

Trabalho de Conclusão de Curso

Curso de Graduação em Geologia

**QUÍMICA MINERAL DO RUTILO HIDROTHERMAL NOS DEPÓSITOS
AURÍFEROS BASÍLIO E PÉ QUENTE, SETOR LESTE DA PROVÍNCIA DE
ALTA FLORESTA (MT), SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO**

Ivan Roberto de Souza

Orientador: Prof. Dr. Rafael Rodrigues de Assis

Rio Claro (SP)

2018

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro

IVAN ROBERTO DE SOUZA

QUÍMICA MINERAL DO RUTILO HIDROTERMAL NOS
DEPÓSITOS AURÍFEROS BASÍLIO E PÉ QUENTE, SETOR
LESTE DA PROVÍNCIA DE ALTA FLORESTA (MT), SUL DO
CRÁTON AMAZÔNICO

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao
Instituto de Geociências e Ciências Exatas - Câmpus
de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio
de Mesquita Filho, para obtenção do título de
Bacharelado em Geologia.

Rio Claro - SP

2018

S729q	Souza, Ivan Roberto de Química mineral do rutilo hidrotermal nos depósitos auríferos Basílio e Pé Quente, setor leste da Província de Alta Floresta (MT), sul do Cráton Amazônico / Ivan Roberto de Souza. -- Rio Claro, 2018 96 f. : il., tabs., fotos Trabalho de conclusão de curso (Bacharelado - Geologia) - Universidade Estadual Paulista (Unesp), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro Orientador: Rafael Rodrigues de Assis 1.Província aurífera de Alta Floresta. 2. rutilo. 3. química mineral. 4. geotermometria. I. Título.
-------	---

Sistema de geração automática de fichas catalográficas da Unesp. Biblioteca do Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro. Dados fornecidos pelo autor(a).

Essa ficha não pode ser modificada.

IVAN ROBERTO DE SOUZA

QUÍMICA MINERAL DO RUTILO HIDROTERMAL NOS
DEPÓSITOS AURÍFEROS BASÍLIO E PÉ QUENTE, SETOR
LESTE DA PROVÍNCIA DE ALTA FLORESTA (MT), SUL DO
CRÁTON AMAZÔNICO

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao
Instituto de Geociências e Ciências Exatas - Câmpus
de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio
de Mesquita Filho, para obtenção do título de
Bacharelado em Geologia.

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. Rafael Rodrigues de Assis (orientador)

Prof. Dr. George Luiz Luvizotto

Prof. Dr. Guillermo Rafael Beltran Navarro

Rio Claro, 29 de novembro de 2018

Assinatura do aluno

Assinatura do orientador

*“Você não pode mudar o vento, mas pode ajustar
as velas do barco para chegar onde quer.”*
(Confúcio)

AGRADECIMENTOS

Primeiramente agradeço ao meu pai, Idair, e minha mãe, Cíntia, por todos esses longos vinte e dois anos sempre no apoio de minhas escolhas e na orientação para as escolhas corretas. Minha vida não seria tão boa quanto ela é e esse momento seria impossível sem vocês dois!!!

Outras pessoas que não posso deixar de agradecer foram as pessoas maravilhosas que conheci nesses cinco anos de graduação. Concluir este curso seria impossível sem elas – por todos momentos de descontração, momentos inesquecíveis e todas as histórias que... Não vou citar nome por nome porque felizmente são muitas, e com certeza esquecerei o nome de alguma. Mas elas sabem quem são e pretendo levar a amizade dessas pessoas para sempre.

Aos professores do curso de geologia da UNESP – Rio Claro, também tenho que agradecer pois não seria possível a minha graduação sem eles. Em especial tenho que agradecer ao prof. Dr. Rafael Rodrigues de Assis, por uma das melhores aulas de toda a graduação e por ter me orientado no TCC, e apesar de no meio dessa jornada ter mudado de casa, da UNESP para a USP, continuou, dentro das possibilidades, a solucionar as dúvidas. Seja pelo WhatsApp, seja nas sextas-feiras a tarde presencialmente, estava disposto a me ajudar e perder um longo tempo que poderia ser utilizado para corrigir uns testinhos... rrsrrs

Por fim, tenho que agradecer ao DPM – Departamento de Petrologia e Metalogenia da Unesp – RC por ter disponibilizado todos os equipamentos para a minha pesquisa, e em especial, ao Daniel por ter me ensinado o básico de como utilizar o Microscópio Eletrônico de Varredura e me ajudado com as análises químicas da Microsonda Eletrônica. Com certeza sem essas duas etapas não teria completado o meu TCC – sua ajuda foi importantíssima.

RESUMO

A Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF) está localizada ao sul do Cráton Amazônico, na porção norte do estado de Mato Grosso. A PAAF é constituída essencialmente por sequências plutônicas, vulcânicas e vulcanossedimentares Paleoproterozoicas sobrepostas por sequências sedimentares do Mesoproterozoico. Hospeda mais de uma centena de depósitos auríferos de pequena tonelagem e médios a altos teores alinhados ao longo do Cinturão Peru-Trairão. As mineralizações primárias da província são agrupadas em quatro tipologias principais: (1) depósitos de $Au \pm Cu$ disseminados, no qual o Pé Quente está inserido; (2) depósitos de $Au \pm Cu$ filonares – grupo em que o Basílio está inserido; (3) depósitos de $Au \pm Cu \pm Mo$ filonares; e (4) depósitos de $Au + Zn + Pb \pm Cu$ filonares. No geral, os depósitos dos grupos (1) e (2) são interpretados como equivalentes a sistemas magmático-hidrotermais do tipo ouro pórfiro, enquanto os grupos (3) e (4), a sistemas epitermais *low-* e *intermediate sulphidation*. Nesse contexto, este trabalho teve como objetivo (1) a caracterização petrográfica do rutilo associado às zonas de alteração hidrotermal, (2) determinação da variação composicional do rutilo em relação aos elementos maiores, menores e traço; e (3) a obtenção das condições térmicas de instalação do sistema hidrotermal, a partir da geotermometria do rutilo. Esses objetivos foram alcançados a partir do estudo dos depósitos Pé Quente e do Basílio, pertencentes aos grupos (I) e (II), respectivamente. Foram identificadas quatro morfologias de rutilo no Pé Quente (acicular, fibroso, granular e prismático) associadas às alterações potássica, propilítica e sericítica, enquanto no Basílio, duas variedades foram observadas (acicular e fibroso), e que ocorrem associadas às alterações potássica e clorítica. Os cristais de rutilo em ambos os depósitos apresentam diversas inclusões minerais e zoneamentos geoquímicos, detectados pelo EDS, a exemplo de apatita e monazita. Os cristais de rutilo fibroso associado à potassificação pervasivas do Pé Quente possui as maiores concentrações de elementos menores e traço (e.g. Fe, Nb e Cr). As temperaturas obtidas na geotermometria do rutilo não se encaixam no contexto hidrotermal dos depósitos do Pé Quente (187 a 886°C) e Basílio (586 a 1129°C). Diversos fatores podem ter sido os responsáveis pelas temperaturas anômalas, as quais incluem a difusão de Zr na estrutura do rutilo, assim como análises mistas. Apesar dos resultados há outras opções em que o rutilo poderia ser utilizado como geotermômetro em contextos hidrotermais e poderiam ser opções para pesquisas futuras na Província aurífera de Alta Floresta, como no caso de inclusões fluidas.

PALAVRAS-CHAVE: Província aurífera de Alta Floresta; rutilo; química mineral; geotermometria.

ABSTRACT

The Alta Floresta Gold Province (AFGP) is in the south-central Amazon Craton, in the northern region of Mato Grosso state. The AFGP consists essentially of Paleoproterozoic plutonic, volcanic and volcanosedimentary sequences, covered by Mesoproterozoic sedimentary sequences. The Province hosts more than a hundred medium- to high-grade and small sized gold-rich deposits along the NW-SE Peru-Trairão belt. Its primary gold mineralizations are grouped into four major types: (1) disseminated deposits of $\text{Au} \pm \text{Cu}$ (e.g. Pé Quente, X1 and Luzião deposits); (2) vein-type $\text{Au} \pm \text{Cu}$ deposits (e.g. Basílio, Peteca and Paraíba deposits); (3) vein-type $\text{Au} \pm \text{Cu} \pm \text{Mo}$ deposits (e.g. Ana and Jaca deposits); and (4) vein-type $\text{Au} + \text{Zn} + \text{Pb} \pm \text{Cu}$ deposits (e.g. Francisco, Bigode and Luiz deposits). Deposits belonging from groups (1) and (2) are interpreted as equivalent to magmatic-hydrothermal, such as gold porphyry systems, while groups (3) and (4), gold- and base metals epithermal systems of low- and intermediate sulphidation. Therefore, this study goals are: (1) petrographic characterization of hydrothermal rutile; (2) its chemical composition for major, minor and trace elements; and (3) its thermal conditions. For these goals, the Pé Quente and Basílio deposits were studied due have rutile-rich hydrothermal alteration halos. Four rutile morphologies were identified in Pé Quente deposit (needle-like, fibrous, granular and prismatic), that are associated to potassic, propylitic and sericitic alterations, whereas two varieties were observed into the Basílio deposit (needle-like and fibrous), both associated to potassic and chloritic alterations. The rutile crystals of both deposits have several mineral inclusions and geochemical zoning, which were detected by the EDS. Nevertheless, it was possible to conclude that the fibrous rutile from potassic alteration in the Basílio deposit has the highest concentrations of minor and trace elements, such as Fe, Nb and Cr. The temperatures obtained in the rutile geothermometry do not fit in the hydrothermal context of the Basílio (586 to 1129°C) and Pé Quente (187 to 886°C) deposits. Ergo, several factors might have been responsible for this, such as Zr diffusion and mixed analyses. Although the negative results of this technique in both deposits, other options can be performed in rutile geothermometry, which include fluid inclusions.

KEY-WORDS: Alta Floresta Gold Province; rutile; mineral chemistry; geothermometry.

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Localização geográfica, no extremo norte do Estado de Mato Grosso, dos depósitos auríferos Pé Quente e Basílio, alvos de estudos deste trabalho.	19
Figura 2: Localização da PAAF no Cráton Amazônico, baseado em Souza et al. (2005), em relação aos dois principais modelos propostos para a sua compartimentação geotectônica: ...	29
Figura 3: Mapa geológico simplificado da PAAF, apresentando os limites geológicos norte/sul da província, além dos principais depósitos auríferos no setor leste. Extraído de Assis et al. (2014).	30
Figura 4: Mapa geológico do setor leste da PAAF. Os depósitos estudados neste trabalho estão destacados com (E) (modificado de Assis, 2015).	33
Figura 5: (A) Mapa geológico dos arredores e (B) de detalhe do depósito aurífero Pé Quente. Extraído de Assis (2011); Stabile (2012); Assis (2015).	37
Figura 6: Encaixante do depósito Pé Quente, na qual ocorreu o reconhecimento petrográfico de finos cristais de rutilo hidrotermal:	41
Figura 7: Fotomicrografias, com polarizadores paralelos, das quatro morfologias de rutilo identificadas no depósito Pé Quente:	42
Figura 8: Fotomicrografias sob luz transmitida e polarizadores cruzados dos modos de ocorrência das morfologias de rutilo hidrotermal reconhecidas no depósito aurífero do Pé Quente:	44
Figura 9: Fotomicrografias por elétrons retroespalhados das quatro morfologias de rutilo identificadas no depósito Pé Quente:	45
Figura 10: Fotomicrografia por elétrons retroespalhados do rutilo acicular associado à alteração sericítica:	46
Figura 11: Rutilo diagnosticado na alteração propilítica:	46
Figura 12: Inclusões minerais presente no rutilo hidrotermal do depósito do Pé Quente:.....	47
Figura 13: Assinaturas geoquímicas diagnosticas no rutilo do Pé Quente com o espectro EDS:	48
Figura 14: (A) Granitoide vermelho amarronzado corresponde a um dos principais litotipos que abriga rutilo hidrotermal no depósito do Basílio;	49
Figura 15: (A) Rocha subvulcânica de composição andesítica/dacítica, e com forte alteração clorítica pervasiva;	50
Figura 16: (A) Dique máfico verde-escuro, em consequência da alteração clorítica pervasiva de forte intensidade; e (B) Agregados policristalinos de sulfetos milimétricos disseminados em zona de alteração clorítica. Legenda: Py = Pirita.	51

Figura 17: Fotomicrografias em polarizadores paralelos e luz transmitida das três tipologias de rutilo hidrotermal reconhecidas no alvo Basílio:.....	53
Figura 18: Fotomicrografias por elétrons retroespalhados, das duas morfologias de rutilo hidrotermal associadas à cloritização no alvo Basílio:.....	55
Figura 19: Fotomicrografias por elétrons retroespalhados do rutilo hidrotermal associado quartzo hidrotermal:	56
Figura 20: Inclusões minerais presentes no rutilo hidrotermal do alvo Basílio:.....	57
Figura 21: Algumas assinaturas geoquímicas no rutilo diagnosticadas com o auxílio do espectro EDS:	58
Figura 22: Diagrama de (A) TiO_2 (%) vs. Nb_2O_5 (%) e (B) TiO_2 (%) vs. FeO (%), para as variedades de rutilo do Pé Quente e Basílio (apenas com as análises geoquimicamente válidas).	60
Figura 23: Diagrama de (A) TiO_2 (%) vs. Al_2O_3 (ppm) e (B) TiO_2 (%) vs. Cr_2O_3 (ppm), para as variedades de rutilo do Pé Quente e Basílio (apenas com as análises geoquimicamente válidas).	61
Figura 24: Diagrama de TiO_2 (%) vs. ZrO_2 (ppm), para as variedades de rutilo do Pé Quente e Basílio (apenas com as análises geoquimicamente válidas).	61
Figura 25: (A) Gráfico experimental da solubilidade do TiO_2 (em %) em relação ao parâmetro FM (contabiliza Si, Na, K, Ca, Mg, Fe e Al) no fundido magmático. Cada curva corresponde a um experimento com temperatura ($^{\circ}\text{C}$) e pressão (kb) constantes;	64
Figura 26: Diagrama de pressão e temperatura com enfoque nos campos de estabilidade das paragéneses metamórficas granada-rutilo e ilmenita-anorthita-quartzo. Extraído de Bohlen & Liotta (1986).	65
Figura 27: Figura esquemática da reação contínua de formação de rutilo metamórfico ex situ, quando há aumento de pressão e temperatura no sistema. Legenda: Rt = Rutilo; e Bt = Biotita. Extraído de Luvizotto & Zack (2009).	66
Figura 28: Esquema simplificado da formação do rutilo hidrotermal:	67
Figura 29: Solubilidade do rutilo em função do pH para temperaturas distintas: (A) 100°C ; e (B) 300°C . Extraído de Knauss et al. (2001).	68
Figura 30: Diagrama de estabilidade das fases com o Ti^{4+} em temperatura de 25°C . Extraído de Brown & Ekberg (2016).	69
Figura 31: Gráfico de carga iônica por raio iônico de elementos frequentemente relacionados à substituição do Ti no rutilo. Extraído de Mainhold (2010).	70
Figura 32: Diagrama do $\log(f_{\text{S}_2})$ pelo $\log(f_{\text{O}_2})$ para o sistema Ti-O-S em temperaturas de 800 K e 1000 K. Extraído de Holland (1959).	71

Figura 33: Gráfico experimental de temperatura (°C) por P_{CO_2} do equilíbrio químico entre calcita, rutilo e titanita e entre calcita, quartzo e wollastonita. Extraído de Schuiling & Vink (1967).	72
Figura 34: Diagrama da evolução do pH de um fluido e da concentração de certos ligantes, ambos em função da razão fluido/rocha.	73
Figura 35: (A) Intervalo das temperaturas para a cloritização no alvo Basílio, através das metodologias propostas por Zack et al. (2004) e Watson et al. (2006) (geotermometria do rutilo)	75
Figura 36: (A) Compilação dos dados térmicos para a sericitização no depósito Pé Quente, segundo as equações de Zack et al. (2004) e Watson et al. (2006) (geotermometria do rutilo),	76
Figura 37: Histograma com os valores de temperatura obtidos através de Zack et al. (2004) e Watson et al. (2006) para a alteração potássica do Pé Quente.	77

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1: Identificação, proveniência e tipo de análise efetuada nas seções polidas disponíveis: (1) Petrografia; (2) MEV; e (3) Microsonda.	21
Tabela 2: Padrões e condições utilizadas para a análise do rutilo nos depósitos Pé Quente e Basílio.	23
Tabela 3: Síntese das principais unidades geológicas que compõem o setor leste da PAAF. Tabela extraída de Assis (2015).	32
Tabela 4: Síntese dos resultados válidos das análises químicas de todas as variedades de rutilo, com os valores mínimo e máximo para cada elemento. O símbolo # indica leituras nas quais os valores são pouco confiáveis.	59
Tabela 5: Todas as análises da química mineral do rutilo fibroso associado a cloritização no alvo Basílio.	93
Tabela 6: Todas as análises da química mineral do rutilo acicular associado a sericitização no depósito do Pé Quente.	93
Tabela 7: Todas as análises da química mineral do rutilo fibroso, acicular e granular, associados ao quartzo hidrotermal da potassificação no depósito do Pé Quente.	94
Tabela 8: Valores de temperatura (°C) obtidos para todas as variedades de rutilo, por meio da equação de Zack et al. (2004) e Watson et al. (2006). São consideradas apenas as leituras válidas e as que foram detectadas o Zr.	96

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	14
2. PROBLEMÁTICA, JUSTIFICATIVA E OBJETIVOS	18
3. MATERIAIS E MÉTODOS	20
3.1. Revisão Bibliográfica	20
3.2. Amostragem e Petrografia	20
3.3. Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV)	22
3.4. Microsonda Eletrônica	22
4. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA SOBRE O RUTILO	24
5. GEOLOGIA REGIONAL	28
5.1. Contexto geológico da Província Aurífera de Alta Floresta	30
5.2. Contexto geológico do depósito Pé Quente	36
5.3. Contexto geológico do Alvo Basílio	39
6. CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DO RUTILO HIDROTERMAL	40
6.1. Depósito disseminado de Au ± Cu do Pé Quente	40
6.1.1. Descrição Macroscópica	40
6.1.2. Microscopia Ótica	41
6.1.3. Microscópio Eletrônico de Varredura	44
6.2. Depósito filonar de Au ± Cu do Basílio	49
6.2.1. Descrição Macroscópica	49
6.2.2. Microscopia Ótica	51
6.2.3. Microscópio Eletrônico de Varredura	53
7. QUÍMICA MINERAL DO RUTILO	59
8. DISCUSSÕES	62
8.1. Usos e limitações	62
8.2. Formação do Rutilo	63
8.2.1. Elementos traço	69
8.2.2. Rutilo e as alterações hidrotermais	71
8.3. Geotermometria do rutilo	74
9. CONCLUSÕES	80
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	82
ANEXO I – ANÁLISE QUÍMICA DO RUTILO HIDROTERMAL	92
ANEXO II – TERMOMETRIA DO RUTILO HIDROTERMAL	95

1. INTRODUÇÃO

Minerais correspondem a substâncias naturais derivadas de processos inorgânicos, e que exibem estrutura atômica ordenada e composição definida estável em certos intervalos (DANA & FORD, 1932). Derivam, portanto, de diversos processos, sejam sedimentares, ígneos, metamórficos ou hidrotermais, por meio de distintos regimes de pressão, temperatura, pH, f_{O_2} , f_{S_2} , disponibilidade de elementos químicos, dentre outros (MUKHERJEE, 2011). Como exemplos de processos formadores de minerais, tem-se a série de Bowen (BOWEN, 1956), na qual a olivina corresponde a um dos primeiros minerais a se cristalizar ($T > 1100^\circ\text{C}$), enquanto o quartzo está relacionado aos estágios mais tardios e, portanto, de menor temperatura ($T \sim 450\text{-}600^\circ\text{C}$). A fugacidade de oxigênio (f_{O_2}), por sua vez, condiciona, no contexto magmático, as duas principais séries graníticas (magnetita e ilmenita), de modo que em f_{O_2} maiores, é comum a formação de óxidos, fosfatos e anfibólios (série da magnetita), e em menor f_{O_2} , pirrotita, grafita, granada, fluorita, cassiterita, wolframita, dentre outros minerais, são mais comuns (série da ilmenita) (ISHIHARA, 1977).

Segundo a classificação geoquímica de Goldschmidt (1926), os elementos químicos podem ser divididos em: (1) litófilos (elementos com energia livre de oxidação maior do que a do Fe); (2) calcófilos (elementos com forte afinidade com o enxofre, que por estarem ligados em ligações covalentes, originam os sulfetos e, portanto, com baixa afinidade com o oxigênio); (3) siderófilos (metais de transição, com forte afinidade com o ferro, por meio de ligações metálicas); e (4) atmófilos (elementos, que em condições normais de temperatura e pressão, são encontrados quase que exclusivamente no estado gasoso, com exceção do H, que mesmo na água, também pode ser encontrado no estado líquido). Entretanto, em relação à abundância na crosta, segundo Clarke & Washington (1924), podem ser classificados como: (1) elementos maiores (O, Si, Al, Fe, Ca, Na, K, Mg) com concentração natural superior a 1%, e cujo conjunto dos oito elementos principais compõem ~98% dos elementos conhecidos; (2) elementos menores (Ti, Mn, P, C), cujas concentrações naturais são entre 1% e 0,1%; e (3) elementos traços (Zr, Ni, Cu, Zn, Pb, ETR, etc.) cujas concentrações são inferiores a 0,1%, e usualmente reportados em ppm (ou até ppt).

Neste cenário, o rutilo (TiO_2) desponta como um mineral formado tanto por processos metamórficos, quanto ígneos e hidrotermais. No metamorfismo, o rutilo ocorre em condições de médio a alto grau (GOLDSMITH & FORCE, 1978), contudo, pode derivar de processos de mais baixo grau metamórfico, com formação de cristais aciculares ou agregados policristalinos

(MEINHOLD, 2010). Neste caso, na área de estudo de Luvizotto *et al.* (2009a), rutilo metamórfico teria se formado a partir da quebra da ilmenita. Entretanto, quando associado a rochas ígneas, o rutilo pode ser primário (cristalização direta do magma) ou secundário, quando derivado de soluções hidrotermais, a exemplo dos processos de cloritização de biotita enriquecida em titânio (CARRUZZO *et al.*, 2006), ou oxidação da ilmenita (SAKOMA & MARTIN, 2002).

Durante a formação do rutilo, diversos elementos são incorporados à sua estrutura na forma de elementos traço, em especial os elementos HFSE (ZACK *et al.*, 2002). Zack *et al.* (2004) demonstrou uma aplicabilidade da química mineral no rutilo, visto a concentração de Zr em sua estrutura ser altamente dependente da temperatura. Watson *et al.* (2006), e posteriormente Ferry & Watson (2007), revisam os condicionantes geotermométricos do rutilo, de modo a propor uma nova relação da estimativa de sua temperatura de formação, também dependente de suas concentrações de Zr (em ppm). Segundo os autores, os valores de Zr estariam diretamente relacionados com a elevação da temperatura de cristalização do rutilo.

Nesta temática, diversos trabalhos que se utilizam da geotermometria do rutilo têm sido publicados, entretanto, a grande maioria com aplicabilidade ao ambiente e processos metamórficos. Poucos, entretanto, têm se focado nas condições hidrotermais, tais como os efetuados por Rabbia *et al.* (2009) e Cabral *et al.* (2015). No Brasil, por exemplo, estudos em metalogênese que enfoquem a geotermometria do rutilo são extremamente escassos, devido à dificuldade de aplicação da técnica em contextos hidrotermais. Essa dificuldade se inter-relaciona a maior frequência de fases hidrotermais mais favoráveis ao emprego de técnicas de química mineral (e.g. muscovita e clorita) e da inexistência de paragêneses minerais hidrotermais com rutilo. Portanto, quando presente nas paragêneses hidrotermais, a utilização da geotermometria do rutilo pode corresponder a uma técnica de grande importância na estimativa das condições térmicas em que sistemas hidrotermais de depósitos minerais teriam se desenvolvido e, conseqüentemente, com implicações na precipitação do minério. Neste sentido, províncias (ou depósitos) minerais hidrotermais que apresentem paragêneses com rutilo, correspondem a alvos bastante promissores para a aplicação e exploração da técnica. Esse é o caso da Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF), que concentra mais de uma centena de depósitos auríferos magmático-hidrotermais, de moderado a alto teores e de pequena tonelagem (< 5t), ao longo do cinturão Peru-Trairão, de direção NW-SE (SANTOS *et al.*, 2001; PAES DE BARROS, 2007; SILVA & ABRAM, 2008; ASSIS *et al.*, 2014).

Situada na porção norte do Estado de Mato Grosso, setor meridional do Cráton Amazônico, a PAAF estende-se por cerca de 500 km na direção WNW-ESE (SOUZA *et al.*,

2005). A província é constituída principalmente por rochas plutônicas, vulcânicas e vulcanossedimentares paleoproterozoicas, que hospedam mais de uma centena de depósitos auríferos primários (SOUZA *et al.*, 2005; PAES DE BARROS, 2007; SILVA & ABRAM, 2008; ASSIS, 2015). Geograficamente, a PAAF está delimitada a norte pelo gráben do Cachimbo, e a sul, pelo gráben dos Caiabis (PAES DE BARROS, 2007).

Quanto à estruturação do Cráton Amazônico, duas propostas são possíveis para a compreensão da história evolutiva da província. Na primeira, proposta por Tassinari & Macambira (1999), a PAAF estaria compreendida entre as províncias geocronológicas do Ventuari-Tapajós (1,95 - 1,8 Ga) e Rio Negro-Juruena (1,8 - 1,55 Ga). No modelo de Santos *et al.* (2006), entretanto, a província enquadra-se entre os limites das províncias tectônicas Tapajós-Parima (2,1-1,87 Ga) e Rondônia-Juruena (1,82-1,54 Ma).

A importância metalogenética da PAAF começou com os primeiros registros de seus depósitos auríferos, de natureza secundária, em 1978. Esses depósitos foram lavrados por atividade garimpeira até a sua exaustão. A continuidade da atividade garimpeira levou a descoberta das mineralizações primárias, eminentemente hospedadas em sistemas graníticos e em zonas de cisalhamento que truncam essas unidades (SOUZA *et al.*, 2005; PAES DE BARROS, 2007; SILVA & ABRAM, 2008; ASSIS *et al.*, 2014).

As mineralizações primárias, têm sido agrupadas, de acordo com a assinatura geoquímica, estilo e paragênese do minério, em quatro tipologias principais (XAVIER *et al.*, 2009; ASSIS *et al.*, 2014): (1) depósitos de Au $\pm$ Cu disseminados (e.g. depósitos Luizão, Pé Quente, Serrinha e X1) e (2) depósitos de Au $\pm$ Cu filonares (e.g. Edu, Peteca, Buriti, João Fidelis, Paraíba e Basílio), ambos com pirita como principal mineral de minério, além de concentrações subordinadas de calcopirita e hematita; (3) depósitos de Au $\pm$ Cu $\pm$ Mo filonares (e.g. Ana e Jaca) representados por pirita, molibdenita e calcopirita; e (4) depósitos de Au + Zn + Pb $\pm$ Cu filonares (e.g. Francisco, Luiz e Bigode), eminentemente representados por pirita + esfalerita + galena + hematita, e menores concentrações, de calcopirita e digenita.

Os depósitos do tipo (1), (2) e (3) são hospedados predominantemente em sistemas graníticos cálcio-alcálinos oxidados, enquanto que os da tipologia (4) estão associados a subvulcânicas, vulcanossedimentares e granitos alcalinos epizonais e oxidados. Portanto, os grupos (1) e (2) têm sido interpretados como equivalentes a sistemas magmático-hidrotermais do tipo ouro pórfiro, enquanto os grupos (3) e (4), a sistemas epitermais *low-* e *intermediate sulphidation* (ASSIS *et al.*, 2014).

Este projeto tem por finalidade discutir das condições geoquímicas para a formação do rutilo hidrotermal dos depósitos de $\text{Au} \pm \text{Cu}$ do Pé Quente (disseminado) e do Basílio (filonar), e a tentativa de se aplicar a geotermometria do rutilo para ambos depósitos.

2. PROBLEMÁTICA, JUSTIFICATIVA E OBJETIVOS

Embora a PAAF exiba grande potencial em hospedar mineralizações auríferas primárias, ela ainda carece de estudos mais sistemáticos e específicos em temáticas-chave. Enquanto os principais atributos geológicos de importantes sistemas hidrotermais auríferos da província (e.g. rochas hospedeiras, tipologias e sequenciamento das alterações hidrotermais, paragênese do minério, regime dos fluidos, idade das hospedeiras e do minério e afinidade geoquímica das hospedeiras) e seus modelos genéticos estejam bem equacionados, há grande escassez de dados referentes à química mineral. Esses trabalhos mostram-se importantes pois auxiliam a compreensão do caminho evolutivo do fluido através da caracterização composicional de fases hidrotermais, os quais implicam em estimativas de parâmetros físico-químicos do fluido (e.g. temperatura, pressão, pH) através de geobarômetros (e.g. mica branca) e geotermômetros (e.g. clorita, rutilo) conhecidos.

Estudos em química mineral possuem grande importância em metalogênese, visto responderem a questões que abrangem (1) composição química das fases minerais associadas ao sistema mineral; (2) estimativas de importantes características do fluido mineralizante, a exemplo da temperatura, pressão, estado de oxidação e f_{O_2} ; e (3) a variação da composição do fluido ao longo de seu caminho evolutivo, por meio da quantificação de elementos maiores, menores e traços nas fases minerais associadas. No conjunto, esses dados fornecem informações mais precisas quanto ao desenvolvimento do sistema mineral e, portanto, da gênese do referido depósito e/ou características genéticas a nível regional. Em adicional, essa abordagem também auxilia como guia prospectivo dentro de uma mesma província, por meio de vetorização geoquímica. Nessa temática, os poucos trabalhos em química mineral desenvolvidos na PAAF têm se centrado em minerais do grupo dos filossilicatos (muscovita e clorita), para estimativas das condições P-T do sistema hidrotermal de alguns depósitos (CALABONI, 2018; SILVA 2018; MARTINS, 2018). Este trabalho, no entanto, é pioneiro na província e testará a aplicabilidade, na PAAF, do geotermômetro do rutilo através da mensuração das concentrações de Zr (ppm) em sua estrutura (ZACK *et al.*, 2004; WATSON *et al.*, 2006; FERRY & WATSON, 2007), por microsonda eletrônica.

Deste modo, este trabalho por estar centrado na temática de “química mineral do rutilo hidrotermal” tem por objetivos principais a (1) caracterização petrográfica do rutilo associado às zonas de alteração hidrotermal; (2) determinação de sua variação composicional em relação aos elementos maiores e traço (e.g. Ti, Cr, Fe, Zr); e consequentemente, (3) na tentativa da aplicação de seu geotermômetro, para estimativas de sua temperatura de formação a partir do

fluido hidrotermal. Esses objetivos são aplicados em dois depósitos auríferos do segmento leste da PAAF, que exibem rutilo hidrotermal em suas associações paragenéticas hidrotermais, cujo conhecimento geológico encontra-se relativamente bem equacionado e pertencem a tipologias distintas: o depósito disseminado de $\text{Au} \pm \text{Cu}$ do Pé Quente (ASSIS, 2011) e o depósito filonar de $\text{Au} \pm \text{Cu}$ do Basílio (BRESSAN, 2017), representantes dos grupos (1) e (2), respectivamente. O depósito Basílio localiza-se no município de Novo Mundo, enquanto o depósito do Pé Quente, em Peixoto de Azevedo (Fig. 1).

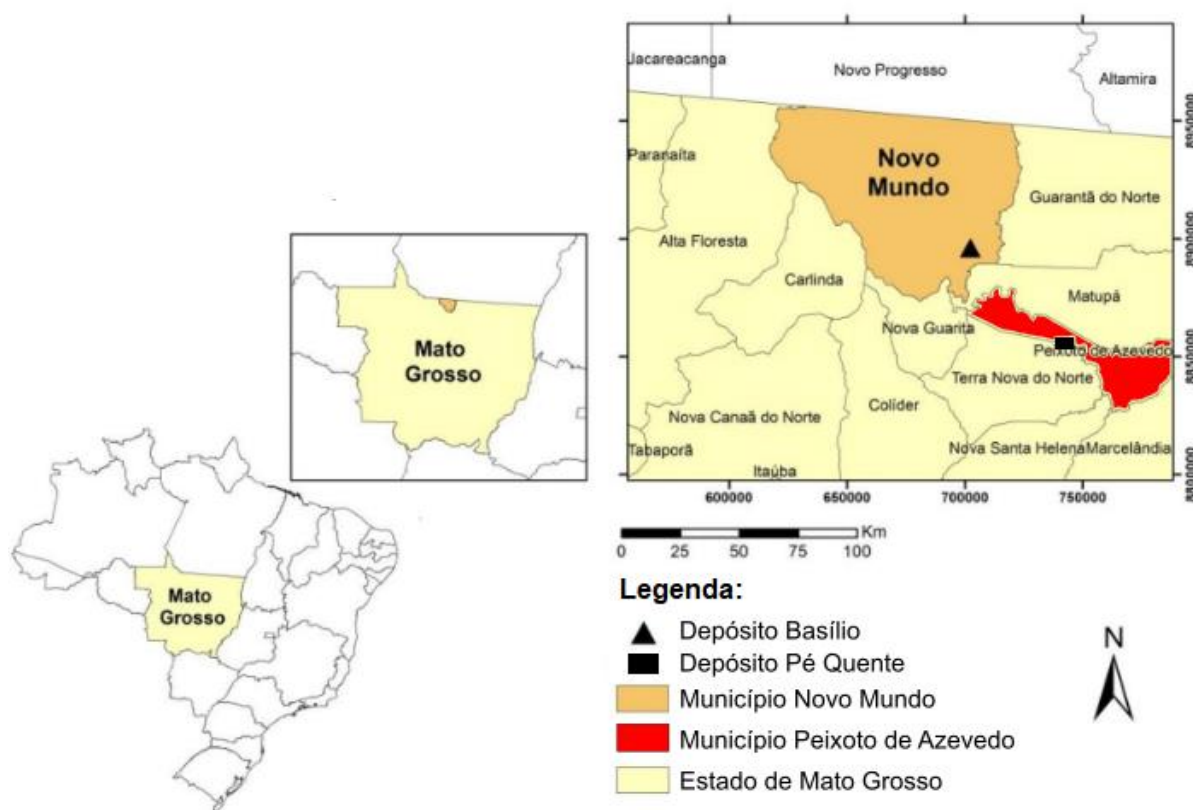


Figura 1: Localização geográfica, no extremo norte do Estado de Mato Grosso, dos depósitos auríferos Pé Quente e Basílio, alvos de estudos deste trabalho.

Com isso, a origem do rutilo poderá ser discutida dentro do contexto magmático-hidrotermal dos depósitos auríferos da província. Em adicional, as temperaturas obtidas a partir do rutilo, serão comparadas com outros geotermômetros aplicados na província e disponíveis na literatura, a exemplo dos obtidos por inclusões fluidas e pela geotermometria da clorita e geobarometria da mica branca.

Trabalhos científicos na PAAF exibem uma grande importância na expansão e consolidação de seu conhecimento geológico-metalogenético, ainda mais se consideradas as últimas descobertas na região: a de um importante depósito de $\text{Cu-Mo} \pm \text{Zn}$ do tipo pórfiro, recentemente divulgada pela *Anglo American*.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

3.1. Revisão Bibliográfica

Esta etapa objetivou a leitura de artigos científicos, trabalhos de conclusão de curso, dissertações de mestrado e teses de doutorado. Os trabalhos pesquisados focaram as seguintes temáticas: (1) contexto geológico e metalogenético da Província Aurífera de Alta Floresta; (2) contexto geológico do depósito filonar de Au $\pm$ Cu do Basílio (BRESSAN, 2017) e o depósito disseminado de Au $\pm$ Cu do Pé Quente (ASSIS, 2011); (3) uso da química mineral do rutilo para fins geotermométricos, em especial, aplicada à metalogênese; e (4) sistemas auríferos magmático-hidrotermais.

