

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

TERMOBAROMETRIA DE ANFIBÓLIO DO BATÓLITO GRANITÓIDE
PINHAL-IPUIÚNA (SP-MG) E SUAS IMPLICAÇÕES GEOTECTÔNICAS

Danilo Pineschi

Orientadora: Prof^a. Dr^a. Lucelene Martins
Departamento de Mineralogia e Geotectônica

Monografia de Trabalho de Formatura
(TF-18/08)

SÃO PAULO
2018

Resumo

Batólitos granitoides cálcio-alcálinos de alto K são feição relativamente comum na porção meridional da Província Tocantins, na região do Orógeno Brasília Meridional, numa área que abrange parte dos Estados de São Paulo, Minas Gerais e Rio de Janeiro. O magmatismo gerador desses magmas graníticos data do início do Ediacarano, e caracteriza o período de clímax orogênico do Ciclo Brasileiro, sendo associado a intenso tectonismo e processos metamórficos de alto grau.

A termobarometria de anfibólio foi utilizada, com dados obtidos por meio de química mineral em microsonda eletrônica, para definir as condições de cristalização (pressão, temperatura e fugacidade de oxigênio) do Batólito Pinhal-Ipuiúna (porção centro-oeste do Orógeno Brasília Meridional, SE do Brasil), um batólito alongado na direção E-W, e um dos batólitos granitoides relacionados à granitogênese ediacarana do Ciclo Brasileiro, com idade de ca. 630 Ma. São granitoides compostos principalmente por biotita-hornblenda quartzo monzonitos e biotita-hornblenda monzodioritos, com IC alto e variável em torno de 15 a 30.

Os dados de fugacidade de oxigênio mostram condições relativamente oxidantes para o magma gerador dos granitoides do Batólito, com base na petrografia sob luz refletida de minerais opacos, a qual mostra lamelas de exsolução de hematita em ilmenita, remoção de Ti da magnetita, com consequente geração de magnetita pura e geração de lamelas de exsolução de ilmenita na magnetita. Com os dados de química mineral, foi verificado o alto índice de Mg nos anfibólios, indicativo de ambientes oxidantes, além da correlação entre Al^{IV} e Fe# ($Fe_{tot}/Fe_{tot}+Mg$), a qual mostra, qualitativamente, que as rochas do Batólito se encontram em posições intermediárias a altas de fugacidade de oxigênio.

Os dados de química mineral mostram anfibólios magnesianos de composição de magnésio hastingsita e pargasita. Os plagioclásios mostram pouca variação e são classificados como andesina. Os dados de temperatura, obtidos com o geotermômetro hornblenda-plagioclásio, mostram temperaturas *solidus*, em média, de 752°C, sendo relativamente homogêneas para toda a extensão do batólito. Os dados de pressão, obtidos com o geobarômetro de Al em hornblenda, mostram pressões, em média, de 6,1 kbar na porção leste do Batólito, até 4,8 kbar, em média, na porção oeste do Batólito. Os dados de pressão variam pouco em toda a extensão do batólito, e sugerem profundidades de colocação em um mesmo nível crustal para esses magmas, por volta de 18,5 km. Dados de pressão de batólitos próximos ao Batólito Pinhal-Ipuiúna indicam que esse magmatismo neoproterozóico gerou diversos corpos granitoides que tiveram profundidades de colocação semelhantes ao longo do Orógeno Brasília Meridional.

Abstract

High-K, calc-alkaline granitic batholiths are a relatively common occurrence in the southern part of the Tocantins Province, known as Southern Brasília Orogen, in an area comprising parts of the Brazilian states of São Paulo, Minas Gerais and Rio de Janeiro. The magmatism that generated these granitic magmas dates from early Ediacaran times and characterizes the orogenic climax of the Brasiliano Cycle, being associated with intense tectonic and high-grade metamorphic processes.

Amphibole data obtained by electron microprobe analysis to utilize amphibole thermobarometry were used to constrain the crystallization conditions (pressure, temperature and oxygen fugacity) of the Pinhal-Ipuiúna Batholith (Central-West portion of the Southern Brasília Orogen, SE Brazil), an E-W elongated batholith dated at ca. 630 Ma and one of the granitic batholiths related to the Ediacaran granite generation event of the Brasiliano Cycle. The granitic rocks of the Batholith are mainly made of high M (between 15 and 30) biotite-hornblende quartz monzonites and biotite-hornblende quartz monzodiorites.

The oxygen fugacity data show that the magma that generated these granites crystallized under relatively oxidizing conditions, based on reflected light petrography of opaque minerals, which shows the presence of hematite exsolution lamellae on ilmenite grains and Ti being removed from magnetite grains, a process that generates pure end-member magnetite and ilmenite lamellae on magnetite grains. Based on electron microprobe analysis data, amphibole grains showed high Mg levels, again showing oxidizing conditions for the crystallization of these granites, and the correlation between Al^{IV} and Fe# ($Fe_{tot}/Fe_{tot}+Mg$) showed, qualitatively, that the Batholith's rocks crystallized under intermediate to high oxygen fugacity conditions.

The electron microprobe analysis data gives magnesio-hastingsite and pargasite compositions for the amphibole grains and andesine compositions for the plagioclase grains, showing little variation in both. Temperature data, obtained by the hornblende-plagioclase thermometer, gives *solidus* temperatures averaging 752°C for the granitic rocks throughout the Batholith. Pressure data, obtained by the Al-in-hornblende geobarometer, gives pressures averaging 6.1 kbar in the eastern portion of the Batholith and pressures averaging 4.8 kbar in the western portion of the Batholith. The little variation shown by the pressure data throughout the Batholith suggests emplacement depths of roughly 18.5 km for these granitic rocks. Pressure data from batholiths near the Pinhal-Ipuiúna Batholith indicate that the Neoproterozoic magmatism that generated these magmas gave rise to many granitic plutons showing similar emplacement depths throughout the Southern Brasília Orogen in early Ediacaran times.

Agradecimentos

Gostaria de agradecer, antes de mais nada, aos meus pais, Luiz Carlos Pineschi e Maria Júlia Fogaça Pineschi, por todo o apoio, carinho e amor incondicionais que vem desde o ano de 1992. Devo tudo que sou a vocês dois, obrigado por todos os ensinamentos e valores passados, além de, claro, as broncas merecidas. Este trabalho é tanto meu quanto de vocês.

Meus mais sinceros agradecimentos à Prof^a. Dr^a. Lucelene Martins, por toda a ajuda, pelas grandes discussões acadêmicas, profissionais e sobre temas diversos, pelo companheirismo, pela paciência, e por ter me aguentado e acompanhado durante todo o processo. Agradeço também ao Prof. Dr. Mario da Costa Campos Neto, pela ajuda com este trabalho de formatura e também com os diversos trabalhos das disciplinas do IGc. Agradeço ao Prof. Dr. Valdecir de Assis Janasi, cujo projeto de pesquisa financiou a etapa em microsonda eletrônica deste trabalho. Agradeço também ao MSc Fernando Prado Araújo, cuja ajuda com a microsonda eletrônica e com o tratamento dos dados foi inestimável.

Agradeço aos diversos funcionários do IGc, em especial ao Marcos e Leandro da microsonda eletrônica, ao Henrique da gráfica, ao Paulinho, Renato e Samuca da laminação, aos motoristas, aos seguranças, ao pessoal da lanchonete, da biblioteca, da seção de graduação, da limpeza, entre tantos outros, pela ajuda que vocês dão e por manterem o IGc sempre funcionando direitinho.

De todos os meus amigos e amigas do IGc, agradeço imensamente à Fernanda Alves (Grande) pela amizade e fraternidade inigualáveis, desde 2014! Obrigado por ter tornado a vida nesse ambiente mais leve e divertida, por todas as piadas, por todas as pizzas brotinho, pelas inúmeras histórias, por me aguentar em todas as nossas brigas e dramas, e, é claro, pela fé em Jové, razão pela qual temos sempre que dar tempo ao tempo!

Aos meus grandes amigos e amigas da Turma 57, especialmente à Marcela (Ixcrota), ao Bilbo, ao Carioca e ao Brioche, por terem tornado essa graduação tão especial, com nossas piadas, histórias, viagens, rolês, trabalhos de campo, além do companheirismo nos momentos de sofrimento e correria da vida universitária! Sem vocês e sem os outros queridos colegas da Turma 57, nada disso teria sido possível.

Às amigas do IGc (Laíne, Giovana, Pomba, Futrika), às amigas da USP (Roberta e Camila), aos amigos do prédio (45, Sérgio, Cidinho), aos amigos do colégio (Ed, Ulysses, Tuli), por terem feito parte significativa da minha vida, me ajudando a crescer tanto profissional como pessoalmente.

Por fim, agradeço à minha família pelo apoio e a todas as pessoas com quem tive o prazer de conviver nesses anos de graduação, nem que tenha sido apenas uma conversa. Peço desculpas se tiver esquecido de alguém, a memória nunca foi das melhores.

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	1
2	METAS E OBJETIVOS	2
3	LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO	2
3.1	Orógeno Brasília Meridional.....	2
3.2	Batólito granitóide Pinhal-Ipuiúna	7
3.3	Métodos termobarométricos e fugacidade de oxigênio	12
3.3.1	Geobarômetro de Al em hornblenda.....	12
3.3.2	Geotermômetro de hornblenda + plagioclásio	15
3.3.3	Aplicação dos métodos termobarométricos.....	17
3.3.4	Fugacidade de oxigênio.....	18
4	MATERIAIS E MÉTODOS	20
4.1	Análise Petrográfica	21
4.2	Química Mineral	21
5	RESULTADOS	23
5.1	Petrografia.....	23
5.1.1	Unidade São José da Prata (SJP)	24
5.1.2	Unidade Ipuiúna (IPU)	27
5.1.3	Unidade Serra do Pau D'Alho (SPA)	30
5.2	Química Mineral	34
5.3	Termobarometria.....	35
5.4	Fugacidade de oxigênio	42
6	DISCUSSÃO	42
7	CONCLUSÃO.....	467
8	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	47

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Levantamento de relevo da área do Batólito granitóide Pinhal- Ipuiúna.	2
Figura 2. Mapa geológico da Província Tocantins.....	6
Figura 3. Mapa geológico do Orógeno Brasília Meridional.....	7
Figura 4. Mapa geológico do Batólito Pinhal-Ipuiúna.	11
Figura 5. Estimativa modal, em diagrama Q-A-P, das seções delgadas polidas estudadas.....	23
Figura 6. Fotomicrografias em luz transmitida das seções delgadas da Unidade São José da Prata do Batólito Pinhal-Ipuiúna..	26
Figura 7. Fotomicrografias em luz transmitida das seções delgadas da Unidade Ipuiúna do Batólito Pinhal-Ipuiúna.....	29
Figura 8. Fotomicrografias em luz transmitida das seções delgadas da Unidade Serra do Pau D'Alho do Batólito Pinhal-Ipuiúna.	32
Figura 9. Fotomicrografias em luz refletida das seções delgadas polidas estudadas.....	33
Figura 10. Classificação dos anfibólios analisados.	34
Figura 11. Diagrama de variações catiônicas para anfibólios cálcicos de granitoides do Batólito Pinhal-Ipuiúna.....	35
Figura 12. Classificação dos plagioclásios analisados.....	35
Figura 13. Relação entre pressão e temperatura nas unidades e entre unidades do Batólito Pinhal-Ipuiúna.....	37
Figura 14. Diagrama Al^{IV} por $Fe\#$ ($Fe_{tot}/Fe_{tot}+Mg$), qualitativo da fO_2	422
Figura 15. Diagrama de variação da P (segundo Mutch <i>et al.</i> , 2016) e o índice de ferro ...	455
Figura 16. Relação entre pressão e Al^T nas unidades e entre unidades do Batólito Pinhal-Ipuiúna.....	455
Figura 17. Mapa de pressões do Batólito Pinhal-Ipuiúna.....	46

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1. Padrões utilizados para análises WDS pontuais em cristais de plagioclásio.....	22
Tabela 2. Padrões utilizados para análises WDS pontuais em cristais de anfibólio.....	22
Tabela 3A. Termobarometria e química mineral de anfibólio – IPU Leste.....	38
Tabela 3B. Termobarometria e química mineral de anfibólio – SJP.....	39
Tabela 3C. Termobarometria e química mineral de anfibólio – SPA.....	40
Tabela 3D. Termobarometria e química mineral de anfibólio – IPU Oeste.....	41

ANEXO 1

ANEXO 2

ANEXO 3

ANEXO 4

1 INTRODUÇÃO

A estimativa das condições de cristalização (P, T e fO_2) de batólitos de composição granítica tem grande importância para o estudo da evolução de terrenos orogênicos. Ela é utilizada para resolver problemas que abrangem desde caracterizações geotectônicas até a geologia econômica, dentre outros (Ague e Brimhall, 1988; Mutch *et al.*, 2016).

Extensos batólitos dominados por hornblenda-biotita granitóides porfiríticos cálcio-alcalinos são comuns na composição do embasamento pré-Cambriano do Estado de São Paulo e sudoeste do Estado de Minas Gerais (Janasi e Ulbrich, 1989; Vinagre *et al.*, 2014; Salazar-Naranjo e Vlach, 2018). Dentre esses batólitos, destacam-se os batólitos Socorro, Pinhal-Ipuiúna, Butantã-Santa Isabel, Três Córregos e Serra da Água Limpa. como representantes do magmatismo granitóide que ocorreu no Ciclo Brasileiro, durante o Neoproterozóico. Estes batólitos são constituídos por associações com ampla variabilidade faciológica, com hornblenda-biotita granitóides porfiríticos de composição granítica a granodiorítica como tipos petrográficos predominantes, mas podem apresentar proporção considerável de rochas intermediárias, de composição quartzo monzodiorítica a quartzo monzonítica, como é o caso do Batólito Pinhal-Ipuiúna (Haddad, 1995).

O Batólito granitóide Pinhal-Ipuiúna, conforme mapeado por Vasconcelos e Janasi (1989), e localizado no Orógeno Brasília Meridional, é caracterizado por plútons graníticos com afinidades cálcio-alcalinas potássicas. A área que compreende o Batólito Pinhal-Ipuiúna é de cerca de 930 km², se estendendo numa orientação aproximada E-W, da cidade de Espírito Santo do Pinhal, no nordeste do Estado de São Paulo, até a região norte e leste de Ipuiúna, no sudoeste do Estado de Minas Gerais (Fig. 1). Haddad e Janasi (1992), Haddad (1995) e Haddad *et al.* (1996, 1997), além de trabalho de mapeamento, realizaram também estudos petrográficos e geoquímicos detalhados nesses granitóides. No entanto, a caracterização dos parâmetros intensivos, como pressão (P), temperatura (T) e fugacidade de oxigênio (fO_2), estimados a partir da composição química dos minerais coexistentes nos granitóides, permaneciam inéditas.

Haddad (1995) sugere para esses granitos pressões de colocação da ordem de 5-6 kbar e temperaturas de cristalização entre 750 e 780°C, estimadas com base nas condições de cristalização das rochas metamórficas da Nappe Socorro-Guaxupé, consideradas suas rochas encaixantes (Campos Neto, 1991; Vasconcellos *et al.*, 1991; Freitas, 2000, 2006; Garcia, 2001; Motta, 2009). Os granitos com anfibólio (hornblenda) do Batólito são adequados para a aplicação do geobarômetro baseado no teor de Al em hornblenda (anfibólio cálcico), desenvolvido inicialmente por Hammarstrom e Zen (1986), e que teve sua mais recente revisão e calibração realizada por Mutch *et al.* (2016). A composição mineralógica desses granitóides também permite o uso do geotermômetro baseado na composição química dos minerais hornblenda e plagioclásio, que foi desenvolvido por Blundy e Holland (1990) e

calibrado por Holland e Blundy (1994). Wones (1989) e Frost (1991a) sugerem reações e equações de equilíbrio entre certos minerais, além de aspectos petrográficos em minerais opacos, de modo a caracterizar a fO_2 em rochas graníticas, métodos os quais se aplicam às rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna. Desse modo, nos propusemos, neste Trabalho de Formatura, a caracterizar as condições de cristalização (P, T e fO_2) do Batólito Pinhal-Ipuiúna e ponderar sobre suas implicações geotectônicas.

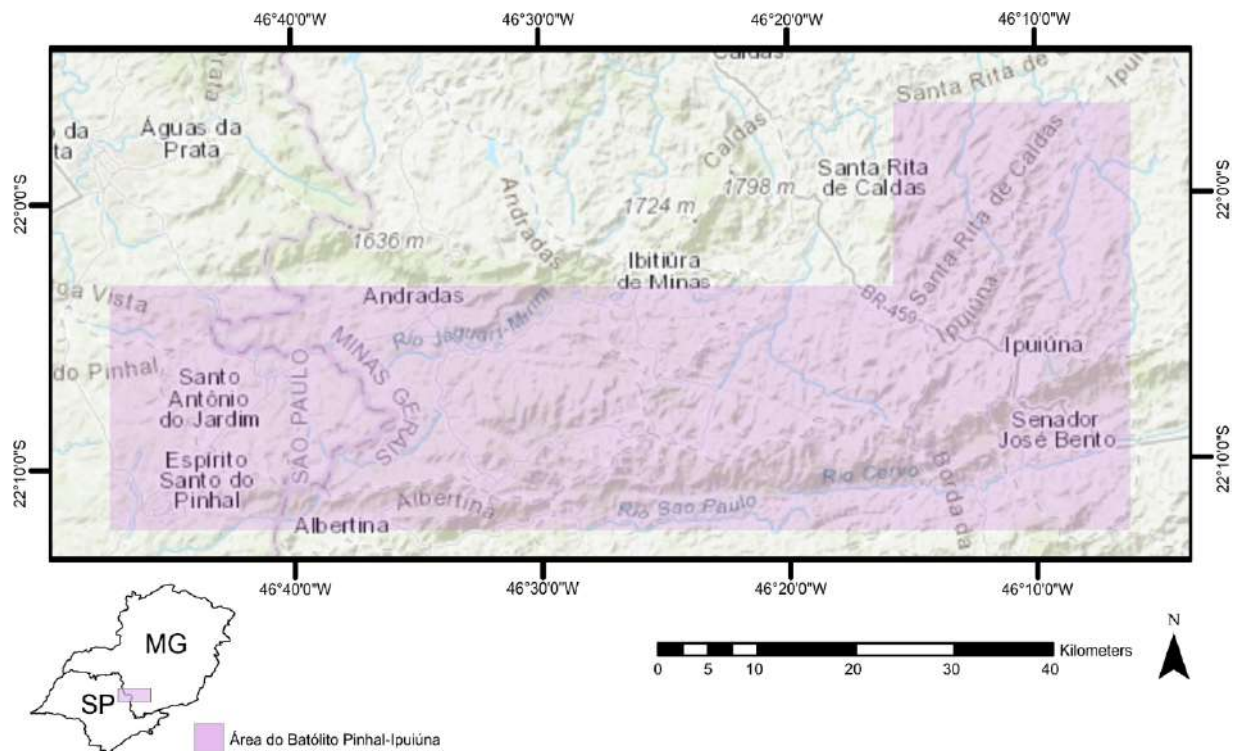


Figura 1. Levantamento de relevo (mapa topográfico extraído do software ArcMap 10.3), destacando a área do Batólito granitóide Pinhal- Ipuiúna.

2 METAS E OBJETIVOS

Os objetivos deste trabalho são determinar as composições químicas de anfibólio e plagioclásio, caracterizar as condições de cristalização (pressão e temperatura) do Batólito Pinhal-Ipuiúna e discutir suas implicações geotectônicas.

3 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO

3.1 Orógeno Brasília Meridional

O Batólito granitóide Pinhal-Ipuiúna localiza-se na porção meridional da Província Tocantins (Fig. 2), no Orógeno Brasília Meridional (Fig. 3). O Orógeno é marcado por espessas lascas de rochas sobrepostas (Nappes), que registram os processos de convergência, subducção e colisão, que resultaram no fechamento do paleo-oceano

Goianides durante o Neoproterozóico (Campos Neto *et al.*, 2004). Esse processo se deu entre a Placa Sanfranciscana (margem passiva; Nappes Carrancas e Nappe Lima Duarte) com a Placa Paranapanema (margem ativa; Nappe Socorro-Guaxupé e Nappe Andrelândia) (Campos Neto *et al.*, 2004).

Na Nappe Andrelândia ocorrem estauroлита cianita biotita xistos na porção oeste e cianita biotita granada xistos na porção leste. Cálculos termobarométricos indicam condições P-T de $668\pm15^{\circ}\text{C}$ e $9,1\pm0,7$ kbar para a porção oeste e $665\pm17^{\circ}\text{C}$ e $10,4\pm0,7$ kbar para a porção leste. A Nappe Liberdade é composta por rochas metassedimentares com raras intercalações de anfibolito e rochas metaultramáficas. Na base ocorrem paragneisses migmatíticos que transicionam para xistos com estauroлита no topo. Cálculos termobarométricos indicam condições P-T de $714\pm29^{\circ}\text{C}$ e $10,2\pm1$ kbar para a base, $678\pm60^{\circ}\text{C}$ e $8,4\pm1,3$ kbar para a porção intermediária, e $642\pm28^{\circ}\text{C}$ e $8,2$ kbar para o topo (Motta, 2009). Apesar das diferentes histórias metamórficas das rochas da região, todas as estruturas apresentam relações que permitem incluí-las em um único evento metamórfico, semelhante ao das rochas dos Altos Himalaias, em regime de alta pressão e temperaturas de crosta inferior, em um ambiente colisional envolvendo blocos continentais (Motta, 2009). Na Nappe Três Pontas-Varginha ocorrem granulitos de alta pressão de composição pelítica, máfica e calciossilicática. As condições P-T para essas rochas, definidas com o uso de diversos termobarômetros, apresentam temperaturas da ordem de 850°C e pressões entre 14 e 16 kbar, indicando que as rochas dessa Nappe sofreram metamorfismo em fácies eclogito (Martinez, 2015).

Na ausência do registro sedimentar, a história magmática plutônica constitui-se no principal critério balizador da evolução tectônica da Nappe Socorro-Guaxupé (NSG). Essa história marca desde o adelgaçamento, rifteamento e fragmentação continental, à instalação de um arco magmático por subducção de placa oceânica, até sua destruição em um processo colisional (Campos Neto, 1991). Preservada em níveis crustais profundos, a história metamórfica, representada por sequências metassedimentares e ortognáissico-migmatito-granulíticas mais antigas e intensamente retrabalhadas, também acompanha esses processos da história magmática. Os períodos finais de evolução podem ser encontrados na granitogênese tardi-tectônica a pós-tectônica, que assinala a transição de regimes compressivos para novo adelgaçamento crustal (Campos Neto, 1991).

O magmatismo plutônico no interior da NSG limita um ciclo tectônico no Meso e Neoproterozóico, desde o adelgaçamento e fragmentação continental à evolução de um arco magmático e colisão, até a transição entre os regimes compressivos finais e novo estágio extensivo (Campos Neto, 1991). Suítes granitóides ocorrem nas diferentes Nappes e registram um ciclo tectônico completo, que reflete o magmatismo pré-, sin- e tardi- a pós-orogênico ao Ciclo Brasileiro. Os granitóides Pinhal-Ipuiúna representam, entre outros, o magmatismo sin-colisional e estão diretamente relacionados com a NSG.

A NSG representa a raiz do arco magmático (Campos Neto *et al.*, 2004) e é composta por três unidades: granulítica basal, diatexitica intermediária e migmatítica superior (Campos Neto e Caby, 2000). Na NSG o magmatismo plutônico pré-colisional é representado pela série mangerítica da Suíte São José do Rio Pardo (Campos Neto *et al.*, 1988; Janasi, 1999), que se caracteriza pela associação mangerito-charnoquito-granito *rapakivi*. Os granitóides sin-orogênicos constituem uma série cálcio-alcalina potássica representada pelos Batólitos alongados de Socorro e Pinhal-Ipuiúna, e uma série granítica peraluminosa (Granito Nazaré Paulista) resultante da anatexia de rochas supracrustais (Janasi, 1999; Martins, 2006). Os granitos tipo Pinhal representariam as rochas migmatíticas geradas por anatexia de rochas infracrustais da porção Guaxupé. O magmatismo tardi- e pós-orogênico da NSG é representado pelas ocorrências de maciços graníticos que incluem associações de afinidades cálcio-alcquinas, granitos róseos sob certos aspectos similares a granitos tipo A, e associações intermediárias dominadas por dioritos potássicos (Maciço Piracaia) e sienitos potássicos (maciços Capituva e Pedra Branca) (Haddad, 1995; Janasi, 1999).

Segundo Freitas (2000), o arcabouço tectônico da região é constituído por unidades do Maciço de Guaxupé, coberto a Oeste pela Bacia do Paraná e separado do Cráton São Francisco pela Faixa Alto Rio Grande (FARG). O arcabouço geológico da região é caracterizado por uma complexa estruturação, com grande variabilidade litológica, metamórfica e estrutural. Os terrenos do Maciço de Guaxupé e as áreas que abrangem a região de Socorro (SP) apresentam a presença de arcos magmáticos plutônicos cálcio-alcquinos e de granitos aluminosos anatóticos, e suas encaixantes são gnaisses migmatíticos policíclicos e com lascas de granulitos (Freitas, 2000).

De acordo com Freitas (2006), os terrenos granulíticos de Caconde (ao norte do Maciço de Guaxupé), Socorro e Cambuí (ao sul do Maciço) apresentam diferentes evoluções metamórficas cujas relações podem ser compreendidas dentro do contexto dos processos tectônicos que atuaram na região. As rochas granulíticas de Socorro (SP) apresentam uma evolução metamórfica em sentido horário, equilibrando em temperaturas de 800°C e pressões de 13,5 kbar, sofrendo posterior descompressão e exumação em um ambiente de alto gradiente geotérmico, atingindo pico térmico em 850°C e pressões por volta de 11 kbar, definindo, assim, uma trajetória típica de ambiente de colisão continental (Freitas, 2006). As rochas de Cambuí (MG) sofreram metamorfismo em regime de alta temperatura e pressão intermediária com pico térmico de aproximadamente 850°C e 8 kbar, com leve compressão antes do subsequente resfriamento e descompressão em um caminho metamórfico em sentido anti-horário, condições típicas de ambiente tectônico de arco magmático (Freitas, 2006). Em Caconde, as rochas granulíticas apresentam uma trajetória em sentido horário com pico bórico em torno de 11 kbar e 850°C, sofrendo descompressão aproximadamente isotérmica, com uma evolução metamórfica típica de ambiente colisional, porém em um regime térmico de alta temperatura (Freitas, 2006).

Dados termobarométricos para as rochas da NSG, especialmente em granulitos da base, apontam para uma evolução envolvendo um auge metamórfico sob condições crustais profundas com posterior decompressão relacionada possivelmente à colocação da Nappe, já em tempos Brasileiros (Garcia, 2001). Valores P-T de 8,5 kbar/850°C e 11 ± 1 kbar/900 \pm 50°C foram observados em granada granulitos, valores P-T de 9-10 kbar/740-770°C foram observados em granada-charnockitos localizados próximos à cidade de Guaxupé e valores P-T de 12 kbar/900-950°C foram observados em granulitos da base, este último sendo interpretado como reflexo da intrusão de magmas charnockíticos/mangeríticos a 630-625 Ma (Garcia, 2001; referências citadas no texto).

O Batólito Pinhal-Ipuiúna situa-se na porção central da NSG, um terreno que expõe uma seção espessa (ca. 10 km) de crosta inferior composta predominantemente por granulitos e migmatitos, e por intrusões de charnockito-granito de alto-K cálcio-alcalinos que registram um expressivo magmatismo sin-colisional (Rocha, 2016). São expostas rochas de níveis crustais profundos, onde se localiza um cinturão de rochas metamórficas de médio a alto grau, com pressões estimadas de até 13 kbar (Campos Neto, 1991; Vasconcellos *et al.*, 1991; Freitas, 2000, 2006; Garcia, 2001; Motta, 2009). Níveis crustais intermediários, com P em torno de 5 kbar, são inferidos para o extremo meridional do terreno (Haddad *et al.*, 1992).

