior que a taxa de nucleação mineral no sistema, favorecendo assim o crescimento lento do plagioclásio e, conseqüentemente, sua maior granulação. Posteriormente, ocorreu a formação do feldspato alcalino.

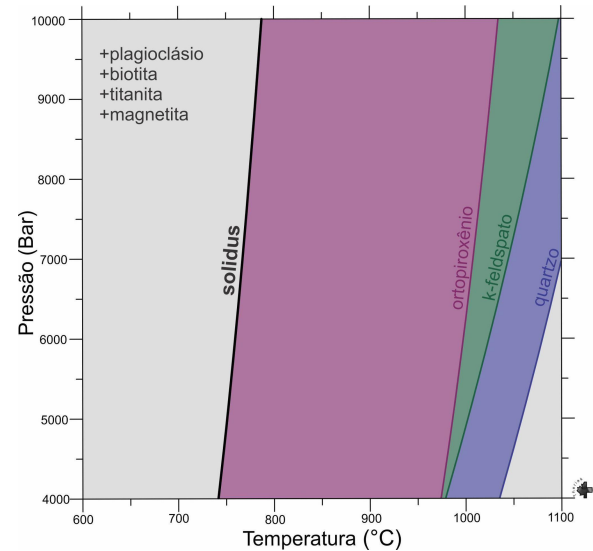


Figura 7. Pseudosseção de Pressão versus Temperatura, indicando a cristalização final do charnockito a aproximadamente 760°C, a cristalização dos minerais de quartzo, K-feldspato e ortopiroxênio, e a presença de plagioclásio, biotita, titanita e magnetita no sistema.

Em relação à porcentagem dos minerais, a modelagem mostra que a porcentagem de ortopiroxênio varia de 0 a 7% (Figura 8A), enquanto a análise petrográfica revelou um valor de 16%. A proporção de feldspatos (plagioclásio + K-feldspato) dentro do campo da assembleia mineral varia de 15 a 44% (Figura 8B), com a análise petrográfica indicando 41%. A proporção de biotita apresenta uma variação de 1 a 6% (Figura 8C), enquanto na análise petrográfica representou 18%. A sobreposição e interseção dos diagramas Pressão versus Temperatura, que apresenta a curva de cristalização da rocha (solidus), e as isopletras de ortopiroxênio, feldspatos, quartzo e biotita, a uma pressão de pressão de 6500 bar está representada na Figura 9.

Ao comparar a porcentagem dada pela modelagem e a porcentagem estimada na petrografia, é possível observar algumas compatibilidades e algumas discrepâncias (Tabela 5). A porcentagem de feldspatos (plagioclásio e K-feldspato) estão de acordo, tanto na modelagem quanto na análise

petrográfica. Porém a biotita e o ortopiroxênio apresentam uma porcentagem mais baixa na modelagem do que na estimativa petrográfica, que em afloramento e amostra de mão apresentam porcentagem de minerais máficos maiores que 30% (Figura 2C). Essa discrepância pode estar relacionada com a amostragem da rocha usada para as análises de Difração de Raios X e Fluorescência de Raios X, visto que a rocha é uma rocha porfírica e apenas uma pequena porção dela é utilizada para realizar essas análises.

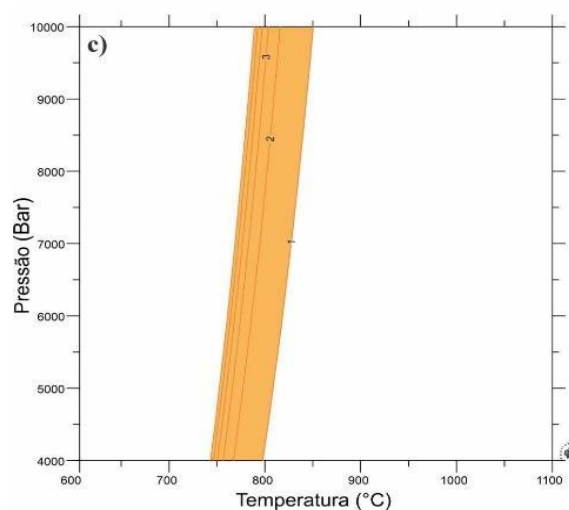
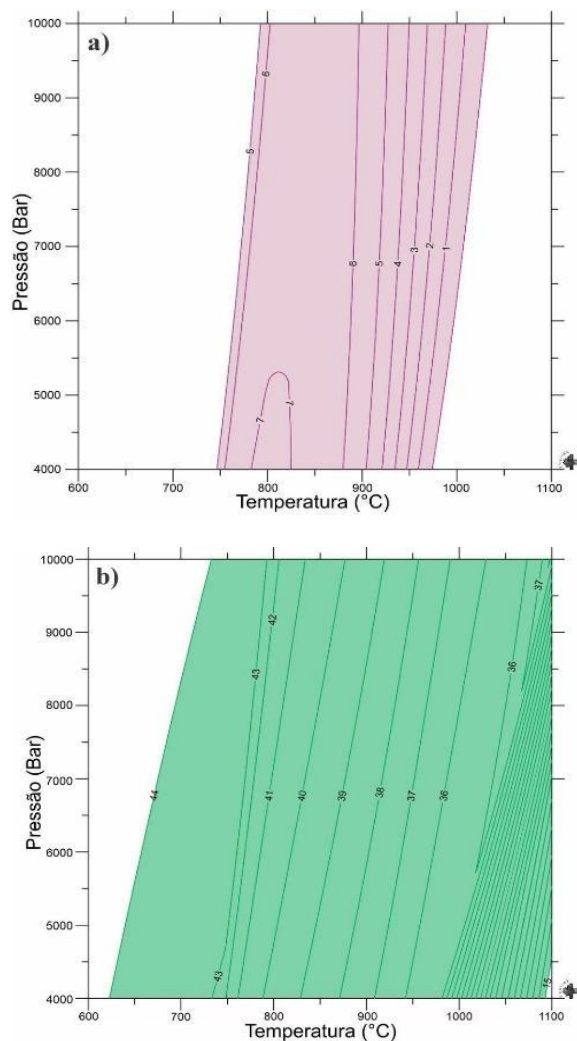


