



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 553

**ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS ASSOCIADAS ÀS
ROCHAS MÁFICO-CARBONATÍTIAS DO DEPÓSITO DE
FOSFATO SERRA DA CAPIVARA, REGIÃO DE VILA
MANDI (PA), EXTREMO SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO**

Dissertação apresentada por:

DANILO AMARAL STRAUSS VIEIRA

Orientador: Prof. Dr. Carlos Marcello Dias Fernandes (UFPA)

**BELÉM
2019**

**Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP) de acordo com ISBD
Sistema de Bibliotecas da Universidade Federal do Pará
Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)**

V657a Vieira, Danilo Amaral Strauss
Alterações hidrotermais associadas às rochas máfico-carbonáticas
do depósito de fosfato Serra da Capivara, região de Vila Mandi (PA),
extremo sul do Cráton Amazônico / Danilo Amaral Strauss Vieira. —
2019.
xv, 62 f. : il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. Carlos Marcello Dias Fernandes
Coorientador(a): Me. Bruno Lagler
Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-Graduação em Geologia
e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do
Pará, Belém, 2019.

1. Metalogenia - Pará. 2. Elementos Terras Raras. 3. Fosfato. I. Título.

CDD 553.1098115



Universidade Federal do Pará

Instituto de Geociências

Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS ASSOCIADAS ÀS
ROCHAS MÁFICO-CARBONATÍICAS DO DEPÓSITO DE
FOSFATO SERRA DA CAPIVARA, REGIÃO DE VILA
MANDI (PA), EXTREMO SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR:

DANILO AMARAL STRAUSS VIEIRA

**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de
GEOLOGIA**

Data de Aprovação: 14 / 07 / 2019

Banca Examinadora:

Prof. Carlos Marcello D. Fernandes
Orientador – UFPA

Prof.ª Carolina Penteado Natividade Moreto
Membro – UNICAMP

Prof. Raimundo Neto N. Villas
Membro - UFPA

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus por tudo que tem proporcionado na minha vida;

À minha família por todo o apoio e amor oferecido;

A minha namorada Camila Lima por ser uma pessoa tão especial que sempre esteve ao meu lado;

Ao meu orientador Professor Carlos Marcello Dias Fernandes pela amizade, por todos os ensinamentos, o apoio, a paciência, por ter acreditado em mim para realizar este trabalho e por todas as “geladas” que pagou durante as viagens de campo;

À Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências e ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica pela vaga de mestrado e toda a infraestrutura disponibilizada.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão da bolsa de mestrado.

À empresa MbAC *Fertilizer Corporation* e ao seu Geólogo MsC. Bruno Lagler por todo o apoio logístico durante os trabalhos de campo, por ceder dados importantes para a pesquisa e pelos ensinamentos;

Ao SIPAM/SIVAM pela concessão das imagens de radar R99B da área de estudo;

Aos seguintes projetos de pesquisa pelo apoio financeiro: 1) “Geologia e potencial metalogenético do vulcano–plutonismo paleoproterozoico da região de Santana do Araguaia (PA), SE do Cráton Amazônico” (Processo CNPq 483349/2012-7); 2) “Petrogênese e Metalogênese da LIP (*Large Igneous Province*) Uatumã, Cráton Amazônico” (Processo CNPq 550342/2011-7); e 3) INCT Geociências da Amazônia (Processo MCT/CNPq/FAPESPA 573733/2008-2);

À Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) e seus geólogos Marcelo Vasquez e Luciano Castro pelo apoio e análises no Laboratório de MEV da CPRM-Belém;

Ao Laboratório de microanálises da UFPA, com o apoio da Geóloga da Vale Ana Paula, da Geóloga MSc. Gisele e do responsável Prof. Dr. Cláudio Nery Lamarão;

A todos os meus companheiros de Pós-Graduação;

A meus fiéis amigos de geologia do “TOP TEAM”, Jonathan Silva, Maciel Martins, Fernando Andrade, Pablo Dimitri e Vitor Moura;

A meus amigos, que apesar das “tretas políticas”, continuo com um carinho e amizade grande, Gustavo Lima, Victor Matheus, Danilo Cruz, Paulo Isaac, Rosinaldo Silveira e Alyson Nogueira.

RESUMO

Próximo ao limite dos estados do Pará e Mato Grosso, contexto do Cráton Amazônico, distante aproximadamente 90 km a oeste do distrito de Vila Mandi, município de Santana do Araguaia (PA), ocorre o inédito vulcano-plutonismo denominado Complexo máfico-carbonatítico Santana. É formado por um membro inferior máfico-ultramáfico com litofácies plutono-vulcânica e outra vulcanoclástica; bem como por um membro superior carbonatítico com litofácies plutônica, efusiva e outra vulcanoclástico originadas em ambiente de caldeira vulcânica com amplas zonas de alterações hidrotermais e estruturas circulares geneticamente relacionadas. Esse conjunto foi parcialmente afetado pelo severo intemperismo Amazônico, produzindo supergenicamente o depósito de fosfato Serra da Capivara. Apesar de especulativo, o Complexo máfico-carbonatítico Santana é do Paleoproterozoico, já que invade as sequências vulcano-plutônicas paleoproterozoicas formações Cinco Estrelas e Vila Mandi (1980–1880 Ma) e é capeado por rochas sedimentares também da mesma Era. O membro inferior máfico-ultramáfico contém litofácies com piroxenito e subordinados ijolito e apatitito que afloram em amplos lajedos. No geral o piroxenito possui granulação média com augita (~ 90% vol.), ceilonita ($MgAl_2O_4$), magnesio-riebeckita e olivina substituída por argilominerais (saponita). O ijolito é formado por fenocristais de clinopiroxênio e nefelina imersos em matriz fina com nefelina, calcita e magnetita intersticiais. Blocos de apatitito são compostos de apatita de granulação média (~ 98% vol.) e calcita. As rochas vulcânicas dessa litofácies são blocos isolados métricos de basalto alcalino e apatitito fino. Esse basalto apresenta granulação fina com mineralogia essencial composta por plagioclásio e augita. Além disso, ocorre uma intensa cimentação de calcita na forma de esférulos com calcita e quartzo, além de intersticiais pirita, óxidos de ferro, apatita, barita, rutilo, celestina e monazita. Essa textura mostra uma relação de imiscibilidade entre o magma silicático e o carbonatítico. Vulcanismo autoclástico a explosivo é materializado por litofácies com depósitos mal selecionados de brecha polimítica maciça, lapilli-tufo, tufo de cristais e tufo de cinzas. As rochas autoclásticas revelam textura vulcanoclástica formada por clastos angulosos originados da autofragmentação da litofácies plutono-vulcânica máfica-ultramáfica. Depósitos epiclásticos vulcanogênicos cobrem todas as litofácies anteriores. O membro superior carbonatítico contém litofácies com calcita-carbonatito grosso (sövito) amarelo-avermelhado com calcita (85–90%) subédrica a euédrica e variações para calcita magnesiânica ferrífera e dolomita, além de acessórios como magnetita, hematita, feldspato potássico e pirita. Esse litotipo é seccionado por veios de carbonatito fino intensamente hidrotermalizado. Ocorre raro apatitito grosso que representa o protominério do

depósito. Litofácies vulcânica efusiva revela calcita-carbonatito fino (alviquito) rico em calcita (80–85% vol.) com texturas variando de porfírica equigranular fina, além de hematita, magnetita, feldspato potássico e pirita. Litofácies mal selecionada de vulcanismo explosivo carbonatítico contém tufo de cristais, lapilli-tufo e brecha polimítica maciça formados por clastos angulosos provenientes das encaixantes e do próprio complexo. *Stocks* e diques sieníticos invadem o conjunto. A principal alteração magmática hidrotermal do complexo é representada por rochas carbonatíticas hidrotermalizadas de colorações avermelhadas, vermelho amarronzado e amarelado. A paragênese mineral encontrada foi barita + fluorapatita + dolomita ± quartzo ± rutilo ± calcopirita ± pirita ± monazita ± magnetita ± hematita. Essa alteração ocorre de três maneiras distintas; 1) nas zonas mais profundas, onde os minerais encontrados foram barita, fluorapatita e dolomita em alterações pervasivas a fissurais associadas a carbonatitos finos profundos. 2) No sövito, de estilo intersticial fraco com mineralogia semelhante às alterações profundas. 3) no alviquito com alterações intersticiais intensas e formação de quartzo hidrotermal associado a barita, fluorapatita, dolomita, monazita, celestina e rutilo. A assembleia mineral das alterações mais profundas aponta para fluidos inicialmente ricos em sulfato, magnésio, fósforo e CO₂ com origem na transição entre as fases tardi-magmática a hidrotermal. Ao passar para fases mais superficiais do vulcanismo, houve assimilação de SiO₂ das rochas encaixantes evidenciados pela formação de quartzo intersticial no alviquito. O ambiente interpretado de caldeira vulcânica ocorre na interceptação de falhas regionais NE–SW e NW–SE com até 40 km de extensão e que serviram como conduto profundo do magma precursor do complexo. A raiz do sistema é representada por rochas máfico-ultramáficas e carbonatitos plutônicos. A fase pré-caldeira envolveu intensa degaseificação e atividades hidrotermais em função da evolução magmática, bem como ascensão por falhas listricas e colocação em superfície de grande volume de lavas carbonatíticas (alviquitos) que construíram o extinto edifício vulcânico. O colapso dessa estrutura e o abatimento topográfico coincidiu com vulcanismo explosivo e formação dos litotipos vulcanoclásticos, representando a cobertura intra-caldeira. Os sienitos tardios podem representar a fase pós-caldeira e selagem das estruturas. A paragênese hidrotermal identificada no Complexo máfico-carbonatítico Santana mostra importante potencial metalogenético para elementos terras raras e fosfato e representa um guia prospectivo em terrenos proterozoicos do Cráton Amazônico, a exemplo de outras áreas do planeta.

Palavras-chave: Metalogenia - Pará. Elementos Terras Raras. Fosfato.

ABSTRACT

Near the border of the states of Pará and Mato Grosso, in the Amazonian Craton, about 90 km west of the Vila Mandi district, Santana do Araguaia (PA) city, there is an unprecedented volcano–plutonism named Santana mafic-carbonatitic Complex. It is formed by a lower mafic-ultramafic member with plutono–volcanic and other volcanoclastic lithofacies; besides an upper carbonatitic member with plutonic, effusive, and volcanoclastic lithofacies originated in a volcanic caldera environment with large areas of hydrothermal alterations and genetically related circular structures. The severe Amazon weathering partially affected this cluster, producing the Serra da Capivara Phosphate deposit supergenically. Although speculative, the Santana mafic-carbonatitic Complex is Paleoproterozoic in age, because it invades the Paleoproterozoic volcano-plutonic sequences Cinco Estrelas and Vila Mandi formations (1980–1880 Ma) and it is capped by sedimentary rocks from the same Era. The lower mafic-ultramafic member has lithofacies with slabs of pyroxenite, and minor isolated metric blocks of ijolite and apatitite. They are medium-grained ceylonite-bearing (MgAl_2O_4) pyroxenites with augite (~ 90% vol.), magnesio-riebeckite, and olivine crystals replaced by clay minerals (saponite). The ijolite is composed of clinopyroxene and nepheline phenocrysts immersed in a fine-grained groundmass with nepheline, calcite, and interstitial magnetite. Apatitite blocks are composed of medium-grained apatite grains (~ 98% vol.) and calcite. The volcanic rocks of this lithofacies comprise isolated metric blocks of alkali basalt and rare associated outcrops of fine-grained apatitite. This basalt rock presents plagioclase-rich groundmass and acicular augite phenocrysts as essential mineralogy. Aphyric samples have primary spherules filled with calcite and quartz, besides interstitial pyrite, iron oxides, apatite, barite, rutile, celestine, and monazite. This textural feature suggests silicate and carbonatitic melts immiscibility process. An explosive to autoclastic mafic volcanoclastic lithofacies encompasses poor sorting deposits of massive polymictic breccia, lapilli-tuff, crystal-rich tuff, and ash tuff. The autoclastic rocks reveal volcanoclastic texture comprising centimetric angular clasts sourced from autofragmentation of the mafic-plutonic plutono–volcanic lithofacies. Epiclastic sedimentary volcanogenic deposits usually cover all previous lithofacies. The upper carbonatitic member reveals coarse-grained carbonatite (sövite) lithofacies comprising reddish-yellow sövite (calcite carbonatite) composed of subhedral to euhedral calcite (85–90% vol.), with variations to magnesium-ferriferous calcite and dolomite. Primary accessories are magnetite, hematite, potassic feldspar, and pyrite. These lithotypes show hydrothermalized medium- to fine-grained carbonatite veins. Rare coarse-grained apatitite bodies occur associated with this lithofacies,

which represents part of the proto-ore. An effusive carbonatite (alvikite) lithofacies reveals fine-grained calcite-rich (80–85% vol.) to porphyritic alvikite, besides hematite, magnetite, potassic feldspar, and pyrite. Fragment-rich explosive carbonatitic volcanoclastic lithofacies encompassing poor sorting and texturally variable massive crystal-rich tuff, lapilli-tuff, and massive polymictic breccia formed by angular clasts sourced from host rocks and the complex. Syenitic stocks and dikes invade these rocks. The main hydrothermal magmatic alteration of the complex is represented by hydrothermalized carbonatitic rocks of reddish, brownish, and yellowish colors. The mineral paragenesis found was barite + fluorapatite + dolomite ± quartz ± rutile ± chalcopyrite ± pyrite ± monazite ± magnetite ± hematite. This alteration occurs in three distinctive ways; 1) in the deeper zones, where the minerals found were barite, fluorine apatite, and dolomite in pervasive to fracture-controlled alteration associated with deep fine carbonatites. 2) In the sövite, of weak interstitial form with mineralogy similar to the deep alterations. 3) in the alvikite with intense interstitial changes and formation of hydrothermal quartz associated with barite, fluorapatite, dolomite, monazite, celestine, and rutile. The mineral assemblage of the deeper alterations suggests initially sulphate-rich, magnesium, phosphorus, and CO₂ fluids with possible transitional source between the late magmatic and the hydrothermal stages. In transition to more superficial phases of the volcanism, there was an assimilation of SiO₂ from the country rocks evidenced by the formation of fine interstitial quartz crystals in alvikite. The interpreted environment of volcanic caldera occurs in the interception of regional NE-SW and NW-SE faults with up to 40 km of extension and that served as deep conduit of the precursor magma of the complex. The root of the system is represented by mafic-ultramafic rocks and plutonic carbonatites. The pre-caldera phase involved intense degasification and hydrothermal activities as a function of magmatic evolution, and ascending by lithic faults and placing on the surface of large volume of carbonate lava (alvikites) that built the extinct volcanic building. The collapse of this structure and the topographic landslide coincided with explosive volcanism and formation of the volcanoclastic lithotypes, representing the intra-caldera filling. The late syenites may represent the post-caldera phase and sealing of these structures. The hydrothermal paragenesis identified in the Santana mafic-carbonatitic Complex shows important metallogenetic potential for rare earth elements and phosphate and represents a prospective guide on Proterozoic terrains of the Amazonian Craton, like other areas of the planet.

Keywords: Metallogenesis - Pará. Rare Earth Elements. Phosphate.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1 - Mapa geológico simplificado do Cráton Amazônico (Fernandes e Juliani, 2019) apontando as principais províncias metalogenéticas onde ocorre o vulcanismo Proterozoico (linhas tracejadas e números), bem como a região de Santana do Araguaia. Dados compilados de Bizzi et al. (2003), Juliani e Fernandes (2010) e Assis et al. (2017). 3
- Figura 2 - Mapa de localização da área de estudo. Modificado de Vieira (2016). 4
- Figura 3 - Mapa geológico do estado do Pará de Vasquez e Rosa-Costa (2008) com destaque para as unidades litoestratigráficas regionais. O retângulo em preto delimita a área de estudo. 12
- Figura 4 - Imagem de radar R99B da área de estudo com as estruturas fotointerpretadas. 18
- Figura 5 - Mapa geológico da área estudada de Lagler et al. (inédito). Modificado de Fernandes et al. (2016). 21
- Figura 6 - Feições de campo relativas ao Complexo máfico-carbonatítico Santana. a) Contato entre alviquito (carbonatito finamente granulado) e o lapilli-tufo; b) Sequência de rochas piroclásticas bem preservadas, intercalando brechas (parte superior do afloramento) e lapilli-tufos (porção inferior do afloramento); e c) Bloco isolado de apatitito (protominério) de granulação média. Notar solo avermelhado rico em fosfato. 22
- Figure 7 - Simplified geological map (Fernandes and Juliani, 2019) of the Amazonian craton showing estimate areas of Proterozoic volcano–plutonism in Pitinga Tin Province, São Félix do Xingu, Tapajós Mineral Province, Alta Floresta Gold Province, and other poorly explored regions. The red rectangle shows de Vila Mandi region area (Fig. 2). 26
- Figure 8 - Detailed geological map of the Vila Mandi region Lagler et al. (unpublished). The geology for Cinco Estrelas and Vila Mandi formations is from Lagler et al. (2014) and Fernandes et al. (2016). 29
- Figure 9 - Representative boreholes sketch (out of scale), according to the depth of occurrence, describing lithology, texture, and types and styles of hydrothermal alteration relative to the carbonatitic member of the Santana mafic-carbonatitic Complex. 31
- Figure 10 - Representative textural aspects of the lower mafic-ultramafic member, Santana mafic-carbonatitic Complex. a) Black augite-rich volcanic rock sample with centimetric whitish slats; b) Photomicrography showing fine-grained augite-rich (~90%) porphyritic texture (Polarized light). Augite, magnesio-riebeckite, and ceylonite occur locally as phenocrysts; c) Photomicrography (natural light) showing the alteration to saponite (dashed red line) related to the whitish slats seen in a); and d) Backscattered SEM image of the ultramafic volcanic rock. Reveals mainly augite crystals (Aug), whereas the whitish slats are mainly saponite grains

- (Sap) and its interstitial portions are more Ca-rich, probably related to pumpellyite (Pum) formation. Iron oxides (Mag/Hem) replace saponite.....33
- Figure 11 - Representative textures of aphyric basalt of the mafic-ultramafic member, Santana mafic-carbonatitic Complex. a) Calcite- and quartz-filled nucleated spherules dispersed in fine-grained groundmass; b) Backscattered SEM image of a spherule with quartz core and calcite rim, beside celestine grain (Cel); c) Fine-grained groundmass formed by calcite and opaque minerals; and d) Backscattered SEM image of the groundmass with augite (Aug), plagioclase (Plag), calcite (Cal), magnetite/hematite (Mag/Hem), pyrite (Pyr), barite (Bar), and minor chlorite (Clor).....35
- Figure 12 - Representative textures of the alvikite lithofacies from the carbonatitic member, Santana mafic-carbonatitic Complex. a) Field aspect of alvikite outcrop with reddish portions affected by hydrothermal alteration of barite and fluorapatite; b) Photomicrography of equigranular fine-grained texture with subhedral calcite crystals (Polarized light); c) Photomicrography of porphyritic alvikite with subhedral calcite phenocrysts immersed in a microcrystalline groundmass composed of same mineralogy (Polarized light); and d) Photomicrography of the interstitial alterations to barite and fluorapatite at the border (red arrows) of magmatic calcite (Cal) in alvikite (Natural light).....36
- Figure 13 - Representative backscattered SEM images of hydrothermal portions of the alvikite lithofacies from the carbonatitic member. a) Alvikite with an intense substitution of calcite (Cal) by interstitial quartz (Qtz), anhedral barite (Bar), and rutile (Rut) grains; b) Detail of the interstitial portion of the previous image. There is formation of sub-rounded and anhedral fluorapatite (Fap); c) Subhedral to euhedral barite (Bar) grains partially replaced by interstitial quartz (Qtz) at the border, occurring associated with magmatic calcite grains; and d) Detail of interstitial quartz (Qtz), monazite (Mon), rutile (Rut), and chalcopyrite (Cpy).....37
- Figure 14 - Representative borehole sample of coarse-grained sövite lithofacies and minor fracture-controlled alteration style. a) Mesoscopic feature of the coarse-grained sövite; b) Photomicrography of the sövite texture revealing incipient interstitial alteration (dark colored minerals) between well-developed calcite crystals; c) Detail of the abrupt contact between the sövite and fine-grained alvikite vein; and d) Photomicrography of the contact (red line) between the sövite and fine-grained alvikite vein with fracture-controlled alteration style.....38
- Figure 15 - Borehole sample of the deeper carbonatite lithofacies (88 to 89 m), with non-penetrative flow texture, showing a fracture-controlled hydrothermalized zone. a) Representative mesoscopic detail of the layered altered portion related to flow texture; b) Photomicrography of these hydrothermalized bands (red lines). The whitish layer reveals medium-grained calcite grains; c) Detailed view of massive pervasive hydrothermal alteration; and d) Photomicrography of this pervasive hydrothermal alteration (dark colored).....39

- Figure 16 - Representative backscattered SEM images of the deeper hydrothermalized portions of the coarse- to medium-grained lithofacies. a) Moderately altered zone with subhedral calcite (Cal); deposition of fine-grained apatite (Ap) crystals sometimes flow-oriented. Locally occur formation of dolomite (Dol) and anhedral barite (Bar) crystals; b) Detail of previous image with fine-grained apatite crystals deposited along calcite; c) Interstitial portion with abundant fine-grained apatite (Ap) and dolomite (Dol) crystals; and d) Pervasively altered dolomite-rich (Dol) region, in addition to anhedral crystals of apatite (Ap), barite (Bar), and calcite (Cal).....40
- Figure 17 - Representative field aspects of the volcanoclastic lithofacies. a) Intercalated carbonatitic lapilli-tuff and polymictic massive breccia; b) Photomicrography of lapilli-tuff with sub-rounded clasts and punctual portions filled by microcrystalline calcite; and groundmass filled by microcrystalline and subhedral calcite; and c) Representative borehole sample highlighting fracture-controlled to pervasive styles of reddish alteration that affected the clasts (red lines). The black lines show microscopic features of the lapilli-tuff with hydrothermalized rounded clasts and subhedral calcite-filling of the groundmass.....41
- Figure 18 - Representative sketch of the temporal evolution of the hydrothermal alterations related to the mafic-ultramafic and carbonatitic members of the Santana mafic-carbonatitic complex. The interpretations relative to hydrothermal alterations types and diagnostic mineral assemblage are based in Pirajno (2009).....43

LISTA DE TABELAS

Table 1 - Representatives compositions of magmatic dolomite, barite, and fluorapatite (weakly altered sövite) in comparison with hydrothermal minerals related strongly altered sövite and strongly interstitial alteration in alvikite, carbonatitic member of the Santana mafic-carbonatitic Complex.	42
--	----

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	v
RESUMO	vi
ABSTRACT	viii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	x
LISTA DE TABELAS	xiii
APRESENTAÇÃO	1
1 INTRODUÇÃO	2
2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO Á AREA	4
3 JUSTIFICATIVA	5
4 OBJETIVOS	7
5 MÉTODOS APLICADOS	8
5.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA	8
5.2 TRABALHOS DE CAMPO	8
5.3 PETROGRAFIA	8
5.4 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA	9
6 CONTEXTO GEOTECTÔNICO	10
7 GEOLOGIA REGIONAL	11
7.1 ARQUEANO	13
7.2 PROTEROZOICO	13
7.3 FANEROZOICO	16
8 GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO	17
8.1 FORMAÇÃO CINCO ESTRELAS	18
8.2 FORMAÇÃO VILA MANDI	19
8.3 COMPLEXO MÁFICO-CARBONATÍTICO SANTANA – DEPÓSITO DE FOSFATO SERRA DA CAPIVARA	20
9 ARTIGO A SER SUBMETIDO AO PERIÓDICO <i>ORE GEOLOGY REVIEWS</i> (<i>ELSEVIER</i>)	23
9.1 INTRODUCTION	25
9.2 TECTONIC SETTING OF THE VILA MANDI REGION RELATIVE TO AMAZONIAN CRATON	27
9.3 METHODS	28
9.4 GEOLOGY OF THE SANTANA MAFIC-CARBONATITIC COMPLEX AND HOST ROCKS	30

9.5 PETROGRAPHY OF THE ROCKS AND PRODUCTS OF HYDROTHERMAL ALTERATION.....	32
9.5.1 Cinco Estrelas and Vila Mandi formations.....	32
9.5.2 Santana mafic-carbonatitic Complex	33
9.5.2.1 Lower mafic-ultramafic member.....	33
9.5.2.2 Upper carbonatitic member	35
9.6 DISCUSSION.....	44
9.6.1 Fluid evolution	44
9.6.2 Implication for Proterozoic metallogensis of the Amazonian craton.....	46
9.7 CONCLUSIONS	47
REFERENCES	48
10 CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	56
REFERÊNCIAS.....	58

APRESENTAÇÃO

Esta dissertação foi elaborada no Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica da Universidade Federal do Pará (PPGG), e foi organizada em capítulos, abaixo destacados. Os principais resultados alcançados compõem um artigo científico, que será submetido para possível publicação em periódico especializado internacional. O conteúdo foi assim organizado:

- 1) Dos **Tópicos 1 ao 8** constam a introdução, localização da área estudada, justificativa, objetivos e métodos aplicados. É também apresentado o contexto geotectônico das rochas da região de Vila Mandi (PA), revisão sobre o vulcanismo proterozoico na Amazônia e uma síntese sobre complexos carbonatíticos no mundo e métodos aplicados;
- 2) O **Tópico 9** apresenta o artigo intitulado “*Fluid-rock interactions in the Santana mafic-carbonatite Complex, Amazonian craton, northern Brazil: Mineralogy and metallogenetic potential*” a ser submetido ao periódico *Ore Geology Reviews* (Elsevier);
- 3) O **Tópico 10** apresenta as conclusões obtidas com este trabalho que buscou contribuir com o avanço do conhecimento geológico do vulcanismo proterozoico do Cráton Amazônico.