3.2. Amostragem e Petrografia

Foram selecionadas amostras representativas da alteração hidrotermal dos depósitos Basílio e Pé Quente, essencialmente provenientes de furos de sondagem e afloramentos (Pé Quente) e da galeria em *shaft* (Basílio). Um total de 14 sessões polidas do depósito Basílio e 28 do depósito Pé Quente, respectivamente provenientes dos trabalhos de Bressan (2017) e Assis (2011), foram analisadas ao microscópio petrográfico convencional. A identificação das seções polidas descritas consta na Tabela 1.

As descrições macro- e petrográficas focaram a classificação das assembleias minerais primárias e hidrotermais, entretanto, ênfase maior foi conferida aos modos de ocorrência do rutilo, suas variações texturais, sua associação mineral e posicionamento temporal dentro da alteração hidrotermal dos depósitos estudados. Essa etapa foi efetuada no Laboratório de Microscopia do Departamento de Petrologia e Metalogenia da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” (DPM, IGCE/UNESP – Rio Claro).

As descrições petrográficas foram efetuadas em luz transmitida e refletida por meio de um microscópio petrográfico óptico convencional da marca ZEISS e modelo Axioskop 40. O registro de imagens fotomicrográficas se deu em uma câmera fotográfica de modelo Canon PC 1049 acoplada ao microscópio.

Tabela 1: Identificação, proveniência e tipo de análise efetuada nas seções polidas disponíveis: (1) Petrografia; (2) MEV; e (3) Microsonda.

Depósito	Amostra	Estudo Realizado		
		(1)	(2)	(3)
Pé Quente	DDH - PQ6			
	FD - 01/01			
	FD - 01/12			
	FD - 08/01			
	FD - 11/05			
	FD - 15/01			
	FD - 01 - 171,15			
	FD - 01 - 197,85			
	FD - 01 - 213,55			
	FD - 01 - 232,65			
	FD - 01 - 371,15			
	FD - 09 - 52,15			
	FD - 09 - 103,60			
	FD - 10 - Pt2			
	RA - 09 - C1			
	RA - 09 - D			
	RA - 09 - D*			
	RA - 09 - D (V)			
	RA - 09 - F			
	RA - 11 - A			
	RA - 11 - B			
	RA - 16			
	RA - 27			
	RA - 30 - A			
	RA - 30 - B			
	RA - 41 - A(1)			
	RA - 41 - A(2)			
	RA - 120			
Basílio	P2B			
	P2E			
	P2F - A			
	P2F - B			
	P3G			
	P4A			
	P4F			
	P5B			
	P6B			
	VTRX - 41			
	VTRX - 42			
	VTRX - 43			
	VTRX - 46			
	VTRX - 47			

As abreviações dos nomes dos minerais utilizadas neste trabalho seguem as recomendações da IUGS (*International Union of Geological Sciences*), Subcomissão de Sistemática de Rochas Metamórficas (SIIVOLA & SCHMID, 2007) e são apresentadas a seguir em ordem alfabética:

Ab = Albita	Ms = Muscovita
Ap = Apatita	Pl = Plagioclásio
Cal = Calcita	Py = Pirita
Chl = Clorita	Qtz = Quartzo
Ep = Epidoto	Rt = Rutilo
Ilm = Ilmenita	Ser = Sericita
Kfs = Feldspato potássico	Ttn = Titanita
Mnz = Monazita	Zrn = Zircão

3.3. Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV)

Esta fase objetivou refinar a petrografia do rutilo, de forma a qualificar o seu modo de ocorrência, identificar suas eventuais microtexturas hidrotermais, de substituição, zoneamentos e inclusões minerais não identificadas durante a etapa anterior. Utilizou-se, portanto, de um microscópio eletrônico de varredura da marca JEOL, do modelo JSM-6010 SA equipado com detectores de elétrons secundários (SE), retro-espalhados (BSE) e espectrômetro de raios-X por dispersão de energia (EDS), que opera com distância de trabalho de 10 mm, tensão de aceleração de 15 Kv e *spot size* de 50 µm (SS50). Essa etapa foi realizada no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura do Departamento de Petrologia e Metalogenia da UNESP (DPM, UNESP – Rio Claro).

Essa etapa mostra-se essencial, pois permite a seleção mais assertiva de cristais de rutilo a serem analisados na microsonda eletrônica (e.g. cristais sem inclusões e/ou texturas de substituição). O referido controle é essencial na qualidade dos dados obtidos, visto a não interferência de outras fases e/ou abertura do sistema por eventos posteriores (visualizado em texturas de substituição), o que garante, portanto, estimativas geotermométricas mais precisas.

3.4. Microsonda Eletrônica

Correspondeu a etapa final de desenvolvimento deste trabalho, realizada no Laboratório de Microsonda Eletrônica, no Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM, UNESP – Rio Claro). Utilizar-se-á de um equipamento da marca JEOL, modelo JXA-8230 superprobe, com condições de operação de 20 Kv, aceleração de 80 nÅ e feixe de elétrons com diâmetro de

3 μm (*spot size*). Para análises, as amostras foram previamente metalizadas com uma película de 250 Å de carbono.

A quantificação química do rutilo foi efetuada com base nos seguintes elementos: Al, Cr, Fe, Nb, Ti e Zr. Os padrões utilizados para cada elemento e suas respectivas especificações técnicas constam na Tabela 2. Os dados então foram tratados em planilhas do Microsoft Excel© 2016.

Tabela 2: Padrões e condições utilizadas para a análise do rutilo nos depósitos Pé Quente e Basílio.

Elemento	Padrão	Distribuidor	Ch1	Ch2	Ch3	Ch4	Ch5	Linha	Bkg (s)	Pico (s)	Limite de Detecção (ppm)
Si	CaSiO ₃	P&H	TAP					Ka	150	300	22
Al	Al ₂ O ₃	SMITHSONIAN		TAP				Ka	150	300	14
Cr	Cr	P&H			PETJ			Ka	50	150	46
Fe	Fe ₂ O ₃	GELLER				LIFL		Ka	50	150	35
Nb	Nb	GELLER					PETH	La	125	250	36
Ti	Ti	GELLER					PETH	Ka	10	20	60
Zr	ZrSiO ₄	P&H					PETH	La	170	350	36

4. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA SOBRE O RUTILO

O rutilo (TiO_2) é formado por diferentes processos geológicos, que podem ser enquadrados em ígneos (DEER *et al.*, 2013), metamórficos (GOLDSMITH & FORCE, 1978) e hidrotermais (FORCE, 1991; AYERS & WATSON, 1993). Em ambientes sedimentares, o rutilo pode estar concentrado principalmente em depósitos de placer e paleoplacer, de modo a configurar depósitos podem ser economicamente viáveis (DILL, 2007). Devido ao alto peso específico e resistência ao intemperismo do rutilo, uma de suas importantes aplicabilidades na sedimentologia reside no índice ZTR (HUBERT, 1962), no qual a assembleia mineral zircão-turmalina-rutilo é usada para calcular a maturidade mineralógica dos sedimentos.

Durante a gênese do rutilo, uma fração do Ti é comumente substituída por elementos incompatíveis HFSE (*high field strength elements*), por exemplo o Ta, Nb, W, Zr, Hf, Pb, Th, U, Lu, Y (MEINHOLD, 2010). Estes elementos HFSE possuem pequeno raio iônico, alta carga catiônica e mobilidade relativamente baixa em ambientes e processos pós-magmáticos (JIANG *et al.*, 2005) e, portanto, a compreensão do comportamento geoquímico é de grande interesse na geociência. A presença destes elementos traço na estrutura do rutilo e a relativa abundância deste mineral nas rochas, faz com que haja uma vasta aplicação para o TiO_2 . Meinhold (2010) lista as principais aplicações na geologia, e alguma delas está na geoquímica do rutilo, a exemplo de isótopos de oxigênio, geocronologia em U-Pb, isótopos de Lu-Hf, além da técnica a ser testada neste trabalho: a geotermometria do rutilo.

A técnica de geoquímica do rutilo é muito abrangente e utiliza-se da presença de vários elementos HFSE incorporados à estrutura do rutilo, de forma a diagnosticar diversos processos geológicos. De acordo com Meinhold (2010), duas das possíveis análises seriam: (1) quantidade de Fe na estrutura, de modo que rutilo metamórfico normalmente apresenta valores maiores que 1000 ppm de Fe (ZACK *et al.*, 2004). Entretanto, essa relação nem sempre é aplicável e, portanto, outros aspectos geológicos associados à história metamórfica devem ser observados (BANFIELD & VEBLEN, 1991). Outra exceção explicitada por Müller & Halls (2005) é que o TiO_2 formado tanto em baixa temperatura (menos de 450°C) quanto o de origem hidrotermal, também podem apresentar altas concentrações de Fe; e (2) concentração de outros elementos traços como Mg e Al, possíveis indicadores de rutilo derivado, respectivamente, de fontes crustais ou mantélicas (SMYTHE *et al.*, 2008), e Al, Cr e Nb, que podem indicar qual é a fonte mantélica (DAWSON & SMITH, 1977). Outros elementos traço, a exemplo do W, V, Cu e Sb, podem indicar rutilo derivado de depósitos metálicos, como os de ouro mesotermal, IRGS

(*intrusion-related gold systems*) (URBAN *et al.*, 1992) e os pórfiros de Cu e Cu-Au (SCOTT, 2005).

A análise de isótopos de oxigênio no rutilo é uma ferramenta que permite caracterizar certos aspectos como a extensão e natureza da interação entre mineral e fluido e a temperatura no momento de sua cristalização ou alteração (MOORE *et al.*, 1998), uma vez que ^{16}O e ^{18}O são incorporados ao rutilo neste momento. Para este mineral, Moore *et al.* (1998) conclui que a composição dos isótopos de oxigênio no retículo cristalino pode permanecer constante mesmo após muitos eventos térmicos, o que permitiria a viabilização desta técnica.

A presença de urânio na estrutura do rutilo viabiliza a utilização da datação pelos métodos U-Pb ou Pb-Pb (MEZGER *et al.*, 1989). Neste contexto, o método se utilizaria dos nuclídeos-pai ^{238}U e ^{235}U e dos nuclídeos-filho ^{206}Pb e ^{207}Pb (JAFHEY *et al.*, 1971), para o cálculo da idade de resfriamento do rutilo, após sua temperatura de fechamento, a qual está próxima a 600°C para cristais maiores que 0,2 mm em diâmetro (VRY & BAKER, 2006). Esse método apresenta algumas desvantagens frente a datação U-Pb em zircão, como a natural baixa concentração de urânio no rutilo, que pode ser contornado pelo uso do LA-ICP-MS (ZACK *et al.*, 2011), e a dificuldade de se coletar grandes e homogêneos cristais (LUVIZOTTO *et al.*, 2009b).

Outro elemento traço presente no retículo cristalino do rutilo é o Hf, normalmente em concentrações menores que 120 ppm (ZACK *et al.*, 2002). Isto possibilita o estudo de isótopos Lu-Hf, no qual utiliza o nuclídeo-pai ^{176}Lu e o nuclídeo-filho ^{176}Hf . Em consequência do elevado tempo de meia-vida do ^{176}Lu , cerca de 37 bilhões de anos (SÖDERLUND *et al.*, 2004) e da maior estabilidade deste sistema à processos de alteração, como metassomatismo (GRIFFIN *et al.*, 2000), o método permite traçar a história do sistema solar e a evolução do sistema manto-crosta terrestre (BLICHERT-TOFT & ALBARÈDE, 1997). A análise deste sistema isotópico em minerais (*e.g.* rutilo), permite estimar a idade em que o material (magma) teria sido extraído do manto depletado (PATCHETT *et al.*, 1981).

Uma outra importante aplicabilidade do rutilo em geociências reside em estudos de geotermometria, tentativamente empregados nesse trabalho nos depósitos magmático-hidrotermais auríferos do Pé Quente e Basílio. Esta técnica é relativamente recente, com o trabalho pioneiro de Zack *et al.* (2004). Nesse estudo, a análise de cristais de rutilo provenientes de rochas metamórficas, possibilitou identificar que a temperatura exerce grande influência na concentração de zircônio (Zr) disponível para o sistema, a partir da quebra do zircão, como mostrado na equação 1. O valor (em ppm) de Zr na estrutura do rutilo seria proporcional ao aumento da temperatura e seguiria a equação proposta por Zack *et al.* (2004) (Eq. 2), enquanto houvesse a assembleia zircão-rutilo-quartzo.

$$\text{ZrSiO}_4 \text{ (Zircão)} = \text{ZrO}_2 \text{ (no Rutilo)} + \text{SiO}_2 \text{ (Quartzo)} \text{ (Equação 1)}$$

$$T(^{\circ}\text{C}) = 127,8 \times \ln(\text{Zr}_{\text{ppm}}) - 10 \text{ (Equação 2)}$$

Baseado em análises experimentais e de calibração empírica com resultados obtidos, Watson *et al.* (2006) observou que o Zr proveniente de cristais de rutilo derivados de rochas metamórficas sob pressões controladas (de 1 a 1,4 GPa), exibiu uma nova relação com a temperatura (Eq. 3). Por sua vez, essa nova relação mostra-se mais precisa por exibir um erro analítico inferior ($\pm 20^{\circ}\text{C}$) quando comparada às Equações (1) e (2) obtidas por Zack *et al.* (2004), com erro de $\pm 50^{\circ}\text{C}$. Também foi apresentado discussões iniciais sobre a influência da pressão (melhor discutido em TOMKINS *et al.*, 2007) na técnica da geotermometria do rutilo. Todavia nada conclusivo e, portanto, carente de estudos mais sistemáticos.

$$T(^{\circ}\text{C}) = \frac{4470 \pm 120}{(7,36 \pm 0,10) - \log(\text{Zr})} - 273 \text{ (Equação 3)}$$

Ferry & Watson (2007), após experimentos laboratoriais, revisaram Watson *et al.* (2006) e sugeriram que além da temperatura, a atividade do quartzo na assembleia zircão-rutilo-quartzo também controla a quantidade de Zr no rutilo (Eq. 4). Se estimada a atividade do quartzo, a partir da concentração de Zr (em ppm) no rutilo e de Ti (em ppm) no zircão, pode calcular o geotermômetro do rutilo mesmo em rochas sem o quartzo. Outro avanço foi no entendimento do papel da pressão nesse sistema, com a quantificação da importância da pressão.

$$\log(\text{Zr}) = (7,42 \pm 0,105) - \frac{4530 \pm 111}{T(\text{K})} - \log a_{\text{SiO}_2} \text{ (Equação 4)}$$

O problema da influência da pressão na assembleia zircão-rutilo-quartzo e para a geotermometria do rutilo foi resolvido em Tomkins *et al.* (2007), que foram os pioneiros no entendimento dessa função. Para isso, trabalhos anteriores nesta temática e ensaio laboratoriais embasaram esse trabalho, que obteve resultados satisfatórios principalmente para os metamorfismos no campo de HP (*high-pressure*) e UHP (*ultra-high-pressure*). O resultado de Tomkins *et al.* (2007) foram três equações, que utilizavam o valor em ppm de Zr no rutilo, a constante universal dos gases perfeitos (R) e a pressão em Kbar, para campos de pressão distintos: campo do quartzo- α (Eq. 5), quartzo- β (Eq. 6) e coesita (Eq. 7).

$$T(^{\circ}\text{C}) = \frac{83,9 + 0,41P}{0,1428 - R \ln(\text{Zr})} - 273 \text{ (Equação 5)}$$

$$T(^{\circ}\text{C}) = \frac{85,7 + 0,473P}{0,1453 - R \ln(\text{Zr})} - 273 \text{ (Equação 6)}$$

$$T(^{\circ}\text{C}) = \frac{88,1 + 0,206P}{0,1412 - R \ln(\text{Zr})} - 273 \text{ (Equação 7)}$$

Para este trabalho de conclusão de curso, será aplicada a equação de Watson *et al.* (2006) e Zack *et al.* (2004), visto essas equações resultarem em bons valores de temperatura nos trabalhos em que foram aplicadas, e serem amplamente aceitas na comunidade científica. As outras duas equações (TOMKINS *et al.*, 2007; FERRY & WATSON, 2007) não foram empregadas para evitar-se estipular valores imprecisos da pressão, em função da ausência ou poucos dados da geobarometria para os dois depósitos (Basílio e Pé Quente), ou da atividade do SiO₂.

5. GEOLOGIA REGIONAL

A Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF) está localizada na porção norte do estado de Mato Grosso, ao sul do Cráton Amazônico (ALMEIDA, 1978) (Figs. 2A e 2B). O Cráton Amazônico corresponde a uma das maiores unidades cratônicas do planeta, visto ocupar uma área próxima de 4.300.000 Km², ao norte da América do Sul, geotectonicamente estável há 1 Ga. (TASSINARI & MACAMBIRA, 2004). Ele está delimitado pelos cinturões orogênicos neoproterozoicos Tucavaca na Bolívia, Araguaia-Cuiabá no Brasil central e pela Província Tocantins ao norte do Brasil (CORDANI *et al.*, 1988; TASSINARI & MACAMBIRA, 1999).

De acordo com Hasui (2012), embora o Cráton ocupe quase metade do território nacional, ele é uma das regiões menos conhecidas do Brasil. Isso se deve as dificuldades de se realizar pesquisas, principalmente por causa do espesso perfil pedogenético e da alta densidade vegetal da Floresta Amazônica. Essas dificuldades implicam em diversos debates quanto a sua evolução geotectônica, e na consequente proposta de vários modelos tectônicos. No entanto, alguns aspectos mais gerais são amplamente aceitos, por exemplo a evolução estar associada ao ciclo dos supercontinentes, Columbia ao Pangeia (CORDANI *et al.*, 2009). Deste modo, duas linhas principais quanto a evolução do Cráton se sobressaíram: (1) tectônica pré-Cambriana do cráton caracterizada por processos de reativação plataformar e formação de blocos continentais, devido ao retrabalhamento crustal durante o Arqueano e Paleoproterozoico, com subsequente reativação e/ou retrabalhamento das rochas preexistentes, no Mesoproterozoico (ALMEIDA, 1978; HASUI *et al.*, 1984; BELTRÃO *et al.*, 1997); (2) hipótese mais aceita, baseada em conceitos mobilísticos, propõe que durante o Arqueano, Paleo- e Mesoproterozoico, teria existido uma sucessão de arcos magmáticos, com formação de material juvenil derivado do manto, isocronicamente a processos subordinados de retrabalhamento crustal (CORDANI *et al.*, 1979; TASSINARI, 1981; TEIXEIRA *et al.*, 1989; TASSINARI *et al.*, 1996; TASSINARI & MACAMBIRA, 1999; CORDANI & TEIXEIRA, 2007).

A melhoria na sistemática de datação e isotópica possibilitou o desenvolvimento de modelos referentes a compartimentação geotectônica do Cráton Amazônico, de modo que dois têm sido os mais aceitos. O primeiro modelo, de Tassinari & Macambira (1999), divide o cráton em seis províncias geocronológicas de direção NW-SE, no qual ao núcleo arqueano de composição granito-*greenstone* (Província Amazônia Central) e à faixa Maroni-Itacaúnas foram aglutinados diversos outros segmentos crustais, que resultaram em quatro províncias geocronológicas à sudoeste (Fig. 2B). O segundo modelo (SANTOS, 2003; SANTOS *et al.*, 2000; SANTOS *et al.*, 2006) baseou-se em datações de U-Pb, Rb-Sr e Sm-Nd, e compartimenta

o Cráton em sete Províncias tectônicas-estruturais de direção NW-SE e uma com direção NE-SW (Fig. 2A).

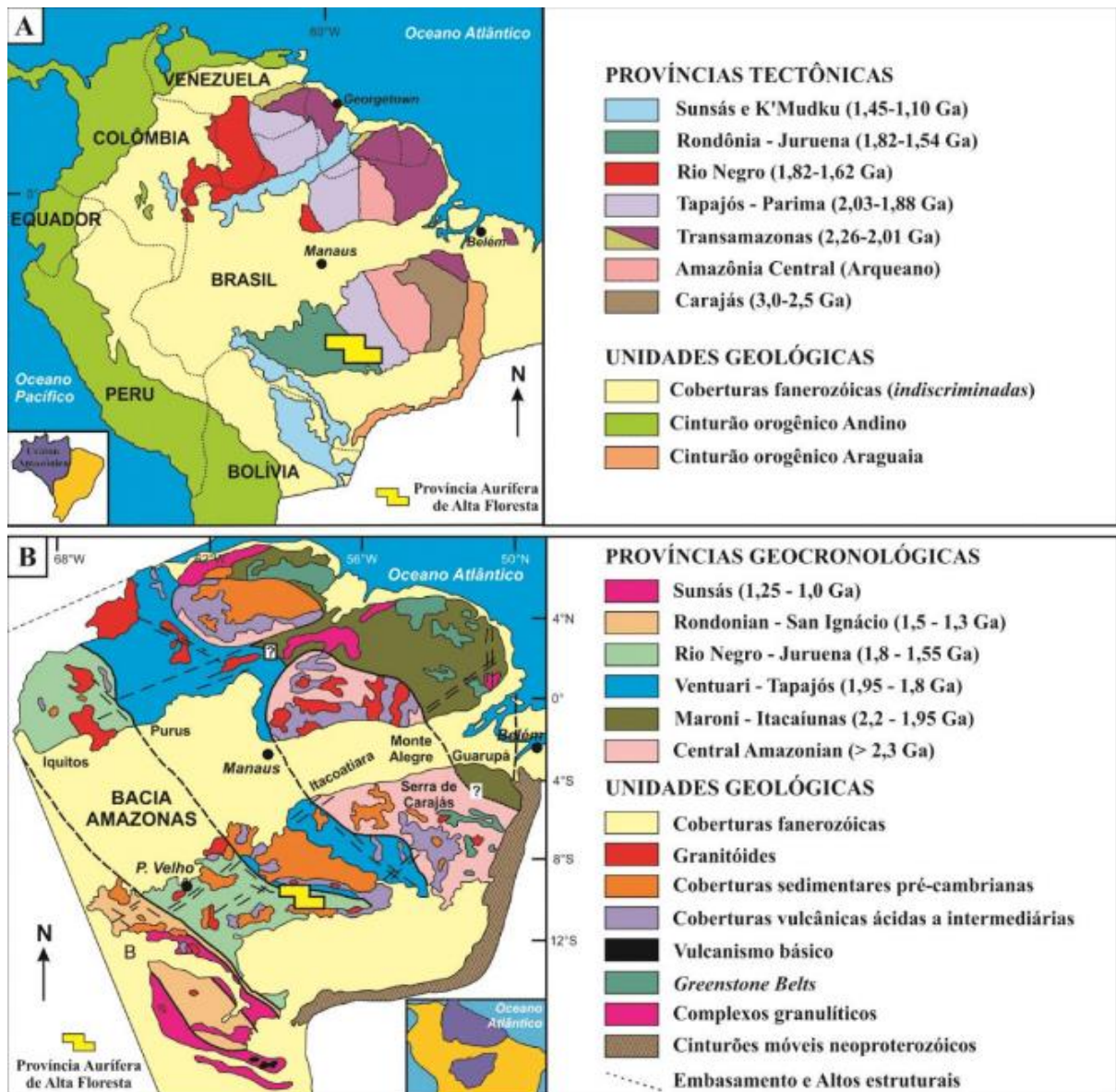


Figura 2: Localização da PAAF no Cráton Amazônico, baseado em Souza *et al.* (2005), em relação aos dois principais modelos propostos para a sua compartimentação geotectônica: (A) modelo em províncias tectônicas-estruturais de Santos *et al.* (2006); e (B) modelo em províncias geocronológicas de Tassinari & Macambira (1999). Figura retirada de Assis (2015).

Em relação aos dois modelos de compartimentação geotectônica do Cráton Amazônico, a PAAF estaria inserida, pelo modelo de Tassinari & Macambira (1999) (Fig. 2B), nas províncias geocronológicas Ventuari-Tapajós e Rio Negro-Juruema, enquanto pelo modelo de Souza *et al.* (2006) (Fig. 2A), se localizaria nas províncias tectônicas-estruturais de Tapajós-Parima (2,03-1,88 Ga) e Rondônia-Juruena (1,82-1,54 Ga).

5.1. Contexto geológico da Província Aurífera de Alta Floresta

Na Província Aurífera de Alta Floresta existem mais de uma centena de mineralizações auríferas primárias, com tonelagens inferiores a 5 toneladas e teores baixos a médios, de até 30g/t. Estas mineralizações são encontradas ao longo do lineamento NW-SE do Peru-Trairão, estando hospedadas em diversas unidades vulcanossedimentares e graníticas (SOUZA *et al.*, 2005; ASSIS, 2015).

A PAAF é limitada a norte pelo Gráben do Cachimbo e a sul pelo Grabén dos Caiabis (Fig. 3). Consiste em uma área alongada de direção NW-SE com mais de 500 Km de extensão (PAES DE BARROS, 2007). Visto os depósitos auríferos do Pé Quente e Basílio, alvos do estudo deste trabalho, estarem localizados no setor leste da Província, apenas as unidades desta porção serão descritas. No conjunto, essas unidades podem ser individualizadas em quatro grupos principais (ASSIS, 2015): (1) embasamento granítico deformado e metamorfozizado (2,81 a 1,99 Ga); (2) sequências plutono-vulcânicas e vulcano-sedimentares do tipo I (da série da magnetita, e de 1,97 a 1,78 Ga); (3) sequências plutono-vulcânicas pós-orogênicas a anorogênicas (1,78 a 1,75 Ga) e (4) sequências sedimentares clásticas (~1,37 Ga).

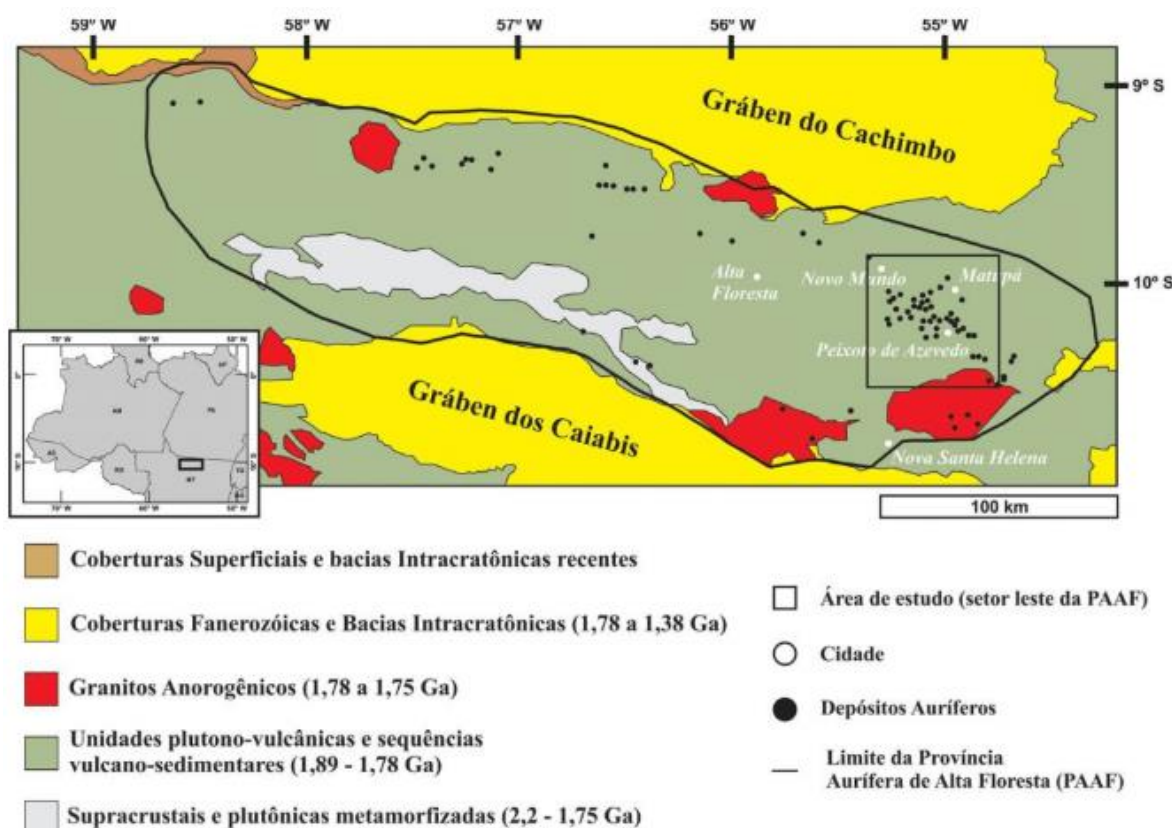


Figura 3: Mapa geológico simplificado da PAAF, apresentando os limites geológicos norte/sul da província, além dos principais depósitos auríferos no setor leste. Extraído de Assis *et al.* (2014).

A evolução desta porção, de acordo com Souza *et al.* (2005), se deu em diferentes ciclos orogênicos, com geração das sequências plutônicas, vulcânicas e vulcanossedimentares, e deposição de unidades sedimentares a partir do Mesoproterozoico. Essa evolução teria ocorrido cronologicamente com: (1) o Arco Magmático cronocorrelato ao Cuiú-Cuiú (2,1-1,95 Ga), com formação de gnaisses, migmatitos e granitóides do embasamento, a partir de magmatismo cálcio-alcálico; (2) Arco Magmático Jurueña (1,95-1,75 Ga), caracterizado por extensas sequências plutônicas, vulcânicas e vulcanossedimentares cálcio-alcálicas do tipo I, localmente deformadas em baixo a alto grau, com remanescentes de deformação dúctil; (3) sequências vulcânicas e vulcanossedimentares geradas em ambiente extensional, intrudidas por granitoides epizonais (1,778-1,777±4 Ga; SOUZA *et al.*, 2005; SILVA & ABRAM, 2008); e (4) formação de sequências sedimentares clásticas em variados ambientes de sedimentação (<1,44 Ga). Uma síntese das principais unidades da porção leste da PAAF é apresentada na Tabela 3, enquanto seu mapa geológico é apresentado na Figura 4.

O embasamento que aflora na porção leste é denominado de Complexo Cuiú-Cuiú, sendo composto essencialmente de gnaiss granítico a tonalítico, migmatito intrudido por granitoides cálcio-alcálicos de composição granítica a monzogranítica (PAES DE BARROS, 2007). Podem ser identificados também xistos, rochas máficas, ultramáficas e formações ferríferas bandadas (DARDENNE & SCHOBENHAUS, 2001). Datações U-Pb SHRIMP em zircão proveniente de gnaisses, resultaram em idades de 1.992 ±7 Ma (SOUZA *et al.*, 2005), 1.984 ±7 Ma (PAES DE BARROS, 2007) e 1.980±8,8 Ma (ASSIS, 2015). Estas idades são semelhantes, dentre os respectivos erros analíticos, às obtidas por Santos *et al.* (1997), de 2.033 ±7 e 2.005 ±7Ma, pelo mesmo método de datação, para o Complexo Cuiú-Cuiú na Província de Tapajós.

O embasamento da região foi intrudido por diversos batólitos não metamorfizados e indeformados, que possuem similaridades geoquímicas entre si, por exibirem afinidade com as séries graníticas do tipo I (série da magnetita), além de suas idades de cristalização centradas entre 1,97 e 1,93 Ga. São eles: Suíte Intrusiva Pé Quente (ASSIS, 2011), granitos Novo Mundo (ABREU, 2004; PAES DE BARROS, 2007), Aragão (VITÓRIO, 2010) e Flor da Mata (RAMOS, 2011).

A Suíte Intrusiva Pé Quente (ASSIS, 2011) corresponde a uma série magmática pobre em quartzo e composta por leucomonzonito médio, quartzo monzodiorito médio, monzodiorito, albitito fino, diques de granodiorito aplítico e biotita tonalito médio, monzonito grosso, quartzo monzonito e quartzo monzodiorito (ASSIS, 2011; ASSIS *et al.*, 2014). A datação U-Pb por LA-ICP-MS em zircão extraído de monzogranito, indica cristalização em 1.979 ±31 Ma, enquanto

idades U-Pb em zircão por SHRIMP no biotita tonalito sugere cristalização em $1.901 \pm 6,8$ Ma (MIGUEL-JR, 2011; ASSIS, 2015).

Tabela 3: Síntese das principais unidades geológicas que compõem o setor leste da PAAF. Tabela extraída de Assis (2015).

DOMÍNIOS GEOLÓGICOS	UNIDADES GEOLÓGICAS	IDADES (Ma)	AMBIENTES TECTÔNICOS	REFERÊNCIAS
Sequências sedimentares	Depósitos aluvionares Cascalho, areia, silte e argila.	Quaternário	Sedimentos intra-cratônicos inconsolidados.	Souza <i>et al.</i> (2005).
	Coberturas Detrito-lateríticas (Formação Dardanelos) Sedimentos areno-siltico-argiloso mal selecionados e imaturos, laterizado e/ou ferruginosos.	$1,987 \pm 4$ a $1,377 \pm 13$ (idade máxima em 1.44 Ga).	Bacia <i>pull-apart</i> ou <i>strike slip</i> .	Saes & Leite (2003); Souza <i>et al.</i> (2005).
Unidades plutono-vulcânicas anorogênicas e pós-colisionais (granitos tipo A)	Suíte Intrusiva Teles Pires Álcali-feldspato granito, granito porfirítico, granófiros, riolito, riocacito, dacito, andesito, tufos, brechas e ignimbrito.	$1,782 \pm 17$ a $1,757$ (U-Pb).	Granito do tipo A pós-colisional ($1.94 < T_{DM} < 2.28$; $-3.4 < \epsilon_{Na(t)} < +3$).	Santos (2000), Pinho <i>et al.</i> (2001), Souza <i>et al.</i> (2005); Silva & Abram (2008).
	Pórfiro União do Norte Álcali-feldspato granito a monzogranito porfirítico.	$1,774 \pm 7.5$	Granito do tipo A pós-colisional (dados isotópicos não disponíveis).	Assis (2011); Miguel-Jr (2011).
Unidades plutono-vulcânicas e sequências vulcano-sedimentares (granitos tipo J)	Suíte Colider Rochas vulcânicas, subvulcânicas, piroclásticas e epiclásticas intermediárias a ácidas.	$1,786 \pm 17$, $1,785 \pm 6.3$; $1,781 \pm 8$.	Ambiente de arco vulcânico cálcio-alcalino a sin-colisional ($1.94 < T_{DM} < 2.34$; $-3.4 < \epsilon_{Na(t)} < +3$).	JICA/MMAJ (2000), Silva & Abram (2008), Pimentel (2001).
	Granito Peixoto Biotita monzogranito, biotita granodiorito e biotita tonalito.	$1,792 \pm 2$ (Pb-Pb).	Arco vulcânico sin-colisional cálcio-alcalino (dados isotópicos não disponíveis).	Paes de Barros (2007).
	Suíte Granodiorítica União Biotita-hornblenda granodiorito e biotita-hornblenda tonalito.	$1,853 \pm 23$ (LA-ICP-MS)	Granitos cálcio-alcalinos de arco vulcânico (dados isotópicos não disponíveis).	Assis (2011); Miguel-Jr (2011).
	Suíte Granítica Indiferenciada União do Norte Sienogranito, monzogranito, sienito e quartzo-monzonito.	Idade desconhecida.	Granitos cálcio-alcalinos de arco vulcânico (dados isotópicos não disponíveis).	Assis (2008).
	Suíte Intrusiva Matupá Biotita granito, biotita monzogranito, hornblenda monzogranito, biotita-hornblenda monzonito, hornblenda monzodiorito, biotita-hornblenda monzogranito, biotita monzogranito porfirítico sieno-monzogranito porfirítico- <i>rapakivi</i> .	$1,872 \pm 12$ (Pb-Pb).	Arco vulcânico sin-colisional cálcio-alcalino ($2.15 < T_{DM} < 2.34$; $-4.3 < \epsilon_{Na(t)} < +3.04$).	Moura (1998), Souza <i>et al.</i> (2005); Assis (2011).
	Granito Nhandu Sienogranito, monzogranito com sub-vulcânicas subordinadas.	$1,889 \pm 17$; $1,879 \pm 5.5$ (U-Pb) e $1,848 \pm 17$.	Arco vulcânico sin-colisional cálcio-alcalino ($2.14 < T_{DM} < 2.17$; $\epsilon_{Na(t)} = -0.91$).	Moreton & Silva (2005); Silva & Abram (2008), JICA/MMAJ (2000).
	Granito Aragão Sienogranito, monzogranito com fácies porfirítica e microgranítica.	$1,931 \pm 12$ (U-Pb).	Arco vulcânico cálcio-alcalino (dados isotópicos não disponíveis).	Vitório (2010), Miguel-Jr (2011), Ramos (2011).
	Granito Flor da Mata Álcali-feldspato granito, sienogranito e rochas monzoníticas a granodioríticas.	Idade desconhecida (correlacionada ao Granito Novo Mundo)	Arco vulcânico cálcio-alcalino (dados isotópicos não disponíveis).	Ramos (2011).
	Granito Novo Mundo Sienogranito, monzogranito, granodiorito, quartzo-monzonito e monzonito.	$1,970$ a $1,964$ (U-Pb e Pb-Pb).	Arco vulcânico sin-colisional cálcio-alcalino ($2.55 < T_{DM} < 2.76$; $-7.62 < \epsilon_{Na(t)} < -4.48$).	Paes de Barros (2007).
	Suíte Intrusiva Pé Quente Monzonito, quartzo-monzonito, quartzo-monzodiorito, monzodiorito, albitito fino, granodiorito aplítico e biotita tonalito.	$1,979 \pm 31$ (U-Pb).	Arco vulcânico cálcio-alcalino (dados isotópicos não disponíveis).	Assis (2011), Miguel-Jr (2011).
Embasamento: supracrustais e sequências plutônicas metamorfizadas	Unidade Vulcanoclástica Serra Formosa Arenito-feldspático, grauva-feldspática, arenito-lítico e conglomerado arenoso polimítico matriz-suportado.	Idade mínima: 2,009 Idade máxima: 1,718	Bacia de ante-pais retro-arco em margem continental ativa (dados isotópicos não disponíveis).	Assis (2011), Miguel-Jr (2011).
	Granitóides do embasamento Quartzo diorito, tonalito e granodiorito geralmente foliados.	$1,998$ (Pb-Pb)	Arco vulcânico cálcio-alcalino (dados isotópicos não disponíveis).	Paes de Barros (2007).
	Gnaisses e migmatitos Anfibolito e ortogneisse de composição monzonítica, tonalítica e granítica, parcialmente migmatizados.	$1,992$ a $2,816$ (U-Pb)		Souza <i>et al.</i> (2005); Paes de Barros (2007).

