

Química mineral do vulcano-plutonismo paleoproterozoico da região de São Félix do Xingu (PA), Cráton Amazônico

Mineral chemistry of paleoproterozoic volcano-plutonism from the São Félix do Xingu (PA) region, Amazonian Craton

Raquel Souza da Cruz¹, Carlos Marcello Dias Fernandes¹, Caetano Juliani², Bruno Lagler², Carlos Mário Echeverri Misas², Tatiane de Souza Nascimento³, Aguinaldo José Corrêa de Jesus³

¹Instituto de Geociências, Campus Universitário do Guamá, Universidade Federal do Pará - UFPA, Rua Augusto Corrêa 1, CEP 66075-110, Belém, PA, BR (raquelsoza.ufpa@gmail.com; cmdf@ufpa.br)

²Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo - USP, São Paulo, SP, BR (cjuliani@usp.br; nunislagler@gmail.com; carlosma99@yahoo.com)

³Faculdade de Geologia, Campus Universitário de Marabá, Universidade Federal do Pará - UFPA, Marabá, PA, BR (tsn.geo@gmail.com; aguinaldocorrea@hotmail.com)

Recebido em 02 de julho de 2013; aceito em 06 de janeiro de 2014

Resumo

As formações Sobreiro e Santa Rosa são resultado de intensas atividades vulcânicas paleoproterozoicas na região de São Félix do Xingu (PA), SE do Cráton Amazônico. A Formação Sobreiro é composta por rochas de fácies de fluxo de lava andesítica, com dacito e riodacito subordinados, além de rochas que compõem a fácies vulcanoclástica, caracterizadas por tufo, lapilli-tufo e brecha polimítica maciça. Essas rochas exibem fenocristais de clinopiroxênio, anfibólio e plagioclásio em uma matriz microlítica ou traquítica. O clinopiroxênio é classificado predominantemente como augita, com diopsídio subordinado, e apresenta características geoquímicas de minerais gerados em rochas de arco magmático. O anfibólio, representado pela magnesiohastingsita, foi formado sob condições oxidantes e apresenta texturas de desequilíbrio, como bordas de oxidação vinculadas à degaseificação por alívio de pressão. As rochas da Formação Santa Rosa foram extravasadas em grandes fissuras crustais de direção NE-SW, têm características de evolução polifásica e compõem uma fácies de fluxo de lava riolítica e riodacítica e uma fácies vulcanoclástica de ignimbritos, lapilli-tufos, tufos de cristais félsicos e brechas polimíticas maciças. Diques métricos e *stocks* de pórfiros graníticos e granitoides equigranulares completam essa suíte. Fenocristais de feldspato potássico, plagioclásio e quartzo dispersos em matriz de quartzo e feldspato potássico intercrescidos ocorrem nessas rochas. Por meio de análises químicas pontuais dos fenocristais em microsonda eletrônica, foram estimadas as condições de pressão e temperatura de sua formação, sendo que o clinopiroxênio das rochas intermediárias da Formação Sobreiro indica profundidade de formação variável entre 58 e 17,5 km (17,5 – 4,5 kbar), a temperaturas entre 1.294 e 1.082 °C, enquanto o anfibólio cristalizou-se entre 28 e 15 km (7,8 – 4,1 kbar), o que sugere uma evolução polibárica. Assim, propõe-se um modelo de geração de magma basáltico hidratado com base na fusão parcial de cunha mantélica e no acúmulo na crosta inferior em uma zona quente, a partir da qual os magmas andesíticos e dacíticos são formados pela assimilação de crosta continental e cristalização fracionada.

Palavra-chave: Clinopiroxênio; Anfibólio; Feldspato; Petrogênese.

Abstract

The Sobreiro and Santa Rosa formations are result of large paleoproterozoic volcanic activities in the São Félix do Xingu (PA) region, SE of Amazonian Craton. The Sobreiro Formation is composed of andesitic lava flow facies, with subordinate dacite and rhyodacite, and autoclastic volcanoclastic facies characterized by tuff, lapilli-tuff, and massive polymictic breccia. These rocks exhibit clinopyroxene, amphibole, and plagioclase phenocrysts in a microlytic or trachytic groundmass. The clinopyroxene is augite with subordinate diopside, and reveals chemical variations typical of minerals generated by arc-related magmatism. The amphibole is magnesiohastingsite, has oscillatory oxidizing conditions, and reveals breakdown rim textures linked to degassing during magma ascent. The Santa Rosa Formation has polyphase evolution controlled by large NE-SW crustal fissures, materialized by rhyolitic and dacitic lava flow facies. Volcanoclastic facies of ignimbrites,

lapilli-tuffs, felsic crystal tuffs, and massive polymict breccias represents an explosive cycle in this unit. Metric dikes and stocks of granitic porphyries and equigranular granitoids complete this suite. K-feldspar, plagioclase, and quartz phenocrysts surrounded by quartz and K-feldspar intergrowth occur in these rocks. Electron microprobe pressure and temperature estimates in clinopyroxene phenocrysts reveal formation depth between 58 and 17.5 km (17.5 – 4.5 kbar) at temperatures between 1,249 and 1,082 °C; and between 28 and 15 km (7.8 – 4.1 kbar) for amphibole grains of the Sobreiro Formation, suggesting polybaric evolution. A model with generation of hydrated basaltic magma from partial melting of mantle wedge and accumulation in a hot zone of the lower crust, from which the andesitic and dacitic magmas are formed by the assimilation of continental crust and following fractional crystallization is proposed.

Keywords: Clinopyroxene; Amphibole; Feldspar; Petrogenesis.

INTRODUÇÃO

Na região de São Félix do Xingu, Centro-Sul do Estado do Pará, SE do Cráton Amazônico (Almeida et al., 1981), ocorrem extensos depósitos vulcânicos e vulcanoclásticos, bem como rochas subvulcânicas e plutônicas paleoproterozoicas (Figura 1), não cogenéticos e não contemporâneos. Essas rochas não estão metamorizadas e revelam texturas e estruturas excepcionalmente bem preservadas, comparáveis com aquelas descritas em centros vulcano-plutônicos do Cenozoico ao recente (Juliani e Fernandes, 2010).

A sequência basal, representada pela Formação Sobreiro (1888 ± 3 Ma), foi formada por fluxos de lava com rochas vulcanoclásticas associadas de composição predominantemente andesítica cálcio-alcalina de alto potássio e afinidade geoquímica com granitoides de arco magmático. A unidade superior, nomeada Formação Santa Rosa (1879 ± 2 Ma), tem composição principalmente riolítica e é formada por fluxos de lava, depósitos de ignimbritos e tufos de queda com assinatura geoquímica semelhante à de granitoides do tipo-A intraplaca muito evoluídos e silicosos. A formação desses depósitos foi essencialmente controlada por grandes fissuras crustais orientadas segundo a direção NE-SW e, subordinadamente, NW-SE (Juliani e Fernandes, 2010; Fernandes et al., 2011).

Apesar do avanço no conhecimento sobre a estratigrafia, evolução geológica, geoquímica e geocronologia dessas unidades nos últimos anos, inexistem estudos detalhados e sistemáticos de química mineral que contribuam para o entendimento dessa importante manifestação vulcano-plutônica paleoproterozoica do Cráton Amazônico. Objetivando preencher essa lacuna, foram feitas análises pontuais quantitativas por microsonda eletrônica em fenocristais de clinopiroxênio, anfíbólio e feldspatos e em grãos da matriz de rochas de fluxos de lava e vulcanoclásticas das formações Sobreiro e Santa Rosa.

Este estudo fornece subsídios para discussões mais detalhadas sobre a tipologia, composição química e ocorrência de substituições catiônicas isomórficas que possam ter afetado tais fases minerais, bem como discute a sua importância na evolução magmática e petrogenética dessas unidades

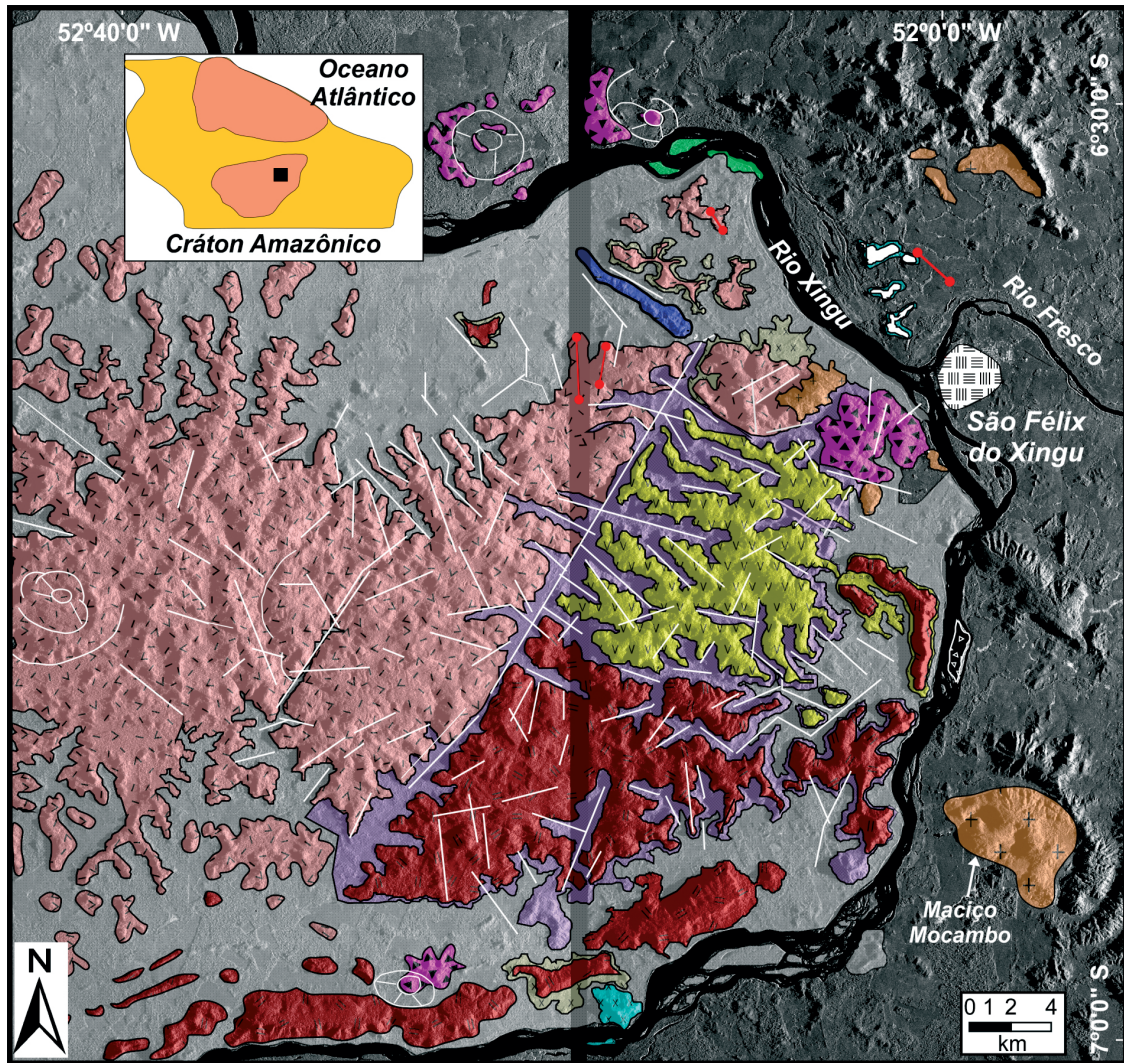
com base em estimativas de fugacidade de oxigênio, temperatura e pressão durante a formação dessas fases.

CONTEXTO GEOTECTÔNICO

O Cráton Amazônico representa uma das maiores áreas pré-cambrianas do mundo. Está situado na região Norte do Brasil e é constituído pelos escudos das Guianas e do Brasil Central, separados pela cobertura sedimentar das bacias do Amazonas e do Solimões (Caputo et al., 1972).

Essa megaunidade tectônica foi inicialmente considerada, com base em dados estruturais e geofísicos, uma grande plataforma arqueana retrabalhada e reativada durante o Paleoproterozoico no evento Transamazônico (Hurley et al., 1967). Com o avanço do conhecimento científico, em especial com a obtenção de dados geocronológicos e isotópicos, a região foi dividida em províncias geocronológicas, geneticamente relacionadas a eventos de acreção continental em torno de um núcleo arqueano representado pela Província Mineral de Carajás (Tassinari e Macambira, 1999; Santos et al., 2000).