1 INTRODUÇÃO

Ao longo de grande parte do Cráton Amazônico (Almeida *et al.* 1981) ocorrem diversas associações vulcano–plutônicas paleoproterozoicas que são denominadas *lato sensu* Vulcanismo Uatumã (Pessoa *et al.* 1977), representando um evento de caráter heterogêneo efusivo e explosivo que abrange uma área de aproximadamente 1.500.000 km² (Juliani e Fernandes 2010). Esse vulcanismo materializou rochas plutônicas e vulcânicas em diferentes províncias com grandes potenciais metalogenéticos (Fig. 1). Apesar do grande avanço do conhecimento nas duas últimas décadas com a definição de sistemas mineralizantes epitermais e do tipo pórfiro de Cu–Au paleoproterozoicos nas regiões da Província Mineral do Tapajós (Juliani *et al.* 2005; Misas 2010; Tokashiki 2015) e de São Félix do Xingu (Lagler *et al.* 2011; Cruz *et al.* 2015; Cruz *et al.* 2016), impensáveis de existirem em função de sua associação a rochas tão antigas, essas províncias ainda necessitam de estudos detalhados com diferentes focos em função de diferenças químicas e de idades entre os vários produtos desse magmatismo.

Próximo ao limite entre os estados do Pará e Mato Grosso, oeste do distrito de Vila Mandi, extremo sul do Cráton Amazônico, esse magmatismo materializou rochas vulcânicas e plutônicas recentemente individualizadas nas formações Cinco Estrelas e Vila Mandi (Fernandes *et al.* 2016; Vieira 2016). Intrusivo nesses centros vulcânicos, ocorre o Complexo máfico-carbonatítico Santana (Lagler *et al.* 2014; Fernandes *et al.* 2016) que compreende rochas ultramáficas e máficas na base e que gradam para rochas carbonatíticas plutônicas e lavas alviquíticas efusivas, capeadas por sequências vulcanoclásticas explosivas com brechas e lapilli-tufos carbonatíticos. A erosão de parte desse complexo produziu supergenicamente mineralização de fosfato, descoberta no ano de 2010 pela empresa MbAC *Fertilizer Corporation*, e denominado depósito Serra da Capivara (Chiquini 2011; Lagler *et al.* 2014).

Em todo mundo, complexos vulcânicos carbonatíticos são amplamente estudados devido ao seu alto potencial metalogenético para Terras Raras, Nióbio, Urânio, Tântalo, Fósforo, entre outros (Richardson e Birkett 1996; Mitchell 2005; Jones *et al.* 2013). Assim, estudos petrográficos preliminares revelaram halos de alterações hidrotermais no Complexo máfico-carbonatítico Santana que estão relacionados à evolução dessa unidade e que podem hospedar outras *commodities* (Gonçalves 2016). Buscando-se entender a relação entre as alterações hidrotermais e a evolução do Complexo, pretende-se com este trabalho contribuir com a caracterização da geologia do vulcanismo e dos tipos e estilos dessas alterações com base em petrografia e mineralogia detalhadas por microscopia óptica convencional e microscopia eletrônica de varredura.

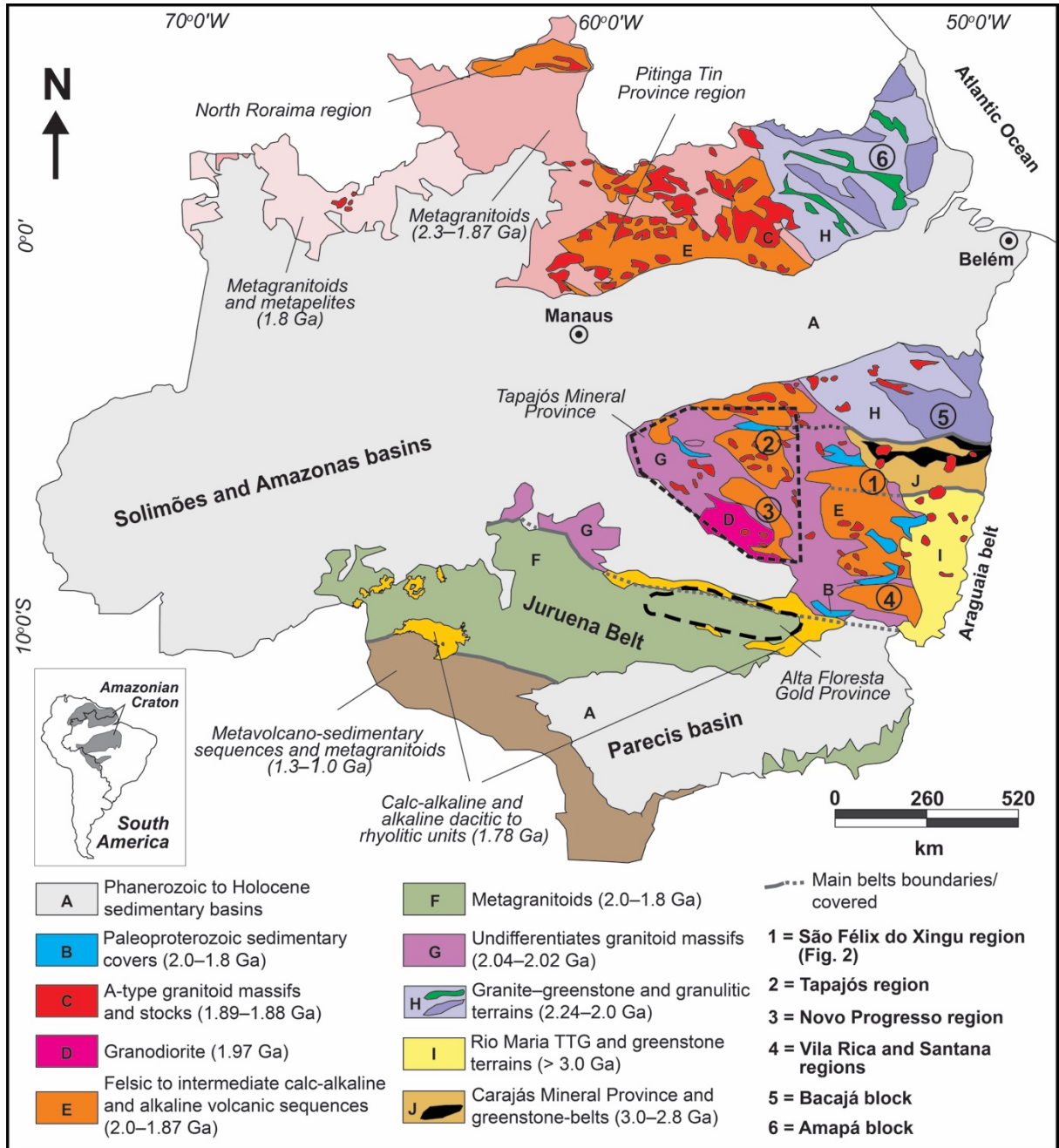


Figura 1 - Mapa geológico simplificado do Cráton Amazônico (Fernandes e Juliani, 2019) apontando as principais províncias metalogenéticas onde ocorre o vulcanismo Proterozoico (linhas tracejadas e números), bem como a região de Santana do Araguaia. Dados compilados de Bizzi *et al.* (2003), Juliani e Fernandes (2010) e Assis *et al.* (2017).

2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA

A área de estudo está localizada no estado do Pará, extremo sul do núcleo urbano do município de São Félix do Xingu, distante aproximadamente 90 km a oeste do distrito de Vila Mandi, administrado pelo município de Santana do Araguaia (Fig. 2). O acesso à área de estudo, a partir de Belém, é realizado pelas rodovias PA-150, BR-155 e BR-158. Além das vias principais, há ainda vias secundárias entre fazendas e povoados.

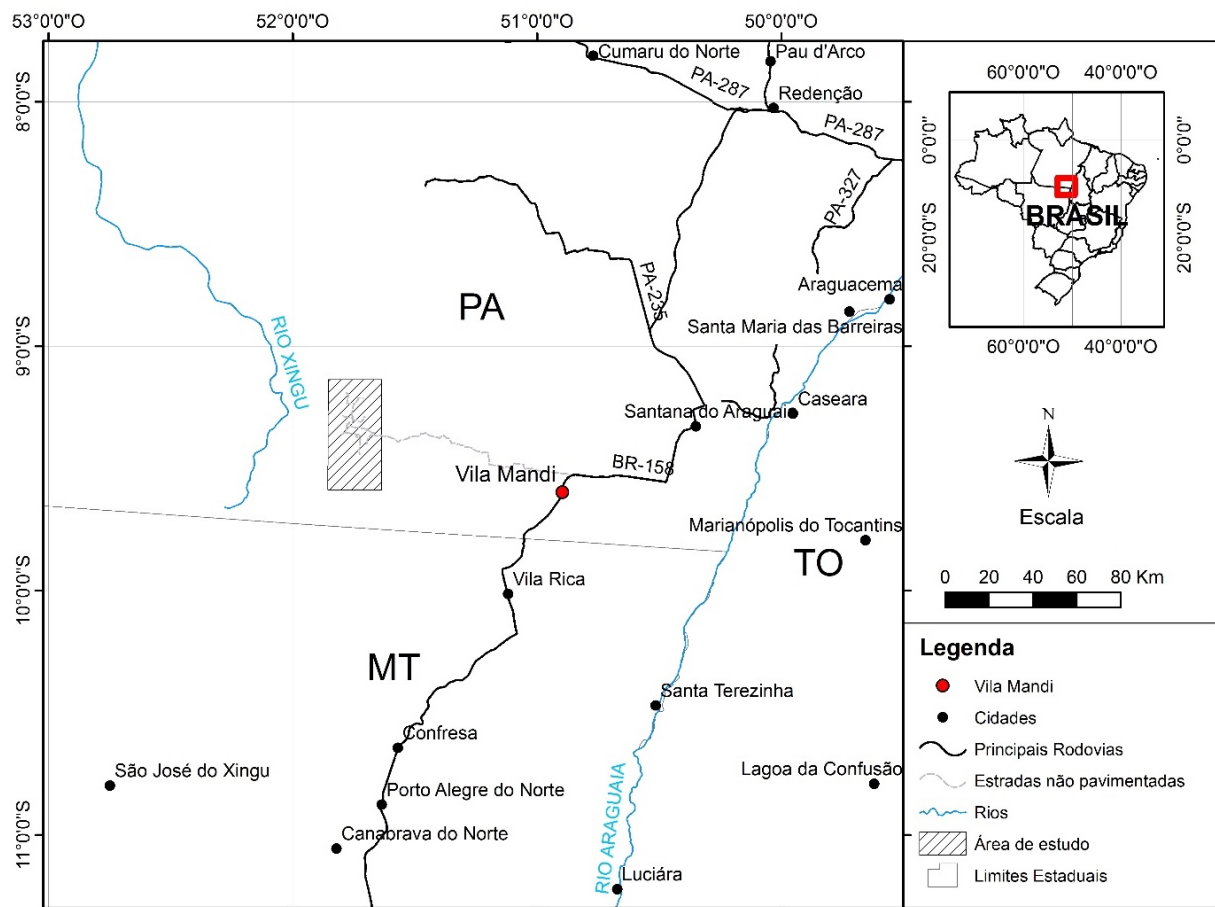


Figura 2 - Mapa de localização da área de estudo. Modificado de Vieira (2016).

3 JUSTIFICATIVA

O magmatismo ocorrido no Cráton Amazônico no final do Paleoproterozoico tem sido objeto de estudo de diversos trabalhos ao longo das últimas décadas (Lamarão *et al.* 2002; Juliani *et al.* 2005; Juliani e Fernandes 2010; Cruz *et al.* 2016; Fernandes e Juliani 2019), porém muitas das áreas onde os produtos desse evento se manifestam não são bem conhecidas geologicamente. Esse vulcanismo engloba rochas formadas em ambiente distensivo anorogênico, porém em muitos casos rochas cálcio-alcálicas de ambientes colisionais são agrupadas nesse contexto diante da falta de detalhamento geológico (Pessoa *et al.* 1977).

A região do município de São Félix do Xingu, sul do estado do Pará, por exemplo, apresenta duas unidades distintas geoquimicamente, que até recentemente eram colocadas no mesmo evento vulcânico. Os últimos trabalhos realizados apresentam uma nova alternativa para a geração de vulcanismo cálcio-alcálico em arcos continentais pelo mecanismo de *flat-subduction* (Fernandes *et al.* 2011; Lagler *et al.* 2011). A área de estudo proposta neste projeto, situada a sul de São Félix do Xingu, apresenta características geológicas semelhantes às descritas acima e a integração desses resultados com os estudos anteriores pode fornecer informações valiosas a respeito do contexto geotectônico e metalogênese do Cráton Amazônico durante o Proterozoico (Vieira 2016).

Outro aspecto a ser abordado é a relação entre o magmatismo paleoproterozoico no Cráton Amazônico com depósitos minerais. Na Província Mineral do Tapajós, mais de 200 t de ouro foram oficialmente exploradas até 1997 (Faraco *et al.* 1997). A descoberta de mineralizações magmático-hidrotermais – como as epitermais do tipo *high-* e *low-sulfidation* identificadas em vulcânicas cálcio-alcálicas do Grupo Iriri (Juliani *et al.* 2005), e as do tipo pórfiro associadas a intrusões graníticas (Juliani *et al.* 2002) – consolidando novas áreas como alvos para a exploração mineral no Cráton Amazônico.

Aliado a esse fato, a ocorrência de carbonatitos (Chiquini 2011; Lagler *et al.* 2014) na área a ser estudada fornece maior potencial para a ocorrência de vários outros depósitos minerais. Assim, a descoberta recente de halos de alterações hidrotermais tardias com barita, quartzo intersticial, dolomita e apatita em várias rochas do Complexo máfico-carbonatítico Santana abre discussão para a sua origem, fonte e potencial metalogenético, bem como sua relação com o magmatismo carbonatítico (Gonçalves 2016). Tais alterações com barita comumente são oriundas de fluídos hidrotermais tardios produzidos por pulsos finais de magmas carbonatíticos dentro dos complexos e que podem carrear metais de interesse econômico (Heinrich e Vian 1967). De fato, a formação de mineralizações de Terras Raras e

outros metais a partir de sistemas hidrotermais vinculados a evolução magmática de complexos carbonatitos tem sido cada vez mais discutida na literatura (Hogarth *et al.* 1985; Zaitsev 1996; Andersen 1986; Andrade *et al.* 1999). Esses autores enfatizaram o importante papel das alterações hidrotermais pós-magmáticas e reequilíbrio dos minerais magmáticos na origem de fases hidrotermais.

A integração dos dados disponíveis até o momento para as formações Cinco Estrelas e Vila Mandi aponta para afinidade com granitoides formados em arco-magmáticos continentais (Chiquini 2011; Lagler *et al.* 2014; Fernandes *et al.* 2016; Santos 2017). Assim, evolução magmática polifásica revelada pelo Complexo máfico-carbonatítico Santana em ambiente de caldeira vulcânica em fases pré-, sin- e pós-caldeira, com idade provavelmente paleoproterozoica, sugere relacionamento temporal e genético com essas formações supracitadas, haja vista que complexos carbonatíticos também são descritos hoje em ambiente orogênico (D’Orazio *et al.* 2007). Porém, ainda são necessários estudos petrográficos e de alteração hidrotermal mais detalhados dessas rochas para entender melhor a sua gênese e seu potencial econômico.

4 OBJETIVOS

Com base no que foi exposto anteriormente, pretende-se com este trabalho aprofundar o conhecimento geológico da região de Vila Mandi, especialmente em relação ao Complexo máfico-carbonatítico Santana. Em razão disso, os objetivos específicos desta pesquisa foram:

- ✓ Estabelecimento da estratigrafia, cartografia geológica e interpretação do modelo evolutivo desse sistema vulcano–plutônico;
- ✓ Caracterização dos diversos tipos e estilos de alterações hidrotermais associadas às rochas máficas, carbonatíticas e vulcanoclásticas que ocorrem associadas;
- ✓ Contribuir com o estudo do potencial metalogenético dos produtos dessas alterações hidrotermais;
- ✓ Avaliar o relacionamento genético dessas alterações hidrotermais com a evolução magmático-hidrotermal do complexo em ambiente de caldeira vulcânica.

5 MÉTODOS APLICADOS

5.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA

Foram realizados levantamentos bibliográficos sobre a geologia da região proposta para os estudos, bem como em relação aos diversos temas que foram abordados durante o desenvolvimento do trabalho, por meio de consultas ao Portal de periódicos da CAPES e bibliotecas da UFPA.

5.2 TRABALHOS DE CAMPO

Foram realizadas duas etapas de campo na área de estudo pelo aluno e orientador deste trabalho entre os dias 14 e 26 de outubro de 2014, e 5 a 13 de junho de 2016. Estes trabalhos foram acompanhados pelo Geólogo MsC. Bruno Lagler, da empresa *MbAC Fertilizer Corporation* e co-orientador desta Dissertação de Mestrado, o qual forneceu mapas geológicos, pontos de afloramentos visitados em etapas anteriores pela empresa, amostras, descrições de furos de sondagem (furos 3, 202 e 211) e participou ativamente na discussão em aproximadamente 130 pontos de afloramentos visitados.

5.3 PETROGRAFIA

O estudo de lâminas delgadas envolveu descrições mineralógicas detalhadas e análises texturais de amostras preservadas e hidrotermalizadas objetivando-se: (a) o reconhecimento das fases minerais, suas relações de contato, formas e dimensões, presença de inclusões, intercrescimentos (exsolução e substituição), estruturas (se deformadas ou não), bem como suas relações de equilíbrio com outras fases presentes; (b) caracterização de paragêneses (magmáticas e hidrotermais); (c) ordem de cristalização, quando possível; (d) identificação de cristais, fragmentos de cristais e fragmentos líticos de origem vulcanoclástica; e (e) caracterização dos diferentes tipos de alterações hidrotermais.

Diante dos critérios acima apresentados, foram realizadas análises de 31 lâminas delgadas das rochas encaixantes para identificação de possível influência do complexo carbonatítico. No complexo foram realizadas descrições petrográficas detalhadas mesoscópicas e microscópicas de 23 lâminas delgadas e 10 polidas de amostras de mão. Para estudos de zonas

mais profundas foram confeccionadas uma lâmina delgada e uma lâmina polida para cada um dos três furos de sondagens bem representativos dos produtos de alterações hidrotermais.

5.4 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA

A caracterização de texturas diminutas, de fases minerais acessórias e dos produtos de alterações hidrotermais de difícil reconhecimento em microscopia óptica convencional foi complementada com o estudo de onze lâminas polidas em microscópio eletrônico de varredura (MEV) com EDS (*Energy Dispersive Spectroscopy*) acoplado. Essa etapa foi realizada no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura, do Serviço Geológico do Brasil (CPRM) de Belém, sob coordenação do Dr. Marcelo Lacerda Vasquez e cooperação científica do geólogo Luciano Castro. Além disso, etapa complementar foi desenvolvida no Laboratório de microanálises da UFPA, com o apoio do responsável Prof. Cláudio Nery Lamarão.

6 CONTEXTO GEOTECTÔNICO

O estudo da evolução do Proterozoico do Cráton Amazônico ainda é controverso, polêmico e desafiador. Historicamente, com base em dados estruturais e geofísicos, tem sido considerado uma grande plataforma arqueana retrabalhada durante o evento Transamazônico (Hurley *et al.* 1967; Almeida *et al.* 1981). Dados isotópicos de Sm-Nd, U-Pb e Pb-Pb (TIMS) permitiram outros pesquisadores a interpretá-lo como um produto de sucessivos eventos de acreção continental relacionados a ambientes de arcos de ilha. O cráton foi então dividido em seis (Tassinari e Macambira 1999, 2004) ou sete (Santos *et al.* 2000, 2004) províncias geocronológicas.

Modelo alternativo tem surgido para a parte sul desta unidade tectônica com base em dados geológicos, geocronológicos e metalogenéticos (Fernandes *et al.* 2011; Carneiro *et al.* 2014, 2018), que sugere a existência de possível zonamento entre 2000 e 1880 Ma das mineralizações de Au-Cu-Mo do tipo pórfiro, epitermais de Au-Ag, e metais de base relacionados a granitoides do tipo-A. Este zonamento se estende desde a Província Mineral do Tapajós até São Félix do Xingu (PA) e pode estar relacionado à zona de subducção do tipo andina aproximadamente E-W com a geração inicial de magmatismo cálcio-alcálico de alto potássio. Nesse contexto a ocorrência das associações cálcio-alcálicas mais jovens (1880 Ma) na região de São Félix do Xingu pode ser explicada pela diminuição no ângulo da placa subductada, evento esse conhecido como *flat subduction* (Sacks 1983), como descrito no Cinturão Vulcânico Trans-Mexicano (Ferrari *et al.* 1999) e no Cinturão Andino (Kay *et al.* 2005).

Estudos geofísicos corroboram esta interpretação para a Província Mineral do Tapajós (Carneiro *et al.* 2013, 2018). O *trend* regional NW-SE nesta província está relacionado a grandes falhas e zonas de cisalhamento transcorrente que controlaram a colocação de associações vulcano-plutônica félsicas pós-tectônicas, enquanto estruturas E-W são significativas na porção norte. Essas estruturas apresentam características aeromagnetométricas que sugerem maior penetrabilidade crustal. O caráter mais profundo dessas estruturas E-W, inferido a partir do campo magnético residual, revela o sentido mais provável do cinturão móvel e arcos magmáticos mais antigos gerados na porção sul do Cráton Amazônico. Dados geocronológicos recentemente obtidos para esta região permitiram a definição de novos arcos magmáticos, conhecidos como Arcos Tapajônicos (Juliani *et al.* 2015; Tokashiki 2015; Tokashiki *et al.* 2015).

7 GEOLOGIA REGIONAL

A área de estudo está localizada nos limites do domínio Iriri-Xingu, incluído na Província Geocronológica Amazônia Central (Tassinari e Macambira 1999, 2004; Santos *et al.* 2000, 2004), próximo ao domínio Santana do Araguaia (Vasquez e Rosa-Costa 2008). Este trabalho utilizará os dados existentes no mapa geológico na escala 1:1.000.000 da Folha SC.22–Tocantins, parte integrante da “Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo”, elaborada por Faraco *et al.* (2004), bem como informações geológicas de Vasquez e Rosa-Costa (2008), ainda que com pouco detalhe e extremamente confusas diante da escassez de trabalhos na região que permitam a melhor delimitação das unidades e suas relações estratigráficas (Fig. 3). A densa cobertura vegetal; a descontinuidade lateral dos afloramentos e distância de grandes distritos mineiros são fatores que certamente contribuem para a elaboração de uma cartografia geológica confiável.

Faraco *et al.* (2004) individualizaram na região as unidades Complexo Xingu, Suíte Intrusiva Teles Pires, Suíte Intrusiva Rio Dourado, Grupo Iriri, Formação Gorotire e Formação Cubencranquém; ao passo que Vasquez e Rosa-Costa (2008) consideram apenas Formação Triunfo, Grupo Iriri, Granitos Tipo-A Indiferenciados, Complexo Santana do Araguaia e a Sequência Fazenda Santa Fé.