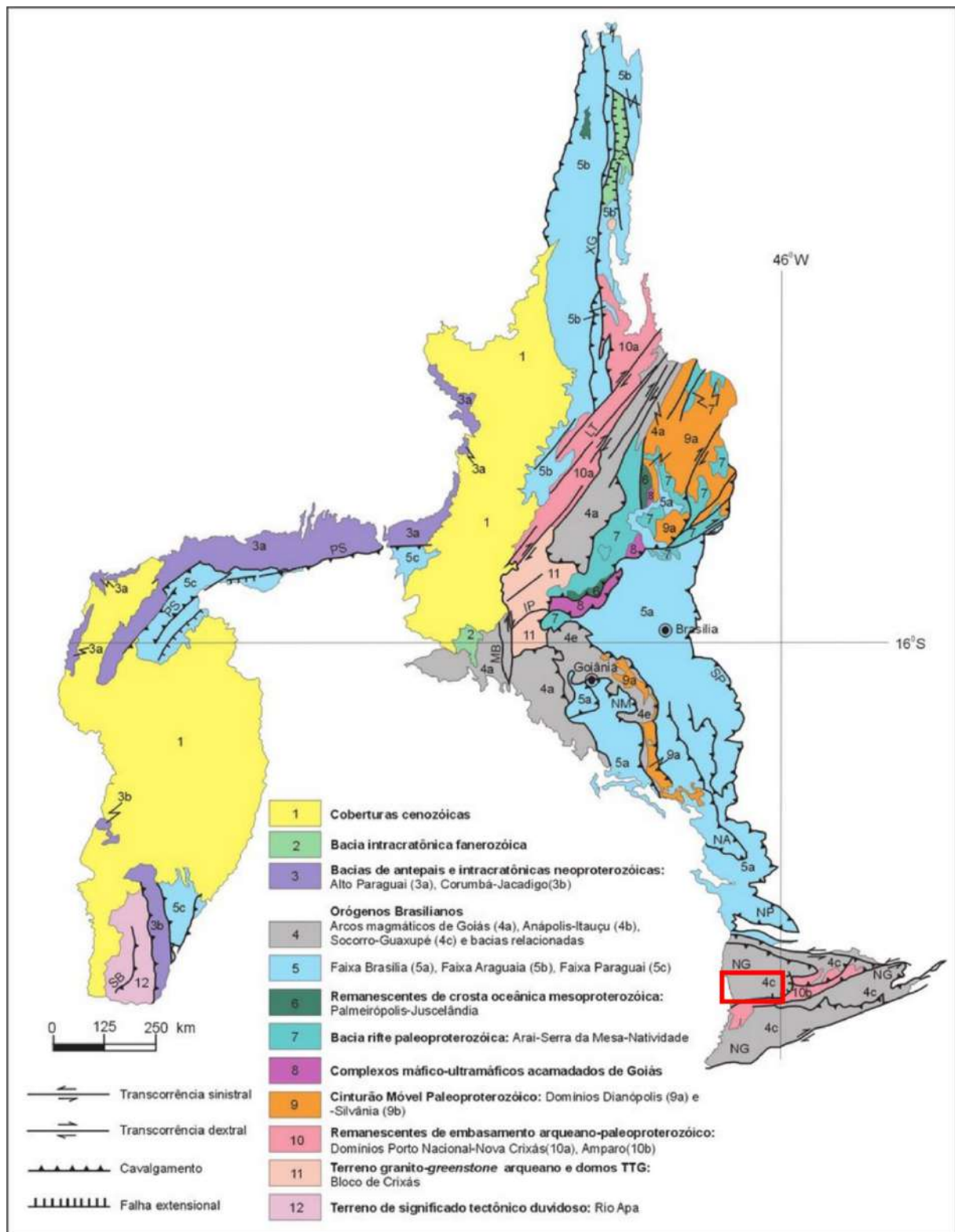


Figura 2. Mapa geológico da Província Tocantins, com destaque para a localização do Batólito Pinhal-Ipuiúna (retângulo vermelho) dentro do Orógeno Brasília Meridional (extraído de Delgado *et al.*, 2003).

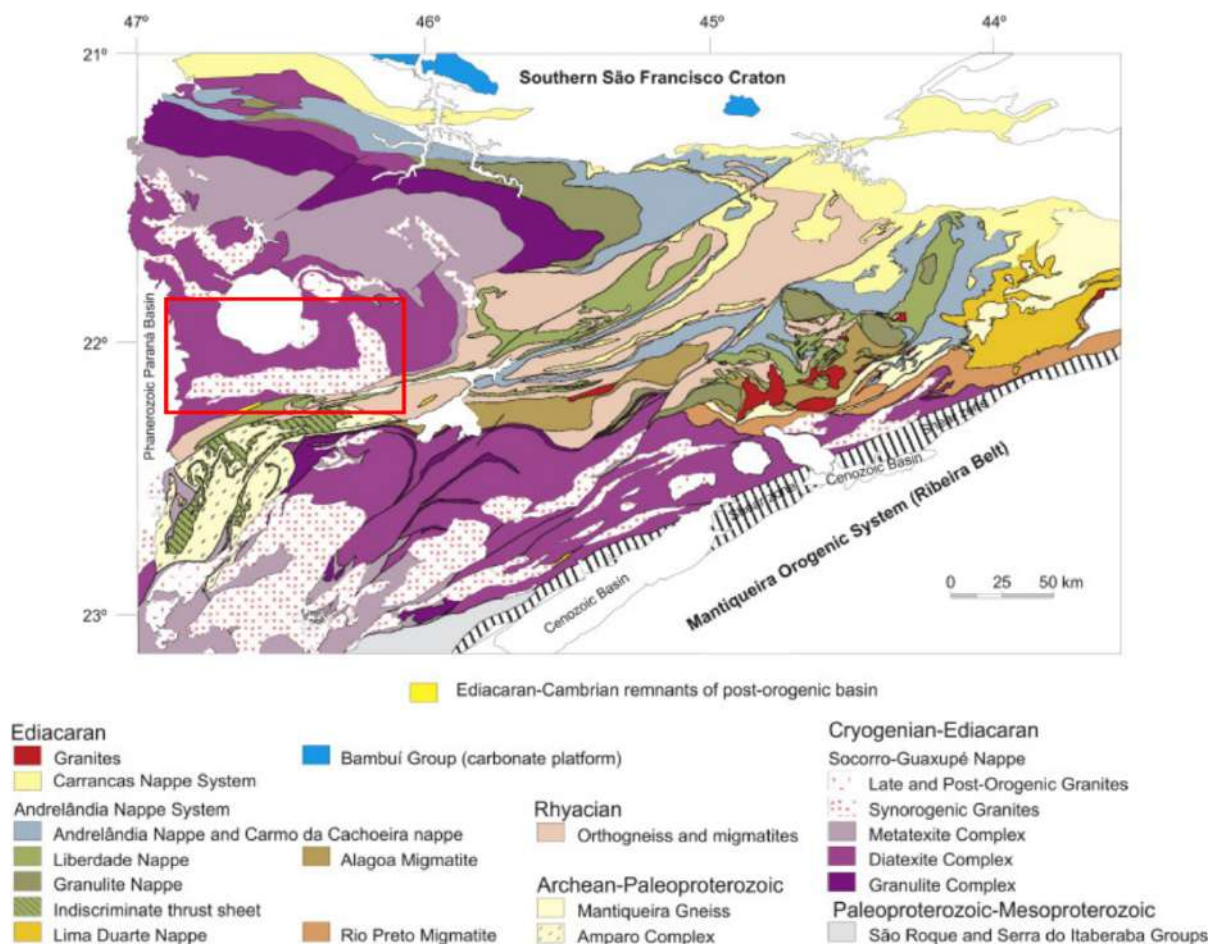


Figura 3. Mapa geológico do Orógeno Brasília Meridional, com destaque para a localização (retângulo vermelho) do Batólito granitóide Pinhal-Ipuiúna (extraído de Westin e Campos Neto, 2013).

3.2 Batólito granitóide Pinhal-Ipuiúna

A área que compreende o Batólito Pinhal-Ipuiúna é de cerca de 930 km², se estendendo numa orientação aproximada E-W, da cidade de Espírito Santo do Pinhal, no nordeste do Estado de São Paulo, até a região norte e leste de Ipuiúna, no sudoeste do Estado de Minas Gerais. O Batólito Pinhal-Ipuiúna compreende um conjunto de granitóides porfiríticos a porfiróides, com ampla variação composicional, de quartzo monzodioritos a sienogranitos. O mapeamento faciológico de Vasconcellos e Janasi (1989) e Haddad (1995) permitiu a identificação de fácies petrográficas, as quais foram reunidas em três unidades maiores (Fig. 4), com base em suas características texturais e composicionais (Anexo I). Assim, de acordo com os autores, a unidade São José da Prata reúne rochas intermediárias com amplo predomínio de (clinopiroxênio)-biotita-hornblenda quartzo monzodioritos com índices de cor relativamente altos (IC em torno de 20). A unidade Ipuiúna é a predominante em volume e compreende biotita-hornblenda quartzo monzonitos com IC em torno de 15, além de hornblenda-biotita monzogranitos com IC em torno de 12. A unidade Serra do Pau D'Alho possui as rochas quimicamente e composicionalmente mais diferenciadas do batólito, com monzogranitos e sienogranitos de IC geralmente menor que 8. Enclaves e diques sin-

plutônicos de rochas máficas, principalmente quartzo dioritos com IC superior a 25, ocorrem em todas as unidades, evidenciando diferentes graus de interação com os granitóides encaixantes (Haddad *et al.*, 1996).

Ainda de acordo com Haddad *et al.* (1996), ocorrem, encaixados às rochas do batólito, rochas metamórficas de alto grau, em geral intensamente migmatizadas, além de granitos próximos que foram considerados temporal e/ou geneticamente desvinculados do batólito, de acordo com critérios de campo, petrográficos e geoquímicos. Esses granitos são divididos nos biotita granitóides porfiríticos, diferenciados dos granitos texturalmente similares do batólito pela ausência de hornblenda e íntima associação com migmatitos, nos biotita granitos equigranulares a inequigranulares migmatíticos, chamados de granitos tipo Pinhal por Janasi e Ulbrich (1991), e nos hornblenda-biotita monzonitos e quartzo monzonitos constituintes do Maciço Monzonítico Maravilha, definido por Haddad (1995). Ao norte do batólito encontra-se o Maciço Pedra Branca, constituído por uma variedade de sienitos potássicos, circundado por um anel de granitos mais antigos, com predomínio de leucogranitos porfiríticos semelhantes aos tipos mais diferenciados do Batólito Pinhal-Ipuiúna (Haddad *et al.*, 1997).

As variações mineralógicas observadas nas diversas fácies das três unidades principais são, de certo modo, bastante monótonas. Hornblenda e biotita são os minerais máficos principais na maior parte das rochas, exceção feita às fácies em que hornblenda é ausente, como em muitas das fácies da unidade Serra do Pau d'Alho. Há presença de clinopiroxênio nos enclaves dioríticos e em algumas amostras de quartzo monzodioritos da unidade São José da Prata (Haddad *et al.*, 1992).

Os minerais acessórios, compostos por minerais opacos, apatita, allanita, zircão e titanita, são praticamente os mesmos em todas as fácies, sendo que as variações de importância são vistas nas proporções e composições dos minerais opacos. Nas unidades São José da Prata e Ipuiúna têm-se rochas com ilmenita rica em lamelas de exsolução de hematita predominando sobre a magnetita, até rochas com proporções equivalentes entre ilmenita (com poucas lamelas de exsolução de hematita consequentemente) e magnetita. Na unidade Serra do Pau d'Alho as variações são mais pronunciadas, com fácies apresentando ausência de ilmenita e presença de titanita primária. Sulfetos como pirita e calcopirita são frequentes entre os opacos, principalmente nas rochas mais máficas. Essas variações observadas na mineralogia de opacos são provavelmente controladas pela fO_2 e pela temperatura de cristalização. A reação clinopiroxênio (anfibólio) + ilmenita + O_2 = magnetita (hematita) + titanita + quartzo pode ter influenciado na cristalização desses minerais opacos, e sugerem condições relativamente oxidantes para os granitóides do batólito (Haddad *et al.*, 1992).

O magmatismo neoproterozóico gerador do Batólito Pinhal-Ipuiúna resultou de extensa reciclagem crustal, refletida na geração de granitos crustais ao longo da NSG. Com ca. 625 Ma (Janasi, dados inéditos), esses granitos cálcio-alcálicos de alto K (Batólito Pinhal-

Ipuiúna, Batólito Socorro) apresentam contribuição de magmas provenientes do manto, evidenciado pela presença de diversos corpos pequenos de composição máfica a intermediária nesses batólitos (Heilbron *et al.*, 2004).

As feições geológicas, petrográficas e geoquímicas fizeram com que alguns autores, dentre eles Vasconcellos e Janasi (1989) e Campos Neto (1991), comparassem esses granitos aos granitóides tipo I-Cordilheiranos de Pitcher (1982), formados em arcos magmáticos associados à subducção de placa oceânica. Os principais argumentos favoráveis a esta interpretação são o caráter cálcio-alcálico composicionalmente expandido dessas rochas, com o envolvimento de expressivos volumes de material máfico, e o posicionamento sin-orogênico desse magmatismo (Haddad *et al.*, 1996). Haddad (1995), por sua vez, diz que as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna contrastam com os granitóides tipo I-Cordilheiranos clássicos no caráter potássico e nas altas razões isotópicas de Sr. Esses teores potássicos se situam entre os campos cálcio-alcálico de alto K e shoshonítico de Peccerillo e Taylor (1976), de acordo com Haddad *et al.* (1996).

A derivação de magmas parentais de composição intermediária a partir de extenso *underplating* básico e subsequente fusão de crosta inferior tem sido considerada a hipótese mais viável para a origem dos magmas das sequências cálcio-alcálicas expandidas de margens continentais ativas (Haddad, 1995; referências citadas no texto). Magmas gerados em placa oceânica em subducção ou em uma cunha enriquecida do manto sobrejacente são caracterizados por razões LILE/HFSE (*high field strength elements*) elevadas (arcos imaturos), ao passo que aqueles originados em ambientes intraplaca são relativamente enriquecidos em elementos HFS (arcos maduros) (Haddad, 1995). Vasconcellos e Janasi (1989) atribuem o caráter potássico do Batólito Pinhal-Ipuiúna a contribuições provenientes de crosta continental mais antiga ou fonte mantélica enriquecida, enquanto que Campos Neto (1991) atribui esse caráter a um estágio magmático de arco maduro.

Para Haddad (1995), considerando que as concentrações mais elevadas de elementos LIL (K, Rb, Ba) não são acompanhadas por enriquecimentos igualmente uniformes em elementos HFS (Nb, Ta, Zr, Ti), o caráter potássico dos granitóides do Batólito Pinhal-Ipuiúna pode ser explicado como uma combinação de contribuição de fontes de manto enriquecido e participação de um componente de crosta continental mais antiga e diferenciada, conforme sugerem as razões LILE/HFSE sensivelmente elevadas, e a maior proporção de Sr radiogênico. A contribuição de material crustal é fortemente sugerida pelo caráter quimicamente evoluído de todo o batólito e a assinatura geoquímica de suas rochas mais máficas pode refletir contribuições de fontes no manto enriquecido, mas provavelmente foi influenciada por processos de homogeneização em câmaras magmáticas profundas (Haddad *et al.*, 1996).

Segundo Haddad (1995), as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna se distribuem, em sua maioria, no campo dos granitóides pré-colisionais, junto ao limite do campo pós-colisional, de

acordo com o diagrama de discriminação tectônica idealizado por Batchelor e Bowden (1985). Além disso, os teores baixos de Nb, em conjunto com os teores elevados de Rb, concentram as rochas do batólito nos limites superiores do campo dos granitóides de arcos vulcânicos, segundo o diagrama Rb *versus* (Y + Nb) de Pearce *et al.* (1984). No entanto, amostras mais enriquecidas em Y, principalmente da unidade Serra do Pau d'Alho, deslocam-se para o campo dos granitóides intra-placa, enquanto as amostras representativas dos enclaves máficos se localizam preferencialmente no campo dos granitóides de arcos vulcânicos (Haddad, 1995).

De acordo com Haddad (1995), um possível modelo para a evolução dos granitoides do Batólito Pinhal-Ipuiúna poderia estar relacionado primeiramente à formação de um magma parental de composição mais básica (diorítica) que as rochas menos evoluídas do maciço, e distinta dos enclaves máficos da região de Ipuiúna, a partir de *underplating* de magma básico rico em elementos incompatíveis gerados no manto, que promoveria fusão parcial da crosta inferior e consequente mistura e homogeneização. Em seguida, haveria a formação de dois conjuntos de magmas parentais ligeiramente distintos: o primeiro de composição equivalente aos quartzo monzodioritos São José da Prata e o segundo equivalente aos quartzo monzonitos Ipuiúna da região de Espírito Santo do Pinhal. Então haveria a formação dos quartzo monzonitos e monzogranitos da região de Ipuiúna a partir do magma parental que originou os quartzo monzodioritos São José da Prata, com posterior derivação de magma equivalente aos monzogranitos Serra do Pau D'Alho, por cristalização fracionada. Posteriormente, haveria a derivação de magma de composição equivalente aos monzogranitos Ipuiúna da região de Pinhal, a partir do magma parental representado pelos quartzo monzonitos Ipuiúna. Por fim, pulsos magmáticos independentes caracterizam os sienogranitos e os monzogranitos Serra do Pau D'Alho que ocorrem na porção ocidental do batólito, sugerindo a presença de magmas parentais ligeiramente distintos das composições menos evoluídas, as quais poderiam refletir variações sutis na composição das áreas-fonte ou nas condições de fusão (Haddad, 1995).

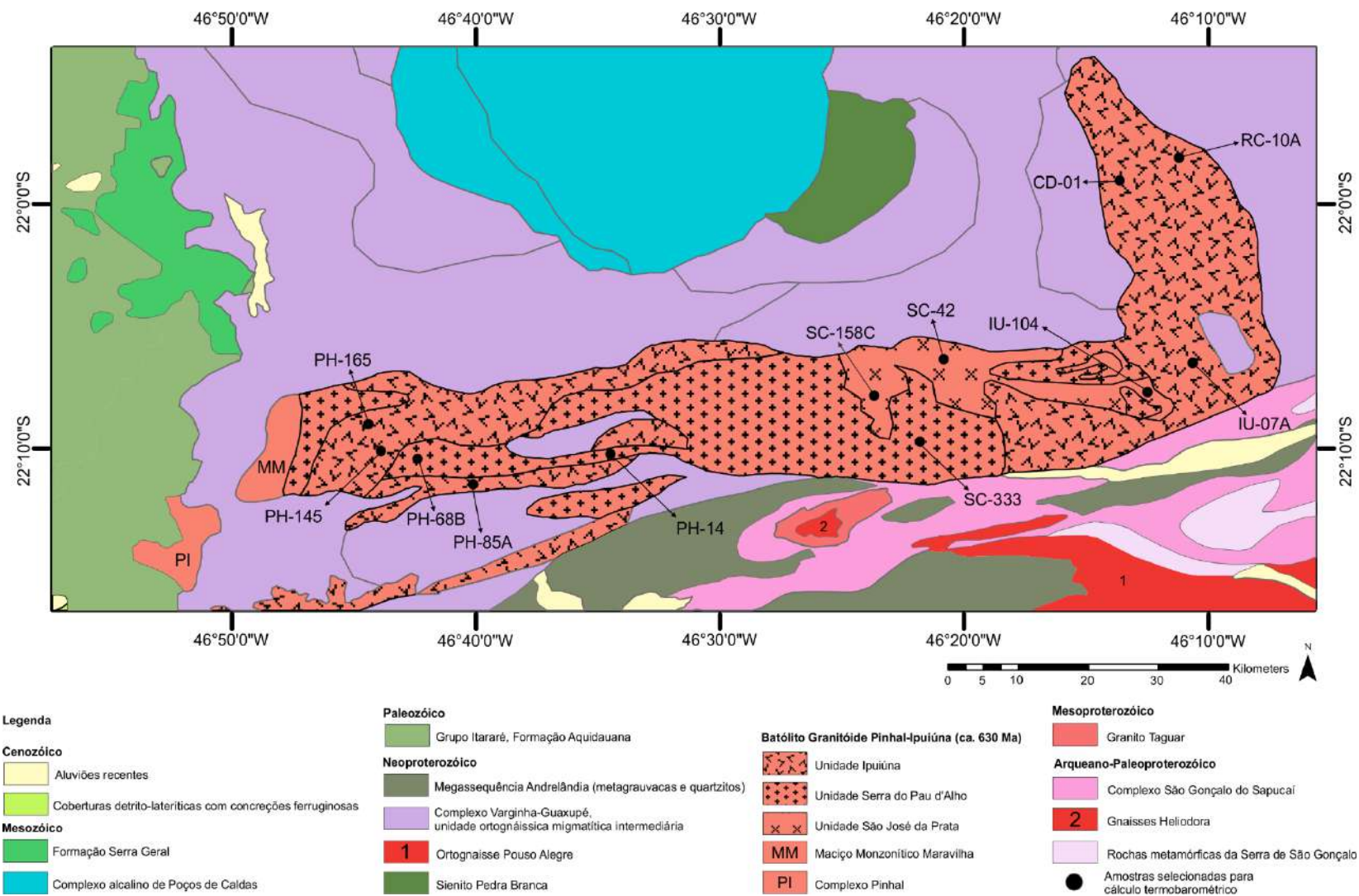


Figura 4. Mapa geológico do Batólito Pinhal-Ipuiúna e arredores, com a localização das amostras selecionadas para cálculo termobarométrico (modificado da carta geológica 1:1.000.000 da CPRM e de Haddad (1995)).

3.3 Métodos termobarométricos e fugacidade de oxigênio

3.3.1 Geobarômetro de Al em hornblenda

Em seu trabalho pioneiro, Hammarstrom e Zen (1986) mostram que a composição do anfibólio em rochas granitóides de composição cálcio-alcálica varia de acordo com a associação mineralógica, a pressão, a temperatura e a fugacidade de oxigênio. Usando dados de 5 complexos plutônicos cálcio-alcálicos da América do Norte, os quais representam regimes de baixa (~2 kbar) e alta pressão (~8 kbar) (definidos respectivamente pela ausência ou presença de epidoto magmático), chegaram à conclusão de que a pressão é o fator dominante para explicar as diferenças observadas no conteúdo de Al de anfibólios cálcicos de granitóides cálcio-alcálicos.

De posse desses dados, os autores demonstraram a possibilidade de calibrar um geobarômetro com base no teor de Al total (Al^T) em hornblenda, desde que fossem usadas rochas granitóides com uma composição cálcio-alcálica e que contivessem a associação mineralógica magmática de plagioclásio, hornblenda, biotita, feldspato alcálico, quartzo, titanita, magnetita (e/ou ilmenita) e \pm epidoto. O barômetro correlaciona Al^T de anfibólio magmático linearmente com a pressão de cristalização da intrusão. Os autores chegaram à seguinte equação para o cálculo da pressão:

$$P (\pm 3 \text{ kbar}) = -3,92 + 5,03Al^T (1)$$

Sendo que Al^T corresponde ao número total de cátions de alumínio, somando-se $Al^{IV} + Al^{VI}$ (posições cristalográficas de Al na estrutura cristalina da hornblenda, tetraédrica e octaédrica, respectivamente).

Segundo os autores, a base teórica do barômetro é a regra química das fases. Pegando-se um granitóide qualquer com anfibólio, sua composição pode ser descrita usando-se um sistema de dez componentes (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , H_2O). Um granitóide composto por nove fases (hornblenda, biotita, plagioclásio, K-feldspato, quartzo, titanita, óxido de Fe-Ti, *melt*, fase fluida) é, portanto, um sistema trivariante. Os três graus de liberdade do sistema são, nesse caso, os três parâmetros intensivos: fugacidade de oxigênio, temperatura e pressão. Se a fugacidade de oxigênio é tamponada por um segundo óxido de Fe-Ti e a temperatura está perto da curva isothermal de *solidus*, então o único grau de liberdade é a pressão, a qual pode ser correlacionada com a variação composicional de Al^T da hornblenda.

Zen (1989), entretanto, postulou que a presença de epidoto magmático por si só não representava necessariamente condições de alta pressão. O autor argumenta que seriam necessários mais dados para se chegar a essa suposição, contra argumentando os dados de Hammarstrom e Zen (1986).

Hollister *et al.* (1987) também calibraram o geobarômetro, diminuindo o erro de ± 3 kbar para ± 1 kbar, devido ao fato de usarem dados de plútons entre 4 e 6 kbar, preenchendo,

assim, a lacuna de pressão deixada por Hammarstrom e Zen (1986). Segundo os autores, as fases minerais quartzo, plagioclásio, hornblenda, biotita, K-feldspato, titanita e magnetita necessariamente devem cristalizar a partir do mesmo magma. Além disso, impuseram que o geobarômetro não funcionaria adequadamente abaixo de 2 kbar, pois o efeito da temperatura no conteúdo de Al^T da hornblenda seria muito grande para ser separado do efeito da pressão. Os autores também salientaram que só as composições de bordas inalteradas de hornblenda deveriam ser utilizadas, uma vez que somente estas estariam em equilíbrio com o último líquido da fusão (limitando, assim, a temperatura). A equação na qual os autores chegaram é:

$$P (\pm 1 \text{ kbar}) = -4,76 + 5,64Al^T (2)$$

Johnson e Rutherford (1989) calibraram novamente o geobarômetro, diminuindo seu erro e introduzindo novos dados na faixa de pressão entre 5 e 8 kbar. Essa nova calibração indicou que os plútons de alta pressão estudados por Hammarstrom e Zen (1986) e Hollister *et al.* (1987) equilibraram em profundidades mais rasas do que as estimadas nos dados de campo.

Os autores demonstraram que hornblenda cristalizada nessa faixa de pressão, com a associação mineralógica proposta exceto quartzo, continha muito mais alumínio do que hornblenda na mesma faixa de pressão com a associação mineralógica proposta + quartzo, contrariando a previsão feita por Hollister *et al.* (1987). Os autores chegaram à conclusão de que uma diminuição da atividade de SiO_2 (ou seja, falta de quartzo) no magma levaria a um aumento na atividade de Al_2O_3 , consequentemente aumentando o conteúdo de Al de hornblenda coexistente. Desse modo, hornblenda em desequilíbrio com quartzo mostra pressões anormalmente altas quando da aplicação da equação de sua calibração do geobarômetro. A equação apresentada pelos autores foi a seguinte:

$$P (\pm 0,5 \text{ kbar}) = -3,46 (\pm 0,24) + 4,23 (\pm 0,13) Al^T (3)$$

A revisão de Rutter *et al.* (1989) utilizou dados de anfibólios retirados de um granada tonalito, os quais foram parcialmente fundidos e recristalizados sob pressões de 10 kbar, com o intuito de dar suporte experimental ao geobarômetro de Hollister *et al.* (1987), e validá-lo em pressões maiores que 8 kbar, de modo a abranger pressões de crosta inferior. Os autores chegaram à conclusão de que a curva empírica do geobarômetro (dentro do erro calculado) pode ser usada com confiança nessa faixa de pressão. Mutch *et al.* (2016) alertam, no entanto, que esses dados podem não ser confiáveis, devido ao fato de que a mudança na associação mineralógica inicialmente prevista, com a adição de uma nova fase mineral portadora de Al como a granada, muda significativamente a natureza da relação entre pressão e Al^T de outros minerais da associação.