Mais recentemente, a integração dos dados geológicos, geocronológicos e metalogenéticos obtidos até então na porção Sul do Cráton Amazônico para as várias ocorrências de vulcanismo cálcio-alcalino, correlatos à Formação Sobreiro, sugeriu a existência de um possível zonamento metalogenético formado entre ~ 2,0 e 1,88 Ga nessa unidade tectônica (Juliani et al., 2009). Esse modelo sugere que a região pode ter sido formada por uma orogênese oceano-contidente gerada por uma zona de subducção contínua para norte, orientada aproximadamente E-W. Nesse contexto, a ocorrência das associações mais jovens (~ 1,88 Ga) pode ser explicada pela incomum mudança no ângulo da placa subductada conhecida como *flat subduction* (Fernandes et al., 2011). Assim, o vulcano-plutonismo exclusivamente crustal de ~ 1,87 Ga representado pela Formação Santa Rosa, bem como os granitoides estaníferos de ~ 1,86 Ga da Suíte Intrusiva Velho Guilherme (Teixeira et al., 2002) estariam vinculados a um evento distensivo que se seguiu ao término do evento orogênico que se



Formação Santa Rosa

Fácies de pórfiro granítico

- Dique de biotita pórfiro granítico
- Biotita monzogranito equigranular
- Biotita pórfiro granítico

Fácies de fluxo de lava

- K-feldspato-plagioclásio riolito fírico
- Biotita-K-feldspato-quartzo riolito fírico
- Plagiocláio-K-feldspato riolito fírico

Fácies vulcanoclástica proximal félsica

- Tufo de cristais félsico
- Lapilli-tufo e brecha félsicos

Fácies de ignimbrito proxima a distal

- Ignimbrito

Formação Sobreiro

Fácies vulcanoclástica proximal

- Tufo de cristal autoclástico, lapilli-tufo e brecha monomítica
- Brecha polimítica maciça

Fácies de fluxo de lava

- Plagioclásio dacito fírico
- Clinopiroxênio-anfibólio andesito fírico
- Plagioclásio-clinopiroxênio andesito-basáltico fírico
- Clinopiroxênio andesito-basáltico fírico

- Fraturas e/ou falhas
- Estruturas circulares
- Área de estudo

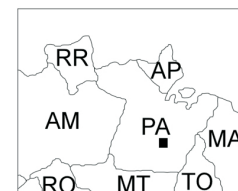


Figura 1. Mapa geológico das formações Sobreiro e Santa Rosa na região de São Félix do Xingu, segundo Juliani e Fernandes (2010).

estendeu até o Mesoproterozoico, identificado em várias regiões do Cráton Amazônico (Brito Neves, 1999; Fernandes et al., 2011).

GEOLOGIA DE SÃO FÉLIX DO XINGU

A região de São Félix do Xingu localiza-se no Centro-Sul do Cráton Amazônico. O embasamento abrange litotipos incluídos no Terreno Granito-*Greenstone* do Sul do Pará e no Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, formados por rochas deformadas e metamorfasadas de baixo a alto grau (Macambira e Vale, 1997; Feio et al., 2013; Jesus et al., 2013). O Proterozoico é representado pelas suítes intrusivas Parauari e Cateté (Macambira e Vale, 1997; Macambira e Ferreira Filho, 2002), pelas formações Sobreiro e Santa Rosa (Juliani e Fernandes, 2010) e por granitoides anorogênicos da Suíte Intrusiva Velho Guilherme (Teixeira et al., 2002). Coberturas sedimentares recentes completam a estratigrafia da região.

A Formação Sobreiro (Figura 1) contém fácies de fluxo de lava de composições andesítica, andesito basáltica e dacítica, bem como fácies vulcanoclásticas incluindo tufos de cinza, vítreo e cristais, além de lapilli-tufo e brecha polimítica maciça em menor proporção. Essa unidade se caracteriza por uma topografia arrasada e raras elevações, com suas rochas aflorantes em lajedos e, subordinadamente, na forma de blocos isolados, exibindo evidente foliação de fluxo magmático sub-horizontal. É também comum a ocorrência de texturas de degaseificação, representadas por amígdalas preenchidas por clorita, epidoto e quartzo (Juliani e Fernandes, 2010).

Por sua vez, a Formação Santa Rosa é formada por pelo menos quatro fácies de rochas vulcânicas félsicas geradas em erupções explosivas e efusivas, quais sejam: 1) fácies de fluxo de lava maciça, com diques de riolito e depósitos de ignimbrito félsico associados – esferulitos com centímetros de diâmetro e *lithophysae* de diferentes formas são comuns nos litotipos desta fácies; 2) fácies ignimbritica de composição riolítica altamente deformada e soldada e tufos de queda não soldados; 3) tufos de cristais félsicos, lapilli-tufos e brechas co-ignimbriticas; e 4) *stocks* e diques tardios de pórfiros graníticos. Intrusões graníticas equigranulares subordinadas ocorrem associadas às fácies anteriores. Essa unidade aflora em serras devido à maior resistência ao intemperismo. Os litotipos formados por fluxos de lava mostram foliação de fluxo magmático vertical evidente, ao passo que os ignimbritos e tufos comumente apresentam bandamento composicional, laminação plano-paralela e dobras convolutas (Juliani e Fernandes, 2010).

PETROGRAFIA

O estudo petrográfico incluiu a análise meso e microscópica. Em um total de 30 lâminas delgadas foram feitas as descrições mineralógicas e texturais detalhadas sob microscopia óptica convencional, o que resultou na classificação composicional dos cristais, mais bem detalhada no tópico de química mineral.

Formação Sobreiro

As rochas da fácies de fluxo de lava são de cor negra a cinza-escuro, holocristalinas e/ou hipocristalinas maciças, revelando texturas porfirítica, microglomeroporfirítica ou africa. A maioria das amostras de andesito e andesito basáltico tem fenocristais de magnesiohastingsita e/ou augita (alcançando até 20% vol.), ao passo que oligoclásio-andesina ocorre quase que exclusivamente nos dacitos (alcançando até 15% vol.). Os cristais de magnesiohastingsita são euédricos a subeuédricos, por vezes zonados, e alguns destes apresentam texturas de desidratação. A augita ocorre como fenocristais euédricos a subeuédricos com nítidos zonamentos ópticos, de granulação média a grossa e forma agregados. O plagioclásio constitui fenocristais de granulação média, euédricos à subeuédricos e, em sua maioria, apresentam geminação polissintética. Esses fenocristais representam a primeira geração de plagioclásio na rocha. A segunda geração compõe micrólitos na matriz microlítica, comumente euédricos e tabulares. Sericita, epidoto, minerais opacos e, subordinadamente, carbonatos substituem parcialmente alguns fenocristais. Magnetita e ilmenita são os principais acessórios primários que, por vezes, ocorrem em grande volume na rocha. Zircão foi identificado somente nos dacitos.

As rochas vulcanoclásticas são representadas por tufos de cristais máficos hipocristalinos, inequigranulares, formados por fragmentos mal selecionados, angulosos e texturalmente pouco maduros. Os principais constituintes são cristais e fragmentos de cristais de augita, andesina e magnesiohastingsita, líticos de composição intermediária, bem como vítreos (*glassy shards*) subordinados. Predominam clastos na granulação cinza (< 2 mm), embora ocorram até fragmentos em granulação lapilli (2 – 64 mm). A matriz é predominantemente hipocristalina, com micrólitos de plagioclásio, minerais opacos e esferulitos subordinados. Os minerais secundários comuns são epidoto, clorita, sericita e carbonato.

Formação Santa Rosa

Os riolitos da fácies de fluxo de lava são de cor rosa-claro a escuro, holocristalinos e maciços, leucocráticos a hololeucocráticos, porfiríticos ou afaníticos.

Apresentam fenocristais de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio em granulação média a grossa, além de microfocristais envolvidos em matriz afanítica. Os cristais de quartzo foram formados em duas gerações, a primeira delas caracterizada por cristais euédricos a subarredondados, comumente com reabsorção magmática em forma de golfos preenchidos pela matriz. Os da segunda geração ocorrem como finos cristais anédricos, encontrados ora como bolsões na matriz, ora acompanhando o feldspato potássico nos intercrescimentos esferulíticos. Os cristais de feldspato potássico formam fenocristais de dimensão média a grossa, subeuédricos a subarredondados, enquanto que plagioclásio, euédrico a subeuédrico, está em conteúdo modal inferior aos demais. A biotita é o único mineral varietal nas rochas dessa unidade, constituindo cristais de granulação fina à média, lamelares, embora também se disponham nos interstícios de outros grãos. Os minerais máficos se encontram fortemente substituídos por clorita e minerais opacos. Argilominerais, sericita, carbonatos e epidoto são as principais fases secundárias.

Os ignimbritos são rochas de textura vulcanoclástica hipocristalina laminada, constituídas por cristais e fragmentos de quartzo, feldspato potássico e, subordinadamente, plagioclásio, dispersos em matriz criptocristalina, localmente esferulítica. Nessas rochas fiammes são comuns, bem como esferulitos e dobras convolutas. Ocorrem associados a esses depósitos tufo de cinzas não soldados com leve compactação com típicos *glassy shards* em formato de Y e cúspide. Também se intercalam nesses depósitos lapilli-tufos e tufo de cristais félsicos hipocristalinos e/ou holocristalinos, compostos por cristais e fragmentos mal selecionados, com granulação variando de cinza a bloco. Zircão ocorre como acessório primário em todos esses litotipos e sericita, minerais opacos, argilominerais e, suplementarmente, epidoto e clorita ocorrem como as principais fases secundárias.

As rochas subvulcânicas são representadas por *stocks* de pórfiros graníticos isotrópicos. São rochas rosa-escuras, vermelho-escuras ou negras de textura porfirítica a glomeroporfirítica, formadas por fenocristais bem desenvolvidos de plagioclásio e/ou feldspato potássico dispersos em matriz de composição granítica.

MÉTODOS

As análises pontuais de química mineral foram obtidas por microsonda eletrônica Jeol (modelo JXA 8600S) no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (USP). A técnica de espectrometria por dispersão de comprimento de onda (WDS) foi aplicada com voltagem de aceleração de 15 kV, corrente de 5 μ A e diâmetro de feixe de 5 μ m para anfibólio e piroxênio, e 10 μ m para os

feldspatos. A distribuição catiônica para anfibólios foi feita com a média aritmética dos métodos de normalização 15eNK e 13eCNK e 23 átomos de oxigênio, como indicado por Leake et al. (1997). A distribuição catiônica do piroxênio foi calculada com seis átomos de oxigênio, seguindo-se o método de Yoder e Tilley (1962). Para o feldspato, foram utilizados 32 átomos de oxigênio, como definido por Deer et al. (1966). Todos os cálculos de cátions e estimativas foram feitos com o *software* Minpet 2.02[®] (Richard, 1995).

CARACTERÍSTICAS QUÍMICAS E CLASSIFICAÇÃO MINERAL

Com base nas observações petrográficas, foram selecionadas para o estudo de química mineral amostras de rochas representativas das fácies de fluxo de lava e vulcanoclástica de ambas as unidades. As análises foram realizadas no núcleo, na borda e nas porções intermediárias dos fenocristais de piroxênio, anfibólio e feldspatos das seguintes variedades de rocha: andesito basáltico, andesito (Figuras 2A a 2D), dacito, tufo de cristais máficos, riolito, pórfiro granítico e ignimbrito. Contudo, foram apresentadas neste trabalho somente as análises de núcleo e borda, as quais representam variações mais significativas para os cristais analisados.

Clinopiroxênio

Os fenocristais de clinopiroxênio das fácies de fluxo de lava e vulcanoclástica da Formação Sobreiro são euédricos e ocorrem como grãos isolados ou aglomerados. Exibem birrefringência azul, rosa e amarelo-esverdeado, e a maioria dos cristais revela zonamentos ópticos. Cristais subeudrais a anedrais que ocorrem na matriz compartilham as mesmas características ópticas dos fenocristais e têm composição semelhante nas rochas de ambas as fácies, mostrando que o fracionamento dessa fase ocorreu durante a cristalização do magma gerador. Alguns grãos estão completamente substituídos por carbonato, clorita e epidoto, possivelmente originados por alteração hidrotermal.