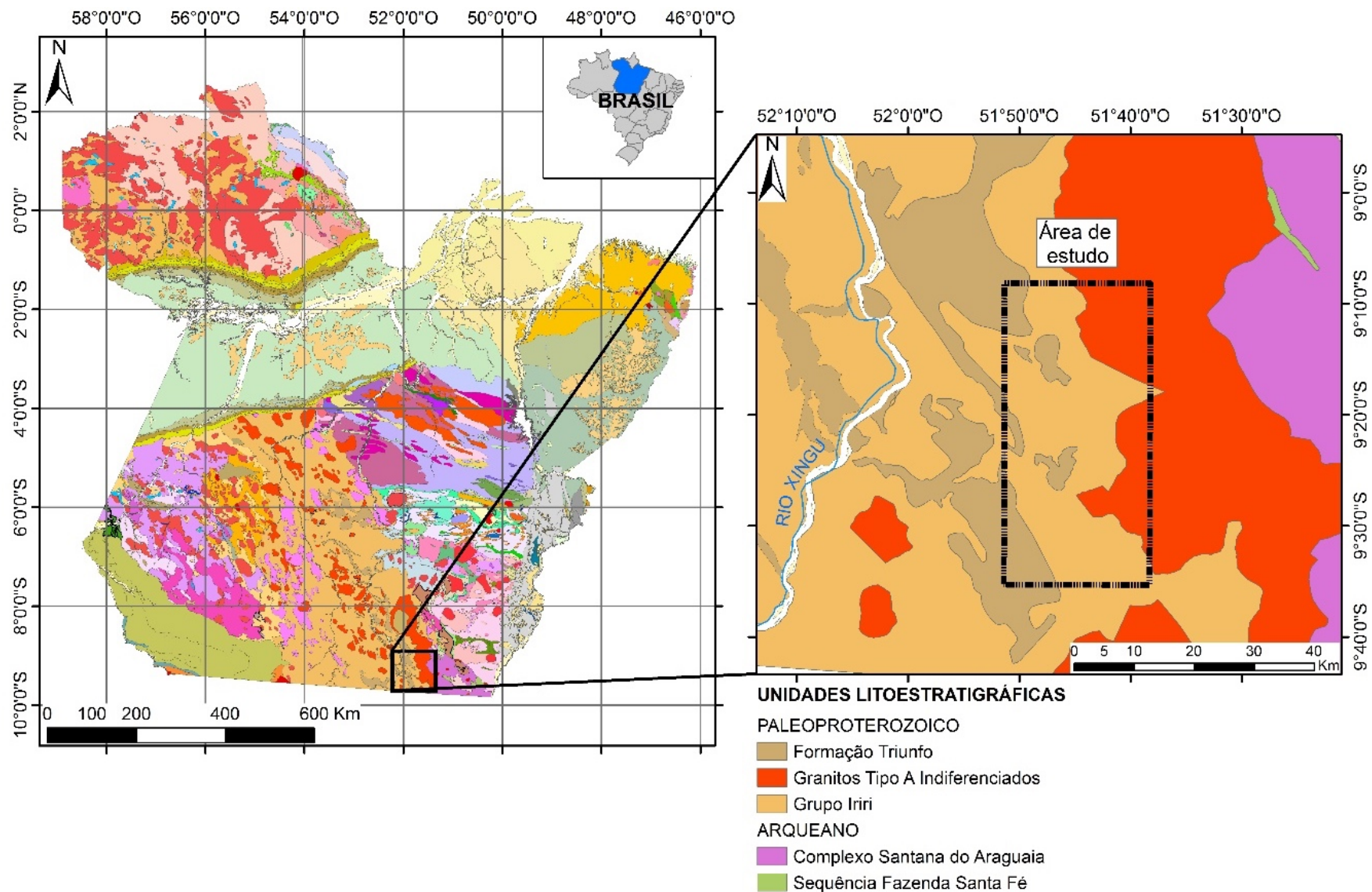


Figura 3 - Mapa geológico do estado do Pará de Vasquez e Rosa-Costa (2008) com destaque para as unidades litoestratigráficas regionais. O retângulo em preto delimita a área de estudo.

7.1 ARQUEANO

O Complexo Xingu representa o embasamento da região com ortognaisses predominantemente tonalíticos e migmatitos (Araújo e Maia 1991). Santos (2003) ressaltou que essa unidade necessita de estudos de maior detalhe, pois suas idades variam de 3000 até 2000 Ma e, portanto, agrupam rochas de contextos distintos na mesma unidade. Dessa forma, nos mapeamentos de Vasquez e Rosa-Costa (2008) e Alves *et al.* (2010) na região estudada essa unidade arqueana foi posicionada no Neoarqueano, com base nas idades U-Pb em ortognaisse de 2828 ± 21 Ma a 2696 ± 79 Ma feito pelo método Rb-Sr, e denominada Complexo Santana do Araguaia. Além disso, Vasquez e Rosa-Costa (2008) propõem a nomenclatura de Fazenda Santa Fé para uma sequência de rochas supracrustais arqueanas que ocorrem no extremo sudeste do Pará. Essa sequência é composta por rochas metamáficas e metassedimentares, em que as primeiras são metabasaltos granofels ou porfiríticos, plagioclásio-quartzo-actinolita granofels, quartzo-plagioclásio-tremolita xistos e quartzo-plagioclásio-actinolita xistos.

7.2 PROTEROZOICO

Ao Paleoproterozoico são atribuídas as rochas do Grupo Iriri e da Formação Sobreiro genericamente relacionados ao magmatismo Uatumã (Pessoa *et al.* 1977), além das suítes intrusivas graníticas Teles Pires e Rio Dourado e coberturas sedimentares das Formações Triunfo, Cubencranquém e Gorotire.

A Formação Sobreiro é descrita por Vasquez e Rosa Costa (2008) como derrames de andesitos, traquitos e dacitos, por vezes com amígdalas, além de depósitos tufáceos. Em geral, são rochas isotrópicas, de cor cinza escuro, cinza esverdeado e preto, afaníticas, com tipos porfiríticos com fenocristais de plagioclásio e anfibólio associados a um magmatismo intracontinental. Fernandes *et al.* (2011) atribuem à essa unidade afinidade geoquímica cálcio-alcalina de alto potássio compatível com granitoides de arco vulcânico, bem como composição metaluminosa. Idades por evaporação de Pb em zircão de 1865 ± 5 e 1880 ± 6 Ma (Teixeira *et al.* 2002; Pinho *et al.* 2006) foram obtidas para rochas (andesito e dacito, respectivamente) da Formação Sobreiro.

Vasquez e Rosa-Costa (2008) optaram pela designação informal de Granitos Tipo-A Indiferenciados para boa parte da unidade definida como Formação Iriri por Faraco *et al.* (2004). Esses corpos graníticos foram individualizados, na porção centro-sul do Pará, por sensores remotos e imagens aerogeofísicas, corpos graníticos circulares com características

semelhantes às dos granitoides tipo-A da região. Alguns corpos dessa unidade que afloram nos rios Iri e Curuá são leucosienogranitos, isotropos, equi- a inequigranulares, textura fina a grossa, variando de microgranitos a granitos porfiríticos. Também foi observado sieno- e monzogranitos com biotita e hastingsita, inequigranulares e porfiríticos com textura rapakivi, além de subordinados quartzo sienitos com anfibólio e biotita.

Os granitoides paleoproterozoicos da região, como as suítes Teles Pires e Rio Dourado, possuem idades $1740 \text{ Ma} \pm 12 \text{ Ma}$ U-Pb e $1737 \text{ Ma} \pm 50 \text{ Ma}$ Rb-Sr, respectivamente e são compostas por granodiorito a sienogranito (Faraco *et al.* 2004). Mais ao sul da área estudada, na Folha São José do Xingu, Alves *et al.* (2010) descreveram a suíte Rio Dourado como representadas por biotita sienogranito, biotita-hornblenda sienogranitos e monzogranitos, com subordinados granitos granofíricos, álcali-feldspato granitos, bolsões pegmatíticos e tipos subvulcânicos. E a suíte Teles Pires como os granitos do estágio final da evolução do Arco Juruena (1757 Ma) com seção tipo no batólito de Terra Nova do Norte-MT (Folha Vila Guarita).

Além disso, uma outra suíte granítica é descrita por Vasquez e Rosa-Costa (2008) dentro do domínio Iri-Xingu, a suíte intrusiva Velho Guilherme. Ela é composta por uma sucessão de intrusões graníticas mineralizadas em cassiterita na porção centro-sudeste do Pará, na região de São Félix do Xingu. Essa suíte inclui os granitos Velho Guilherme, Antônio Vicente, Benedita, Bom Jardim, Serra da Queimada, Ubim, Rio Xingu, Mocambo e São José. Teixeira *et al.* (2002) e Pinho *et al.* (2006) obtiveram idades de cristalização entre 1887 ± 5 e 1862 ± 16 Ma para os granitos da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, com base no método Pb-Pb em zircão.

Vasquez e Rosa-Costa (2008) descrevem rochas vulcânicas e vulcanoclásticas do Grupo Iri, predominantemente félsicas, que ocorrem extensivamente no domínio Iri-Xingu como indivisas. Porém no domínio Tapajós esse grupo foi dividido na Formação Salustiano que é composta por riolitos, riodacitos, dacitos e pórfiros graníticos, e na Formação Aruri que é constituída de ignimbritos, brechas vulcânicas, tufos félsicos e depósitos vulcanogênicos. Com base em critérios petrogenéticos e metalogenéticos, Juliani e Fernandes (2010) renomearam o Grupo Iri para Formação Santa Rosa na região de São Félix do Xingu. Ela consiste em fluxos de lavas e vulcanoclásticas intermediárias a félsicas com variáveis conteúdos modais de feldspato potássico, plagioclásio e megacristais de quartzo envoltos por matriz constituída de quartzo e feldspato potássico intercrescidos, comumente esferulítica; bem como litofácies vulcanoclásticas de composição semelhante aos fluxos de lava. São rochas de caráter anorogênico, com afinidade geoquímica intraplaca, e predominantemente peraluminosas e transicionais entre subalcalino e alcalino. Fernandes (2005) e Teixeira *et al.* (2002)

determinaram as idades de 1880 e 1875 ± 3 Ma, respectivamente, no método de datação Pb-Pb em zircão para riolito da Formação Santa Rosa.

Intrusivo nas sequências vulcânicas citadas, ocorre, segundo Vasquez e Rosa-Costa (2008), o Sienito Guabiraba possivelmente relacionado ao magmatismo tipo-A do domínio Iriri-Xingu. Trata-se de um pequeno corpo composto por sienitos, quartzo monzonitos, quartzo-feldspato alcalino sienitos, quartzo sienitos e feldspato alcalino sienitos.

A Formação Triunfo (Silva *et al.* 1974), assentada em discordância angular sobre as rochas do embasamento. Segundo Vasquez e Rosa-Costa (2008) é composta de quartzo arenitos, arenitos líticos e arenitos arcoseanos subordinados, com conglomerados polimíticos e siltitos associados. Embora as relações estratigráficas dessa formação ainda não estejam bem definidas, admite-se que a sedimentação continental sucedeu o vulcano-plutonismo paleoproterozoico anteriormente descrito. Faraco *et al.* (2004) descreveram no local a Formação Cubencranquém que foi descrita por Alves *et al.* (2010) como arenitos líticos/conglomeráticos e arcoseanos, em geral avermelhados e arroxeados, seguidos por arenitos finos e siltitos claros, intercalações decimétricas a métricas de tufos de cor cinza e avermelhados. A sedimentação ocorreu em ambiente continental fluvial, com clima possivelmente semi-árido, em condições de pouco transporte com influência de material vulcânico.

Contudo, somente estudos mais recentes mostraram a presença de um complexo máfico-carbonatítico hospedeiro do depósito de fosfato Serra da Capivara que é claramente discordante e posterior aos litotipos anteriormente descritos, porém com idade ainda desconhecida (Chiquini 2011; Lagler *et al.* 2014; Fernandes *et al.* 2016). Tal complexo representa a mais recente descoberta de um depósito fosfático associado a carbonatitos no Brasil, sendo o primeiro do tipo no Escudo Brasil Central, no sul do Cráton Amazônico. São rochas máficas e ultramáficas intrusivas e extrusivas como basanitos, basaltos alcalinos, ijolitos e piroxenitos na base associados a fases mais alcalinas nas formas de diques e soleiras compostos por sienitos, carbonatitos, além de rochas vulcanoclásticas, como brechas e lapilli-tufos carbonatíticos, que cobrem essas sequências. Os recursos totais estimados para o depósito até o momento são constituídos por 60,36 Mt de reservas indicadas a 12,04% de P_2O_5 e 26,59 Mt de reservas inferidas a 5,56% de P_2O_5 (Lagler *et al.* 2014).

Chiquini (2011) descreveu nessas rochas vulcanoclásticas do complexo máfico-carbonatítico lapilli-tufos acrescionários e glauconita nas rochas vulcanoclásticas, indicativos de explosões vulcânicas em ambiente aquático, como caldeiras de vulcões carbonatíticos.

Contudo, essas rochas vulcanoclásticas gradam, nas porções mais distais, para arenitos vulcânicos carbonatíticos epiclásticos.

7.3 FANEROZOICO

O Fanerozoico está representado na região por unidades lito-estratigráficas do Mesozoico e do Cenozoico (Vasquez e Rosa-Costa 2008).

8 GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO

O mapeamento de detalhe desenvolvido nessa dissertação e em trabalhos anteriores revelou que a área de estudo abriga ao menos dois centros vulcano-plutônicos efusivos e explosivos bem preservados, recentemente individualizados nas formações Cinco Estrelas e Vila Mandi (Fernandes *et al.* 2016). Essas formações possuem litotipos com fluxos de lavas e rochas vulcanoclásticas, bem como subvulcânicas e plutônicas associadas. Contudo, o nível topográfico das rochas mapeadas aponta para grau de erosão muito mais acentuado quando comparado com outras áreas como a Província Mineral do Tapajós ou região de São Félix do Xingu (Fernandes *et al.* 2016).

Os litotipos da região, apesar de serem paleoproterozoicos, não estão deformados ou metamorfisados e permitem a identificação de texturas e estruturas primárias e relações estratigráficas originais. A análise estrutural foi baseada na fotointerpretação de feições em imagem do radar R99B e elementos rúpteis como falhas, fraturas e estruturas circulares, bem como por meio de medidas de foliação de fluxo de lava obtidas em campo. Os padrões de direções de falhas, fraturas e lineamentos fotointerpretados mostraram que há, principalmente, duas direções preferenciais: NE–SW e NW–SE (Fig. 4). Esses são seguidos preferencialmente pelas serras relacionadas à Formação Vila Mandi, que foram interpretados como pertencentes a um sistema de vulcanismo fissural.

Isso mostra que possivelmente há uma relação entre as feições estruturais e o vulcanismo, assim como Juliani e Fernandes (2010) descreveram para a região de São Félix do Xingu na Formação Santa Rosa. Porém, naquela área os condutos do vulcanismo estão relacionados a duas grandes fissuras paralelas de aproximadamente 30 km com direções NE–SW. Em Vila Mandi é difícil a estimativa exata do tamanho das fissuras, por estarem parcialmente encobertas pelo Complexo máfico-carbonatítico Santana tardio (Chiquini 2011; Lagler *et al.* 2014; Fernandes *et al.* 2016). As foliações de fluxo de lava dos riolitos são relacionadas à ascendência vertical através de fissuras na crosta. Complementarmente, ocorrem estruturas circulares que sugerem a presença de antigos cones vulcânicos que fizeram parte do sistema paleoproterozoico ou representem resto de caldeiras vulcânicas fortemente erodidas, a exemplo daquelas descritas na região de São Félix do Xingu (Lagler 2011) ou Província Mineral do Tapajós (Lamarão *et al.* 2002; Juliani *et al.* 2005).

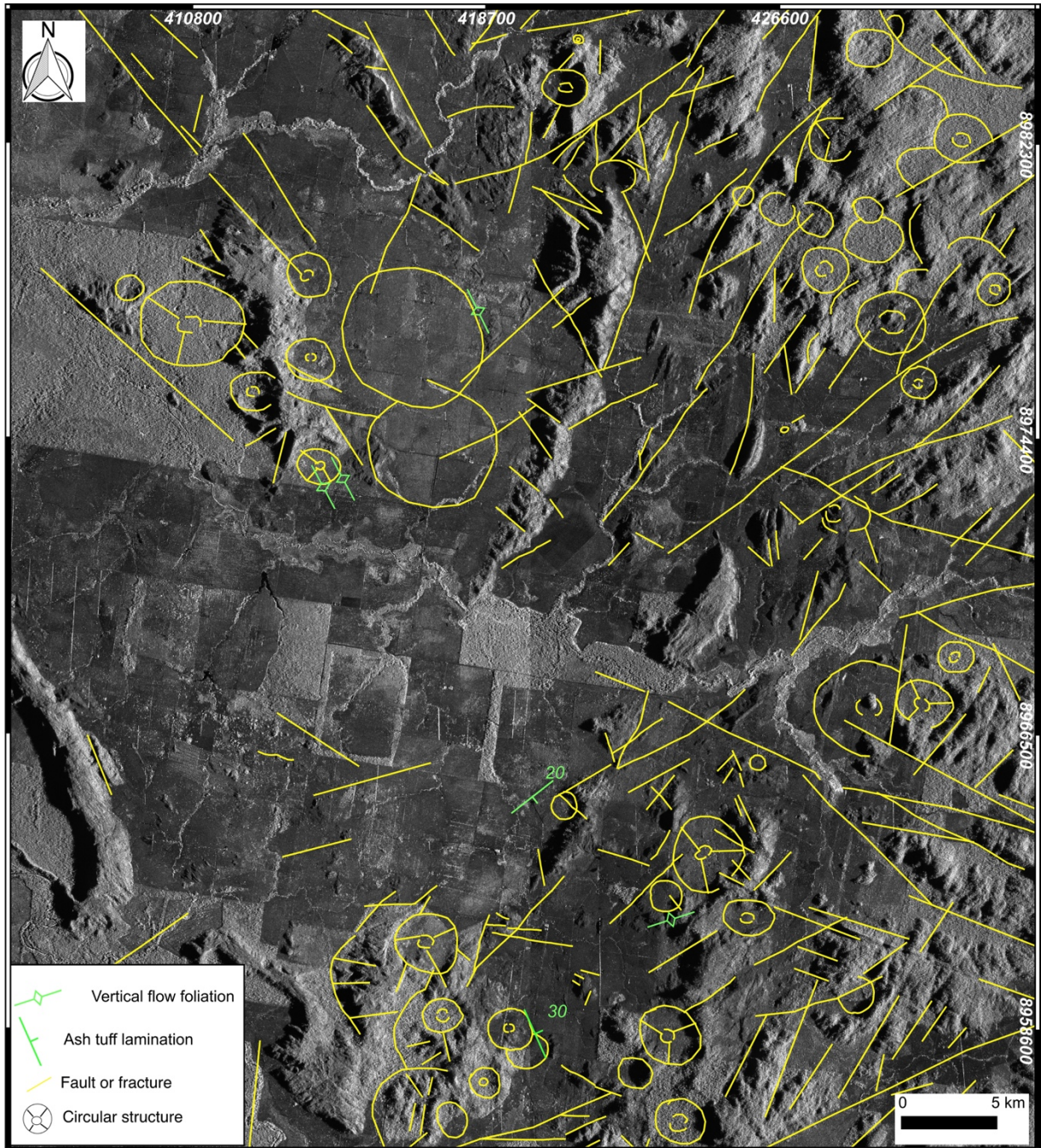


Figura 4 - Imagem de radar R99B da área de estudo com as estruturas fotointerpretadas.

8.1 FORMAÇÃO CINCO ESTRELAS

A unidade inferior Formação Cinco Estrelas (Fernandes *et al.* 2016; Lagler *et al.* 2014; Lagler *et al.* inédito) é mais restrita e ocorre geralmente na forma de pequenos lajedos e blocos isolados com rara continuação lateral (Fig. 5). Foram identificadas duas litofácies na unidade, são elas: 1) fluxo de lava maciça subaérea, representada por andesitos com foliação de fluxo horizontal e subordinados dacitos porfiríticos ou não associados; e 2) vulcanoclástica que

compreende tufo de cinzas laminado e lapilli-tufos subordinados, topograficamente relacionados à litofácies anterior que sugere evento explosivo. A evolução geológica da Formação Cinco Estrelas é vinculada a fases de vulcanismo efusivo de composição básica a intermediária e outro autoclástico a explosivo (Fernandes *et al.* 2016; Vieira 2016).

Geoquimicamente é caracterizada por conteúdo de SiO₂ entre 55,49 e 73,31% e razões K₂O/Na₂O entre 0,56 e 1,64. Exibe caráter predominantemente cálcio-alcálico, levemente transicional entre cálcio-alcálico a shoshonítico, composição exclusivamente metaluminosa, razões A/NK entre 1 e 2, bem como afinidade geoquímica com granitoides de arcos vulcânicos. As rochas das duas formações exibem um enriquecimento dos Elementos Terras Raras leves (ETRL) em relação aos Elementos Terras Raras pesados (ETRP) (Santos 2017).

8.2 FORMAÇÃO VILA MANDI

A unidade superior Formação Vila Mandi (Fernandes *et al.* 2016; Lagler *et al.* 2014; Lagler *et al.* inédito) é fissural, aflora como grandes lajedos, serras e morrotes e ocorre em grande proporção na área em ao menos cinco diferentes litofácies (Fig. 5): 1) fluxo de lava aproximadamente vertical com riolitos e dacitos, exibindo foliação de fluxo e grandes diques de riolito bandado. Comumente ocorrem alterações hidrotermais do tipo seletiva e fissural e por vezes pervasiva, assim como silicificação e carbonatação com zonas ricas em pirita; 2) de *stocks* de biotita sienogranitos equigranulares intrusiva nos riolitos e dacitos. A mineralogia desta litofácies é semelhante as vulcânicas da unidade, podendo representar um correspondente plutônico do sistema; 3) ignimbrito félsico soldado ou não, revelando clastos de diferente composições rotacionados pelo fluxo magmático; 4) vulcanoclástica de brechas polimíticas maciça com clastos angulosos a subangulosos de composições variadas, com subordinados lapilli-tufo e tufo de cristais; e 5) de diques em pequena proporção com pórfiros graníticos de mineralogia similar à dos riolitos, porém a presença de cristais mais desenvolvidos sugere diferentes níveis crustais para a unidade, mas com origem magmática similar. Tem evolução polifásica gerada por fissuras crustais que formam pares conjugados orientados nas direções NE–SW e NW–SE. A fase final envolveu vulcanismo efusivo que permitiu a acumulação de riolitos com foliação de fluxo vertical e subordinados diques de pórfiros graníticos e *stocks* de sienogranitos equigranulares que selaram as fissuras (Vieira 2016).

A Formação Vila Mandi compreende uma suíte mais evoluída, com conteúdos de SiO₂ entre 69,10 e 78,31% e muito altas razões K₂O/Na₂O (0,24–111,66). Apresenta características transicionais entre metaluminosa e peraluminosa com razão A/NK entre 1 e 1,5 e afinidade

tectônica semelhante à Formação Cinco Estrelas. Idades U-Pb zircão em riolitos da Formação Vila Mandi de 1889 ± 4 Ma e 1983 ± 18 Ma sugerem que o magmatismo na área é polifásico, formado por pelo menos dois eventos vulcano-plutônicos distintos separados por aproximadamente 100 Ma (Santos 2017).

8.3 COMPLEXO MÁFICO-CARBONATÍTICO SANTANA – DEPÓSITO DE FOSFATO SERRA DA CAPIVARA

O depósito de fosfato Serra da Capivara, localizado no sul do município de São Félix do Xingu, a aproximadamente 200 km a oeste da cidade de Santana do Araguaia (PA), foi descoberto pela equipe de exploração da MbAC *Fertilizer Corporation* no ano de 2010. Esse depósito representa a mais recente ocorrência de um depósito fosfático associado a carbonatitos no Brasil, sendo o primeiro do tipo no Escudo do Brasil Central, no sul do Cráton Amazônico. O depósito foi formado a partir do intemperismo do Complexo máfico-carbonatítico Santana (Fig. 5). Os trabalhos de exploração mineral se iniciaram em junho de 2010 quando a MbAC, através de sua subsidiária brasileira – Itafós Mineração – adquiriu licença de exploração para áreas no sudeste do estado do Pará. Anomalias químicas de P_2O_5 em análises de solo foram observadas durante as primeiras etapas de prospecção e os resultados positivos subsequentes obtidos por meio de mapeamento geológico, amostragem de solo e rocha, geofísica terrestre e GPR possibilitaram a implantação da campanha de sondagem em dezembro de 2010, que continuou até o início de 2012 (Lagler et al. 2014).