Schmidt *et al.* (1992) calibraram o geobarômetro utilizando dados de pressão na faixa de 2,5 e 13 kbar, com temperaturas na faixa de 700 - 655 °C, sob condições de saturação em água. Também chegaram à conclusão de que o aumento de Al^T com pressão é devido à

substituição tschermakítica na hornblenda ($\text{Si} + \text{R}^{2+} = \text{Al}^{\text{iv}} + \text{Al}^{\text{vi}}$). Sob temperaturas mais altas, o conteúdo mais alto de Al^{T} observado nas hornblendas se deve à substituição edenítica.

De acordo com os autores, em granitóides intermediários a hornblenda continua reequilibrando até atingir a curva de *solidus* saturada em H_2O , momento em que o reequilíbrio cessa. Reações *subsolidus*, as quais causariam uma mudança no conteúdo de Al^{T} da hornblenda e, conseqüentemente, uma discordância nas pressões calculadas pelo barômetro, foram consideradas de baixa importância. A calibração na qual chegaram foi a seguinte:

$$P (\pm 0,6 \text{ kbar}) = -3,01 + 4,76\text{Al}^{\text{T}} \quad (4)$$

Anderson e Smith (1995) demonstraram a importância de se levar em conta os efeitos da temperatura e da $f\text{O}_2$ ao usar o geobarômetro de Al em hornblenda. Com base em seu trabalho, baixa $f\text{O}_2$ pode fazer com que pressões calculadas sejam maiores em duas ou mais ordens de grandeza, enquanto o efeito da temperatura é de até 2 kbar a cada 100 °C, dependendo da abundância de Al^{T} .

A temperatura pode aumentar bastante o conteúdo de Al na hornblenda, considerando uma pressão constante, levando-se em conta a reação de formação da edenita (a substituição edenítica), conforme reconhecida por Schmidt *et al.* (1992). Baixa $f\text{O}_2$, um parâmetro que muitas vezes não é determinado, diminui as razões Mg/Fe e $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ na hornblenda, levando a um aumento na substituição de Al.

Os autores chegaram a uma calibração do barômetro usando dados de Schmidt *et al.* (1992) a 675 °C e dados de Johnson e Rutherford (1989) a 760 °C, os quais levaram em conta os efeitos da temperatura, chegando à seguinte expressão:

$$P (\pm 0,6 \text{ kbar}) = 4,76\text{Al}^{\text{T}} - 3,01 - \{[T (\text{°C}) - 675]/85\} \times \{0,530\text{Al}^{\text{T}} + 0,005294 [T (\text{°C}) - 675]\} \quad (5)$$

Eles alertam para o uso do barômetro, pois dizem que a barometria baseada em hornblenda permanecia, à época, de caráter preliminar até que a reação barométrica completa fosse estabelecida e experimentalmente calibrada usando as composições de todos os minerais, e não apenas a hornblenda. Na forma em que se encontrava, o barômetro não tinha a sofisticação encontrada em outros barômetros, e deveria ser usado com cautela.

Para Anderson e Smith (1995), o papel da $f\text{O}_2$ é fundamentalmente importante no uso correto do barômetro. O fato de uma rocha conter predominantemente magnetita dentre seus minerais opacos é uma informação insuficiente para se chegar em qualquer resultado concreto, pois granitos com magnetita podem se formar em condições de baixa $f\text{O}_2$. A proporção de Fe^{2+} e Fe^{3+} de hornblendas deve ser determinada usando análise química, preferencialmente. De acordo com suas conclusões, Anderson e Smith (1995) sugerem um valor mínimo de 0,25 para a razão $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+})$, sendo que qualquer hornblenda apresentando valores menores que o limite não devem ser considerados para os cálculos barométricos. Do mesmo modo, as razões $\text{Fe}_{\text{total}}/(\text{Fe}_{\text{total}} + \text{Mg})$ devem estar no intervalo entre 0,40 e 0,65.

Anderson *et al.* (2008) avisam que as calibrações anteriores do barômetro, tanto empíricas como experimentais (Hammarstrom e Zen, 1986; Hollister *et al.*, 1987; Johnson e Rutherford, 1989; Schmidt *et al.*, 1992) não levam em conta o efeito da temperatura, o qual, como visto em Anderson e Smith (1995), pode ser substancial. Essas calibrações e os dados gerados por elas devem, conseqüentemente, ser tomados com cautela e sujeitos à revisão.

Ridolfi *et al.* (2010) e Ridolfi e Renzulli (2012) formularam uma expressão barométrica baseada no conteúdo de Al^T de anfibólitos experimentais, sintetizados a partir de uma variedade de materiais iniciais e sob uma faixa de pressão entre 1,3 e 22 kbar. No entanto, de acordo com Mutch *et al.* (2016), essa formulação não estabelece uma associação mineralógica inicial em particular, sendo que não fica claro nos artigos qual(is) reação(ões) controla(m) as expressões barométricas postuladas.

Mutch *et al.* (2016), por sua vez, desenvolveram um novo barômetro de Al em hornblenda, utilizando, além da associação mineralógica necessária descrita anteriormente (incluindo plagioclásios na faixa An_{15-80}), anfibólito sintetizado a partir de uma variedade de composições graníticas em temperaturas próximas à curva de *solidus* (725 ± 75 °C) e em pressões de 0,8 a 10 kbar. Um de seus objetivos nesse novo barômetro é o de que ele possa ser usado em uma grande variedade de rochas que contenham a associação mineralógica necessária, sem que seja preciso restringir a temperatura de equilíbrio para que seja igual àquela do *solidus* granítico, algo que é muito difícil de se fazer na maioria das rochas plutônicas. A forte dependência que o conteúdo de Al^T tem com a pressão e a não-linearidade dessa relação no intervalo entre 3 e 0,5 kbar (quando Al^T é igual a zero) justifica uma nova calibração do barômetro, para que se possa descrever esse comportamento observado em baixas pressões e para que se definam mais precisamente as pressões de colocação desses corpos graníticos em intrusões rasas.

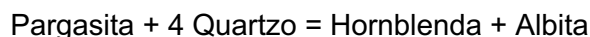
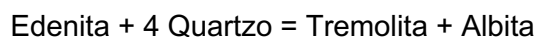
Seus resultados demonstram que o conteúdo de Al^T varia sistematicamente com a pressão, apesar de que a relação é não-linear em baixas pressões (< 2,5 kbar). Em pressões maiores que 2,5 kbar, a relação é parecida com a de estudos anteriores, os quais sugerem uma relação entre Al^T e pressão que é relativamente insensível à composição geral da rocha. Sua nova calibração é a seguinte:

$$P \text{ (kbar)} = 0,5 + 0,331 \times Al^T + 0,995 \times (Al^T)^2 \text{ (5)}$$

3.3.2 Geotermômetro de hornblenda + plagioclásio

Blundy e Holland (1990) argumentam que, devido à ausência de termobarômetros confiáveis para rochas portadoras de plagioclásio + hornblenda, como granitóides e anfibólitos, fazia-se necessário o desenvolvimento de um geotermômetro baseado no conteúdo de Al^{iv} de anfibólitos em coexistência com plagioclásio em rochas saturadas em

sílica. Com base na relação de equilíbrio entre as fases, os autores calibraram as seguintes reações:



Com base nessas reações, os autores desenvolveram o seguinte geotermômetro:

$$T = 0,677 P - 48,98 + Y / -0,0429 - 0,008314 \ln K$$

onde $K = (\text{Si-4/8-Si}) X_{\text{Ab}}$, $Y = 0$ para $X_{\text{ab}} > 0,5$ e $Y = -8,06 + 25,5 (1 - X_{\text{ab}})^2$ para $X_{\text{ab}} < 0,5$, com Si representando o número de átomos por unidade de fórmula em anfibólios. A temperatura (T) é dada em Kelvin e a pressão (P) em kbar. Os autores postulam que o geotermômetro deveria ser utilizado na faixa de temperaturas entre 500 e 1100 °C, gerando temperaturas de equilíbrio para associações de hornblenda-plagioclásio, com incertezas de ± 75 °C. Como a dependência da pressão na fórmula é pouco limitada, o uso da fórmula como um barômetro não é adequado.

Segundo os resultados dos autores, Al^{IV} é fortemente dependente da temperatura, mascarando efeitos de pressão e contrariando os dados de Hammarstrom e Zen (1986) e Hollister *et al.* (1987), os quais sugerem uma dependência da pressão para o conteúdo de Al^{T} . Para eles, os barômetros de Al em hornblenda propostos à época (Hammarstrom e Zen, 1986; Hollister *et al.*, 1987; Johnson e Rutherford, 1989) teriam resultados consistentes apenas se fosse assumida uma temperatura constante e se todas as rochas graníticas tivessem uma temperatura de *solidus* similar, com os anfibólios cristalizando nessa temperatura.

Holland e Blundy (1994) revisaram a calibração anterior e desenvolveram dois novos geotermômetros (T_A e T_B), adequados para a faixa de temperaturas entre 400 e 1000 °C e pressões de 1 a 15 kbar. Os dois geotermômetros podem ser utilizados para rochas saturadas em sílica, entretanto somente T_B é adequado para rochas subsaturadas em sílica. T_A deve ser usado no intervalo de temperaturas entre 400 a 900 °C e em plagioclásios de $\text{An} < 0,90$, enquanto T_B deve ser usado no intervalo de 500 a 1000 °C e em plagioclásio de An entre 0,10 e 0,90.

Segundo os autores, o termômetro B é útil quando usado em conjunto com o termômetro A em paragêneses de hornblenda-plagioclásio, além de possivelmente ser o único termômetro aplicável para muitas associações mineralógicas que não possuam quartzo. Além disso, Anderson (1996) conclui que a calibração baseada no termômetro B produz temperaturas mais baixas e similares a de outros termômetros independentes. As formulações para T_A e T_B são:

$$T_A = \frac{-76,95 + 0,79P + Y_{\text{ab}} + 39,4X_{\text{Na}}^{\text{A}} + 2,4X_{\text{K}}^{\text{A}} + (41,5 - 2,89P) \cdot X_{\text{Al}}^{\text{M2}}}{-0,0650 - R \cdot \ln \left(\frac{27 \cdot X_{\text{Si}}^{\text{A}} \cdot X_{\text{ab}}^{\text{T1}} \cdot X_{\text{ab}}^{\text{plag}}}{256 \cdot X_{\text{Na}}^{\text{A}} \cdot X_{\text{Al}}^{\text{T1}}} \right)}$$

Sendo $Y_{ab} = 0$ para $X_{ab} > 0,5$, $Y_{ab} = 12,0 (1 - X_{ab})^2 - 3,0$ kJ para $X_{ab} < 0,5$ e R a constante universal dos gases perfeitos ($R = 0,0083144$ kJ K⁻¹ mol⁻¹).

$$TB = \frac{78,44 + Y_{ab-an} - 33,6X_{Na}^{M4} - (66,8 - 2,92P).X_{Al}^{M2} + 78,5X_{Al}^{T1} + 9,4X_{Na}^A}{0,0721 - R \cdot \ln \left(\frac{27.X_{Na}^{M4} X_{Si}^{T1} .X_{an}^{plag}}{64.X_{Ca}^{M4} .X_{Al}^{T1} .X_{ab}^{plg}} \right)}$$

Sendo $Y_{ab-an} = 3,0$ kJ para $X_{ab} > 0,5$, $Y_{ab-an} = 12,0 (2X_{ab} - 1) + 3,0$ kJ para $X_{ab} < 0,5$ e R a constante universal dos gases perfeitos ($R = 0,0083144$ kJ K⁻¹ mol⁻¹).

3.3.3 Aplicação dos métodos termobarométricos

O geobarômetro de Al em hornblenda de Hammarstrom e Zen (1986) e o geotermômetro de plagioclásio + hornblenda de Holland e Blundy (1994) são métodos robustos para a determinação das condições de cristalização de plútons graníticos de composição cálcio-alcálica. Apesar de serem limitados a uma certa associação mineralógica praticamente fixa, e restritos a certas condições de temperatura e pressão, além de apresentar falhas ao longo de sua existência, como a dependência da variável temperatura, indicada por Anderson e Smith (1995), esses métodos têm se mostrados confiáveis para aplicação em diversos corpos graníticos de composição cálcio-alcálica ao redor do mundo.

Na Oceania, Tulloch e Challis (2000) usaram a calibração de Anderson e Smith (1995) para o geobarômetro de Al em hornblenda e o geotermômetro de plagioclásio + hornblenda de Holland e Blundy (1994) para definir as condições de cristalização de diversos plútons de idades paleozóicas e mesozóicas na porção oeste da Nova Zelândia. Dentre seus resultados, demonstram que epidoto considerado de origem magmática ocorre em plútons com pressões de colocação entre 3,1 a 6,2 kbar, contrariando a noção anterior de Hammarstrom e Zen (1986) de que epidoto magmático necessitava de pressões acima de 6 kbar para sua cristalização. Ademais, a presença de epidoto ígneo requer concentrações relativamente altas de Ca e Fe³⁺ em magmas, restringindo sua ocorrência para granitos do tipo I. As estimativas de profundidades de colocação de plútons precisamente datados são, ao longo do tempo, uma evidência direta para a ascensão ou descensão de porções crustais expostas, providenciando informações fundamentais sobre processos tectônicos em cinturões orogênicos (Tulloch e Challis, 2000).

Na Ásia, Zhang *et al.* (2006) usaram os métodos termobarométricos para definir as condições de cristalização de plútons localizados na porção norte do bloco cratônico *North China*, do pré-Cambriano, de modo a caracterizar sua evolução geotectônica do final do Paleozóico ao início do Mesozóico. Na Europa, Stein e Dietl (2001) definiram as condições de

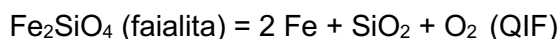
cristalização de plútons de idade Paleozóica, parte da orogenia Variscana, na porção sudoeste da Alemanha. Com isso, buscaram avaliar as implicações geotectônicas de seus dados de modo a buscar uma melhor compreensão da história tectônica da região durante essa orogenia.

Na América do Norte, Ague e Brandon (1996), Ague (1997), Bachmann *et al.* (2002) e Kuhn (2018) usaram os métodos termobarométricos em plútons espalhados desde a costa oeste dos EUA (Califórnia e Washington), passando pelo centro (Colorado), até a costa leste (Nova Inglaterra). De posse dos dados, os autores fizeram implicações geotectônicas (Ague e Brandon, 1996; Kuhn, 2018), estudos de barometria (Ague, 1997) e estudos sobre o comportamento químico de fases minerais (Bachmann *et al.*, 2002), demonstrando a versatilidade e os diversos usos possíveis dos dados do geobarômetro e do geotermômetro.

Na América do Sul, Vinagre *et al.* (2014) realizaram, no Brasil, um trabalho muito similar ao proposto por este Trabalho de Formatura, definindo as condições de cristalização do Batólito Serra da Água Limpa por meio de química mineral e com o uso dos métodos termobarométricos propostos neste Trabalho. O Batólito Serra da Água Limpa, também inserido no contexto da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé, localiza-se à sudeste do Batólito Pinhal-Ipuiúna, numa região que abrange parte dos estados de São Paulo, Minas Gerais e Rio de Janeiro. Semelhante ao trabalho de Vinagre *et al.* (2014), Salazar-Naranjo e Vlach (2018) realizaram, entre outros, estudos de química mineral e definiram condições de cristalização de granitos do tipo Bragança Paulista, oriundos do Batólito Socorro (630-620 Ma), localizado ao sul do Batólito Pinhal-Ipuiúna. Os autores definiram pressões de 510 ± 50 MPa e temperaturas de $756 \pm 45^\circ\text{C}$ para os granitos, com base no geobarômetro revisado de Mutch *et al.* (2016) e no geotermômetro de Holland e Blundy (1994), respectivamente. De posse desses dados, os autores puderam chegar à conclusão de que os granitos tiveram uma taxa de soerguimento equivalente a 0,2-0,3 km/Ma, considerando o intervalo de tempo de 20-30 Ma entre os eventos de magmatismo sin- e tardi-orogênicos da região.

3.3.4 Fugacidade de oxigênio

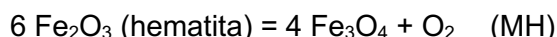
Frost (1991a) define fugacidade de oxigênio ($f\text{O}_2$) como uma variável usada para indicar a ocorrência de ferro em seu estado oxidado ou reduzido. Ela também nos diz de que forma o ferro será encontrado na natureza, seja na forma nativa, como íon divalente (Fe^{2+}) ou trivalente (Fe^{3+}) em um óxido. Em baixa $f\text{O}_2$ (núcleo da Terra e meteoritos) ferro ocorre em seu estado nativo: ferro metálico (Fe^0). Em $f\text{O}_2$ mais altas, e em sistemas silicáticos, ferro ocorre como um cátion divalente e é incorporado principalmente em silicatos, segundo o *buffer* QIF:



Em fO_2 ainda maiores, ferro está presente na forma ferrosa e na férrica e é incorporado principalmente na magnetita, segundo o *buffer* FMQ:



Em fO_2 muito altas ferro ocorre na forma férrica como hematita, segundo o *buffer* MH:



A presença de Mg e Ti em sistemas naturais desempenha um papel importante na determinação das estabilidades de silicatos, magnetita e ilmenita. Mg e Fe ferroso se substituem em vários silicatos. A presença de Mg em solução num sistema de silicatos de ferro estabiliza silicatos de baixa fO_2 (faialita) em uma fO_2 alta (com presença de hematita). A ocorrência e composição de óxidos de Fe-Ti e a composição de silicatos coexistentes é função da fO_2 (ou um monitor da fO_2). A razão Fe/Mg, o conteúdo de Ti, a razão $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ em óxidos e a fO_2 são todas variáveis interrelacionadas, fazendo com que a fO_2 seja uma variável governada pela associação mineralógica da rocha, não imposta pelo ambiente (Frost 1991a).

Segundo Ishihara (1977), batólitos granitoides podem ser divididos em dois tipos: a série de magnetita (*magnetite-series*) e a série de ilmenita sem magnetita (*magnetite-free ilmenite-series*). Para formar essas duas séries, o autor considera que a exposição a diferentes níveis de fugacidade de oxigênio durante a existência desses magmas graníticos é fator crucial para que ocorra a diferenciação. Desse modo, o magma granítico da série de magnetita pode ser gerado em grandes profundidades (limite entre manto superior e crosta inferior), onde não existe material carbonoso, ao passo que a série de ilmenita pode originar em níveis crustais mais rasos, onde pequenas quantidades de carbono crustal pode existir nas rochas adjacentes.

Ainda de acordo com Ishihara (1977), a série de magnetita possui tipicamente os seguintes minerais acessórios, dentre outros: magnetita (0,1 - 2% em volume), ilmenita, hematita, pirita, titanita, epidoto e biotita com alta razão $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$. A série de ilmenita, por sua vez, contém os seguintes minerais acessórios: ilmenita (menos de 0,1% em volume), pirrotita, grafita, muscovita e biotita com baixa razão $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$. As associações minerais implicam uma maior fugacidade de oxigênio nos granitóides da série de magnetita em relação aos granitóides da série de ilmenita, durante a cristalização desses magmas, e o limite que separa as duas séries é, provavelmente, o *buffer* NNO.

De acordo com Wones (1989), determinação da fugacidade de oxigênio nas condições de cristalização de rochas graníticas é dificultada por reações de alteração ou reequilíbrio *subsolidus* nessas rochas, pois essas reações normalmente mudam a composição da magnetita e da ilmenita primária presente. Assim, Wones (1989) vai contra a noção anterior de Ishihara (1977), que diz que as características originais do magma, em relação à fugacidade de oxigênio, permanecem retidas, mesmo depois de passarem por processos pós-magmáticos. Como consequência, deve-se procurar outro modo de quantificar a fO_2 .

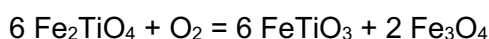
A reação de equilíbrio hedenbergita + ilmenita + oxigênio = titanita + magnetita + quartzo é importante para distinguir rochas graníticas relativamente oxidadas de rochas relativamente reduzidas. A expressão do equilíbrio é a seguinte:

$$\log fO_2 = -30390/T + 14,98 + 0,142 (P - 1)/T$$

Na qual T é a temperatura dada em *kelvins* e P é a pressão dada em *bars*. Ocorrências de clinopiroxênio (hedenbergita) e ilmenita em plútons graníticos indicam fugacidades de oxigênio semelhantes àsquelas requeridas para estabilização da faialita. Quando a associação mineralógica titanita + magnetita + quartzo ocorre em conjunto com clinopiroxênio ou anfibólio com razões Mg/(Mg+Fe) intermediárias ou altas, fugacidades de oxigênio relativamente altas são sugeridas.

O autor ressalta a dificuldade de se estabelecerem as fugacidades de oxigênio originais de magmas primários a partir do estudo das rochas granitóides. Durante o resfriamento lento dessas rochas, a magnetita normalmente se desfaz de seu conteúdo de Ti, fazendo com que a ilmenita passe por um ou mais estágios de oxidação-exsolução. A ocorrência de titanita euédrica e magnetita como fases primárias na cristalização de rochas silicáticas indica uma oxidação relativamente alta desse magma. Além disso, quanto mais magnesiano for o piroxênio ou o anfibólio da rocha, mais oxidado será o magma.

Frost (1991b) comenta que as composições de óxidos de Fe-Ti em rochas plutônicas diferem da composição desses minerais em rochas vulcânicas, pois óxidos de Fe-Ti passam por extenso reequilíbrio *subsolidus* durante o resfriamento, o qual envolve três processos distintos: reequilíbrio óxido-silicato; óxido-óxido, ou reequilíbrio inter-óxido; reequilíbrio intra-óxido. O primeiro envolve a troca de Fe ferroso e, em menor proporção, Fe férrico e Ti entre os óxidos e silicatos coexistentes. O segundo envolve a troca dos mesmos íons, porém entre óxidos, gerando ilmenita e magnetita de composição praticamente pura. O terceiro envolve a remoção de Ti da titanomagnetita, gerando magnetita de composição pura e ilmenita segundo a reação:



Essa reação produz também a textura típica de lamelas de ilmenita na magnetita, chamada de oxi-exsolução. Se um granito contém ilmenita como óxido principal, seu padrão de resfriamento segundo o reequilíbrio óxido-óxido será um padrão oxidante. Assim sendo, a fO_2 do sistema pode alcançar o campo de *solvus* da ilmenita-hematita, fazendo com que a hematita se exsolva da ilmenita.

4 MATERIAIS E MÉTODOS

Pesquisas anteriores realizadas na região do Batólito Pinhal-Ipuiúna (Vasconcellos e Janasi, 1989; Haddad, 1995) geraram amostras e seções delgadas suficientes para a realização deste trabalho. Desse modo, foram selecionadas 28 seções delgadas de amostras

previamente descritas por Haddad (1995), utilizadas para escolha de 12 amostras visando à confecção de seções delgadas polidas, para uso em microsonda eletrônica. As seções delgadas foram confeccionadas com espessura de 40 μm , visando à análise química das fases minerais anfibólio e plagioclásio, para fins termobarométricos.

As análises composicionais quantitativas pontuais de anfibólio e plagioclásio foram obtidas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do IGc-USP, fazendo uso da microsonda eletrônica JEOL JXA-FE-8530, equipada com canhão eletrônico suportado por *Field Emission* (FE), provida com cinco espectrômetros de dispersão de comprimento de onda (WDS) e um espectrômetro EDS. As seções polidas foram metalizadas com carbono em câmara de vácuo. Para tratamento final dos dados, foram aplicadas as formulações termobarométricas com o uso de Macros próprias do Microsoft Excel®, baseadas nas fórmulas desenvolvidas por Mutch *et al.* (2016), Ague (1997), Holland e Blundy (1994), Blundy e Holland (1990) e Schmidt (1992). O tratamento e edição final das imagens, tabelas, gráficos e pranchas foi realizado com o auxílio dos programas CorelDRAW Graphics Suite X7 e InkScape 0.92.3.

4.1 Análise Petrográfica

Análises petrográficas das seções delgadas sob luz transmitida foram realizadas nos microscópios petrográficos Olympus BX-40 do Laboratório Petrográfico Didático e no microscópio Zeiss Axioplan do Laboratório de Microscopia Petrográfica – LMP do Núcleo de Apoio à Pesquisa Geoanalítica do IGc-USP. Análises petrográficas das seções delgadas polidas sob luz refletida foram realizadas nos microscópios Zeiss Axioplan e Zeiss Axioimager, também do LMP. As fotomicrografias foram obtidas usando-se o microscópio Zeiss Axioimager do LMP, com a câmera AxioCam MRc, por meio do programa Zeiss Axiovision SE64 Rel 4.9.1. As estimativas modais das doze seções delgadas polidas estudadas para este Trabalho de Formatura foram feitas com base em uma estimativa visual da proporção de cada fase mineral ao microscópio petrográfico, não sendo feitas contagens modais neste trabalho, mas apenas compilação dos dados de Haddad (1995). As abreviações usadas para nomes de minerais nas pranchas de fotomicrografias do item 5.1 e do Anexo II são as mesmas de Kretz (1983), não contando minerais opacos não caracterizados, os quais foram abreviados como “Op”.

4.2 Química Mineral

As análises composicionais quantitativas pontuais de anfibólio e plagioclásio foram obtidas no Laboratório de Microsonda Eletrônica - ME do Núcleo de Apoio à Pesquisa Geoanalítica do IGc-USP. O equipamento utilizado é uma microsonda eletrônica JEOL JXA-FE-8530, equipada com canhão eletrônico suportado por *Field Emission* (FE) e provida com cinco espectrômetros WDS e um espectrômetro EDS. As condições de operação foram:

corrente em 20 nA, aceleração de 15 kV e diâmetro de 10 µm para plagioclásio e 5 µm para anfibólio. A correção empregada para os efeitos de matriz nas análises foi PRZ-Armstrong, feita automaticamente pelo software da microsonda eletrônica. Os padrões utilizados, fornecidos pelos Laboratórios Geller e Museu Smithsonian, são mostrados na Tabela 1 e na Tabela 2, onde também estão listadas as condições analíticas.

O recálculo catiônico das fases minerais foi realizado em planilhas de Excel® seguindo o procedimento descrito em Deer et al. (1992), Holland e Blundy (1994) e Hawthorne *et al.* (2012). Já para os cálculos termobarométricos, foram utilizadas Macros próprias desenvolvidas no Microsoft Excel® e estava previsto o uso do programa WinAmptb, desenvolvido por Yavuz *et al.* (2017), mas o *software* não reproduziu os dados do modo como foram reproduzidos quando feitos no Excel®.

Tabela 1. Padrões utilizados para análises WDS pontuais em cristais de plagioclásio.

Elemento	Linha Raio X	Cristal	Pos. Pico (mm)	Padrão	Tempo Pico (s)
Si	Ka	TAP	77,342	Anortoclásio	5
Al	Ka	TAP	90,485	Anortita	10
Fe	Ka	LIFL	134,614	Faialita	5
Mn	Ka	LIFL	146,161	Faialita	20
K	Ka	PETJ	119,980	Ortoclásio	5
Ca	Ka	PETJ	107,710	Wollastonita	7,5
Sr	La	PETJ	219,524	Estroncianita	20
Ti	Ka	LIFL	190,861	Rutilo	5
Ba	La	LIFL	192,715	Benitoíta	15
Na	Ka	TAPH	129,581	Albita	5
Mg	Ka	TAPH	107,567	Diopsídio	5

Tabela 2. Padrões utilizados para análises WDS pontuais em cristais de anfibólio.