A composição química no diagrama classificatório de Morimoto (1989) indica que o clinopiroxênio das rochas de ambas as fácies é predominantemente augita (Figura 3 e Tabela 1) e subordinadamente diopsídio. O piroxênio das rochas da fácies vulcanoclástica tem composição homogênea ($Wo_{44,5-42,9} En_{49,4-45,1} Fs_{10,8-6,0}$), ao passo que os das fácies de fluxo de lava mostram composições mais variáveis ($Wo_{48,2-39,4} En_{48,4-39,7} Fs_{16,9-8,3}$), o que sugere seguir o curso natural da evolução magmática, com o decréscimo dos membros wollastonita (Wo) e enstatita (En). Esse comportamento pode ser

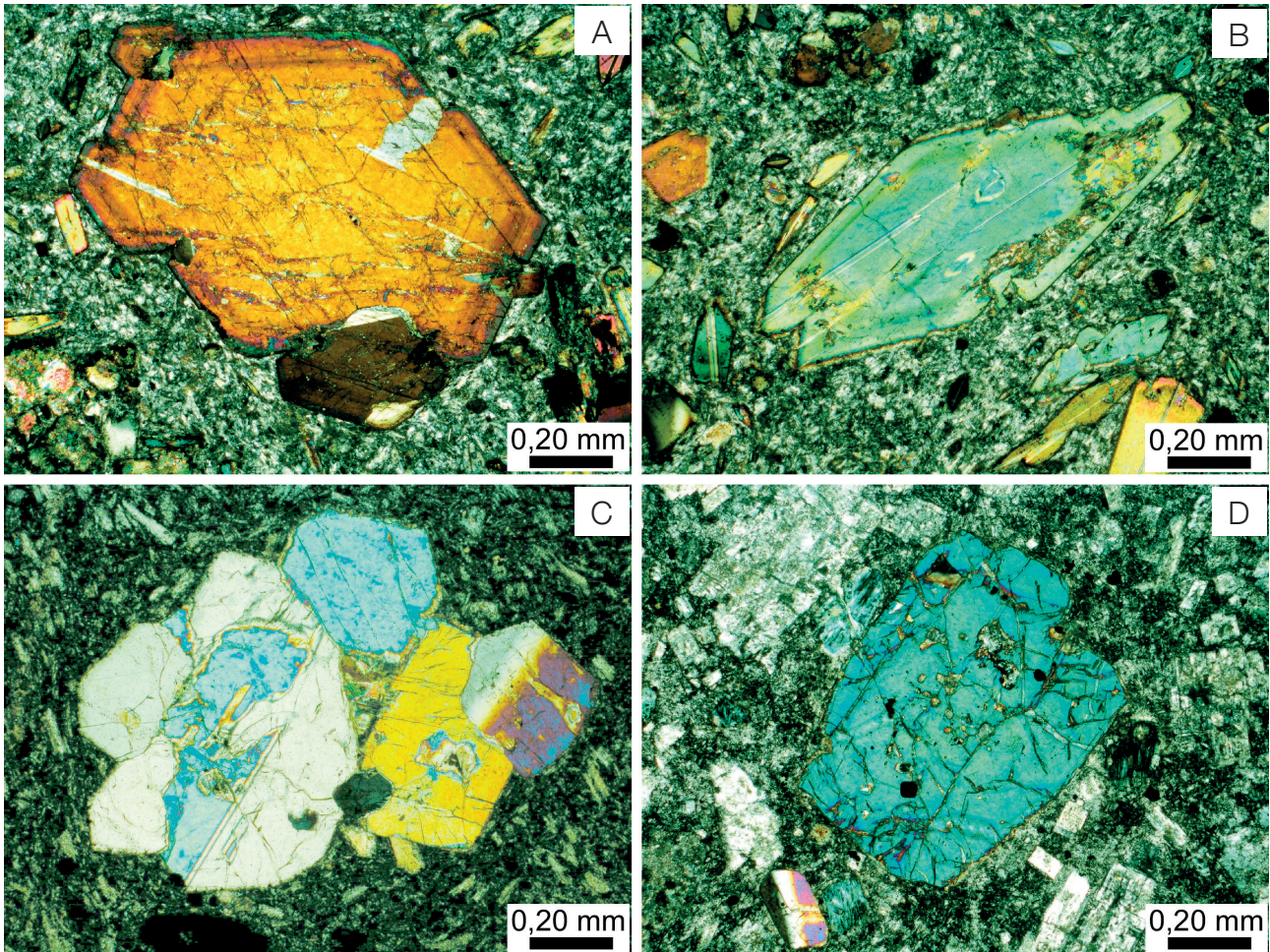


Figura 2. Fotomicrografias de fenocristais analisados de anfibólio (A e B) e clinopiroxênio (C e D) das fácies de fluxo de lava intermediários da Formação Sobreiro.

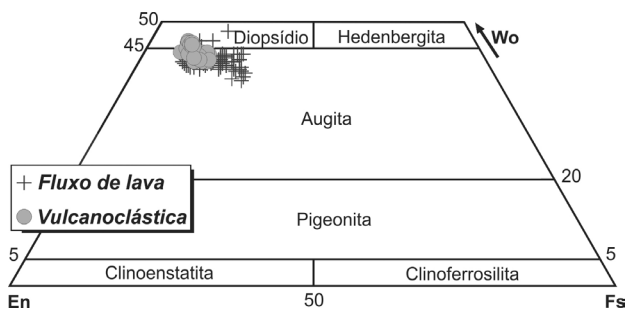


Figura 3. Classificação de fenocristais de clinopiroxênio das rochas das fácies de fluxo de lava e vulcanoclástica da Formação Sobreiro, baseada no diagrama de Morimoto (1989).

justificado pelas diferentes histórias da evolução magmática registradas pelas fácies, nas quais as vulcanoclásticas podem representar a autofragmentação do fluxo de lava com mistura de cristais de diferentes fluxos (Juliani e Fernandes, 2010). Entretanto, esses intervalos de composição são compatíveis com clinopiroxênios provenientes de andesito de alto

potássio relacionados a arco magmático (Gill, 1981). O Mg# dos núcleos dos cristais não variam significativamente do andesito basáltico para o dacito, o que sugere que os cristais de clinopiroxênio nos dacitos podem ter sido herdados de magmas menos evoluídos (Foden e Green, 1992). Valores semelhantes são encontrados nos tufo de cristais máficos. Os resultados analíticos e a distribuição catiônica representativa do clinopiroxênio são apresentados na Tabela 1.

O clinopiroxênio apresenta zonamento composicional normal, com núcleos mais ricos em MgO e bordas enriquecidas em FeO e SiO₂. Por sua vez, o Al₂O₃ mostra-se sistematicamente mais enriquecido na borda dos cristais, o que é típico de suítes saturadas em sílica formadas em pressões médias a altas (Latt e Wooley, 1986). Os teores de CaO são mais variáveis e o Na₂O (< 0,5 %) tem teores praticamente constantes nas rochas menos evoluídas da fácies de fluxo de lava da Formação Sobreiro, mas se encontram enriquecidos do núcleo para a borda nos cristais da rocha dacítica, o que pode ser explicado pelo fracionamento magmático. Padrão semelhante de enriquecimento foi observado no clinopiroxênio do tufo de cristais máfico.

Tabela 1. Análises representativas de cristais de clinopiroxênio das rochas da Formação Sobreiro.

Rocha	Andesito basáltico		Andesito				Dacito		Tufo de cristais máfico			
	332		215	215	112b	112b	50a		81b	81b	81b	81b
Amostra	C1CPX-1	C1CPX-4	C1CPX-1	C1CPX-4	C1CPX-1	C1CPX-4	C1CPX-1	C1CPX-4	C4CPX-1	C4CPX-4	C3CPX-1	C3CPX-5
Localização	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda
SiO ₂	52,87	51,40	52,68	51,10	51,67	49,56	53,52	51,27	53,48	51,44	52,84	51,48
TiO ₂	0,17	0,23	0,15	0,36	0,40	0,91	0,13	0,45	0,16	0,24	0,19	0,27
Al ₂ O ₃	2,18	3,30	2,24	2,60	2,90	5,21	1,25	2,78	1,25	2,58	1,72	2,69
FeOt	5,13	6,01	6,40	10,35	5,59	7,31	6,56	8,16	3,77	5,80	5,91	6,63
Cr ₂ O ₃	0,63	0,51	0,23	0,00	0,13	0,02	0,28	0,00	0,19	0,40	0,22	0,21
MnO	0,14	0,14	0,17	0,29	0,13	0,11	0,19	0,18	0,13	0,07	0,16	0,16
NiO	0,04	0,06	0,00	0,00	0,01	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	17,26	16,47	16,45	15,31	16,07	13,80	16,99	15,30	18,04	16,88	17,17	15,92
CaO	21,44	21,34	21,65	19,33	22,29	23,33	21,53	21,31	22,64	21,78	21,57	21,58
Na ₂ O	0,37	0,34	0,47	0,43	0,37	0,43	0,38	0,56	0,24	0,42	0,34	0,43
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,29	99,85	100,48	99,81	99,62	100,76	100,91	100,05	99,94	99,66	100,17	99,40
Distribuição catiônica (6 O)												
TSi	1,92	1,88	1,92	1,89	1,89	1,81	1,94	1,88	1,94	1,88	1,92	1,90
TAI	0,07	0,11	0,08	0,10	0,10	0,18	0,05	0,11	0,05	0,11	0,07	0,10
TFe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
M1Al	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
M1Ti	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
M1Fe ³⁺	0,05	0,08	0,08	0,10	0,07	0,12	0,06	0,11	0,06	0,12	0,07	0,09
M1Fe ²⁺	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,05	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
M1Cr	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
M1Mg	0,90	0,86	0,89	0,84	0,88	0,75	0,91	0,84	0,93	0,86	0,90	0,87
M1Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
M2Mg	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,06	0,02	0,00
M2Fe ²⁺	0,09	0,09	0,11	0,19	0,09	0,04	0,12	0,11	0,05	0,05	0,10	0,11
M2Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
M2Ca	0,83	0,83	0,84	0,76	0,87	0,91	0,83	0,84	0,88	0,85	0,84	0,85
M2Na	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,04	0,01	0,03	0,02	0,03
Soma	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
WO	43,23	43,49	43,58	39,48	45,37	48,26	42,68	43,38	44,56	43,68	42,96	44,00
EN	48,45	46,71	46,08	43,52	45,51	39,72	46,85	43,35	49,42	47,12	47,57	45,18
FS	8,30	9,79	10,33	16,99	9,11	12,00	10,45	13,26	6,00	9,19	9,46	10,81
Mg#	0,86	0,83	0,82	0,72	0,84	0,77	0,82	0,77	0,89	0,84	0,84	0,81
FeOt/ (FeOt+MgO)	0,26	0,28	0,40	0,25	0,34	0,27	0,34	0,26	0,25	0,25	0,29	0,25

TSi = Si^{IV}; TAI = Al^{IV}.

O TiO₂ é comumente baixo (< 1 %) em todos os grãos analisados, característica comum em rochas de suítes cálcio-alcálicas (Kennedy et al., 1990). Cr₂O₃, NiO e MnO têm conteúdos geralmente baixos, o que indica o fracionamento prévio de fases

portadoras desses elementos, como olivina e/ou cromita. Por fim, os cristais revelam ainda apreciáveis conteúdos de Fe³⁺ (estimado por balanço de carga), com enriquecimento dos núcleos para as bordas, o que revela que condições de fugacidade

de oxigênio foram variáveis ao longo da história de cristalização do clinopiroxênio (Le Bas, 1962). O comportamento químico geral dos óxidos é compatível com o fracionamento de séries oxidadas cálcio-alcálicas de alto potássio (Gill, 1981).

Anfibólio

O anfibólio representa a fase máfica dominante nas rochas das fácies de fluxo de lava e vulcanoclástica das rochas da Formação Sobreiro. Usualmente são fenocristais euedrais, zonados, isolados ou em aglomerados, com birrefringência variando desde marrom-claro até verde-amarelado. Na matriz comumente ocorrem como grãos subeudrais a anedrais, com características ópticas semelhantes às daquelas dos fenocristais. Alguns estão completamente substituídos por carbonato, clorita, epidoto, prehnita e pumpellyita. Em algumas amostras estão presentes fenocristais totalmente oxidados, textura interpretada como produto de desidratação causada pelo alívio de pressão e consequente aumento da fugacidade de oxigênio durante o processo de ascensão do magma, como já descrito por Hammarstrom e Zen (1986), Foden e Green (1992) e Buckley et al. (2006). Alguns cristais têm apenas uma fina borda de oxidação, o que evidencia desequilíbrio químico em um curto período, enquanto outros estão quase que totalmente substituídos. Análises em microscópio eletrônico de varredura mostraram que essas bordas são formadas por piroxênio + magnetita + plagioclásio (Lagler et al., 2008).

Excetuando-se o discreto empobrecimento de SiO_2 e MgO do núcleo em relação à borda dos grãos analisados nas rochas de ambas as fácies, de modo geral não foram identificados padrões que possam indicar correlações nos outros óxidos essenciais, o que pode ser explicado pelo evidente zonamento oscilatório caracterizado nas observações petrográficas. SiO_2 e Al_2O_3 apresentam conteúdos moderados, ao passo que TiO_2 e K_2O são relativamente baixos. Com base em trabalhos experimentais em estabilidade de anfibólio e gênese de andesitos, Foden e Green (1992) identificaram que cristais formados em pressões elevadas exibem elevado conteúdo de Al_2O_3 e baixo TiO_2 quando comparados com aqueles formados em pressões relativamente mais baixas. Embora o conteúdo dos halógenos (F e Cl) seja baixo nas rochas andesíticas, há um evidente enriquecimento do núcleo para a borda dos grãos, mas esse comportamento não foi identificado no tufo de cristais máfico. Aumentos no conteúdo de F em direção às bordas de anfibólio nos andesitos indicam que os íons hidroxila são substituídos por flúor e sugerem que os anfibólios cristalizaram como consequência de uma fusão com baixo conteúdo de água e/ou alto teor relativo de F (Parat et al., 2005).