O Complexo máfico-carbonatítico Santana invade as formações paleoproterozoicas Cinco Estrelas e Vila Mandi (Chiquini 2011; Lagler *et al.* 2014; Fernandes *et al.* 2016; Santos 2017). É composto por piroxenitos, ijolitos, basaltos amigdaloidais, sienitos, carbonatitos e vulcanoclásticas carbonatíticas variadas (Fig. 6). As rochas vulcanoclásticas revelam clastos diversos, inclusive de riolitos da Formação Vila Mandi e os andesitos da Formação Cinco Estrelas, sugerindo sua relação intrusiva nas sequências vulcano-plutônicas estudadas (Fernandes *et al.* 2016). Chiquini (2011) descreveu inúmeras bombas vulcânicas, lapilli-tufos, brechas vulcânicas produtos de um vulcanismo explosivo em possível ambiente plataformal marinho.

No geral, o seu relevo é predominantemente plano e bastante afetado pela erosão em função do forte intemperismo. Porém, em alguns raros afloramentos que ocorrem em cotas de 270 a 370 m acima do nível do mar é evidente a relação entre as rochas máficas/ultramáficas que sempre ocorrem bordejando na quebra de relevo os carbonatitos (alviquitos), que são

capeados pela sequência de rochas vulcanoclásticas, sugerindo relação genética entre eles (Fig. 6).

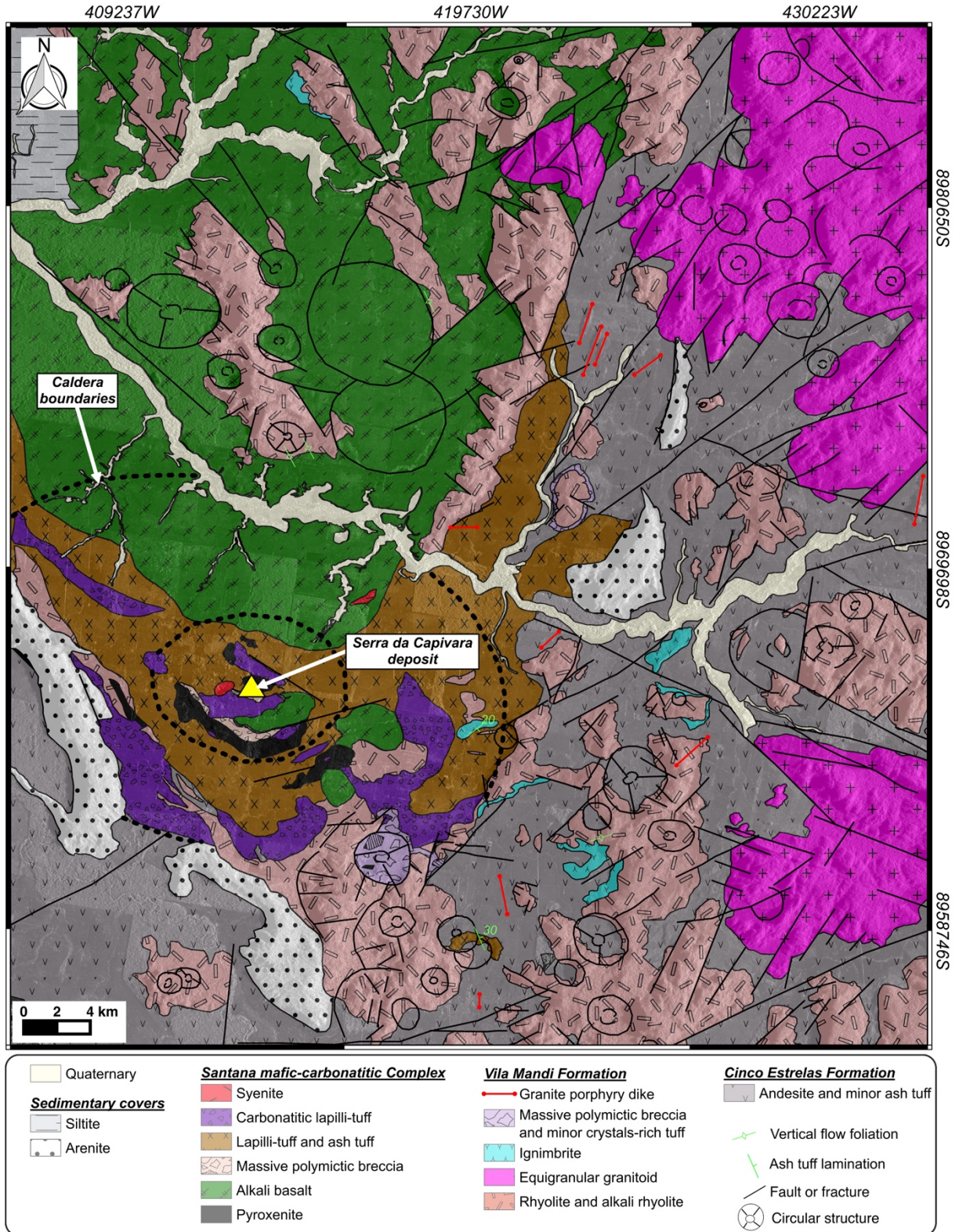


Figura 5 - Mapa geológico da área estudada de Lagler *et al.* (inédito). Modificado de Fernandes *et al.* (2016).



Figura 6 - Feições de campo relativas ao Complexo máfico-carbonatítico Santana. a) Contato entre alviquito (carbonatito finamente granuloso) e o lapilli-tufo; b) Sequência de rochas piroclásticas bem preservadas, intercalando brechas (parte superior do afloramento) e lapilli-tufos (porção inferior do afloramento); e c) Bloco isolado de apatitito (protominério) de granulação média. Notar solo avermelhado rico em fosfato.

**9 ARTIGO A SER SUBMETIDO AO PERIÓDICO *ORE GEOLOGY REVIEWS*
(*ELSEVIER*)**

**Fluid-rock interactions in the Santana mafic-carbonatite Complex, Amazonian craton,
northern Brazil: Mineralogy and metallogenetic potential**

Danilo Amaral Strauss Vieira ¹, Carlos Marcello Dias Fernandes¹, Bruno Lagler², Caetano Juliani², Lena Virgínia Soares Monteiro², Victor Matheus Lopes Gonçalves¹

¹Geoscience Institute, Pará Federal University (UFPA). Rua Augusto Corrêa 1, CEP 66075-110, Belém-PA, Brasil. cmdf@ufpa.br

²Geoscience Institute, São Paulo University (USP). Rua do Lago 562, CEP 05508-080, São Paulo-SP, Brasil. cjuliani@usp.br

8946 Words

12 Figures

1 Table

*Corresponding author:

Carlos Marcello Dias Fernandes

Faculdade de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará

Rua Augusto Corrêa 1, CEP 66075-110, Belém-PA, Brasil

Telephone: +55 (91) 3201-8156

e-mail: cmdf@ufpa.br

ORCID: 0000-0001-5799-2694

Abstract

At the border of Pará and Mato Grosso states, northern Brazil, Amazonian craton, occur volcanic, subvolcanic, and plutonic rocks recently discovered and grouped in the Santana mafic-carbonatitic Complex, likely of the Paleoproterozoic. Detailed fieldworks, remote sensing image interpretations, and conventional petrography allowed the definition of several volcanic lithofacies formed in a collapsed caldera framework comprising a basal plutonic system that fed the volcanic system and the geological evolution under a brittle structural regime. This complex has several hydrothermalized rocks evidenced by reddish, brownish, and yellowish colors. These hydrothermal alterations are pervasive and interstitial mainly developed in the carbonatitic member, besides minor fracture-controlled style. Scanning electronic microscopy of these alteration products revealed paragenesis with barite + fluorapatite + dolomite ± quartz ± rutile ± chalcopyrite ± pyrite ± monazite ± magnetite ± hematite. This assemblage shows that the initial magmatic-hydrothermal fluid was enriched in sulfur, magnesium, phosphorus, CO₂, and minor fluorine produced in the transition from the late-stage of magmatic fractionation to the hydrothermal phase. Evolution involved fluid-rock interactions with the crustal rocks and assimilation of silica and deposition of barite, apatite, quartz, and minor monazite in distinct styles along the altered portions. We interpret that these hydrothermally altered rocks can act as prospective guides and show potential for REE and phosphate mineralizations in other Paleoproterozoic volcano-plutonic centers of the Amazonian craton.

Keywords: Alvikite; Caldera evolution; REE mineralization; Hydrothermal alterations; Alkaline complex; Paleoproterozoic

9.1 INTRODUCTION

Carbonatites are defined by the IUGS as igneous rocks composed over 50% of modal primary carbonate and less than 20% of whole-rock SiO₂ content (Le Maitre, 2002). These exotic and rare lithotypes are named according to dominant phase such as calcite carbonatite, dolomite carbonatite; or based on major oxide geochemistry as calcio-, magnesio-, natro-, or ferro-carbonatite (Bell and Blenkinsop, 1989; Woolley and Kempe, 1989; Simonetti et al., 1997). Petrogenetic modeling considers them as a residual magma from carbonated nefelinites or melilitites fractionation; immiscible fractionated melt from CO₂-saturated silicate magma; or primary magmas related to partial melting of CO₂-rich mantellic peridotite (Freestone et al., 1980; Wallace and Green, 1988; Gittins and Jago, 1998; Jones et al., 2013). Carbonatitic complexes and associated rocks are widely studied because of their high metallogenetic potentiality for world-class mineralizations of rare earth elements (REE), strontium, barium, thorium, uranium, and phosphorus (Richardson and Birkett, 1996; Mitchell, 2005; Jones et al., 2013; Duraiswami and Shaikh, 2014; Cheng et al., 2018; and references therein).

Despite the uncertainty about the origin of the carbonatites, some examples of rare earth-bearing mineralizations (RE minerals) such as the Brazilian Barra do Itaipapuã (Andrade et al., 1999; Ruberti et al., 2008) and the Indian Amba Dongar (Doroshkevich et al., 2009), are interpreted as late-stage magmatic or hydrothermal event products. Evidence for hydrothermal origin is based on field aspects, mineralogy, and whole-rock chemistry, and isotope geochemistry in several other deposits (Ngwenya, 1994; Jones et al., 1996; Smith et al., 2000; Yang and Le Bas, 2004; Duraiswami and Shaikh, 2014).

Throughout Amazonian craton (Almeida et al., 1981), northern Brazil, occur several Paleoproterozoic geochemically, petrologically, and isotopically distinct effusive and explosive well-preserved volcano–plutonic sequences that cover an area of at least 1,500,000 km². They occur in different regions along the craton and show great potential for several types of economic mineralizations, inconceivable to exist due to their association with shallow ancient rocks (Juliani and Fernandes, 2010; Fernandes et al., 2011; Juliani et al., 2016; Freitas and Juliani, 2018). Joint effort between mineral industry and academic researchers in the last twenty years permitted the definition of the first Paleoproterozoic (1.86 Ga) high-sulfidation Au epithermal (Juliani et al., 2005); the genetically associated Au-(Cu) porphyry-type (Juliani et al., 2011); and the recently characterized intermediate-sulfidation Au–Ag epithermal (Tokashiki et al., 2015) mineralizing systems within the Tapajós Mineral Province (Bettencourt et al., 2016). Another promising region is São Félix do Xingu with occurrences of Au and base

metals associated with hydrothermally altered rocks typical of low-sulfidation epithermal systems (Cruz et al., 2015; Cruz et al., 2016).

This large-scale Paleoproterozoic volcano–plutonism produced in the southernmost region of the Pará state (Fig. 7), Vila Rica and Santana regions (northern Brazil), the andesitic rocks of the Cinco Estrelas Formation and mainly rhyolitic rocks of the Vila Mandi Formation (Fernandes et al., 2016; Vieira, 2016). These latter volcanic sequences occur associated with the Santana mafic-carbonatitic Complex, that hosts the Serra da Capivara supergene phosphate deposit (Chiquini, 2011; Lagler et al. 2014).

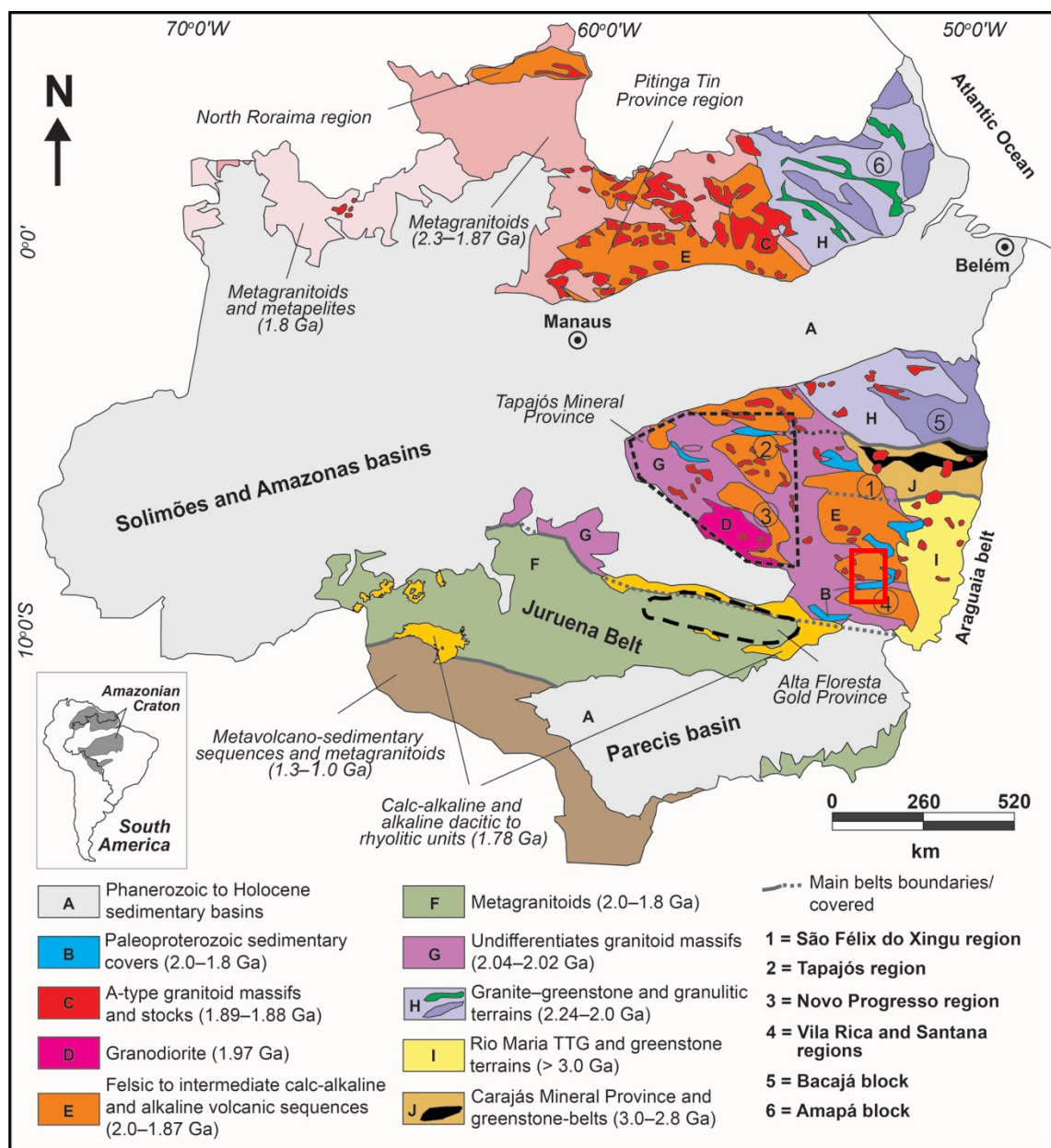


Figure 7 - Simplified geological map (Fernandes and Juliani, 2019) of the Amazonian craton showing estimate areas of Proterozoic volcano–plutonism in Pitinga Tin Province, São Félix do Xingu, Tapajós Mineral Province, Alta Floresta Gold Province, and other poorly explored regions. The red rectangle shows de Vila Mandi region area (Fig. 8).

Although lack laterally and vertically continuous outcrops related to this alkaline complex, isolated blocks and borehole samples of its mafic-ultramafic, carbonatite, and alvikite lithofacies reveal the existence of hydrothermal alterations halos. In this paper we present field and stratigraphic aspects, petrographic data, and Scanning Electron Microscopy (SEM) surface textural evidence for late-stage hydrothermal activity in the Santana mafic-carbonatitic Complex. Besides presenting new data on the primary and hydrothermal minerals of the complex, we speculate on the behavior of selected elements during hydrothermal activity. This study aims to contribute to the knowledge of the Proterozoic volcano–plutonism of the Amazonian craton relative to its composition, geological evolution, and prospective guide for rare, base, and phosphate mineralizations.

9.2 TECTONIC SETTING OF THE VILA MANDI REGION RELATIVE TO AMAZONIAN CRATON

The Amazonian craton represents one of the largest Precambrian terrain in the world. The understanding of its Paleoproterozoic evolution is controversial and is a matter of debate (Kroonenberg and de Roever, 2011). Structural and geophysical data point to a large Archean block reworked during the Trans-Amazonian Cycle (Hurley et al., 1967; Almeida et al., 1981). Other models based on geochronological and isotopic allow dividing this tectonic unit into geochronological provinces (Santos et al., 2004; Tassinari and Macambira, 2004) following the principles developed for the Canadian Shield (Stockwell, 1968). More recently, the 2.0–1.88 Ga zoning of porphyry-type, epithermal, and A-type intraplate granite-related mineralizations raised the interpretation of approximately E–W-trending Andean-type subduction zone influences, with episodes of uncommon mechanisms such as flat subduction and forearc subduction erosion (Fernandes et al., 2011; Juliani et al., 2012; Carneiro et al., 2018; Fernandes and Juliani, 2019).

In fact, few regions have explanatory studies of the geological processes and their relationships with the mineralizing systems as the Carajás Mineral Province (Villas and Santos, 2001; Monteiro et al., 2008; Moreto et al., 2013; Bettencourt et al., 2016), the Tapajós Mineral Province (Juliani et al., 2005; Bettencourt et al., 2016), or the Rondonian Tin Province (Bettencourt and Dall’Agnol, 1987; Bettencourt et al., 2016) because of dense rainforest cover; continental dimensions, and lacks of lateral continuity of the geological units.

In turn, the Vila Mandi region (Fig. 8) is a remote location and poorly known in terms of stratigraphy and geological units, located in the Central Amazonia Geochronological

Province (Santos et al., 2004; Tassinari and Macambira, 2004), in the southernmost portion of the craton. Fewer regional mappings were developed at Vila Mandi and revealed that its basement is possibly an Archean terrain comprising granodiorite, monzogranite, and tonalite regionally metamorphosed at greenschist to upper amphibolite facies conditions (Faraco et al., 2004; Vasquez and Rosa-Costa, 2008). The stratigraphy is completed with an association of volcanic and plutonic rocks related to the 1.88–1.70 Ga magmatism (Pessoa et al., 1977; Chiquini, 2011; Lagler et al., 2014; Fernandes et al., 2016) and sedimentary cover (Vasquez and Rosa-Costa, 2008).

9.3 METHODS

Rock samples from the Santana mafic-carbonatitic Complex were collected in outcrops and from representative boreholes. Fifty-four thin sections were prepared from selected samples for petrographic work, which were refined with SEM in nine representative samples with a Leo-Zeiss LS15 model microscope housed at the Mineral Analyses Laboratory (LAMIN-BE) of the Brazilian Geological Survey (CPRM). Backscattered Electrons (BSE) images of minerals and textures were obtained with an acceleration voltage of 20 kV; current from 70 up to 90 pA; working distances of 8.5 mm; and magnification from 60 up to 1500 times. Chemical analyses of minerals were obtained by EDS (Energy-dispersive X-ray Spectroscopy) on a 10-mm X-Act SSD detector from Oxford Instruments. The analytical results were acquired at a working distance of 8.5 mm; a voltage of 20 kV; and current from 330 up to 400 pA to maintain an output counting rate about 2000 cps. The results were standardized according to energy pattern spectra of the AZTec software from Oxford Instruments. Results with a standard deviation above 10% of the element concentration were discarded from composition calculation. This concentration may be present in minerals as impurities trapped in the crystalline lattice or as incipient secondary alteration.

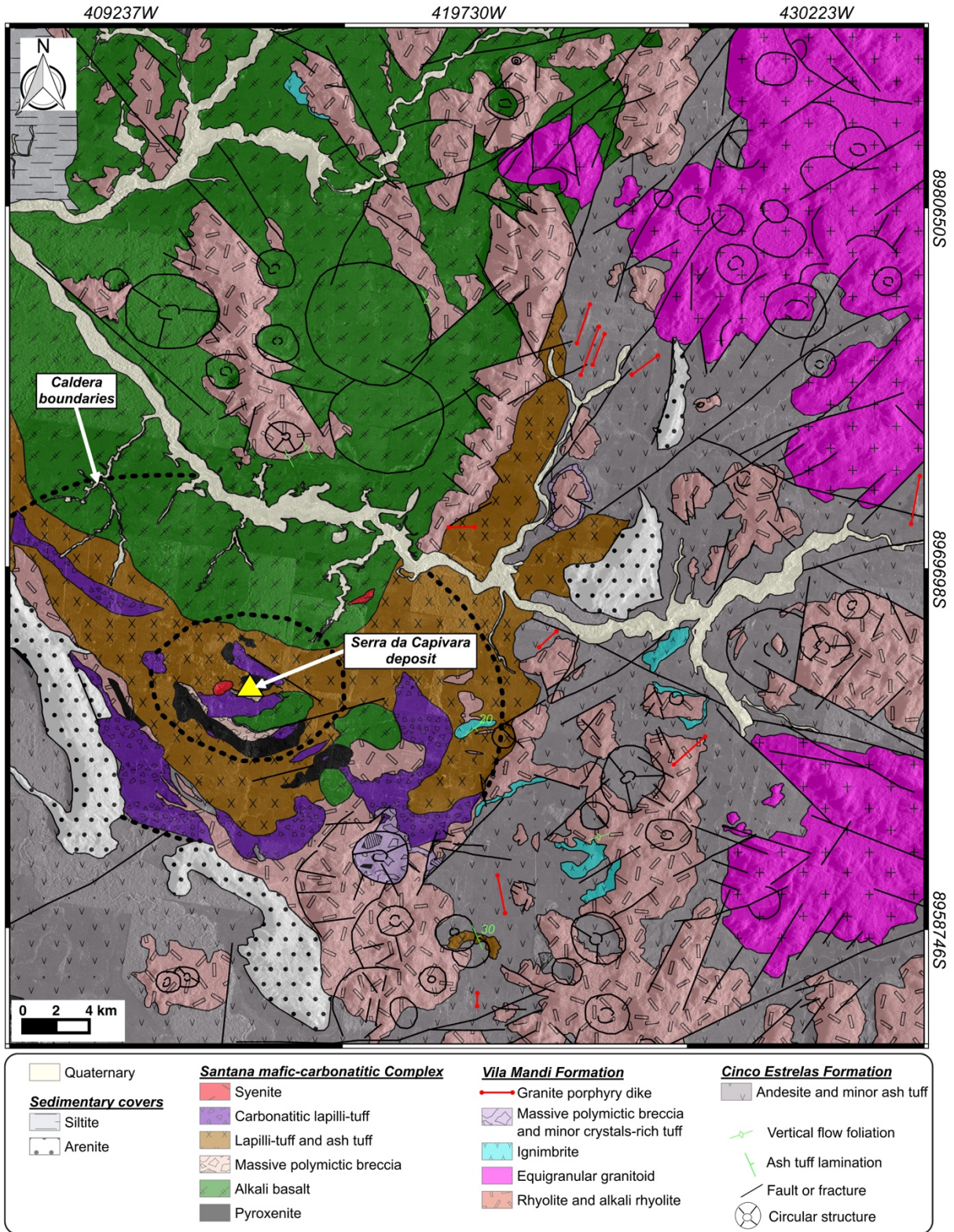


Figure 8 - Detailed geological map of the Vila Mandi region Lagler et al. (unpublished). The geology for Cinco Estrelas and Vila Mandi formations is from Lagler et al. (2014) and Fernandes et al. (2016).

9.4 GEOLOGY OF THE SANTANA MAFIC-CARBONATITIC COMPLEX AND HOST ROCKS

The Paleoproterozoic (1.98–1.88 Ga) Cinco Estrelas and Vila Mandi formations (Fernandes et al., 2016) encompass lava flows lithofacies, volcanoclastic associated with pyroclastic lithofacies, and later subvolcanic and plutonic lithofacies (Fig. 2). These units are correlated to other well-studied volcanic centers of the Amazonian craton (Juliani and Fernandes, 2010). Also, Proterozoic continental sedimentary covers such as low angle stratified arenite and siltite (Faraco et al., 2004; Vasquez and Rosa-Costa, 2008) are stratigraphically positioned above these volcanic units and the Santana mafic-carbonatitic Complex.