Figura 8. Pseudoseções e isoplethas para a rocha estudada: (a) Isoplethas do volume modal do ortopiroxênio (lilás); (b) Isoplethas de volume modal de feldspatos - plagioclásio e K-feldspato (verde); e (c) Isoplethas de volume modal de biotita (laranja).

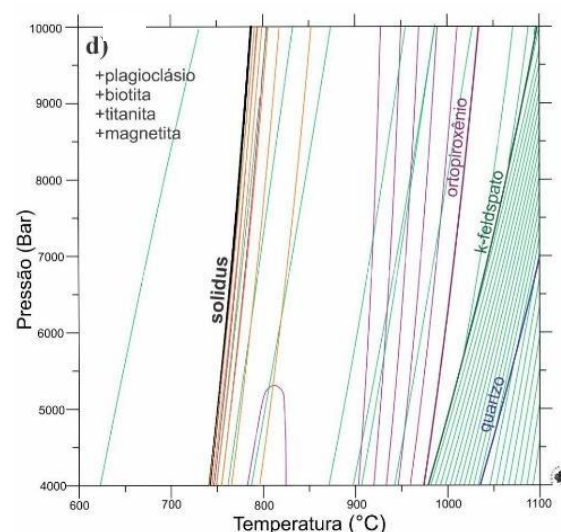


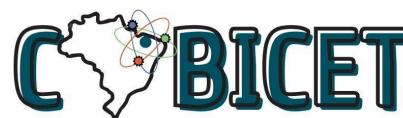
Figura 9. Interseção das isoplethas de ortopiroxênio, feldspatos, quartzo e biotita e da curva *solidus*.

Tabela 5. Comparação da porcentagem dos minerais segundo a modelagem termodinâmica e a estimativa petrográfica.

Mineral	Modelagem	Petrografia
Opx	0-7%	16%
Kfs + Pl	15-44%	41%
Bt	1-6%	18%

CONCLUSÃO

A rocha analisada na borda oeste do Maciço Várzea Alegre corresponde a um charnockito, com pórfiros de plagioclásio e estrutura fluidal em afloramento. A sua mineralogia essencial é composta por quartzo, biotita, plagioclásio, K-feldspato, ortopiroxênio, allanita e magnetita. As análises de difração de



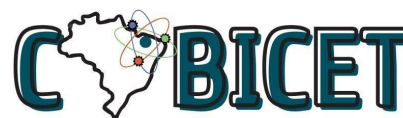
raio-X permitiram determinar a presença de ortopiroxênio entre os minerais máficos da rocha, além da presença de biotita, quartzo, plagioclásio e K-feldspato, reforçando a análise macroscópica. A geobarometria, feita através do método elaborado por Yang (2017), por meio de equações polinomiais, apresentou uma pressão média estimada em 6,5 Kbar e uma profundidade média de cristalização/colocação de 24 km, para o charnockito. No entanto, a rocha apresentou um grande intervalo de valores de pressão e profundidade estimada, justificado por duas prováveis situações relacionadas ao processo de cristalização da rocha na câmara magmática. Um processo relacionado a diferenciação magmática lateral e outro processo relacionado a uma possível mistura de magma a partir da injeção de um magma máfico. A modelagem termodinâmica por pseudosseções, baseada no sistema químico MnNCKFMASHT, indicou que as condições de cristalização final da rocha foram a uma temperatura de 760°C, a uma pressão de 6,5 kbar. Os diagramas de temperatura versus H₂O indicaram que o aparecimento do ortopiroxênio na rocha ocorreu no intervalo de 0,01 a 0,57% de teor de água em peso, sendo considerado o valor de 0,28% de teor de água. Além disso, as isopletras do volume modal de ortopiroxênio e biotita apresentaram valores discrepantes com os valores estimados na análise petrográfica, podendo estar relacionado com a amostragem de rocha usada na análise geoquímica. Em contrapartida, as isopletras do volume modal da soma de plagioclásio e K-feldspato estavam de acordo com o estimado na petrografia da rocha.