De acordo com os critérios de classificação de Leake et al. (1997), os anfibólios são cálcicos e apresentam composições relativamente constantes, sem variações do núcleo para

a borda. São classificados como magnesiohastingsita ($\text{BCa} > 0,5$ a.p.f.u. e $0,35$ a.p.f.u. $< A(\text{Na} + \text{K}) < 0,7$ a.p.f.u.) nas rochas de ambas as fácies, o que confirma a afinidade genética entre os litotipos (Figura 4 e Tabela 2) e está em conformidade com as observações petrográficas de campo, meso e microscópicas. A fração $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ varia de $0,910$ a $0,770$ e Al_{Total} varia de $2,230$ a $1,831$ a.p.f.u., o que sugere condições de cristalização oxidantes em média à alta pressão (Hammarstrom e Zen, 1986; Hollister et al., 1987; Schmidt, 1992; Anderson e Smith, 1995; Parat et al., 2005). Os valores de $\text{Mg}\#$ para os andesitos e tufo de cristais máfico da Formação Sobreiro são mais variáveis ($0,68 - 0,80$ a.p.f.u.), quando comparados com o clinopiroxênio. O $\text{Mg}\#$ de anfibólio pode refletir uma combinação de cristalização em fugacidades de oxigênio (alto Fe^{3+}) e/ou enxofre variáveis e cristalização a partir de um magma menos evoluído (Moore e Carmichael, 1998; Scaillet e Evans, 1999). Os valores de $\text{Mg}\#$ mais baixos nos anfibólios em comparação aos clinopiroxênios sugerem que os clinopiroxênios foram cristalizados antes dos anfibólios, o que está de acordo com o modelo de cristalização fracionada proposto por Fernandes et al. (2011).

A natureza magmática descrita na petrografia pode ser comprovada no diagrama $(\text{Ca}_t + \text{Na}_t + \text{K})_A$ versus Si^{IV} (Figura 5) de Czamanske e Wones (1973), que define um limite para cristalização de anfibólios magmáticos a partir de conteúdos máximos de $\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}$ para um conteúdo máximo de Si^{IV} (anfibólios magmáticos $\text{Si} < 7,3$ a.p.f.u.; tardi e pós-magmáticos $< 7,75$ a.p.f.u.). Neste diagrama, observa-se que a composição dos anfibólios das rochas das fácies de fluxo de lava e vulcanoclástica incidem totalmente no campo dos anfibólios magmáticos, o que pode indicar um período de cristalização não muito longo para as rochas.

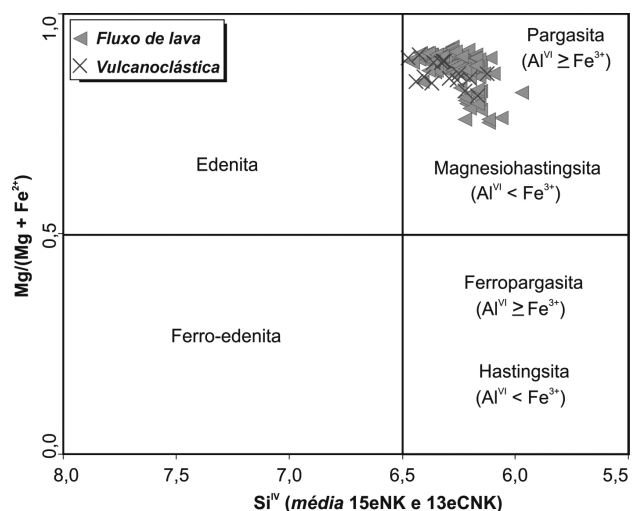


Figura 4. Diagrama de classificação de Leake et al. (1997) para fenocristais de anfibólios das rochas das fácies de fluxo de lava e vulcanoclástica da Formação Sobreiro.

Tabela 2. Análises representativas de fenocristais de anfibólio das rochas da Formação Sobreiro.

Rocha	Andesito								Tufo de cristais máfico			
	Amostra	109	109	122a	122a	225	225	78	78	85	85	85
Análise	C2ANF-1	C2ANF-6	C1ANF-1	C1ANF-6	C5ANF-1	C5ANF-2	C1ANF-1	C1ANF-3	C1ANF-1	C1ANF-6	C3ANF-1	C3ANF-5
Localização	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda
SiO ₂	44,81	44,71	43,61	43,49	44,86	44,44	42,40	41,38	43,13	42,44	44,44	44,19
TiO ₂	0,89	0,97	0,79	0,83	0,83	0,87	1,37	1,33	1,05	1,47	1,17	0,93
Al ₂ O ₃	11,40	10,90	12,41	13,11	10,85	11,16	12,57	12,81	12,40	12,54	11,62	11,46
FeOt	8,92	10,65	9,13	9,32	8,10	7,75	12,16	12,80	11,58	12,34	8,81	8,56
MnO	0,09	0,13	0,13	0,09	0,07	0,06	0,12	0,15	0,13	0,15	0,14	0,05
MgO	17,25	16,33	16,75	16,42	17,75	17,54	14,53	13,53	15,11	14,29	17,10	17,25
CaO	11,51	11,26	11,27	11,47	11,46	11,52	11,46	11,56	11,29	11,03	11,54	11,56
Na ₂ O	1,98	2,14	1,96	1,98	2,12	2,18	2,50	2,03	2,09	2,14	2,19	2,24
K ₂ O	0,78	0,76	1,11	1,18	1,04	1,06	0,83	0,78	1,05	0,86	0,98	1,07
F	0,06	0,45	0,00	0,06	0,23	0,36	0,03	0,58	0,15	0,04	0,16	0,16
Cl	0,00	0,01	0,00	0,02	0,03	0,02	0,04	0,02	0,02	0,05	0,01	0,00
Total	97,72	98,34	97,22	98,01	97,39	97,00	98,07	97,01	98,06	97,39	98,21	97,52
Distribuição catiônica (23 O)												
TSi	6,37	6,40	6,25	6,20	6,42	6,40	6,15	6,11	6,22	6,18	6,33	6,34
TAI	1,62	1,59	1,74	1,79	1,57	1,59	1,84	1,88	1,77	1,81	1,66	1,65
CAI	0,28	0,24	0,34	0,41	0,25	0,29	0,31	0,34	0,33	0,33	0,28	0,27
CFe ³⁺	0,68	0,69	0,70	0,70	0,59	0,53	0,60	0,69	0,69	0,67	0,60	0,59
CTi	0,09	0,10	0,08	0,08	0,09	0,09	0,15	0,14	0,11	0,16	0,12	0,10
CMg	3,65	3,48	3,58	3,49	3,78	3,76	3,14	2,98	3,25	3,10	3,63	3,69
CFe ²⁺	0,26	0,45	0,27	0,30	0,26	0,29	0,78	0,82	0,59	0,70	0,34	0,33
CMn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
BF ²⁺	0,10	0,11	0,11	0,11	0,10	0,09	0,09	0,06	0,11	0,12	0,10	0,10
BMn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
BCa	1,75	1,72	1,73	1,75	1,75	1,78	1,78	1,83	1,74	1,72	1,76	1,77
BNa	0,13	0,14	0,14	0,13	0,12	0,11	0,11	0,09	0,13	0,14	0,12	0,11
ANa	0,41	0,45	0,40	0,41	0,46	0,49	0,59	0,49	0,45	0,45	0,47	0,50
AK	0,14	0,13	0,20	0,21	0,19	0,19	0,15	0,14	0,19	0,16	0,17	0,19
Soma	15,55	15,59	15,60	15,63	15,65	15,69	15,74	15,64	15,64	15,61	15,65	15,70
CCI	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
CF	0,02	0,20	0,00	0,02	0,10	0,16	0,01	0,27	0,07	0,02	0,07	0,07
FeOt/(FeOt + Mg)	0,22	0,26	0,23	0,24	0,20	0,19	0,31	0,34	0,30	0,32	0,22	0,21
Mg/(Mg + Fe ²⁺)	0,90	0,85	0,90	0,89	0,91	0,90	0,78	0,77	0,82	0,79	0,89	0,89
Alt	1,91	1,83	2,09	2,20	1,83	1,89	2,15	2,23	2,11	2,15	1,95	1,93
Mg#	0,78	0,73	0,77	0,76	0,80	0,80	0,68	0,65	0,70	0,67	0,78	0,78

TSi = Si^{IV}; TAI = Al^{IV}.

As análises mais representativas do conjunto apontam para a existência de substituições acopladas edenítica e tschermackítica (Anderson e Smith, 1995) para os anfibólios das rochas de ambas as fácies da Formação Sobreiro. A substituição edenítica ($\text{vacância}_A + \text{Si}^{\text{IV}} \leftrightarrow \text{Al}^{\text{IV}} + \text{Na}^{\text{I}} + \text{K}^{\text{I}}$) é sugerida pela forte correlação negativa presente na Figura 6A, que é caracterizada pela entrada de Al no sítio tetraédrico balanceada pela incorporação de álcalis (Na, K) no sítio A, o que compensa as cargas. A substituição tschermackítica é também devida à combinação

de mudanças nos parâmetros de temperatura e pressão (Hollister et al., 1987; Schmidt, 1992). Caracteriza-se pela incorporação de Al^{VI} em substituição a cátions divalentes nos sítios M1-M3 ($\text{Si}^{\text{IV}} + \text{R}^2_{\text{M1-M3}} \leftrightarrow \text{Al}^{\text{IV}} + \text{Al}^{\text{VI}}$; Figura 6B). Os resultados analíticos e a distribuição catiônica de análises representativas do anfibólio são apresentados na Tabela 2.

Feldspatos

Os fenocristais de plagioclásio são raros (até 2% vol.) nas rochas andesíticas e abundantes no riodacito, dacito (atingindo até 20% vol.), tufo de cristais máfico e lapilli-tufo da Formação Sobreiro. Contudo, em quase todos os litotipos da fácies de fluxo de lava, o plagioclásio é o principal constituinte da matriz microlítica. Os microfenocristais de plagioclásio são predominantemente euédricos, têm granulação média e apresentam, quase sempre, geminação polissintética, por vezes de difícil reconhecimento óptico. Os fenocristais podem exibir zonamentos oscilatórios e, em sua maioria, estão parcial ou totalmente substituídos por epidoto, carbonato, clorita, feldspato potássico e sericita, produtos de metassomatismo potássico e de alteração propilítica. Os poucos grãos preservados mostram variações texturais com zonamento definido por mantos túrbidos e núcleos límpidos e textura em peneira, assim como variações composicionais amplas (Figura 7), típicas de rochas geradas em ambiente orogênico (Stewart et al., 1996). Nas rochas dacíticas e riodacíticas o núcleo dos grãos tem composições que variam entre andesina e andesina cálcica (An_{39-49}), ao passo que os micrólitos revelam composição albita ($\text{An}_{0,9}$). O andesito tem plagioclásio de composição transicional entre albita e oligoclásio ($\text{An}_{10,7-3,5}$), ao passo que o micrólito é albita ($\text{An}_{4,2}$). Por sua vez, os micrólitos constituintes do andesito basáltico são transicionais entre andesina e

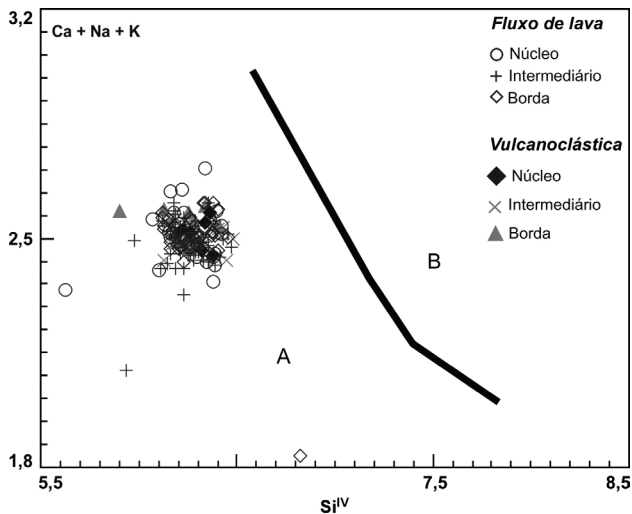


Figura 5. Diagrama $\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}$ versus Si^{IV} de Czamanske e Wones (1973) para as rochas da fácies de fluxo de lava e vulcanoclástica da Formação Sobreiro. A curva divide anfibiólitos magmáticos (campo A) dos anfibiólitos tardi a pós-magmáticos (campo B).