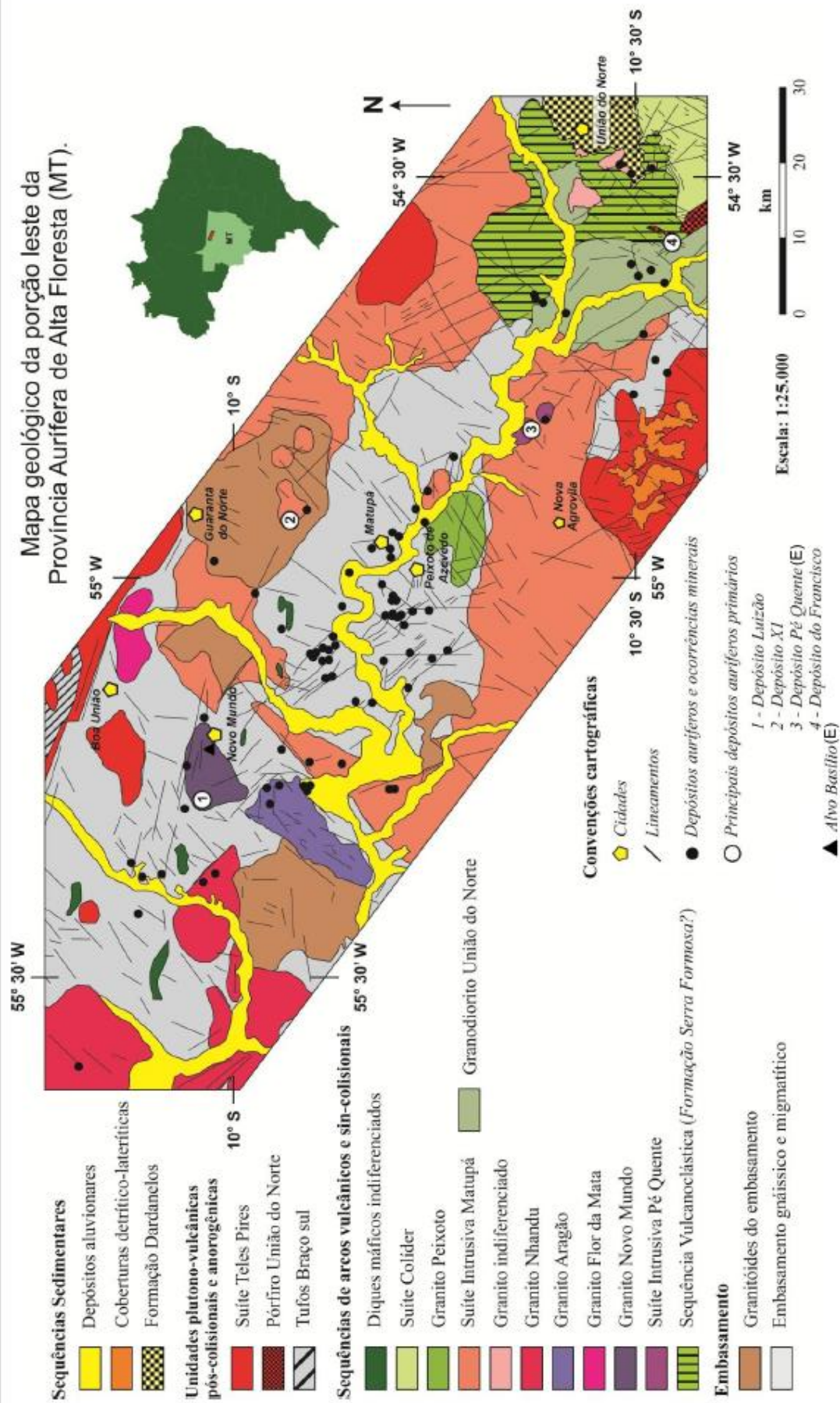


Figura 4: Mapa geológico do setor leste da PAAF. Os depósitos estudados neste trabalho estão destacados com (E) (modificado de Assis, 2015).

O granito Novo Mundo (ABREU, 2004; PAES DE BARROS, 2007) é composto por sienogranito a monzogranito, com granodiorito, quartzo monzonito e monzonito subordinados. Possui uma importância metalogenética para a PAAF, visto hospedar diversas ocorrências auríferas primárias, a exemplo do depósito Luizão e o alvo Basílio. Datações Pb-Pb (evaporação de zircão) no monzogranito e o sienogranito apresentaram idades de 1.970 ± 3 Ma e 1.964 ± 1 Ma, respectivamente (PAES DE BARROS, 2007).

O granito Aragão (VITÓRIO, 2010) é um plúton de direção NE-SW que aflora a sudoeste de Novo Mundo. É composto por sienogranito a monzogranito isotrópicos, de granulação fina a média e fácies variantes entre porfírica, fanerítica média e microgranular, além de textura equigranular (VITÓRIO, 2010). Hospeda diversos depósitos auríferos estruturalmente controlados por zonas de cisalhamento sinistrais (ASSIS *et al.*, 2014). Datação U-Pb por LA-ICP-MS em zircão indicou idade de cristalização em 1.931 ± 12 Ma (MIGUEL-JR, 2011).

O granito Flor da Mata (RAMOS, 2011) corresponde a uma intrusão localizada a nordeste de Novo Mundo, e diferentemente das unidades supracitadas, não hospeda mineralizações auríferas conhecidas. Exibe composição essencialmente álcali-feldspato granito a monzogranito do tipo I, com certa orientação dos cristais de quartzo. Embora não haja estudos geocronológicos para esse granito, Ramos (2011), com base de estudos de litoquímica, propõe que ele possa ser temporalmente equivalente ao granito Novo Mundo.

As unidades citadas anteriormente foram intrudidas entre 1,88 e 1,78 Ga. por corpos associados ao Arco Magmático Juruena, de idade 1,85 a 1,75 Ga. (SOUZA *et al.*, 2005; SILVA & ABRAM, 2008; ASSIS, 2015). Estes corpos correspondem ao granito Nhandu (SOUZA *et al.*, 1979; PAES DE BARROS, 2007), Suíte Intrusiva Matupá (MOURA, 1998; SOUZA *et al.*, 2005), granito Peixoto (PAES DE BARROS, 2007) e grupo Colíder (SOUZA *et al.*, 2005).

O Granito Nhandu (SOUZA *et al.*, 1979; PAES DE BARROS, 2007) é composto por magnetita-biotita monzogranito e sienogranito cálcio-alcálico, com enclave diorítico a quartzo monzodiorítico, além de granito sub-vulcânico, quartzo sienito fino e granófiro subordinados. Corresponde a uma unidade que hospeda diversas mineralizações auríferas sulfetadas, a exemplo do depósito Trairão. Datação U-Pb em zircão resultou em idades de cristalização entre 1.889 ± 17 Ma e $1.879 \pm 5,5$ Ma (SILVA & ABRAM, 2008).

A Suíte Intrusiva Matupá (MOURA, 1998; SOUZA *et al.*, 2005) é uma das unidades de maior extensão no setor leste da PAAF, visto ser constituída por quatro litofácies que compreendem biotita granito e biotita monzogranito porfíricos; hornblenda monzogranito, biotita-hornblenda monzonito, hornblenda monzodiorito; clinopiroxênio-hornblenda monzogranito, clinopiroxênio-hornblenda monzodiorito; granito, biotita granito e

monzogranito com microgranito e granófiro subordinados. Diversas mineralizações auríferas sulfetadas hospedam-se nos membros mais evoluídos da suíte, das quais se destaca o depósito de Serrinha (MOURA, 1998). Datações Pb-Pb em zircão no biotita monzogranito indica idade de cristalização em 1.872 ± 12 Ma (MOURA, 1998).

O granito Peixoto (PAES DE BARROS, 2007), também denominado de granito Juruena, compreende biotita monzogranito, biotita granodiorito com hornblenda, biotita tonalito e enclaves alongados de diorito, inseridos nas cercanias da cidade de Peixoto de Azevedo (PAES DE BARROS, 1994). A datação Pb-Pb em cristais de zircão provenientes do biotita monzogranito indicou idade de cristalização em 1.792 ± 2 Ma (PAES DE BARROS, 2007).

O grupo Colíder (SOUZA *et al.*, 2005) contém uma grande diversidade de granitos epizonais sub-vulcânicos, vulcânicos, piroclásticos e epiclásticos de composição intermediária, e mais raramente ácida (SOUZA *et al.*, 2005; SILVA & ABRAM, 2008). De modo geral, estas rochas são cálcio-alcalinas de médio a alto K, peraluminosas e exibem afinidade geoquímica com séries graníticas *sin-* a pós-orogênicas (SOUZA *et al.*, 2005). Datações U-Pb em zircão têm apontado para idades em 1.786 ± 17 Ma (JICA/MMAJ, 2000), 1.781 ± 8 Ma (PIMENTEL, 2001) e $1.785 \pm 6,3$ (SILVA & ABRAM, 2008). Assis (2015) discute a grande importância metalogenética regional desta unidade, visto suas idades de cristalização coincidirem com as idades Re-Os em sulfetos dos diferentes depósitos auríferos do Pé Quente (Re-Os em pirita de $1.787 \pm 5,5$ Ma), Luizão (Re-Os em pirita de $1.787 \pm 6,2$ Ma) e X1 (Re-Os em molibdenita de $1.786 \pm 4,6$ Ma). Essas informações podem atestar que o magmatismo responsável pela geração do grupo Colíder teria sido responsável pela instalação de sistemas magmáticos-hidrotermais e subsequente mineralizações auríferas na província.

As unidades descritas anteriormente são truncadas ou sobrepostas por intrusões ou extensos derrames fêlsicos pós-orogênicos a anorogênicos, indicativos do último evento magmático na PAAF (ASSIS, 2015). No conjunto, essas unidades perfazem, no âmbito regional, a Suíte Intrusiva Teles Pires (MORETON & MARTINS, 2005; SOUZA *et al.*, 2005; SILVA & ABRAM, 2008), da qual faz parte o Pórfiro União do Norte (ASSIS, 2011).

A Suíte Intrusiva Teles Pires (MORETON & MARTINS, 2005; SOUZA *et al.*, 2005; SILVA & ABRAM, 2008) ocorre na forma de batólitos e *stocks* de origem plutônica a sub-vulcânica. É constituído por biotita granito a álcali-feldspato granito isotrópicos, que podem apresentar texturas porfirítica, granofírica, *rapakivi* e anti-*rapakivi* (SOUZA *et al.*, 2005). Análises litogeoquímicas indicam afinidades com granitos tipo A₂, alcalinos, oxidados, de médio a alto K e meta- a peraluminosos. Datações U-Pb em zircão têm mostrado idades de

cristalização centradas em 1.782 ± 17 Ma a 1.757 ± 16 Ma (SOUZA *et al.*, 2005; SILVA & ABRAM, 2008).

O Pórfiro União do Norte (ASSIS, 2011) aflora nas proximidades da Agrovila de União do Norte. Esta unidade é constituída por álcali-feldspato granito pórfirítico a monzogranito porfirítico. Semelhanças petrográficas e geoquímicas fizeram com que Assis (2011) o correlacionasse com a Suíte Teles Pires. A datação U-Pb (LA-ICP-MS) em zircão indicou cristalização em 1.774 ± 7.5 Ma (MIGUEL-JR, 2011).

Finalmente, todas essas unidades estão encobertas pela Formação Dardanelos, parte do Grupo Caiabis, depositado em uma bacia do tipo *pull-apart* ou do tipo *strike-slip* (SOUZA *et al.*, 2005). Esta formação é constituída por sequências de arenito e arenito arcoseano, ambos de granulometria média e com frequentes níveis conglomeráticos, possivelmente depositados em sistema de leques aluviais de rios entrelaçados (MORETON & MARTINS, 2005). A datação U-Pb em zircão detrítico obteve valores entre 1.987 ± 4 Ma e 1.377 ± 13 Ma (SAES & LEITE, 2003), e Souza *et al.*, 2005 sugere a idade de 1,44 Ga como o início da sedimentação da Formação Dardanelos.

5.2. Contexto geológico do depósito Pé Quente

O depósito Pé Quente corresponde a um dos mais importantes sistemas auríferos disseminados em corpos graníticos da PAAF. Localiza-se no município de Peixoto de Azevedo (MT), nos arredores da Nona Agrovila. O depósito é composto por quatro corpos de minério (Nilva, Rubens, Gabriel e João Oficial) hospedados por leucomonzonito médio, quartzo diorito, monzodiorito médio de 1.979 ± 31 Ma (U-Pb em zircão por LA-ICP-MS), albitito fino, biotita tonalito médio de $1.901 \pm 6,8$ Ma (U-Pb em zircão por SHRIMP), monzogranito médio e isotrópico, com forte alteração hidrotermal potássica pervasiva e diques aplíticos de granulação fina, levemente porfiríticos e composição sienítica a quartzo-sienítica (ASSIS, 2011; MIGUEL-JR, 2011; ASSIS, 2015). Na Figura 5A é apresentado o mapa geológico dos arredores do depósito aurífero Pé Quente, enquanto que na Figura 5B, a geologia em detalhe do depósito.

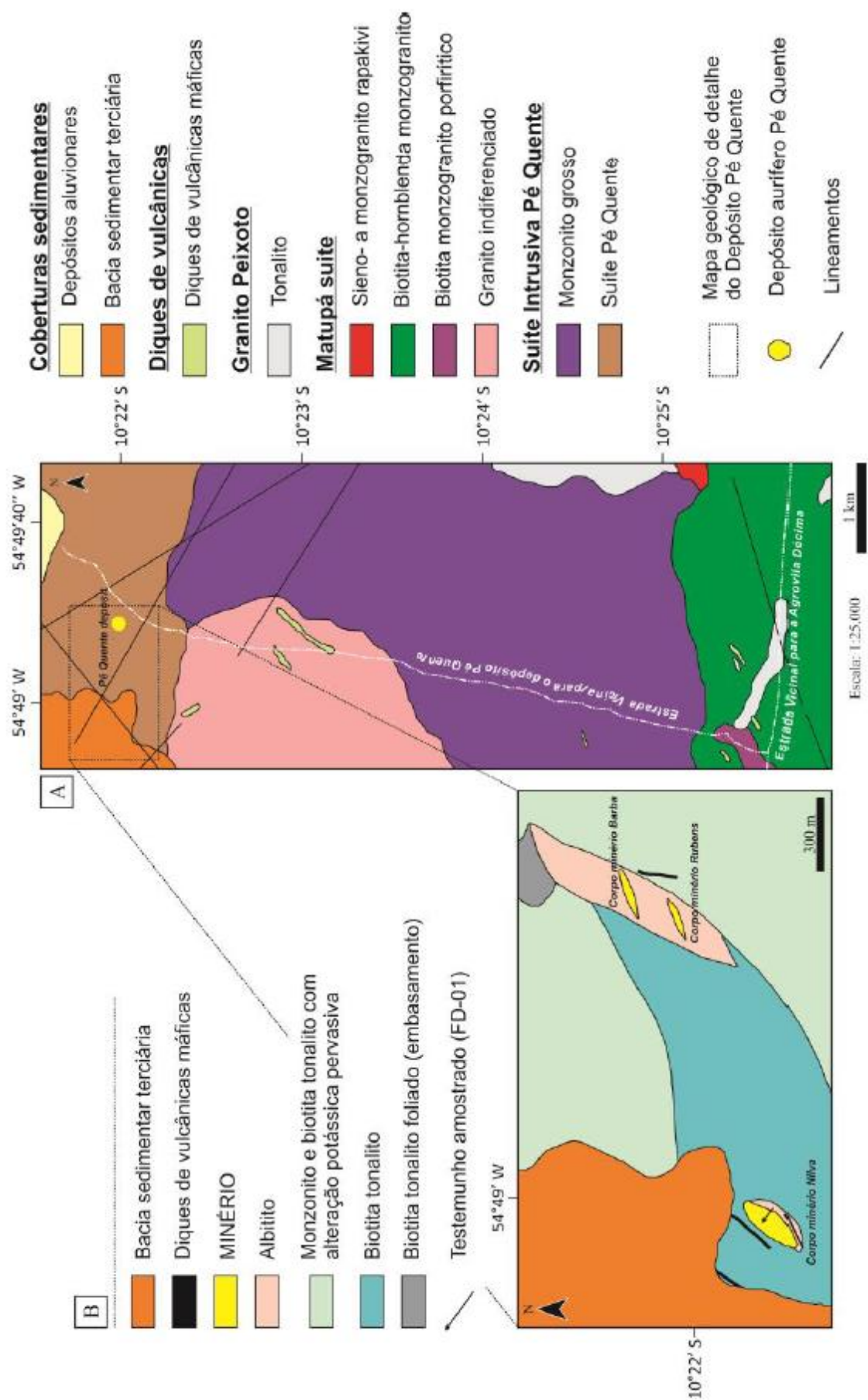


Figura 5: (A) Mapa geológico dos arredores e (B) de detalhe do depósito aurífero Pé Quente. Extraído de Assis (2011); Stabile (2012); Assis (2015).

A exemplo das inúmeras mineralizações auríferas da província, as rochas hospedeiras do depósito Pé Quente também foram alteradas por processos hidrotermais em intensidades distintas e variáveis. No depósito, a seguinte evolução paragenética temporal para o sistema hidrotermal é proposto (ASSIS, 2011): (1) alteração sódica pervasiva, com a geração de albita $\pm$ quartzo; (2) alteração potássica pervasiva com ortoclásio + microclínio $\pm$ biotita $\pm$ hematita $\pm$ quartzo, responsável pela coloração avermelhada das hospedeiras; (3) alteração sericítica pervasiva, de paragénese sericita $\pm$ quartzo $\pm$ muscovita $\pm$ fengita $\pm$ pirita $\pm$ hematita $\pm$ calcopirita, como halo externo proximal a mineralização; (4) carbonatação, pouco expressiva, de estilo pervasivo e com formação de calcita; (5) alteração com muscovita grossa (alteração filica), de paragénese muscovita grossa fibro-radial + quartzo + pirita, de estilo pervasivo e venular; (6) silicificação, representada pela geração de quartzo policristalino, no qual o estilo varia de pervasivo a fissural; (7) alteração sódica venular, correspondente a um estilo recorrente da alteração sódica pervasiva, representada por veios e bolsões de quartzo com albita inclusa; (8) alteração propilitica pervasiva e de escala regional, caracterizada pela associação mineral clorita + epidoto + clinozoisita + apatita + tremolita + pirita + rutilo $\pm$ titanita $\pm$ quartzo $\pm$ calcita $\pm$ actinolita $\pm$ prehnita $\pm$ calcopirita; (9) veios tardios de epidoto + clorita + clinozoisita com halos de ortoclásio; e (10) meteorização, marcada pela oxidação do Fe^{2+} da magnetita e pirita por causa de processos intempéricos.

Neste contexto, o Au ocorre incluso em pirita disseminada nas zonas de alteração sódica com albita, disseminada em zonas intensa alteração filica (STABILE, 2012), ou ainda confinada a alteração sódica venular com quartzo + albita (ASSIS, 2011). Nas alterações sódica e filica, o minério está respectivamente associado a megacristais de albita com textura tabuleiro de xadrez e muscovita grossa fibro-radial, e exibe paragénese pirita + barita + ouro $\pm$ calcopirita $\pm$ hematita $\pm$ apatita. O Au exibe dimensões de 3,5 a 185 μm , além de concentrações em Ag entre 14% e 46%. Inclusões de hematita, barita, apatita, quartzo, rutilo, galena, wulfenita, monazita e fases ricas em Bi-Te também estão presentes na pirita. O minério venular corresponde a um estágio mais tardio do sistema hidrotermal e têm paragénese de pirita $\pm$ barita $\pm$ calcopirita $\pm$ ouro $\pm$ rutilo $\pm$ monazita $\pm$ galena confinada a veios de quartzo + albita. Nesse caso, o Au é restrito, exibe dimensão de aproximadamente 38,5 μm , concentrações em Ag próximas a 23% e preenche fraturas na pirita. Inclusões de calcopirita, hematita, barita, monazita, wulfenita, galena e tivanita podem estar associadas a esse estágio.

5.3. Contexto geológico do Alvo Basílio

O depósito Basílio, localizado nos arredores do município de Novo Mundo-MT, corresponde a um dos sistemas auríferos filonares da PAAF, hospedado em granitóides localmente afetados por zonas de cisalhamento. O depósito está majoritariamente hospedado por granitóide de composição granodiorítica, embora subvulcânicas de composição intermediária (e.g. dacito-andesito) também estejam relacionadas (BRESSAN, 2017), com alterações hidrotermais pervasivas de intensidade e paragênese variáveis que se sobrepõem no tempo e espaço. Segundo Bressan (2017), dois estilos de mineralização podem ser observados no depósito: (1) minério venular; e (2) minério disseminado. Bressan (2017) ainda descreve que diques máficos, também hidrotermalizados em diferentes estágios e intensidades, são intrusivos no conjunto de hospedeiras do depósito.

Bressan (2017) identificou as seguintes tipologias de alteração hidrotermal para o alvo Basílio: (1) alteração sódica pervasiva, de paragênese albita $\pm$ quartzo; (2) alteração potássica pervasiva com microclínio $\pm$ ortoclásio $\pm$ quartzo, correspondente a alteração mais abrangente e desenvolvida, além de ser responsável pela forte coloração avermelhada às hospedeiras, em especial, ao granitóide; (3) alteração sericítica pervasiva, de paragênese sericita + muscovita $\pm$ clorita $\pm$ quartzo, que confere tonalidade esverdeada e brilho sedoso às hospedeiras; (4) alteração clorítica pervasiva, cogenética ao minério, responsável pela leve coloração verde-escura e de paragênese clorita + muscovita $\pm$ quartzo $\pm$ magnetita $\pm$ sulfetos $\pm$ Au; (5) alteração propilítica pervasiva, caracterizada pela associação epidoto + clorita + calcita $\pm$ titanita $\pm$ apatita $\pm$ quartzo; (6) silicificação pervasiva e confinada a veios e vênulas cogenéticas ao principal estilo sulfetado do depósito, com pirita + calcopirita, além de galena, magnetita e hematita restritas; e (7) vênulas tardias de paragênese quartzo $\pm$ calcita próximas a zona mineralizada.

No depósito, tanto o minério venular maciço quanto o disseminado estão hospedados no granitóide (BRESSAN, 2017). O minério venular corresponde a um filão de quartzo que representa o principal estágio mineralizado e associado à intensa silicificação do sistema. Pirita $\pm$ calcopirita $\pm$ magnetita $\pm$ galena $\pm$ ouro corresponde a paragênese do minério, com ouro como inclusões sub-angulares na calcopirita e com composição de 22% de Ag e 10% de Pt. Em adicional, fases ricas em Bi e Ag estão associadas ao minério vênular. O minério disseminado, entretanto, é empobrecido em Au e ocorre como um halo de alteração clorítica no filão mineralizado. Exibe calcopirita + pirita $\pm$ magnetita $\pm$ galena como paragênese (BRESSAN, 2017).

6. CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DO RUTILO HIDROTHERMAL

Os diferentes litotipos que hospedam os depósitos do Pé Quente e Basílio foram afetados por vários estágios e intensidades da alteração hidrotermal, respectivamente descritos por Assis (2011) e Bressan (2017).

Este capítulo, portanto, enfoca na descrição petrográfica do rutilo hidrotermal reconhecido nas zonas hidrotermalizadas dos depósitos supracitados. Desta forma, está organizado em três etapas: (1) descrição macroscópica das encaixantes; (2) descrição ótica convencional; e (3) refinamento da descrição ao Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV). Nesse sentido, os resultados obtidos para cada depósito serão apresentados em separado, e enfocará: (Macroscopia convencional) – é descrito macroscopicamente as rochas encaixantes nas quais foram identificadas variedades texturais de rutilo, com destaque para a classificação estrutural e textural das alterações hidrotermais e minério; (Microscopia ótica convencional) – foca na descrição morfológica das variedades texturais identificadas de rutilo e contextualiza-as de acordo com paragêneses hidrotermais as quais estão temporalmente associadas; e (Microscópio eletrônico de varredura) – é abordada a heterogeneidade química das variedades texturais previamente reconhecidas, por meio de zoneamento mineral, texturas de substituição, exsoluções e/ou inclusões de outros minerais.

6.1. Depósito disseminado de Au ± Cu do Pé Quente

6.1.1. Descrição Macroscópica

O depósito do Pé Quente é afetado por diversas tipologias de alterações hidrotermais, que são hospedadas nos diversos litotipos descritos por Assis (2011). Em algumas alterações são identificados cristais de rutilo em associação, porém sua fina granulação impossibilita sua caracterização macroscópica.

A encaixante possui coloração esbranquiçada com porções mais róseas, em função das alterações sódica e potássica, as mais proeminentes nas encaixantes do minério. Em adicional, o litotipo, de composição granítica, é fanerítico médio a grosso, holocristalino, isotrópico e de textura inequigranular (Fig. 6A-C). Na rocha há algumas cavidades miarolíticas (Fig. 6C), que foram preenchidas por quartzo + carbonatos, porém, lixiviados.

A alteração sódica (Fig. 6A), responsável pelo aspecto esbranquiçado da encaixante, é pervasiva e de forte intensidade, além de possuir paragênese hidrotermal composta por albita ± quartzo. A potassificação (Fig. 6B), também pervasiva, é de fraca intensidade e exibe paragênese composta por K-feldspato ± quartzo, com tonalidade rósea da encaixante conferida pela presença do feldspato alcalino.

O minério (Fig. 6D), de estilo disseminado e confinado a vênulas, é cogenético a alteração sódica (ASSIS, 2011) e principalmente constituído por aglomerados policristalinos, de aproximadamente 0,5 cm de diâmetro, de finos cristais de pirita.

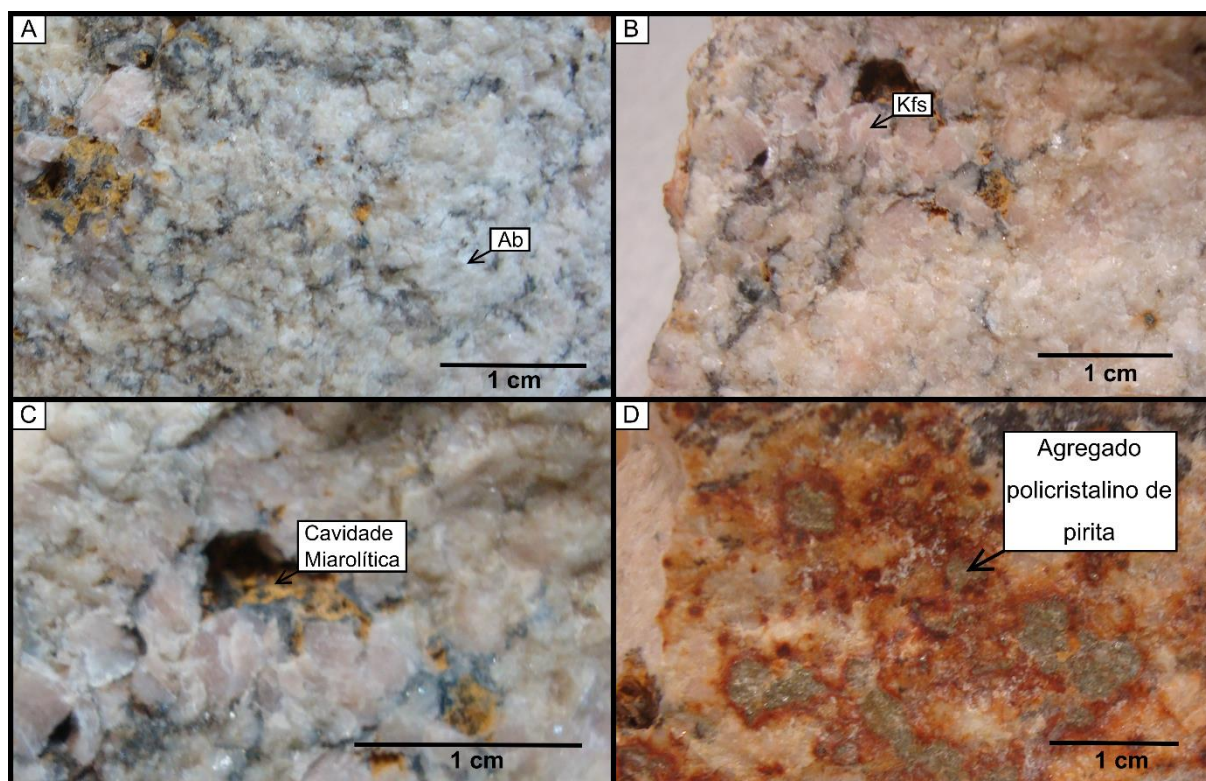


Figura 6: Encaixante do depósito Pé Quente, na qual ocorreu o reconhecimento petrográfico de finos cristais de rutilo hidrotermal: (A) Alteração sódica pervasiva de forte intensidade, e paragenese representada por abita $\pm$ quartzo, responsável pela coloração esbranquiçada da rocha; (B) Potassificação pervasiva de fraca intensidade, com paragenese K-feldspato $\pm$ quartzo, que conferem a encaixante uma tonalidade levemente rósea em alguns locais; (C) Cavityde miarolítica, inicialmente preenchida por quartzo + carbonatos; e (D) Agregados policristalinos de pirita fina do minério disseminado em zonas de alteração sódica do depósito Pé Quente. Legenda: Ab = Albita; Kfs = K-Feldspato

6.1.2. Microscopia Ótica

A microscopia ótica permitiu a identificação, por meio do hábito dos cristais e relações paragenéticas, de quatro morfologias de rutilo hidrotermal, temporalmente associadas às zonas de potassificação e de alteração sericítica. No depósito Pé Quente, as quatro morfologias de rutilo incluem: (1) fibroso; (2) acicular; (3) prismático; e (4) granular.

No geral, todas ocorrem associadas ao quartzo da potassificação, que segundo Assis (2011) exibe estilo pervasivo e responsável pela intensa precipitação de feldspato potássico $\pm$ quartzo hidrotermal. O quartzo hidrotermal apresenta granulação média, com cristais de até 7,2 mm, no entanto, a maioria possui dimensões de no máximo 3 mm. O quartzo hidrotermal forma cristais anhedricos de fraca extinção ondulante, embora cristais com forte extinção ondulante estejam presentes.

Na alteração sericítica pervasiva, com forte substituição dos cristais de feldspato das hospedeiras, foi identificado a paragênese da sericita com rutilo acicular. Os cristais de sericita hidrotermal, incolores e sem pleocroísmo, formam intensas massas de cristais subheudrais com dimensões inferiores a 0,02 mm.

O rutilo fibroso (Fig. 7A), acicular (Fig. 7B) e prismático (Fig. 7C) possuem características comuns entre si, quando analisados em luz transmitida e polarizadores descruzados. Essas morfologias podem apresentar a diafaneidade muito próxima a dos minerais opacos, principalmente o rutilo fibroso. Os cristais de rutilo acicular, fibroso e prismático não apresentam pleocroísmo. No entanto, o rutilo granular (Fig. 7D) exibe coloração avermelhada a marrom avermelhado e um leve pleocroísmo em tons de vermelho (vermelho escuro a vermelho mais claro). Exceto pela morfologia, não foram observadas diferenças nas propriedades óticas entre as variedades morfológicas identificadas.

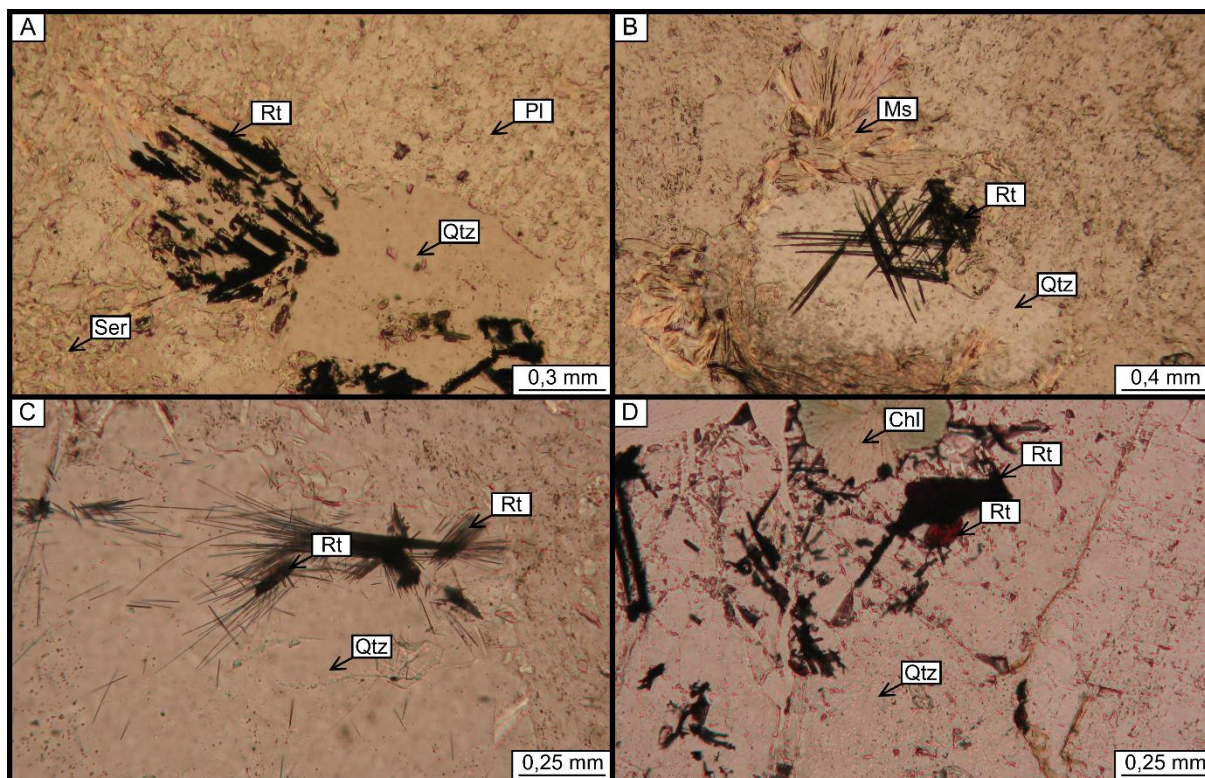


Figura 7: Fotomicrografias, com polarizadores paralelos, das quatro morfologias de rutilo identificadas no depósito Pé Quente: (A) Rutilo fibroso; (B) Rutilo acicular; (C) Rutilo prismático; e (D) Rutilo granular. Legenda: Chl = Clorita; Ms = Muscovita; Pl = Plagioclásio; Qtz = Quartzo; Rt = Rutilo; Ser = Sericita.