The Santana mafic-carbonatitic Complex includes pyroxenite, ijolite, amygdaloid basalt, syenite, coarse-grained calcite-carbonatite (sövite), fine-grained calcite-carbonatite (alvikite), rare apatitite blocks, and several pyroclastic flows and fall carbonatitic volcanoclastic deposits (Lagler et al., 2014; Fernandes et al., 2016; Gonçalves, 2016). Episodes of explosive volcanism in a marine-related platform environment are registered (Chiquini, 2011). Its relief is predominantly flat and leveled out by erosion. However, locally rare outcrops of large blocks at 270 to 370 m topographic levels reveal a clear relationship between the mafic/ultramafic rocks that surround alvikite, which is covered by the genetically related carbonatitic volcanoclastic sequences.

A detailed study grouped these mafic and carbonatitic rocks in volcanic lithofacies that permitted a better understanding about the geological evolution, hydrothermal alterations, besides the interpretation of a collapsed volcanic caldera model (Lagler et al., unpublished). The lower mafic-ultramafic member reveals lithofacies with plutonic rocks such as slabs and blocks of pyroxenite, ijolite, and minor isolated metric blocks of coarse-grained apatitite; besides volcanic lithotypes comprising preserved and isolated metric blocks of mainly effusive alkali basalt and rarely medium- and fine-grained massive apatitite. Mafic volcanoclastic lithofacies covers a widespread area encompassing isolated blocks of massive polymictic breccia, lapilli-tuff and crystal-rich tuff, and base surge. These are poorly sorted deposits with centimeter- to meter-size angular clasts sourced from host units and the Santana mafic-carbonatitic Complex itself rocks, in addition to carbonate-rich groundmass. Minor epiclastic sedimentary volcanogenic deposits usually cover these lithofacies.

The upper carbonatitic member has a lower coarse-grained carbonatite lithofacies with reddish-yellow sövite, besides coarse-grained apatitite blocks. These lithotypes are sectioned by pervasively hydrothermalized medium- and fine-grained carbonatite veins. An upper

effusive lithofacies that occurs mainly as sills and rare continuous outcrops in center of the complex, revealing whitish to whitish-yellow equigranular fine-grained to porphyritic alvikite. Cristal- and clast-rich volcanoclastic carbonatitic lithofacies reveals poorly sorted massive polymictic breccia, lapilli-tuff, and minor crystal-rich tuff that usually covers the alvikite. These rocks show centimeter- to meter-size clasts, crystal, and crystal fragments sourced from effusive and plutonic rocks of the Santana mafic-carbonatitic Complex; rhyolite, granite porphyry, and equigranular granitoid of the Vila Mandi Formation; andesite and dacite of the Cinco Estrelas Formation; and minor gneiss fragments of the older basement related to multiple eruptions during the formation of the Santana mafic-carbonatitic Complex. Later stocks and dikes of equigranular and porphyry syenite occur associated. The correlation and comparison of surface and borehole sampling permitted the identification of several types and styles of hydrothermal alterations, interpreted as the direct product of magmatic evolution of the complex in plutonic and volcanic crustal levels. The transition to the plutonic carbonatite (sövite) occurs at depths about 78 m with incipient interstitial hydrothermal alterations, but is sectioned by fine-grained carbonatitic veins and fractured-controlled pervasive hydrothermal alteration. This pervasive alteration has a deeper origin and occurs at shallow levels as fracture-controlled style in carbonatite veins, and interstitial on alvikite. Our detailed petrographic observations and the relationship of these alterations are presented in Figure 9.

Depth (m)	Granulation					Structure	Alteration description	Lithologic description
	0.06	0.5	2.0	8.0	32 mm			
56						Fracture-controlled style with fine-grained carbonatite veins	Incipient fracture-controlled with light brown color. barite + quartz + apatite + dolomite	Carbonatitic lapilli-tuff with rounded clasts (2 to 6 mm) and hydrothermalized groundmass with calcite cement
57								
77						Pervasively hydrothermalized fine-grained carbonatite veins	- Incipient interstitial with light brown color comprising barite + fluorapatite + dolomite; - Veins with pervasive style alteration with same phases	Medium-grained (40 to 60 mm) equigranular sövite
78								
88						Hydrothermalized carbonatite with flow foliation	Fracture-controlled to pervasive styles comprising barite + fluorapatite + dolomite	Pervasively altered carbonatite with few primary calcite preserved
89								

Pervasive style alteration

Fracture-controlled style alteration

Coarse-grained carbonatite

Volcanoclastic lithofacies

Figure 9 - Representative boreholes sketch (out of scale), according to the depth of occurrence, describing lithology, texture, and types and styles of hydrothermal alteration relative to the carbonatitic member of the Santana mafic-carbonatitic Complex.

9.5 PETROGRAPHY OF THE ROCKS AND PRODUCTS OF HYDROTHERMAL ALTERATION

9.5.1 Cinco Estrelas and Vila Mandi formations

The Cinco Estrelas Formation has effusive lava flow lithofacies comprising gray andesite and minor purple rhyodacite with characteristic magmatic flow foliation. Textural feature ranges from aphyric to porphyritic with predominantly subhedral to euhedral medium-sized plagioclase, amphibole, and minor clinopyroxene phenocrysts. The groundmass is microlithic formed mainly by fine-grained tabular plagioclase crystals, although fine-sized pyroxene and minor amphibole grains are registered. Subordinate volcanoclastic and pyroclastic lithofacies of grayish ash tuff and subordinate poorly sorted clast-rich lapilli-tuff occur genetically associated (Fernandes et al., 2016; Vieira, 2016).

The Vila Mandi Formation is a fissure-controlled unit with several felsic rock types. It shows a lower massive lava flow lithofacies with dacite and rhyolite. In general, the rhyolitic rocks are pink to red; glomeroporphyritic to porphyritic textural variations; and variable contents of plagioclase, potassic feldspar, and quartz phenocrysts dispersed in a microcrystalline and sometimes felsic pilotaxitic groundmass. Associated lithofacies reveals medium-grained pinkish equigranular syenogranite to monzogranite stocks. Explosive volcanism is related to welded and unwelded reddish ignimbrite lithofacies related to pyroclastic flow regime; a badly sorted volcanoclastic lithofacies of massive polymictic breccia and minor lapilli-tuff and crystal-rich tuff with angular to subangular clasts of andesite, dacite, gneiss, equigranular granitoid, and granite porphyry compositions. Subordinate lithofacies shows coarse-grained granite porphyry dikes and stocks (Fernandes et al., 2016; Vieira, 2016).

Some hydrothermal alterations such as chloritic, sericitic, and argillic on fracture-controlled and pervasive styles were identified in several rocks of these volcanic sequences (Vieira 2016) and deserve more detailed investigations. These alterations are superimposed by carbonatic alteration on fracture-controlled, pervasive, and locally selective styles comprising fine- to medium-grained calcite grains that replace feldspar phenocrysts and groundmass (Fernandes et al., 2016; Vieira, 2016).

9.5.2 Santana mafic-carbonatitic Complex

9.5.2.1 Lower mafic-ultramafic member

The plutono–volcanic lithofacies of the mafic-ultramafic member have mainly medium-grained pyroxenite and pyroxene-rich volcanic rocks; besides ijolite, and amygdaloidal and massive alkaline basalt. The fine-grained volcanic lithotypes show dark gray to black color and granular to porphyritic textures (Figs. 10a–d). They reveal augite phenocrysts, uncolored on natural light, and ceylonite with olive color in natural light.

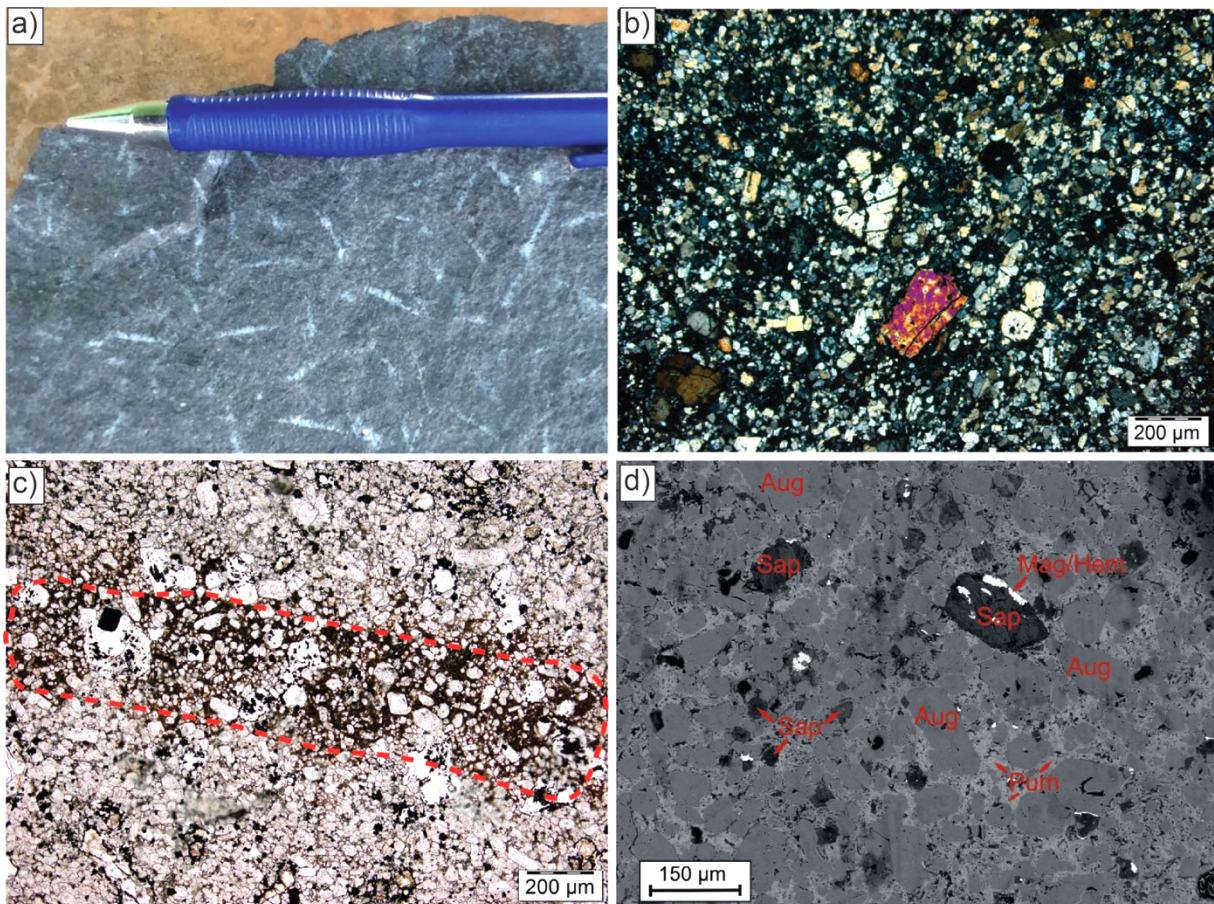


Figure 10 - Representative textural aspects of the lower mafic-ultramafic member, Santana mafic-carbonatitic Complex. a) Black augite-rich volcanic rock sample with centimetric whitish slats; b) Photomicrography showing fine-grained augite-rich (~ 90%) porphyritic texture (Polarized light). Augite, magnesio-riebeckite, and ceylonite occur locally as phenocrysts; c) Photomicrography (natural light) showing the alteration to saponite (dashed red line) related to the whitish slats seen in a); and d) Backscattered SEM image of the ultramafic volcanic rock. Reveals mainly augite crystals (Aug), whereas the whitish slats are mainly saponite grains (Sap) and its interstitial portions are more Ca-rich, probably related to pumpellyite (Pum) formation. Iron oxides (Mag/Hem) replace saponite.

The volcanic rocks reveal centimetric (2–3 cm) whitish slats with microscopic texture and interstitial alteration style. Their SEM analyses reveal numerous fine-grained euhedral augite crystals, besides fine-grained anhedral grains with composition very similar to saponite, a common magnesium aluminosilicate from olivine replacing (Tomeoka and Ohnishi, 2010). In addition, dispersed calcium-rich grains of pumpellyite, magnetite, and minor hematite at groundmass are registered. This association points to influence of hydrothermal alterations related to very-low grade hydrothermal metamorphism, a common feature of submarine mafic sequences (Liou et al., 1987; Frey and Robinson, 1999; Pirajno, 2009).

Another representative lithotype of the plutono-volcanic lithofacies is the very fine-grained aphyric basalt. SEM analyses of this rock reveal augite and plagioclase phenocrysts immersed in a groundmass cemented with calcite, in addition to accessories such as pyrite, iron oxides, chlorite, and barite (Figs. 11a–d). Occur in this rock millimetric spherules comprising calcite, quartz, and minor celestine filling (cf. Stoppa and Schiazza, 2013). This circular texture is interpreted as a product of the immiscibility process between silicate and carbonatitic magmas that trigger many alkaline complexes evolution (Pyle and Haggerty, 1994; Kogarko et al., 1995; Bailey et al., 2005; Stoppa and Schiazza, 2013). The spherule texture, combined with calcitic cement of the silicate-rich groundmass, show a clear genetic relationship between mafic-ultramafic and carbonatitic magmas. Indeed, some outcrops of the alkaline basalt lithofacies always border the alvikite lithofacies of the Santana mafic-carbonatitic complex (Lagler et al., unpublished).

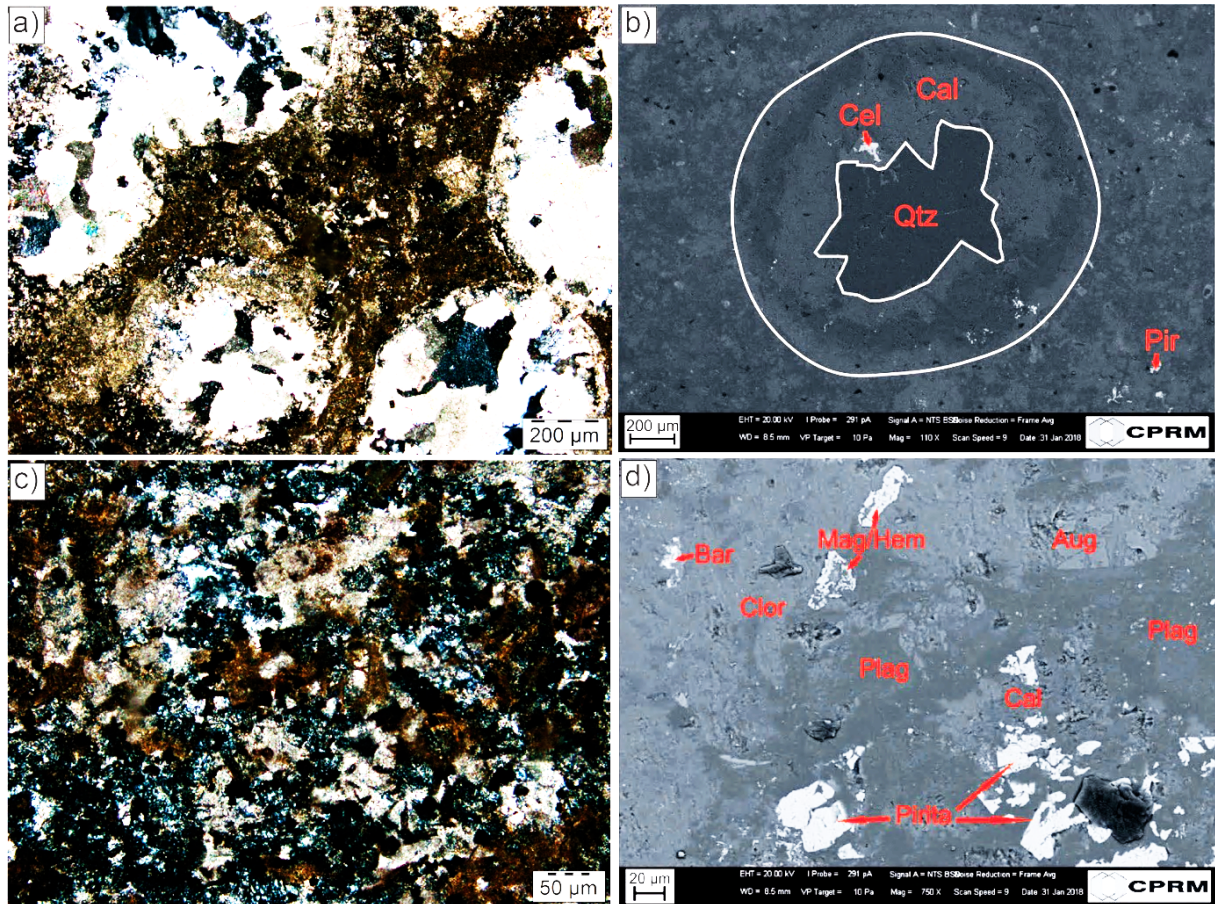


Figure 11 - Representative textures of aphyric basalt of the mafic-ultramafic member, Santana mafic-carbonatitic Complex. a) Calcite- and quartz-filled nucleated spherules dispersed in fine-grained groundmass; b) Backscattered SEM image of a spherule with quartz core and calcite rim, beside celestine grain (Cel); c) Fine-grained groundmass formed by calcite and opaque minerals; and d) Backscattered SEM image of the groundmass with augite (Aug), plagioclase (Plag), calcite (Cal), magnetite/hematite (Mag/Hem), pyrite (Pyr), barite (Bar), and minor chlorite (Clor).

9.5.2.2 Upper carbonatitic member

Fine-grained alvikite lithofacies is usually aphanitic and reveals white to whitish-yellow colors. It is composed almost exclusively of calcite grains (88–94% vol.), with some variations to magnesian and/or ferrous calcite, and minor dolomite. Textural variations have been identified and include a porphyritic rock, with a clear distinction of the subhedral phenocrysts and the microcrystalline groundmass; besides equigranular samples with subhedral crystals and irregular contacts (Figs. 12a,b). In these rocks the alteration products are evidenced by light brown, dark brown, and reddish colored portions in abrupt contact with preserved levels of the alvikite (Fig. 12c). Microscopically these alterations are interstitial and present replacing of calcite crystals mainly by quartz. Locally, occurs magnesium-enrichment in some calcite grains rims (Fig. 12d).

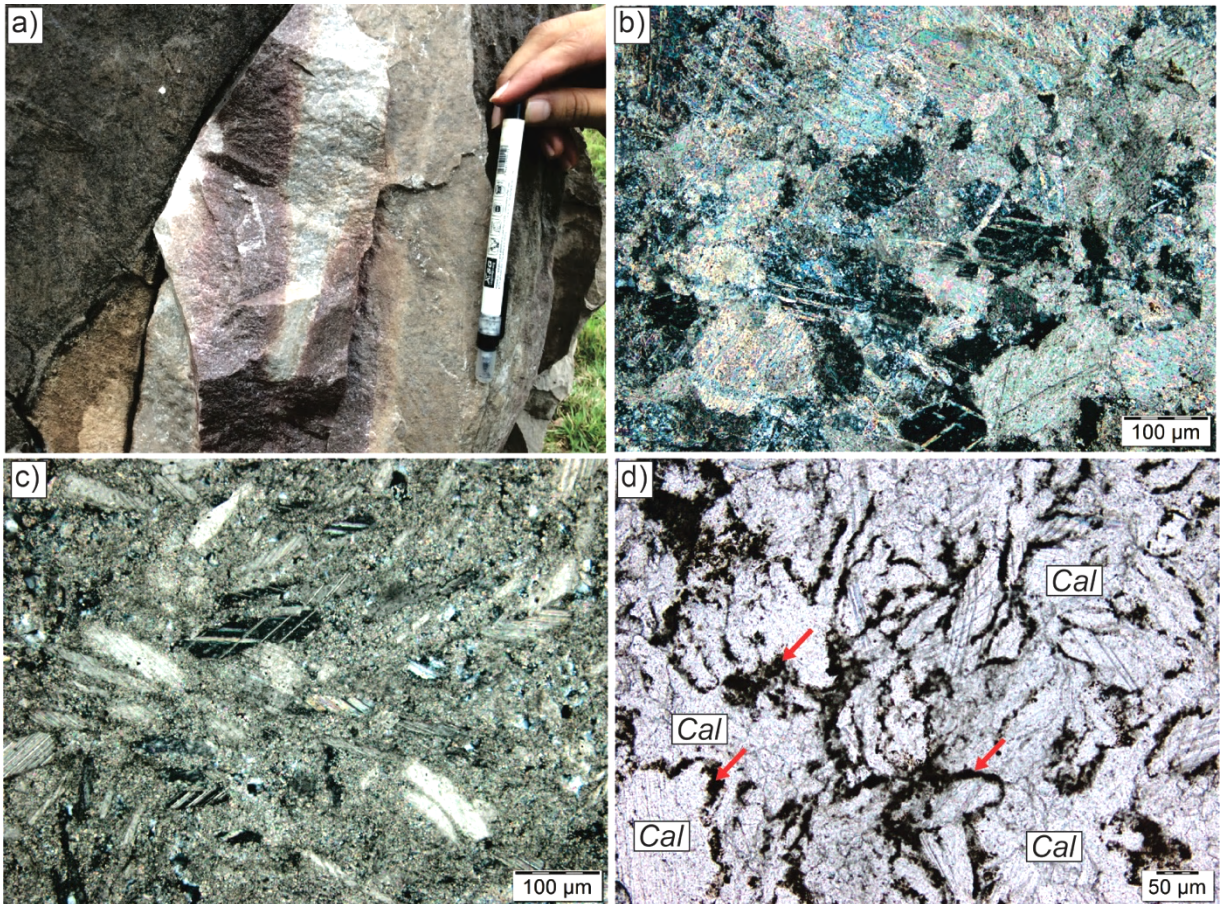


Figure 12 - Representative textures of the alvikite lithofacies from the carbonatitic member, Santana mafic-carbonatitic Complex. a) Field aspect of alvikite outcrop with reddish portions affected by hydrothermal alteration of barite and fluorapatite; b) Photomicrography of equigranular fine-grained texture with subhedral calcite crystals (Polarized light); c) Photomicrography of porphyritic alvikite with subhedral calcite phenocrysts immersed in a microcrystalline groundmass composed of same mineralogy (Polarized light); and d) Photomicrography of the interstitial alterations to barite and fluorapatite at the border (red arrows) of magmatic calcite (Cal) in alvikite (Natural light).

These interstitial alterations are composed mainly of fine-grained barite and fluorapatite phases identified with SEM analyses, in addition to minor rutile, monazite, chalcopryrite, and pyrite (Figs. 13a–c). Barite grains occur in two distinct generations. One presents euhedral to subhedral crystals precipitated between magmatic calcite and, locally, is truncated by fine interstitial quartz grains (Fig. 13d). The other shows anhedral shape and occurs at border of the fine-grained calcite grains of the alvikite groundmass (Figs. 13a,b). Fluorapatite crystals, in addition to minor quartz, rutile, monazite, pyrite, and chalcopryrite, are fine (<15 µm), anhedral and rounded crystals within these alteration zones.