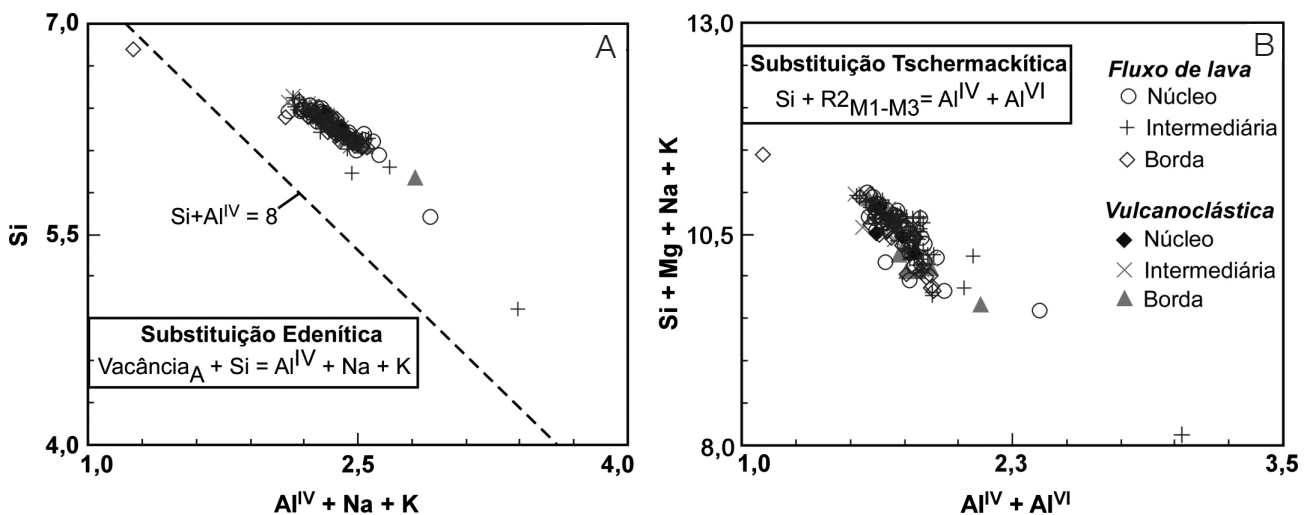


Figura 6. Diagramas binários mostrando as substituições em (A) Edenítica e (B) Tschermackítica para grãos de anfibólio das rochas das fácies de fluxo de lava e vulcanoclástica da Formação Sobreiro.

bytownita ($An_{70,4-39,6}$). O tufo de cristais máfico é caracterizado principalmente por andesina e labradorita sódica ($An_{53,8}$), com albita ($An_{1,6}$) subordinada e grãos de anortoclásio. Essa variação composicional expressiva provavelmente representa mistura entre as rochas intermediárias e evoluídas da fácies de fluxo de lava e, pelo menos em parte, podem ser devidas ao hidrotermalismo que afetou as rochas.

Os estudos experimentais de Sisson e Grove (1993) e Panjasawatwong et al. (1995) demonstraram que a cristalização de plagioclásio rico na molécula de anortita é controlada por razões extremamente altas de CaO/Na_2O (> 8) ou pelo alto conteúdo de H_2O (~ 6% vol.), ou ambos. Assim, a geração de cristais de plagioclásio rico em anortita de ambas as fácies da Formação Sobreiro não pode ser explicada pelas baixas razões CaO/Na_2O identificadas (Fernandes et al., 2011). A cristalização dessa fase favorece o enriquecimento de álcalis e sílica no líquido residual, o que é característico de séries cálcio-alcálicas e é consistente com o plagioclásio cálcico encontrado em muitas associações de arco magmático (Sisson e Grove, 1993). O alto conteúdo de H_2O deve ser, portanto, o responsável pela formação dos cristais mais anortíticos da Formação Sobreiro. A presença marcante de fase hidratada, representada pelo anfíbio, e o conteúdo importante de óxidos de Fe e Ti em quase todos os litotipos dessa fácies fortalecem essa interpretação.

O riodacito e o riolito da fácies de fluxo de lava da Formação Santa Rosa têm abundantes fenocristais de plagioclásio (até 20% vol.) e de feldspato potássico

(até 10% vol.). Quartzo e feldspato potássico são predominantes nos álcali-riolitos. Proporções semelhantes são encontradas nas rochas da fácies de ignimbritos, pórfiros graníticos, tufo de cristais félsico e lapilli-tufo. Comumente os grãos de feldspatos têm aspecto túrbido à luz natural, o que sugere se tratar de alteração pós-magmática, ou até mesmo intempélica, para argilominerais. Todos os cristais de plagioclásio dessas fácies são albita ($An_{0,2-10}$), com baixo conteúdo de ortoclásio. Grãos de feldspato potássico mostram ampla gama de composição entre anortoclásio e sanidina (Or_{16-98}), aspecto indicativo da presença de exsoluções pertíticas e/ou substituições metassomáticas/hidrotermais indistinguíveis opticamente.

De modo geral, as substituições mais importantes no plagioclásio são do tipo simples, $Na^{1+}_A \leftrightarrow Ca^{2+}$ (albíta-anortita) e $Al \leftrightarrow Si$, explicadas pela entrada de feldspatos na sequência de fracionamento (Figuras 8A e 8B). Metassomatismo potássico, localmente em estilo pervasivo, e sericitização pós-magmática foram verificados em algumas das amostras e, certamente, podem ter modificado a composição original de alguns cristais. Outra interpretação para as composições observadas nos feldspatos das rochas dessa unidade é que estes ocorrem de forma muito heterogênea e são possivelmente feldspatos distintos e não substituições em Si^{IV} , consequência de *gaps* composicionais (Figuras 8A e 8B). Análises representativas dos feldspatos das rochas das formações Sobreiro e Santa Rosa estão apresentadas na Tabela 3.

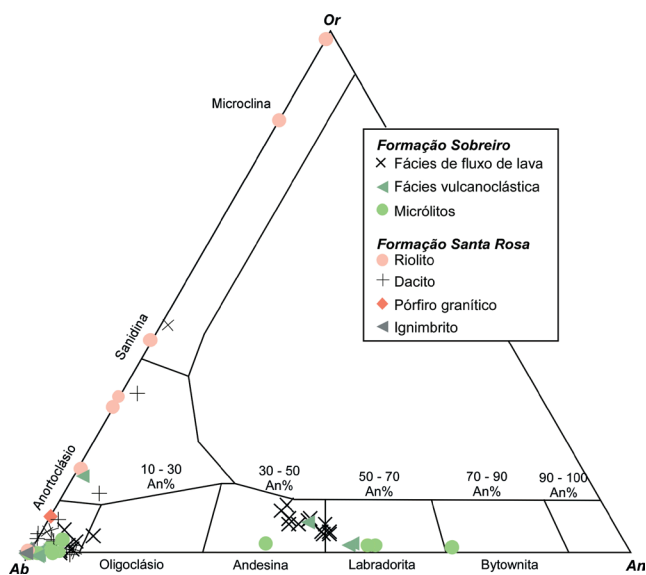


Figura 7. Diagrama Ab-An-Or (Deer et al., 1966) mostrando a composição dos fenocristais e de micrólitos de feldspatos dos litotipos das formações Sobreiro e Santa Rosa.

DISCUSSÃO

Estimativa de fugacidade de oxigênio (fO_2) e a relação com a evolução magmática

A fugacidade de oxigênio de um magma pode ser variável em função de sua fonte. Magmas graníticos com contribuição sedimentar geralmente são reduzidos, enquanto granitos do tipo-I são relativamente oxidados (Ishihara, 1998). Magmas altamente oxidados são comumente associados com limites de placas convergentes (Gill, 1981), enquanto magmas félsicos formados por fracionamento de magmas derivados do manto em zonas de *rift* são reduzidos (Loiselle e Wones, 1979).

Os dados isotópicos de Nd e geoquímicos das rochas estudadas, detalhadamente discutidos por Fernandes et al. (2011), suportam a indicação de que a Formação Sobreiro foi gerada sob condições altamente oxidantes em ambiente orogênico, a partir de magmas mantélicos que assimilaram fontes crustais arqueanas com posterior cristalização fracionada (AFC; DePaolo, 1981) de magnetita + augita + magneshastingsita nas rochas andesíticas, seguidos por zircão + plagioclásio nas dacíticas e riodacíticas. De fato,

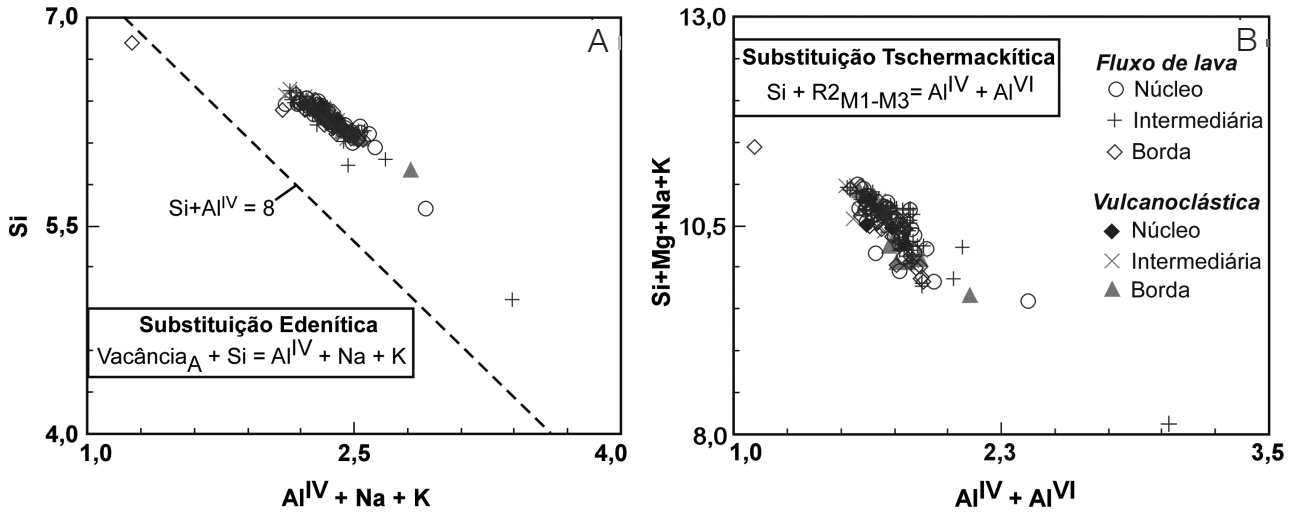


Figura 8. Diagramas que mostram as variações químicas que ocorrem no plagioclásio das rochas da Formação Sobreiro. (A) Relação $Na^{1+}_A = Ca^{2+}$, que apresenta que a quantidade de Na aumenta do núcleo para a borda em relação ao Ca; (B) Relação $Al = Si$, que exibe que a quantidade de Si aumenta do núcleo para a borda.

Tabela 3. Composição representativa dos feldspatos dos litotipos das formações Sobreiro e Santa Rosa.

Formação Sobreiro														
Rocha		Andesito basáltico			Andesito			Dacito			Tufo de cristais máfico			
Amostra		332			225			50a 50a 112b			81b 81b 85 85			
Análise		Micrólito Micrólito			C2PLAG-3 C2PLAG-4 Micrólito			C6PLAG-1 C6PLAG-3 Micrólito			C2PLAG-1 C2PLAG-2 C6PLAG-1 C6PLAG-2			
Localização		Núcleo Núcleo			Núcleo Borda Núcleo			Núcleo Borda Núcleo			Núcleo Borda Núcleo Borda			
SiO ₂		50,48	58,44	59,43	67,90	67,72	56,54	56,14	68,74	67,42	68,43	54,97	54,58	
TiO ₂		0,07	0,06	0,00	0,05	0,03	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	
Al ₂ O ₃		31,23	25,65	20,90	20,16	20,47	27,75	27,31	20,18	20,66	20,49	28,81	28,8	
Fe ₂ O ₃ ^t		0,96	1,10	1,61	0,00	0,11	0,50	0,53	0,17	0,00	0,00	0,40	0,34	
MnO		0,01	0,00	0,05	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,06	0,01	
MgO		0,17	0,37	5,52	0,00	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,10	0,02	0,02	
BaO		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,23	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
CaO		14,71	8,39	1,85	0,74	0,90	9,70	9,78	0,20	0,33	0,35	11,25	11,03	
Na ₂ O		3,30	6,86	8,56	11,37	11,25	5,38	5,22	12,02	11,32	11,49	5,13	5,18	
K ₂ O		0,17	0,30	0,05	0,11	0,27	0,60	0,63	0,06	0,05	0,04	0,30	0,26	
Total		101,12	101,20	98,01	100,37	100,82	100,77	99,72	101,45	99,84	100,93	101,01	100,36	
Distribuição catiônica (32 O)														
Si		9,14	10,39	10,79	11,84	11,78	10,11	10,13	11,86	11,80	11,84	9,84	9,82	
Al		6,66	5,37	4,46	4,14	4,19	5,84	5,80	4,10	4,25	4,17	6,07	6,12	
Fe ³⁺		0,13	0,14	0,22	0,00	0,01	0,06	0,07	0,02	0,00	0,00	0,05	0,04	
Ti		0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Mn		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	
Mg		0,04	0,09	1,49	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	
Ba		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Ca		2,85	1,59	0,36	0,14	0,16	1,85	1,89	0,03	0,06	0,06	2,15	2,12	
Na		1,15	2,36	3,01	3,84	3,79	1,86	1,82	4,02	3,84	3,85	1,78	1,81	
K		0,04	0,06	0,01	0,02	0,06	0,13	0,14	0,01	0,01	0,01	0,07	0,06	

Continua...