Em ordem decrescente de abundância, observa-se que o rutilo fibroso é o mais comum, seguido do acicular, prismático e granular, esses dois últimos, menos frequentes. As duas tipologias mais comuns (fibroso e acicular) embora estejam majoritariamente associados ao quartzo, e em menor proporção, à sericita, não estão espacialmente associados. Entretanto, as morfologias mais restritas (rutilo prismático e granular) não são observadas de forma isolada.

O rutilo prismático está comumente relacionado ao acicular (Fig. 8E), enquanto o granular, associa-se frequentemente ao fibroso (Fig. 8F).

O rutilo fibroso forma um emaranhado de cristais finos, de no máximo 0,72 mm, inclusos em monocristais de quartzo, sem exibirem, portanto, orientação preferencial do maior eixo cristalográfico (Fig. 8A).

O rutilo acicular ocorre como aglomerados de cristais inclusos na sericita ou em monocristais de quartzo, de forma a configurar três modos principais de ocorrência: (1) aglomerado de acículas caoticamente justapostas (Fig. 8B); (2) acículas pseudo-radiais (Fig. 8C); e (3) emaranhado de acículas radiais (Fig. 8D). Os cristais de rutilo acicular orientados de modo aleatório e pseudo-radial são cogenéticos à potassificação pervasiva, com maior frequência do primeiro em relação ao segundo. O aglomerado de acículas radiais é frequentemente identificado na alteração sericítica. Independentemente do modo de ocorrência, o rutilo exibe granulação fina, com acículas de no máximo 0,53 mm.

O rutilo prismático, diferentemente dos casos anteriores, não ocorre como emaranhado de cristais, mas como cristais de granulação fina, de no máximo 0,18 mm de dimensão, inclusos no quartzo (Fig. 8E).

O rutilo granular ocorre de modo bastante similar ao do prismático, visto costumeiramente haver poucos cristais inclusos em monocristais de quartzo hidrotermal (Fig. 8F). Corresponde a variedade de menor granulação, com cristais que configuram grânulos de até 0,04 mm de diâmetro.

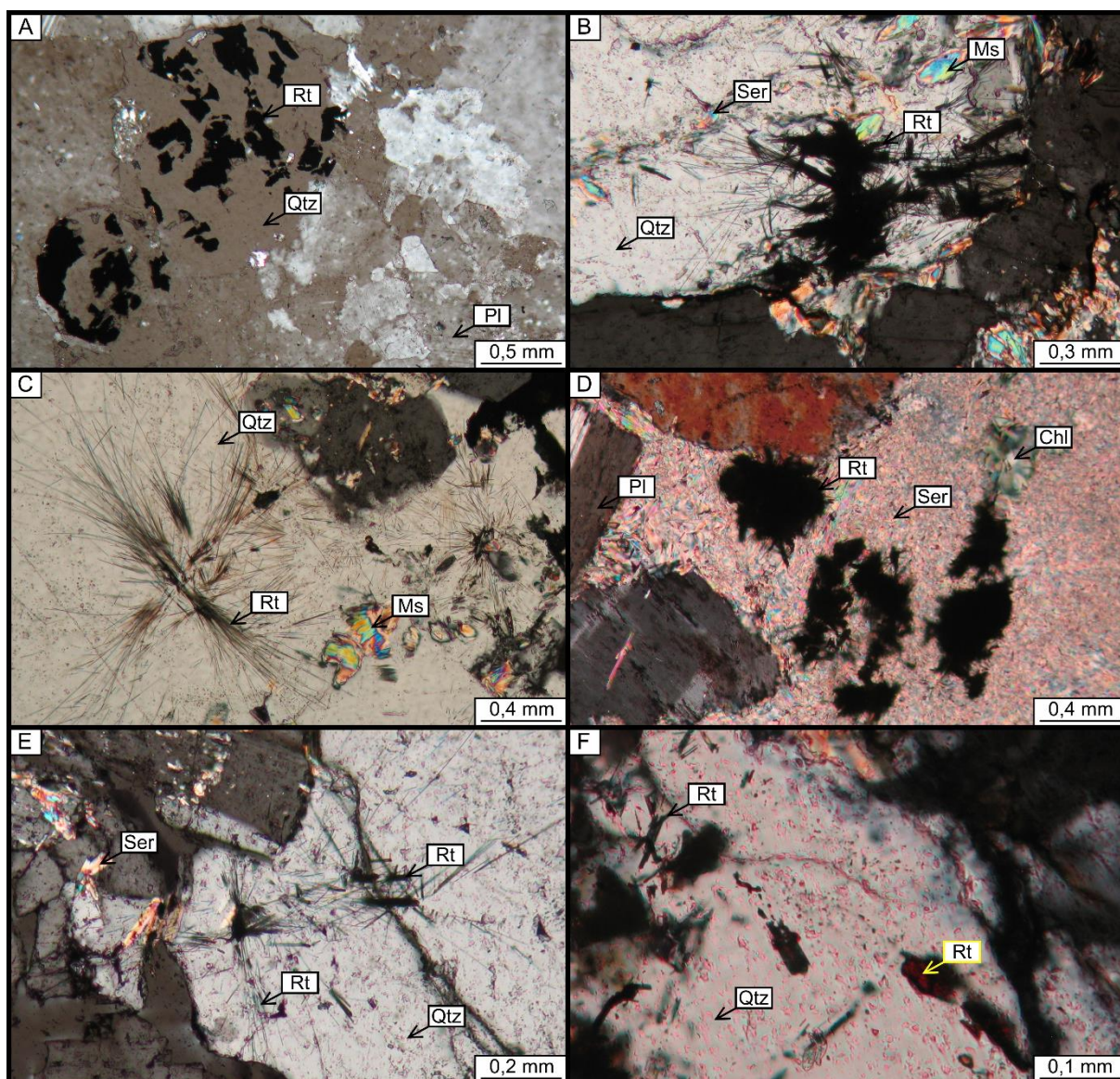


Figura 8: Fotomicrografias sob luz transmitida e polarizadores cruzados dos modos de ocorrência das morfologias de rutilo hidrotermal reconhecidas no depósito aurífero do Pé Quente: (A) Rutilo fibroso associado à monocristais de quartzo da alteração potássica pervasiva; (B) Emaranhado de cristais de rutilo acicular de granulação fina inclusos em monocristais de quartzo hidrotermal. Corresponde ao principal modo de ocorrência desta tipologia; (C) Acículas de rutilo pseudo-radiais em monocristal de quartzo hidrotermal; (D) Emaranhado de acículas radiais corresponde ao modo de ocorrência mais frequente do rutilo associado à alteração sericítica; (E) Rutilo prismático em associação com o quartzo hidrotermal e acículas de rutilo; e (F) Rutilo granular incluído em monocristal de quartzo que também hospeda a variedade fibrosa. Legenda: Chl = Clorita; Ms = Muscovita; Pl = Plagioclásio; Qtz = Quartzo; Rt = Rutilo; Ser = Sericita.

6.1.3. Microscópio Eletrônico de Varredura

O microscópio eletrônico de varredura (MEV) permitiu identificar a relação dos cristais de rutilo com os outros minerais hidrotermais, assim como a associação temporal do rutilo hidrotermal com a alteração propilitica e a presença de inclusões de outros minerais e impurezas.

No caso do rutilo incluído no quartzo hidrotermal, as quatro morfologias previamente identificadas em luz transmitida diferem-se quando visualizadas ao MEV (Figs. 9A-D) em razão de apenas a superfície do quartzo ser analisada. O rutilo fibroso, por exemplo, ocorre isolado (Fig. 9A), ou então, associado ao rutilo granular (Fig. 9B). O rutilo prismático está associado ao acicular e ocorre, de fato, incluído em monocristais de quartzo hidrotermal (Fig. 9C). Cristais de zircão em paragênese com o quartzo hidrotermal e rutilo acicular também foram identificados (Fig. 9D), além de apatita em paragênese com o quartzo e rutilo fibroso (Fig. 9B).

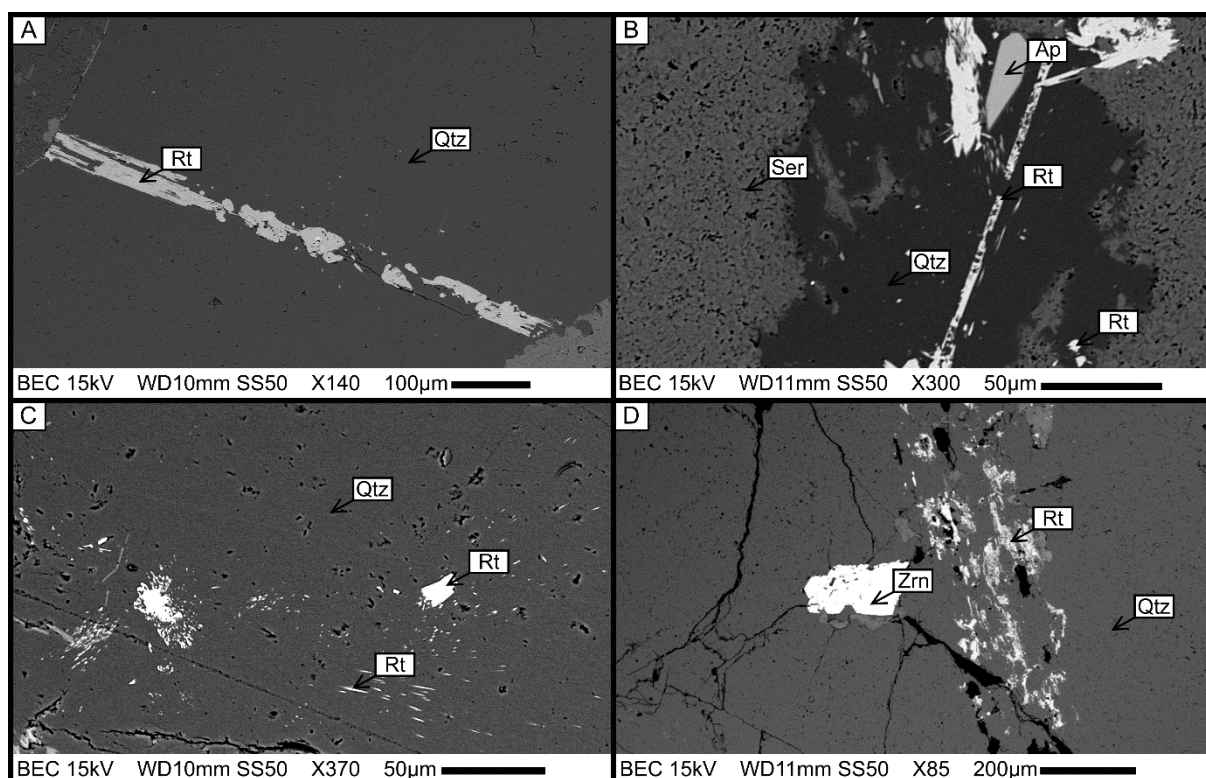


Figura 9: Fotomicrografias por elétrons retroespalhados das quatro morfologias de rutilo identificadas no depósito Pé Quente: (A) Rutilo fibroso em associação paragenética com quartzo hidrotermal; (B) Rutilo granular associado à tipologia fibrosa de rutilo; (C) Rutilo prismático associado ao rutilo acicular, ambos incluídos no quartzo; e (D) Zircão em associação com quartzo hidrotermal e rutilo acicular. Legenda: Ap = Apatita; Qtz = Quartzo; Rt = Rutilo; Ser = Sericita; Zrn = Zircão.

Na alteração sericítica, a única tipologia de rutilo hidrotermal associada é a acicular, tal qual anteriormente observado. As acículas encontram-se intercaladas ao emaranhado de cristais de sericita, de modo interfoliar (Figs. 10A e 10B). Portanto, é comum as acículas exibirem paralelismo entre si (Fig. 10A), visto terem sido formadas na clivagem da sericita. Zircão também foi identificado a esse estágio, em associação com os vários cristais de sericita e de rutilo acicular (Fig. 10B).

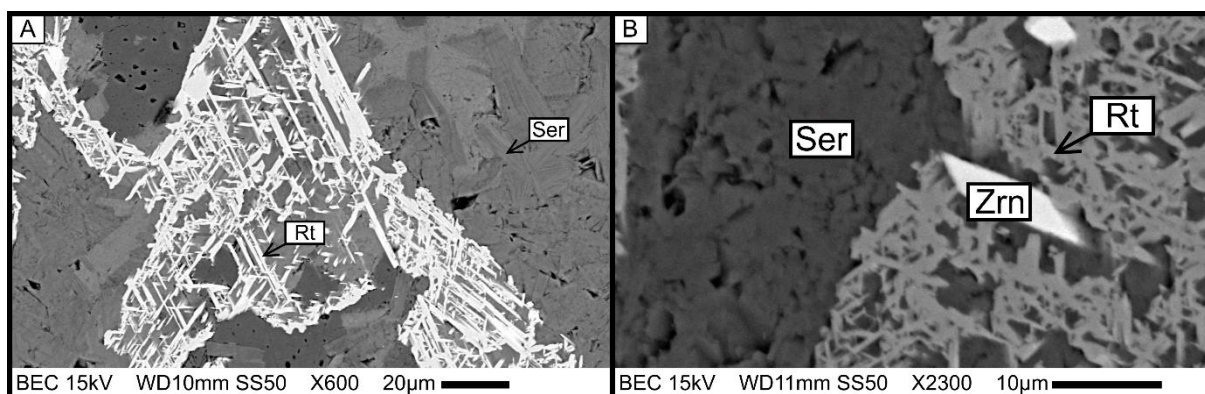


Figura 10: Fotomicrografia por elétrons retroespalhados do rutilo acicular associado à alteração sericítica: (A) Rutilo acicular intercrescido à sericita; e (B) Zircão em associação paragenética com acículas de rutilo e sericita da alteração sericítica. Legenda: Rt = Rutilo; Ser = Sericita; Zrn = Zircão.

De forma muito subordinada, o MEV permitiu o diagnóstico de cristais de granulação muito fina inclusos na clorita proveniente da alteração propilitica do depósito Pé Quente (Fig. 11A). Os poucos cristais observados apresentam dimensões de no máximo 0,04 mm. Junto ao rutilo, inclusões de titanita também foram observadas. Os espectros EDS indicaram pequenas concentrações de Ca no rutilo (Fig. 11B), detectado devido a análises mistas pelo espectro.

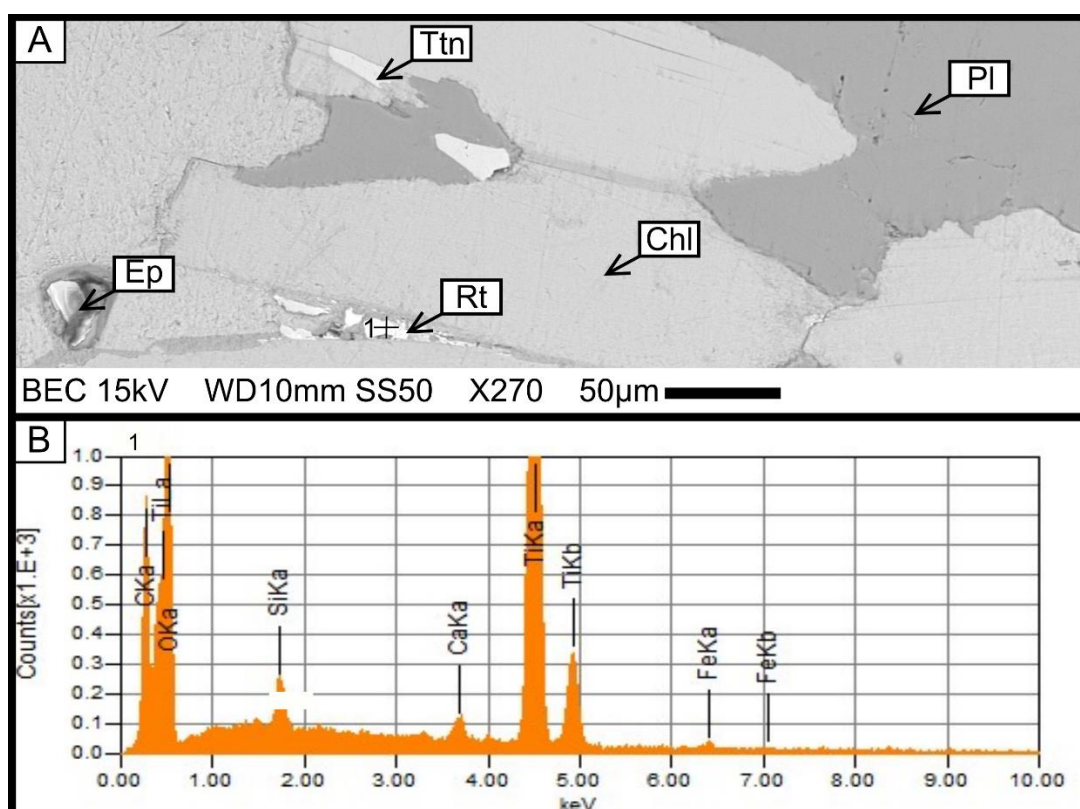


Figura 11: Rutilo diagnosticado na alteração propilitica: (A) Fotomicrografia por elétrons retroespalhados de rutilo na clivagem da clorita da alteração propilitica; e (B) Espectro EDS que permitiu o reconhecimento de pequenas concentrações de Ca no rutilo. A cruz indica o local analisado por EDS. Legenda: Chl = Clorita; Ep = Epidoto; Pl = Plagioclásio; Rt = Rutilo; Ttn = Titanita.

Embora não comuns, o MEV permitiu o reconhecimento de inclusões minerais nas diversas tipologias de rutilo, as quais usualmente exibem granulação muito fina, que não ultrapassam o 10 µm de dimensão. Monazita corresponde a fase mais comum identificada (Figs. 12A e 12B).

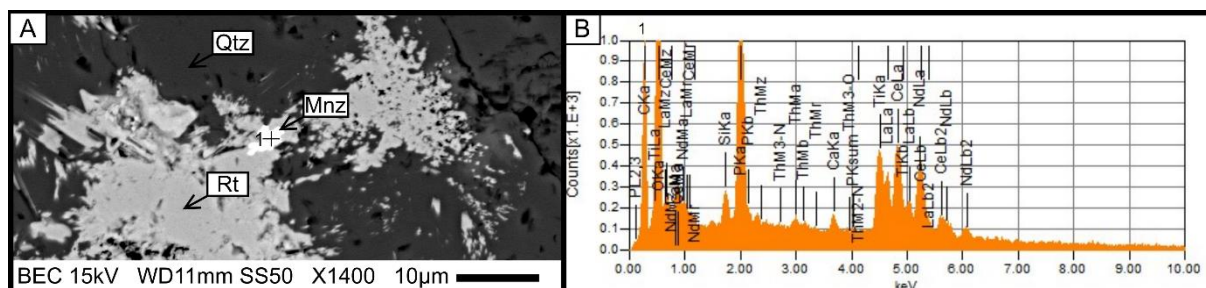


Figura 12: Inclusões minerais presente no rutilo hidrotermal do depósito do Pé Quente: (A) Fotomicrografia por elétrons retroespalhados da inclusão de monazita no rutilo; e (B) Espectro EDS da monazita. A cruz indica o local analisado por EDS. Legenda: Mnz = Monazita; Qtz = Quartzo; Rt = Rutilo.

Adicionalmente, análises de EDS também permitiram identificar, mesmo que de modo semi-quantitativo, alguns elementos traço na composição do rutilo. Os elementos mais comuns diagnosticados incluem o Fe, Mn, Nb e W, usualmente são identificados em conjunto de dois ou três elementos. A associação mais comum é de Fe + Nb (Figs. 13A e 13B), assinatura muito semelhante ao *ilmenorutile* (BOTTRILL, 2001). O Fe + Nb, ainda, podem estar junto do W (Figs. 13E e 13F). Elementos radioativos (Figs. 13E e 13G), também podem estar presentes, especialmente quando há proximidade do rutilo à cristais de monazita (Fig. 13E), todavia pode se tratar de análise mista. Pequenas concentrações de ferro e manganês (Figs. 13H e 13I) também podem ser observadas, assim como as assinaturas Fe + W (Figs. 13C e 13D) e o Nb junto do W (Figs. 13H e 13J).

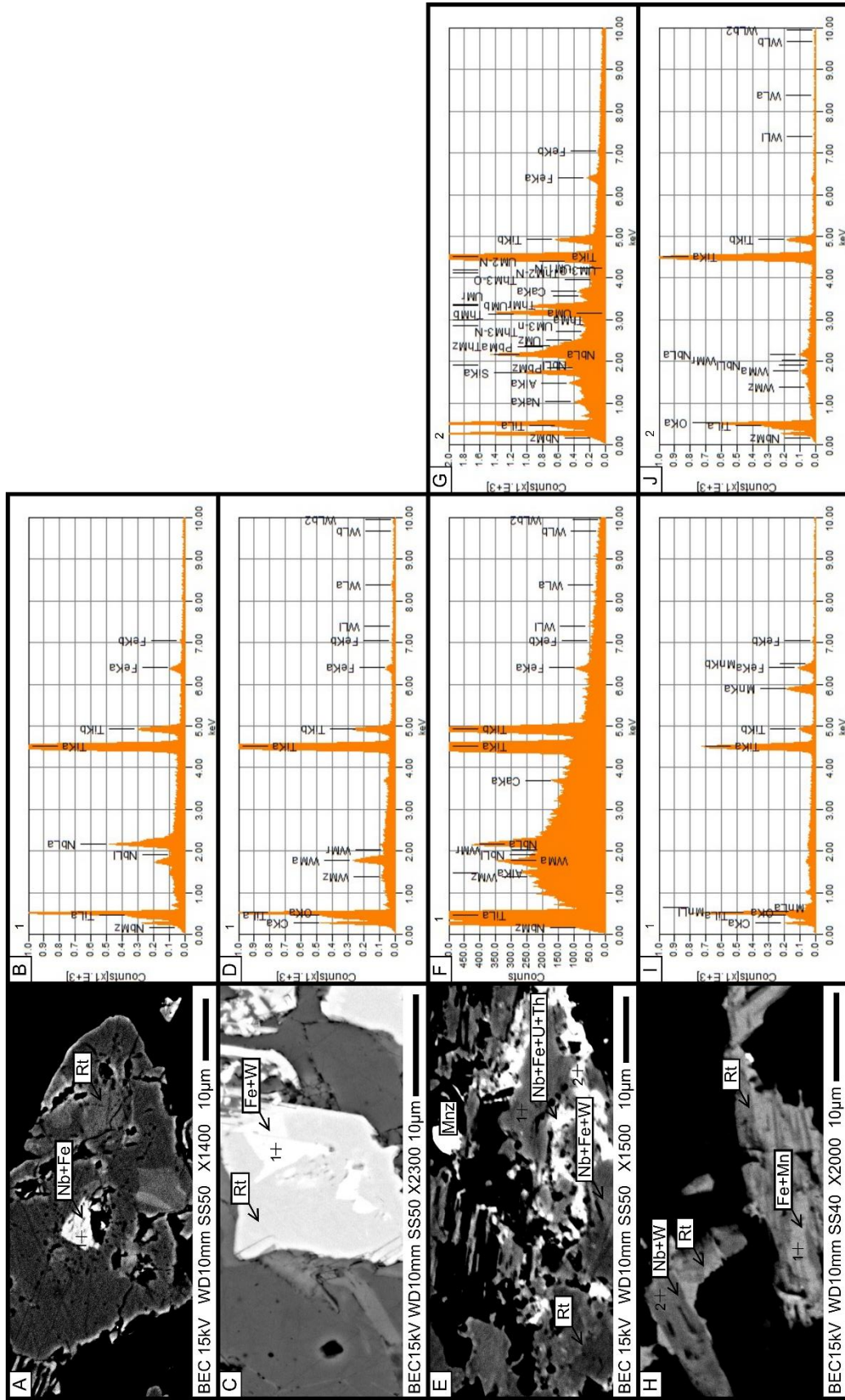


Figura 13: Assinaturas geoquímicas diagnósticas no rutilo do Pé Quente com o espectro EDS: (A) Assinatura Nb + Fe, a mais comum no depósito; (B) Rutilo com Nb + Fe em sua composição; (C) Fotomicrografia por elétrons retroespalhados de fase rica em Fe + W; (D) Rutilo com Fe + W; (E) Fotomicrografia por elétrons retroespalhados de fases ricas em Nb + Fe + W e Nb + Fe + Th + U e de inclusão de monazita; Espectros EDS do rutilo com (F) Nb + Fe + W; (G) Nb + Fe + Th + U; (H) Fotomicrografia por elétrons retroespalhados das assinaturas Fe + Mn e Nb + W no rutilo; Espectros EDS de cristais de rutilo com (I) Fe + Mn; (J) Nb + W. A cruz indica o local analisado por EDS. Legenda: Mnz = Monazita; Rt =

6.2. Depósito filonar de Au $\pm$ Cu do Basílio

6.2.1. Descrição Macroscópica

O depósito do Basílio é afetado por diversos tipos de alterações hidrotermais que afetam as hospedeiras descritas por Bressan (2017). Em algumas alterações existem cristais de rutilo hidrotermal em associação, porém, como no depósito do Pé Quente, a fina granulação impossibilita qualquer caracterização macroscópica deste mineral. Granitoide, subvulcânica de composição andesítica/dacítica e dique máfico correspondem às hospedeiras do depósito do Basílio que abrigam cristais de rutilo hidrotermal.

O granitoide (Fig. 14A) possui coloração avermelho amarronzada, é holocristalino, fanerítico com cristais inequigranulares de granulação média e apresenta estrutura isotrópica. A rocha é alterada pela alteração sericítica (Fig. 14C) e potassificação (Fig. 14B), principalmente, que é responsável pela coloração avermelhada. A potassificação é pervasiva de forte intensidade, e corresponde ao estágio hidrotermal responsável pela intensa precipitação de K-feldspato. A alteração sericítica, de paragênese sericita + muscovita $\pm$ quartzo, confere às encaixantes um brilho sedoso. *Boxworks* de pirita podem ser observados de modo disperso na matriz do granitoide (Fig. 14D).

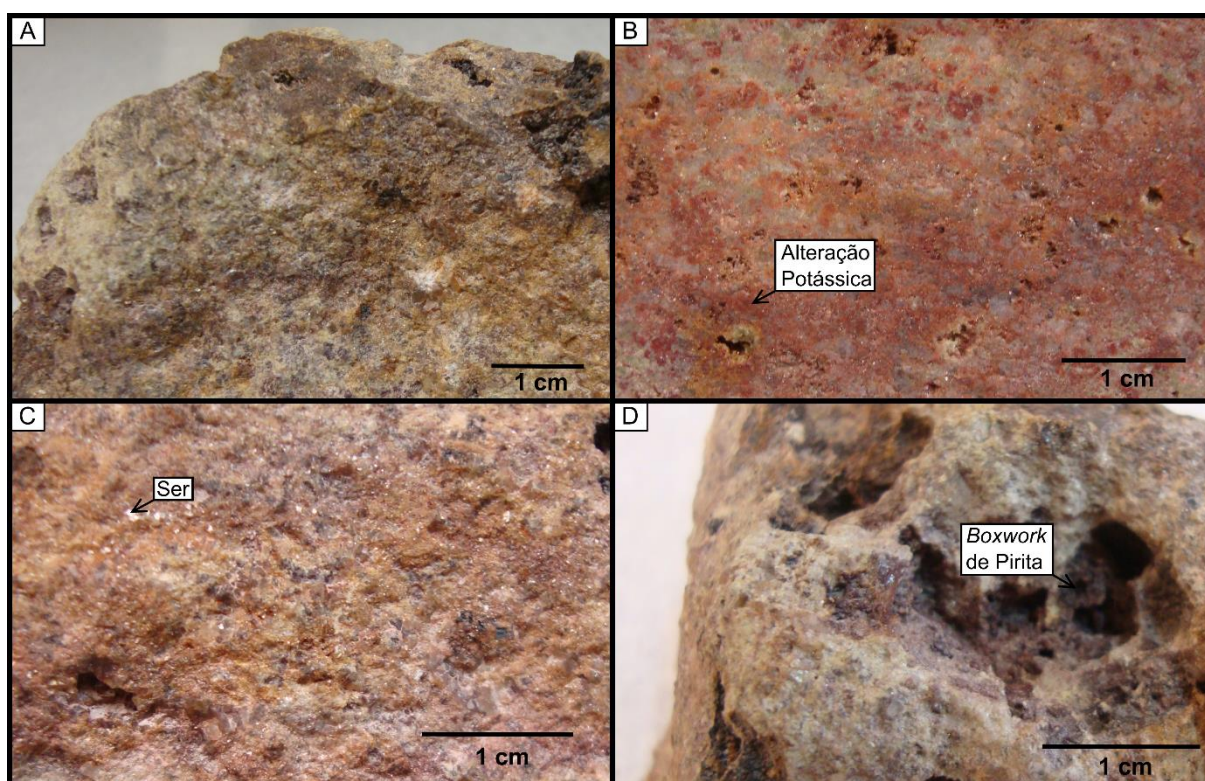


Figura 14: (A) Granitoide vermelho amarronzado corresponde a um dos principais litotipos que abriga rutilo hidrotermal no depósito do Basílio; (B) Alteração potássica que confere ao granitoide a coloração avermelhada; (C) Pequenos cristais de sericita hidrotermal da alteração sericítica; e (D) *Boxworks* disseminados de pirita. Legenda: Ser = Sericita.

A rocha subvulcânica (Fig. 15A), de coloração verde-escura devido a cloritização pervasiva de forte intensidade, é holocristalina, fanerítica com cristais de granulação média e estrutura isotrópica. Além da cloritização, estágio em que houve, principalmente, a formação de clorita, a rocha possui preservada a alteração potássica pervasiva (Fig. 15B), anterior a cloritização, que confere porções mais avermelhadas ao litotipo, em função da intensa formação de K-feldspato. Vênulas tardias milimétricas de quartzo $\pm$ calcita (Fig. 15C) em padrão *stockwork* truncam a matriz da subvulcânica. O minério (Fig. 15D) é cogenético e disseminado na alteração clorítica (BRESSAN, 2017).

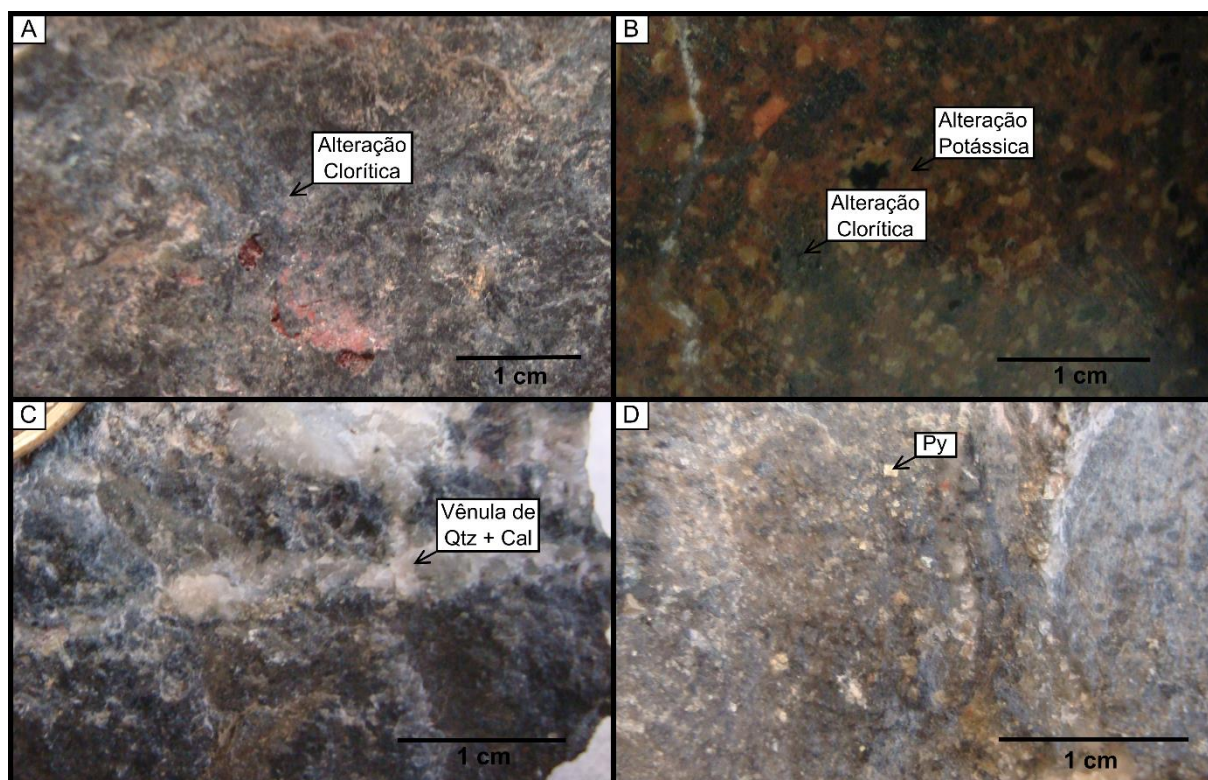


Figura 15: (A) Rocha subvulcânica de composição andesítica/dacítica, e com forte alteração clorítica pervasiva; (B) Alteração potássica anterior a cloritização, responsável pela tonalidade vermelha à subvulcânica; (C) Vênulas tardias milimétricas de quartzo $\pm$ calcita, que configuram um sistema em *stockwork*; (D) Minério cogenético a cloritização, disseminado na rocha e composto por agregados policristalinos de sulfetos. Legenda: Cal = Calcita; Py = Pirita; Qtz = Quartzo.

O dique máfico (Fig. 16A) é holocristalino, isotrópico e afanítico, com cristais de granulação muito fina. Forte alteração clorítica está preservada em sua matriz, a qual está temporalmente associado minério milimétrico em estilo disseminado (Fig. 16B).

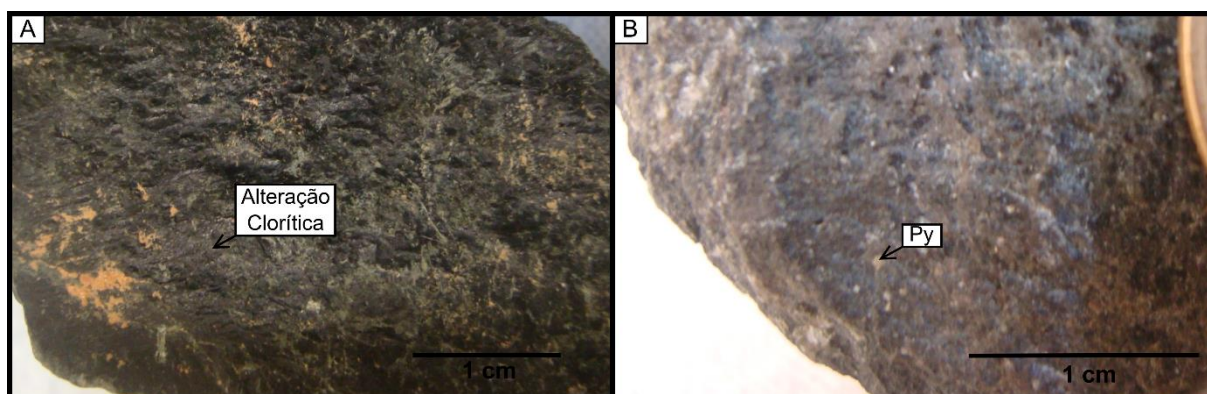


Figura 16: (A) Dique máfico verde-escuro, em consequência da alteração clorítica pervasiva de forte intensidade; e (B) Agregados policristalinos de sulfetos milimétricos disseminados em zona de alteração clorítica. Legenda: Py = Pirita.