Elemento	Linha Raio X	Cristal	Pos. Pico (mm)	Padrão	Tempo Pico (s)
Si	Ka	TAP	77,337	Diopsídio	5
Al	Ka	TAP	90,518	Anortita	7,5
Fe	Ka	LIFL	134,640	Faialita	5
Mn	Ka	LIFL	146,148	Faialita	20
Cl	Ka	PETJ	151,250	Sodalita	5
Ca	Ka	PETJ	107,490	Wollastonita	10
K	Ka	PETJ	119,680	Ortoclásio	5
Ti	Ka	LIFL	190,850	Rutilo	5
Cr	Ka	LIFL	158,941	Cromita	10
F	Ka	TAPH	199,433	Fluorapatita	5
Na	Ka	TAPH	129,575	Albita	5
Mg	Ka	TAPH	107,585	Diopsídio	5

5 RESULTADOS

5.1 Petrografia

Foram estudadas em detalhe 12 seções delgadas polidas das rochas granitóides do Batólito Pinhal-Ipuiúna ao microscópio de luz transmitida e refletida, confeccionadas a partir de amostras oriundas da tese de doutorado de Haddad (1995). Essas amostras foram selecionadas por possuírem a associação mineralógica adequada (plagioclásio, hornblenda, biotita, feldspato alcalino, quartzo, titanita, magnetita e/ou ilmenita e \pm epidoto) para a realização dos cálculos termobarométricos (localização das amostras na Fig. 4). Algumas das amostras escolhidas apresentam clinopiroxênio na moda. Atenção foi dada para o reconhecimento de processos de alteração pós-magmática, que pudessem resultar em reequilíbrio químico das fases de interesse, de modo a evitar esses grãos para os cálculos termobarométricos.

Abaixo são apresentadas as características petrográficas das três Unidades que compõe o Batólito Pinhal-Ipuiúna. Na Figura 5 é apresentada a estimativa modal (diagrama Q-A-P) das amostras estudadas. Uma síntese dos principais aspectos mineralógicos das seções delgadas polidas estudadas também pode ser vista no Anexo I.

As amostras analisadas mostraram pouca variação mineralógica e textural. A monotonia da análise foi quebrada apenas por deformação pós-magmática, que por vezes oblitera parcialmente as texturas ígneas originais. Diferenças pontuais também foram notadas, como, por exemplo, a ausência ou presença de determinada fase mineral acessória ígnea ou pós-magmática (allanita, titanita, epidoto, clorita, carbonato). Muito embora a petrografia observada não acrescente informações àquela apresentada por Haddad (1995), essa etapa foi fundamental para o desenvolvimento deste Trabalho de Formatura.

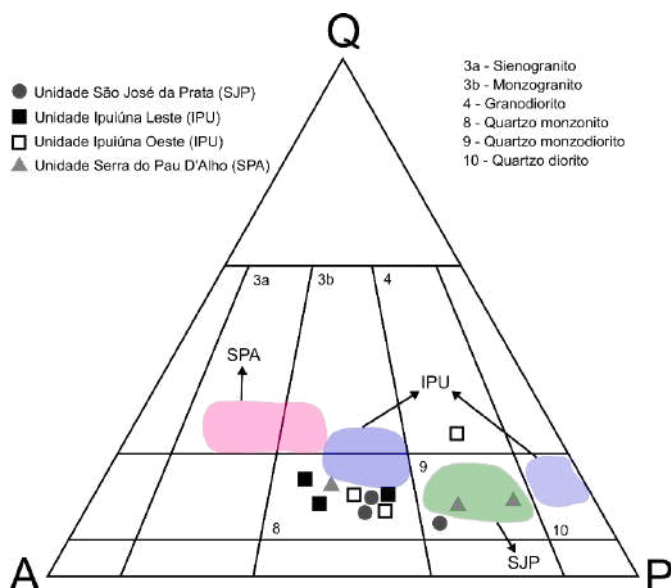


Figura 5. Estimativa modal das seções delgadas polidas estudadas, representando as três Unidades do Batólito Pinhal-Ipuiúna, com base no diagrama Q-A-P de Streckeisen (1976). As áreas hachuradas são as análises modais realizadas por contagem de pontos, feitas por Haddad (1995).

5.1.1 *Unidade São José da Prata (SJP)*

Foram estudadas 3 seções delgadas polidas da unidade São José da Prata: **SC-42**, **SC-158C** e **IU-104**. São rochas de composição intermediária e variam entre biotita-hornblenda quartzo monzonitos e biotita-hornblenda quartzo monzodioritos. São rochas predominantemente porfíricas (quando há uma distinção clara entre matriz e megacristais) e porfiróides (quando a distinção não é tão clara, havendo megacristais em uma matriz fortemente inequigranular), com algumas seções faneríticas inequigranulares. O índice de cor é quase sempre alto (15 a 30). A composição mineralógica comum a todas as seções delgadas é plagioclásio, quartzo, K-feldspato, hornblenda, biotita, minerais opacos e minerais acessórios. Os minerais acessórios são os opacos, zircão, allanita, titanita, apatita, e epidoto, sendo que nem sempre ocorrem juntos em todas as seções.

As rochas estudadas dessa Unidade apresentam textura fanerítica fortemente inequigranular fina a grossa, com grãos da matriz variando de 0,2 a 5,5 mm, com uma granulometria média na matriz de 2 a 3 mm. O plagioclásio aparece como mineral félsico principal, na forma de grãos subédricos e também como grãos tabulares bem desenvolvidos na matriz, frequentemente em contato com grãos de hornblenda (Fig. 6A). Apresenta forte zonamento localmente, enquanto a grande maioria dos grãos apresenta geminação polissintética e, localmente, geminação do tipo Carlsbad. Apresenta mirmequitas apenas localmente e contatos moderadamente sinuosos entre os grãos. O feldspato alcalino aparece em menor proporção na matriz, todavia na forma de grãos bem desenvolvidos e subédricos. Grãos maiores (por volta de 5 mm) apresentam comumente pertitas e recristalização nas bordas, gerando os agregados poliminerálicos. A geminação em grade é comum tanto nos grãos maiores como nos menores. Alguns grãos maiores podem apresentar inclusões de quartzo que chegam a 0,8 mm, além de inclusões de allanita subédrica de 0,5 mm, os quais ocorrem em grãos maiores de plagioclásio e de feldspato alcalino. Texturas de recristalização nas bordas dos minerais félsicos são comuns, ocorrendo agregados finos (por volta de 0,1 mm) compostos por quartzo, feldspato potássico e plagioclásio (inclusive mirmequítico), com grãos menores de biotita, hornblenda, minerais opacos e outros minerais acessórios aparentemente incorporados aos agregados, não tendo sido formados durante essa recristalização (essa característica dos agregados poliminerálicos também é vista nas outras duas Unidades) (Fig. 6C). Quartzo encontra-se na forma de grãos finos (< 1 mm) principalmente, com grãos da matriz comumente apresentando extinção ondulante, indicando processos deformacionais atuantes na rocha, além de textura de recristalização do tipo migração de borda de grão. Hornblenda na forma de grãos subédricos é o mineral máfico principal, apresentando-se como grãos grandes (por volta de 2 mm) com grãos e bordas pouco alteradas no geral (Fig. 6B), com bastante alteração localmente, desenvolvendo biotita e outros minerais de alteração nessas bordas. Saussuritização ocorre em alguns cristais de hornblenda, gerando epidoto primariamente, além de biotita e minerais opacos associados

(Fig. 6D). Inclusões de diversos minerais são frequentes, e os grãos se associam fortemente à biotita. A biotita ocorre na forma de grãos prismáticos e também subédricos, com inclusões de diversos minerais, notadamente o zircão, cristalizando numa direção preferencial por vezes. Titanita é praticamente inexistente, sendo presente apenas rara titanita sobrecrecendo nas bordas dos minerais opacos (Fig. 6E). Epidoto aparece preenchendo fraturas em minerais félsicos da matriz. Clinopiroxênio não foi observado nas seções delgadas polidas desta Unidade. Allanita subédrica pode ser observada tanto dispersa na matriz quanto na forma de inclusões em diversos minerais, normalmente associados aos máficos (Fig. 6F). Apatita é inclusão frequente nos minerais da matriz, na forma de grãos subédricos pequenos (0,2 mm). Dentre os minerais opacos, há grãos subédricos de ilmenita na matriz, em conjunto com magnetita ou não (Fig. 9A), podendo haver lamelas de exsolução de hematita em grande proporção (Fig. 9B). Grãos subédricos de magnetita dispersos pela matriz, com predominância dos grãos de magnetita em algumas seções e predomínio de ilmenita em outros, predominando magnetita no geral, também são comuns. Pirita e calcopirita ocorrem dispersas pela matriz, por vezes inclusas em outros minerais opacos, sendo que a calcopirita sempre se encontra inclusa em um grão maior de pirita.

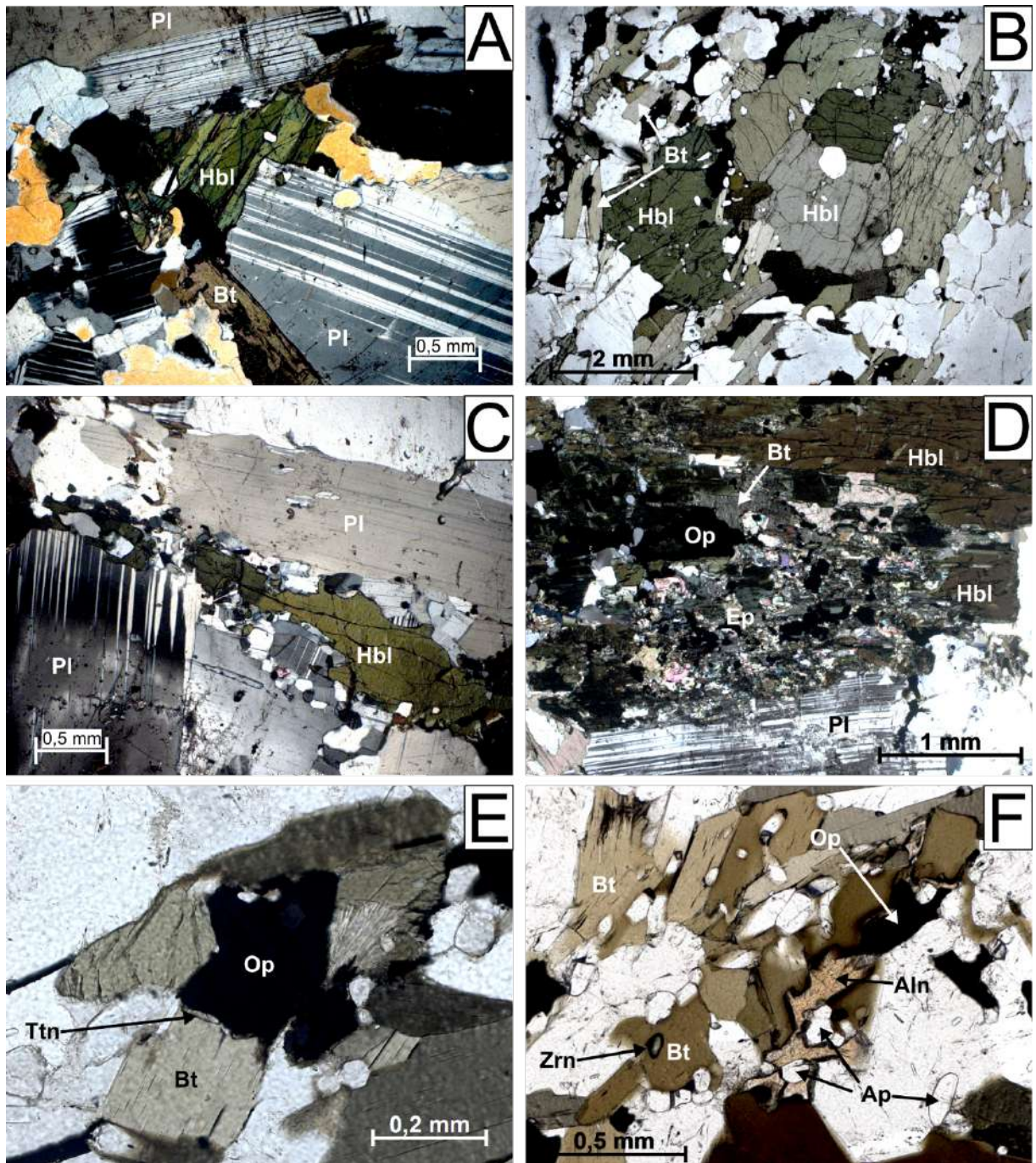


Figura 6. Fotomicrografias em luz transmitida das seções delgadas da Unidade São José da Prata do Batólito Pinhal-Ipuiúna. (A) Grãos subédricos de plagioclásio em contato com grão subédrico de hornblenda, feição típica na matriz das rochas do Batólito, nicóis cruzados. Seção delgada SC-158C. (B) Grãos subédricos de hornblenda em associação com grãos prismáticos de biotita e minerais opacos, mostrando o alto IC comum às rochas desta Unidade. Seção delgada IU-104. (C) Agregados poliminerálicos finos de recristalização nas bordas de grãos tabulares de plagioclásio, com um grão de hornblenda incluído em meio ao agregado, nicóis cruzados. Seção delgada SC-158C. (D) Saussuritização em grão de hornblenda, a qual altera para epidoto, biotita e minerais opacos, nicóis cruzados. Notar grão de plagioclásio originalmente em contato com o grão de hornblenda, antes da alteração. Seção delgada SC-42. (E) Grão de mineral opaco em meio à biotita, com rara titanita em suas bordas, produto de reequilíbrio químico. Seção delgada IU-104. (F) Minerais acessórios (allanita, zircão, minerais opacos e apatita), em meio à aglomerado de biotita. Seção delgada SC-42.

5.1.2 Unidade Ipuiúna (IPU)

Na unidade Ipuiúna foram estudadas 6 seções delgadas polidas: **PH-145**, **PH-165**, **PH-85A**, **RC-10A**, **CD-01** e **IU-07A**. São rochas de composição intermediária, dentre as quais predominam amplamente biotita-hornblenda quartzo monzonitos, seguidos de biotita-hornblenda quartzo monzodioritos, com ocorrências de biotita-hornblenda monzogranitos e granodioritos. São rochas predominantemente porfíricas a porfíroides, com algumas seções faneríticas, sempre inequigranulares. O índice de cor é bastante alto (15 a 35) nas seções delgadas em geral. A composição mineralógica comum é plagioclásio, feldspato potássico, quartzo, hornblenda e biotita. Minerais opacos, zircão, allanita, titanita, apatita, clinopiroxênio e epidoto aparecem como minerais acessórios. Em algumas amostras a hornblenda apresenta alteração para biotita e também alteração pós-magmática para epidoto e carbonato, sendo que a alteração para carbonato é exclusiva dessa unidade.

As rochas desta unidade apresentam textura porfírica e porfíroide em algumas seções, com megacristais de feldspato alcalino variando de 10 a 12 mm (Fig. 7A). A maioria das rochas apresenta textura fanerítica inequigranular fina a grossa, com granulação variando de 0,2 a 6 mm na matriz, e uma granulação média de 1 a 3 mm. O plagioclásio é o mineral félsico principal, ocorrendo como grãos subédricos com geminação polissintética em grande parte, e alguns com o tipo Carlsbad. Grãos com mirmequita são localmente abundantes, e sericitização dos feldspatos não é incomum nas seções dessa Unidade (Fig. 7B), assim como fraturas preenchidas por epidoto pós-magmático. O feldspato alcalino ocorre como megacristais euédricos e como grãos subédricos na matriz. A presença de pertitas e de geminação em grade é feição comum tanto aos grãos da matriz quanto aos megacristais, sendo especialmente notada nos últimos. O quartzo apresenta-se como grãos subédricos a anédricos de tamanho variado (0,3 a 4 mm) e dispersos na matriz. Apresenta extinção ondulante característica de ambientes deformacionais e textura de recristalização do tipo migração de borda de grão comumente, e, localmente, do tipo *bulging* (Fig. 7C). Há a presença dos agregados finos poliminerálicos de recristalização em volta dos megacristais de feldspato alcalino principalmente e também em volta de grãos maiores de plagioclásio e feldspato alcalino. A hornblenda é o mineral máfico principal, exceção feita à seção CD-01, na qual biotita ocorre como o mineral máfico principal. Ocorre como grãos subédricos com geminação simples localmente, comumente associados à biotita, e os grãos não raramente encontram-se parcialmente alterados em suas bordas ou em sua quase totalidade, sendo biotita o principal mineral para o qual a hornblenda se altera, também ocorrendo alteração pós-magmática, gerando epidoto subédrico, clorita e carbonato. Apresenta inclusões de minerais opacos, apatita, dentre outros, além de ter fraturas preenchidas por epidoto em muitos pontos. A biotita ocorre na forma de grãos prismáticos ou subédricos, cristalizando segundo uma direção preferencial em diversas seções (Fig. 7D), enquanto em outras ela está dispersa aleatoriamente na matriz. Tem inclusões de diversos minerais acessórios,

notadamente apatita, minerais opacos e zircão. Em algumas seções, a biotita apresenta cloritização local. Em meio aos minerais máficos, ocorre, localmente, preservação de clinopiroxênio (Fig. 7E). Allanita subédrica na matriz não é incomum, por vezes em grande quantidade de grãos. Titanita subédrica é comum na maioria das seções (Fig. 7F), assim como titanita sobrecrecendo nas bordas de minerais opacos. Apatita é uma inclusão frequente em muitos minerais da matriz, assim como o epidoto. Dentre os minerais opacos, há grãos subédricos de ilmenita, mostrando forte diferença de cor em relação à magnetita (Fig. 9C), com ou sem lamelas bem desenvolvidas de exsolução de hematita (Fig. 9D), e grãos subédricos de magnetita dispersos pela matriz, com uma proporção semelhante entre os dois. Pirita é mais rara nesta Unidade, e calcopirita muitas vezes não ocorre, sendo pontual sua presença. Quando ocorre, sempre se encontra inclusa em um grão maior de pirita.

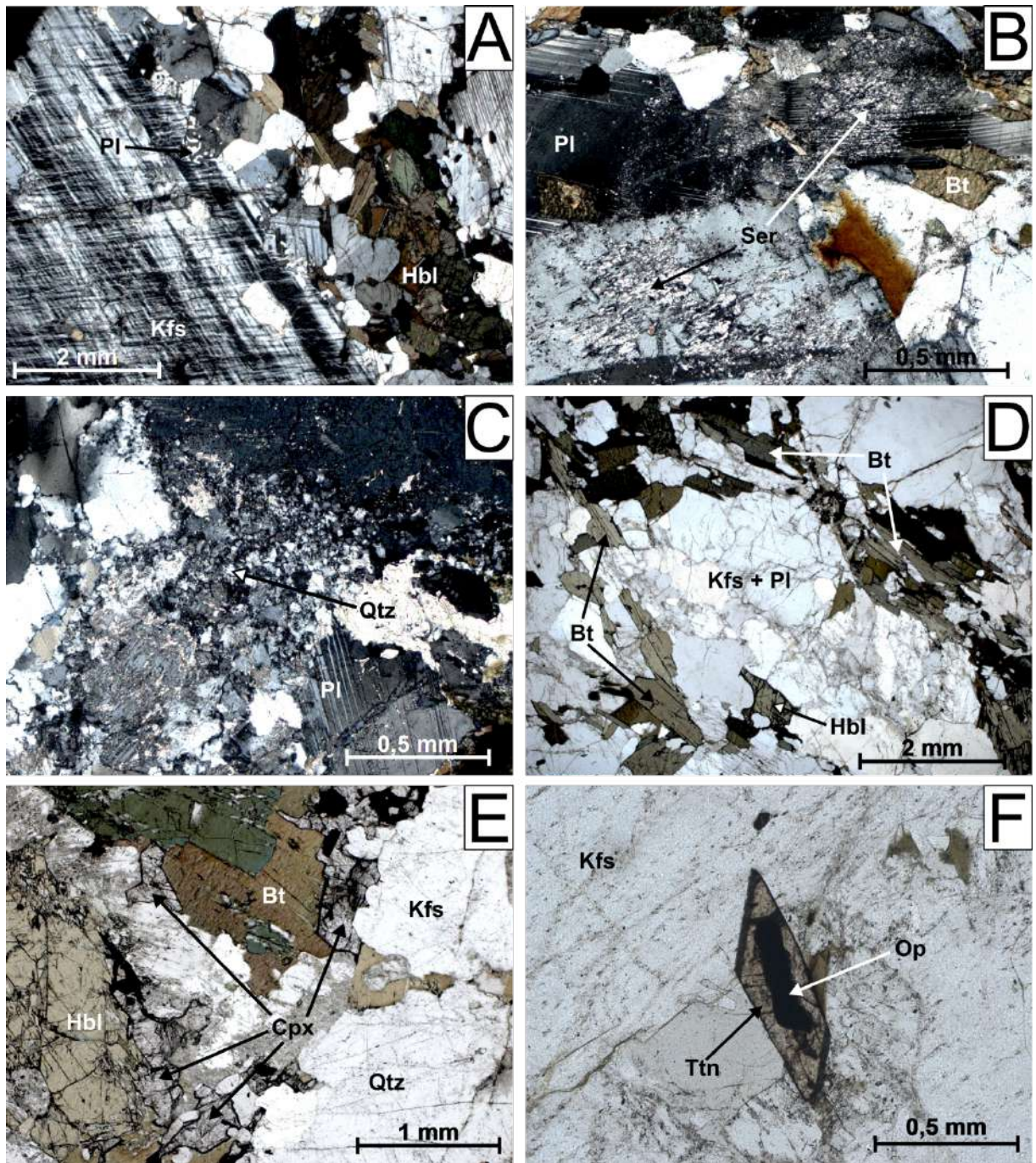


Figura 7. Fotomicrografias em luz transmitida das seções delgadas da Unidade Ipuiúna do Batólito Pinhal-Ipuiúna. (A) Megacristal de feldspato alcalino em relação à matriz da rocha, mostrando a textura porfirítica de parte das rochas desta Unidade, nicóis cruzados. Notar plagioclásio mirmequítico presente na matriz. Seção delgada RC-10A. (B) Sericitização moderada dos grãos de feldspato da matriz, feição comum nas rochas desta Unidade, nicóis cruzados. Seção delgada PH-85A. (C) Textura de recristalização em quartzo da matriz, do tipo *bulging*, feição observada apenas nesta Unidade, nicóis cruzados. Seção delgada IU-07A. (D) Grãos prismáticos de biotita (em associação com hornblenda) mostrando cristalização em uma direção preferencial, feição comum aos minerais máficos desta Unidade. Seção delgada RC-10A. (E) Grãos subédricos de clinopiroxênio associados aos outros minerais máficos da matriz. Seção delgada PH-165. (F) Grao euédrico de titanita em meio à matriz, sobrecrecido no grão de opaco (ilmenita) ao centro. Seção delgada RC-10A.

5.1.3 Unidade Serra do Pau D'Alho (SPA)

Na unidade Serra do Pau d'Alho, foram estudadas 3 seções delgadas polidas: **PH-14**, **PH-68B** e **SC-333**. Representam as rochas mais diferenciadas do Batólito, dentre as quais sienogranitos e monzogranitos com hornblenda e biotita, com IC baixo (em torno de 4), além de ocorrências de quartzo monzonitos. Foram também estudados os enclaves presentes nessa unidade, que apresentam composição quartzo monzodiorítica e IC bastante alto (em torno de 30), sendo semelhantes às rochas da Unidade Ipuiúna. Rochas desta unidade são amplamente porfiríticas, com algumas seções apresentando megacristais de feldspato potássico chegando a 20 mm na seção delgada. De modo geral, a hornblenda, pouco presente nesta unidade, mostra ampla substituição para biotita, algo que ocorre em menor proporção nas outras duas unidades. A composição mineralógica comum dessas rochas é quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita e hornblenda. Minerais opacos, zircão, allanita, titanita, apatita, epidoto, clorita e clinopiroxênio compõe os minerais acessórios.

As rochas desta Unidade apresentam uma textura fanerítica inequigranular fina a média, localmente grossa, com granulação variando de 0,1 a 3 mm, podendo chegar a 6 mm, e em média entre 1 a 2 mm (Fig. 8A). Plagioclásio é o mineral félsico predominante, apresentando geminação polissintética e do tipo Carlsbad localmente. Apresenta sericitização em diversos grãos localmente (Fig. 8C), e os grãos são subédricos em sua maioria, com alguns tabulares. Ocorre localmente com extinção concêntrica e também com mirmequitas. Feldspato alcalino ocorre na forma de grãos subédricos com geminação em grade, com pertitas ocorrendo apenas nos grãos maiores (por volta de 3 mm). Quartzo ocorre como grãos anédricos principalmente, com extinção ondulante e com textura de recristalização do tipo migração de borda de grão em diversos pontos. Agregados poliminerálicos finos de recristalização são comuns em volta dos grãos maiores de plagioclásio e feldspato alcalino. A hornblenda ocorre na forma de grãos subédricos e se encontra parcialmente alterada para biotita (Fig. 8D) e epidoto em muitos pontos das seções, sendo que ela não é o mineral máfico principal da Unidade, e sim a biotita. Biotita se apresenta como grãos prismáticos ou subédricos, cristalizando segundo uma direção preferencial em alguns pontos (Fig. 8B) e comumente sofrendo cloritização dos seus cristais. Titanita subédrica é relativamente comum, assim como titanita sobrecrecendo nas bordas dos minerais opacos, com exceção da seção PH-68B, na qual titanita é praticamente inexistente. Apatita é inclusão frequente nos minerais da matriz. Epidoto aparece localmente na matriz em aglomerados anédricos, e também preenchendo fraturas em diversos minerais. Clinopiroxênio é preservado localmente em meio aos grãos de hornblenda (Fig. 8E). Allanita subédrica não é incomum nas seções. Zircão aparece principalmente incluso em biotita e, mais raramente, em hornblenda. Clorita é ocorrência relativamente comum em aglomerados de alteração pós-magmática de biotita (Fig. 8F). Dentre os opacos, grãos subédricos de ilmenita, em equilíbrio químico com magnetita (Fig. 9E), e apresentando lamelas de exsolução de hematita ou não, aparecem em proporção

ligeiramente inferior aos grãos subédricos de magnetita, com pirita inclusa nesses minerais opacos, e também dispersa pela matriz. Em muitos casos os grãos de minerais opacos contêm as duas fases minerais (ilmenita e magnetita). Calcopirita foi observada apenas pontualmente (Fig. 9F).