Tabela 3. Continuação.

Formação Sobreiro												
Rocha	Andesito basáltico		Andesito			Dacito			Tufo de cristais máfico			
Amostra	332		225			50a	50a	112b	81b	81b	85	85
Distribuição catiônica (32 O)												
Soma	20,04	20,05	20,37	20,00	20,03	19,92	19,89	20,08	19,99	19,99	20,00	20,01
AB	28,60	58,70	89,00	95,90	94,30	48,30	47,30	98,70	98,10	98,00	44,50	45,30
AN	70,40	39,60	10,70	3,50	4,20	48,10	49,00	0,90	1,60	1,70	53,80	53,20
OR	1,00	1,70	0,40	0,60	1,50	3,50	3,80	0,40	0,30	0,30	1,70	1,50

Formação Santa Rosa											
Rocha	Riodacito		Riolito		Ignimbrito				Pórfiro granítico		
Amostra	609	609	89	89	30b	30b	7d	7d	99b	99b	
Análise	C3PLAG-1	C3PLAG-2	C2ORTO-1	C2ORTO-2	Esferulito	Esferulito	C1PLAG-1	C1PLAG-4	C2PLAG-1	C2PLAG-3	
Localização	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda	
SiO ₂	64,64	65,65	64,61	64,71	66,34	67,63	67,65	67,88	69,42	68,70	
TiO ₂	0,00	0,02	0,05	0,00	0,08	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	
Al ₂ O ₃	22,09	21,26	18,38	18,20	19,23	19,24	19,62	19,36	19,62	20,06	
Fe ₂ O ₃	0,17	0,12	0,00	0,03	0,30	0,16	0,17	0,26	0,11	0,00	
MnO	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
MgO	0,04	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	
BaO	0,00	0,00	0,30	0,28	0,06	0,07	0,13	0,00	0,00	0,00	
CaO	2,08	1,73	0,00	0,00	0,06	0,12	0,04	0,00	0,06	0,03	
Na ₂ O	9,50	10,13	0,14	0,15	6,68	7,97	11,24	11,44	11,78	11,60	
K ₂ O	0,54	0,31	16,76	16,94	6,83	5,02	0,04	0,07	0,04	0,04	
Total	99,07	99,30	100,28	100,34	99,64	100,25	98,91	99,08	101,06	100,46	
Distribuição catiônica (32 O)											
Si	11,46	11,60	11,96	11,98	11,91	11,98	11,94	11,96	11,99	11,93	
Al	4,61	4,42	4,01	3,97	4,06	4,01	4,08	4,02	3,99	4,10	
Fe ³⁺	0,02	0,01	0,00	0,00	0,04	0,02	0,02	0,03	0,01	0,00	
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Mg	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Ba	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Ca	3,39	0,32	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	
Na	3,26	3,47	0,05	0,05	2,32	2,73	3,84	3,91	3,94	3,91	
K	0,12	0,07	3,96	4,00	1,56	1,13	0,01	0,01	0,01	0,00	
Soma	22,90	19,93	20,02	20,04	19,95	19,92	19,92	19,96	19,97	19,96	
AB	86,30	89,70	1,30	1,40	59,60	70,20	99,50	99,60	99,40	99,60	
AN	10,50	8,50	0,00	0,00	0,30	0,60	0,20	0,00	0,30	0,20	
OR	3,20	1,90	98,70	98,60	40,10	29,10	0,30	0,40	0,30	0,20	

a identificação de cristais anédricos de feldspato potássico envolvendo os micrólitos de plagioclásio na matriz dessas rochas sugere importante aporte de potássio, provavelmente da crosta continental superior (Juliani e Fernandes, 2010), o que justifica a assinatura de alto potássio para essa unidade. As rochas da Formação Santa Rosa evoluíram por meio

da cristalização fracionada de zircão + apatita + óxidos de Fe e Ti + feldspatos, com a participação subordinada de biotita a partir de fontes crustais arqueanas, provavelmente sob condições de oxidação intermediária a baixa.

Baixas razões de FeOt/(FeOt + Mg), tanto em rocha total quanto em minerais ferromagnesianos, são indicativas de

cristalizações em elevada fO_2 , que comumente resultam em suítes de rochas com magnetita (Anderson e Smith, 1995; Frost et al., 2001). Condições de cristalização altamente oxidantes são registradas pelo diagrama $FeOt/(FeOt + Mg)$ versus Al^{IV} (Anderson e Smith, 1995) para os anfibólios das rochas estudadas (Figura 9 e Tabela 2). Essa hipótese é reforçada pelos dados petrográficos que mostram a ocorrência expressiva de magnetita magmática nessas rochas (Juliani e Fernandes, 2010) e pela composição do anfibólio apresentados neste trabalho. Todos os cristais de anfibólio das rochas das fácies de fluxo de lava e vulcanoclástica da Formação Sobreiro têm razão $FeOt/(FeOt + Mg)$ no intervalo 0,347 a 0,199, em correlação positiva com Al^{IV} , compatível com um *trend* de diferenciação magmática. Esses valores são muito baixos quando comparados com aqueles de anfibólios de rochas do tipo A, usualmente relativamente reduzidos, como os maciços Cigano e Antônio Vicente, e aqueles de estado intermediário de oxidação, como o Maciço Jamon, presentes nas áreas do Xingu e de Carajás (Dall'Agno et al., 2005; Teixeira et al., 2005).

Com o aumento da diferenciação ocorrem variações nas razões $FeOt/(FeOt + Mg)$ do clinopiroxênio (0,19 – 0,34) das rochas das fácies de fluxo de lava e vulcanoclástica da Formação Sobreiro, o que sugere que houve mudanças nas condições de fO_2 do magma gerador, mesmo permanecendo elevadas. O mesmo comportamento é observado nas razões Fe/Mg dos anfibólios. Isso é sugestivo de cristalização contínua do magma em diferentes níveis crustais, desde a área fonte na base da crosta até a consolidação total da lava na superfície. Essas características também podem refletir afundamento dos fenocristais em cristalização para níveis mais profundos da câmara magmática em função de convecções geradas pela recarga de magma e subsequentes transportes para níveis mais rasos. Essa flutuação na fO_2 pode ainda ser potencializada pela cristalização inicial de uma fase anidra, como o clinopiroxênio presente nas rochas. Assim, com o curso da cristalização fracionada, ocorre um aumento considerável da aH_2O , que pode chegar a níveis compatíveis com a formação de anfibólio, o que sugere condições não tamponadas na câmara magmática.

Geotermobarometria

Termobarômetro em equilíbrio clinopiroxênio-líquido

A composição química dos fenocristais de clinopiroxênio de rochas da fácies de fluxo de lava da Formação Sobreiro obtidos por microsonda eletrônica permitem estimar a temperatura e pressão de formação dessa fase. Para tanto, foram utilizadas as equações de dois modelos de equilíbrio clinopiroxênio-líquido desenvolvidos por Putirka et al. (2003) para rochas hidratadas, e por Putirka (2008), que representa a recalibração do termobarômetro com base no particionamento

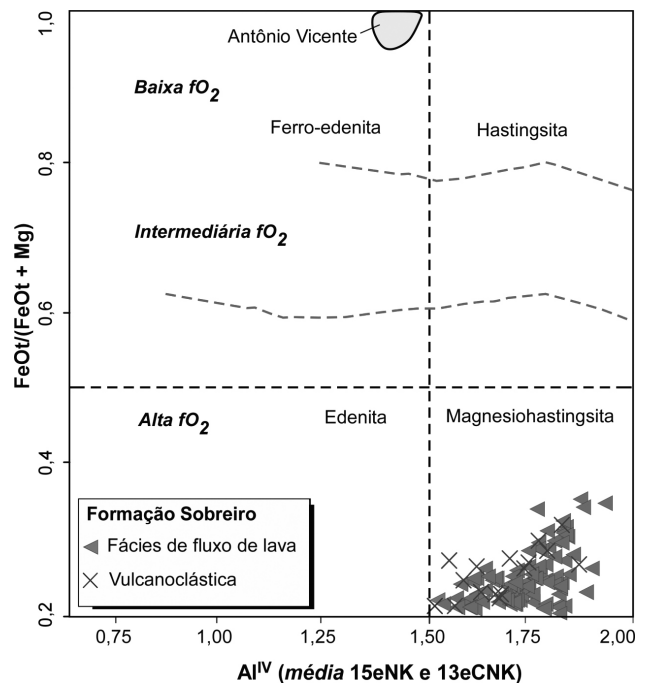


Figura 9. Diagrama $FeOt/(FeOt + Mg)$ versus Al^{IV} para anfibólios das rochas das fácies de fluxo de lava e vulcanoclástica da Formação Sobreiro. O campo do Maciço Granitoide Antônio Vicente da região de São Félix do Xingu (Teixeira et al., 2002) está indicado pela área cinza, as linhas pretas tracejadas distinguem os anfibólios segundo a classificação de Leake et al. (1997) e as cinzas separam os estados de oxidação para os intervalos (Anderson e Smith, 1995).

do Al entre o clinopiroxênio e o líquido. Para esses cálculos, é necessária a determinação da composição original do magma, que pode ser obtida com a análise de vidro vulcânico da matriz da rocha em microsonda eletrônica. Em função da inexistência de vidro nas rochas, foram utilizadas as análises em rocha total de Fernandes et al. (2011) para os cálculos das mesmas rochas que tiveram seus fenocristais estudados. As texturas de equilíbrio entre os cristais de clinopiroxênio e a matriz das rochas sustentam essa correlação, critério definido por Putirka (2008) e previsto no modelo.

Os resultados de pressão e temperatura calculados para o núcleo e a borda dos fenocristais de clinopiroxênio são apresentados na Tabela 4. Os resultados de temperatura mostram-se próximos entre as calibrações apresentadas, com intervalo entre 1.249,8 e 1.082,7 °C (maioria > 1.100 °C) para o núcleo dos cristais, desde o andesito basáltico até o dacito, ao passo que para a borda tem intervalo entre 1.248,2 e 1.129,7 °C, o que sugere discreta diminuição da temperatura com a diferenciação magmática governada por cristalização fracionada. Os núcleos dos fenocristais da maioria das amostras revelam temperaturas

Tabela 4. Temperaturas e pressões de cristalização estimadas para grãos de clinopiroxênio de rochas da fácies de fluxo de lava da Formação Sobreiro.

Amostra	Análise	Rocha	Putirka et al. (2003)		Putirka (2008)	
			T (°C)	P (kbar)	P (kbar) ^a	T (°C) ^b
50a	Núcleo	Dacito	1082,7	4,5	8,9	1141,0
112b	Núcleo	Andesito	1176,1	10,9	14,1	1206,0
215	Núcleo	Andesito	1180,6	9,4	11,9	1223,0
332	Núcleo	Andesito basáltico	1230,0	13,0	15,6	1249,8
50a	Borda	Dacito	1129,7	11,0	14,8	1185,0
112b	Borda	Andesito	1183,0	11,8	17,5	1153,3
215	Borda	Andesito	1184,3	8,8	12,1	1197,7
332	Borda	Andesito basáltico	1237,6	13,8	17,4	1248,2

a = 32c e b = 32d são as equações mais precisas elaboradas e detalhadas por Putirka (2008).

sistematicamente menores que as das bordas no termômetro de Putirka et al. (2003), uma vez que a calibração de Putirka (2008) evidencia variações maiores. Esse fato pode indicar que, durante a geração dessa associação vulcânica, as câmaras magmáticas foram periodicamente aquecidas, provavelmente devido à recarga de magma. Em relação à pressão, as estimativas são mais variáveis e podem indicar cristalização em diferentes níveis de colocação e/ou geração de cristais a partir de diferentes pulsos magmáticos que constroem as erupções vulcânicas efusivas (Aldanmaz, 2006). Os grãos de clinopiroxênio mostram intervalo de 17,5 a 4,5 kbar quando analisados em conjunto, com aumento da pressão do núcleo dos grãos para a borda, desde o andesito basáltico até o dacito, possivelmente vinculado a movimentações na câmara magmática durante as etapas de realimentação. É interessante notar que o valor calculado de 4,5 kbar para um cristal de clinopiroxênio de dacito no barômetro de Putirka et al. (2003) se superpõe a pressões obtidas para o anfibólio, o que indica condições para a geração concomitante das fases. E, de fato, somente em rochas dacíticas foram observados cristais de clinopiroxênio e anfibólio.