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao Programa de Iniciação Científica da Universidade Federal do Espírito Santo (UFES) pela oportunidade de desenvolver este trabalho, ao Laboratório de Preparação de Amostras do Departamento de Geologia/UFES e ao Laboratório de Engenharia Química 1/CCAUE/UFES pelas análises de DRX.

REFERÊNCIAS

- Cross W.; Iddings J. P.; Pirsson L.V.; Washington H. S. A quantitative chemico-mineralogical classification and nomenclature of igneous rocks. *Journal of Geology*, v. 10, p. 555-690, 1902.
- De Capitani C.; Petrakakis K. The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software. *American Mineralogist*, vol. 95, n.7, p.1006–1016, 2010.
- Dou, Jing-Zhao; Zhang H. F.; Tong Y.; Wang F.; Chen F. K.; Li S.R. Application of geothermo-barometers to Mesozoic granitoids in the Jiaodong Peninsula, eastern China: Criteria for selecting methods of pressure estimation and implications for crustal exhumation. *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 160, p. 271-286, 2018.
- Heilbron, M. et al. The Ribeira Belt. In: Heilbron, M.; Cordani, U.G.; Alkmin, F.F. (ed.) São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent. Nova York: Springer, 2017.
- Heilbron, M. et al. Província Mantiqueira. In: Mantesso-Neto, V. et al. (org.). Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, 2004.
- Holland T.; Powell R. Activity-composition relations for phases in petrological calculations: an asymmetric multicomponent formulation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 145, p. 492-501, 2003.
- Le Maitre, R. W. International Union of Geological Sciences. Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. New York: Cambridge University Press, 2002.
- Marin, S. P. Mapeamento Geomorfológico do Município de Santa Teresa – ES. 2017. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geografia) – Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, 2017.
- Mendes J. C.; De Campos, C. P.; McCreath, I. Conditions of formation of charnockitic magmatic rocks from the Várzea Alegre massif, Espírito Santo, southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 29, n. 1, p. 47-54, 1999.
- Mendes J. C.; McCreath I.; Wiedemann C. M.; Figueiredo M. C. H. Charnokitóides do Maciço de Várzea Alegre: um novo exemplo do magmatismo cálcio-alcálico de alto-K no arco magmático do Espírito Santo. *Revista Brasileira de Geociências*, v.27, n. 1, p. 13-24, 1997.
- Mendes J. C.; Medeiros S. R.; McCreath, I.; De Campos C. M. P. Cambro-Ordovician magmatism in SE Brazil: U-Pb and Rb-Sr ages, combined with Sr and Nd isotopic data of Charnockitic rocks from the Várzea Alegre complex. *Gondwana Research*, v. 8, n. 3, p. 337-345, 2005.
- Potratz, G. L. Petrogênese e geocronologia U-Pb do Granito Sana, Faixa Ribeira, e dos Complexos Intrusivos de Santa Angélica e Várzea Alegre, Faixa Araçuaí. 2020. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2020.
- Streckeisen A. Classification and nomenclature of plutonic rocks: recommendations of the IUGS



- subcommission on the systematics of Igneous Rocks. *Geologische Rundschau*, vol. 63, n. 2, p. 773-786, 1976.
- Tuller, Manoel Pedro (Org). Colatina, folha SE.24-Y-C-VI, escala 1:100.000: texto explicativo. Espírito Santo: DNPM; CPRM, 1993.
- Wiedemann C. M.; Medeiros S. R.; Ludka I. P.; Mendes J. C.; Costa-De-Moura J. Architecture of late orogenic plutons in the Araçuaí-Ribeira fold belt, Southeast Brazil. *Gondwana Research*, v. 5, n. 2, p. 381-399, 2002.
- White, R. W.; Powell, R.; Clarke, G. L. The interpretation of reaction textures in Fe-rich metapelitic granulites of the Musgrave Block, central Australia: Constraints from mineral equilibria calculations in the system $K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-TiO_2-Fe_2O_3$. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 20, p. 41-55, 2002.
- White R. W.; Pomroy N. E.; Powell R. An in situ metatexite-diatexite transition in upper amphibolite facies rocks from Broken Hill, Australia. *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 23, n. 7, 579-602, 2005.
- White R. W.; Powell R.; Holland T. J. B. Progress relating to calculation of partial melting equilibria for metapelites. *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 25, n. 5, p. 511-527, 2007.
- Yang X. M. Estimation of crystallization pressure of granite intrusions. *Lithos*, v. 286-287, p. 324-329, 2017.
- ZHAO K.; XU X.; ERDMANN S. Crystallization conditions of peraluminous charnockites: constraints from mineral thermometry and thermodynamic modelling. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 172, n. 26, 2017.