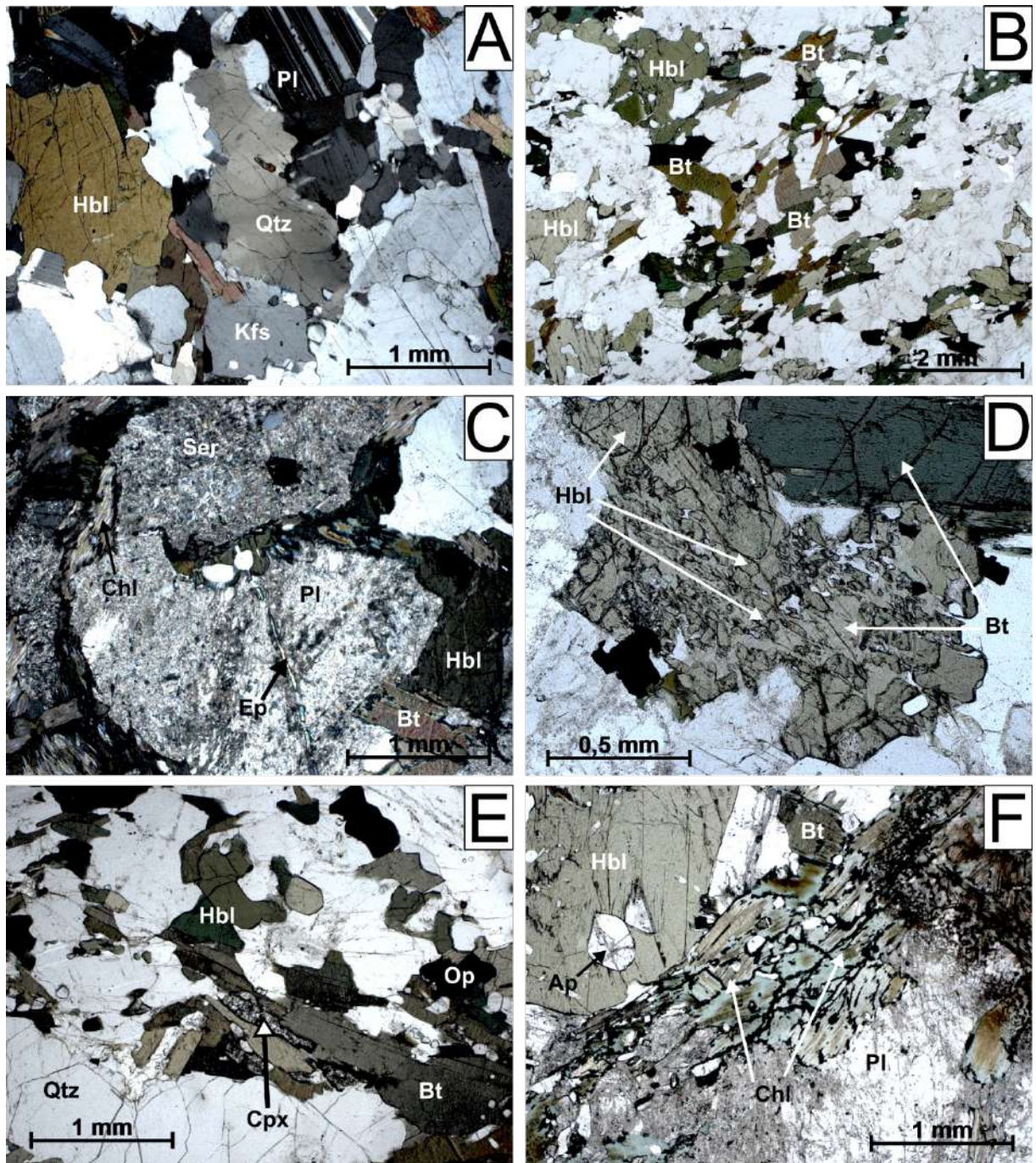


Figura 8. Fotomicrografias em luz transmitida das seções delgadas da Unidade Serra do Pau D'Alho do Batólito Pinhal-Ipuiúna. (A) Grãos minerais da matriz, mostrando o arranjo comum desses minerais nas seções delgadas desta Unidade, e também mostrando quartzo com extinção ondulante e textura de recristalização do tipo migração de borda de grão, nicóis cruzados. Seção delgada SC-333. (B) Aglomerados de minerais máficos da matriz, contendo biotita e hornblenda, mostrando a predominância de biotita nesta Unidade, além de sua cristalização segundo uma direção preferencial. Seção delgada PH-68B. (C) Grão de plagioclásio com sericitização relativamente intensa, e com cloritização da biotita no canto esquerdo, nicóis cruzados. Seção delgada PH-14. (D) Alteração parcial de hornblenda para biotita, feição relativamente comum nas seções delgadas desta Unidade. Seção delgada PH-14. (E) Preservação de grão de clinopiroxênio em meio a grãos de biotita e hornblenda. Seção delgada SC-333. (F) Cloritização intensa de grãos de biotita, feição comum a esta Unidade. Notar sericitização no plagioclásio e inclusões de apatita em hornblenda. Seção delgada PH-14.

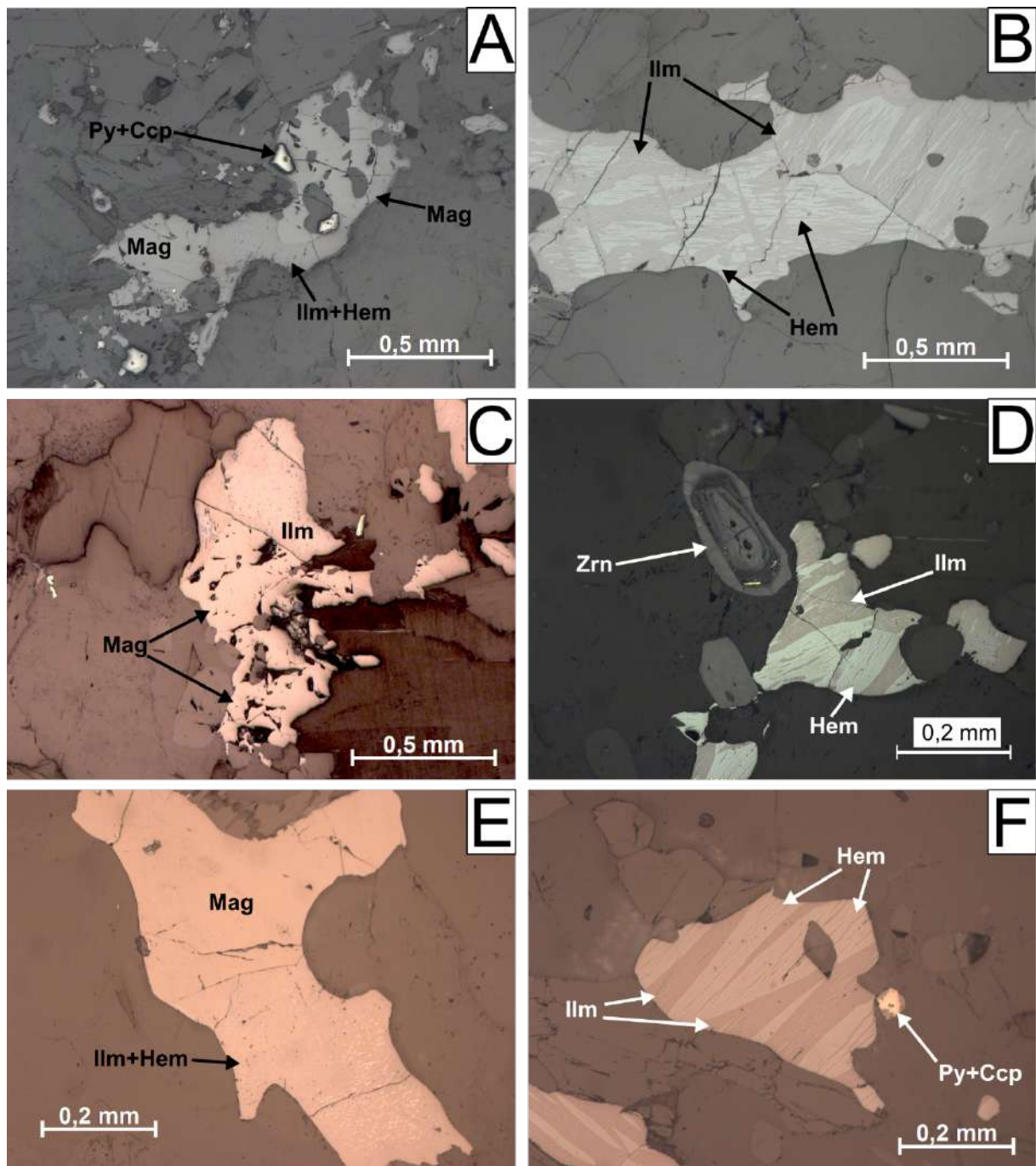


Figura 9. Fotomicrografias em luz refletida das seções delgadas polidas das Unidades São José da Prata (A e B), Ipuiúna (C e D) e Serra do Pau D'Alho (E e F) do Batólito Pinhal-Ipuiúna. (A) Grãos subédricos de magnetita e ilmenita, com inclusões de pirita e calcopirita inclusa na pirita. Seção delgada polida SC-158C. (B) Grão de ilmenita com lamelas de exsolução de hematita, feição comum às rochas do Batólito. Seção delgada polida SC-42. (C) Grãos subédricos de ilmenita e magnetita, mostrando diferença de cor entre os dois minerais. Seção delgada polida PH-165. (D) Grão subédrico de ilmenita com lamelas de exsolução de hematita, ao lado de um cristal zonado de zircão. Seção delgada polida PH-165. (E) Ilmenita com pequenas lamelas de exsolução de hematita, em contato com grão de magnetita subédrico. Seção delgada polida PH-68B. (F) Grão subédrico de ilmenita com pronunciadas lamelas de exsolução de hematita, notar cristal de pirita com inclusão de calcopirita. Seção delgada polida PH-68B.

5.2 Química Mineral

Foram analisadas as composições químicas, por meio de microsonda eletrônica, das bordas, centros e posições intermediárias de grãos de hornblenda e plagioclásio, de modo a reconhecer possíveis efeitos de desequilíbrio químico entre esses minerais na rocha. Com base nos dados de química mineral dos Anexos III e IV, foi visto que não houve variação significativa dentre de um mesmo grão, nem entre os grãos. Essa falta de variação também foi vista dentro de grãos em uma mesma unidade e também entre unidades.

Os resultados de química mineral mostram que os anfibólios podem ser classificados, de acordo com Hawthorne *et al.* (2012), como magnésio hastingsita e pargasita (Fig. 10). Em se tratando de variação catiônica dos anfibólios, os dados de química mineral mostram que tanto a substituição tschermakítica quanto a substituição edenítica controlam a variação composicional nas rochas do Batólito (Fig. 11), o que, segundo Schmidt (1992), indica que tanto a pressão quanto a temperatura influenciaram o conteúdo de Al^T das rochas. Os plagioclásios mostram boa correlação com as composições obtidas opticamente e disponíveis nas tabelas do Anexo I, sendo classificados como andesina, com teores de An variando de An_{30} a An_{50} (Fig. 12).

O recálculo catiônico para a fase mineral anfibólio foi de acordo com Hawthorne *et al.* (2012), enquanto que para a fase mineral plagioclásio foi o de Deer *et al.* (1992). As pranchas das seções polidas e minerais escolhidos para análise química podem ser vistas no Anexo II. As tabelas com as composições químicas de hornblenda e plagioclásio podem ser vistas nos Anexos III e IV.

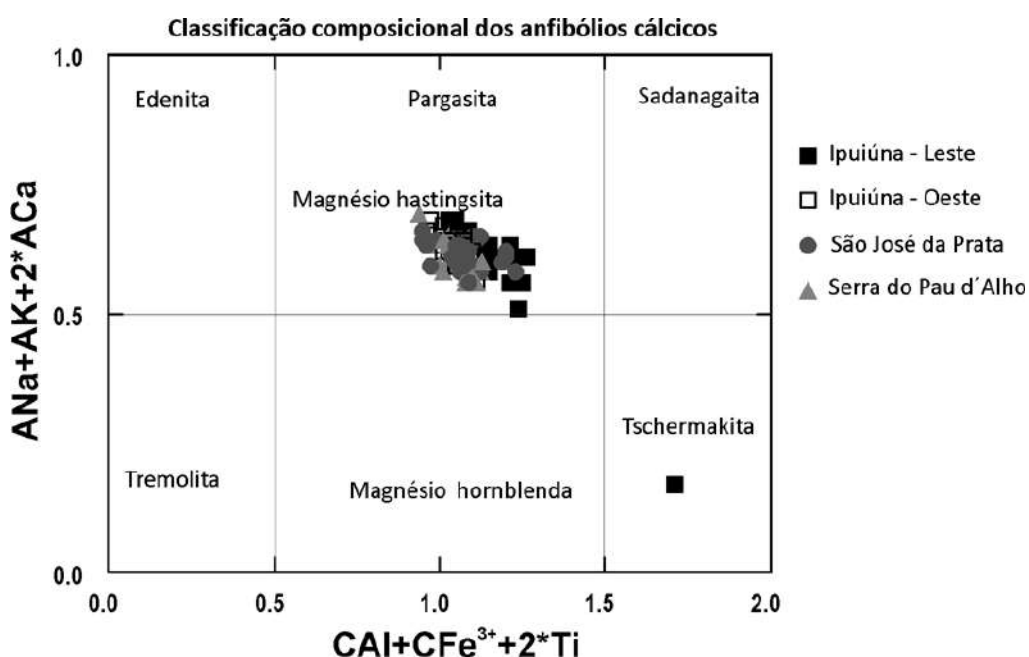


Figura 10. Classificação dos anfibólios analisados, segundo Hawthorne *et al.* (2012), mostrando que a grande maioria dos cristais é classificada como pargasita e magnésio hastingsita.

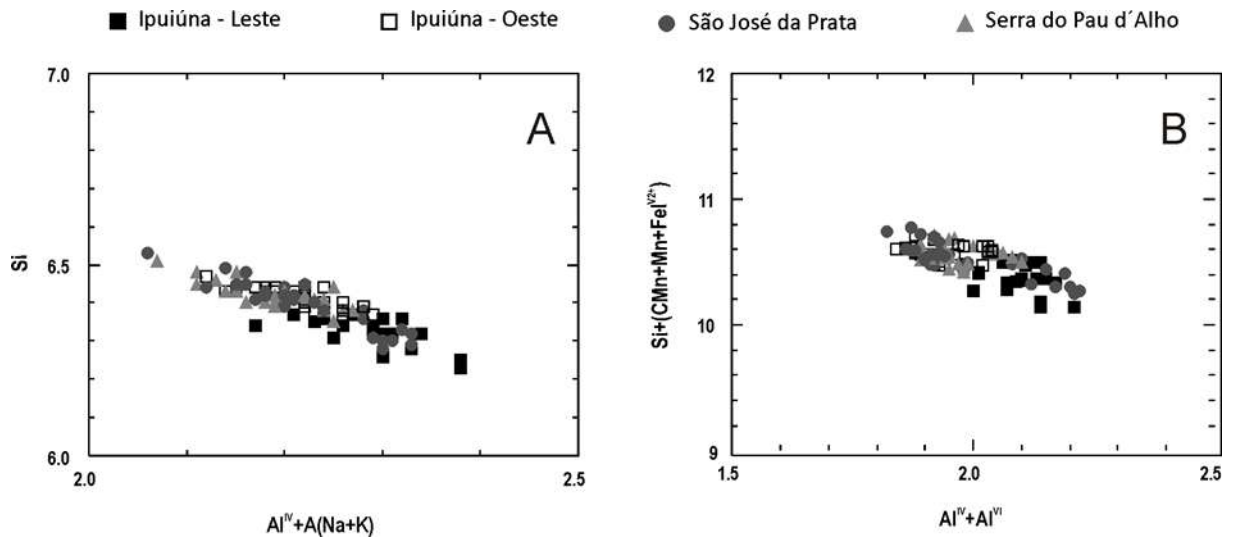


Figura 11. Diagrama de variações catiônicas para anfibólio cálcico de granitoides do Batólito Pinhal-Ipuiúna: (A) troca edenítica; (B) troca tschermakítica. Note que a variação composicional é controlada pelas duas trocas, tanto entre quanto dentro das unidades.

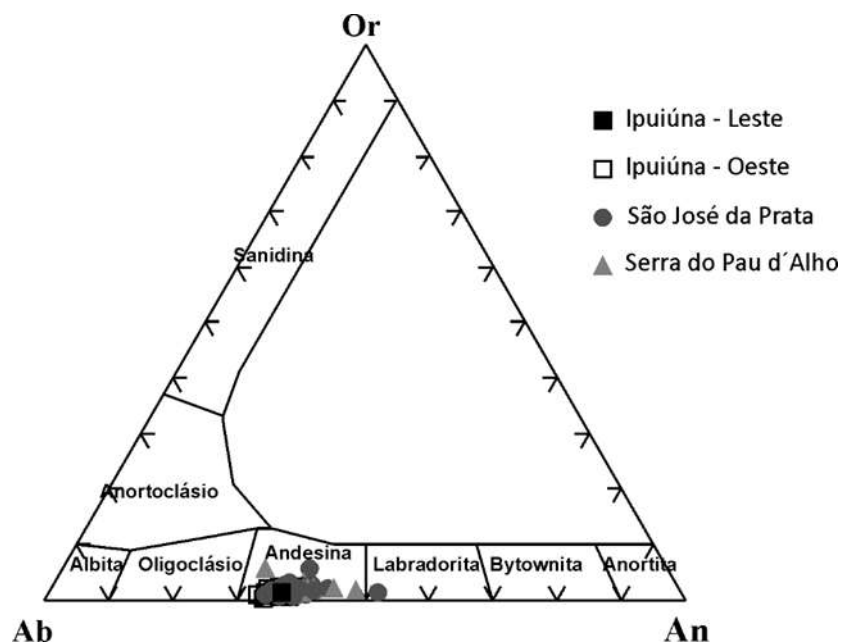


Figura 12. Classificação dos plagioclásios analisados, mostrando que os cristais podem ser classificados como andesina.

5.3 Termobarometria

Para os cálculos de pressão e temperatura nas amostras selecionadas, foram utilizados os dados de química mineral das bordas de grãos de hornblenda e de plagioclásio, obtidos por meio de microsonda eletrônica. Neles foram aplicados os recálculos de Holland e Blundy (1994) para as bordas de hornblenda, que realizam uma aproximação do sítio

octaédrico do Fe^{3+} , fazendo um balanço estequiométrico para admitir os valores máximos e mínimos desse íon, de modo a se ter a proporção catiônica adequada para o funcionamento do geobarômetro e do geotermômetro, e a escolha por esse recálculo foi devido ao fato dele ser usado por Anderson e Smith (1995) e por Mutch *et al.* (2016), com os autores deste último apresentando algumas modificações, que não foram aqui adotadas. Os dados obtidos para as três unidades do Batólito Pinhal-Ipuiúna são apresentados na Tabela 3 (A - Ipuiúna em sua porção leste; B - São José da Prata; C - Serra do Pau D'Alho; D - Ipuiúna em sua porção oeste) e nas Figuras 13 e 17. A ordem de apresentação das tabelas levou em consideração a distribuição das amostras ao longo do batólito, de leste para oeste.

As temperaturas foram calculadas utilizando-se os geotermômetros de Blundy e Holland (1990) e Holland e Blundy (1994), usando as pressões calculadas com os geobarômetros de Schmidt (1992), Ague (1997) e Mutch *et al.* (2016). As fórmulas de Anderson e Smith (1995) foram usadas em conjunto com os geotermômetros de Blundy e Holland (1990) e Holland e Blundy (1994) para o cálculo da pressão e da temperatura. De acordo com Anderson (1996) e Anderson *et al.* (2008), os dados de temperatura mais consistentes são apresentados pelo Termômetro B de Holland e Blundy (1994), pelo fato dele ser o termômetro que apresenta temperaturas mais adequadas e reproduzidas por outros termômetros independentes. Desse modo, esses foram os dados utilizados para a discussão sobre as condições de cristalização do Batólito.

Os dados de pressão mais elevados foram os obtidos com o geobarômetro de Schmidt (1992), bastante difundido na literatura, que apresenta pressões normalmente 1 kbar acima dos obtidos pelos outros geobarômetros. Esse barômetro foi calibrado fazendo uso de dados experimentais obtidos por meio de materiais com teores de Al_2O_3 maiores que 16% e também não considerou os efeitos da temperatura e fugacidade de oxigênio na cristalização dos magmas. Os geobarômetros de Anderson e Smith (1995), Ague (1997) e Mutch *et al.* (2016) mostram boa correlação dos resultados, sendo que a equação fornecida pelos dois últimos autores calcula a pressão de forma independente da temperatura. Já a pressão obtida pelo método de Anderson e Smith (1995) é calculada de forma iterativa com a temperatura, obtida pelos métodos propostos por Blundy e Holland (1990) e Holland e Blundy (1994).

Em relação à porção leste da Unidade Ipuiúna, as pressões calculadas por Ague (1997), Anderson e Smith (1995) e Mutch *et al.* (2016) apresentam valores, em média, no intervalo de 5,6 a 6,1 kbar. As temperaturas calculadas pelo termômetro B de Holland e Blundy (1994) apresentam valores médios de 745°C.

Em relação à porção oeste da Unidade Ipuiúna, as pressões calculadas pelos mesmos geobarômetros apresentam valores, em média, no intervalo entre 4,8 e 5,5 kbar. As temperaturas calculadas pelo termômetro B de Holland e Blundy (1994) para a porção oeste do batólito são, em média, de 757°C. Considerando os mesmos geotermobarômetros, as pressões obtidas para a Unidade São José da Prata ficaram no intervalo entre 4,9 e 5,6 kbar,

e as temperaturas em torno de 760°C. Já em relação à Unidade Serra do Pau D'Alho, as pressões calculadas foram, em média, no intervalo entre 5 e 5,6 kbar, e as temperaturas ficaram em torno de 747°C.

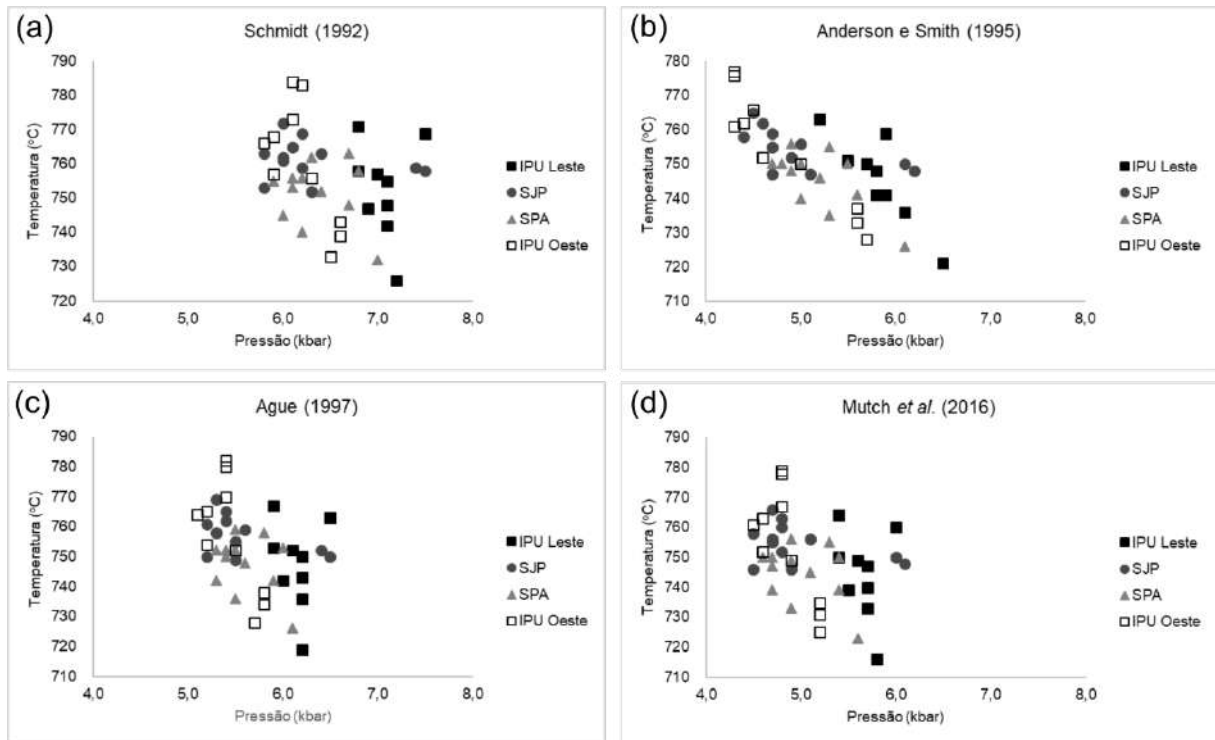


Figura 13. Relação entre pressão e temperatura nas unidades e entre unidades do Batólito Pinhal-Ipuiúna, de acordo com os autores de (a) a (d).

Tabela 3A. Termobarometria e química mineral de anfibólio – IPU Leste (O = 23).

Amostras	CD01	CD01	CD01	CD01	IU_07A	IU_07A	IU_07A	IU_07A	IU_07A	Média	STDV
Ponto	P1-b	P2-b1	P2-b2	P3-b1	P1-b	P2-b	P3-b	P3-b2	P3-b3	Média	STDV
SiO ₂	41.47	42.08	41.87	41.28	41.30	41.17	41.42	41.35	40.76	41.4	0.38
TiO ₂	1.64	1.52	2.13	1.52	0.73	1.74	1.49	1.41	1.19	1.5	0.38
Al ₂ O ₃	11.86	12.09	11.87	12.41	11.89	11.49	11.56	11.48	11.82	11.8	0.30
FeO*	18.58	18.31	17.69	18.88	19.39	18.89	18.53	19.27	19.24	18.8	0.54
MgO	8.78	8.95	9.44	8.97	8.73	9.00	8.89	8.67	8.63	8.9	0.24
MnO	0.64	0.60	0.59	0.61	0.57	0.56	0.59	0.59	0.54	0.6	0.03
CaO	11.11	11.38	11.33	11.14	11.33	11.26	11.32	11.28	11.33	11.3	0.09
Na ₂ O	1.34	1.18	1.37	1.41	1.07	1.20	1.17	1.21	1.07	1.2	0.12
K ₂ O	1.71	1.67	1.66	1.58	1.62	1.72	1.64	1.71	1.60	1.7	0.05
F	0.25	0.28	0.29	0.34	0.34	0.30	0.36	0.27	0.26	0.3	0.04
Cl	<u>0.18</u>	<u>0.16</u>	<u>0.14</u>	<u>0.18</u>	<u>0.15</u>	<u>0.12</u>	<u>0.12</u>	<u>0.15</u>	<u>0.17</u>	0.2	0.02
Total	97.56	96.10	98.38	98.32	97.12	97.45	97.09	97.39	96.61	97.3	0.73
*= Fe tot											
Formulação de acordo com Holland e Blundy (1994)											
Si	6.30	6.33	6.28	6.21	6.28	6.26	6.31	6.30	6.24	6.3	0.04
Al ^{IV}	1.70	1.67	1.72	1.79	1.72	1.74	1.69	1.70	1.76	1.7	0.04
Al ^{VI}	0.42	0.47	0.38	0.41	0.42	0.31	0.39	0.36	0.37	0.4	0.04
Ti	0.19	0.17	0.24	0.17	0.08	0.20	0.17	0.16	0.14	0.2	0.04
Fe ³⁺	0.49	0.48	0.44	0.65	0.78	0.63	0.56	0.60	0.74	0.6	0.11
Mg	1.99	2.01	2.11	2.01	1.98	2.04	2.02	1.97	1.97	2.0	0.04
Mn	0.08	0.08	0.07	0.08	0.07	0.07	0.08	0.08	0.07	0.1	0.00
Fe ²⁺	1.87	1.82	1.78	1.72	1.69	1.77	1.80	1.85	1.72	1.82	0.10
Ca	1.81	1.83	1.82	1.80	1.85	1.83	1.85	1.84	1.86	1.8	0.02
Na	0.39	0.34	0.40	0.41	0.32	0.35	0.35	0.36	0.32	0.37	0.04
K	0.33	0.32	0.32	0.30	0.31	0.33	0.32	0.33	0.31	0.3	0.01
OH	1.83	1.82	1.83	1.79	1.79	1.82	1.79	1.83	1.83	1.8	0.02
F	0.12	0.13	0.14	0.16	0.17	0.15	0.18	0.13	0.13	0.1	0.02
Cl	<u>0.05</u>	<u>0.04</u>	<u>0.04</u>	<u>0.05</u>	<u>0.04</u>	<u>0.03</u>	<u>0.03</u>	<u>0.04</u>	<u>0.04</u>	0.0	0.01
Cátions	15.57	15.52	15.56	15.55	15.50	15.54	15.53	15.55	15.50	15.5	0.03
Al (Total)	2.12	2.14	2.10	2.20	2.13	2.06	2.08	2.06	2.13	2.1	0.05
Fe#	0.54	0.53	0.51	0.54	0.55	0.54	0.54	0.56	0.56	0.5	0.01
Fe ³⁺ /Fe _{Tot}	0.21	0.21	0.20	0.27	0.31	0.26	0.24	0.25	0.30	0.3	0.04
Temperatura de acordo Blundy e Holland (1990; T) e Holland e Blundy (1994, TA e TB) utilizando Pressão (P) de acordo com Schmidt (1992)											
P kbar	7.1	7.2	7.0	7.5	7.1	6.8	6.9	6.8	7.1	7.1	0.22
TA (°C)	725	701	741	750	715	751	729	740	735	732	16
TB (°C)	748	726	757	769	742	771	747	758	755	752	14
T (°C)	782	775	788	799	790	801	790	795	802	791	9
Resultados baseados na interação das equações de (Anderson e Smith, 1995) e (TA e TB – Holland e Blundy, 1994; T – Blundy e Holland, 1990)											
TA (°C)	729	702	747	756	717	762	734	746	741	737	19
PA kbar	6.2	6.8	5.7	5.9	6.5	5.2	5.9	5.6	6.0	6.0	0.47
TB (°C)	741	721	750	759	736	763	741	751	748	746	13
PB kbar	5.9	6.5	5.7	5.9	6.1	5.2	5.8	5.5	5.8	5.8	0.37
T (°C)	848	834	862	899	870	894	867	877	902	872	23
P kbar	2.9	3.5	2.4	1.3	2.2	1.0	2.1	1.7	0.9	2.0	0.87
Temperatura de acordo Blundy e Holland (1990; T) e Holland e Blundy (1994; TA e TB) utilizando Pressão (P) de acordo com Ague (1997)											
P kbar	6.2	6.2	6.1	6.5	6.2	5.9	6.0	5.9	6.2	6.1	0.17
TA (°C)	729	703	745	754	718	757	733	744	740	736	17
TB (°C)	743	719	752	763	736	767	742	753	750	747	14
T (°C)	797	790	803	816	806	815	805	809	817	806	9
Temperatura de acordo Blundy e Holland (1990; T) e Holland e Blundy (1994, TA e TB) utilizando Pressão (P) de acordo com Mutch et al (2016)											
P kbar	5.7	5.8	5.6	6.0	5.7	5.4	5.5	5.4	5.7	5.6	0.21
TA (°C)	731	704	748	756	720	760	735	747	742	738	18
TB (°C)	740	716	749	760	733	764	739	750	747	745	15
T (°C)	804	798	811	823	813	824	813	817	825	814	9
Teores de Albite e Anortita do Plagioclásio											
X Ab	0.66	0.65	0.65	0.64	0.64	0.64	0.63	0.63	0.63	0.6	0.01
X An	0.34	0.34	0.34	0.34	0.36	0.35	0.36	0.36	0.36	0.4	0.01