Geobarometria Al_{Total} em anfibólio

A composição dos fenocristais de anfibólio de rochas das fácies de fluxo de lava e vulcanoclástica da Formação Sobreiro permitem estimar as pressões baseadas no conteúdo de Al_{Total} em anfibólio (Hammarstrom e Zen, 1986; Hollister et al., 1987; Johnson e Rutherford, 1989; Schmidt, 1992). Os resultados obtidos com as diferentes calibrações são apresentados na Tabela 5. Os barômetros

Tabela 5. Pressões de cristalização estimadas com base no conteúdo de Al_{Total} em anfibólio das rochas fácies de fluxo de lava e vulcanoclástica da Formação Sobreiro.

Amostra	Análise	Rocha	HZ86 (kbar)	H87 (kbar)	JR89 (kbar)	S92 (kbar)
109	Núcleo	Andesito	5,6	5,9	4,6	6,0
78	Núcleo	Andesito	6,8	7,3	5,6	7,2
225	Núcleo	Andesito	5,2	5,5	4,2	5,6
122a	Núcleo	Andesito	6,6	7,0	5,3	6,9
85	Núcleo	Tufo	6,6	7,0	5,4	6,9
109	Borda	Andesito	5,1	5,3	4,1	5,5
78	Borda	Andesito	7,2	7,8	5,9	7,5
225	Borda	Andesito	5,5	5,9	4,5	5,9
122a	Borda	Andesito	7,1	7,6	5,8	7,4
85	Borda	Tufo	6,8	7,3	5,6	7,1

HZ86 = Hammarstrom e Zen (1986); H87 = Hollister et al. (1987); JR89 = Johnson e Rutherford (1989) e S92 = Schmidt (1992).

mostram resultados no intervalo de 7,8 a 4,1 kbar para as rochas da fácies de fluxo de lava e de 7,3 a 5,4 kbar para o tufo da fácies vulcanoclástica. Esses valores são consideravelmente inferiores àqueles obtidos para os cristais de clinopiroxênio, o que pode estar indicando entrada posterior de anfibólio no fracionamento magmático, já em níveis crustais relativamente mais rasos. Mesmo assim, os dados sugerem, em função da superposição dos intervalos de pressão, que ainda poderia estar ocorrendo segregação de clinopiroxênio nas rochas dacíticas. Porém, a possível herança de cristais de clinopiroxênio de magmas menos evoluídos não pode ser descartada e a pressão calculada pode ter sido afetada pelas substituições isomórficas, (fO_2 do magma gerador), voláteis e pela composição do magma (Hollister et al., 1987).

Implicações petrogenéticas

Dados isotópicos de Nd (idades modelo entre 2,49 e 3,00 Ga; e ϵNd entre -10,05 e -4,56) sugerem que as rochas da Formação Sobreiro se originaram por mistura de fontes mantélicas paleoproterozoicas e componentes crustais arqueanos constituintes da Província Mineral de Carajás (Fernandes et al., 2011) e não devem representar a diferenciação crosta/manto, tampouco sustentam a interpretação da anatexia exclusivamente de crosta continental arqueana para a formação dessa unidade (Teixeira et al., 2002). As rochas da Formação Santa Rosa podem ter sido originadas por várias fontes crustais arqueanas, com possível assimilação/contribuição de componentes mantélicos, o que é consistente com as idades modelo mais novas (2,56 – 2,71 Ga) e com o modelamento petrogenético feito por Fernandes et al. (2011).

Os dados de química mineral fornecem subsídios para testar a influência petrológica do modelo supracitado. Os cálculos de pressão de cristalização e as características petrográficas sugerem que as rochas intermediárias têm origem polibárica e são produtos compostos por mais de um estágio petrogenético, incluindo acumulação, assimilação crustal, hibridização e diferenciação governada por cristalização fracionada até a total consolidação da lava em superfície. Isso é evidente a partir de variações de composição em fenocristais individuais, principalmente de clinopiroxênio e anfibólio, bem como de pressões de cristalização consideravelmente variáveis em ambos os conjuntos. As pressões calculadas neste estudo foram convertidas em valores de profundidade com base na estimativa de Spear (1995). Os cristais de clinopiroxênio das rochas da fácies de fluxo de lava da Formação Sobreiro mostram formação em um intervalo de 58 a 17,5 km (17,5 – 4,5 kbar) de profundidade, ao passo que o anfibólio das rochas da fácies de fluxo de lava e vulcanoclástica iniciaram a cristalização em níveis consideravelmente mais rasos, com superposição entre ambos e com intervalo de 28 a 15 km (7,8 – 4,1 kbar) de profundidade, o que pode ser explicado pelo início da saturação em água no líquido magmático.

Dados experimentais e modelamentos numéricos detalhados foram utilizados para a geração do esquema apresentado na Figura 10, que explica a formação de magmas intermediários e relativamente félsicos em ambiente diretamente relacionado à subducção (Annen et al., 2006; Mattioli et al., 2006; Cameron et al., 2010). Nesse modelo, basaltos hidratados gerados a partir da fusão parcial da cunha mantélica são colocados como uma sucessão de soleiras na crosta inferior, o que gera uma zona quente em crosta profunda. A modelagem numérica dessas zonas quentes apontam para duas principais fontes de fusões a partir dessa região para câmaras magmáticas ainda mais rasas: a) a cristalização parcial dessas soleiras de basalto que produz líquidos residuais ricos em água e mais evoluídos; e b) a fusão parcial das rochas crustais preexistentes que estão em contato direto. A água e o calor transferidos pelo basalto em cristalização promovem a fusão parcial das rochas encaixantes, que podem ser rochas metaígneas e metassedimentares do embasamento e até basaltos mais antigos. Uma vez segregados esses magmas mais evoluídos da zona quente, sua ascensão por diques é considerada rápida em função de sua baixa viscosidade. Os autores admitem que a diversidade química identificada em rochas de arco magmático é proveniente dessa mistura de componentes mantélicos e crustais e que a diversidade textural é oriunda da cristalização em níveis mais rasos. Assim, esse modelo petrológico pode explicar fisicamente a interação entre magmas oxidados predominantemente mantélicos paleoproterozoicos na região de São Félix do Xingu, geradores dos litotipos da Formação Sobreiro, com a crosta arqueana da Província Mineral de Carajás.

CONCLUSÃO

Os dados de composição, as características químicas e a geotermobarometria dos fenocristais de clinopiroxênio, anfibólio e plagioclásio das rochas das fácies de fluxo de lava e vulcanoclástica da Formação Sobreiro apontam para uma evolução polibárica relacionada a arco magmático continental, em condições variáveis, mas altamente oxidadas, as quais permaneceram até a total cristalização do fluxo ígneo, o que reforça as interpretações baseadas na geoquímica já realizada.

A composição cálcio-alcalina de alto potássio das rochas intermediárias sugere uma geração em um arco magmático continental associado a uma zona de subducção. Entretanto, não há indícios geológicos ou geofísicos que suportem a presença de um arco magmático associado à subducção na região do Xingu a ~ 1,87 Ga, o que, juntamente com os dados de isótopos de Nd, da distribuição das rochas magmáticas vulcânicas e plutônicas e das mineralizações magmáticas-hidrotermais na parte Sul do Cráton Amazônico, levou Fernandes et al. (2011) a considerarem sua geração como associada a um evento de *flat subduction* vinculado a uma subducção mais ao sul da área. Nesse contexto, as estimativas de temperaturas e pressões sugerem que o magma gerado pela fusão parcial da cunha mantélica foi colocado na crosta inferior em uma zona quente, onde, por sua vez, interagiu e formou fusões de composições intermediárias e félsicas em níveis mais rasos na crosta. Esses magmas, ao alcançarem a superfície, podem ter gerado os litotipos da Formação Sobreiro, que petrogeneticamente mostram evidências de contribuição crustal adquirida em um processo semelhante ao de mistura, assimilação, armazenamento e hibridização dos sistemas químico e isotópico (Hildreth e Moor bath, 1988). Esses resultados podem explicar a assinatura geoquímica comumente cálcio-alcalina de alto potássio caracterizada nas áreas de ocorrência de vulcanismo máfico-intermediário paleoproterozoico do Cráton Amazônico (Lamarão et al., 2002; Juliani et al., 2005; Ferron et al., 2010). As texturas dos cristais de anfibólio com bordas de reação que resultam em uma assembleia de minerais anidros e a presença de rochas vulcanoclásticas sugerem modificações no conteúdo de água do sistema e oscilação na fO_2 .

Por sua vez, a litoquímica e as composições dos feldspatos da Formação Santa Rosa são indicativos de fontes predominantemente crustais para formação do magma que gerou seus litotipos de caráter extremamente evoluído. Essas características geoquímicas são típicas de magmatismo félsico intraplaca e são muito semelhantes àquelas descritas para as rochas formadas pelo magmatismo anorogênico bem descrito no Cráton Amazônico (Dall'Agnol et al., 1994; Dall'Agnol et al., 1999; Teixeira et al., 2005). Dessa forma, pode-se considerar que o magmatismo predominantemente fissural que gerou as rochas da Formação Santa Rosa foi formado após a

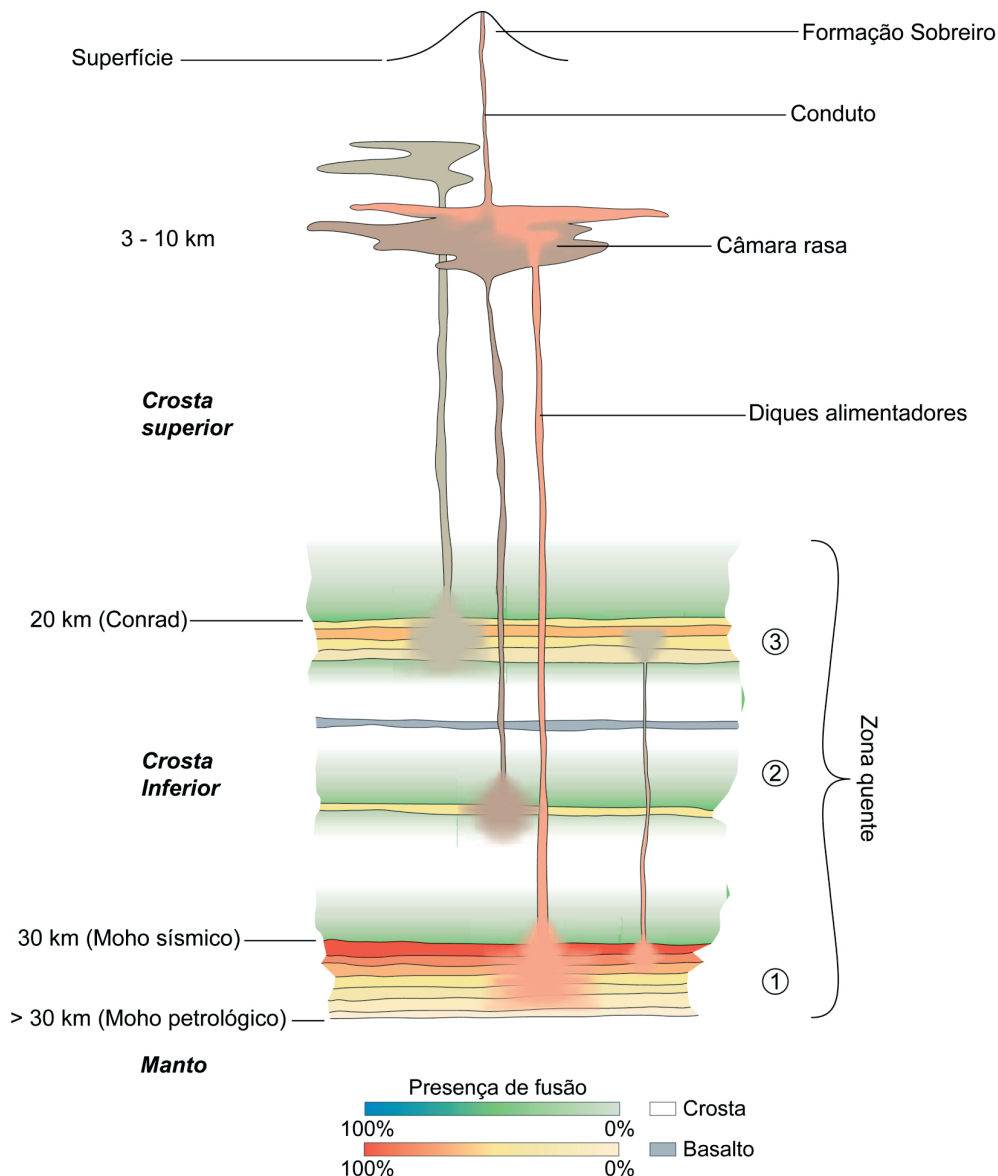


Figura 10. Diagrama esquemático conceitual (sem escala) da zona quente, segundo Annen et al. (2006), que mostra a possível influência na geração da Formação Sobreiro em superfície. Soleiras de magma basáltico derivado do manto são injetadas em variáveis profundidades, incluindo (1) o Moho, (2) a crosta inferior e (3) a descontinuidade de Conrad entre as crostas inferior e superior. Líquidos ascendem a partir da zona quente para câmaras rasas, deixando para trás restitos. Líquidos residuais e crustais de diferentes porções da zona quente podem se misturar antes da subida ou dentro da câmara.

orogénia que resultou na formação das rochas intermediárias da Formação Sobreiro, procedendo em rochas do tipo A, tanto vulcânicas como subvulcânicas, na região do Xingu.