6.2.2. Microscopia Ótica

Essa etapa possibilitou o reconhecimento e caracterização de duas variedades texturais de rutilo hidrotermal, todas temporalmente associadas à alteração clorítica, e de modo mais restrito, ao quartzo da potassificação, as quais incluem: rutilo (1) fibroso e (2) acicular.

A alteração clorítica corresponde ao estágio hidrotermal mais abrangente e desenvolvido no alvo Basílio (BREISSAN, 2017). Caracteriza-se pela intensa geração de clorita + muscovita + sericita $\pm$ quartzo $\pm$ magnetita $\pm$ rutilo $\pm$ sulfetos $\pm$ Au em estilo pervasivo, que substitui todas as assembleias primárias e hidrotermais (BREISSAN, 2017). O rutilo encontra-se majoritariamente incluído na clorita, principal fase deste halo hidrotermal. A clorita possui granulação média, com cristais subheuedricos de até 2,6 mm. Os cristais de clorita exibem coloração esverdeada com fraco pleocroísmo em tonalidades de verde (Figs. 17A-E).

A potassificação em estilo pervasivo corresponde ao segundo estágio hidrotermal (BREISSAN, 2017). Confere à encaixante uma coloração avermelhada e apresenta microclínio $\pm$ ortoclásio $\pm$ quartzo como paragênese mineral, que substituem o plagioclásio e o microclínio primários (BREISSAN, 2017). O rutilo está incluído no quartzo hidrotermal (Fig. 17F), de granulação média, cristais granulares anhedricos de até 1,9 mm e de fraca extinção ondulante, embora cristais com forte extinção possam estar eventualmente presentes.

O rutilo fibroso representa a morfologia mais abundante do Alvo Basílio, seguido pelo acicular. Essas duas tipologias estão em associação com a clorita, usualmente como pequenas à médias inclusões, embora normalmente não ocorram em conjunto. Rutilo fibroso associado ao rutilo acicular é mais recorrente do que no depósito do Pé Quente (Fig. 17A). A variedade

fibrosa ocorre inclusa no quartzo da alteração potássica e de modo menos frequente do que na clorita.

As variações morfológicas entre os cristais correspondem às principais características distintivas entre as morfologias de rutilo no alvo Basílio.

Os cristais de rutilo fibroso (Fig. 17A e F) e acicular (Fig. 17C) possuem características comuns entre si, quando analisados em luz transmitida e polarizadores descruzados. Os cristais inclusos com essas morfologias apresentam diafaneidade muito próxima a dos minerais opacos, principalmente o rutilo fibroso.

O rutilo fibroso (Fig. 17B e F) ocorre sempre como um emaranhado de cristais finos, com dimensões de até 0,32 mm. A exemplo do rutilo fibroso, o acicular ocorre como emaranhado de cristais em associação à clorita, que podem ocorrer de duas formas, que em ordem decrescente de abundância incluem: (1) emaranhado de acículas orientadas e ligeiramente paralelizadas (Fig. 17D); e (2) emaranhado de acículas caoticamente dispostas (Fig. 17E). Independentemente do modo de ocorrência, as acículas possuem granulação fina, com dimensões de até 0,18 mm.

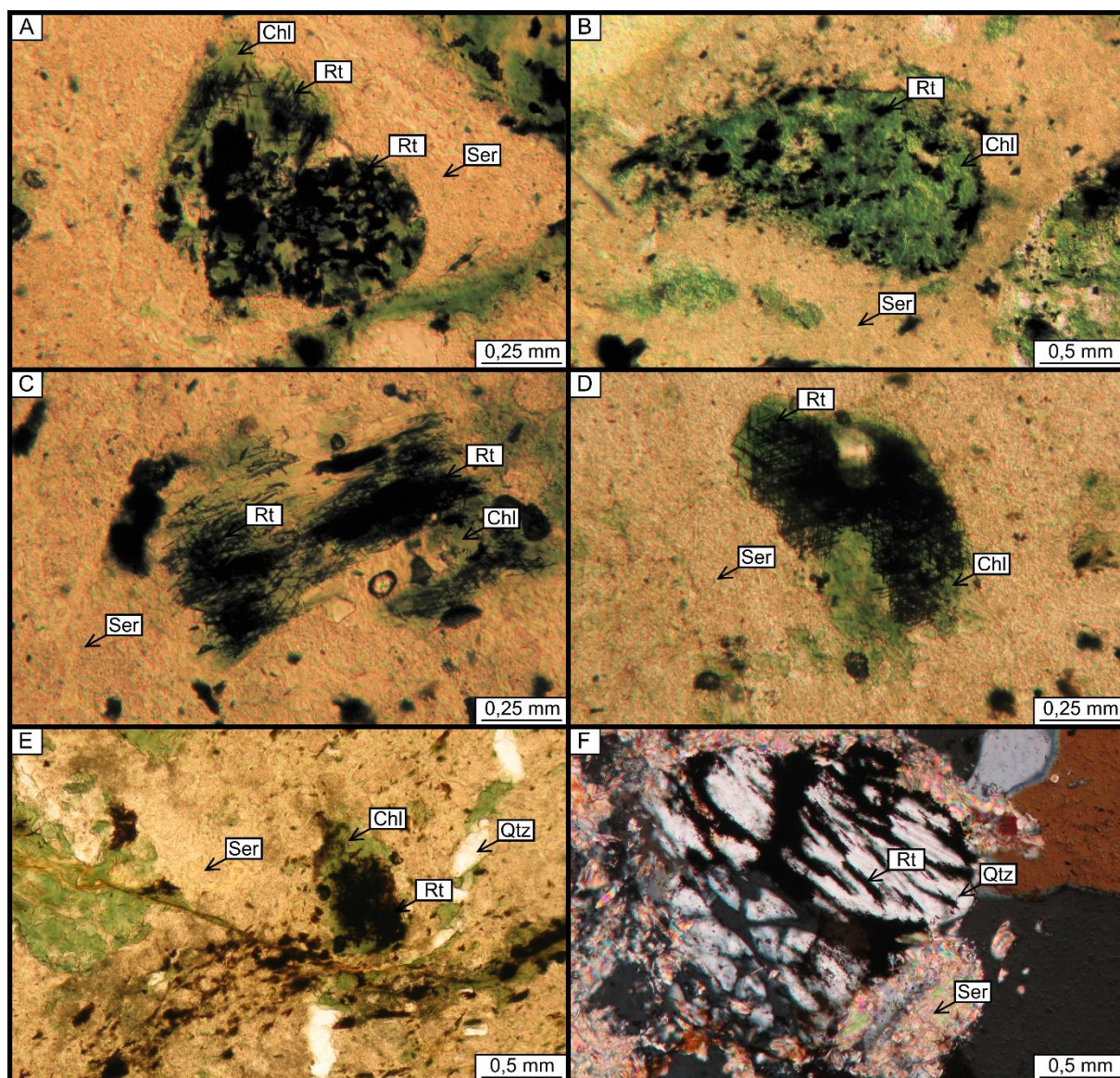


Figura 17: Fotomicrografias em polarizadores paralelos e luz transmitida das três tipologias de rutilo hidrotermal reconhecidas no alvo Basílio: (A) Rutilo fibroso e acicular inclusos na clorita; (B) Cristais de rutilo fibroso inclusos na clorita sem apresentarem orientação preferencial; (C) Rutilo acicular incluído na clorita, tanto como aglomerado de acículas orientadas quanto dispersas; (D) Enfoque nas acículas de rutilo com certo paralelismo entre si; (E) Emaranhado de acículas de rutilo caoticamente dispostas; e (F) Variedade fibrosa de rutilo incluída no quartzo hidrotermal da potassificação. Legenda: Chl = Clorita; Qtz = Quartzo; Rt = Rutilo; Ser = Sericita.

6.2.3. Microscópio Eletrônico de Varredura

O microscópio eletrônico de varredura (MEV) possibilitou a determinação da relação dos cristais de rutilo com outros minerais hidrotermais em detalhe, assim como o rutilo acicular também associado temporalmente ao quartzo hidrotermal e a presença de inclusões de outros minerais e impurezas.

A cloritização, como descrito na microscopia convencional, é uma das alterações mais bem desenvolvidas no alvo Basílio, e é nela onde o rutilo hidrotermal encontra-se

majoritariamente associado temporalmente. As duas tipologias de rutilo associadas à cloritização incluem a fibrosa e acicular. Os cristais de rutilo encontram-se intercalados com os planos de clivagem da clorita. A variedade fibrosa é a mais frequente e, anormalmente, pode estar associada ao rutilo acicular em um mesmo cristal de clorita (Fig. 18A). Os modos de ocorrência do rutilo fibroso são (1) aleatoriamente disperso, em que o maior eixo cristalográfico não apresenta orientação preferencial (Fig. 18B); e (2) com os cristais no sentido da clivagem micácea (Fig. 18C). Os cristais de rutilo acicular podem exibir paralelismo entre si (Fig. 18D), quando formados nas microestruturas da clorita, ou podem estar dispostos de modo aleatório (Fig. 18E), quando entre os cristais da clorita. Zircão e apatita são as duas fases minerais mais comuns a esse estágio (Fig. 18F).

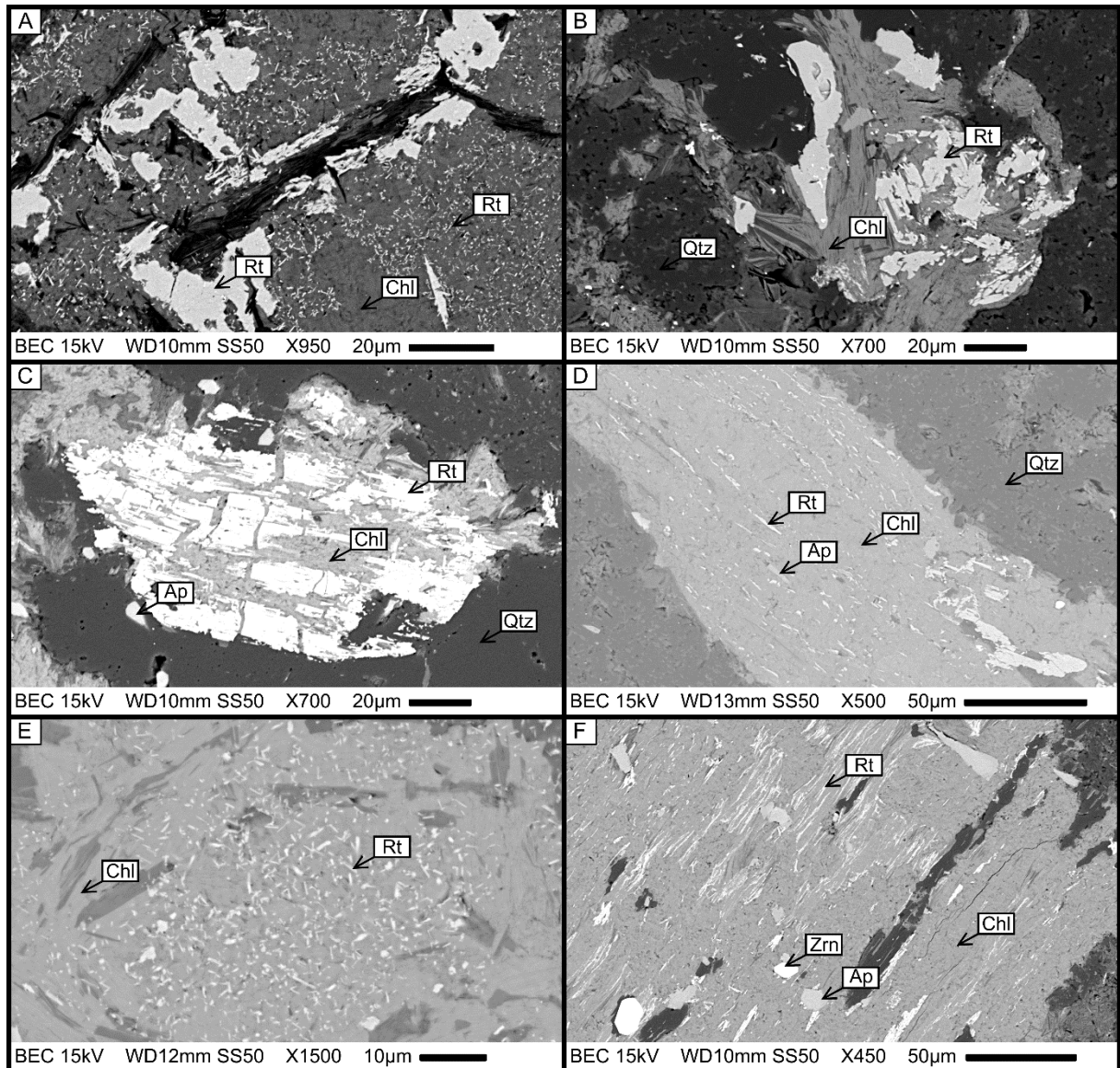


Figura 18: Fotomicrografias por elétrons retroespalhados, das duas morfologias de rutilo hidrotermal associadas à cloritização no alvo Basílio: (A) Cristais de rutilo acicular e fibroso inclusos em clorita; (B) Rutilo fibroso aleatoriamente incluído na clorita hidrotermal; (C) Rutilo fibroso orientado no sentido da clivagem da clorita; (D) Rutilo acicular incluído na clivagem da clorita; (E) Rutilo acicular incluído na clorita sem qualquer orientação preferencial; e (F) Fases minerais comuns associadas à assembleia rutilo + clorita. Legenda: Ap = Apatita; Chl = Clorita; Qtz = Quartzo; Rt = Rutilo; e Zrn = Zircão.

O rutilo fibroso, classificado em luz transmitida, ocorre com maior frequência, sem orientação preferencial e incluso em monocristais de quartzo hidrotermal (Fig. 19A). Além do rutilo fibroso, foi observada uma nova tipologia de rutilo hidrotermal, que são acículas muito finas inclusas no quartzo hidrotermal. Essa variedade textural ocorre como emaranhado de acículas paralelamente dispostas (Fig. 19B), e com dimensões que não excedem os 5 µm. A exemplo do Pé Quente, ambas variedades não ocorrem espacialmente associadas. Apatita em associação com o quartzo e rutilo fibroso (Fig. 19A), e ilmenita associada ao rutilo acicular e quartzo (Fig. 19B) foram diagnosticadas.

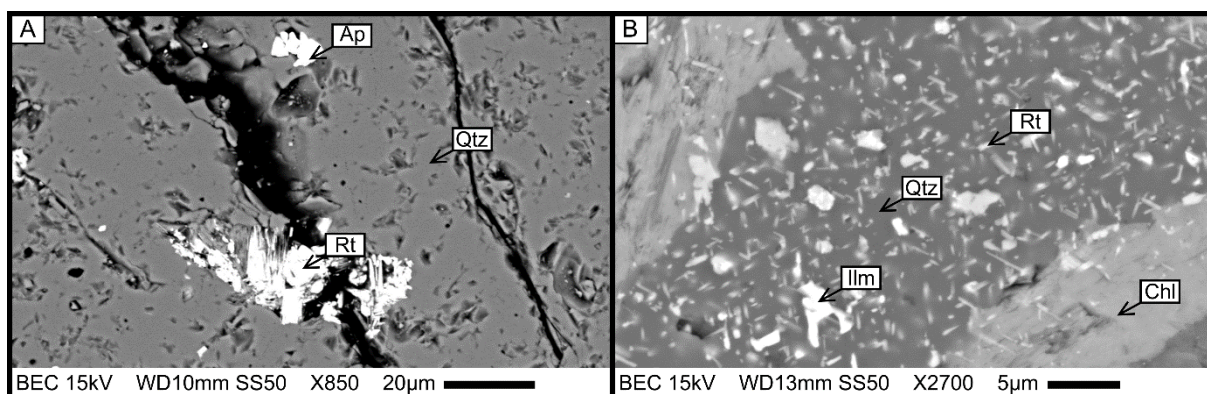


Figura 19: Fotomicrografias por elétrons retroespalhados do rutilo hidrotermal associado quartzo hidrotermal: (A) Acículas de rutilo desordenadas e inclusas em monocristais de quartzo e com ilmenita associada; e (B) Rutilo fibroso, sem orientação preferencial, incluso no quartzo e associado à apatita. Legenda: Ap = Apatita; Chl = Clorita; Ilm = Ilmenita; Qtz = Quartzo; e Rt = Rutilo.

Comparativamente com o depósito do Pé Quente, o Alvo Basílio difere em relação à frequência das inclusões e de impurezas detectadas ao MEV. Inclusões minerais são muito comuns no rutilo e usualmente exibem granulação muito fina, que não ultrapassam 5 µm de dimensão. Os espectros EDS permitiram o reconhecimento de ilmenita, correspondente à fase mais comum (Figs. 20A e 20B). Em adicional, monazita (Figs. 20E e 20F) e zircão (Figs. 20G e 20H) também correspondem a minerais acessórios inclusos no rutilo.

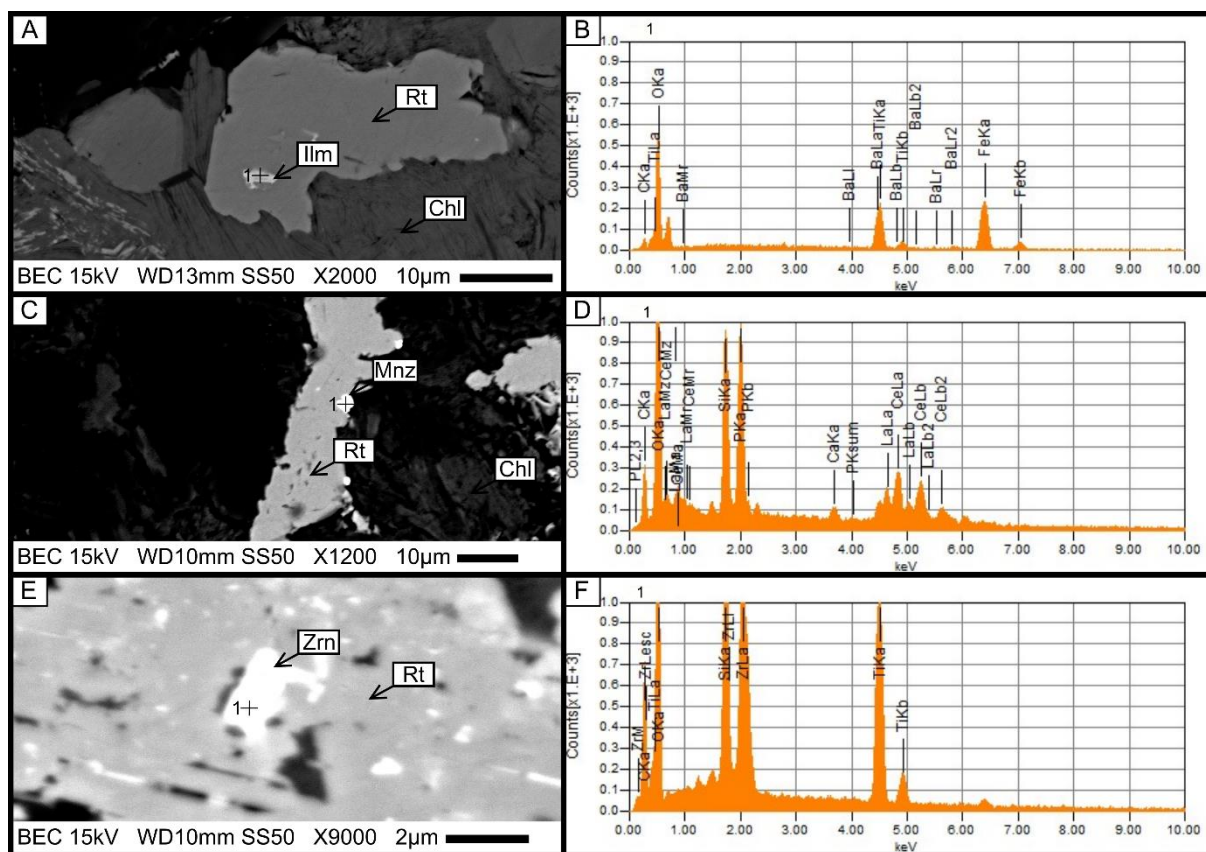


Figura 20: Inclusões minerais presentes no rutilo hidrotermal do alvo Basílio: (A) Fotomicrografia por elétrons retroespalhados da inclusão de ilmenita; (B) Espectro EDS da ilmenita; (C) Fotomicrografia por elétrons retroespalhados da inclusão de monazita; (D) Espectro EDS da monazita; (E) Fotomicrografia por elétrons retroespalhados da inclusão de zircão; e (F) Espectro EDS do zircão. A cruz indica o local analisado por EDS. Legenda: Chl = Clorita; Ilm = Ilmenita; Mnz = Monazita; Rt = Rutilo; e Zrn = Zircão.

Os espectros EDS também detectaram alguns elementos traço na composição do rutilo, que são bem menos frequentes e apresentam menor variedade, quando comparados ao descrito para o Pé Quente. Os elementos traço mais comuns incluem: o Fe (Figs. 21A e 21B), e raramente o Mo (Figs. 21C e 21D) e Zr (Figs. 21E e 21F).

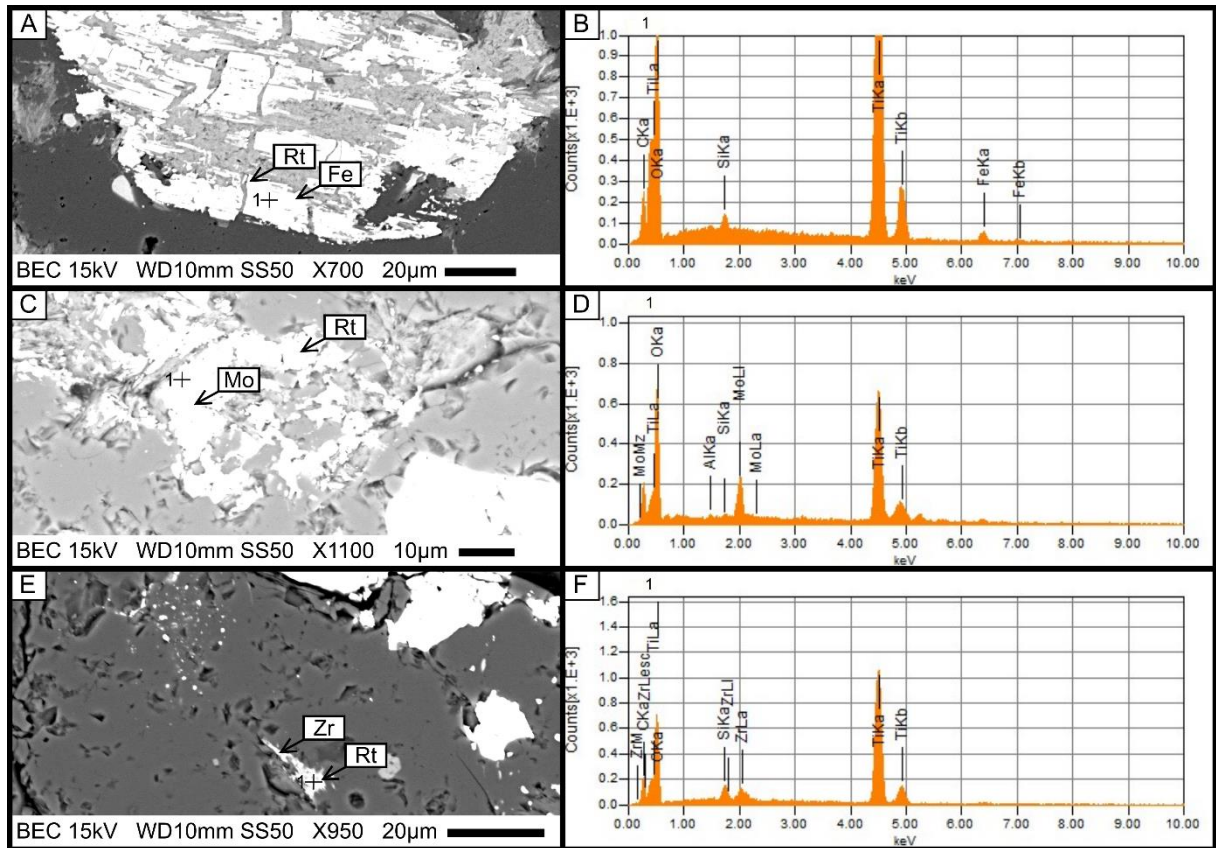


Figura 21: Algumas assinaturas geoquímicas no rutilo diagnosticas com o auxílio do espectro EDS: (A) Assinatura com Fe; (B) Rutilo com Fe em sua composição; (C) Fases ricas em Mo; com consequente (D) Espectro EDS; (E) Assinatura de fase enriquecida em Zr no rutilo hidrotermal; e seu respectivo (F) Espectro EDS. Legenda: Rt = Rutilo.

7. QUÍMICA MINERAL DO RUTILO

Para a classificação química do rutilo por Microsonda Eletrônica, foram analisados 74 cristais, dos quais (1) 16 representam o rutilo fibroso na cloritização do Alvo Basílio; (2) 18 correspondem ao rutilo acicular na sericitização do Pé Quente; enquanto (3) 40 análises foram efetuadas no rutilo incluso no quartzo da alteração potássica, destas, 20 em cristais da variedade fibrosa, 17 na variedade acicular e 3 na variedade granular. Dos resultados obtidos (Anexo I), foram excluídos aqueles com teores de $\text{TiO}_2 \leq 90\%$ (MAIA, 2001) e teores de $\text{SiO}_2 \geq 0,33\%$ (SMITH & PERSEIL, 1997). Deste modo, foram rejeitadas 50% das análises do rutilo fibroso na cloritização ($n=8$), 88% do rutilo acicular na sericitização ($n=16$), além de 100% ($n=18$), 66% ($n=2$) e 50% ($n=10$) das análises efetuadas nas acicular, granular e fibrosa, respectivamente. A Tabela 4 apresenta uma síntese da variação composicional de todos os tipos de rutilo analisados.

Tabela 4: Síntese dos resultados válidos das análises químicas de todas as variedades de rutilo, com os valores mínimo e máximo para cada elemento. O símbolo # indica leituras nas quais os valores são pouco confiáveis.

Depósito		Dépósito do Basílio	Depósito do Pé Quente		
Alteração Hidrotermal		Cloritização	Sericítica	Potássica	
Variedade		Fibrosa	Acicular	Fibrosa	Granular
Teores em ppm	SiO_2	900 - 2740	2460 - 2720	130 - 3040	2630
	FeO	0 - 8640	8500 - 12520	370 - 19630	0
	Al_2O_3	210 - 980	420 - 600	50 - 1780	190
	Cr_2O_3	0 - 340	#	0 - 540	#
	Nb_2O_5	1010 - 2980	7380 - 8920	4610 - 53980	2130
	ZrO_2	100 - 7440	130 - 140	0 - 800	0

Durante a formação do rutilo, o Ti^{4+} é substituído por diversos elementos, como o Nb, Fe, Zr. Dois dos elementos mais comuns e indicativos dessa troca catiônica são o Fe^{2+} e Nb^{5+} . Nos diagramas TiO_2 (%) vs. Nb_2O_5 (%) (Fig. 22A) e TiO_2 (%) vs. FeO (%) (Fig. 22B) pode-se observar a referida troca catiônica do Ti^{4+} por Nb^{5+} e Fe^{2+} . Em adicional, também se observa que no Basílio, o rutilo apresenta teores de TiO_2 (97,7-99,1 %) superiores aos do Pé Quente (90,9-97,6 %). O rutilo do Pé Quente, no geral, apresenta maiores concentrações de Nb_2O_5 (0,2-5,3 %) que as reportadas para o Basílio (0,1-0,2 %), enquanto os teores de FeO no Basílio ($\leq 0,86\%$) são inferiores aos obtidos para a variedade fibrosa do Pé Quente ($\leq 1,9\%$). O rutilo

fibroso do Pé Quente, por apresentar os menores teores de TiO_2 , corresponde a variedade que exibe maior intensidade de troca catiônica e, portanto, com cristais que apresentam os maiores valores de Nb_2O_5 e FeO . A variedade acicular tem os teores intermediários em relação aos máximos, representada pelo rutilo fibroso do Pé Quente, e mínimos, existentes no pelo rutilo fibroso do Basílio.

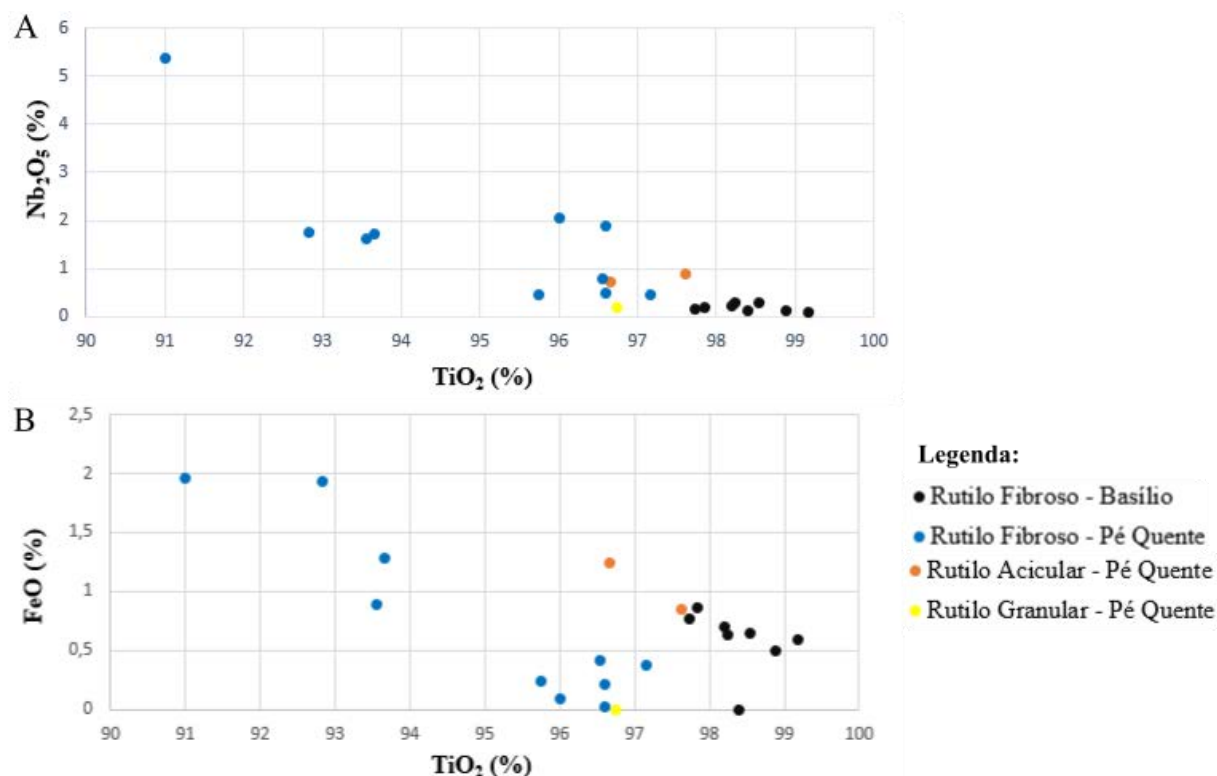


Figura 22: Diagrama de (A) TiO_2 (%) vs. Nb_2O_5 (%) e (B) TiO_2 (%) vs. FeO (%), para as variedades de rutilo do Pé Quente e Basílio (apenas com as análises geoquimicamente válidas).

Outras trocas catiônicas possíveis com o Ti^{4+} são o Cr^{3+} e Al^{3+} , de modo a ocorrer em menor frequência, fato constatado pelos baixos teores de Al_2O_3 e Cr_2O_3 , aliado às correções negativas pouco pronunciadas, com casos de correlações positivas, inclusive. A partir do diagrama de TiO_2 (%) vs. Al_2O_3 (ppm) (Fig. 23A), é possível visualizar que o rutilo fibroso do Pé Quente apresenta tanto as concentrações máximas (980 ppm) quanto mínimas (210 ppm) de Al_2O_3 . As outras três variedades possuem concentrações intermediárias de Al_2O_3 no qual, quando comparadas entre si, permitem perceber que o rutilo do Basílio apresenta maior dispersão de valores. A variedade acicular exibe, no geral, valores, levemente superiores (420 ppm a 600 ppm), enquanto a granular, teor ligeiramente menor (100 ppm). No diagrama TiO_2 (%) vs. Cr_2O_3 (%) (Fig. 23B) é exibida a dispersão dos teores de Cr_2O_3 , que se mostram semelhantes entre as variedades fibrosas dos dois depósitos (≤ 500 %). Para as variedades acicular e granular, as concentrações foram muito baixas (≤ 40 ppm e ~ 4 ppm, respectivamente) e são pouco confiáveis.

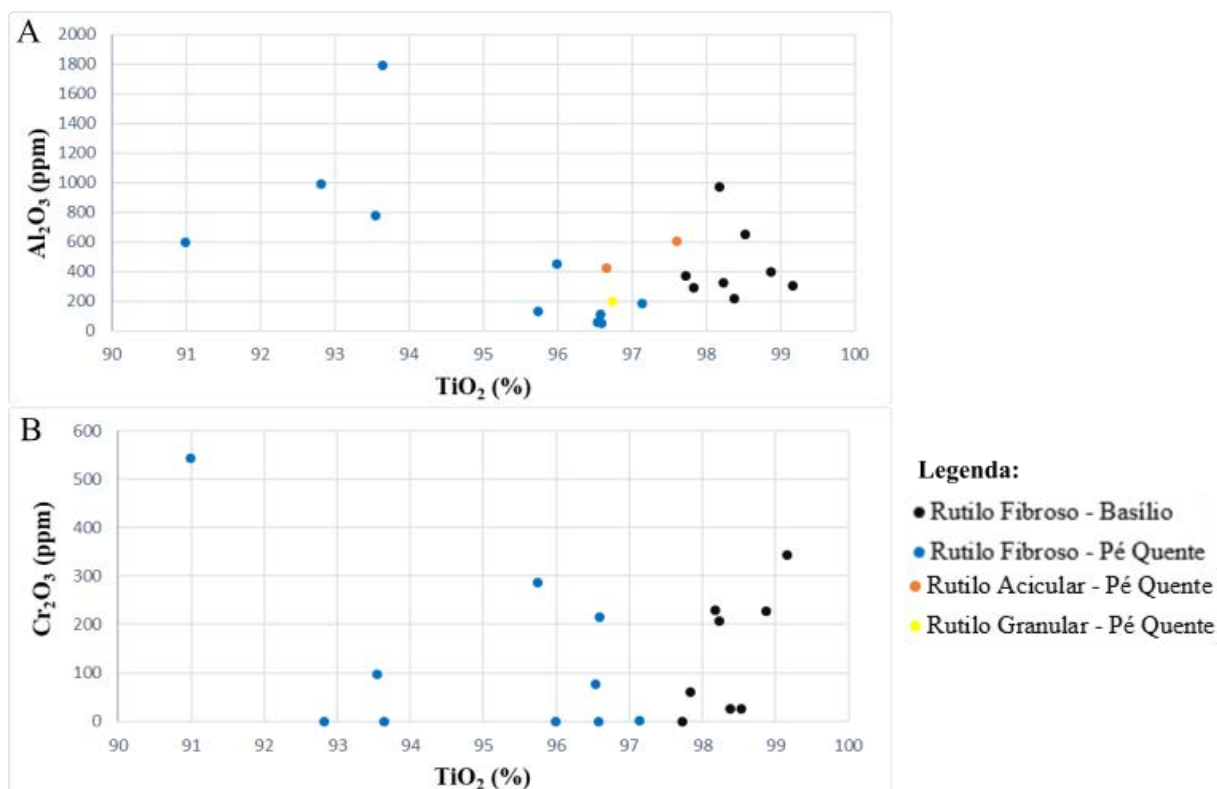


Figura 23: Diagrama de (A) TiO_2 (%) vs. Al_2O_3 (ppm) e (B) TiO_2 (%) vs. Cr_2O_3 (ppm), para as variedades de rutilo do Pé Quente e Basílio (apenas com as análises geoquimicamente válidas).