Tabela 3B. Termobarometria e química mineral de anfibólio – SJP (O = 23)

Amostras	IU104	IU104	SC158	SC158	SC158	SC158	SC158	SC42	SC42	SC42	SC42	SC42	Média	STDV
Ponto	P2-b	P3-b	P1-b	P1-b2	P2-b	P3-b	P3-b2	P1-b	P1-b2	P2-b	P3-b	P3-b2	Média	STDV
SiO ₂	41.83	41.98	42.00	42.21	42.28	42.52	42.17	42.40	42.47	43.26	42.56	42.63	42.36	0.4
TiO ₂	1.51	1.67	1.63	1.67	1.71	1.60	1.89	1.97	1.79	1.77	1.59	1.70	1.71	0.1
Al ₂ O ₃	12.49	12.45	11.10	10.78	10.81	10.67	10.91	10.78	10.69	10.48	10.70	10.43	11.02	0.7
FeO*	16.86	17.24	17.19	17.22	16.86	17.21	17.02	16.28	16.43	16.13	16.95	16.91	16.86	0.4
MgO	9.82	9.61	9.96	10.06	10.13	10.21	9.97	10.52	10.55	10.61	10.38	10.49	10.19	0.3
MnO	0.54	0.62	0.59	0.60	0.66	0.58	0.56	0.58	0.58	0.57	0.59	0.59	0.59	0.0
CaO	11.29	11.33	11.29	11.16	11.19	11.34	11.35	11.38	11.24	11.22	11.18	11.25	11.27	0.1
Na ₂ O	1.23	1.23	1.35	1.38	1.34	1.36	1.27	1.27	1.42	1.28	1.24	1.34	1.31	0.1
K ₂ O	1.75	1.77	1.59	1.61	1.58	1.42	1.63	1.57	1.60	1.57	1.57	1.53	1.60	0.1
F	0.36	0.27	0.42	0.30	0.41	0.38	0.25	0.50	0.45	0.49	0.40	0.41	0.39	0.1
Cl	<u>0.10</u>	<u>0.07</u>	<u>0.12</u>	<u>0.10</u>	<u>0.10</u>	<u>0.09</u>	<u>0.09</u>	<u>0.11</u>	<u>0.06</u>	<u>0.06</u>	<u>0.12</u>	<u>0.11</u>	0.09	0.0
Total	96.10	98.24	97.24	97.09	97.07	97.38	97.11	97.36	97.28	97.44	97.28	97.39	97.25	0.5
* = Fe tot														
Formulação de acordo com Holland e Blundy (1994)														
Si	6.27	6.28	6.36	6.39	6.40	6.41	6.38	6.39	6.41	6.50	6.41	6.42	6.39	0.1
Al ^{IV}	1.73	1.72	1.64	1.61	1.60	1.59	1.62	1.61	1.59	1.50	1.59	1.58	1.61	0.1
Al ^{VI}	0.48	0.47	0.34	0.32	0.33	0.31	0.33	0.31	0.31	0.35	0.31	0.28	0.34	0.1
Ti	0.17	0.19	0.19	0.19	0.19	0.18	0.22	0.22	0.20	0.20	0.18	0.19	0.19	0.0
Fe ³⁺	0.51	0.49	0.51	0.50	0.48	0.54	0.44	0.46	0.46	0.43	0.56	0.53	0.49	0.0
Mg	2.20	2.14	2.25	2.27	2.29	2.29	2.25	2.36	2.37	2.37	2.33	2.36	2.29	0.1
Mn	0.07	0.08	0.08	0.08	0.08	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.08	0.08	0.08	0.0
Fe ²⁺	1.60	1.67	1.66	1.68	1.66	1.63	1.71	1.59	1.61	1.60	1.58	1.60	1.64	0.05
Ca	1.81	1.81	1.83	1.81	1.82	1.83	1.84	1.84	1.82	1.81	1.81	1.82	1.82	0.0
Na	0.36	0.36	0.40	0.41	0.39	0.40	0.37	0.37	0.42	0.37	0.36	0.39	0.38	0.03
K	0.33	0.34	0.31	0.31	0.31	0.27	0.31	0.30	0.31	0.30	0.30	0.29	0.31	0.0
OH	1.80	1.85	1.77	1.83	1.78	1.79	1.86	1.73	1.77	1.75	1.78	1.77	1.79	0.0
F	0.17	0.13	0.20	0.15	0.20	0.18	0.12	0.24	0.22	0.23	0.19	0.20	0.19	0.0
Cl	<u>0.03</u>	<u>0.02</u>	<u>0.03</u>	<u>0.03</u>	<u>0.03</u>	<u>0.02</u>	<u>0.02</u>	<u>0.03</u>	<u>0.02</u>	<u>0.02</u>	<u>0.03</u>	<u>0.03</u>	0.02	0.0
Cátions	15.54	15.54	15.56	15.56	15.55	15.53	15.55	15.53	15.57	15.50	15.51	15.53	15.54	0.0
Al (Total)	2.21	2.19	1.98	1.92	1.93	1.90	1.95	1.92	1.90	1.86	1.90	1.85	1.96	0.1
Fe#	0.49	0.50	0.49	0.49	0.48	0.49	0.49	0.46	0.47	0.46	0.48	0.47	0.48	0.0
Fe ³⁺ /Fe _{Tot}	0.24	0.23	0.24	0.23	0.22	0.25	0.21	0.22	0.22	0.21	0.26	0.25	0.23	0.0
Temperatura de acordo Blundy e Holland (1990; T) e Holland e Blundy (1994, TA e TB) utilizando Pressão (P) de acordo com Schmidt (1992)														
P kbar	7.5	7.4	6.4	6.2	6.2	6.0	6.3	6.1	6.0	5.8	6.0	5.8	6.32	0.6
TA (°C)	722	725	753	754	741	752	741	752	758	716	736	751	742	14
TB (°C)	758	759	763	769	759	761	752	765	772	753	762	763	761	5.8
T (°C)	803	805	794	791	783	783	785	793	791	775	786	781	789	8.9
Resultados baseados na interação das equações de (Anderson e Smith, 1995) e (TA e TB - Holland e Blundy, 1994; T – Blundy e Holland, 1990)														
TA (°C)	724	726	762	764	749	762	749	762	770	720	743	762	749	18
PA kbar	6.7	6.6	4.9	4.6	4.9	4.5	5.0	4.6	4.4	5.2	5.0	4.3	5.05	0.8
TB (°C)	748	750	756	762	752	755	747	759	765	747	755	758	755	5.9
PB kbar	6.2	6.1	5.0	4.6	4.9	4.7	5.1	4.7	4.5	4.7	4.7	4.4	4.95	0.6
T (°C)	785	776	763	751	735	720	703	681	681	681	681	665	719	42
P kbar	0.7	0.5	1.6	1.8	2.4	2.3	2.3	1.6	1.7	2.7	2.1	2.4	1.86	0.7
Temperatura de acordo Blundy e Holland (1990; T) e Holland e Blundy (1994; TA e TB) utilizando Pressão (P) de acordo com Ague (1997)														
P kbar	6.5	6.4	5.6	5.4	5.5	5.3	5.5	5.4	5.3	5.2	5.3	5.2	5.56	0.4
TA (°C)	724	727	758	758	746	757	746	757	763	720	740	756	746	15
TB (°C)	750	752	759	765	755	758	749	762	769	750	758	761	757	6
T (°C)	820	821	807	803	794	794	797	805	802	785	797	791	801	11
Temperatura de acordo Blundy e Holland (1990; T) e Holland e Blundy (1994, TA e TB) utilizando Pressão (P) de acordo com Mutch et al (2016)														
P kbar	6.1	6.0	5.1	4.8	4.8	4.7	4.9	4.8	4.7	4.5	4.7	4.5	4.98	0.5
TA (°C)	725	728	761	762	749	761	749	761	767	723	744	761	749.3	16
TB (°C)	748	750	756	763	752	755	746	760	766	746	756	758	754.6	6
T (°C)	827	828	816	812	804	804	806	815	812	795	807	801	810.6	10
Teores de Albita e Anortita do Plagioclásio														
XAb	0.59	0.59	0.61	0.61	0.63	0.63	0.63	0.61	0.61	0.61	0.62	0.64	0.61	0.02
XAn	0.40	0.40	0.36	0.36	0.36	0.36	0.35	0.38	0.38	0.37	0.36	0.35	0.37	0.02

Tabela 3C. Termobarometria e química mineral de anfibólio – SPA (O = 23)

Amostras	SC333	SC333	PH14	PH14	PH14	PH14	PH68B	PH68B	PH68B	PH68B	PH68B	PH68B	Média	STDV
Ponto	P2-b	P3-b	P1-b	P1-b2	P2-b	P3-b	P1-b	P1-b	P2-b	P2-b2	P3-b	P3-b2	Média	STDV
SiO ₂	42.13	42.54	42.87	42.78	42.55	42.47	42.11	42.11	42.06	42.54	42.65	42.08	42.4	0.29
TiO ₂	1.63	1.50	1.80	1.81	1.72	1.92	1.71	1.71	1.27	1.48	1.57	1.54	1.6	0.18
Al ₂ O ₃	10.88	10.89	11.58	11.68	11.78	11.86	10.62	10.62	11.08	10.53	10.59	10.80	11.1	0.51
FeO*	17.58	17.55	16.67	16.56	16.68	16.30	16.75	16.75	18.13	17.18	17.40	17.61	17.1	0.55
MgO	9.61	9.56	10.25	10.24	10.23	10.07	10.28	10.28	9.69	10.29	9.99	9.73	10.0	0.29
MnO	0.64	0.67	0.55	0.56	0.59	0.51	0.40	0.40	0.35	0.41	0.41	0.43	0.5	0.11
CaO	11.35	11.61	11.28	11.54	11.38	11.23	11.30	11.30	11.25	11.34	11.31	11.22	11.3	0.12
Na ₂ O	1.30	1.19	1.45	1.37	1.42	1.26	1.23	1.23	1.29	1.32	1.34	1.42	1.3	0.08
K ₂ O	1.54	1.57	1.61	1.56	1.53	1.56	1.47	1.47	1.56	1.46	1.44	1.62	1.5	0.06
F	0.32	0.20	0.37	0.35	0.45	0.41	0.24	0.24	0.35	0.42	0.33	0.38	0.3	0.08
Cl	<u>0.09</u>	<u>0.07</u>	<u>0.06</u>	<u>0.05</u>	<u>0.05</u>	<u>0.07</u>	<u>0.13</u>	<u>0.13</u>	<u>0.08</u>	<u>0.06</u>	<u>0.08</u>	<u>0.10</u>	0.1	0.03
Total	96.10	97.35	98.49	98.50	98.38	97.66	96.24	96.24	97.11	97.03	97.11	96.93	97.3	0.86
* = Fe tot														
Formulação de acordo com Holland e Blundy (1994)														
Si	6.40	6.43	6.38	6.36	6.34	6.36	6.41	6.41	6.37	6.43	6.45	6.41	6.4	0.03
Al ^{IV}	1.60	1.57	1.62	1.64	1.66	1.64	1.59	1.59	1.63	1.57	1.55	1.59	1.6	0.03
Al ^{VI}	0.34	0.37	0.41	0.41	0.41	0.45	0.31	0.31	0.35	0.31	0.34	0.34	0.4	0.05
Ti	0.19	0.17	0.20	0.20	0.19	0.22	0.20	0.20	0.14	0.17	0.18	0.18	0.2	0.02
Fe ³⁺	0.48	0.44	0.44	0.41	0.46	0.44	0.52	0.52	0.60	0.53	0.46	0.45	0.5	0.05
Mg	2.17	2.15	2.27	2.27	2.27	2.25	2.33	2.33	2.19	2.32	2.25	2.21	2.3	0.06
Mn	0.08	0.09	0.07	0.07	0.07	0.06	0.05	0.05	0.04	0.05	0.05	0.06	0.1	0.01
Fe ²⁺	1.75	1.78	1.63	1.65	1.62	1.61	1.61	1.61	1.70	1.64	1.74	1.79	1.68	0.08
Ca	1.85	1.88	1.80	1.84	1.82	1.80	1.84	1.84	1.83	1.84	1.83	1.83	1.8	0.02
Na	0.38	0.35	0.42	0.40	0.41	0.37	0.36	0.36	0.38	0.39	0.39	0.42	0.39	0.04
K	0.30	0.30	0.31	0.30	0.29	0.30	0.29	0.29	0.30	0.28	0.28	0.31	0.3	0.01
OH	1.82	1.89	1.81	1.82	1.77	1.79	1.85	1.85	1.81	1.78	1.82	1.79	1.8	0.03
F	0.16	0.10	0.18	0.17	0.21	0.20	0.12	0.12	0.17	0.20	0.16	0.18	0.2	0.04
Cl	<u>0.02</u>	<u>0.02</u>	<u>0.02</u>	<u>0.01</u>	<u>0.01</u>	<u>0.02</u>	<u>0.03</u>	<u>0.03</u>	<u>0.02</u>	<u>0.02</u>	<u>0.02</u>	<u>0.03</u>	0.0	0.01
Cátions	15.55	15.53	15.55	15.55	15.55	15.49	15.51	15.51	15.53	15.53	15.53	15.59	15.5	0.03
Al (Total)	1.95	1.94	2.03	2.05	2.07	2.09	1.90	1.90	1.98	1.88	1.89	1.94	2.0	0.07
Fe#	0.51	0.51	0.48	0.48	0.48	0.48	0.48	0.48	0.51	0.48	0.49	0.50	0.5	0.01
Fe ³⁺ /Fe _{Tot}	0.21	0.20	0.21	0.20	0.22	0.21	0.24	0.24	0.26	0.24	0.21	0.20	0.2	0.02
Temperatura de acordo Blundy e Holland (1990; T) e Holland e Blundy (1994, TA e TB) utilizando Pressão (P) de acordo com Schmidt (1992)														
P kbar	6.3	6.2	6.7	6.7	6.8	7.0	6.1	6.1	6.4	5.9	6.0	6.2	6.4	0.36
TA (°C)	752	735	732	733	742	704	744	742	735	747	736	747	737	12
TB (°C)	762	740	763	748	758	732	756	753	752	755	745	756	752	9
T (°C)	796	790	788	786	793	780	785	782	781	781	774	783	785	6
Resultados baseados na interação das equações de (Anderson e Smith, 1995) e (TA e TB - Holland e Blundy, 1994; T - Blundy e Holland, 1990)														
TA (°C)	760	740	736	737	747	705	753	750	741	756	742	755	744	14
PA kbar	4.8	5.2	5.7	5.7	5.6	6.5	4.8	4.8	5.3	4.6	4.9	4.8	5.2	0.56
TB (°C)	756	735	755	741	750	726	750	748	746	750	740	750	745	9
PB kbar	4.9	5.3	5.3	5.6	5.5	6.1	4.8	4.9	5.2	4.7	5.0	5.0	5.2	0.41
T (°C)	873	858	859	855	872	842	847	840	841	836	822	843	849	15
P kbar	1.4	1.9	2.2	2.4	1.9	3.0	2.2	2.4	2.6	2.4	2.9	2.4	2.3	0.45
Temperatura de acordo Blundy e Holland (1990; T) e Holland e Blundy (1994; TA e TB) utilizando Pressão (P) de acordo com Ague (1997)														
P kbar	5.5	5.5	5.8	5.9	6.0	6.1	5.4	5.4	5.6	5.3	5.3	5.5	5.6	0.27
TA (°C)	756	739	735	737	745	707	749	747	739	751	739	752	741	13
TB (°C)	759	736	758	742	753	726	752	750	748	752	742	752	748	10
T (°C)	808	802	802	800	807	794	797	793	794	792	785	795	797	7
Temperatura de acordo Blundy e Holland (1990; T) e Holland e Blundy (1994, TA e TB) utilizando Pressão (P) de acordo com Mutch et al (2016)														
P kbar	4.9	4.9	5.3	5.4	5.4	5.6	4.7	4.7	5.1	4.6	4.7	4.9	5.0	0.32
TA (°C)	759	742	737	739	747	708	753	751	742	755	743	755	744	14
TB (°C)	756	733	755	739	750	723	750	747	745	750	739	749	745	10
T (°C)	817	811	810	808	815	802	806	803	803	802	795	805	807	6
Teores de Albite e Anortita do Plagioclásio														
X Ab	0.59	0.59	0.61	0.62	0.61	0.63	0.62	0.63	0.64	0.63	0.63	0.62	0.6	0.02
X An	0.39	0.39	0.38	0.37	0.38	0.31	0.36	0.36	0.35	0.36	0.35	0.36	0.4	0.02

Tabela 3D. Termobarometria e química mineral de anfibólio – IPU Oeste (O = 23)

Amostras Ponto	PH_145 P1-b1	PH_145 P2-b	PH_145 P2-b2	PH_145 P3-b	PH_165 P1-b	PH_165 P1-b2	PH_165 P2-b	PH85 P1-b	PH85 P2-b	PH85 P3-b	Média Média	STDV STDV
SiO ₂	42.29	42.31	41.61	42.10	42.73	42.58	42.72	42.80	42.67	42.90	42.5	0.40
TiO ₂	1.81	1.51	1.72	1.63	2.01	1.66	1.77	1.66	1.87	1.60	1.7	0.15
Al ₂ O ₃	10.80	10.95	10.69	10.78	10.59	10.50	10.43	11.40	11.49	11.44	10.9	0.40
FeO*	17.25	16.54	17.13	17.74	16.78	17.21	16.83	16.38	16.18	16.34	16.8	0.49
MgO	10.18	10.32	10.03	9.96	10.53	10.39	10.65	10.52	10.57	10.48	10.4	0.24
MnO	0.52	0.55	0.56	0.61	0.53	0.54	0.56	0.38	0.42	0.44	0.5	0.07
CaO	11.30	11.39	11.27	11.26	11.39	11.39	11.28	11.48	11.47	11.36	11.4	0.08
Na ₂ O	1.37	1.30	1.38	1.39	1.39	1.50	1.42	1.32	1.31	1.36	1.4	0.06
K ₂ O	1.59	1.55	1.57	1.51	1.59	1.49	1.55	1.52	1.58	1.56	1.6	0.03
F	0.40	0.33	0.34	0.33	0.40	0.43	0.44	0.34	0.46	0.39	0.4	0.05
Cl	<u>0.04</u>	<u>0.06</u>	<u>0.04</u>	<u>0.22</u>	<u>0.04</u>	<u>0.07</u>	<u>0.06</u>	<u>0.09</u>	<u>0.07</u>	<u>0.07</u>	0.1	0.05
Total	96.10	96.81	96.34	97.53	97.98	97.76	97.71	97.89	98.09	97.94	97.4	0.73
* = Fe tot												
Formulação de acordo com Holland e Blundy (1994)												
Si	6.38	6.40	6.35	6.36	6.41	6.41	6.42	6.39	6.37	6.40	6.4	0.02
Al ^{IV}	1.62	1.60	1.65	1.64	1.59	1.59	1.58	1.61	1.63	1.60	1.6	0.02
Al ^{VI}	0.29	0.36	0.28	0.28	0.28	0.27	0.26	0.40	0.39	0.42	0.3	0.06
Ti	0.21	0.17	0.20	0.19	0.23	0.19	0.20	0.19	0.21	0.18	0.2	0.02
Fe ³⁺	0.51	0.49	0.53	0.58	0.45	0.50	0.51	0.44	0.43	0.44	0.5	0.05
Mg	2.29	2.33	2.28	2.24	2.35	2.33	2.38	2.34	2.35	2.33	2.3	0.04
Mn	0.07	0.07	0.07	0.08	0.07	0.07	0.07	0.05	0.05	0.06	0.1	0.01
Fe ²⁺	1.67	1.61	1.66	1.66	1.66	1.66	1.60	1.60	1.59	1.60	1.63	0.04
Ca	1.83	1.85	1.84	1.82	1.83	1.84	1.82	1.84	1.83	1.82	1.8	0.01
Na	0.40	0.38	0.41	0.41	0.40	0.44	0.41	0.38	0.38	0.39	0.40	0.03
K	0.31	0.30	0.31	0.29	0.30	0.29	0.30	0.29	0.30	0.30	0.3	0.01
OH	1.80	1.82	1.82	1.78	1.80	1.78	1.77	1.81	1.76	1.80	1.8	0.02
F	0.19	0.16	0.17	0.16	0.19	0.21	0.21	0.16	0.22	0.19	0.2	0.02
Cl	<u>0.01</u>	<u>0.02</u>	<u>0.01</u>	<u>0.06</u>	<u>0.01</u>	<u>0.02</u>	<u>0.02</u>	<u>0.02</u>	<u>0.02</u>	<u>0.02</u>	0.0	0.01
Cátions	15.56	15.55	15.58	15.55	15.56	15.58	15.56	15.53	15.54	15.53	15.6	0.02
Al (Total)	1.92	1.95	1.92	1.92	1.87	1.86	1.85	2.01	2.02	2.01	1.9	0.06
Fe#	0.49	0.47	0.49	0.50	0.47	0.48	0.47	0.47	0.46	0.47	0.5	0.01
Fe ³⁺ /Fe _{Tot}	0.23	0.23	0.24	0.26	0.21	0.23	0.24	0.22	0.21	0.22	0.2	0.02
Temperatura de acordo Blundy e Holland (1990; T) e Holland e Blundy (1994, TA e TB) utilizando Pressão (P) de acordo com Schmidt (1992)												
P kbar	6.1	6.3	6.2	6.1	5.9	5.9	5.8	6.5	6.6	6.6	6.2	0.30
TA (°C)	763	746	781	774	752	770	758	723	728	718	751	22
TB (°C)	773	756	783	784	757	768	766	733	743	739	760	18
T (°C)	795	792	806	802	776	785	779	774	780	775	786	12
Resultados baseados na interação das equações de (Anderson e Smith, 1995) e (TA e TB - Holland e Blundy, 1994; T – Blundy e Holland, 1990)												
TA (°C)	777	753	801	792	763	787	772	727	732	721	762	28
PA kbar	4.3	5.0	3.7	3.9	4.4	3.8	4.1	5.7	5.7	5.9	4.6	0.87
TB (°C)	766	750	776	777	752	762	761	728	737	733	754	17
PB kbar	4.5	5.0	4.3	4.3	4.6	4.4	4.3	5.7	5.6	5.6	4.8	0.60
T (°C)	870	864	898	888	825	843	831	827	840	829	852	27
P kbar	1.4	1.8	0.4	0.8	2.7	2.1	2.5	3.2	2.9	3.2	2.1	0.99
Temperatura de acordo Blundy e Holland (1990; T) e Holland e Blundy (1994; TA e TB) utilizando Pressão (P) de acordo com Ague (1997)												
P kbar	5.4	5.5	5.4	5.4	5.2	5.2	5.1	5.7	5.8	5.8	5.5	0.23
TA (°C)	768	750	787	780	757	776	763	727	732	721	756	23
TB (°C)	770	752	780	782	754	765	764	728	738	734	757	19
T (°C)	807	804	818	814	786	795	789	787	793	788	798	12
Temperatura de acordo Blundy e Holland (1990; T) e Holland e Blundy (1994, TA e TB) utilizando Pressão (P) de acordo com Mutch et al (2016)												
P kbar	4.8	4.9	4.8	4.8	4.6	4.6	4.5	5.2	5.2	5.2	4.9	0.27
TA (°C)	773	753	792	785	762	781	769	729	734	723	760	24
TB (°C)	767	749	778	779	752	763	761	725	735	731	754	19
T (°C)	817	814	828	824	796	805	799	796	802	797	808	12
Teores de Albita e Anortita do Plagioclásio												
X Ab	0.61	0.60	0.59	0.60	0.66	0.63	0.65	0.64	0.64	0.63	0.6	0.02
X An	0.36	0.38	0.39	0.38	0.33	0.35	0.34	0.34	0.35	0.35	0.4	0.02

5.4 Fugacidade de oxigênio

Usando como base os dados de química mineral, o diagrama da Figura 14, de Anderson e Smith (1995), de Al^{IV} por $Fe\#$, mostra campos de baixa, intermediária e alta fO_2 de cima para baixo, respectivamente. De acordo com o diagrama, os valores plotados referentes às amostras do Batólito apresentam condições intermediárias a altas de fugacidade de oxigênio, mostrando um leve aumento dessa fO_2 da porção leste para a porção oeste do Batólito, do mesmo modo como é observado para a pressão. Os dados de fugacidade de oxigênio com base na petrografia são discutidos na seção a seguir.

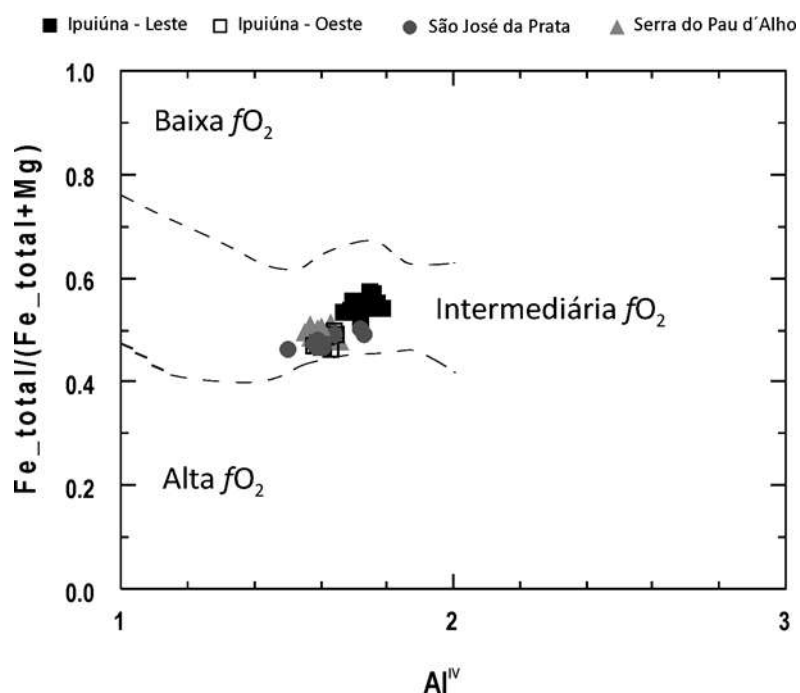


Figura 14. Diagrama de variação do índice de ferro e Al^{IV} (apfu = atoms per formula unit) para anfibólio das diferentes unidades do Batólito Pinhal-Ipuiúna, com os campos qualitativos da fugacidade de oxigênio, conforme Anderson e Smith (1995).