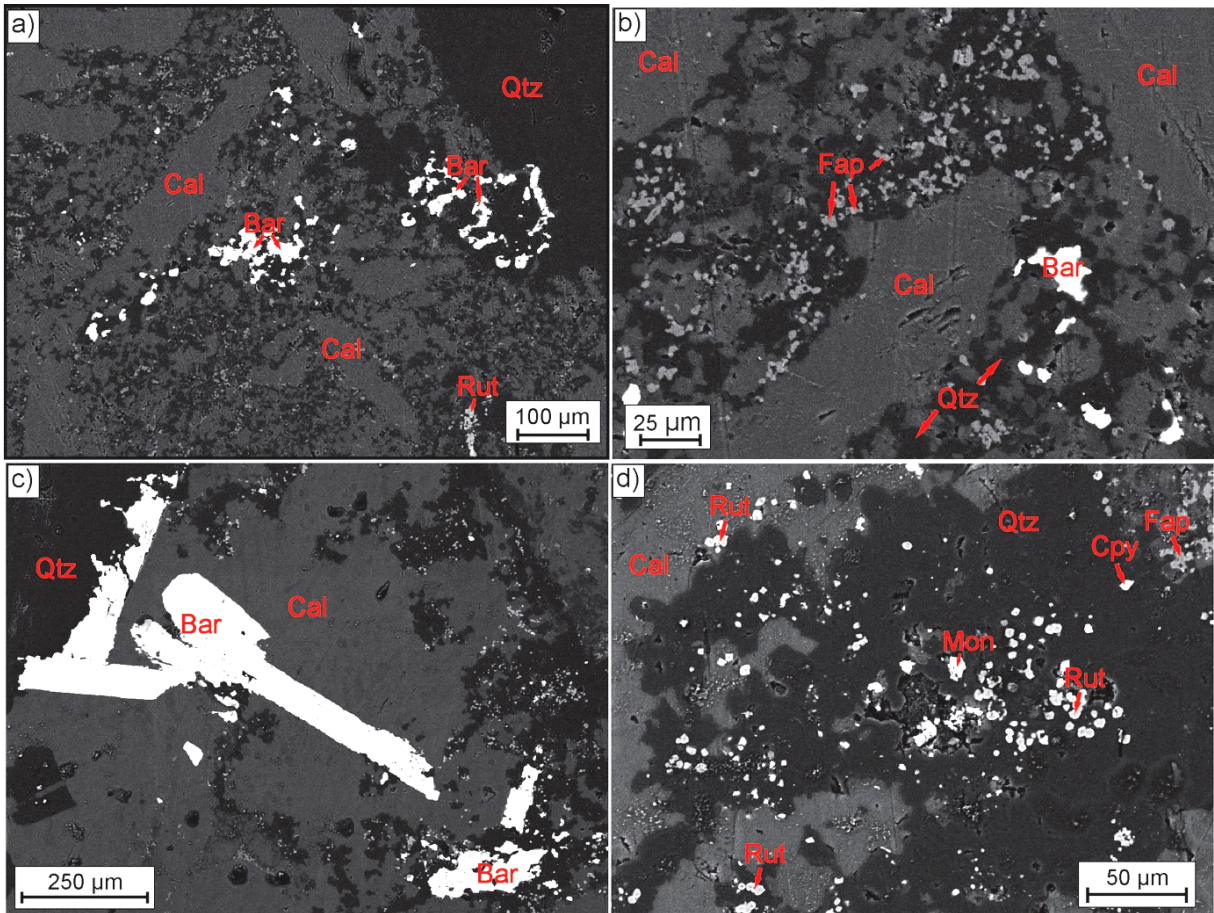


Figure 13 - Representative backscattered SEM images of hydrothermal portions of the alvikite lithofacies from the carbonatitic member. a) Alvikite with an intense substitution of calcite (Cal) by interstitial quartz (Qtz), anhedral barite (Bar), and rutile (Rut) grains; b) Detail of the interstitial portion of the previous image. There is formation of sub-rounded and anhedral fluorapatite (Fap); c) Subhedral to euhedral barite (Bar) grains partially replaced by interstitial quartz (Qtz) at the border, occurring associated with magmatic calcite grains; and d) Detail of interstitial quartz (Qtz), monazite (Mon), rutile (Rut), and chalcopyrite (Cpy).

Coarse-grained texture sövite is described in studied boreholes at depths from 77 to 78 m. This plutonic carbonatite has light brown color (Fig. 14a). It is composed essentially of subhedral (1.5–3 mm) calcite crystals (up to 95% vol.) with irregular contacts (Fig. 14b). Accessory phases comprise magnetite, hematite, potassic feldspar, and pyrite. Hydrothermal alterations in this lithofacies are mineralogically very similar to those described in alvikite but occur in different styles. In general, these alterations are incipient and interstitial between calcite crystals (Fig. 14b) and impose brownish color to the rock. Centimeter-sized veins of alvikite and a second generation of coarse-grained carbonatite invade this lithofacies (Fig. 14c). These veins present fine-grained calcite crystals with a pervasive to locally fracture-controlled hydrothermal alteration styles (Fig. 14d).

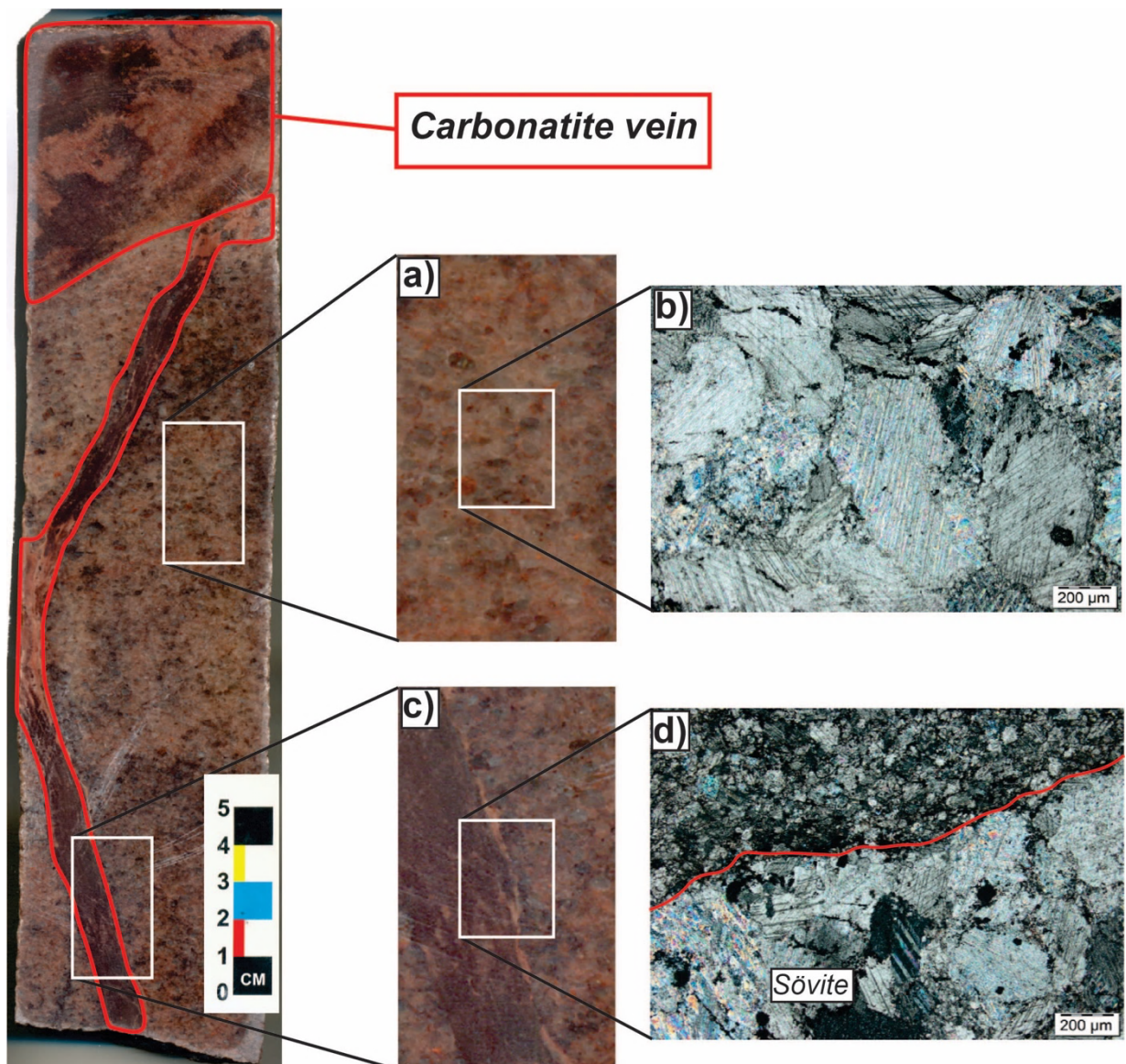


Figure 14 - Representative borehole sample of coarse-grained sövite lithofacies and minor fracture-controlled alteration style. a) Mesoscopic feature of the coarse-grained sövite; b) Photomicrography of the sövite texture revealing incipient interstitial alteration (dark colored minerals) between well-developed calcite crystals; c) Detail of the abrupt contact between the sövite and fine-grained alvikite vein; and d) Photomicrography of the contact (red line) between the sövite and fine-grained alvikite vein with fracture-controlled alteration style.

A significant zone with fracture-controlled hydrothermal alterations occurs at greater depths (88 to 89 m) very similar to those of previous fracture-controlled style. These alterations developed in a fine- to medium-grained carbonatite that shows a non-penetrative magmatic flow foliation, and is characterized by intercalated least altered portions (Figs. 15a,b) and pervasively altered portions (Figs. 15c,d).

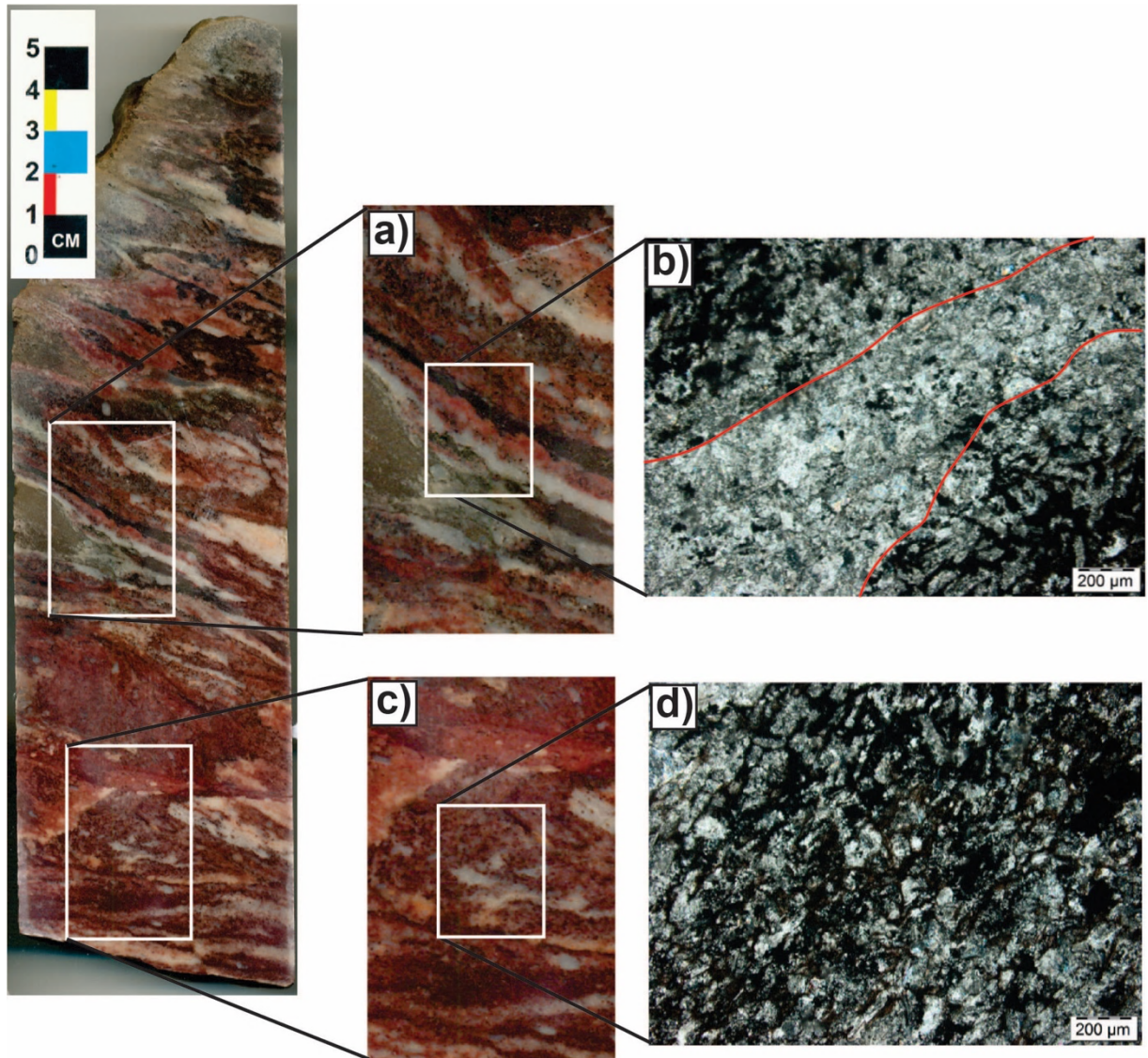


Figure 15 - Borehole sample of the deeper carbonatite lithofacies (88 to 89 m), with non-penetrative flow texture, showing a fracture-controlled hydrothermalized zone. a) Representative mesoscopic detail of the layered altered portion related to flow texture; b) Photomicrography of these hydrothermalized bands (red lines). The whitish layer reveals medium-grained calcite grains; c) Detailed view of massive pervasive hydrothermal alteration; and d) Photomicrography of this pervasive hydrothermal alteration (dark colored).

SEM analyses of these hydrothermally altered rocks show essential mineralogy composed of barite, fluorapatite, apatite, and dolomite; besides rutile, magnetite, and hematite as accessory phases. In the least altered portions, there are preserved magmatic euhedral to subhedral calcite crystals, with rare portions altered to dolomite; and formation of fine-grained flow-oriented fluorapatite (40 to 60 μm) crystals and anhedral barite (Figs. 16a,b). At most altered portions there is a significant formation of dolomite and apatite grains, both in interstitial and pervasive styles; besides anhedral barite (30 μm) crystals (Figs. 16c,d).

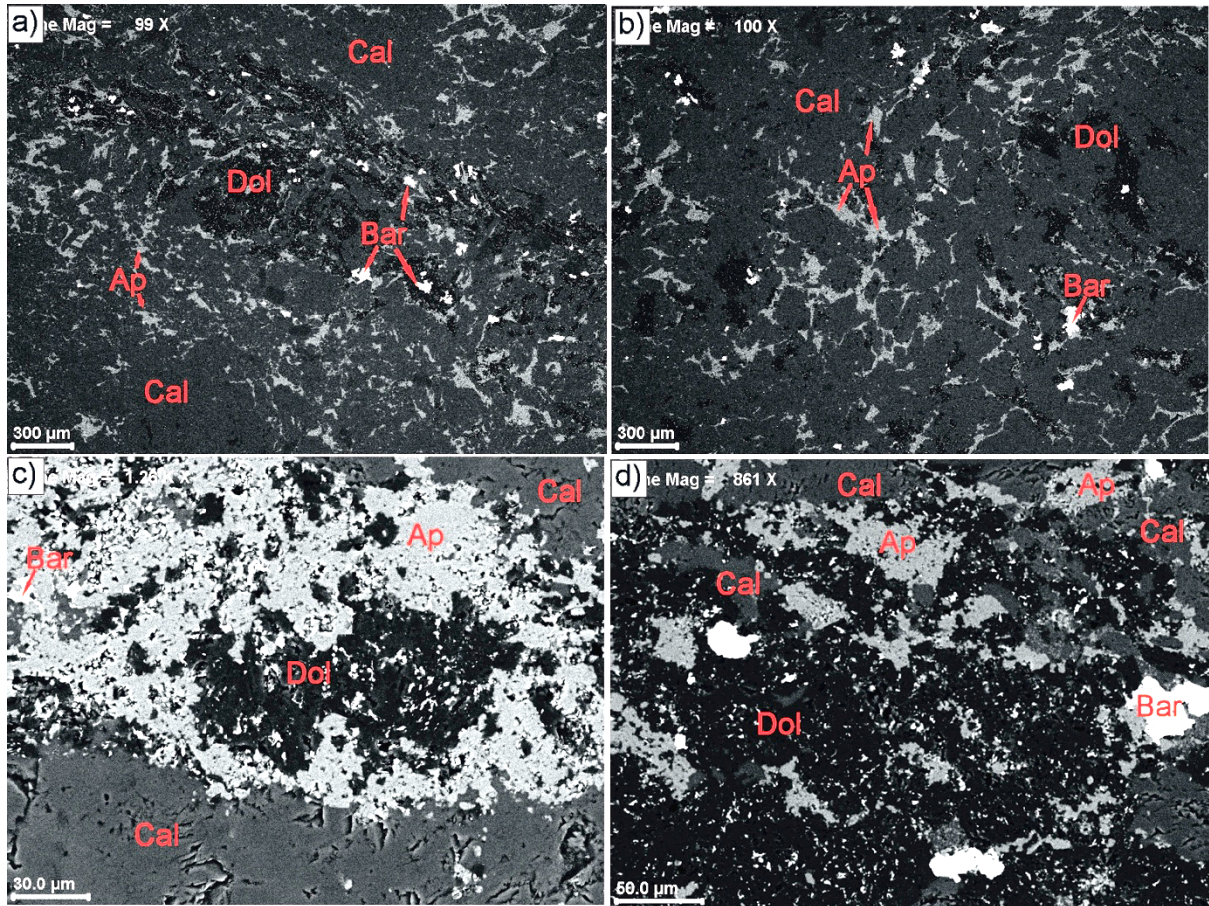


Figure 16 - Representative backscattered SEM images of the deeper hydrothermalized portions of the coarse- to medium-grained lithofacies. a) Moderately altered zone with subhedral calcite (Cal); deposition of fine-grained apatite (Ap) crystals sometimes flow-oriented. Locally occur formation of dolomite (Dol) and anhedral barite (Bar) crystals; b) Detail of previous image with fine-grained apatite crystals deposited along calcite; c) Interstitial portion with abundant fine-grained apatite (Ap) and dolomite (Dol) crystals; and d) Pervasively altered dolomite-rich (Dol) region, in addition to anhedral crystals of apatite (Ap), barite (Bar), and calcite (Cal).

The explosive carbonatitic volcanism materialized primary volcanoclastic lithofacies with several texture-rich rocks such as proximal intercalated poorly sorted lapilli-tuff massive polymictic breccia with very angular clasts that suggest little reworking (Fig. 17a). In more distal environments there are reworked lapilli-tuff and carbonatitic crystal-rich tuff. This breccia has felsic, mafic, and carbonatitic lithic fragments, in addition to quartz, feldspars, and carbonate crystals. The clasts range from sub-angular to sub-rounded shape and reveal grain size variation from lapilli to block according to the classification scheme of volcanoclastic rocks (Fisher and Schmincke, 1984; McPhie et al., 1993). Major lapilli-tuff has clasts sizing from 3 to 17 mm; sub-rounded to sub-angular shape and sourced from mafic and ultramafic fine-grained and porphyritic rocks (Fig. 17b), besides more silica-rich evolved rocks. In addition, carbonatic cementation occurs (Figs. 17b,c) probably resulting from the interaction with an

explosive carbonatitic event. It formed microcrystalline calcite up to subhedral 2-mm-length crystals in groundmass and at the clast borders. Associated with this cementation occurs the formation of interstitial fine-grained quartz filling. Fracture-controlled and pervasive hydrothermal alterations with mineralogy very similar to carbonatitic lithofacies affect locally some clasts. Representative semi-quantitative SEM results of the hydrothermal and magmatic phases are given in Table 1.

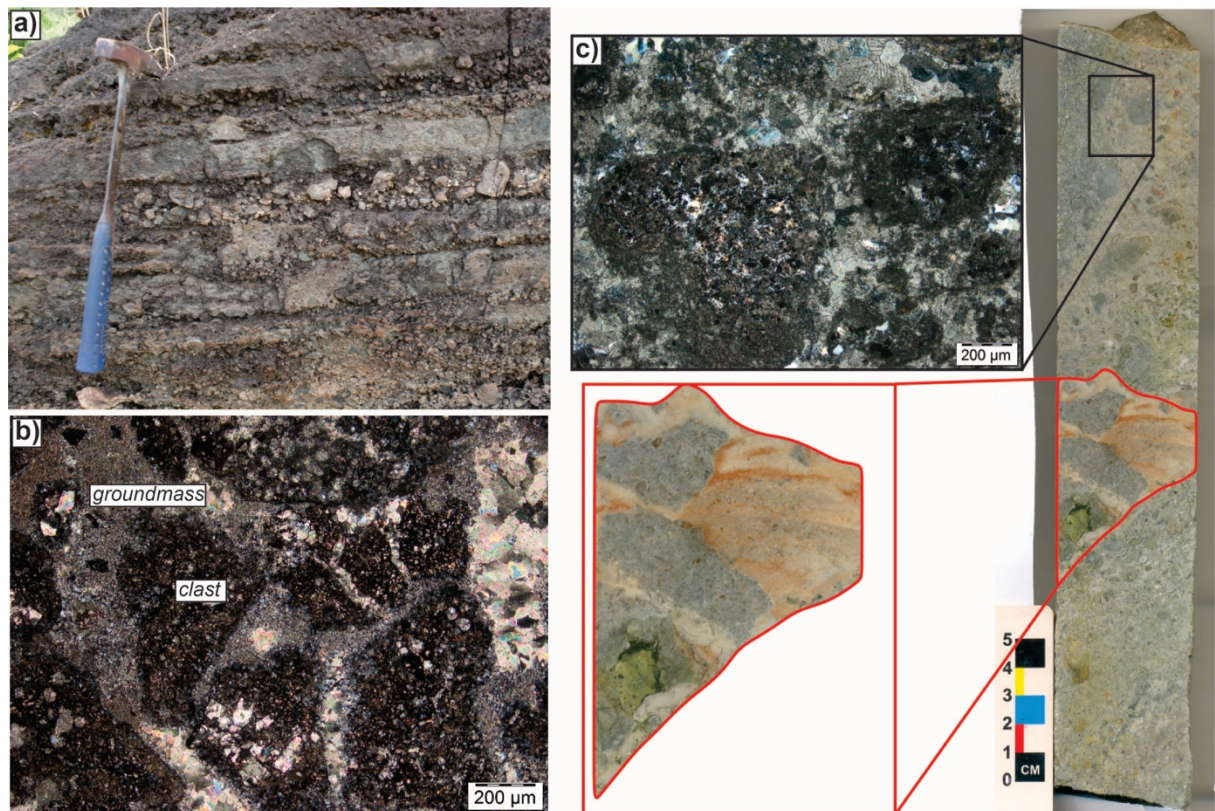


Figure 17 - Representative field aspects of the volcanoclastic lithofacies. a) Intercalated carbonatitic lapilli-tuff and polymictic massive breccia; b) Photomicrography of lapilli-tuff with sub-rounded clasts and punctual portions filled by microcrystalline calcite; and groundmass filled by microcrystalline and subhedral calcite; and c) Representative borehole sample highlighting fracture-controlled to pervasive styles of reddish alteration that affected the clasts (red lines). The black lines show microscopic features of the lapilli-tuff with hydrothermalized rounded clasts and subhedral calcite-filling of the groundmass.

Table 1 - Representatives compositions of magmatic dolomite, barite, and fluorapatite (weakly altered sövite) in comparison with hydrothermal minerals related strongly altered sövite and strongly interstitial alteration in alvikite, carbonatitic member of the Santana mafic-carbonatitic Complex.

	Weakly altered sövite				Strongly altered sövite			Strongly interstitial alteration in alvikite							
	<i>Bar</i>	<i>Fap</i>	<i>Cal</i>	<i>Dol</i>	<i>Bar</i>	<i>Ap</i>	<i>Dol</i>	<i>Mon</i>	<i>Cel</i>	<i>Fap</i>	<i>Bar</i>	<i>Qtz</i>	<i>Rut</i>	<i>Dol</i>	<i>Cpy</i>
Si (wt. %)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	49.2	2.93	-	-
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.325	-	51.77	-	-
Al	-	-	-	-	0.358	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe	-	-	-	1.092	-	-	0.314	-	-	-	-	-	0.95	-	29.865
Mn	-	-	-	0.927	-	-	3.791	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	-	-	-	15.611	0.246	0.119	14.292	-	-	-	-	-	-	12.958	-
Ca	0.26	42.439	51.971	27.086	1.617	41.661	26.955	0.61	-	38.860	0.416	0.51	0.53	23.917	-
Na	-	-	-	-	0.499	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
P	0.456	21.271	-	-	-	20.722	-	15.3	-	16.380	-	-	-	-	-
C	2.841	4.723	6.35	8.698	-	5.274	8.268	-	-	-	-	-	-	13.745	-
S	17.743	-	-	-	17.063	-	-	-	18.726	-	14.356	-	-	-	36.284
Sr	-	-	-	-	2.021	-	-	-	50.048	-	-	-	-	-	-
La	-	-	-	-	-	-	-	17.8	-	-	-	-	-	-	-
Ce	-	-	-	-	-	-	-	34.47	-	-	-	-	-	-	-
Nd	-	-	-	-	-	-	-	6.77	-	-	-	-	-	-	-
Cu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	33.850
Co	0.127	-	-	-	0.22	-	-	-	-	-	0.032	-	-	-	-
Nb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.43	-	-
Ba	56.866	-	-	-	49.558	-	-	-	-	-	59.222	-	1.39	-	-
F	-	2.446	-	-	-	-	-	-	-	3.729	-	-	-	-	-
O	21.707	29.121	41.679	46.585	28.419	32.225	46.381	25.05	31.224	41.029	24.629	50.29	40.01	49.378	-

Key to abbreviations: Bar=Barite; Fap=Fluorapatite; Ap=Apatite; Cal=Calcite; Dol=Dolomite; Mon=Monazite; Cel=Celestine; Qtz=Quartz; Rut=Rutile; Cpy=Chalcopyrite.