O Zr^{4+} também pode trocar de posição com o Ti^{4+} na estrutura do rutilo, além de apresentar relação positiva com a sua temperatura de formação. No diagrama TiO_2 (%) vs. ZrO_2 (ppm) (Fig. 24), a maioria dos teores oscilaram entre 100 e 1000 ppm. As tipologias fibrosas foram as que exibiram valores de ZrO_2 destoantes, uma vez que o rutilo do Basílio apresenta valores máximos, entre 1000 e 10000 ppm, enquanto o do Pé Quente varia de 10 a 1 ppm.

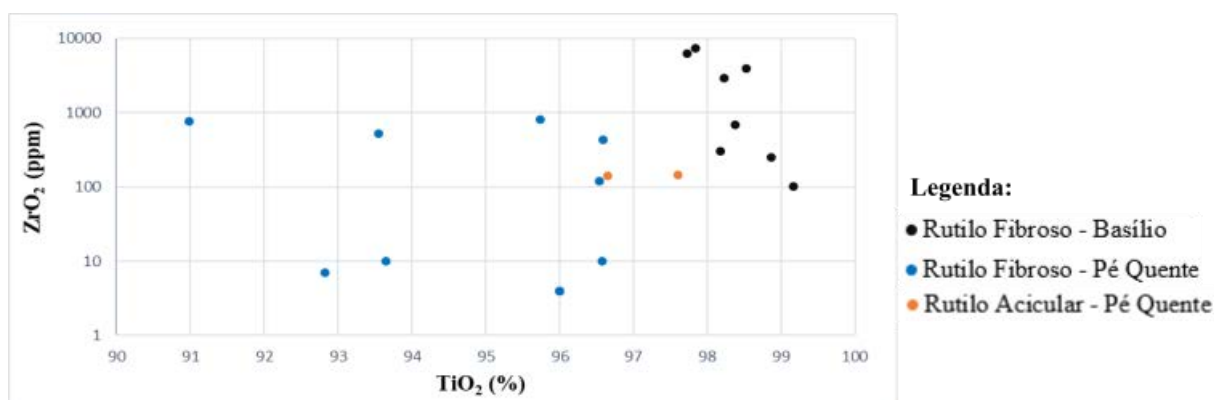


Figura 24: Diagrama de TiO_2 (%) vs. ZrO_2 (ppm), para as variedades de rutilo do Pé Quente e Basílio (apenas com as análises geoquimicamente válidas)

O Si^{4+} corresponde a um elemento normalmente não incorporado ao retículo cristalino do rutilo e, portanto, os valores de SiO_2 obtidos são provavelmente derivados de uma fonte externa, como do silicato em que o rutilo está incluso (leituras mistas).

8. DISCUSSÕES

8.1. Usos e limitações

O uso do rutilo como geotermômetro corresponde a uma técnica relativamente recente, com o trabalho de Zack *et al.* (2004) como pioneiro nessa temática. Desde então, novas pesquisas foram desenvolvidas, e que têm se focado na aplicação, aprimoramento e fundamentação teórica da técnica, tal como na adição de novos parâmetros aos cálculos. Entretanto, o foco destes trabalhos têm sido a petrologia metamórfica, com os melhores resultados obtidos. Em metalogênese, especialmente no ramo do hidrotermalismo, a geotermometria do rutilo é pouco explorada, tanto por questões de estágios iniciais de conhecimento da temática, o que a torna pouco indicada, seja por conta da dificuldade metodológica em selecionar bons e representativos cristais a serem analisados dentro das limitações da instrumentação analítica em vigor.

Os cristais de rutilo descritos nos depósitos do Basílio e Pé Quente exibem granulação fina, com dimensões em sua maioria, inferiores a 0,3 mm, o que de imediato, impossibilita sua identificação macroscópica nas encaixantes. Ao microscópio, os maiores problemas estão na individualização dos cristais, principalmente os de hábito acicular, a exemplo dos observados na alteração clorítica do Basílio e na sericitização do Pé Quente. Outro empecilho recai na granulação muito fina muitas vezes associadas a esses estágios hidrotermais, tal como observado do decorrer da etapa petrográfica (muitas vezes não é distinguível em objetivas com aumento de 50 vezes).

O MEV foi extremamente útil, principalmente na identificação de novas tipologias de alteração hidrotermal portadoras de rutilo muito fino, previamente não reconhecidos na microscopia convencional. Adicionalmente, foi útil na detecção de inclusões minerais, zoneamentos químicos e da vasta quantidade de elementos traço presentes no rutilo de ambos os depósitos. A principal adversidade está atrelada ao rutilo incluso no quartzo hidrotermal, uma vez que à luz transmitida é possível identificar todos os cristais inclusos, enquanto que no MEV apenas os superficiais, visto a questões de profundidade dos cristais.

Na análise química pela microsonda eletrônica, a fina granulação do rutilo dificultou a seleção dos cristais, principalmente as acículas, mesmo com a redução do diâmetro do feixe para (*spot size*) 3 μm . Em adicional a um pequeno diâmetro do feixe de elétrons, também houve aumento do tempo de duração de cada análise (~22 min), o que resultou na destruição de alguns cristais.

Como pode-se observar no Anexo I, no geral, todos os elementos foram detectados, apesar de em poucos cristais alguns elementos não terem sido detectados, devido ao elemento estar concentrado abaixo do limite de detecção da microsonda. Os maiores problemas em relação as análises são intrínsecas à fina granulação do rutilo, o que muitas vezes resultou em análises mistas. Outros problemas foram a alta concentração de Si (maior que 0,33 wt.% SiO₂) e valores de TiO₂ inferiores a 90 wt.%, que representam contaminação ou análises mistas, o que contribuiu para o descarte da maioria das análises.

8.2. Formação do Rutilo

O rutilo pode ser formado por diferentes processos. Pode ser de origem magmática, diretamente cristalizado de um fundido silicático hidratado (processo supra-*solidus*), a exemplo do que ocorrem em pegmatitos (CERNÝ *et al.*, 1981) e magmas graníticos peraluminosos (CARRUZZO *et al.*, 2006). Quando metamórfico, sua gênese pode estar atrelada a presença de fluido ou ao metassomatismo (processos sub-*solidus*). O rutilo metassomático pode possuir duas origens distintas: (1) *in situ*, através de reações minerais em rochas de alto grau metamórfico (BOHLEN & LIOTTA, 1986); e (2) pela migração de Ti por fluidos aquosos e consequente precipitação de rutilo *ex situ* quando forem atingidas as condições necessárias (pH, temperatura, pressão, f_{O_2}) (LUVIZOTTO & ZACK, 2009).

O rutilo é um mineral acessório relativamente comum em rochas magmáticas (MEINHOLD, 2010), de modo a cristalizar-se diretamente de magmas tanto de composições basálticas quanto dacíticas (RYERSON & WATSON, 1987), por exemplo. Sua cristalização é diretamente dependente do percentual de TiO₂ no fundido, que com sua saturação alcançada, o rutilo cristaliza. A saturação em TiO₂ é diretamente proporcional à temperatura, mas inversamente dependente da pressão e da concentração de álcalis e voláteis (e.g. CO₂ e H₂O) (Fig. 25A) (RYERSON & WATSON, 1987). Portanto, para ocorrer a saturação de TiO₂ em magmas básicos, é necessário maiores concentrações de TiO₂, enquanto que em magmas ácidos (Fig. 25B), sua saturação é alcançada tanto altas concentrações de álcalis ou de H₂O no fundido (Fig. 25A) (RYERSON & WATSON, 1987).

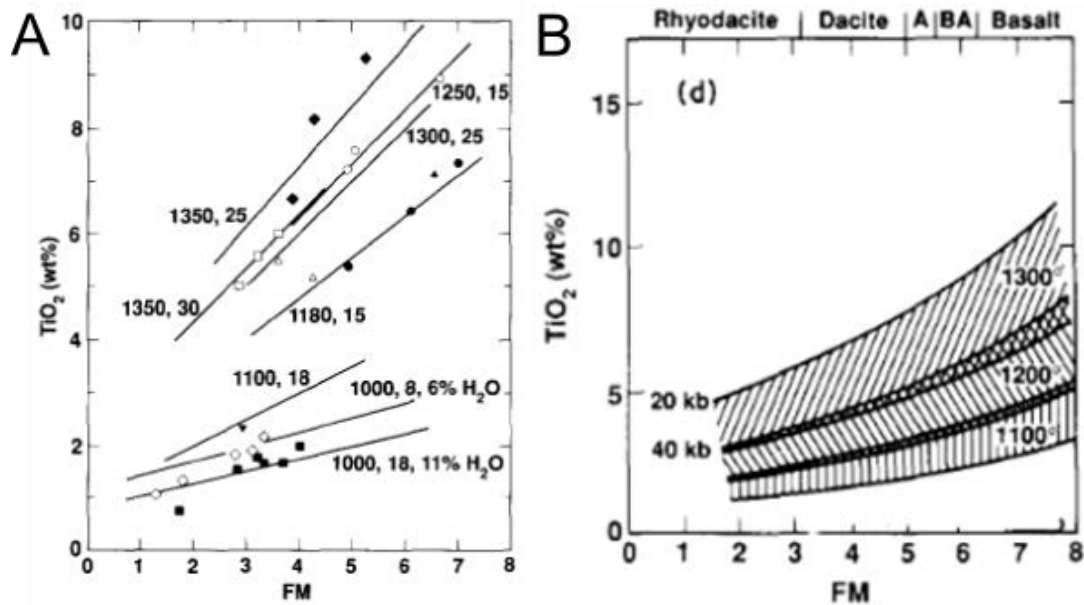


Figura 25: (A) Gráfico experimental da solubilidade do TiO₂ (em %) em relação ao parâmetro FM (contabiliza Si, Na, K, Ca, Mg, Fe e Al) no fundido magmático. Cada curva corresponde a um experimento com temperatura (°C) e pressão (kb) constantes; e (B) Isotermas do rutilo em que se apresenta a relação do TiO₂ (%), FM, pressão (kb) e temperatura (°C) para magmas de diferentes composições. Figuras extraídas de Ryerson & Watson (1987).

Bohlen & Liotta (1986) estudam o equilíbrio da assembleia granada-rutilo-ilmenita-anorthita-quartzo em rochas metamórficas em fácies anfibolito e granulito, por meio das condições de pressão e temperatura. Nesse sentido, a geração de rutilo, junto a granada, é controlada fortemente pela pressão, de modo a ser estável em condições mais elevadas de pressão (Fig. 26).

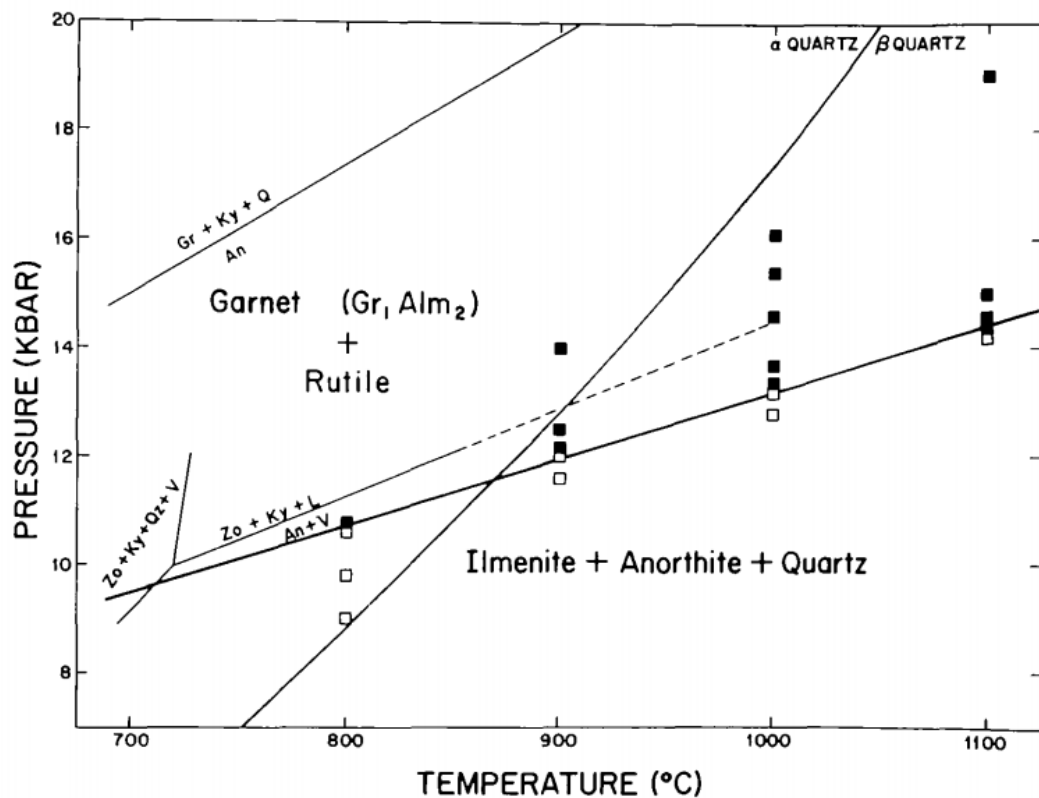
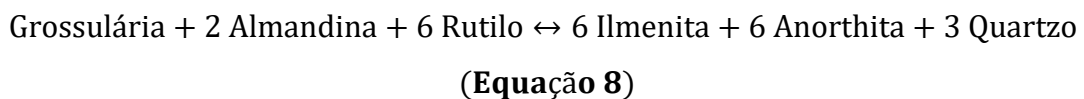


Figura 26: Diagrama de pressão e temperatura com enfoque nos campos de estabilidade das paragéneses metamórficas granada-rutilo e ilmenita-anorthita-quartzo. Extraído de Bohlen & Liotta (1986).

Assim, é possível o rutilo metamórfico ser formado *in situ* se houver no sistema condições ideais de pressão e temperatura, assim como minerais específicos no protólito (composição) para serem consumidos no processo. O equilíbrio do sistema granada-rutilo-ilmenita-anorthita-quartzo é representado pela Equação 8 (BOHLEN & LIOTTA, 1986), que pode ser deslocada tanto para a esquerda (maiores condições de pressão) quanto para a direita (menores condições de pressão).



Rutilo metamórfico *ex situ* originado pela remobilização e transporte de Ti em sistemas metassomáticos, consiste na quebra de fases minerais ricas em Ti com o progresso das condições de pressão e temperatura do sistema (LUVIZOTTO & ZACK, 2009). No estudo de Luvizzotto & Zack (2009), a fase primária rica em Ti é a biotita, portadora de quase que toda a concentração de Ti e Nb. Com a progressão do metamorfismo, a biotita é consumida (reação metamórfica é exibida pela equação 9), com consequente liberação Ti e Nb junto ao fluido metassomático. O rutilo começa a precipitar a partir da *fácies* anfibolito zona da silimanita, e a

reação tem continuidade contínua até toda a biotita ser consumida. Assim, ao final do metamorfismo progressivo, o rutilo passa a corresponder a nova fase portadora de Ti e Nb em rochas metamórficas (gnaiss e mica xisto) (Fig. 27).

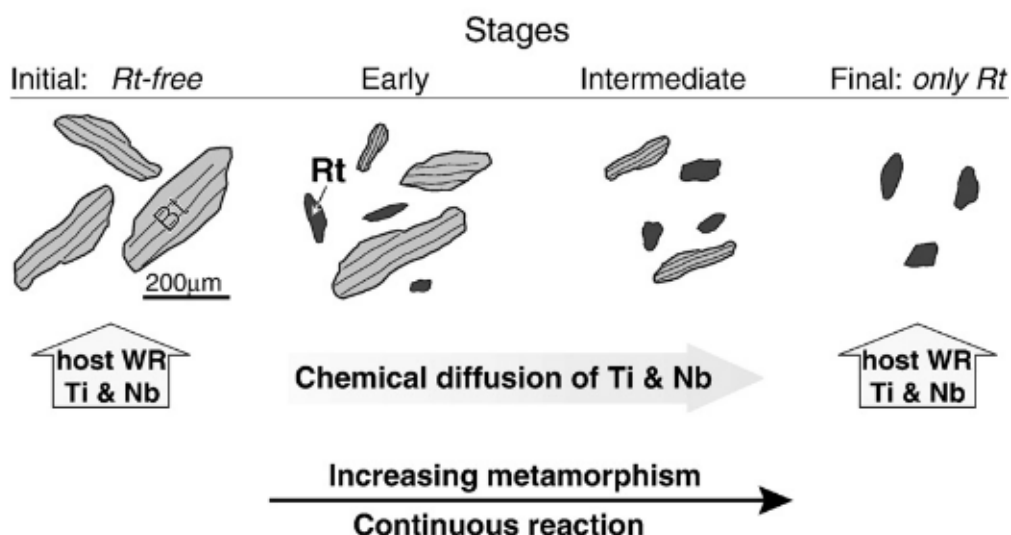
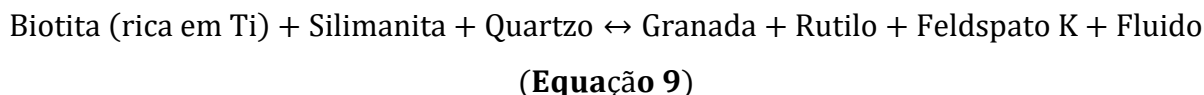


Figura 27: Figura esquemática da reação contínua de formação de rutilo metamórfico *ex situ*, quando há aumento de pressão e temperatura no sistema. Legenda: Rt = Rutilo; e Bt = Biotita. Extraído de Luvizotto & Zack (2009).

Uma última origem para o rutilo, de acordo com Rabbia & Hernández (2012), é a hidrotermal, caso este que poderia ser aplicado ao depósito Pé Quente e ao alvo Basílio. Nesse sentido, o fluido hidrotermal desestabilizaria minerais pré-existentes portadores de Ti, a exemplo da: (1) titanita (CaTiSiO_5), com 35-40% de TiO_2 em peso; (2) ilmenita (FeTiO_3), com 48-53% de TiO_2 em peso; (3) titano-magnetita ($\text{Fe}_3\text{O}_4\text{-TiFe}_2\text{O}_4$), com 0-36% de TiO_2 em peso; (4) biotita ($\text{K(Mg,Fe)}_3[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH,F})_2$), com 4-6% de TiO_2 em peso; e (5) alguns anfibólios do grupo da hornblenda, com 0,5-2% de TiO_2 em peso (RABBIA & HERNÁNDEZ, 2012). No depósito do Pé Quente, Assis (2011, 2015) descreve biotita (~10%) titanita e magnetita (<2%) como fases acessórias primárias comuns no biotita tonalito e monzonito, hospedeiros da mineralização. No depósito do Basílio, entretanto, a elevada intensidade do processo hidrotermal não permite estabelecer com precisão a real composição acessória das hospedeiras, embora biotita deva ter correspondido a um importante portador de Ti, visto a elevada quantidade de cristais cloritizados nas paragêneses hidrotermais, tal como descrito por Bressan (2017).

Os minerais portadores de Ti são desestabilizados por fluidos oxidantes de altas temperaturas e ricos em SO₂ (FORCE, 1991). Assim, a circulação do fluido hidrotermal com essas características desestabilizaria os minerais primários ricos em Ti, para posterior formação do rutilo, a partir do momento em que suas condições de precipitação fossem atingidas (CZAMANSKE *et al.*, 1981) (Fig. 28).

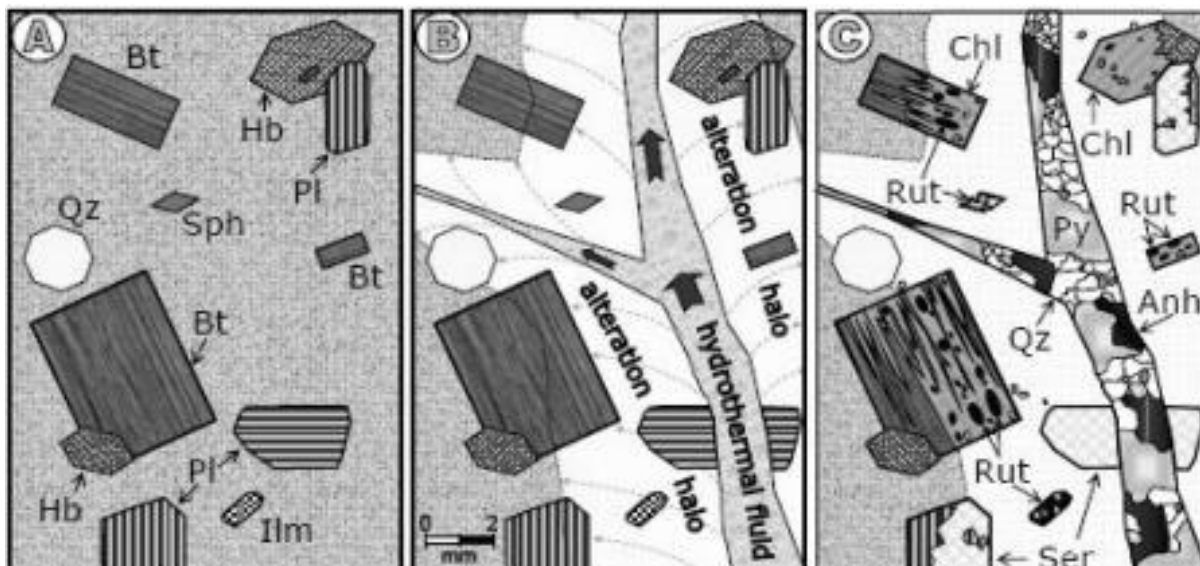


Figura 28: Esquema simplificado da formação do rutilo hidrotermal: (A) Rocha encaixante inalterada, com minerais que concentram Ti em sua estrutura que posteriormente serão desestabilizados (biotita, ilmenita, hornblenda, titanita); (B) Percolação do fluido hidrotermal pela rocha encaixante, com formação do halo de alteração; e (C) A interação fluido-rocha faz com que os minerais tenham a composição química reajustadas por desestabilização térmica e composicional, com formação de nova paragéneses, agora, hidrotermal. O rutilo então é formado como inclusões, ou por substituição, dos minerais primários que continham Ti. Legenda: Anh = Anatásio; Bt = Biotita; Chl = Clorita; Hb = Hornblenda; Ilm = Ilmenita; Pl = Plagioclásio; Py = Pirita; Qz = Quartzo; Rut = Rutilo; Ser = Sericita; Sph = Titanita. Extraído de Rabbia & Hernández (2012).

Rabbia & Hernández (2012) após evidências de campo, sugerem que o Ti do rutilo hidrotermal tem origem quase que inteiramente da rocha encaixante. Isso implica que o conteúdo de TiO₂ da rocha encaixante corresponde a um dos fatores limitantes na quantidade de rutilo gerada durante os vários estágios hidrotermais nos depósitos.

Outro fator limitante no processo é a composição do fluido hidrotermal, visto que características (e.g. pH, temperatura, f_{O_2} , salinidade) desestabilizam os minerais primários ricos em Ti. Por exemplo, fluidos hidrotermais com SO₂, sob altas temperaturas ($\geq 500^\circ\text{C}$), salinidade variável e pH próximo ao neutro, desestabiliza a titanita e a ilmenita com consequente geração de rutilo + outros minerais sem Ti (RABBIA & HERNÁNDEZ, 2012). Conjuntamente, se a rocha encaixante conter biotita magmática, sob essas condições de fluido, ela tem a composição reequilibrada via processos de exsolução, com precipitação de rutilo microscópico em textura sagenítica associada à biotita empobrecida em Ti (RABBIA & HERNÁNDEZ, 2012).

Quando desestabilizados os minerais de Ti, o fluido hidrotermal tem aumento na concentração em diversos elementos, inclusive no Ti. O rutilo hidrotermal pode ser precipitado *in situ* ou *ex situ* e para ambos os casos é necessário que o cátion Ti^{4+} seja transportado por distancias variáveis. Para o transporte, o metal é ligado principalmente a complexos cloretados na forma de cloreto de titânio (TiCl_4) (BOWLES *et al.*, 2011).

Knauss *et al.* (2001) realizou experimentos com o objetivo de quantificar a solubilidade do rutilo em fluidos de baixa temperatura (100°C a 300°C), contexto que se assemelharia ao sistema magmático-hidrotermal dos depósitos Basílio e Pé Quente. Os resultados indicaram que os fatores principais para a precipitação do rutilo são o pH e a concentração de Ti no fluido, enquanto a temperatura não têm influência de primeira ordem. Em temperaturas de 100°C (Fig. 29A), em $\text{pH} < 3$ e $\text{pH} > 10$, observa-se aumento da disponibilidade de Ti necessária para a precipitação do rutilo, além de quanto mais ácido ou básico o pH, maiores são as concentrações necessárias. Em pH entre 3 e 10, o total de Ti dissolvido no fluido, necessário para precipitar rutilo, varia pouco a relativamente nula, próxima de $10^{-7,6}$ mol/kg. Em temperaturas de 300°C (Fig. 29B), a linha de solubilidade do rutilo continua semelhante à de 100°C, porém, com redução no intervalo ideal de pH e na concentração de Ti mais baixa. Em pH superior a 6,5 e inferior a 4, a quantidade de Ti necessária aumenta quanto mais se distancia longe desses intervalos. Para os pH entre 4 e 6,5, a concentração de Ti dissolvido no fluido necessária para precipitar rutilo varia pouco ($\sim 10^{-7,8}$ mol/kg). Com estes resultados, o esperado é que em temperaturas superiores a 300°C, o intervalo ideal em que ocorre disponibilidade de Ti para a precipitação de rutilo seja menor e levemente ácido, e portanto, a quantidade de rutilo formado deve ser menor.

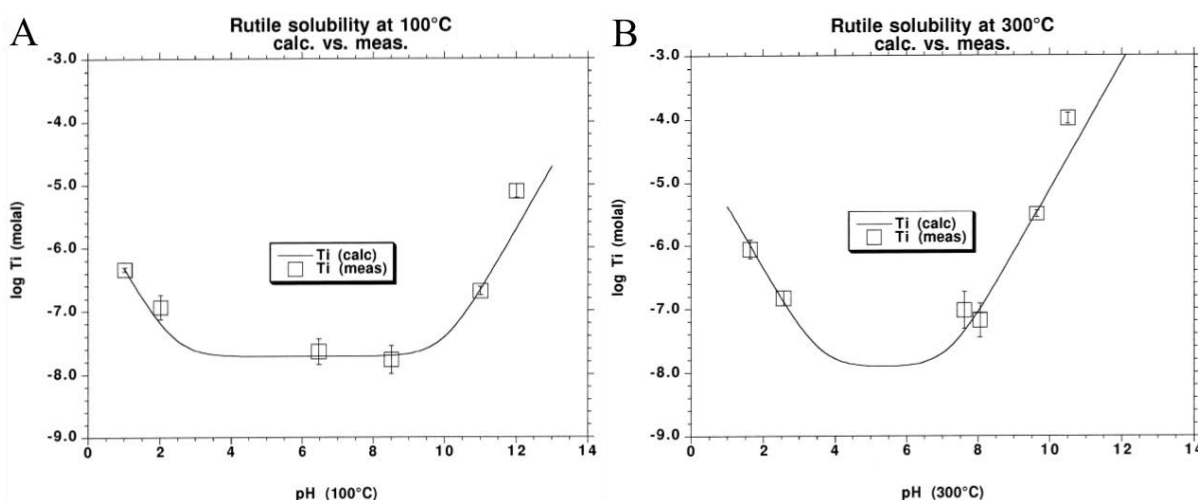


Figura 29: Solubilidade do rutilo em função do pH para temperaturas distintas: (A) 100°C; e (B) 300°C. Extraído de Knauss *et al.* (2001).

O mineral de Ti mais frequente a ser precipitado do fluido é o rutilo, contudo, outras fases de menor expressão também são possíveis (Fig. 30). Em condições de pH ácido, pode ocorrer TiO^{2+} , enquanto que em condições de pH básico, a fase $\text{TiO}(\text{OH})_3^-$ é esperada. Quando o pH é intermediário, $\text{TiO}(\text{OH})^-$ e $\text{TiO}(\text{OH})_2(\text{aq})$ podem corresponder às fases estáveis (BROWN & EKBERG, 2016).

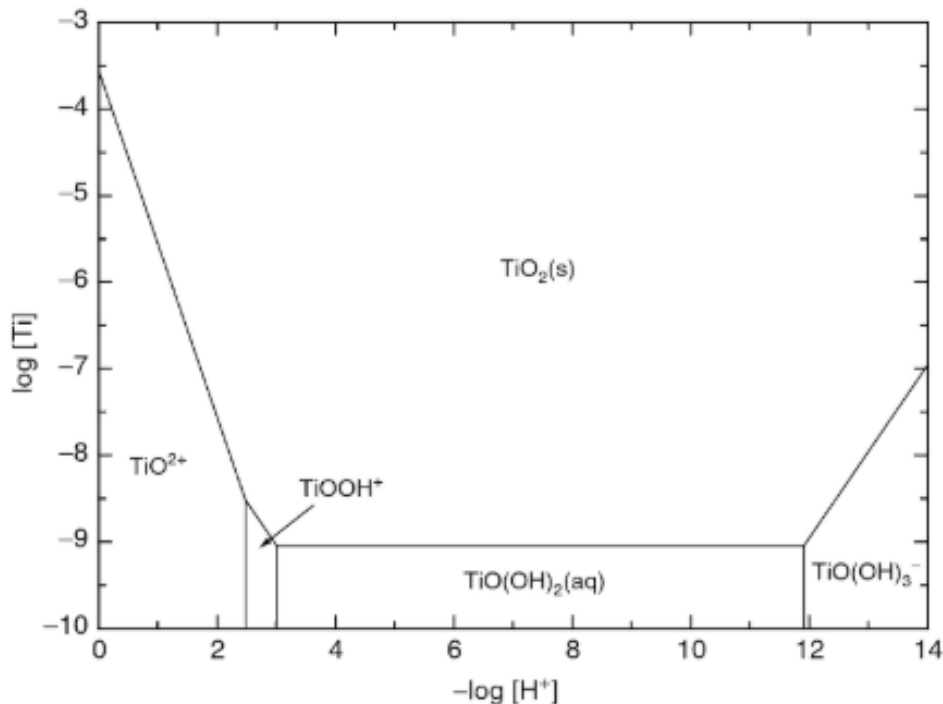


Figura 30: Diagrama de estabilidade das fases com o Ti^{4+} em temperatura de 25°C. Extraído de Brown & Ekberg (2016).

8.2.1. Elementos traço

Durante os diferentes estágios magmático-hidrotermais dos depósitos Pé Quente e Basílio, a variação composicional do fluido hidrotermal e da assembleia mineral, possibilitaram a formação de rutilo cogenético aos estágios hidrotermais supracitados. Na formação do rutilo, há a incorporação tanto os elementos traço do fluido, representada pela grande variedade química observada no depósito Pé Quente (Fe, Th, U, Mn, Nb e W) e Basílio (Mo, Fe e Zr), quanto de alguns minerais (inclusão mineral). As fontes destes elementos traço podem ser tanto distais quanto proximais (RABBIA & HERNÁNDEZ, 2012). As principais fontes proximais de elementos traço são os minerais da própria encaixante, em que o fluido desestabilizará ao percolar. A principal fonte distal é o fundido silicático presente na câmara magmática, no qual os fluidos hidrotermais estão dissolvidos.

O mineral formado para ser considerado um rutilo, pode ser composto por até 10% de impureza (MAIA, 2001) e a partir de 90% de TiO_2 . Apesar do Ti ser encontrado na natureza em outros estados de oxidação, como Ti^{3+} (MacCHESNEY & MUAN, 1959), no rutilo o Ti^{4+}

é predominante. O íon Ti^{4+} pode ser substituído, a depender da carga e raio iônico, por diversos outros cátions (Fig. 31), como hexavalentes (W^{6+} e U^{6+}), pentavalentes (Nb^{5+}), tetravalentes (Mo^{4+} , Th^{4+} , U^{4+} e Zr^{4+}), trivalentes (Fe^{3+} , Cr^{3+} , Al^{3+} e Mn^{3+}) e divalentes (Fe^{2+} e Mn^{2+}) (MAINHOLD, 2010). O retículo cristalino do rutilo não provém sítio tetraédrico adequado para inclusões de Si, deste modo, concentrações excedentes à 0,33 wt.% SiO_2 (3300 ppm), são anormais e toda a análise química, portanto, deve ser rejeitada (SMITH & PERSEIL, 1997).

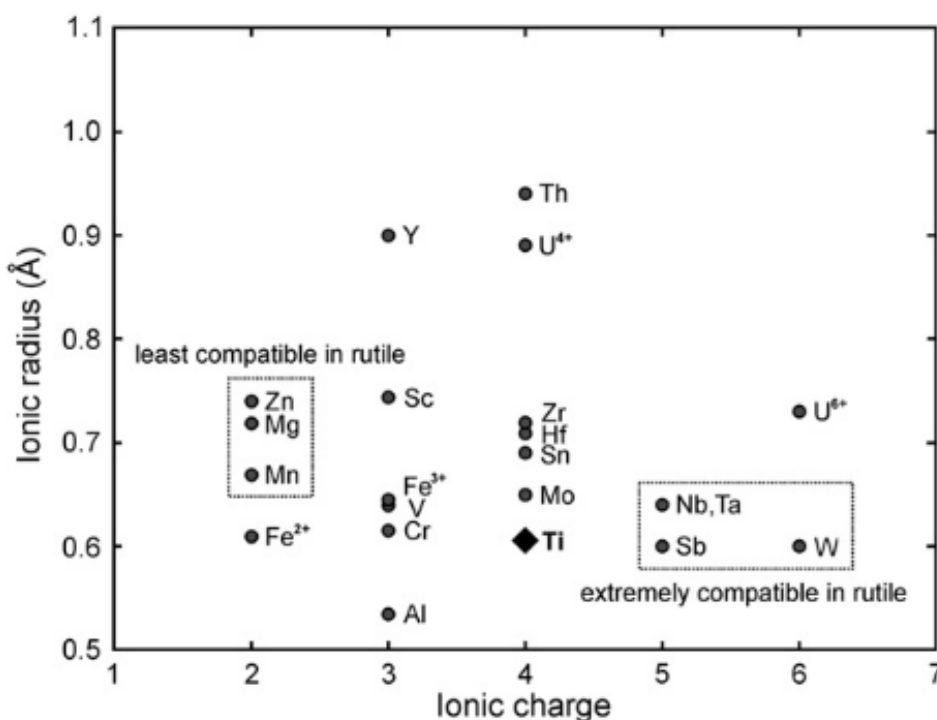
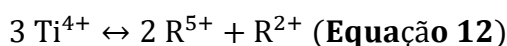
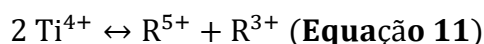
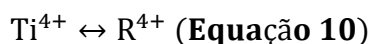
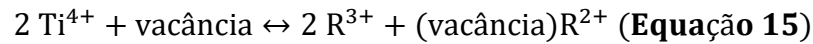
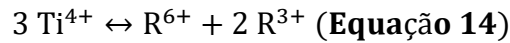
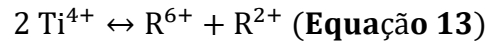


Figura 31: Gráfico de carga iônica por raio iônico de elementos frequentemente relacionados à substituição do Ti no rutilo. Extraído de Mainhold (2010).

A troca iônica entre Ti^{4+} e outros cátions é possível em razão da similaridade entre os raios catiônicos e do balanceamento das cargas que são substituídas pelas que substituem (BOWLES *et al.*, 2011). As trocas iônicas mais comuns de Ti^{4+} , além da homovalente (Eq. 10) (RABBIA & HERNÁNDEZ, 2012), são (BOWLES *et al.*, 2011): (1) cátions pentavalentes, que substituem o Ti^{4+} , e conjunto a um cátion trivalente (Eq. 11) ou divalente (Eq. 12); (2) cátion hexavalente, junto a um divalente (Eq. 13) ou trivalente (Eq. 14), substituem o Ti^{4+} ; (3) cátions divalentes de grande raio iônico, quando há uma vacância no retículo do rutilo, deste modo os íons divalentes, conjuntamente aos trivalentes, substituem o Ti^{4+} (Eq. 15); e (4) quando o rutilo apresentar em seu retículo cristalino pontos defeituosos ou *crystallographic shear planes*.