6 DISCUSSÃO

Os resultados obtidos na petrografia indicam que as rochas das diferentes unidades do Batólito Pinhal-Ipuiúna sofreram grau baixo a moderado de alterações pós-magmáticas, como sericitização leve a moderada nos feldspatos, saussuritização da hornblenda, alterando para biotita, epidoto, minerais opacos, entre outros, e cloritização local da biotita. Os grãos de quartzo indicam processos deformacionais atuantes durante a cristalização dessas rochas, devido à extinção ondulante e aspecto fraturado dos grãos, juntamente com a presença de agregados poliminerálicos finos de recristalização nas bordas dos grãos maiores de minerais félsicos, e também a presença de texturas de recristalização do tipo *bulging* e do tipo migração

de borda de grão. Grãos de biotita alterados para clorita e grãos sericitizados de feldspatos reforçam o aspecto de possível influência hidrotermal nessas rochas. A presença de clinopiroxênio preservado em meio aos outros minerais máficos ou associados a eles indica um desequilíbrio químico durante a cristalização, pois provavelmente o clinopiroxênio estava no processo de transformação para hornblenda, quando a reação foi interrompida pela cristalização da rocha. Titanita sobrecrecendo a partir dos minerais opacos em suas bordas pode indicar um resfriamento relativamente lento dessas rochas, pois, de acordo com Wones (1989), durante o resfriamento lento de rochas granitoides com a mineralogia das rochas do Batólito, a magnetita normalmente se desfaz de seu conteúdo de Ti, fazendo com que a ilmenita passe por um ou mais estágios de oxidação-exsolução, o que é observado pela petrografia.

A petrografia, etapa fundamental para este Trabalho de Formatura, possibilitou a seleção das amostras para que a partir delas fossem realizados os cálculos termobarométricos, mas, mais do que isso, ela foi crucial para que se pudessem chegar a resultados sobre a fugacidade de oxigênio das rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna, ainda mais pelo fato de que a petrografia é uma das poucas ferramentas para estabelecer essa correlação, pois não foram feitas análises químicas dos minerais opacos. De acordo com Ishihara (1977), as rochas do Batólito fazem parte da série de magnetita (*magnetite-series*), pois contém a mineralogia necessária (magnetita, ilmenita, hematita, pirita, titanita, epidoto e biotita), mas não se pode fazer suposições quanto à fO_2 com apenas o trabalho de Ishihara (1977), pois não foram vistas rochas da série de ilmenita sem magnetita (*magnetite-free ilmenite-series*) na petrografia.

A fO_2 das rochas do batólito, por meio da petrografia, pode ser melhor inferida com base em Wones (1989) e Frost (1991b). Segundo Wones (1989), a associação mineralógica titanita + magnetita + quartzo ocorrendo em conjunto com clinopiroxênio ou anfibólio sugere fugacidades relativamente altas, e essa associação mineralógica é vista nas rochas do Batólito, nas três unidades, também sendo vista titanita euédrica e magnetita como fases primárias, o que, também segundo Wones (1989), indica um nível de oxidação relativamente alto desse magma. Além disso, quanto mais magnésiano for o piroxênio ou o anfibólio da rocha, mais oxidado será o magma, e os dados de química mineral da Tabela 3 (A-D) mostram que os anfibólios das rochas do Batólito possuem alto conteúdo de Mg. Já Frost (1991b) comenta que óxidos de Fe-Ti passam por processos de reequilíbrio *subsolidus* durante o resfriamento, com alguns processos envolvidos, e um deles envolve a remoção de Ti da magnetita, gerando magnetita de composição pura e ilmenita, também produzindo lamelas de ilmenita na magnetita, num processo chamado de oxi-exsolução, sendo que esse processo é visto na petrografia, o que pode gerar também a titanita vista sobrecrecendo nas bordas dos minerais opacos. Frost (1991b) comenta que se a ilmenita for o óxido principal da rocha, pode ser gerada hematita a partir da exsolução da ilmenita, seguindo um padrão oxidante, algo que

também é observado e corroborado pela análise petrográfica. Desse modo, fica descartada a possibilidade de as pressões apresentarem duas ou mais ordens de grandeza de erro, pois, segundo Anderson e Smith (1995), isso só ocorreria no caso de haver baixa fO_2 , o que não se vê pelas análises feitas.

Os dados de química mineral da Tabela 3 (A-D) mostram anfibólios com bastante Mg e Fe, plotando no campo da pargasita e magnésio hastingsita (Fig. 10). Segundo Anderson e Smith (1995), hornblendas com razões $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})$ menores que 0,25 não deveriam ser consideradas para cálculos termobarométricos, e os dados químicos mostram diversos anfibólios com valores menores que 0,25. Porém, os mesmos autores também dizem que $Fe_{tot}/(Fe_{tot}+Mg)$ deve apresentar valores entre 0,40 e 0,65, e os dados químicos todos mostram valores nesse intervalo (Fig. 15), validando as amostras, apesar da primeira condição não ser cumprida em sua totalidade. Os dados químicos de plagioclásio cumprem a condição estabelecida pelo Termômetro B de Holland e Blundy (1994), na qual os teores de An devem estar 0,90 e 0,10. O diagrama de Al^T por pressão da Figura 16 corrobora os resultados de Mutch *et al.* (2016) ao mostrar que, de fato, o conteúdo de Al^T varia sistematicamente com a pressão, não sendo observada a não linearidade a baixas pressões devido ao fato dos dados de pressão serem superiores a 2,5 kbar.

A termobarometria realizada a partir dos dados de química mineral e exposta na Tabela 3 (A-D) e na Figura 13 revela uma leve diminuição da pressão de colocação desses corpos granitoides de E para W, com as rochas da Unidade Ipuiúna Leste apresentando pressões, em média, 0,8 kbar maiores que as rochas da Unidade Ipuiúna Oeste (Fig. 17). Porém, a diferença entre os valores de pressão cai dentro do erro analítico ($\pm 0,5$ kbar), sugerindo que os granitos do Batólito tiveram uma pressão de colocação em mesmo nível crustal, por volta de 5 kbar, e profundidades de colocação por volta de 18,5 km, usando a conversão de 1 kbar = 3,7 km. Os dados de pressão se relacionam a outros batólitos da região, como o Batólito Ibiúna (Martins, 2001), que gerou dados de pressão entre 3,5 e 4,5 kbar, mas para os quais foi usado o termômetro de Blundy e Holland (1990), o qual gera dados subestimados de pressão e temperatura. O Batólito Serra da Água Limpa (Vinagre *et al.*, 2014) gerou dados de pressão entre 5 e 6 kbar, porém foi usado o barômetro de Schmidt (1992), o qual gera dados de pressão em média 1 kbar maiores do que os dados gerados pelo método aqui adotado (Mutch *et al.*, 2016), por motivos previamente discutidos. O batólito Socorro, analisado por Salazar-Naranjo e Vlach (2018), mostrou pressão de 5 kbar, condizente com as pressões encontradas neste Trabalho de Formatura. Desse modo, os dados obtidos para o Batólito Pinhal-Ipuiúna se encontram com boa correlação com os batólitos vizinhos do Orógeno Brasília Meridional, sugerindo que o magmatismo Ediacarano atuante na região gerou batólitos com profundidades de colocação em mesmo nível crustal, na faixa de 18 km. Em relação aos dados de temperatura, a média do Batólito Pinhal-Ipuiúna fica em torno de 750°C e, pelo fato de serem as temperaturas das bordas dos grãos, elas indicam uma T

solidus desses granitos. Vinagre *et al.* (2014) encontraram valores similares de T nas bordas dos anfibólios por eles analisados.

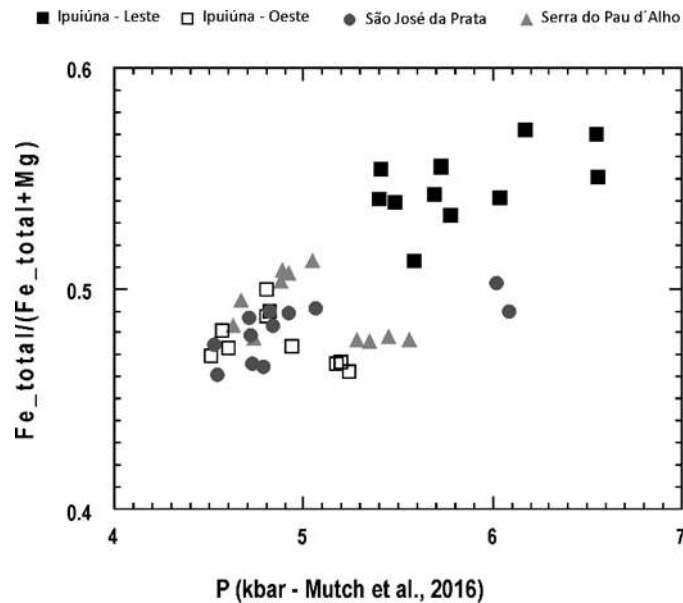


Figura 15. Diagrama de variação da P (segundo Mutch *et al.*, 2016) e o índice de ferro. Note a correlação positiva entre os dados, menos acentuada para a porção leste da Unidade Ipuíuna.

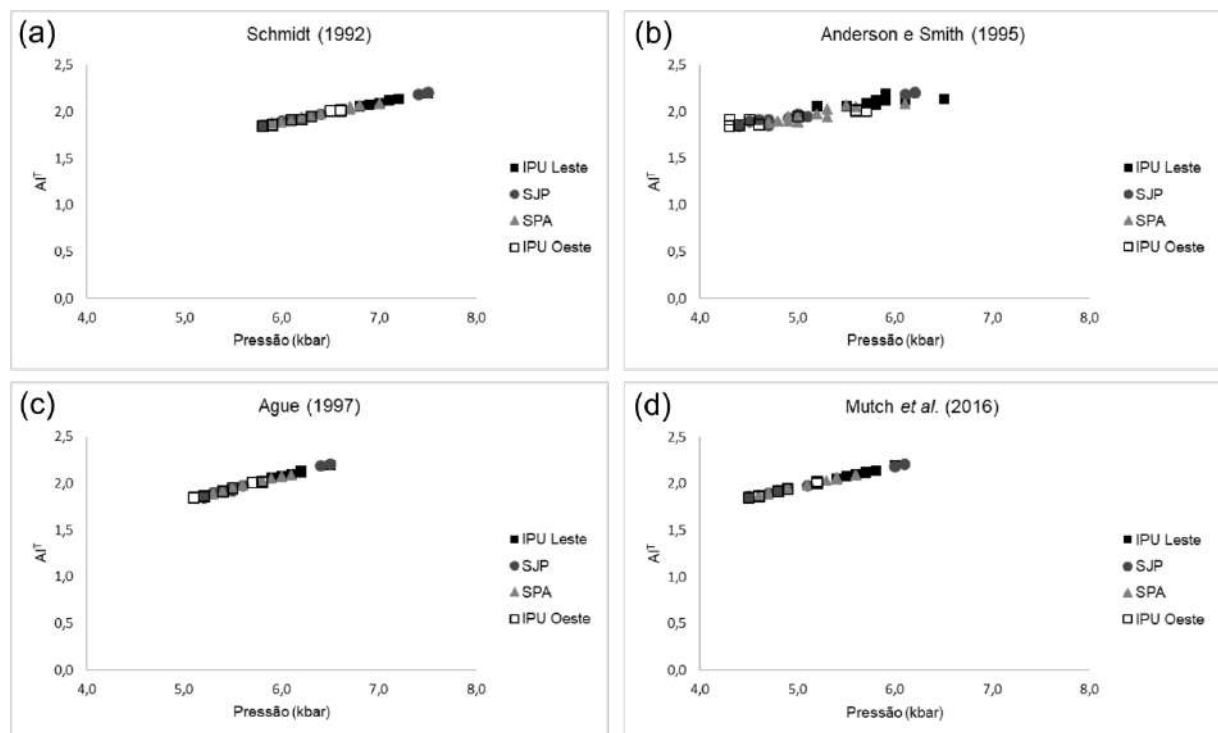


Figura 16. Relação entre pressão e Al/T nas unidades e entre unidades do Batólito Pinhal-Ipuíuna, de acordo com os autores de (a) a (d).

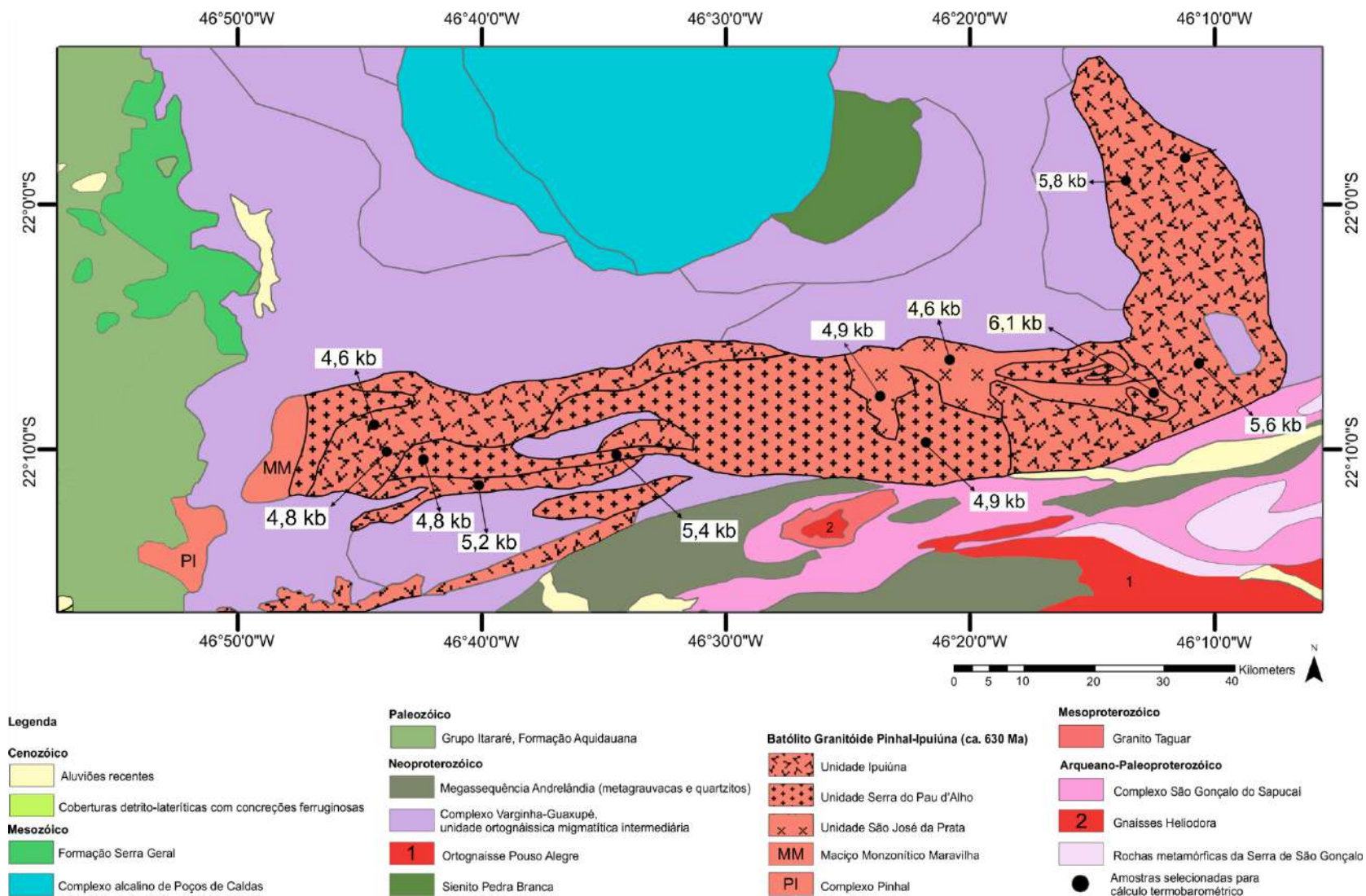


Figura 17. Mapa de pressões do Batólito Pinhal-Ipuiúna (modificado de Haddad (1995) e da carta geológica 1:1.000.000 da CPRM).

7 CONCLUSÃO

Neste Trabalho de Formatura foram adquiridos dados referentes à petrografia, química mineral, termobarometria e fugacidade de oxigênio de rochas das três unidades do Batólito Pinhal-Ipuiúna, e a combinação desses dados, juntamente com dados da literatura, nos permite uma avaliação crítica sobre as condições de cristalização do Batólito. Haddad (1995) sugeriu inicialmente, em sua tese de doutorado, pressões de colocação entre 5-6 kbar e temperaturas de cristalização entre 750-780°C para as rochas do Batólito, com base em estudos das rochas metamórficas do entorno do Batólito (Campos Neto, 1991; Vasconcellos *et al.*, 1991; Freitas, 2000, 2006; Garcia, 2001; Motta, 2009). A sugestão de Haddad (1995) provou-se correta, com base nos dados aqui obtidos.

Os valores de pressão obtidos mostraram um intervalo, em média, de 4,8 a 6,1 kbar para as rochas do Batólito, os quais, considerando o erro analítico na diferença dos dados, mostram pressões de colocação em mesmo nível crustal (18,5 km) para o Batólito como um todo. As temperaturas de cristalização, representando o *solidus* granítico, foram de, em média, 750°C. A fO_2 das rochas do Batólito mostrou-se relativamente oxidante, com base nos dados petrográficos e, de modo qualitativo, nos de química mineral (Fig. 14).

Aliando-se os dados obtidos neste Trabalho de Formatura aos dados de batólitos de composição semelhante do Orógeno Brasília Meridional, como nos trabalhos de Martins (2001) e Vinagre *et al.* (2014), pode-se inferir que o magmatismo ediacarano atuante no final do Ciclo Brasileiro gerou plútons graníticos cujas profundidades de colocação foram em mesmo nível crustal, por volta de 18 km. Entretanto, restam muitos batólitos na região que não tiveram suas condições de cristalização devidamente estabelecidas, podendo a história geotectônica da região ser ainda mais aprimorada.

8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ague, J.J. (1997). Thermodynamic calculation of emplacement pressures for batholithic rocks, California: Implications for the aluminum-in-hornblende barometer. *Geology*, 25, 563–566.
- Ague, J.J., Brandon, M.T. (1996). Regional tilt of the Mount Stuart batholith, Washington, determined using aluminum-in-hornblende barometry: Implications for northward translation of Baja British Columbia. *Geological Society of America Bulletin*, 108, 471–488.
- Ague, J.J., Brimhall, G.H. (1988). Magmatic arc asymmetry and distribution of anomalous plutonic belts in the batholiths of California: effects of assimilation, crustal thickness, and depth of crystallization. *Geological Society of America Bulletin*, 100(6), 912-927.
- Anderson, J.L. (1996). Status of thermobarometry in granitic batholiths. *Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh*, 87(1-2), 125-138.
- Anderson, J.L., Smith, D.L. (1995). The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist*, 80, 549-559.

- Anderson, J.L., Barth, A.P., Wooden, J.L., Mazdab, F. (2008). Thermometers and thermobarometers in granitic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69(1):121–142.
- Bachmann, O., Dungan, M.A. (2002). Temperature-induced Al-zoning in hornblendes of the Fish Canyon magma, Colorado. *American Mineralogist*, 87, 1062-1076.
- Batchelor, R.A., Bowden, P. (1985). Petrogenetic interpretation of granitoids rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48: 43-55.
- Blundy, J.D., Holland, T.J. (1990). Calcic amphibole equilibria and a new amphibole–plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104(2), 208-224.
- Campos Neto, M.C. (1985). Evolução do pré-Cambriano paulista e regiões adjacentes. In: Simpósio Regional de Geologia, 5, São Paulo, SBG-NSP. *Atas*, 2: 561-571.
- Campos Neto, M.C. (1991). A porção ocidental da Faixa Alta Rio Grande - ensaio de evolução tectônica. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, USP.
- Campos Neto, M.C., Figueiredo, M.C.H., Janasi, V.A., Basei, M.A.S., Fryer, B.J. (1988). The São José do Rio Pardo mangeritic-granitic suite, southeastern Brazil. *Geochemica Brasiliensis*, 2: 185-199.
- Campos Neto, M.C., Figueiredo, M.C.H., Perrota, M.M., Peggia, A.U.G. (1990). A porção ocidental da Faixa Alto Rio Grande (SP-MG). In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, SBG. *Anais*, 6: 2615-2630.
- Campos Neto, M.C., Caby, R. (2000). Terrane accretion and upward extrusion of high-pressure granulites in the Neoproterozoic nappes of southeast Brazil: Petrologic and structural constraints. *Tectonics*, 19 (4), 669-687.
- Campos Neto, M.C., Basei, M.A.S., Vlach, S.R.F., Caby, R., Szabó, G.A.J., Vasconcelos, P. (2004). Migração de Orógenos e Superposição de Orogêneses: Um Esboço da Colagem Brasileira no Sul do Cráton do São Francisco, SE – Brasil. *Geologia USP Série Científica*, 4 (1), 13-40.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J. (1992). An Introduction to the Rock-Forming Minerals, 2nd ed. Longman Group Limited, Essex, England.
- Delgado, I.M., Souza, J.D., Silva, L.C., Silveira Filho, N.C., Santos, R.G., Pedreira, A.J., Guimarães, J.T., Angelim, L.A.A., Vasconcelos, A.M., Gomes, I.P., Lacerda Filho, J.V., Valente, C.R., Perrota, M.M., Heineck, C.A. (2003). Geotectônica do Escudo Atlântico. In: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. (Eds). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. CPRM, p.227-334.
- Freitas, F.C. (2000). Geotermobarometria e evolução metamórfica das rochas granulíticas da região de Socorro-SP. Dissertação (Mestrado) São Paulo: Instituto de Geociências – USP.
- Freitas, F.C. (2006). Evolução metamórfica dos terrenos granulíticos de Socorro e Caconde (SP) e Cambuí (MG). Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências – USP.
- Frost, B.R. (1991a). Introduction to oxygen fugacity and its petrologic importance. In: *Reviews in Mineralogy* (ed. Lindsley, D.H.). Mineralogical Society of America, Washington, D.C., vol.25, pp. 1-9.
- Frost, B.R. (1991b). Magnetic Petrology: factors that control the occurrence of magnetite in crustal rocks. In: Lindsley, D.H. (Ed.), *Oxide Minerals: Petrologic and Magnetic Significance*. *Reviews in Mineralogy*, Mineralogical Society of America, vol. 25, pp. 489-509.
- Garcia, M.G.M. (2001). Associações metamórficas de alta pressão: Nappes neoproterozóicas a sul do Cráton São Francisco. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências – USP.
- Haddad, R.C. (1995). O Batólito granitóide Pinhal-Ipuiúna (SP-MG): um exemplo do magmatismo cálcio-alcalino potássico neoproterozóico no sudeste brasileiro. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências - USP.
- Haddad, R.C., Janasi, V.A. (1992). Petrografia do Batólito granitóide Pinhal-Ipuiúna (SP-MG). 37º Congresso Brasileiro de Geologia. *Boletim de resumos expandidos*, v.1, 394-395. São Paulo: SBG.
- Haddad, R.C., Janasi, V.A., Ulbrich, H.H.G.J. (1996). Petrologia e geoquímica do Batólito granitóide Pinhal-Ipuiúna (SP-MG). 39º Congresso Brasileiro de Geologia, *Anais... Salvador*, v.6, 433-436. Salvador: SBG.

- Haddad, R.C., Janasi, V.A., Ulbrich, H.H.G.J. (1997). Caracterização geoquímica preliminar dos granitóides aflorantes nas vizinhanças do Batólito Pinhal-Ipuiúna (SP-MG). *Revista Brasileira de Geociências*, 27(1), 129-138.
- Hammarstron, J.M., Zen, E.A. (1986). Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, 71(11-12), 1297-1313.
- Hawthorne, F. C., Oberti, R., Harlow, G. E., Maresch, W. V., Martin, R. F., Schumacher, J. C., e Welch, M. D. (2012). Nomenclature of the amphibole supergroup. *American Mineralogist*, 97(11-12), 2031-2048.
- Heilbron, M.L., Pedrosa-Soares, A.C., Campos Neto, M.C., Silva, L.C., Trouw, R. e Janasi, V.A. (2004). Província Mantiqueira. In: V.M. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro e Brito-Neves, B.B. (orgs.). *Geologia do Continente Sul-Americano*. São Paulo, Editora Beca, 203-234.
- Holland, T.J., Blundy, J.D. (1994). Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116(4), 433-447.
- Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H., Sisson, V.B. (1987). Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, 72(3-4), 231-239.
- Ishihara, S. (1977). The Magnetite-series and Ilmenite-series Granitic Rocks. *Mining Geology*, 27, 293-305.
- Janasi, V.A. (1999). Petrogênese de granitos crustais na Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé (SP-MG): uma contribuição da geoquímica elemental e isotópica. Tese (Livre-Docência). São Paulo: Instituto de Geociências – USP.
- Janasi, V.A., Ulbrich, H.H.G.J. (1991). Late Proterozoic granitoid magmatism in the state of São Paulo, Southeastern Brazil. *Precambrian Research*, 51: 524-534.
- Johnson, M.C., Rutherford, M.J. (1989). Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, 17(9), 837-841.
- Kretz, R. (1983). Symbols of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68, 277-279.
- Kuhn, T. (2018). Al-in-Hornblende Barometry of Southern New England Intrusions and Comparison with Metamorphic Bathograds. Senior Thesis, Department of Geology and Geophysics, Yale University.
- Martinez, R.B. (2015). Avaliação de métodos para cálculo e inferência de condições P-T em rochas da fácies granulito: investigação das rochas das Nappes Três Pontas-Varginha e Socorro-Guaxupé. Dissertação (Mestrado). São Paulo: Instituto de Geociências – USP.
- Martins, L. (2001). Condições de cristalização de granitos sin-e tardi-orogênicos da porção central do Batólito Agudos Grandes, SP, com base em geoquímica de minerais e rochas. Dissertação (Mestrado). São Paulo: Instituto de Geociências – USP.
- Martins, L. (2006). Geração e migração de magmas graníticos na crosta continental: estudos de detalhe em granitos e migmatitos da região de Nazaré Paulista (SP). Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências – USP.
- Motta, R. G. (2009). Evolução tectono-metamórfica do Domínio Serra da Natureza, Terreno Andrelândia, MG. Dissertação (Mestrado). São Paulo: Instituto de Geociências – USP.
- Mutch, E.J.F., Blundy, J.D., Tattitch, B.C., Cooper, F.J., Brooker, R.A. (2016). An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 171:85, DOI: 10.1007/s00410-016-1298-9.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956-983.
- Peccerillo, A., Taylor, S.R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamoru area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58: 63-81.
- Pitcher, W.S. (1982). Granite type and tectonic environment. In: K.J. HSU (Ed.): *Mountain Building Processes*. Academic Press, London, p. 19-40.