Based on textural features, temporal relationships were defined for the hydrothermal minerals (Fig. 18). After the magmatic stage, hydrothermal alteration caused phenocryst modifications, besides the groundmass minerals.

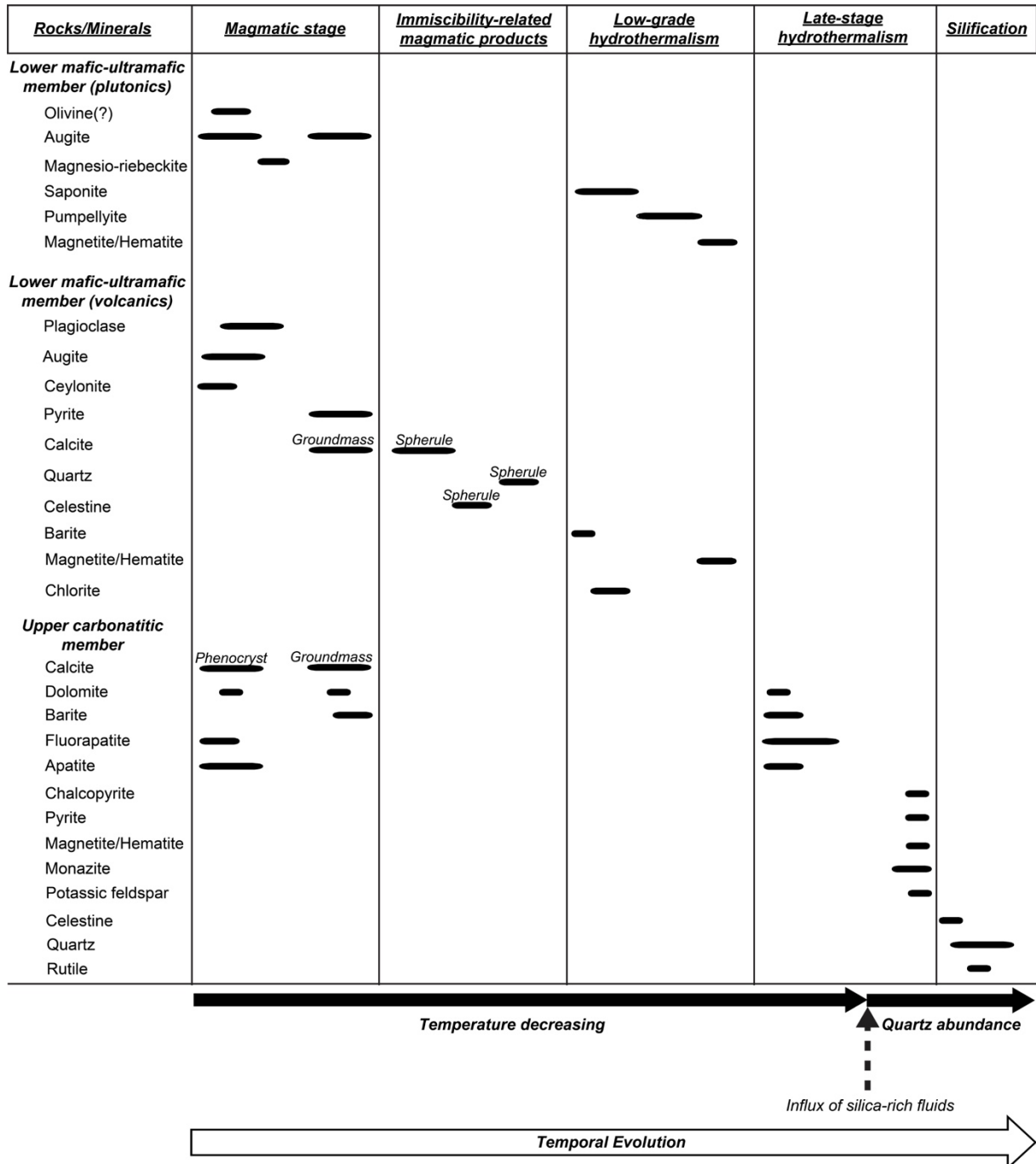


Figure 18 - Representative sketch of the temporal evolution of the hydrothermal alterations related to the mafic-ultramafic and carbonatitic members of the Santana mafic-carbonatitic complex. The interpretations relative to hydrothermal alterations types and diagnostic mineral assemblage are based in Pirajno (2009).

9.6 DISCUSSION

9.6.1 Fluid evolution

The formation of rare element mineralizations from hydrothermal systems related to carbonatite complexes has been discussed by Heinrich and Vian (1967), Hogarth et al. (1985), Andersen (1986), Zaitsev (1996), and Andrade et al. (1999). These authors emphasized the important role of post-magmatic alterations and re-equilibration processes of the primary magmatic carbonatite-related phases in the origin of hydrothermal minerals through stratigraphy of these carbonatitic complexes.

At Santana mafic-carbonatic complex, the textures and mineralogy of the hydrothermal alterations on fracture-controlled style relative to carbonatitic veins; on interstitial portions of the sövite and alvikite; and on deeper lithofacies of pervasive style suggest a similar origin related to evolution and fractionation of the carbonatitic magma and following production of hydrothermal fluids that reacted with the carbonatitic complex and associated lithotypes. Also, occurred the re-equilibration and recrystallization in variable degrees of hydrothermal alterations of some magmatic carbonatite-related minerals. The hydrothermal mineral assemblage comprising barite, fluorapatite, dolomite, iron oxides, and other minor phases related to pervasive alteration in sövite and interstitial regions results from fluids initially enriched in Ba, Mg, P, SO_4^{2-} , and CO_2 , sourced from magmatic fractionation of the carbonatite melts. Thereafter, the assimilation of crustally-derived host rocks during the ascending process of the carbonatitic melts and hydrothermal fluids to the surface generate silica and other elements enrichment to the system. This results in formation of pervasive interstitial quartz-rich hydrothermal alteration, some REE minerals, besides minor monazite and other grains in fine-grained alvikite lithofacies (Fig. 13).

The fluid interacted with the complex rocks differently in at least two stages. In the first, interaction with fine- to medium-grained deeper carbonatite lithofacies formed a rock with pervasive alteration and magmatic flow foliation (Fig. 15). This feature is observed in sövite in a fracture-controlled style and developed the incipient interstitial hydrothermal alterations of similar composition (Fig. 14c). The second stage is genetically associated with fluid ascending and producing pervasive and interstitial alterations in alvikite. It is observed through these stages that minerals have distinct shapes and organization styles. At deeper levels, the apatite bodies are preserved and have euhedral to subhedral coarse-grained crystals (Lagler et al., unpublished), whereas the hydrothermalized coarse- to medium-grained carbonatite lithofacies

reveals anhedral fluorapatite crystals (Figs. 16c,d). In the fine-grained alvikite lithofacies the apatite grains are sub-rounded and fine-grained ($<10\ \mu\text{m}$) and occur as interstitial filling (Fig. 13b). This suggests that these minerals were initially the product of magmatic fractionation in apatite formation, and then remobilized and deposited in a late- to the post-magmatic hydrothermal stage of the complex. Likewise, the shapes of barite crystals show magmatic or hydrothermal origin in alvikite lithofacies, whereas in hydrothermalized coarse- to medium-grained carbonatite lithofacies this mineral reveals hydrothermal textures. In the former generation, the mainly subhedral to euhedral barite, hosted in unaltered portions of the fine-grained alvikite (Fig. 13c) points to a primary magmatic phase. The later generation of anhedral barite crystals deposited along the interstitial regions (Figs. 13a,b) is possibly a product of silica-rich late-stage hydrothermal fluids that truncated the magmatic minerals. It is clearly of secondary origin, since this mineral occurs in the interstices that possibly represent corrosion cavities of the primary mineralogy of the carbonatitic rocks. These relationships occur at Bachu carbonatite, NW of China (Cheng et al., 2018); Barra do Itapirapuã carbonatite, Brazil (Andrade et al., 1999), and Kangankunde Carbonatite Complex, Malawi (Duraishwami and Shaikh, 2014).

Many publications about well-studied worldwide carbonatitic complexes reinforce these interpretations. A detailed study of several carbonatites by Heinrich and Vian (1967) presented descriptions like ours and suggested that carbonatitic barite, in association with ankerite, REE carbonates, fluorite, sulfides, and quartz are hydrothermal rather than magmatic. They concluded that carbonatite-related barites normally contain some Sr and a wider total range of Sr content, attesting to their formation by hydrothermal fluids in a declining-temperature environment and a locally variable Ba/Sr ratio in the solutions. The fractionation concentrated the components of these phases in the residual magmatic volatile components, whereas silica was crustally-derived. Likewise, Andrade et al. (1999) concluded that apatite, fluorite, REE fluorocarbonates, barite, and sulfides in variable proportions are products of hydrothermal alterations of the Barra do Itapirapuã carbonatite (southern Brazil), in addition to crustal contamination. This contamination is indicated by the presence of a banded carbonate rock xenolith inside the carbonatite related to interaction between the carbonatite and carbonate-bearing metasediments. The secondary nature of the mineralization points to crystallization of REE fluorocarbonates and gangue minerals in corrosion cavities.

The silica enrichment is a common signature of REE minerals deposits related to carbonatitic complexes (Mariano, 1989; Doroshkevich et al., 2009). At Amba Dongar carbonatite Complex (Gujarat, India), silica was released during the fenitization of sandstone to form pure potassic feldspar fenites, and transported in hydrothermal solutions (Doroshkevich

et al., 2009). Nd–Sr–Pb isotope data integration for this deposit points to silica saturation in a response to interactions between a fluid sourced from the carbonatitic melt and the continental crust (Simonetti and Bell, 1995). Likewise, Williams-Jones & Palmer (2002) consider reasonable to assume that SiO₂ has elevated concentration in the residual fluids. These authors stated that silica, like REE, can accumulate in residual fluid because there is a low mineral/melt partition coefficient in the silica-poor primary minerals (calcite and apatite). The silica can also be transported as a complex in carbonatitic system, leading to concentration increasing in residual fluids. According to Andrade et al. (1999), quartz from the hydrothermal association in the Barra do Itapirapuã Carbonatite was formed because of the assimilation of the host granite. The silica content is low in carbonatitic magmas, but increases during magmatic evolutions and assimilation-related processes (Barker, 2001).

Thus, it is plausible to admit that the hydrothermal fluids that interacted with the Santana mafic-carbonatitic Complex lithofacies may have formed in late-magmatic stage and evolved to a shallower silica-rich composition. The influx of externally-derived waters in a caldera-related framework is not ruled out and has been evoked for rare and base metals epithermal systems in the Amazonian craton (Aguja-Bocanegra, 2013; Tokashiki et al., 2015; Cruz et al., 2016), and deserves in future more detailed investigations with stable isotope systematics. Mixing between carbonatite-derived volatiles and groundwater occurred at Amba Dongar carbonatite Complex (Simonetti and Bell, 1994, 1995).

9.6.2 Implication for Proterozoic metallogensis of the Amazonian craton

Proterozoic metallogensis of the Amazonian craton is associated with the Tapajós Mineral Province (Bahia and Quadros, 2000; Santos et al., 2000; Bettencourt et al., 2016). Local prospectors exploited during 50 years at least 200 ton of gold from alluvial and colluvial deposits until 1997 (Faraco et al., 1997), despite unofficial gold production is estimated in ca. 900 ton. Some authors argue that primary gold deposits are orogenic lode-gold (Groves et al., 1998). Advances occurred with the identification of mineralizations such as well-preserved high-sulfidation epithermal gold (Juliani et al., 2005); porphyry-like copper–gold (Misas, 2015); and intermediate- to low-sulfidation epithermal gold (Aguja-Bocanegra, 2013; Tokashiki, 2015), showing a high potential for Paleoproterozoic magmatic–hydrothermal base and precious deposits (Bettencourt et al., 2016). These epithermal mineralizations are genetically related to large nested calc-alkaline volcanic calderas (Lipman, 1984; Lipman, 2000). Fernandes & Juliani (2019) presented the first integrated study comprising geochemical

and isotopical Sr–Nd–Pb data for the volcano–plutonic sequences of the São Félix do Xingu region. They present interpretations concerning tectonism, magma origin and evolution, and formation of arc-related world-class precious and base metals deposits, analogous to the events that occurred in the Andean belt and Western North America.

The Serra da Capivara deposit is a phosphate-rich saprolitic cover originated from a well-preserved proto-ore comprising coarse-grained massive apatite intercepted at 180 m in depth, despite medium- and fine-grained massive apatite occurring at the surface within Santana mafic-carbonatitic Complex. Indeed, the geomorphology and field relationships at the Vila Mandi region reveal flat topography in response to a higher erosional grade when compared to other volcano–plutonic areas, and is favorable for the generation of supergene deposits in tropical weather conditions (Costa, 1991; Freyssinet et al., 2005).

Although speculative, the types, styles, and intensity of the hydrothermal alterations and mineral paragenesis revealed by the Santana mafic-carbonatitic Complex rocks suggest potentiality for REE mineralizations and might be used as a prospective guide. The primary and hydrothermal barite (Heinrich and Vian, 1967; Ramasamy et al., 2013; Cheng et al., 2018) and apatite (Verplanck et al., 2014) are considered important phases for REE hosting. Apatite crystallization reduces the PO_4^{3-} activity and limits the solubility of REE species in the hydrothermal solution, producing conditions for precipitation. Cheng et al. (2018) showed reddish hydrothermalism-related products at Bachu carbonatite with paragenesis Ce-monazite + barite + celestine \pm fluorapatite \pm quartz associated with REE minerals. Most of these phases is best explained by crystallization from high temperature fluids that were already enriched in REE after exsolution from a carbonatitic magma in response to fractional crystallization of dolomite and calcite. As such, despite the fact that celestine and monazite occur as subordinate phases associated with hydrothermalism-related barite, fluorapatite, and quartz, they reveal similar relationships in studied lithofacies of the complex.

9.7 CONCLUSIONS

The elements identified in the primary and secondary mineral paragenesis of the Santana mafic-carbonatitic Complex suggest that deeper mineralizing fluids had initial composition enriched in Mg, P, $(\text{SO}_4)^{2-}$, and CO_2 sourced from transitional late-magmatic to hydrothermal stage in a previously interpreted collapsed volcanic caldera evolution. A following stage comprises formation of the fine-grained quartz crystals in interstitial portions of the shallower alvikite, suggesting that change on fluid composition was motivated by assimilation of SiO_2

from crustally-derived lithotypes of the Vila Mandi region. Thus, a two-stage model involving fractional crystallization and hydrothermal fluids is proposed for the mineralogy identified at Santana mafic-carbonatitic Complex.

Given that carbonatitic complexes and associated alkaline rocks are rare; have high metallogenetic potential for strategic commodities; and usually are associated to caldera-related settings, this Amazonian finding opens new perspective for the well-preserved, but only locally mapped and detailed colossal Paleoproterozoic polymetallic volcano–plutonism. This represents a prospective guide and a conceptual model for searching of REE and phosphate mineralizations in the craton, that can be a reference to other Proterozoic terrains all over the world.

ACKNOWLEDGMENTS

CNPq (Grants 483349/2012-7 and 573733/2008-2) and INCT Geociências da Amazônia (Grant MCT/CNPq/FAPESPA/PETROBRÁS 573733/2008-2) provided funding for this research. We are grateful to Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) for the scholarship granted to Danilo Amaral Strauss Vieira; SIPAM/SIVAM (Amazonian Protection System) for the concession of R99B digital radar images; MbAC Fertilizer Corporation mining company for assistance in fieldworks and concession of geological data; Ph.D. Marcelo Lacerda Vasquez and Luciano Castro (CPRM-Belém) for execution and help with SEM analyses; and Ivaldo de Jesus Almeida Belém (UFPA) for support during fieldworks. This study was financed in part by the Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) - Finance Code 001. This work is a contribution to the INCT Geociências da Amazônia.

REFERENCES

- Aguja-Bocanegra M.A. 2013. *Mineralizações epitermal low-sulfidation e do tipo pórfiro superpostas associadas ao magmatismo félsico de 1,88 Ga na parte norte da Província Mineral do Tapajós (PA)*. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, p. 235.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth Science Reviews*, **17**: 1-29.
- Andersen T. 1986. Magmatic fluids in the Fen complex, SE Norway: Evidence of mid-crustal fractionation from solid and fluid inclusions in apatite. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **93**: 491-503.

Andrade F.R.D., Möller P., Lüders V., Dulski P., Gilg H.A. 1999. Hydrothermal rare earth elements mineralization in the Barra do Itapirapuã carbonatite, southern Brazil: behavior of selected trace elements and stable isotopes (C, O). *Chemical Geology*, **155**: 91-113.

Bahia R.B.C. & Quadros M.L.E. 2000. *Projeto Especial Província Mineral do Tapajós*. PROMIN Tapajós. Geologia e recursos minerais da Folha Caracol - SB.21-X-C. Estado do Pará. Brasília, CPRM. Escala 1:250.000.

Bailey K., Garson M., Kearns S., Velasco A.P. 2005. Carbonate volcanism in Calatrava, central Spain: a report on the initial findings. *Mineralogical Magazine*, **69**: 907-915.

Barker D.S. 2001. Calculated silica activities in carbonatite liquids. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **141**: 704-709.

Bell K. & Blenkinsop J. 1989. Neodymium and strontium isotope geochemistry of carbonatites. In: Bell K. (ed.). *Carbonatites: Genesis and evolution*. London, Unwin Hyman, p. 278–300.

Bettencourt J.S. & Dall'Agnol R. 1987. The Rondonian tin-bearing anorogenic granites and associated mineralization. In: SGRM (ed.). *International Symposium on Granites and Associated Mineralizations*, Salvador, p. 49-87.

Bettencourt J.S., Juliani C., Xavier R.P., Monteiro L.V.S., Bastos Neto A.C., Klein E.L., Assis R.R., Leite Jr W.B., Moreto C.P.N., Fernandes C.M.D., Pereira V.P. 2016. Metallogenic systems associated with granitoid magmatism in the Amazonian Craton: An overview of the present level of understanding and exploration significance. *Journal of South American Earth Sciences*, **68**: 22-49.

Carneiro C.C., Juliani C., Carreiro-Araújo S.A., Monteiro L.V.S., Crósta A.P., Fernandes C.M.D. 2018. *New Crustal Framework in the Amazon Craton Based on Geophysical Data: Evidences of Deep East-West Trending Suture Zones*. IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters, p. 1-5.

Cheng Z., Zhang Z., Aibai A., Kong W., Holtz F. 2018. The role of magmatic and post-magmatic hydrothermal processes on rare-earth element mineralization: A study of the Bachu carbonatites from the Tarim Large Igneous Province, NW China. *Lithos*: 314-315, 71-87.

Chiquini A.P. 2011. *Estudo geológico e petrográfico das vulcânicas e das alterações hidrotermais associados no médio Rio Xingu*. Trabalho de Formatura, Universidade de São Paulo, São Paulo, p. 51.

Costa M.L. 1991. Aspectos Geológicos dos Lateritos da Amazonia. *Revista Brasileira de Geociências*, **21**: 146-160.

Cruz R.S., Fernandes C.M.D., Villas R.N.N., Juliani C., Monteiro L.V.S., de Almeida T.I.R., Lagler B., de Carvalho Carneiro C., Misas C.M.E. 2015. A study of the hydrothermal alteration in Paleoproterozoic volcanic centers, São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil, using short-wave infrared spectroscopy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **304**: 324-335.

Cruz R.S., Fernandes C.M.D., Villas R.N.N., Juliani C., Monteiro L.V.S., Lagler B., Misas C.M.E. 2016. Paleoproterozoic volcanic centers of the São Félix do Xingu region, Amazonian craton, Brazil: Hydrothermal alteration and metallogenetic potential. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **320**: 75-87.

Doroshkevich A.G., Viladkar S.G., Ripp G.S., Burtseva M.V. 2009. Hydrothermal REE mineralization in the Amba Dongar carbonatite complex, Gujarat, India. *The Canadian Mineralogist*, **47**: 1105-1116.

Duraiswami R.A. & Shaikh T.N. 2014. Fluid-rock interaction in the Kangankunde Carbonatite Complex, Malawi: SEM based evidence for late stage pervasive hydrothermal mineralisation. *Central European Journal of Geosciences*, **6**: 476-491.

Faraco M.T.L., Carvalho J.M.A., Klein E.L. 1997. Carta Metalogenética da Província Aurífera do Tapajós. In: Costa M.L. & Angélica R.S. (ed.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Norte, p. 423–437.

Faraco M.T.L., Marinho P.A.C., Vale A.G., Costa J.S., Ferreira A.L., Valente C.R., Lacerda Filho J.V., Moreton L.C., Camargo L.C., Camargo M.A., Frasca A.A., Ribeiro P.S.E., Vasconcelos A.M., Oliveira M., Oliveira I.W.B., Abreu Filho W., Gomes I.P. 2004. Folha SC.22 – Tocantins. In: Schobbenhaus C., Gonçalves J.H., Santos J.O.S., Abram M.B., Leão Neto R., Matos G.M.M., Vidotti R.M., Ramos M.A.B., Jesus J.D.A.d. (ed.). *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas*. Brasília, CPRM, 1 CD-ROM.

Fernandes C.M.D. & Juliani C. 2019. The tectonic controls on the Paleoproterozoic volcanism and the associated metallogeny in the South Amazonian craton, Brazil: Sr–Nd–Pb isotope constraints. *Precambrian Research*. doi: 10.1016/j.precamres.2019.105354

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**: 351-368.

Fernandes C.M.D., Lagler B., Juliani C., Monteiro L.V.S., Rocha Júnior J.M. 2016. Metallogeny of the Paleoproterozoic volcanic centers in the Vila Mandi region, Uatumã SLIP, southernmost Amazonian Craton, Brazil. In: Geochemical Society (ed.). *Goldschmidt 2016*. 26 ed. Yokohama, Cambridge Publications, p. 808.

Fisher R.V. & Schmincke H.U. 1984. *Pyroclastic rocks*. Berlin, Springer-Verlag.

Freestone I.C. & Hamilton D.L. 1980. The role of liquid immiscibility in the genesis of carbonatites: An experimental study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **73**: 105-117. doi: 10.1007/bf00371385.

Freitas B. & Juliani C. 2018. Guia de texturas macroscópicas e microscópicas e de estruturas de rochas vulcânicas brasileiras antigas da Amazônia. 1. ed. São Paulo, IGc-USP. Disponível em: <<http://www.livrosabertos.sibi.usp.br/portaldelivrosUSP/catalog/book/295>>. Acesso em: 29 jul. 2019.

Frey M. & Robinson D. 1999. *Low-grade metamorphism*. Oxford, Blackwell Publishing.

Freyssinet P.H., Butt C.R.M., Morris R.C., Piantone P. 2005. Ore-Forming Processes Related to Lateritic Weathering. *Economic Geology*: 681–722.

Gittins J. & Jago B.C. 1998. Differentiation of natrocarbonatite magma at Oldoinyo Lengai volcano, Tanzania. *Mineralogical Magazine*, **62**: 759-768.

Gonçalves V.M.L. 2016. *Petrografia dos carbonatitos e vulcanoclásticas associados ao Depósito de Fosfato Serra da Capivara, região de Vila Mandi (PA), Sul do Cráton Amazônico*. Trabalho de Conclusão de Curso, Universidade Federal do Pará, Belém, p. 58.

Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M., Hagemann S.G., Robert F. 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews*, **13**: 7–27.

Heinrich E.W. & Vian R.W. 1967. Carbonatitic barites. *The American Mineralogist*, **52**: 1179-1189.

Hogarth D.D., Hartree R., Loop J., Solberg T.N. 1985. Rare-earth element minerals in four carbonatites near Gatineau, Quebec. *Am. Mineral*, **70**: 1135-1142.

Hurley P.M., Almeida F.F.M., Melcher G.E., Cordani U.G., Rand J.R., Kawashita K., Vandoros P., Pinson Jr. W.H., Fairbairn H.W. 1967. Test of continental drift by means of radiometric ages. *Science*, **157**: 495-500.

Jones A.P., Genge M., Carmody L. 2013. Carbonate Melts and Carbonatites. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **75**: 289.

Jones A.P., Wall F., Williams C.T. 1996. *Rare Earth Minerals: Chemistry, Origin and Ore Deposits*. London, Springer.

Juliani C., Echeverri-Misas C.M., Lagler B., Usero G., Fernandes C.M.D., Monteiro L.V.S. 2011. 1.87 Ga Au quartz-alunite and Cu-Mo-(Au) adularia-sericite epithermal and Au-(Cu) porphyry mineralization in the Tapajós Gold Province, Amazonian craton. *In*: SGA, Biennial Meeting, Chile, p. 1, CD-ROM.