AGRADECIMENTOS

Os autores deste trabalho agradecem a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES–

Processo nº 0096/05-9) e o Conselho Nacional de Desenvolvimento Técnico e Científico (CNPq – Processos nº 555066/2006-1, nº 306130/2007-6 e nº 475164/2011-3) pelo apoio financeiro; a Universidade Federal do Pará (UFPA) pela concessão de bolsa de iniciação científica para a primeira autora; e ao técnico Marcos Mansueto, do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, pelo apoio na realização das análises no Laboratório de Microsonda Eletrônica. Agradecemos

também aos dois revisores pelos comentários e críticas úteis e construtivas, que melhoraram significativamente o texto. Este trabalho é uma contribuição ao projeto INCT Geociências da Amazônia (Processo CNPq/MCT/ FAPESPA nº 573733/2008-2).

REFERÊNCIAS

- Aldanmaz, E. (2006). Mineral-Chemical Constraints on the Miocene Calc-alkaline and Shoshonitic Volcanic Rocks of Western Turkey: Disequilibrium Phenocryst Assemblages as Indicators of Magma Storage and Mixing Conditions. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 15, 47-73.
- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B., Fuck, R. A. (1981). Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth Science Reviews*, 17(1-2), 1-29.
- Anderson, J. L., Smith, D. R. (1995). The effects of temperature and fO₂ on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist*, 80, 549-559.
- Annen, C., Blundy, J. D., Sparks, R. S. J. (2006). The Genesis of Intermediate and Silicic Magmas in Deep Crustal Hot Zones. *Journal of Petrology*, 47(3), 505-539.
- Brito Neves, B. B. (1999). América do Sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrescionário andino. *Revista Brasileira de Geociências*, 29, 379-392.
- Buckley, V., Sparks, R., Wood, B. (2006). Hornblende dehydration reactions during magma ascent at Soufrière Hills Volcano, Montserrat. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 151(2), 121-140.
- Cameron, E., Gamble, J., Price, R., Smith, I., McIntosh, W., Gardner, M. (2010). The petrology, geochronology and geochemistry of Hauhungatahi volcano, S.W. Taupo Volcanic Zone. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 190(1-2), 179-191.
- Caputo, M. V., Rodrigues, R., Vasconcelos, D. N. N. (1972). Nomenclatura Estratigráfica da Bacia do Amazonas: História e Atualização. *XXVI Congresso Brasileiro de Geologia*, v. 3, 35-46. Belém: SBG.
- Czamanske, G. K., Wones, D. R. (1973). Oxidation During Magmatic Differentiation, Finnmarka Complex, Oslo Area, Norway: Part 2, The Mafic Silicates. *Journal of Petrology*, 14(3), 349-380.
- Dall'Agnol, R., Costi, H. T., da S. Leite, A. A., de Magalhaes, M. S., Teixeira, N. P. (1999). Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. *Precambrian Research*, 95(1-2), 9-39.
- Dall'Agnol, R., Lafon, J. M., Macambira, M. J. B. (1994). Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. *Mineralogy and Petrology*, 50(1-3), 113-138.
- Dall'Agnol, R., Teixeira, N. P., Ramo, O. T., Moura, C. A. V., Macambira, M. J. B., Oliveira, D. C. (2005). Petrogenesis of the Paleoproterozoic rapakivi A-type granites of the Archean Carajas metallogenic province, Brazil. *Lithos*, 80(1-4), 101-129.
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J. (1966). *An Introduction to the Rock-Forming Minerals* (13a ed.). London: Longmans, Green and Co.
- DePaolo, D. J. (1981). Trace element and isotopic effects of combined wall rock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, 53(2), 189-202.
- Feio, G. R. L., Dall'Agnol, R., Dantas, E. L., Macambira, M. J. B., Santos, J. O. S., Althoff, F. J., Soares, J. E. B. (2013). Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: Implications for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, 227(0), 157-185.
- Fernandes, C. M. D., Juliani, C., Monteiro, L. V. S., Lagler, B., Echeverri Misas, C. M. (2011). High-K calc-alkaline to A-type fissure-controlled volcano-plutonism of the São Félix do Xingu region, Amazonian craton, Brazil: Exclusively crustal sources or only mixed Nd model ages? *Journal of South American Earth Sciences*, 32(4), 351-368.
- Ferron, J. M. T. M., Bastos Neto, A. C., Lima, E. F., Nardi, L. V. S., Costi, H. T., Pierosan, R., Prado, M. (2010). Petrology, geochemistry, and geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks (1.89–1.88 Ga) of the Pitinga Province, Amazonian Craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(2), 483-497.
- Foden, J. D., Green, D. H. (1992). Possible role of amphibole in the origin of andesite: some experimental and natural evidence. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 109(4), 479-493.

- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J., Frost, C. D. (2001). A Geochemical Classification for Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, 42(11), 2033-2048.
- Gill, J. B. (1981). *Orogenic Andesites and Plate Tectonics* (1a ed.). New York: Springer Berlin Heidelberg.
- Hammarstrom, J. M., Zen, E. A. (1986). Aluminum in hornblende; an empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, 71(11-12), 1297-1313.
- Hildreth, W., Moorbath, S. (1988). Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98(4), 455-489.
- Hollister, L. S., Grisson, G. C., Peters, E. K., Stowell, H. H., Sisson, V. B. (1987). Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, 72, 231-239.
- Hurley, P. M., Almeida, F. F. M., Melcher, G. E., Cordani, U. G., Rand, J. R., Kawashita, K., Vandomos, P., Pinson Jr., W. H., Fairbarn, H. W. (1967). Test of continental drift by means of radiometric ages. *Science*, 157(3788), 495-500.
- Ishihara, S. (1998). Granitoid Series and Mineralization in the Circum-Pacific Phanerozoic Granitic Belts. *Resource Geology*, 48(4), 219-224.
- Jesus, A. J. C., Fernandes, C. M. D., Cruz, R. S., Nascimento, T. S., Juliani, C., Misas, C. M. E., Lagler, B. (2013). Geologia e potencial metalogenético das rochas Arqueanas da região de Vila Tancredo, norte de São Félix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás. *III Simpósio Brasileiro de Metalogenia*. Gramado: UFRGS. CD-ROM.
- Johnson, M. C., Rutherford, M. J. (1989). Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, 17(9), 837-841.
- Juliani, C., Fernandes, C. M. D. (2010). Well-preserved Late Paleoproterozoic volcanic centers in the São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 191(3-4), 167-179.
- Juliani, C., Fernandes, C. M. D., Monteiro, L. V. S., Misas, C. M. E., Lagler, B. (2009). Possível zonamento metalogenético associado ao evento vulcano-plutônico de ~2,0 a 1,88 Ga na parte sul do Cráton Amazônico. *II Simpósio Brasileiro de Metalogenia*. Gramado: UFRGS. CD-ROM.
- Juliani, C., Rye, R. O., Nunes, C. M. D., Snee, L. W., Correa Silva, R. H., Monteiro, L. V. S., Bettencourt, J. S., Neumann, R., Neto, A. A. (2005). Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints. *Chemical Geology*, 215(1-4), 95-125.
- Kennedy, A. K., Grove, T. L., Johnson, R. W. (1990). Experimental and major element constraints on the evolution of lavas from Lihir Island, Papua New Guinea. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104(6), 722-734.
- Lagler, B., Juliani, C., Fernandes, C. M. D. (2008). Geologia e petrografia do vulcano-plutonismo da região de Vila Tancredo, NE de São Félix do Xingu (PA), Cráton Amazônico: Índícios de ash-flow caldera paleoproterozóica. *IV Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados*. Foz do Iguaçu: Coluna do Saber. CD-ROM.
- Lamarão, C. N., Dall'Agnol, R., Lafon, J. M., Lima, E. F. (2002). Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, 119(1-4), 189-223.
- Latt, R. G., Wooley, A. R. (1986). The mafic mineralogy of the peralkalic syenites and granites of the Mulanje complex, Malawi. *Mineralogical Magazine*, 50, 85-99.
- Le Bas, M. J. (1962). The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *American Journal of Science*, 260(4), 267-288.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W., Guo, Y. (1997). Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *American Mineralogist*, 82(9-10), 1019-1037.
- Loiselle, M. C., Wones, D. R. (1979). Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geological Society of America Abstracts*, 11, 468.

- Macambira, E. M. B., Ferreira Filho, C. F. (2002). Fracionamento magmático dos corpos máficos-ultramáficos da Suíte Intrusiva Cateté. In: E. L. Klein, M. L. Vasquez, L. T. Rosa-Costa (Eds.), *Contribuições à Geologia da Amazônia* (2a ed., v. 1, 318). Belém: SBG.
- Macambira, E. M. B., Vale, A. G. 1997. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. São Félix do Xingu. Folha SB-22-Y-B. Estado do Pará, CPRM, Brasília.
- Mattioli, M., Renzulli, A., Menna, M., Holm, P. M. (2006). Rapid ascent and contamination of magmas through the thick crust of the CVZ (Andes, Ollagüe region): Evidence from a nearly aphyric high-K andesite with skeletal olivines. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 158(1-2), 87-105.
- Moore, G., Carmichael, I. S. E. (1998). The hydrous phase equilibria (to 3 kbar) of an andesite and basaltic andesite from western Mexico: constraints on water content and conditions of phenocryst growth. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 130(3-4), 304-319.
- Morimoto, N. (1989). Nomenclature of pyroxenes. *The Canadian Mineralogist*, 27(1), 143-156.
- Panjasawatwong, Y., Danyushevsky, L., Crawford, A., Harris, K. (1995). An experimental study of the effects of melt composition on plagioclase-melt equilibria at 5 and 10 kbar: implications for the origin of magmatic high-An plagioclase. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 118(4), 420-432.
- Parat, F., Dungan, M. A., Lipman, P. W. (2005). Contemporaneous Trachyandesitic and Calc-alkaline Volcanism of the Huerto Andesite, San Juan Volcanic Field, Colorado, USA. *Journal of Petrology*, 46(5), 859-891.
- Putirka, K. D. (2008). Thermometers and Barometers for Volcanic Systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69(1), 61-120.
- Putirka, K. D., Mikaelian, H., Ryerson, F., Shaw, H. (2003). New clinopyroxene-liquid thermobarometers for mafic, evolved, and volatile-bearing lava compositions, with applications to lavas from Tibet and the Snake River Plain, Idaho. *American Mineralogist*, 88(10), 1542-1554.
- Richard, L. R., 1995. Minpet Software. Mineralogical and Petrological data processing system, Minpet 2.02 for Windows, Canadá.
- Santos, J. O. S., Hartmann, L. A., Gaudette, H. E., Groves, D. I., McNaughton, N. J., Fletcher, I. R. (2000). A New Understanding of the Provinces of the Amazon Craton Based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology. *Gondwana Research*, 3(4), 453-488.
- Scaillet, B., Evans, B. W. (1999). The 15 June 1991 Eruption of Mount Pinatubo. I. Phase Equilibria and Pre-eruption P-T-fO₂-fH₂O Conditions of the Dacite Magma. *Journal of Petrology*, 40(3), 381-411.
- Schmidt, M. W. (1992). Amphibole composition in tonalites as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110, 304-310.
- Sisson, T. W., Grove, T. L. (1993). Experimental investigations of the role of H₂O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113(2), 143-166.
- Spear, F. S. (1995). *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths* (2a ed.). Washington: Mineralogical Society of America.
- Stewart, R. B., Price, R. C., Smith, I. E. M. (1996). Evolution of high-K arc magma, Egmont volcano, Taranaki, New Zealand: evidence from mineral chemistry. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 74(3-4), 275-295.
- Tassinari, C. C. G., Macambira, M. J. B. (1999). Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22, 174-182.
- Teixeira, N. P., Bettencourt, J. S., Dall'Agnol, R., Moura, C. A. V., Fernandes, C. M. D., Pinho, S. C. C. (2005). Geoquímica de granitos Paleoproterozóicos da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, Província Estanífera do Sul do Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, 35(2), 217-226.
- Teixeira, N. P., Bettencourt, J. S., Moura, C. A. V., Dall'Agnol, R., Macambira, E. M. B. (2002). Archean crustal sources for Paleoproterozoic tin-mineralized granites in the Carajas Province, SSE Para, Brazil: Pb-Pb geochronology and Nd isotope geochemistry. *Precambrian Research*, 119(1-4), 257-275.
- Yoder, H. S. J., Tilley, C. E. (1962). Origin of Basalt Magmas: An Experimental Study of Natural and Synthetic Rock Systems. *Journal of Petrology*, 3(3), 342-532.