8.2.2. Rutilo e as alterações hidrotermais

As encaixantes do Pé Quente e Basílio originalmente possuem em suas composições minerais que frequentemente poderiam estar pré-enriquecidos em Ti, como a biotita, titanita e magnetita (ASSIS, 2011; BRESSAN, 2017).

Um primeiro momento é estes minerais ficarem instáveis devido ao fluido hidrotermal percolante. Kullerud e Yoder (1963) observaram que minerais como biotita e hornblenda, na presença de fluidos com alta f_{S_2} , tornam-se instáveis e liberam para o sistema variados íons. A biotita magmática, por exemplo, enriquecida em Ti, se tornaria empobrecida (MOORE & CZAMANSKE, 1973). O mesmo processo se aplicaria a outros minerais magmáticos, como a magnetita (HAMIL & NACKOWSKI, 1971). Após essa etapa, o fluido estaria enriquecido em diversos elementos, inclusive o Ti. O próximo estágio envolveria a introdução de CO_2 no sistema, que teria a função de reduzir levemente o pH (Fig. 29) e aumentar a f_{O_2} (Fig. 32), condições ideais para precipitar o rutilo.

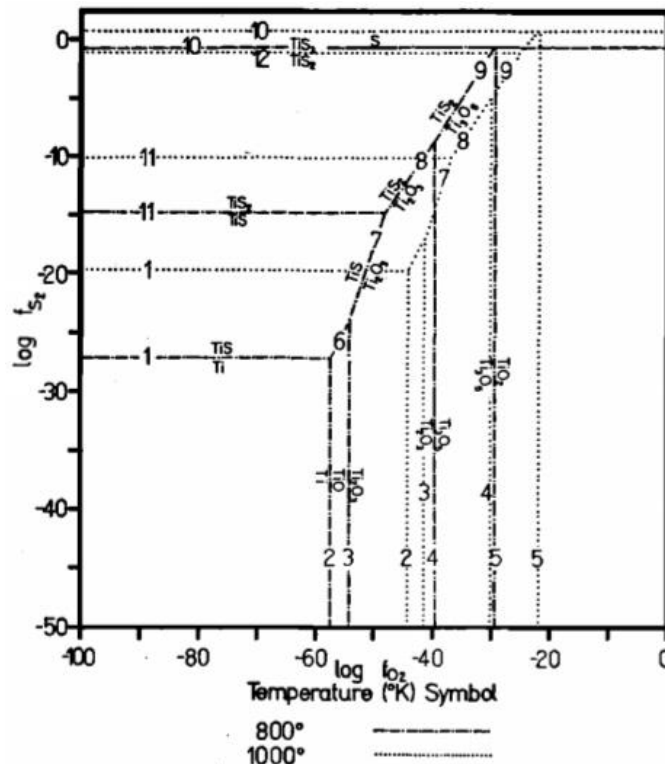


Figura 32: Diagrama do $\log(f_{\text{S}_2})$ pelo $\log(f_{\text{O}_2})$ para o sistema Ti-O-S em temperaturas de 800 K e 1000 K. Extraído de Holland (1959).

Outra função do CO_2 está relacionada a sua pressão de fluido no sistema hidrotermal. Schuiling & Vink (1967) descobriram que o equilíbrio entre o rutilo, titanita e o carbonato é diretamente relacionado a pressão de CO_2 , de modo que onde em maiores pressões o rutilo e carbonato são estáveis (Fig. 33), e a titanita é consumida. Processo semelhante pode ter ocorrido no depósito Pé Quente, ao menos de modo parcial, visto: (1) os moderados estágios de carbonatação hidrotermal pervasiva, especialmente observado no albitito e no monzonito hospedeiros do depósito (ASSIS, 2011), assim como associação de inclusões fluidas aquo-carbônicas ($\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$) com fluidos aquosos (ASSIS, 2015), que além de indicarem processo de imiscibilidade, indicam fluidos exsolvidos a elevadas profundidades e, portanto, maiores pressões, visto a solubilidade inversamente proporcional ao nível crustal do CO_2 (LOWENSTERN, 2001).

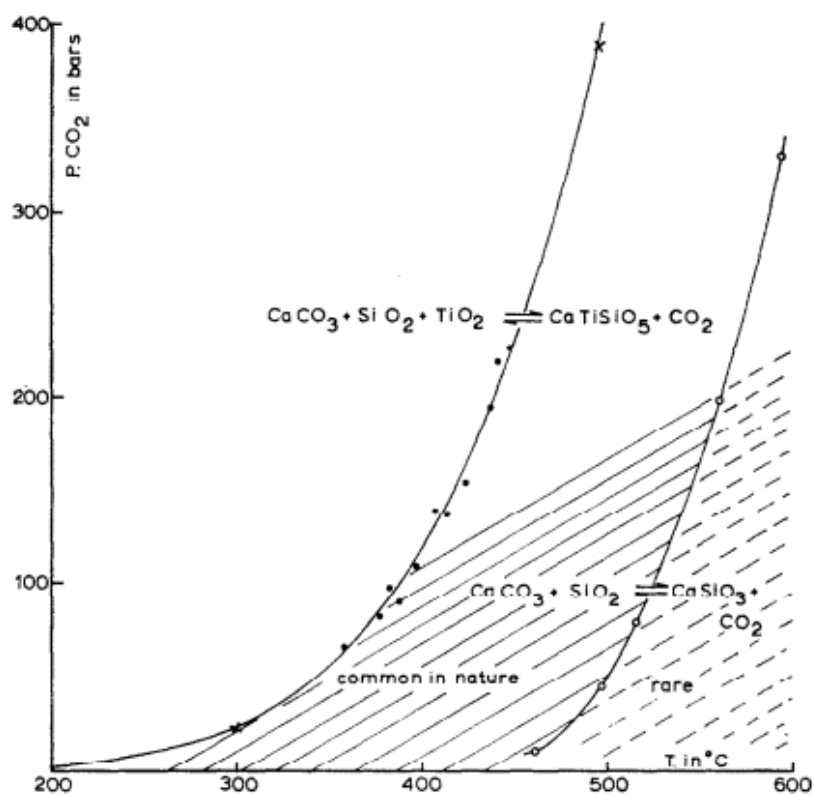


Figura 33: Gráfico experimental de temperatura (°C) por P_{CO_2} do equilíbrio químico entre calcita, rutilo e titanita e entre calcita, quartzo e wollastonita. Extraído de Schuiling & Vink (1967).

As alterações propilitica, clorítica e sericítica possuem rutilo em suas paragéneses, frequentemente incluso na clorita (propilitização e cloritização: textura sagenítica) e sericita (sericitização). Estas alterações ocorrem em condições específicas de pH (Fig. 34), f_{O_2} , T, P_{CO_2} que favorecem a precipitação de rutilo hidrotermal. A alteração clorítica e propilitica substituem principalmente a biotita, enquanto a sericita, o plagioclásio (PIRAJINO, 2009). As equações

balanceadas para a precipitação de rutilo hidrotermal cogenético a clorita (PARNEIX *et al.*, 1985) são apresentadas a seguir, no qual a Eq. 16 representa a cloritização e a Eq. 17, a propilitização. A sericitização, presente no Pé Quente, consistiu em dois processos principais provavelmente concomitantes, que são a alteração do feldspato para sericita $\pm$ quartzo e a dos minerais máficos ricos em Ti para sericita (ou outra mica) + pirita + rutilo (DILLES & EINAUDI, 1992), no qual esta última é representada pela Eq. 18 não-balanceada (FORCE, 1991).

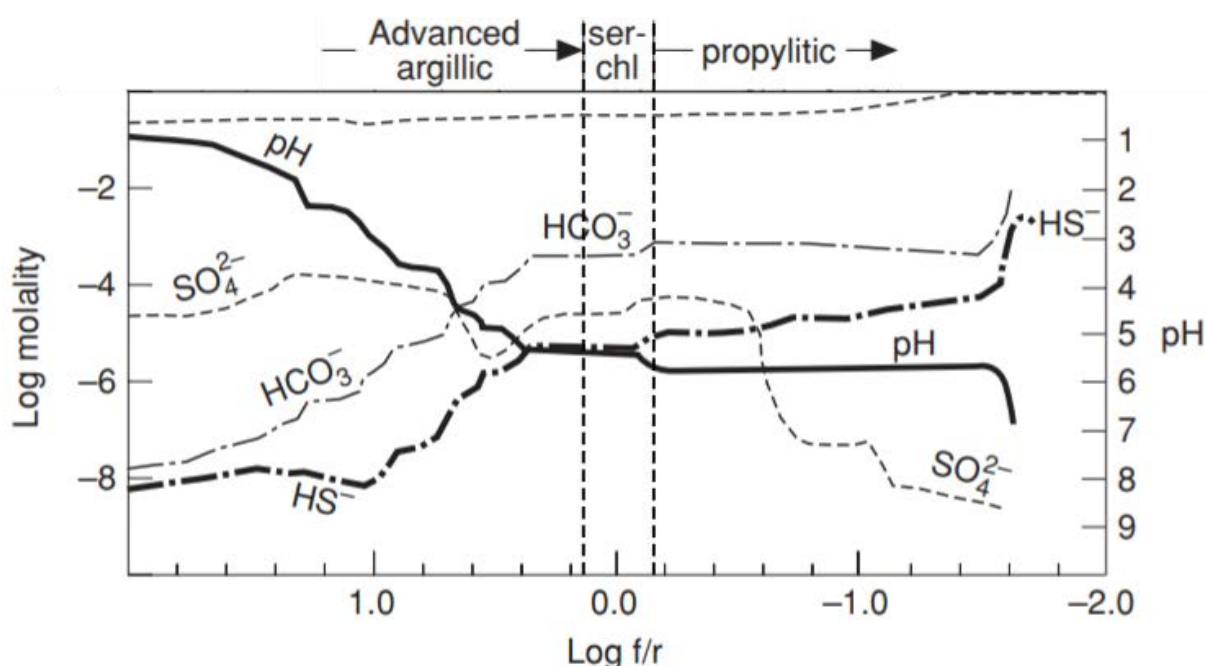
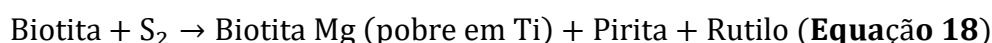
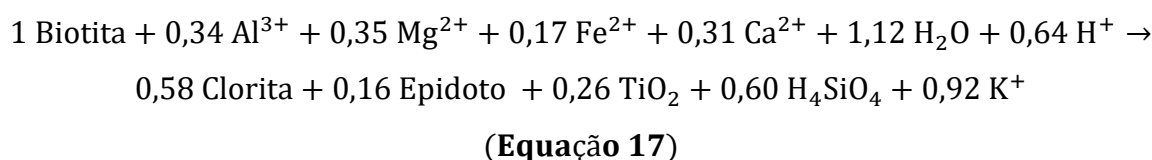
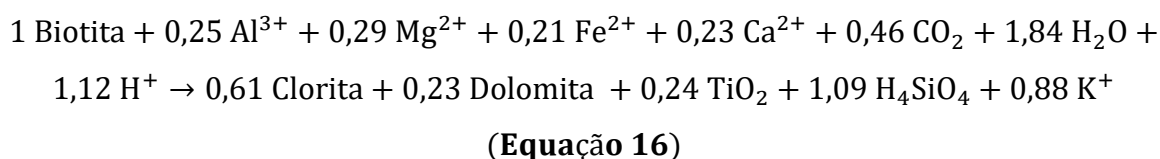


Figura 34: Diagrama da evolução do pH de um fluido e da concentração de certos ligantes, ambos em função da razão fluido/rocha. Os intervalos em que ocorreriam as alterações argílica avançada, sericítica/clorítica e propilitica estão destacadas. Modificado e extraído de Robb (2004).

A alteração potássica é geralmente acompanhada principalmente por sulfetos (calcopirita e pirita), quartzo e K-feldspato, que confere coloração avermelhada para a rocha devido a inclusões microscópicas de hematita (PIRAJNO, 2009). Também podem estar presentes outros

minerais como albita, sericita, anidrita, apatita e rutilo, derivado da liberação de Ti em razão da decomposição da biotita (PIRAJNO, 2009) e incluso, nos dois depósitos, no quartzo.

8.3. Geotermometria do rutilo

A geotermometria do rutilo foi realizada apenas com as leituras válidas (anexo II) e a partir de duas equações: Zack *et al.* (2004) (Eq. 2) e Watson *et al.* (2006) (Eq. 3). Em ambos os casos, a estimativa da temperatura utiliza-se da concentração de Zr (ppm). Em virtude das limitações apresentadas pela técnica, foi possível o cálculo das temperaturas para a: (1) cloritização do alvo Basílio (através do rutilo fibroso); (2) sericitização no Pé Quente (rutilo acicular); e (3) alteração potássica (rutilo fibroso incluso no quartzo) no Pé Quente.

As temperaturas obtidas para a alteração clorítica no alvo Basílio oscilaram entre 581°C e 1129°C, a partir da equação de Zack *et al.* (2004), e de 524°C a 939°C pela equação de Watson *et al.* (2006). Estes valores, quando comparados aos obtidas pela geotermometria da clorita, compreendidos entre 224 e 362°C (SILVA, 2018), são muito superiores, além de apresentarem maior heterogeneidade e dispersão (Fig. 35A). O histograma para as temperaturas obtidas (Fig. 35B) não aponta tendência dos valores ou qualquer intervalo com maior frequência, visto o grande espalhamento das temperaturas em ao menos três intervalos principais (Fig. 35B). Um provável fator determinante para isso ter acontecido foi o baixo número de análises químicas, oito, não-rejeitadas.

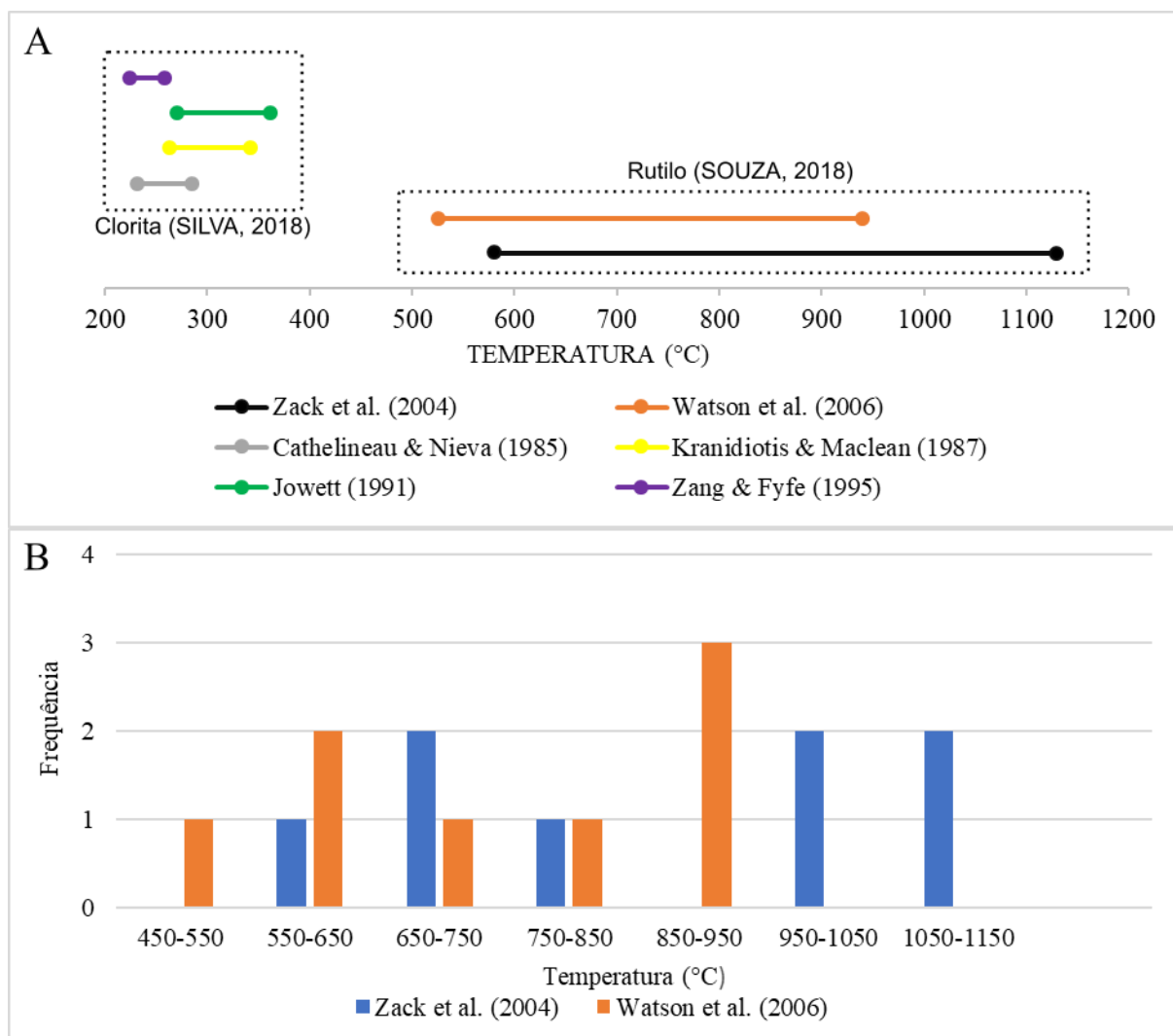


Figura 35: (A) Intervalo das temperaturas para a cloritização no alvo Basílio, através das metodologias propostas por Zack *et al.* (2004) e Watson *et al.* (2006) (geotermometria do rutilo), enquanto Cathelineau & Nieva (1985), Kranidiotis & Maclean (1987), Jowett (1991) e Zang & Fyfe (1995) foram utilizadas por Silva (2018) para a geotermometria da clorita. (B) Histograma das temperaturas calculadas pelas equações de Zack *et al.* (2004) e Watson *et al.* (2006) para a cloritização do depósito do Basílio.

Para a sericitização do Pé Quente, apenas duas leituras não foram rejeitadas e com isso, o espaço amostral é bastante limitado para conclusões mais assertivas. Mesmo assim, foram calculadas as temperaturas e os dois valores foram próximos entre si (Fig. 36B), tanto para Zack *et al.* (2004), que foram 620°C e 624°C, quanto para Watson *et al.* (2006) (545°C e 547°C). Estes valores comparados a outros existentes, como para a alteração propilitica (ASSIS, 2015; PEREIRA, 2017; CALABONI, 2018), foram bastante superiores (Fig. 36A), para os quais a maioria dos dados oscilam entre 200°C e 400°C.

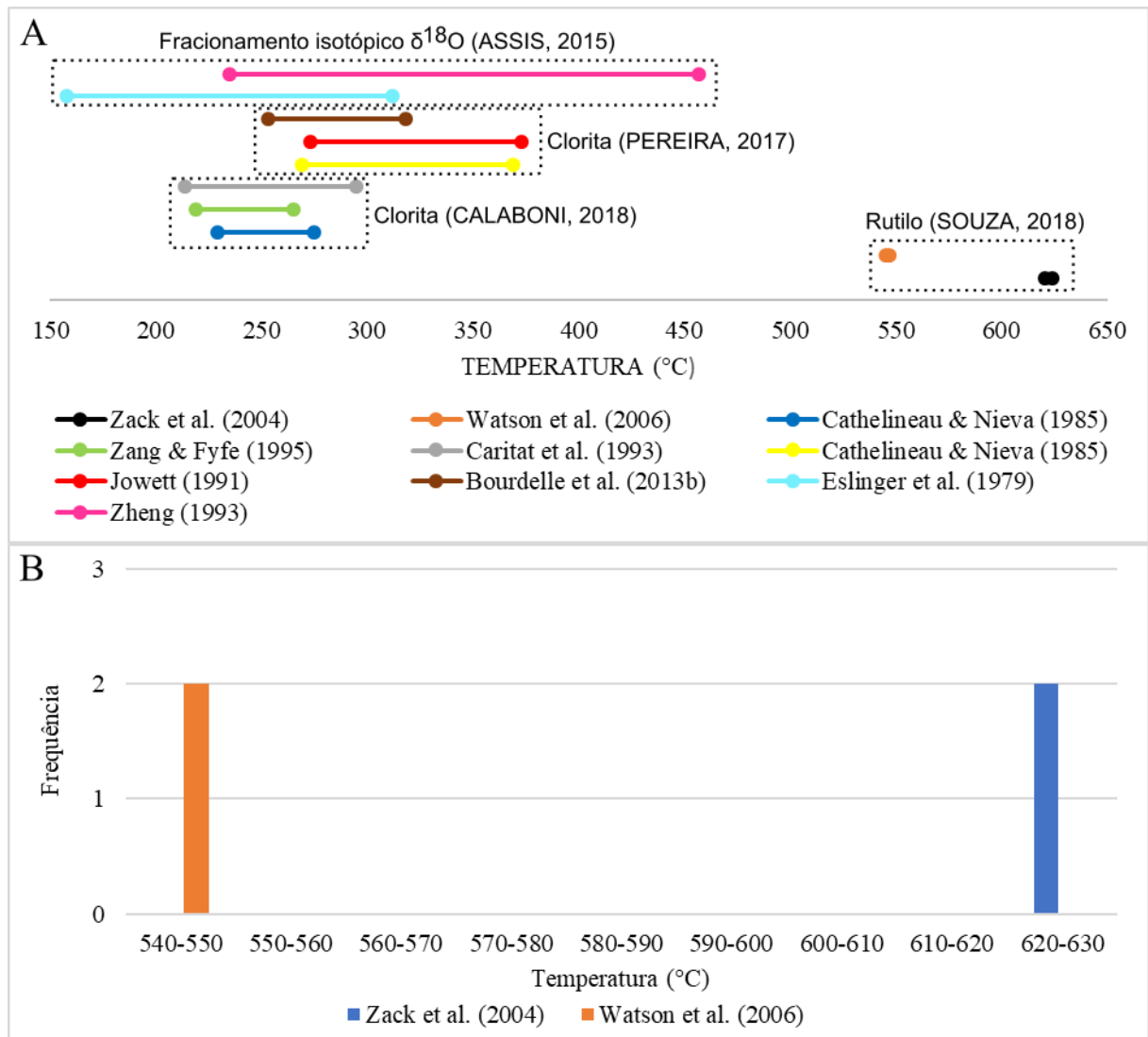


Figura 36: (A) Compilação dos dados térmicos para a sericitização no depósito Pé Quente, segundo as equações de Zack *et al.* (2004) e Watson *et al.* (2006) (geotermometria do rutilo), além das propostas por Cathelineau & Nieva (1985) (azul), Zang & Fyfe (1995) e Caritat *et al.* (1993) utilizadas por Calaboni (2018) (geotermometria da clorita), e por Cathelineau & Nieva (1985) (amarelo), Jowett (1991) e Bourdelle *et al.* (2013b), empregadas por Pereira (2017), também para a geotermometria da clorita. Os resultados reportados em função das equações propostas por Eslinger *et al.* (1979) e Zheng (1993) correspondem às utilizadas por Assis (2015) por meio do fracionamento isotópico $\delta^{18}\text{O}$ do par mineral quartzo sericita-muscovita. (B) Histograma das temperaturas obtidas pelas equações de Zack *et al.* (2004) e Watson *et al.* (2006) para a sericitização do Pé Quente.

A temperatura para a alteração potássica oscilou de 167°C a 886°C pela equação de Zack *et al.* (2004) e de 361°C a 712°C ela de Watson *et al.* (2006). A distribuição dos valores foi parecida por Watson *et al.* (2006), onde no intervalo 600°C a 700°C existem quatro valores, e os outros intervalos, dois ou um valor. Pela equação de Zack *et al.* (2004), as temperaturas puderam ser divididas em dois grupos, as baixas temperaturas (valores entre 100°C e 300°C), com quatro medidas, e altas temperaturas (de 600°C a 900°C), com seis medidas.

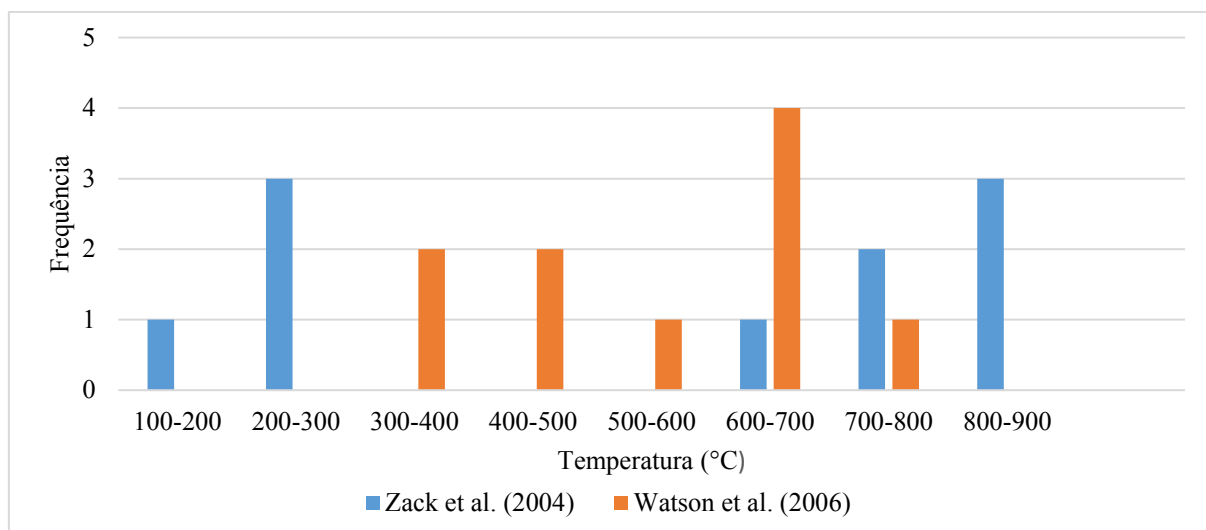


Figura 37: Histograma com os valores de temperatura obtidos através de Zack *et al.* (2004) e Watson *et al.* (2006) para a alteração potássica do Pé Quente.

Tanto o depósito do Pé Quente ($\text{Au} \pm \text{Cu}$ disseminado) quanto o alvo Basílio ($\text{Au} \pm \text{Cu}$ filonar) são interpretados como equivalentes a depósitos magmáticos-hidrotermais do tipo Au-pórfito. Fluidos hidrotermais em sistemas pórfiros normalmente apresentam temperaturas entre 250°C e 450°C (PIRAJNO, 2009). Nesse sentido, temperaturas muito superiores a estas, mesmo que obtidas por equações de equilíbrio termodinâmicos bem aceitas, são incongruentes ao contexto geológico no qual foram aplicadas. Desse modo, as temperaturas calculadas por Silva (2018), Calaboni (2018), Pereira (2017) e Assis (2015) são bons comparativos, pois além de coincidirem com valores típicos para sistemas do tipo pórfiro, foram analisados por fases em equilíbrio dentro dos limites térmicos aceitos pelas equações. Por outro lado, as temperaturas calculadas pela geotermometria do rutilo não foram boas para o contexto hidrotermal os depósitos do Pé Quente e Basílio, visto a alteração clorítica corresponder ao halo hidrotermal de mais baixa temperatura, e a temperatura mínima por Watson *et al.* (2006) é 527°C e por Zack *et al.* (2004) é 581°C. Para a sericitização, as temperaturas, por Watson *et al.* (2006) e Zack *et al.* (2004), também foram bastante superiores ao intervalo de 250°C e 450°C. Os valores segundo as duas equações para estas duas alterações são incompatíveis com o contexto de depósitos do tipo pórfiro, além de que muitos dos dados aqui obtidos são tipicamente esperadas para ambientes magmáticos e, portanto, não magmáticos-hidrotermais. Outra adversidade é que tanto a sericitização quanto a cloritização não correspondem aos estágios hidrotermais de maior temperatura em um sistema pórfiro, e, portanto, não deveriam apresentar temperaturas elevadas.

A alteração potássica sobrepõe-se a sódica no Pé Quente (ASSIS, 2011) e estas são consideradas as alterações de maior temperatura em contextos hidrotermais do tipo pórfiro. A alteração sódica ocorre a partir de fluidos com temperatura entre 400°C e 600°C (DILLES &

EINAUDI, 1992) e no Pé Quente corresponde ao primeiro estágio hidrotermal. A potassificação é formada em temperaturas semelhantes à sódica, e deste modo, alguns dos resultados da termometria estão no intervalo esperado. Pela equação de Zack *et al.* (2004), um valor poderia ser considerado bom para o contexto geológico da alteração potássica (602°C). Os outros nove valores estariam ou muito altos ou baixos para o esperado na potassificação. As temperaturas pela equação de Watson *et al.* (2006) foram as mais satisfatórias, em razão de metade estar em intervalo ideal (361°C a 535°C). Entretanto, as demais estimativas são deveras elevadas, além do baixo número de análises que por critérios químicos foram consideradas, o que torna difícil conclusões mais assertivas.

Existem certas premissas sobre a técnica da geotermometria do rutilo que podem explicar os motivos da maioria dos dados serem imprecisos. As equações foram calibradas de modo empírico com rutilo metamórfico proveniente de rochas com fácies de alto grau, com temperatura e a pressão superiores às de ambientes magmático-hidrotermais. Outro fator importante é a difusão de Zr no rutilo, extremamente dependente da temperatura, e controlada pela dimensão do cristal e taxa de resfriamento (CHERNIAK *et al.*, 2007). Cherniak *et al.* (2007) apontou que a assinatura de Zr formada na gênese do rutilo é preservada quando a taxa de resfriamento é maior que 100°C/Ma. Além disso, a concentração de Zr no rutilo pode ser facilmente modificada por eventos termais posteriores, quando submetido a condições geológicas específicas. Em ambientes magmáticos-hidrotermais é esperado uma sucessão de pulsos com liberação de fluidos aquecidos, que podem afetar as paragêneses pré-existentes, e isso pode ter, de algum modo, afetado as concentrações originais de Zr.

Ademais, Zack *et al.* (2004) aponta considerações adicionais que podem interferir no resultado final: (1) a concentração de Si ideal para ser calculada a temperatura não deve ser superior a 200 ppm (apenas uma leitura foi menor que 200 ppm de Si – Anexo I); e (2) este geotermômetro requer preferencialmente a assembleia quartzo + zircão + rutilo em coexistência, que no caso deste trabalho, apenas a potassificação do Pé Quente apresenta esta assembleia. Para a alteração clorítica do alvo Basílio e sericítica do Pé Quente, há ausência de quartzo na assembleia, e de acordo com Zack *et al.* (2004), acarreta numa maior concentração de Zr no rutilo, deste modo, permitiria apenas a estimativa de temperaturas máximas.

Ainda que a geotermometria do rutilo a partir da concentração de Zr tenha apresentado adversidades e tenha sido pouco conclusiva nos depósitos estudados, rutilo hidrotermal ainda pode ser utilizado para fins geotermométricos. Cabral *et al.* (2014) analisou inclusões fluidas no rutilo hidrotermal associado a veios de quartzo + caolinita em brecha hidráulica. Os resultados foram satisfatórios e mais realistas para o contexto magmático-hidrotermal em que

o rutilo estava inserido. Deste modo, um possível futuro estudo ainda com o rutilo, na Província Aurífera de Alta Floresta, poderia ser no campo das inclusões fluidas.

9. CONCLUSÕES

Esse estudo caracterizou o rutilo dos depósitos de Au $\pm$ Cu filonar do Basílio e Au $\pm$ Cu disseminado do Pé Quente, ambos similares aos depósitos Au pórfiro (ASSIS *et al.*, 2014). Essa caracterização consistiu em três etapas principais: (1) caracterização petrográfica do rutilo; (2) uso do Microscópio Eletrônico de Varredura para o refinamento da petrografia e identificação de inclusões minerais e alguns elementos traço; e (3) caracterização da composição química do rutilo a partir da Microsonda Eletrônica. Os resultados obtidos foram utilizados para a diferenciação morfológica e química das variedades de rutilo, assim como para o cálculo de sua geotermometria a partir das equações de Zack *et al.* (2004) e Watson *et al.* (2006). Nesse contexto, as seguintes conclusões podem ser feitas com base nos resultados obtidos:

1. No alvo Basílio, o rutilo está associado às alterações clorítica e a potássica pervasivas, ambas de forte intensidade, e que afetam o granitoide, a rocha subvulcânica e o dique máfico, hospedeiras do depósito. No Basílio foram reconhecidas duas morfologias de rutilo, a acicular e fibrosa, inclusas na clorita da cloritização e no quartzo da potassificação. Em adicional, inclusões de ilmenita, monazita e zircão, além de altas concentrações de molibdênio, ferro e zircônio foram observadas.
2. No depósito do Pé Quente, o rutilo está associado às alterações sericítica, potássica e propilitica pervasivas. No Pé Quente foram reconhecidas quatro morfologias de rutilo: acicular, fibrosa, prismática e granular, que estão inclusas no quartzo da potassificação, na sericita da sericitização e na clorita da propilitização. Ademais, inclusão de monazita, além de altas concentrações em Nb + Fe, Fe + W, Nb + Fe + W, Nb + Fe + U + Th, Nb + W e Fe + Mn foram detectadas no rutilo,
3. Grande parte das análises químicas do rutilo foram rejeitadas devido a teores de SiO₂ > 0,33% ou de TiO₂ < 90%. O principal fator causativo deste descarte foi análises mistas com fases silicatadas nas quais o rutilo está incluso.
4. O rutilo fibroso do Pé Quente apresenta, no geral, os cristais com os maiores e menores teores de elementos traço.
5. O rutilo pode apresentar diversas gêneses, tais como cristalização direta de um fundido silicático, metamorfismo *ex situ* e *in situ*, e hidrotermal, este último o caso do rutilo identificado nos depósitos Pé Quente e Basílio.
6. O rutilo hidrotermal é formado pela quebra de minerais pré-enriquecidos em Ti, como a biotita e hornblenda, pelo fluido hidrotermal quente e de alta f_{S_2} . Posteriormente, a adição de CO₂ no sistema magmático-hidrotermal aumenta a f_{O_2} e reduz o pH, condições ideais

para a formação do rutilo e que coincidem com a formação das alterações hidrotermais no qual ele está associado.

7. Durante a gênese do rutilo hidrotermal, o Ti^{4+} é substituído por outros elementos, normalmente cátions hexa-, penta-, tetra-, tri- e di- valentes, de raio iônico similar ao do Ti^{4+} .
8. As temperaturas de formação obtidas pela concentração de Zr no rutilo da sericitização do Pé Quente e cloritização do Basílio foram muito altas para o contexto magmático-hidrotermal em que estão inseridas.
9. Algumas das temperaturas para a alteração potássica foram satisfatórias, porém o alto número de valores fora do intervalo esperado e a baixo número de leituras adequadas, impossibilita conclusões mais assertivas.
10. Os resultados insatisfatórios podem ser explicadas pelo fato das (1) equações consideradas terem sido calibradas empiricamente por rutilo de contexto de alto grau metamórfico; (2) as concentrações primárias de Zr podem ser modificadas por eventos térmicos posteriores; (3) concentrações maiores do que 200 ppm de Si nas análises químicas do rutilo e (4) ausência da paragênese quartzo + zircão + rutilo nas alterações clorítica e sericítica.
11. Apesar dos resultados negativos, o rutilo hidrotermal ainda poderia ser utilizado em futuras pesquisas, como em estudos de inclusões fluidas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, M. C. 2004. **Alteração hidrotermal e mineralização aurífera do depósito de Novo Mundo, região de Teles Pires - Peixoto de Azevedo, Província de Alta Floresta (MT).** Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 29p.
- ALMEIDA, F. F. M. 1978. **Tectonic map of South América**, 1:5.000.000 - Explanatory note. Brasília: DNPM, 1978. 23 p. Trabalho elaborado em parceria com CGMW e UNESCO.
- ASSIS, R. R. **Depósitos auríferos associados ao magmatismo granítico do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico: tipologia das mineralizações, modelos genéticos e implicações prospectivas.** 2011. Tese de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas.
- ASSIS, R. R.; XAVIER, R. P.; PAES de BARROS, A. J; BARBUENA, D.; TREVISAN, V. G.; RAMOS, G. S.; TEIXEIRA, R. V.; MIGUEL-Jr, E.; RODRIGUES, R. M.; STABILE-JR, A.; SANTOS, T. J. S.; MIRANDA, G. M. T.; BARROS, M. A. S. A.; PINHO, F. **Depósitos de Au e Au + metais de base associados a sistemas graníticos paleoproterozóicos do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico.** In: SILVA, M. G.; NETO, M. B. R.; JOST, H.; KUYUMJIAN, R. M (Eds.). *Metagenia das Províncias Tectônicas Brasileiras*. Belo Horizonte: CPRM, 2014. p. 589.
- ASSIS, R. R. **Depósitos auríferos associados ao magmatismo félsico da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico: litogeoquímica, idade das mineralizações e fonte dos fluidos.** 2015. 320f. Tese de Doutorado - Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2015.
- AYERS, J. C.; WATSON, E. B. 1993. **Rutile solubility and mobility in supercritical aqueous fluids.** *Contributions to Mineralogy Petrology* 114 (3):321– 330.
- BANFIELD, J. F.; VEBLEN, D. R. 1991. **The structure and origin of Fe-bearing platelets in metamorphic rutile.** *American Mineralogist* 76, 113–127.
- BELTRAO, J. F.; COSTA, J. B.; HASUI, Y.; COSTA J. B. S. **Gravity data and crustal structure of north-central Brazil.** *Anais da Academia Brasileira de Ciências* (Impresso). Rio de Janeiro, v. 69, nº4, p. 479-493, 1997.
- BLICHERT-TOFT, J.; ALBARÈDE, F. **The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system.** *Earth and Planetary Science Letters*, v. 148, n. 1-2, p. 243-258, 1997.