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**: 167-179.

Juliani C., Fernandes C.M.D., Monteiro L.V.S. 2016. Paleoproterozoic Uatumã SLIP (Amazonian craton, Brazil): tectonic setting and epithermal gold and base metal mineralization. *In*: Society, G. (ed.). *Goldschmidt2016*. 26. ed. Yokohama, Cambridge Publications, p. 1390.

Juliani C., Monteiro L.V.S., Echeverri-Misas C.M., Lagler B., Fernandes C.M.D. 2012. Gold and base metal porphyry and epithermal mineralization in Paleoproterozoic magmatic arcs in the Amazonian craton, Brazil. *In*: IUGS (ed.). *International Geological Congress*. 34. ed. Brisbane, IUGS, Abstract. 1 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**: 95-125.

Kogarko L.N., Henderson C.M.B., Pacheco H. 1995. Primary Ca-rich carbonatite magma and carbonate-silicate-sulphide liquid immiscibility in the upper mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **121**: 267-274.

Kroonenberg S.B. & de Roever E.W. 2011. Geological Evolution of the Amazonian Craton. In: Hoorn C. & Wesselingh F.P. (ed.). *Amazonia: Landscape and Species Evolution - A look into the past*. Amsterdam, Wiley-Blackwell, p. 9-28.

Lagler B., Juliani C., Vieira D.A.S., Fernandes C.M.D., Monteiro L.V.S., Carneiro C.d.C., Gonçalves V.M.L. unpublished. *Amazonian Paleoproterozoic carbonatite-related volcanic caldera, northern Brazil*.

Lagler B., Tedesco M.A., Oliveira A.S.D., Juliani C., Waring M.H. 2014. *Geologia do Depósito de Fosfato Serra da Capivara - São Félix do Xingu, Pará*. MbAC Fertilizer Corp, p. 12.

Le Maitre, R.W. 2002. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. 2. Ed. London.

Liou J.G., Maruyama S., Cho M. 1987. Very low-grade metamorphism of volcanic and volcanoclastic rocks mineral assemblages and mineral facies. In: Frey M. (ed.). *Low Temperature Metamorphism*. Glasgow, Blackie & Son, p. 59-113.

Lipman P.W. 1984. The roots of ash flow calderas in western North America: Windows into the tops of granitic batholiths. *Journal of Geophysical Research*, **89**: 8801-8841.

Lipman P. W. 2000. Calderas. In: Sigurdsson H. (ed.). *Encyclopedia of Volcanoes*. 1. ed. San Diego, Academic Press, p. 643-662.

Mariano A.N. 1989. Economic deposits associated with carbonatites. In: Bell K. (ed.). *Carbonatites: Genesis and Evolution*. London, Unwin Hyman, p. 193-225.

McPhie J., Allen R., Doyle M. 1993. *Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Hobart, Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, University of Tasmania.

Misas C.M.E. 2015. *Geologia e alteração hidrotermal nas rochas vulcânicas e plutônicas paleoproterozóicas na porção sul da Província Mineral do Tapajós (PA)*. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, p. 273.

Mitchell R.H. 2005. Carbonatites and Carbonatites and Carbonatites. *The Canadian Mineralogist*, **43**: 2049-2068.

Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Carvalho E.R., Hitzman M.W., Johnson C.A., Souza Filho C.R., Torresi I. 2008. Spatial and temporal zoning of hydrothermal alteration and mineralization in the Sossego iron oxide–copper–gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil: paragenesis and stable isotope constraints. *Mineralium Deposita*, **43**: 129-159.

Moreto C.P.N., Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Melo G.H.C., Silva M.A.D. 2013. Multiple hydrothermal and iron oxide Cu-Au systems in the Southern Copper Belt, Carajás Province. *In: UFRGS, Simpósio Brasileiro de Metalogenia*. 3. Ed. Gramado, 1 CD-ROM.

Ngwenya B.T. 1994. Hydrothermal rare earth mineralisation in carbonatites of the Tundulu complex, Malawi: Processes at the fluid/rock interface. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **58**: 2061-2072.

Pirajno F. 2009. *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Springer, 1250 p.

Pyle J.M. & Haggerty S.E. 1994. Silicate-carbonate liquid immiscibility in upper-mantle eclogites: Implications for natrosilicic and carbonatitic conjugate melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **58**: 2997-3011.

Ramasamy R., Subramanian S., Sundaravadivelu R. 2013. Carbonates and REE bearing barite from Carbonatite complex of Tiruppattur, Tamil Nadu, India. *International Journal of Engineering and Technical Research*, **1**: 1-6.

Richardson D.G. & Birkett T.C. 1996. Carbonatite-associated deposits. *In: Eckstrand O.R., Sinclair W.D., Thorpe R.I. (ed.). Geology of Canadian Mineral Deposit Types*. Ottawa, Geological Survey of Canada, p. 541-558.

Ruberti E., Enrich G.E.R., Gomes C.B., Comin-Chiaromonte P. 2008. Hydrothermal REE fluorocarbonate mineralization at Barra do Itapirapua, a multiple stockwork carbonatite, Southern Brazil. *The Canadian Mineralogist*, **46**: 901-914.

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**: 453-488.

Santos J.O.S., Van Breemen O.B., Groves D.I., Hartmann L.A., M.E., A., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2004. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U-Pb geochronology. *Precambrian Research*, **13**: 73-109.

Simonetti A. & Bell K. 1994. Isotopic and geochemical investigation of the Chilwa Island carbonatite complex, Malawi: evidence for a depleted mantle source, liquid immiscibility, and open-system behaviour. *Journal of Petrology*, **35**: 1597-1621.

Simonetti A. & Bell K. 1995. Nd, Pb, and Sr isotope systematics of fluorite at the Amba Dongar carbonatite complex, India; evidence for hydrothermal and crustal fluid mixing. *Economic Geology*, **90**: 2018-2027.

Simonetti A., Bell K., Shradly C. 1997. Trace- and rare-earth-element geochemistry of the June 1993 natrocarbonatite lavas, Oldoinyo Lengai (Tanzania): Implications for the origin of carbonatite magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **75**: 89-106.

Smith M.P., Henderson P., Campbell L.S. 2000. Fractionation of the REE during hydrothermal processes: constraints from the Bayan Obo Fe-REE-Nb deposit, Inner Mongolia, China. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **64**: 3141-3160.

Stockwell C.H. 1968. Geochronology of stratified rocks of the Canadian Shield. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **5**: 693-698.

Stoppa F. & Schiazza M. 2013. An overview of monogenetic carbonatitic magmatism from Uganda, Italy, China and Spain: Volcanologic and geochemical features. *Journal of South American Earth Sciences*, **41**: 140-159.

Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Craton Amazônico. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. (ed.). *Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques Almeida*. São Paulo, BECA, p. 471-486.

Tokashiki C.C. 2015. *Mineralizações Low- e Intermediate-sulfidation de ouro e de metais de base em domos de riolito paleoproterozoicos na porção sul da Província Mineral do Tapajós*. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, p. 197.

Tokashiki C.C., Juliani C., Monteiro L.V.S., Misas C.M.E., Aguja M.A., Arrais L.B. 2015. Eventos vulcânicos de 1,97 Ga com mineralizações de ouro epitermais low- e intermediate-sulfidation na porção sul da Província Mineral do Tapajós (PA). In: Gorayeb P.S.S. & Lima A.M.M. (ed.). *Contribuição à Geologia da Amazônia*. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Norte, p. 119-138.

Tomeoka K. & Ohnishi I. 2010. Indicators of parent-body processes: Hydrated chondrules and fine-grained rims in the Mokoia CV3 carbonaceous chondrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **74**: 4438-4453.

Vasquez M.L. & Rosa-Costa L.T. 2008. *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas-SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará*. Belém, CPRM.

Verplanck P.L., Van Gosen B.S., Seal Jr R.R., McCafferty A.E. 2014. A deposit model for carbonatite and peralkaline intrusion-related rare earth element deposits: Chapter J in Mineral deposit models for resource assessment. *Scientific Investigations Report*, Reston, p. 72.

Vieira D.A.S. 2016. *Cartografia e evolução geológica do vulcano-plutonismo paleoproterozoico associado ao Depósito de Fosfato Serra da Capivara, região de Vila Mandi (PA), sul do Cráton Amazônico*. Trabalho de Conclusão de Curso, Universidade Federal do Pará, Belém, p. 47.

Villas R.N.N. & Santos M. 2001. Gold deposits of the Carajás mineral province: deposit types and metallogenesis. *Mineralium Deposita*, **36**: 300-331.

Wallace M.E. & Green D.H. 1988. An experimental determination of primary carbonatite magma composition. *Nature*, **335**: 343-346.

Williams-Jones A.E. & Palmer D.A.S. 2002. The evolution of aqueous–carbonic fluids in the Amba Dongar carbonatite, India: implications for fenitisation. *Chemical Geology*, **185**: 283-301.

Woolley A.R. & Kempe D.R.C. 1989. Carbonatites: nomenclature, average chemical compositions, and element distribution. *In*: Bell K. (ed.). *Carbonatites: Genesis and Evolution*. London, Chapman & Hall, p. 1-14.

Yang X.-M. & Le Bas M.J. 2004. Chemical compositions of carbonate minerals from Bayan Obo, Inner Mongolia, China: implications for petrogenesis. *Lithos*, **72**: 97-116.

Zaitsev A.N. 1996. Rhombohedral carbonates from carbonatites of the Khibina Massif, Kola Peninsula, Russia. *The Canadian Mineralogist*, **34**: 453-468.

10 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Próximo ao limite dos estados do Pará e Mato Grosso, contexto do Cráton Amazônico (Almeida et al. 1981), distante aproximadamente 90 km a oeste do distrito de Vila Mandi, município de Santana do Araguaia (PA), ocorre um inédito e significativo vulcano–plutonismo efusivo e explosivo máfico-carbonatítico denominado Complexo máfico-carbonatítico Santana (Lagler et al. 2014). O intemperismo de parte das rochas desse complexo formou sob condições supergênicas o depósito de fosfato Serra da Capivara (Chiquini 2011; Lagler et al. 2014). Esses centros vulcânicos hospedam halos de alterações hidrotermais que estão relacionados à evolução geológica e magmática do membro carbonatítico do complexo em ambiente compatível com caldeira vulcânica. Essas alterações podem hospedar outras *commodities* como terras raras, nióbio, urânio, tântalo, fósforo, entre outros. Diante desse quadro, este trabalho objetivou a caracterização dos tipos e estilos dessas alterações com base em mapeamento geológico, petrografia e mineralogia detalhadas por microscopia óptica convencional e microscopia eletrônica de varredura.

O ambiente interpretado de caldeira vulcânica ocorre na interceptação de falhas regionais NE–SW e NW–SE com até 40 km de extensão e que serviram como conduto profundo do magma precursor do complexo que foi recentemente separado em litofácies vulcânicas. A raiz do sistema é representada por rochas máficas-ultramáficas e carbonatitos plutônicos que foram fisicamente separados por exsolução magmática, um processo comum em complexos alcalinos. A fase pré-caldeira envolveu ascensão por falhas lítricas e colocação em superfície de grande volume de magma máfico-ultramáfico alcalino, seguidos fluxos de lava carbonatítica, que marcaram o início da construção do edifício vulcânico. O sistema evoluiu para o colapso dessa estrutura vulcânica que materializou uma estrutura subcircular (caldeira vulcânica). O colapso dessa estrutura e o abatimento topográfico coincidiu com vulcanismo explosivo e formação dos litotipos vulcanoclásticos, representando a cobertura intracaldeira. Nessa fase, a intensa degaseificação e geração de fluídos hidrotermais em função da evolução magmática produziu grande parte dos tipos e estilos de alterações identificadas neste trabalho. Os sienitos tardios podem representar a fase pós-caldeira e selagem das estruturas.

A principal alteração magmática hidrotermal do complexo é representada por rochas carbonatíticas de colorações avermelhada, vermelho amarronzado e amarelado. A paragênese mineral identificada foi barita + fluorapatita + dolomita ± quartzo ± rutilo ± calcopirita ± pirita ± monazita ± magnetita ± hematita. A assembleia mineral das alterações mais profundas mostra que elas foram produzidas por fluídos inicialmente ricos em sulfato, bário, magnésio, fósforo e

CO₂ com possível origem na transição entre as fases tardi magmático a hidrotermal. A transição para fases mais superficiais do vulcanismo envolveu assimilação de sílica das rochas encaixantes, evidenciada pela formação de finos cristais de quartzo intersticiais nas alterações do alviquito. As alterações com barita, fluorapatita, quartzo e monazita relacionados a um vulcanismo carbonatítico revelam potencial metalogenético para elementos terras raras para esse complexo.

Diante da dimensão continental do vulcano–plutonismo paleoproterozoico e de seus vários sistemas mineralizantes do tipo pórfiro e epitermal que ocorrem no Cráton Amazônico, a descoberta de complexos alcalinos associados a esse evento magmático abre grande perspectivas para novas pesquisas na região, haja vista que existem áreas na Amazônia que ainda não mereceram estudos de mapeamentos regionais básicos, muito menos de prospecção mineral por parte das empresas.

REFERÊNCIAS

- 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.
- Alves C. L., Sabóia, A. M., Martins, E. G., Stropper, J. L. 2010. *Folhas São José do Xingu e Rio Comandante Fontoura*. Goiânia, CPRM. Escala 1:250.000.
- Andersen T. 1986. Magmatic fluids in the Fen complex, SE Norway. Evidence of mid-crustal fractionation from solid and fluid inclusions in apatite. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **93**: 491-503.
- Andrade F.R.D., Möller, P., Lüders, V., Dulski, P., Gilg, H.A. 1999. Hydrothermal rare earth elements mineralization in the Barra do Itapirapuã carbonatite, southern Brazil: behaviour of selected trace elements and stable isotopes (C, O). *Chemical Geology*, **155**: 91-113.
- Araújo O. J. B., Maia, R. G. N. 1991. *Serra dos Carajás*. Rio de Janeiro, CPRM. Folha SB-22-Z-A.
- Assis R.R., Xavier R.P., Creaser R.A. 2017. Linking the timing of disseminated granite hosted gold-rich deposits to paleoproterozoic felsic magmatism at Alta Floresta Gold Province, Amazon Craton, Brazil: insights from pyrite and molybdenite Re-Os geochronology. *Econ. Geol.*, **112**: 1937–1957.
- Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. 2003. *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*: Texto, Mapas & SIG. 1ª ed. Brasília, CPRM.
- Carneiro C.C., Carneiro-Araújo S.A., Juliani C., Crosta A.P., Monteiro L.V.S., Fernandes C.M.D. 2013. Estruturação Profunda na Província Mineral do Tapajós Evidenciada por Magnetometria: Implicações para a Evolução Tectônica do Cráton Amazonas. *Boletim SBGf*, **86**: 29-31. doi: 10.1190/sbgf2013-139.
- Carneiro C. C., Juliani C., Carneiro-Araújo S. A., Monteiro L. V. S., Crósta A. P., Fernandes C. M. D. 2018. New Crustal Framework in the Amazon Craton Based on Geophysical Data: Evidences of Deep East-West Trending Suture Zones. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 1-5.
- Chiquini A. P. 2011. *Estudo geológico e petrográfico das vulcânicas e das alterações hidrotermais associados no médio Rio Xingu*. Trabalho de Formatura. São Paulo: Instituto de Geociências – Universidade de São Paulo.
- Cruz, R. S. Fernandes C. M. D., Villas R. N. N., Juliani C., Monteiro L. V. S., de Almeida T. I. R., Lagler B., de Carvalho Carneiro, C., Misas, C. M. E. 2015. A study of the hydrothermal alteration in Paleoproterozoic volcanic centers, São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil, using short-wave infrared spectroscopy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **304**: 324-335.

Cruz R. S., Fernandes C. M. D., Villas, R. N. N., Juliani C., Monteiro L. V. S., Lagler B., Misas C. M. E. 2016. Paleoproterozoic volcanic centers of the São Félix do Xingu region, Amazonian craton, Brazil: Hydrothermal alteration and metallogenetic potential. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **320**: 75-87.

D’Orazio M., Innocenti F., Tonarini S., Doglioni C. 2007. Carbonatites in a subduction system: The Pleistocene alvikites from Mt. Vulture (southern Italy). *Lithos*, **98**: 313–334.

Faraco M. T. L., Carvalho J. M. A., Klein E. L. 1997. Carta Metalogenética da Província Aurífera do Tapajós. In: Costa M.L., Angélica R.S. (ed.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Norte, p. 423–437.

Faraco M. T. L., Marinho P. A. C., Vale A. G., Costa J. S., Ferreira A. L., Valente C. R., Lacerda Filho J. V., Moreton L. C., Camargo L. C., Camargo M. A., Frasca A. A., Ribeiro P. S. E., Vasconcelos A. M., Oliveira M., Oliveira I. W. B., Abreu Filho W., Gomes I. P. 2004. Folha SC.22 - Tocantins. In: Schobbenhaus C., Gonçalves J.H., Santos J.O.S., Abram M.B., Leão Neto R., Matos G.M.M., Vidotti R.M., Ramos M.A.B., Jesus J.D.A. (ed.). *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas*. Brasília, CPRM, 1 CD-ROM.

Fernandes C. M. D. 2005. *Geologia, Geoquímica e Geocronologia das vulcânicas do Grupo Uatumã, região de São Félix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás*. MS Dissertation, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.

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.

Fernandes C. M. D., Lagler B., Juliani C., Monteiro L. V. S., Rocha Júnior J. M. 2016. Metallogeny of the Paleoproterozoic volcanic centers in the Vila Mandi region, Uatumã SLIP, southernmost Amazonian Craton, Brazil. In: 26^o Goldschmidt2016, Yokohama. *Abstracts*, p. 808.

Fernandes C.M.D. & Juliani C. 2019. The tectonic controls on the Paleoproterozoic volcanism and the associated metallogeny in the South Amazonian craton, Brazil: Sr–Nd–Pb isotope constraints. *Precambrian Research*. doi: 10.1016/j.precamres.2019.105354

Ferrari L., Lopez-Martinez M., Aguirre-Diaz G., Carrasco-Nunez G. 1999. Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology*, **27** (4): 303-306.

Gonçalves V. M. L. 2016. *Petrografia dos carbonatitos e vulcanoclásticas associados ao Depósito de Fosfato Serra da Capivara, região de Vila Mandi (PA), Sul do Cráton Amazônico*. Trabalho de Conclusão de Curso. Faculdade de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.

Heinrich E. W. & Vian R. W. 1967. Carbonatitic barites. *The American Mineralogist*, **52** (7-8): 1179-1189.

Hogarth D.D., Hartree R., Loop J., Solberg T.N. 1985. Rare-earth element minerals in four carbonatites near Gatineau, Quebec. *Am. Mineral*, **70**: 1135-1142.

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.

Jones A. P., Genge M., Carmody L. 2013. Carbonate Melts and Carbonatites. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **75** (1): 289.

Juliani C., Correa-Silva R. H., Monteiro L. V. S., Bettencourt J. S., Nunes C. M. D. 2002. The Batalha Au-granite system – Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil: hydrothermal alteration and regional implications. *Precambrian Research*, **119** (1-4): 225–256.

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. 2015. Características da subducção, paleoclima e eventos erosivos paleoproterozoicos (2,1 - 1,88 Ga) e seus efeitos na estruturação da parte sul do Cráton Amazônico. In: Gorayeb P.S.S. & Teixeira S.G. (ed.). *Simpósio de Geologia da Amazônia*. 14. ed. Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Norte, Marabá, p. 81.

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.

Kay, S. M., Godoy E., Kurtz A. 2005. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes. *Geological Society of America Bulletin*, **117** (1-2): 67-88.

Lagler B. 2011. *Estudo do vulcano-plutonismo paleoproterozóico e da metalogênese na região de São Félix do Xingu, porção sul do Cráton Amazônico*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

Lagler B., Juliani C., Pessoa, F. F., Fernandes C. M. D. 2011. Petrografia e geoquímica das sequências vulcânicas Paleoproterozóicas na região de Vila Tancredo, São Félix do Xingu (PA). In: SBGq, 13º Cong. Bras. Geoq. Gramado. 1 CD-ROM.

Lagler B., Tedesco M. A., Oliveira A. S. D., Juliani C., Waring M. H. 2014. Geologia do Depósito de Fosfato Serra da Capivara - São Félix do Xingu, Pará, MbAC Fertilizer Corp.

Lagler B., Juliani C., Vieira D.A.S., Fernandes C.M.D., Monteiro L.V.S., Carneiro C.d.C., Gonçalves V.M.L., (inédito). An Amazonian Paleoproterozoic carbonatitic volcanic caldera, northern Brazil.

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.

- Misas C. M. E. 2010. Evolução magmática, alteração hidrotermal e gênese da mineralização de ouro e cobre do Palito, Província Aurífera do Tapajós (PA). Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Mitchell R. H. 2005. Carbonatites and Carbonatites and Carbonatites. *The Canadian Mineralogist*, **43**: 2049-2068.
- Pessoa M. R., Andrade A. F., Nascimento J. O., Santos J. O. S., Oliveira J. R., Lopes R. C., Prazeres W. V. 1977. *Projeto Jamanxim*, Manaus, DNPM/CPRM.
- Pinho S. C. C., Fernandes C. M. D., Teixeira N. P., Paiva Jr. A. L., Cruz V. L., Lamarão C. N., Moura C. A. V. 2006. O magmatismo paleoproterozóico da região de São Félix do Xingu, Província Estanífera do Sul do Pará: Petrografia e Geocronologia. *Revista Brasileira de Geociências*, **36** (4): 793-802.
- Richardson D. G., Birkett T. C. 1996. Carbonatite-associated deposits. In: Eckstrand O.R., Sinclair W.D., Thorpe R.I. (ed.). *Geology of Canadian Mineral Deposit Types*. Ottawa, Geological Survey of Canada, p. 541-558.
- Sacks I. S. 1983. The subduction of young lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, **88** (B4): 3355-3366.
- Santos J. O. S. 2003. Geotectônica dos Escudos da Guiana e Brasil Central. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (ed.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: Texto, mapas e SIG*. Brasília, CPRM, p. 169-226.
- 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.
- Santos R.F. 2017. Estudo do vulcano-plutonismo Paleoproterozoico ocorrente na região de Vila Mandi (PA), Cráton Amazônico. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 67 p.
- Santos J.O.S., Van Breemen O.B., Groves D.I., Hartmann L.A., M.E., A., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2004. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U-Pb geochronology. *Precambrian Research*, **13**: 73-109.
- Silva G. G., Lima J. J. C., Andrade A. R. F., Issler R. S., Guimarães G. 1974. *Geologia da Folha Sc.22 – Tocantins*. Rio de Janeiro, DNPM.
- Tassinari C. C. G. & Macambira M. J. B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**: 174-182.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Craton Amazônico. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. (ed.). *Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques Almeida*. São Paulo, BECA, p. 471-486.

Teixeira N. P., Fernandes C. M. D., Moura C. A. V., Pinho S. C. C., Bettencourt J. S., 2002. Geologia, Geoquímica, Geocronologia e isótopos de Sm-Nd de rochas vulcânicas paleoproterozóicas do Grupo Uatumã ocorrentes na região de São Félix do Xingu, Província Mineral de Carajás, Cráton Amazônico, Brasil. *In*: SBG, 2º Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, Belém.

Tokashiki C. C. 2015. *Mineralizações Low- e Intermediate-sulfidation de ouro e de metais de base em domos de riolito paleoproterozoicos na porção sul da Província Mineral do Tapajós*. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

Tokashiki C. C., Juliani C., Monteiro L. V. S., Misas C. M. E., Aguja M. A., Arrais L. B. 2015. Eventos vulcânicos de 1,97 Ga com mineralizações de ouro epitermais low- e intermediate-sulfidation na porção sul da Província Mineral do Tapajós (PA). *In*: Gorayeb P.S.S., Lima A.M.M. (ed.). *Contribuição à Geologia da Amazônia*. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Norte, p. 119-138.

Vasquez M.L. & Rosa-Costa L. T. 2008. *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas–SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará*. Belém, CPRM.

Vieira D.A.S. 2016. *Cartografia e evolução geológica do vulcano–plutonismo paleoproterozoico associado ao Depósito de Fosfato Serra da Capivara, região de Vila Mandi (PA), sul do Cráton Amazônico*. Trabalho de Conclusão de Curso. Faculdade de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.

Zaitsev A.N. 1996. Rhombohedral carbonates from carbonatites of the Khibina Massif, Kola Peninsula, Russia. *The Canadian Mineralogist*, **34**: 453-468.