- BOHLEN, S. R.; & LIOTTA, J. J. 1986. **A barometer for garnet amphibolites and garnet granulites.** *Journal of Petrology*, 27(5), 1025-1034.
- BOTTRILL, R. S. 2001. **Rare earth, tantalum and niobium minerals reported in Tasmania.** Record Tasmanian Geological Survey, 7.
- BOURDELLE, F.; PARRA, T.; CHOPIN, C.; BEYSSAC, O. 2013b. **A new chlorite geothermometer for diagenetic to low-grade metamorphic conditions.** *Contrib. Mineral. Petrol.*, 165, 723–735.
- BOWEN, N. L. **The evolution of the igneous rocks.** Dover Publications, 1956.
- BOWLES, J. F. W.; HOWIE, R. A.; VAUGHAN, D. J.; ZUSSMAN, J. 2011. **Rock-Forming Minerals: Non-Silicates: Oxides, Hydroxides and Sulphides.** Geological Society of London. 904p.
- BRESSAN, R. S. O. **Alteração hidrotermal e metalogênese do depósito Au ±Cu do Basílio, Província aurífera de Alta Floresta (MT), Cráton amazônico.** 60f. Trabalho de Conclusão de Curso. UNESP, 2017.
- BROWN, P. L.; EKBERG, C. **Hydrolysis of metal ions.** John Wiley & Sons, 2016.
- CABRAL, A. R.; RIOS, F. J.; DE OLIVEIRA, L. A. R.; DE ABREU, F. R.; LEHMANN, B.; ZACK, T.; LAUFEK, F. 2015. **Fluid-inclusion microthermometry and the Zr-in-rutile thermometer for hydrothermal rutile.** *International Journal of Earth Sciences*, 104(2), 513-519.
- CALABONI, R. **Química mineral da clorita e muscovita do depósito de Au ± Cu disseminado do Pé Quente, na Província Aurífera de Alta Floresta (MT).** Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) -Universidade Estadual Paulista "Julio de Mesquita Filho", Rio Claro, Brasil, 2018.
- CARITAT, P.; HUTCHEON, I.; WALSHE, J. L. **Chlorite geothermometry: a review.** *Clays and Clay Minerals*, v. 41, 1993.
- CARRUZZO, S.; CLARKE, D. B.; PELRINE, K. M.; MACDONALD, M. A. 2006. **Texture, composition, and origin of rutile in the South Mountain Batholith, Nova Scotia.** *Canadian Mineralogist* 44, 715–729.
- CATHELINEAU, M.; NIEVA, D. **A chlorite solid solution geothermometer the Los Azufres (Mexico) geothermal system.** *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 91, n. 3, p. 235-244, 1985.
- CERNÝ, P.; PAUL, B. J.; HAWTHORNE, F. C.; CHAPMAN, R. 1981. **A niobian rutile-disordered columbite intergrowth from the Huron Claim pegmatite, southeastern Manitoba.** *Canadian Mineralogist*, 19, 541-548.

- CHERNIAK, D. J.; MANCHESTER, J.; WATSON, E. B. 2007. **Zr and Hf diffusion in rutile.** Earth and Planetary Science Letters 261, 267–279.
- CLARKE, F. W.; WASHINGTON, H. S. **The composition of the earth's crust.** US Government Printing Office, 1924.
- CORDANI, U. G.; TASSINARI, C. C. G.; TEIXEIRA, W.; BASEI, M. A. S.; KAWASHITA, K. **Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos.** In: Congresso Geológico Chileno, v. 2. p. 137-148, 1979.
- CORDANI, U. G.; TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C. C. G.; KAWASHITA, K.; SATO, K. **The growth of the Brazilian Shield.** Episodes, 11:163-167. 1988.
- CORDANI, U. G.; TEIXEIRA, W. **Proterozoic accretionary belts in the Amazonian Craton.** Geological Society of America Memoirs, v. 200, p. 297-320, 2007.
- CORDANI, U. G.; TEIXEIRA, W.; D'AGRELLA-FILHO, M. S.; TRINDADE, R. I. **The position of the Amazonian Craton in supercontinents.** Gondwana Research, 15(3), 396-407, 2009.
- COSTA, J. B. S.; LEMOS, R. L.; MARTINS, J. P.; BELTÃO, J. F.; GÓES, A. M.; HASUI, Y. **Geologia da região de Porto Nacional, GO.** Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v. 14, p. 3-11, 1984.
- CZAMANSKE, G. K.; FORCE, E. R.; MOORE, W. J. **Some geologic and potential resource aspects of rutile in porphyry copper deposits.** Economic Geology, v. 76, n. 8, p. 2240-2246, 1981.
- DANA, E. S.; FORD, W. E. **A textbook of mineralogy.** John Wiley & Sons, 1932.
- DARDENNE, M. A.; SCHOBENHAUS, C. 2001. **O escudo do Brasil Central.** In: **Metalogênese do Brasil.** Ed. Univ. Brasília/CPRM, Brasília, pp.: 46-105.
- DAWSON, J. B.; SMITH, J. V. 1977. **The MARID (mica–amphibole–rutile–ilmenite–diopside) suite of xenoliths in kimberlite.** Geochemica et Cosmochimica Acta 41, 309–323.
- DEER, W. A.; HOWIE, R. A.; ZUSSMAN, J. 2013. **An Introduction to Rock-Forming Minerals.** 3rd edition. Mineralogical Society. 498 pp.
- DILL, H. G. 2007. **Grain morphology of heavy minerals from marine and continental placer deposits, with special reference to Fe–Ti oxides.** Sedimentary Geology 198, 1–27.
- DILLES, J. H.; EINAUDI, M. T. **Wall-rock alteration and hydrothermal flow paths about the Ann-Mason porphyry copper deposit, Nevada; a 6-km vertical reconstruction.** Economic Geology, v. 87, n. 8, p. 1963-2001, 1992.

- ESLINGER, E. V.; SAVIN, S. M.; YEH, H. 1979. **Oxygen isotope geothermometry of diagenetically altered shales**. SEPM Spec. Pub. 26, 113-124.
- FERRY, J. M.; WATSON, E. B. **New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers**. Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 154, n. 4, p. 429-437, 2007.
- FORCE, E. R. 1991. **Geology of titanium-mineral deposits**. Geological Society of America, Special Paper 259, 1-112.
- GOLDSCHMIDT, V. M. *et al.* **Geochemische Verteilungsgesetze der Elemente: 7. Die Gesetze der Krystallochemie**. 1926.
- GOLDSMITH, R.; FORCE, E. R. 1978. **Distribution of rutile in metamorphic rocks and implications for placer deposits**. Mineralium Deposita 13, 329-343.
- GRIFFIN, W. L.; PEARSON, N. J.; BELOUSOVA, E.; JACKSON, S. V.; VAN ACHTERBERGH, E.; O'REILLY, S. Y.; SHEE, S. R. 2000. **The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites**. Geochimica et Cosmochimica Acta, 64(1), 133-147.
- HAMIL, B. M.; NACKOWSKI, M. P. 1971. **Trace-element distribution in accessory magnetite from quartz monzonite intrusives and its relation to sulfide mineralization in the Basin and Range province of Utah and Nevada - A preliminary report**. in Boyle, R. W. and McGerrigle, J. I., eds., Geochemical exploration: Canadian Inst. Mining and Metallurgy Spec. V. 11, p. 331-333.
- HASUI, Y.; HARALYIN, L.; SCHOBENHAUS, C. 1984. **Elementos geofísicos e geológicos da região Amazônica: subsídios para o modelo geotectônico**. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus, SBG, p. 129-147.
- HASUI, Y. **Cráton Amazônico: Províncias Rio Branco e Tapajós**. In: HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; ALMEIDA, F. D. & BARTORELLI, A. Geologia do Brasil. São Paulo: Beca, 2012. p. 138-175.
- HOLLAND, H. D. **Some applications of thermochemical data to problems of ore deposits. I. Stability relations among the oxides, sulfides, sulfates and carbonates of ore and gangue metals**. Economic Geology, v. 54, p. 184-233, 1959.
- HUBERT, J. F. 1962. **A zircon-tourmaline-rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblages with the gross composition and texture of sandstones**. Journal of Sedimentary Petrology 32, 440-450.
- ISHIHARA, S. **The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks**. Mining Geology, v. 27, n. 145, p. 293-305, 1977.

- JAFFEY, A. H.; FLYNN, K. F.; GLENDENIN, L. E.; BENTLEY, W. C.; ESSLING, A. M. 1971. **Precision measurement of half-lives and specific activities of ^{235}U and ^{238}U .** *Physical Review C* 4, 1889–1906.
- JIANG, S. Y.; WANG, R. C.; XU, X. S.; ZHAO, K. D. 2005. **Mobility of high field strength elements (HFSE) in magmatic-, metamorphic-, and submarine-hydrothermal systems.** *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 30(17-18), 1020-1029.
- JICA/MMAJ. 2000. Metal Mining Agency of Japan / Japan International Cooperation Agency. **Report on the Mineral Exploration in the Alta Floresta Area, Brazil-Final Report.** Projeto Alta Floresta - MT, Japan, March, 137p.
- JOWETT, E. C. 1991 **Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer.** GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting (Toronto, May 27-29, 1991), Program with Abstracts 16, A62.
- KNAUSS, K. G.; DIBLEY, M. J.; BOURCIER, W. L.; SHAW, H. F. 2001. **Ti (IV) hydrolysis constants derived from rutile solubility measurements made from 100 to 300 C.** *Applied Geochemistry*, 16(9-10), 1115-1128.
- KULLERUD, G.; YODER, H. S. 1963. **Sulfide-silicate relations.** *Carnegie Inst. Washington Year Book*, v. 62, p. 215-218.
- LOWENSTERN J. B. (2001). **Carbon dioxide in magmas and implications for hydrothermal systems,** *Mineralium Deposita*, 36 (6), 490-502.
- LUVIZOTTO, G. L.; ZACK, T. **Nb and Zr behavior in rutile during high-grade metamorphism and retrogression: an example from the Ivrea–Verbano Zone.** *Chemical Geology*, v. 261, n. 3-4, p. 303-317, 2009.
- LUVIZOTTO, G. L.; ZACK, T.; TRIEBOLD, S.; VON EYNATTEN, H. 2009a. **Rutile occurrence and trace element behavior in medium-grade metasedimentary rocks: example from the Erzgebirge, Germany.** *Mineralogy and Petrology* 97, 233–249.
- LUVIZOTTO, G. L.; ZACK, T.; MEYER, H. P.; LUDWIG, T.; TRIEBOLD, S.; KRONZ, A.; MÜNKER, C.; STOCKLI, D. F.; PROWATKE, S.; KLEMME, S.; JACOB, D. E.; VON EYNATTEN, H. 2009b. **Rutile crystals as potential trace element and isotope mineral standards for microanalysis.** *Chemical Geology* 261, 346–369.
- MacCHESNEY, J. N.; MUAN, A. 1959. **Studies in the system iron oxide–titanium oxide.** *American Mineralogist* 44, 926–945.
- MACLEAN, W. H.; KRANIDIOTIS, P. **Immobile elements as monitors of mass transfer in hydrothermal alteration; Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec.** *Economic Geology*, v. 82, n. 4, p. 951-962, 1987.

- MAIA, A. **Balanço Mineral Brasileiro, Cap. Titânio**. Departamento Nacional de Pesquisa Mineral–DNPM. São Paulo, 2001.
- MARTINS, H. B. **Alteração hidrotermal e química mineral da clorita e muscovita do depósito aurífero filonar do Peteca (alvo Paz), Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico**. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) - Universidade Estadual Paulista "Julio de Mesquita Filho", Rio Claro, 2018.
- MEINHOLD, G. **Rutile and its applications in earth sciences**. Earth-Science Reviews, v. 102, n. 1-2, p. 1-28, 2010.
- MEZGER, K.; HANSON, G. N.; BOHLEN, S. R. 1989. **High-precision U–Pb ages of metamorphic rutiles: application to the cooling history of high-grade terranes**. Earth and Planetary Science Letters 96, 106–118.
- MIGUEL-JR, E. **Controle Estrutural das mineralizações auríferas e idades U-Pb das rochas encaixantes ao longo do Lineamento Peru-Trairão: Província Aurífera de Alta Floresta, Mato Grosso**. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas. 2011.
- MOORE, D. K.; CHERNIAK, D. J.; WATSON, E. B. 1998. **Oxygen diffusion in rutile from 750 to 1000 °C and 0.1 to 1000 MPa**. American Mineralogist 83, 700–711.
- MOORE, W. J.; CZAMANSKE, G. K. 1973. **Compositions of biotites from unaltered and altered monzonitic rocks in the Bingham mining district, Utah**. Econ. Geology, v. 68, p. 269-274.
- MORETON, L. C.; MARTINS, E. G. 2005. **Geologia e Recursos Minerais de Alta Floresta-Vila Guarita**. Escala 1:250.000. Brasília, Serviço Geológico do Brasil, CPRM, 68 p.
- MOURA, M. A. 1998. **O Maciço Granítico Matupá e o Depósito de Ouro Serrinha (MT): Petrologia, Alteração Hidrotermal e Metalogenia**. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 238p.
- MUKHERJEE, S. **Origin Of Minerals And Their Transformations In Nature Under Various Environmental Conditions**. In: Applied Mineralogy. Springer, Dordrecht, 2011. p. 231-261.
- MÜLLER, A.; HALLS, C. 2005. **Rutile—the tin–tungsten host in the intrusive tourmaline breccia at Wheal Remfry, SW England**. In: Mao, J., Bierlein, F.P. (Eds.), Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge, pp. 441–444.
- PAES DE BARROS, A. J. 1994. **Contribuição a geologia e controle das mineralizações auríferas de Peixoto de Azevedo - MT**. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 145p.

- PAES DE BARROS, A. J. **Granitos da região de Peixoto de Azevedo –Novo Mundo e mineralizações auríferas relacionadas –Província Aurífera Alta Floresta (MT).** 2007.154f. Tese de Doutorado – IG/UNICAMP, Campinas, 2007.
- PARNEIX, J. C.; BEAUFORT, D.; DUDOIGNON, P.; MEUNIER, A. 1985. **Biotite chloritization process in hydrothermally altered granites.** Chemical Geology, 51(1-2), 89-101.
- PATCHETT, P. J.; KOUVO, O.; HEDGE, C. E.; TATSUMOTO, M. 1981. **Evolution of continental crust and mantle heterogeneity: evidence from Hf isotopes.** Contributions to Mineralogy and Petrology 78, 279–297.
- PEREIRA, A. P. C. **Balanco de massa, química mineral e espectroscopia de reflectância do depósito de ouro Pé Quente, Província Aurífera de Alta Floresta, MT.** 2017. Dissertação de Mestrado - UNICAMP.
- PIMENTEL, M. M. 2001. **Resultados geocronológicos do Projeto Promin Alta Floresta.** Brasília: UnB. Relatório Interno.
- PIRAJNO, F. **Hydrothermal Processes and Mineral Systems.** Springer Science & Business Media, 2009.
- RABBIA, O. M.; HERNÁNDEZ, L. B.; FRENCH, D. H.; KING, R. W.; AYERS, J. C. 2009. **The El Teniente porphyry Cu–Mo deposit from a hydrothermal rutile perspective.** Mineralium Deposita, 44(8), 849.
- RABBIA, O. M.; HERNÁNDEZ, L. B. **Mineral chemistry and potential applications of natural-multi-doped hydrothermal rutile from porphyry copper deposits.** Rutile: Properties, Synthesis and Application. Nova Science Publishers Inc, p. 209-228, 2012.
- RAMOS, G. S. 2011. **Características geoquímicas de plútons graníticos auríferos e estéreis da Província Aurífera de Alta Floresta (MT).** Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 82p.
- ROBB, L. **Introduction to ore-forming processes.** Blackwell publishing, 2004.
- RYERSON, F. J.; WATSON, E. B. **Rutile saturation in magmas: implications for TiNbTa depletion in island-arc basalts.** Earth and Planetary Science Letters, v. 86, n. 2-4, p. 225-239, 1987.
- SAES, G. S.; LEITE, J. A. D. 2003. **Geocronologia Pb/Pb de zircões detríticos e análise estratigráfica das coberturas sedimentares proterozóicas do Sudoeste do Cráton Amazônico.** Geologia USP Série Científica, Revista do Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 3:113-127.

- SAKOMA, E. M.; MARTIN, R. F. 2002. **Oxidation-induced postmagmatic modifications of primary ilmenite, NYG-related aplite dyke, Tibchi Complex, Kalato, Nigeria.** Mineralogical Magazine 66, 591–604.
- SANTOS, J. O. S.; SILVA, L. C.; FARIA, M. S. G.; MACAMBIRA, M. 1997. **Pb-Pb single crystal evaporation isotopic study of the post-tectonic, sub-alkaline, A-type moderna granite (Mapuera Intrusive Granite), State of Roraima, northern Brazil.** In: International Symposium on granites and associated mineralizations (ISGAM), 2, Salvador, Bahia, Extended abstracts and program, p. 273-275.
- SANTOS, J. O. S.; HARTMANN, L. A.; GAUDETTE, H. E.; GROVES, D. I.; McNAUGHTON, N. J.; FLETCHER, I. R. **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, v. 3, n. 4, p. 453-488, 2000.
- SANTOS, J. O. S.; GROVES, D. I.; HARTMANN, A.; MOURA, M. A.; McNAUGHTON, N. J. 2001. **Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil.** Mineralium Deposita, 36:278-299.
- SANTOS, J. D. **Geotectônica dos escudos das Guianas e Brasil Central.** In: BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, R. M.; VIDOTTI, R. M., GONÇALVES, J. H. (eds.). Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil. CPRM: Serviço Geológico do Brasil, 169-226. 2003.
- SANTOS, J. O. S.; HARTMANN, L. A.; FARIA, M. S. G.; RIKER, S. R.; SOUZA, M. M.; ALMEIDA, M. E.; McNAUGHTON, N. J. **A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006.** In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 9., 2006, Belém. Anais...Belém: SBG Núcleo Norte, CD-ROM.
- SCHUILING, R. D.; VINK, B. W. 1967. **Stability relations of some titanium minerals (sphene, perovskite, rutile, anatase).** Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 31, p. 2399-2411.
- SCOTT, K. M. 2005. **Rutile geochemistry as a guide to porphyry Cu–Au mineralization, Northparkes, New South Wales, Australia.** Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis 5, 247–253.
- SIIVOLA, J.; SCHMID, R. List of mineral abbreviations. Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms. **Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks**, p. 93-110, 2007.

- SILVA, F. L. **Caracterização petrográfica e química de clorita e muscovita hidrotermais do depósito de Au ± Cu filonar do Basílio na Província Aurífera de Alta Floresta (MT)**. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) -Universidade Estadual Paulista "Julio de Mesquita Filho", Rio Claro, 2018.
- SILVA, M. G.; ABRAM M. B. 2008. **Projeto metalogenia da Província Aurífera Juruena-Teles Pires, Mato Grosso**. Serviço Geológico Brasileiro, CPRM, 212p.
- SMITH, D. C.; PERSEIL, E. A. **Sb-rich rutile in the manganese concentrations St. Marcel-Praborna, Aosta Valley, Italy: petrology and crystal-chemistry**. Mineralogical Magazine, v. 61, n. 5, p. 655-669, 1997.
- SMYTHE, D. J.; SCHULZE, D. J.; BRENNAN, J. M. 2008. **Rutile as a kimberlite indicator mineral: minor and trace element geochemistry**. 9th International Kimberlite Conference, Extended Abstract, No. 9IKC-A-00193.
- SÖDERLUND, U.; PATCHETT, P. J.; VERVOORT, J. D.; ISACHSEN, C. E. 2004. **The ^{176}Lu decay constant determined by Lu–Hf and U–Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions**. Earth and Planetary Science Letters, 219(3), 311-324.
- SOUZA, A. M. M.; FARIA, C. A. S.; LAMDIM, J. P. P.; LEAL, J. W. L. 1979. **Projeto Mauel: Relatório de progresso**. Belém, DNPM-CPRM, 46p.
- SOUZA, J. P.; FRASCA, A. A. S.; OLIVEIRA, C. C. **Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral de Alta Floresta**. Brasília: CPRM, 2005. 164f. Relatório Integrado.
- STABILE, A. 2012. **Tipo e distribuição da alteração hidrotermal no depósito aurífero Pé Quente, setor leste da Província Aurífera de Alta Floresta (MT)**. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 59p.
- TASSINARI, C. C. G. **Evolução geotectônica da província Rio Negro-Jurena na região amazônica**. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo. 1981.
- TASSINARI, C. C. G.; CORDANI, U. G.; NUTMAN, A. P.; VAN SCHMUS, W. R.; BETTENCOURT, J. S.; TAYLOR, P. N. **Geochronological systematics on basement rocks from the Rio Negro-Juruena Province (Amazonian Craton) and tectonic implications**. International Geology Review, v. 38, n. 2, p. 161-175, 1996.
- TASSINARI, C. C. G.; MACAMBIRA, M. J. B. **Geochronological Provinces of the Amazonian Craton**. Episodes, n. 22, p. 174-182, 1999.
- TASSINARI, C. C. G.; MACAMBIRA, M. J. B. **A Evolução tectônica do Cráton Amazônico**. In: Geologia do continente Sul Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. v. 28, p. 471-486. 2004.

- TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C. C. G.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K. **A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications.** Precambrian Research, v. 42, n 3-4, p. 213-227. 1989.
- TOMKINS, H. S.; POWELL, R.; ELLIS, D. J. 2007. **The pressure dependence of the zirconium-in rutile thermometer.** Journal of Metamorphic Geology 25, 703–713.
- URBAN, A. J.; HOSKINS, B. F.; GREY, I. E. 1992. **Characterization of V–Sb–W-bearing rutile from the Hemlo gold deposit, Ontario.** Canadian Mineralogist 30, 319–326.
- VITÓRIO, J. A. 2010. **A suíte granítica Teles Pires da Província Aurífera de Alta Floresta: Características petrográficas, geoquímicas e implicações metalogenéticas.** Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas; Relatório PIBIC/ CNPq; 20p.
- VRY, J. K.; BAKER, J. A. 2006. **LA-MC-ICPMS Pb–Pb dating of rutile from slowly cooled granulites: confirmation of the high closure temperature for Pb diffusion in rutile.** Geochimica et Cosmochimica Acta 70, 1807–1820.
- WATSON, E. B.; WARK, D. A.; THOMAS, J. B. 2006. **Crystallization thermometers for zircon and rutile.** Contrib. Mineral. Petrol. 151, 413–433.
- XAVIER R. P.; PAES DE BARROS A. J.; ASSIS R. R.; BARBUENA D.; MACAMBIRA M.; SOUZA FILHO C. R. 2009. **Mineralizações auríferas associadas a sistemas graníticos da Província Aurífera de Alta Floresta: Domínios Metalogenéticos e implicações prospectivas.** In: XI Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Cuiabá (MT), CD-ROM.
- ZACK, T.; KRONZ, A.; FOLEY, S. F.; RIVERS, T. 2002. **Trace element abundances in rutiles from eclogites and associated garnet mica schists.** Chem. Geol. 184, 97–122.
- ZACK, T.; MORAES, R.; KRONZ, A. 2004. **Temperature dependence of Zr in rutile: empirical calibration of a rutile thermometer.** Contrib. Mineral. Petrol. 148, 471–488.
- ZACK, T.; STOCKLI, D. F.; LUVIZOTTO, G. L.; BARTH, M. G.; BELOUSOVA, E.; WOLFE, M. R.; HINTON, R. W. 2011. **In situ U–Pb rutile dating by LA-ICP-MS: 208 Pb correction and prospects for geological applications.** Contributions to Mineralogy and Petrology, 162(3), 515-530.
- ZANG, W.; FYFE, W. S. **Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brazil.** Mineralium Deposita, v. 30, n. 1, p. 30-38, 1995.
- ZHENG, Y. F. 1993. **Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals.** Geochim. Cosmochim. Acta 57, 1079-1091.

ANEXO I – ANÁLISE QUÍMICA DO RUTILO HIDROTERMAL

Tabela 5: Todas as análises da química mineral do rutilo fibroso associado a cloritização no alvo Basílio.

Análise	Tipo	TiO ₂ (Massa%)	SiO ₂ (Massa%)	FeO (ppm)	Al ₂ O ₃ (ppm)	Cr ₂ O ₃ (ppm)	Nb ₂ O ₅ (ppm)	ZrO ₂ (ppm)	Total (Massa%)
1	Rutilo Fibroso	96,3523	1,2661	8146	6860	134	695	178	99,2197
2	Rutilo Fibroso	98,8655	0,2171	5103	394	228	1394	252	99,8197
3	Rutilo Fibroso	98,3166	0,353	6672	2137	62	962	823	99,7352
4	Rutilo Fibroso	98,1814	0,278	7123	968	230	2382	306	99,5603
5	Rutilo Fibroso	98,2255	0,0905	6352	324	208	2956	2921	99,5921
6	Rutilo Fibroso	98,5286	0,2189	6482	652	26	2986	3956	100,1577
7	Rutilo Fibroso	96,5338	0,7273	6925	4182	108	1015	806	98,5647
8	Rutilo Fibroso	98,3814	0,2745	0	218	26	1332	681	98,8816
9	Rutilo Fibroso	97,7285	0,2141	7754	373	0	1902	6245	99,57
10	Rutilo Fibroso	81,7092	3,2718	55194	20590	7	1649	14	92,7264
11	Rutilo Fibroso	99,1641	0,1995	5997	301	344	1015	102	100,1395
12	Rutilo Fibroso	83,7154	6,5942	15571	54848	469	731	76	97,4791
13	Rutilo Fibroso	97,8369	0,0972	8645	287	61	2043	7440	99,7817
14	Rutilo Fibroso	93,8165	1,1225	19114	5443	33	809	415	97,5204
15	Rutilo Fibroso	94,7925	0,8852	20249	4997	51	1597	4261	98,7932
16	Rutilo Fibroso	13,2006	23,0024	286391	151367	115	0	59	79,9962

Tabela 6: Todas as análises da química mineral do rutilo acicular associado a sericitização no depósito do Pé Quente.

Análise	Tipo	TiO ₂ (Massa%)	SiO ₂ (Massa%)	FeO (ppm)	Al ₂ O ₃ (ppm)	Cr ₂ O ₃ (ppm)	Nb ₂ O ₅ (ppm)	ZrO ₂ (ppm)	Total (Massa%)
1	Rutilo Acicular	84,6443	5,3459	11306	31676	0	2663	27	94,5574
2	Rutilo Acicular	78,0031	18,5375	14416	46262	0	1517	33	102,7634
3	Rutilo Acicular	96,7943	2,3891	5157	13620	0	462	0	101,1073
4	Rutilo Acicular	0,8992	32,8227	24352	183805	59	0	219	54,5654
5	Rutilo Acicular	69,3505	15,7178	17355	84700	60	1023	14	95,3835
6	Rutilo Acicular	55,2469	21,4466	18298	140939	8	2061	111	92,8352
7	Rutilo Acicular	65,6213	18,386	23003	102226	0	1087	55	96,6444
8	Rutilo Acicular	61,2945	14,4772	18079	82471	38	2170	152	86,0627
9	Rutilo Acicular	44,4418	23,4848	5407	3936	194	1199	158	69,016
10	Rutilo Acicular	0,5311	49,4272	39609	292312	113	0	62	83,1679
11	Rutilo Acicular	2,6724	13,1107	10778	64202	119	0	557	23,3487
12	Rutilo Acicular	97,6068	0,2722	8505	605	43	8925	143	99,7011
13	Rutilo Acicular	92,5324	1,4489	20498	6566	10	12253	283	97,9423
14	Rutilo Acicular	68,8965	34,6766	7404	1479	30	5416	75	105,0135
15	Rutilo Acicular	96,6545	0,246	12521	425	35	7382	139	98,9507
16	Rutilo Acicular	14,5724	42,9638	33294	268253	0	535	7	87,7451
17	Rutilo Acicular	26,4402	38,2836	0	235795	100	265	0	88,3398
18	Rutilo Acicular	92,8792	2,2988	10457	14486	0	2022	55	97,88

Tabela 7: Todas as análises da química mineral do rutilo fibroso, acicular e granular, associados ao quartzo hidrotermal da potassificação no depósito do Pé Quente.

Análise	Tipo	TiO ₂ (Massa%)	SiO ₂ (Massa%)	FeO (ppm)	Al ₂ O ₃ (ppm)	Cr ₂ O ₃ (ppm)	Nb ₂ O ₅ (ppm)	ZrO ₂ (ppm)	Total (Massa%)
1	Rutilo Fibroso	96,5813	0,0568	375	113	0	18912	10	98,5791
2	Rutilo Fibroso	95,9947	0,2739	990	452	0	20722	4	98,4854
3	Rutilo Fibroso	93,6812	0,5408	8721	1316	204	18068	47	97,0576
4	Rutilo Fibroso	97,1434	0,1053	3859	182	1	4836	0	98,1365
5	Rutilo Fibroso	93,5463	0,2811	8962	778	97	16412	529	96,5052
6	Rutilo Fibroso	96,5939	0,013	2205	50	216	5212	426	97,4178
7	Rutilo Fibroso	96,5376	0,0845	4247	57	77	7948	121	97,8671
8	Rutilo Fibroso	95,742	0,1753	2447	130	287	4616	800	96,7453
9	Rutilo Fibroso	93,6423	0,1796	12942	1789	0	17512	10	97,0472
10	Rutilo Fibroso	92,8165	0,3041	19442	993	0	17820	7	96,9468
11	Rutilo Fibroso	90,9871	0,0689	19636	596	543	53989	766	98,609
12	Rutilo Fibroso	89,2753	0,0891	21608	653	769	61403	1115	97,9192
13	Rutilo Fibroso	87,9109	1,0343	18044	2566	986	49355	646	96,1049
14	Rutilo Fibroso	49,3569	43,6031	1936	1288	135	19035	340	95,2334
15	Rutilo Fibroso	89,9858	1,631	19019	7284	116	24819	135	96,7541
16	Rutilo Fibroso	66,4044	11,2373	57268	77476	46	4016	16	91,5239
17	Rutilo Fibroso	95,7826	0,4754	6542	1285	52	6330	86	97,6875
18	Rutilo Fibroso	95,8921	0,6717	4238	3080	60	8896	254	98,2166
19	Rutilo Fibroso	13,9859	79,0058	1079	1541	37	2158	81	93,4813
20	Rutilo Fibroso	94,6467	1,2139	7525	2808	107	7620	209	97,6875
1	Rutilo Acicular	0,0003	0	3485	243	0	154	0	0,3885
2	Rutilo Acicular	0,0017	0	2484	311	19	43	0	0,2874
3	Rutilo Acicular	0	0	2678	13	140	140	0	0,2971
4	Rutilo Acicular	0	2,4007	4220	6111	110	0	0	3,4448
5	Rutilo Acicular	57,4298	37,7168	2067	1454	139	2593	134	95,7853
6	Rutilo Acicular	5,2679	97,2742	131	499	1	324	0	102,6376
7	Rutilo Acicular	1,6251	101,523	59	604	0	109	0	103,2253
8	Rutilo Acicular	94,0211	1,3785	10732	3391	0	4172	271	97,2562
9	Rutilo Acicular	93,5366	1,6708	9599	4269	0	4911	1317	97,217
10	Rutilo Acicular	95,5245	1,2325	5985	2064	0	1208	158	97,6985
11	Rutilo Acicular	8,4318	69,4177	8064	24421	296	951	209	81,2436
12	Rutilo Acicular	91,0067	3,0583	13852	4026	0	4594	296	96,3418
13	Rutilo Acicular	96,6649	0,8425	6312	1381	0	2267	43	98,5077
14	Rutilo Acicular	94,9265	1,895	8417	3206	0	2544	58	98,244
15	Rutilo Acicular	96,0448	1,177	7106	2519	0	3241	95	98,5179
16	Rutilo Acicular	94,0363	2,3942	10377	5967	0	4014	130	98,4793
17	Rutilo Acicular	97,2182	0,6811	4567	3208	63	1943	100	98,8874
1	Rutilo Granular	64,8042	30,7086	1590	1826	65	1086	11	95,9706
2	Rutilo Granular	96,7325	0,2637	0	195	4	2136	0	97,2297
3	Rutilo Granular	5,5691	98,5727	146	5621	0	132	0	104,7317

ANEXO II – TERMOMETRIA DO RUTILO HIDROTHERMAL

Tabela 8: Valores de temperatura (°C) obtidos para todas as variedades de rutilo, por meio da equação de Zack *et al.* (2004) e Watson *et al.* (2006). São consideradas apenas as leituras válidas e as que foram detectadas o Zr.

Depósito	Alteração	Análise	Tipo	ZrO2 (Massa%)	ZrO2 (ppm)	Zack <i>et al.</i> (2004) (T°C)	Watson <i>et al.</i> (2006) (T°C)
Basílio	Cloritização	2	Rutilo Fibroso	0,0252	252	696,6610374	586,9218094
		4	Rutilo Fibroso	0,0306	306	721,474176	601,4986707
		5	Rutilo Fibroso	0,2921	2921	1009,80327	816,0059746
		6	Rutilo Fibroso	0,3956	3956	1048,565955	853,1425346
		8	Rutilo Fibroso	0,0681	681	823,7112627	667,1638879
		9	Rutilo Fibroso	0,6245	6245	1106,912755	914,0755934
		11	Rutilo Fibroso	0,0102	102	581,0715255	524,9601822
		13	Rutilo Fibroso	0,744	7440	1129,289219	939,2302953
Pé Quente	Sericitização	12	Rutilo Acicular	0,0143	143	624,2515437	547,0330937
		15	Rutilo Acicular	0,0139	139	620,6257687	545,1328021
	Potassificação	1	Rutilo Fibroso	0,001	10	284,2703749	400,374613
		2	Rutilo Fibroso	0,0004	4	167,1684194	361,3012617
		5	Rutilo Fibroso	0,0529	529	791,4323216	645,3910672
		6	Rutilo Fibroso	0,0426	426	763,7573485	627,511043
		7	Rutilo Fibroso	0,0121	121	602,9020317	535,9690108
		8	Rutilo Fibroso	0,08	800	844,2933788	681,5942289
		9	Rutilo Fibroso	0,001	10	284,2703749	400,374613
		10	Rutilo Fibroso	0,0007	7	238,687317	384,6061182
		11	Rutilo Fibroso	0,0766	766	838,7430813	677,6594148
		12	Rutilo Fibroso	0,1115	1115	886,7227176	712,7853977