- Ridolfi, F., Renzulli, A. (2012). Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1130 °C and 2.2 GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 163, 877-895.
- Ridolfi, F., Renzulli, A., Puerini, M. (2010). Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160, 45-66.
- Rocha, B.C. (2016). Idade, duração e condições P-T do metamorfismo de temperatura ultra-alta, anatexia e cristalização de fundido na Nappe Socorro-Guaxupé. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências – USP.
- Rutter, M.J., Sieger, R.V., Wyllie, P.J. (1989). Experimental data for a proposed empirical igneous geobarometer: aluminum in hornblende at 10 kb pressure. *Geology*, 17, 897-900.
- Salazar-Naranjo, A.F., Vlach, S.R.F. (2018). On the crystallization conditions of the Neoproterozoic, high-K calc-alkaline, Bragança Paulista-type magmatism, southern Brasília Orogen, SE Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 48(3): 631-650. DOI: 10.1590/2317-4889201820180033.
- Schmidt, M.W. (1992). Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110(2–3), 304–310.
- Stein, E., Dietl, C. (2001). Hornblende thermobarometry of granitoids from the Central Odenwald (Germany) and their implications for the geotectonic development of the Odenwald. *Mineralogy and Petrology*, 72, 185–207.
- Streckeisen, A. L. (1976). Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition: a provisional attempt. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte*, H. 1, 1-15.
- Tulloch, A.J., Challis, G.A. (2000). Emplacement depths of Paleozoic-Mesozoic plutons from western New Zealand estimated by hornblende-Al geobarometry. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 43:4, 555-567, DOI: 10.1080/00288306.2000.9514908.
- Vasconcellos, A.C.B.C., Janasi, V.A. (1989). Mapeamento faciológico do Batólito granitóide cálcio-alcálico de Pinhal-Ipuiúna (SP-MG). *Simpósio de Geologia de Minas Gerais. Atas*, v.5, 65-69. Belo Horizonte: SBG-NMG.
- Vasconcellos, A.C.B.C., Harris, N.B.W., Tindle, A.G. (1991). The relationship between metamorphism and tectonics: evidence from the Socorro-Guaxupé Thrust Nappe, southeastern Brazil. In: P. Tuisku e K. Laajaki (Eds.): *Metamorphism, deformation and structure of the crust. Res Terrae*, Publ. Department of Geology, University of Oulu, Finland, A-5: 86.
- Vinagre, R., Trouw, R.A.J., Mendes, J.C., Ludka, I. (2014). Química mineral e geotermobarometria do Batólito Serra da Água Limpa, Nappe Socorro-Guaxupé, Faixa Brasília Meridional, Sudeste do Brasil. *Brazilian Journal of Geology*, 44(3), 387-414.
- Westin, A., Campos Neto, M.C. (2013). Provenance and tectonic setting of the external nappe of the Southern Brasília Orogen. *Journal of South American Earth Sciences*, 48, 220-239.
- Wones, D.R. (1989). Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks. *American Mineralogist*, 74, 744-749.
- Yavuz, F., Döner, Z. (2017). WinAmpb: a Windows program for calcic amphibole thermobarometry. *Periodico di Mineralogia*, 86, 135-167.
- Zen, E.A. (1989). Plumbing the depths of batholiths. *American Journal of Science*, 289, 1137–1157.
- Zhang, S.H., Zhao, Y., Song, B. (2006). Hornblende thermobarometry of the Carboniferous granitoids from the Inner Mongolia Paleo-uplift: implications for the tectonic evolution of the northern margin of North China block. *Mineralogy and Petrology*, 87, 123-141, DOI: 10.1007/s00710-005-0116-2.

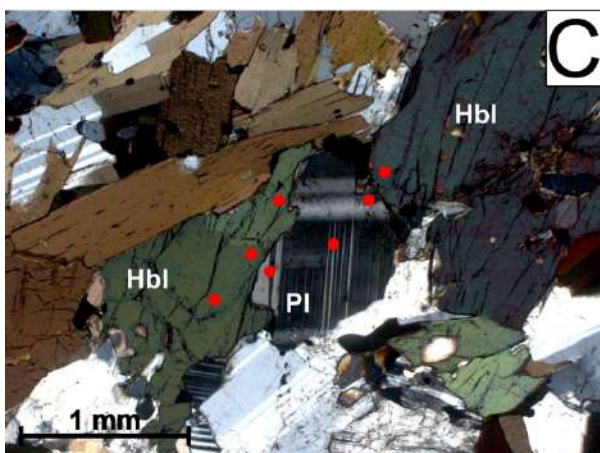
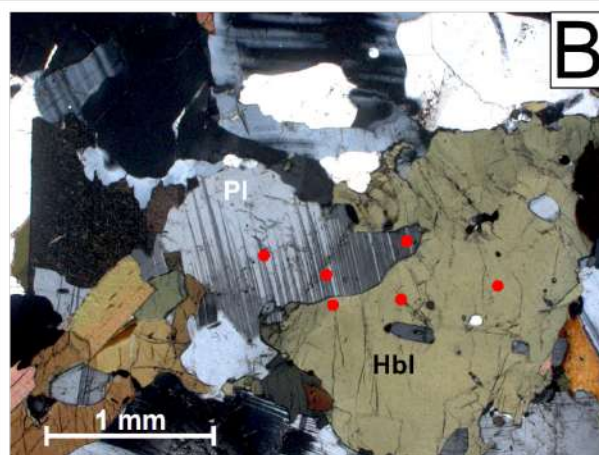
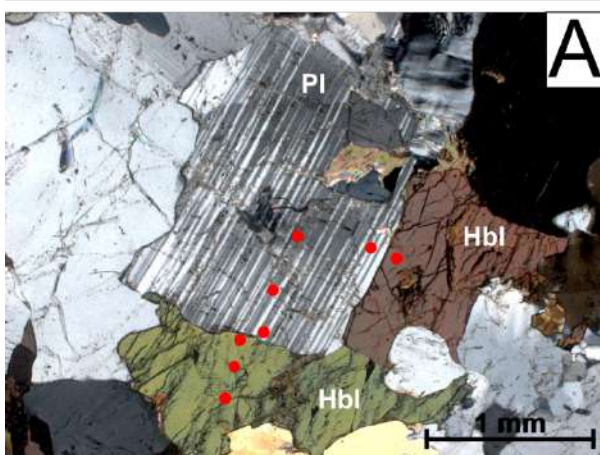
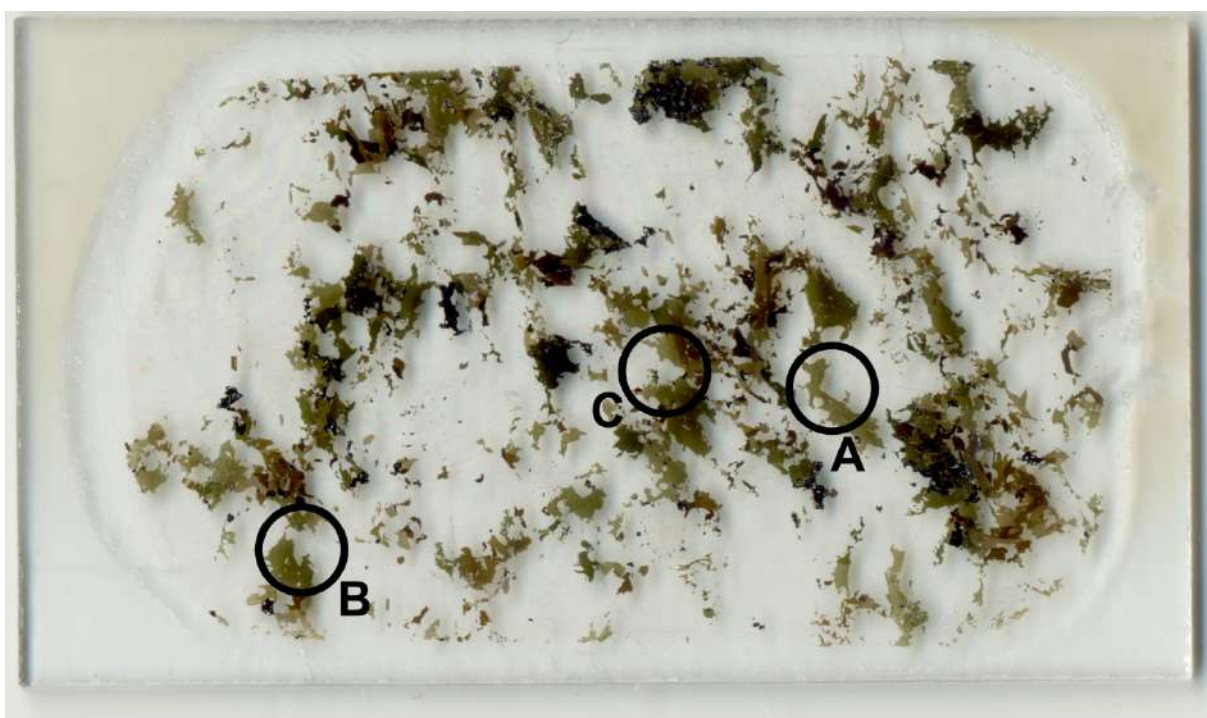
Anexo I - Síntese dos principais aspectos mineralógicos das seções polidas estudadas.

	Amostra	Classificação modal	Plagioclásio	Minerais máficos	Minerais Acessórios	Alterações
Unidade São José da Prata	SC-42	Quartzo monzonito	An ₄₂₋₃₃	Hornblenda + biotita	Opacos (ilme+mag+pir), apatita, rara titanita, allanita subédrica comum	Transformação local de hornblenda em biotita primária
	SC-158C	Quartzo monzodiorito	An ₃₄₋₂₈	Hornblenda + biotita	Opacos (ilme+mag+pir+cpir), apatita, rara titanita e allanita subédrica comum	Transformação local de hornblenda em biotita + epidoto + minerais opacos pós-magmáticos
	IU-104	Quartzo monzonito	An ₄₁₋₃₅	Hornblenda + biotita	Opacos (ilme+mag+pir+cpir), apatita, rara titanita, zircão	Transformação local de hornblenda em biotita primária
Unidade Serra do Pau D'Alho	PH-14	Quartzo monzodiorito	An ₃₄₋₂₉	Biotita + hornblenda + clinopiroxênio	Opacos (ilme+mag+pir), apatita, titanita subédrica rara, titanita sobrecrescendo nas bordas de opacos comum, allanita subédrica rara, zircão e clinopiroxênio raro	Sericitização moderada do plagioclásio, transformação comum de hornblenda em biotita + epidoto pós-magmáticos, cloritização comum da biotita
	PH-68B	Quartzo monzodiorito	An ₃₄₋₂₇	Hornblenda + biotita + clinopiroxênio	Opacos (ilme+mag+pir), apatita, rara titanita, allanita subédrica comum, clinopiroxênio local	Transformação local de hornblenda em biotita primária
	SC-333	Quartzo monzonito	An ₄₀₋₃₂	Biotita + hornblenda + clinopiroxênio	Opacos (ilme+mag+pir), apatita, titanita subédrica comum, titanita sobrecrescendo nas bordas de opacos comum, allanita subédrica rara, zircão e clinopiroxênio local	Transformação comum de hornblenda em biotita + epidoto pós-magmáticos

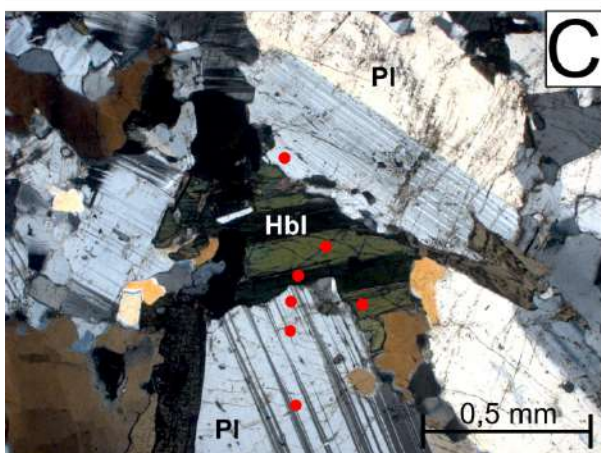
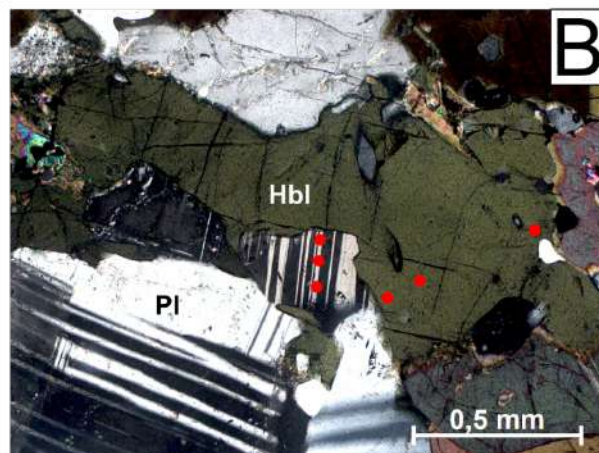
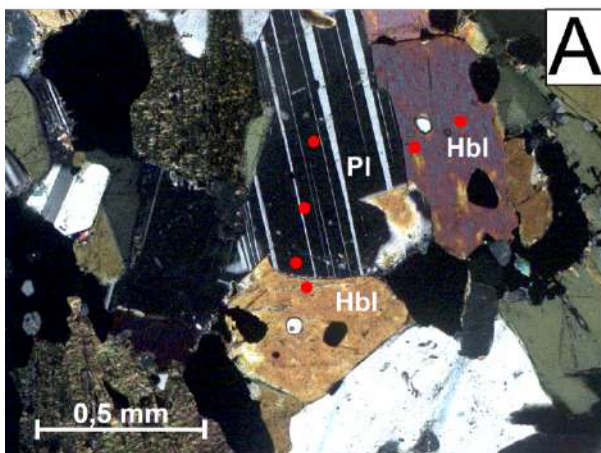
Anexo I – Continuação

	Amostra	Classificação modal	Plagioclásio	Minerais máficos	Minerais Acessórios	Alterações
Unidade Ipuíuna	PH-145	Quartzto monzonito	An ₃₆₋₃₂	Hornblenda + biotita + clinopiroxênio	Opacos (ilme+mag+pir+cpir), apatita, rara titanita, allanita subédrica local, zircão e clinopiroxênio local	Transformação local de hornblenda em biotita + epidoto + clorita + carbonato pós-magmáticos
	PH-165	Quartzto monzonito	An ₃₃₋₃₂	Hornblenda + biotita + clinopiroxênio	Opacos (ilme+mag+pir), apatita, titanita subédrica comum, titanita sobrecrecendo nas bordas de opacos comum, zircão e clinopiroxênio local abundante	Transformação comum de hornblenda em biotita + epidoto pós-magmáticos
	PH-85A	Quartzto monzonito	An ₃₉₋₃₁	Hornblenda + biotita	Opacos (ilme+mag+pir+cpir), apatita, titanita sobrecrecendo nas bordas de opacos comum e zircão	Sericitização moderada dos feldspatos, transformação local de hornblenda em biotita + epidoto pós-magmáticos
	RC-10A	Quartzto monzonito	An ₃₅₋₃₀	Hornblenda + biotita + clinopiroxênio	Opacos (ilme+mag+pir), apatita, titanita euédrica comum, titanita sobrecrecendo nas bordas de opacos comum, allanita subédrica rara, clinopiroxênio local	Transformação local de hornblenda em biotita primária
	CD-01	Granodiorito	An ₃₂₋₂₇	Biotita + hornblenda + clinopiroxênio	Opacos (ilme+mag+pir), apatita, titanita euédrica comum, titanita sobrecrecendo nas bordas de opacos comum, allanita subédrica rara e clinopiroxênio local raro	Sericitização moderada dos feldspatos, transformação local de hornblenda em biotita + epidoto pós-magmáticos
	IU-07A	Quartzto monzonito	An ₄₃₋₃₅	Hornblenda + biotita	Opacos (ilme+mag+pir+cpir), apatita, titanita sobrecrecendo nas bordas de opacos comum e allanita subédrica comum	Transformação comum de hornblenda em biotita + epidoto pós-magmáticos, cloritização local da biotita

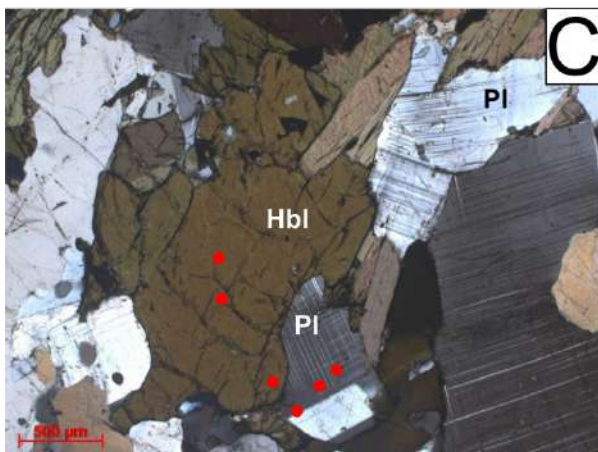
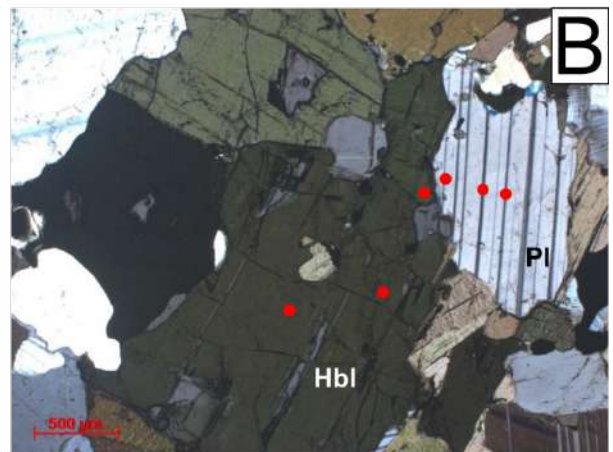
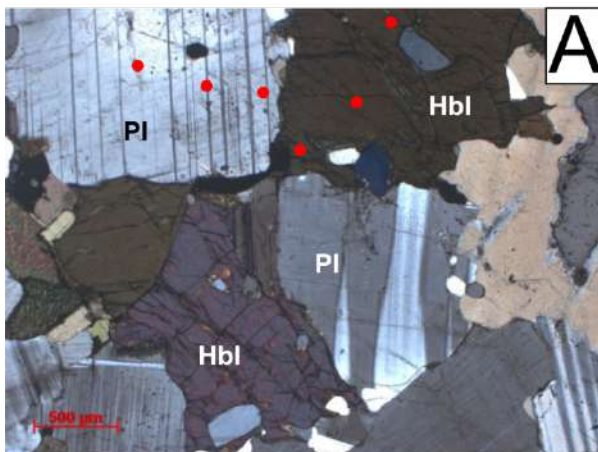
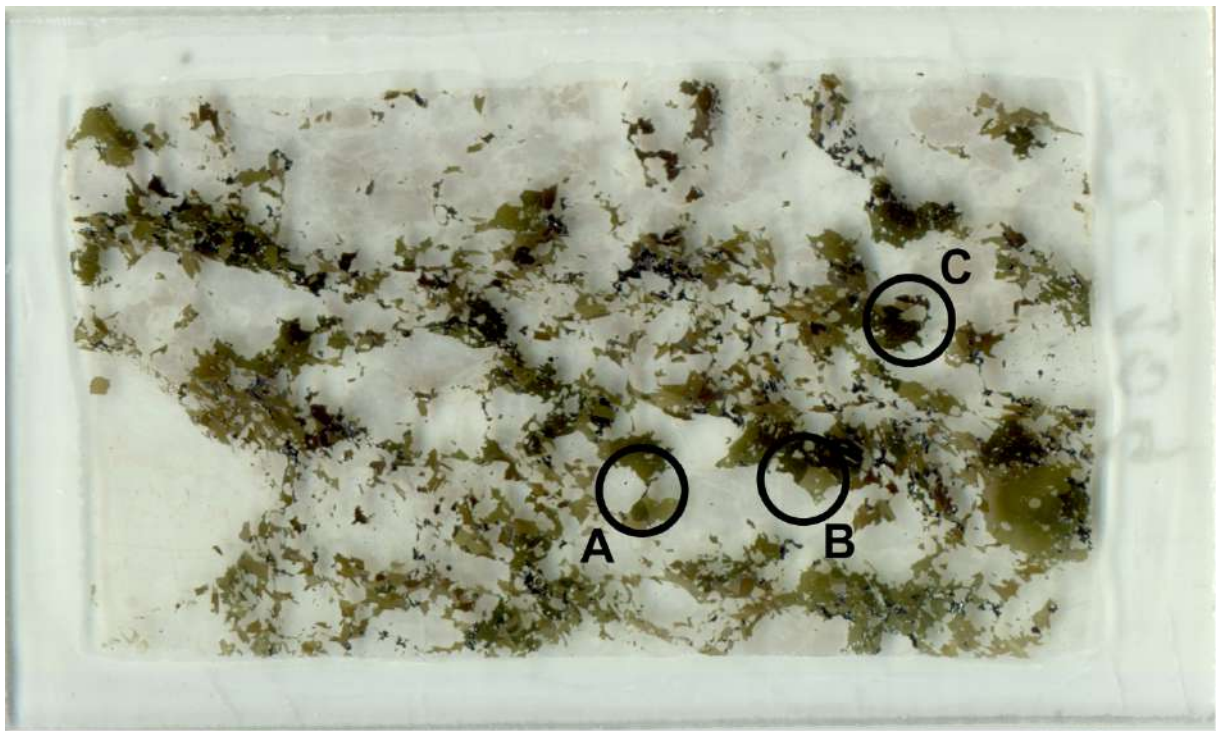
**ANEXO II – PRANCHAS DAS SEÇÕES DELGADAS POLIDAS E MINERAIS
ESCOLHIDOS PARA ANÁLISE QUÍMICA**



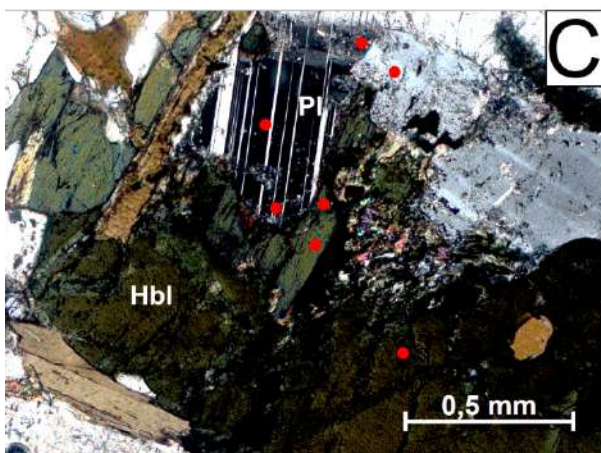
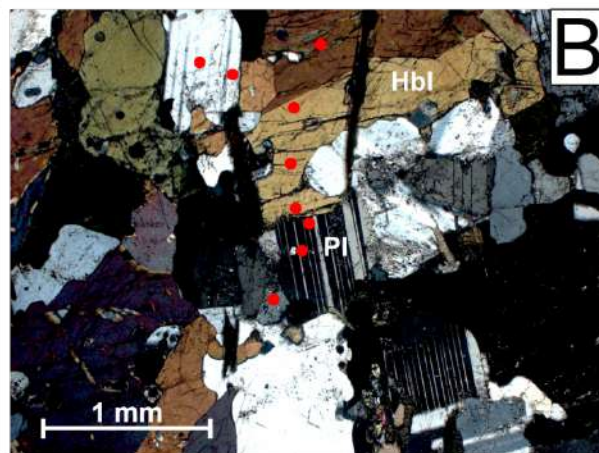
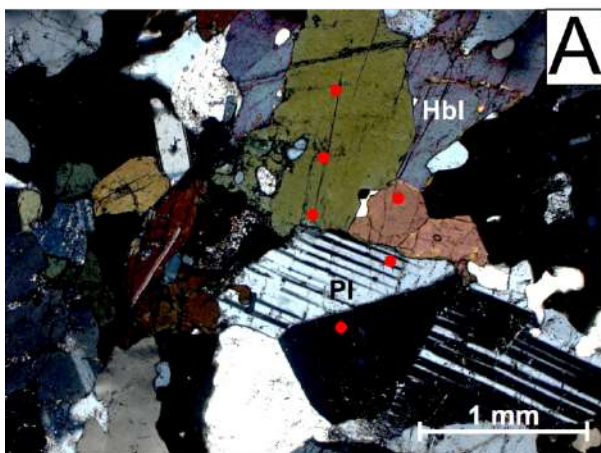
Prancha 1. Seção delgada polida escaneada da amostra SC-42 (imagem superior, na qual A, B e C = grãos de plagioclásio e anfibólio em equilíbrio). Abaixo, fotomicrografias dos grãos selecionados e a localização das análises químicas (pontos vermelhos).



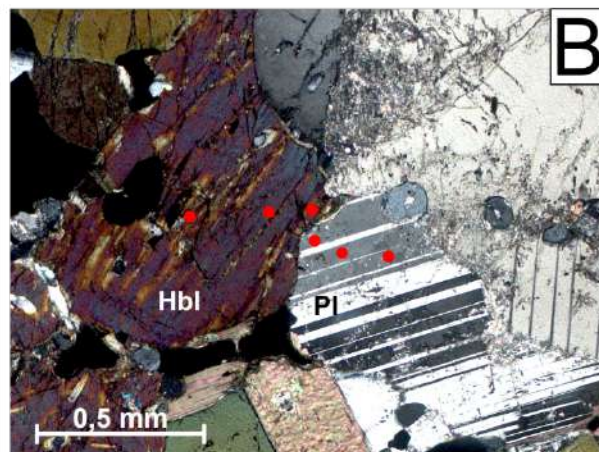
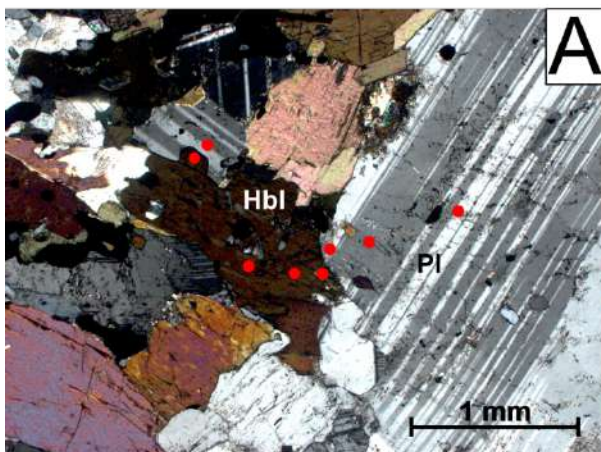
Prancha 2. Seção delgada polida escaneada da amostra SC-158C (imagem superior, na qual A, B e C = grãos de plagioclásio e anfibólio em equilíbrio). Abaixo, fotomicrografias dos grãos selecionados e a localização das análises químicas (pontos vermelhos).



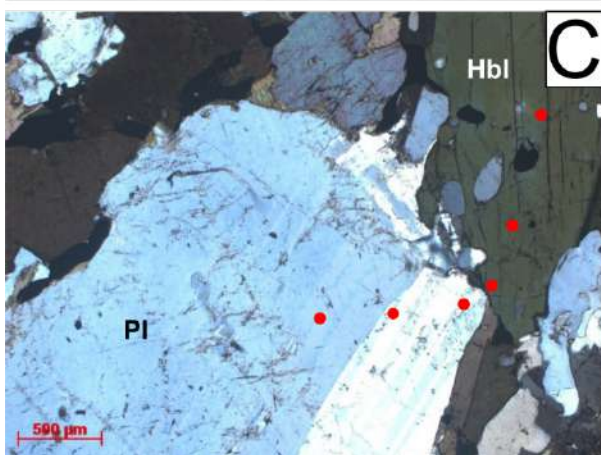
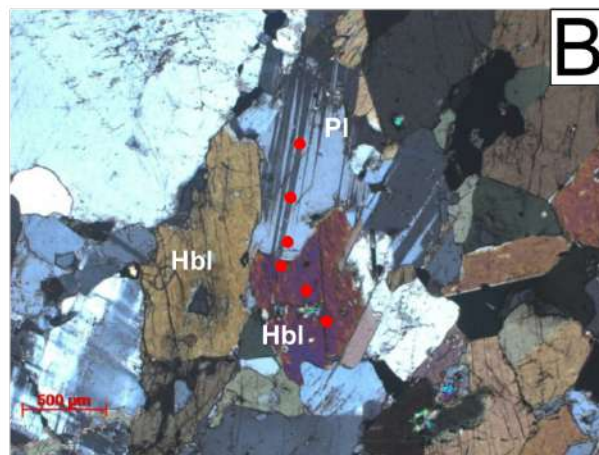
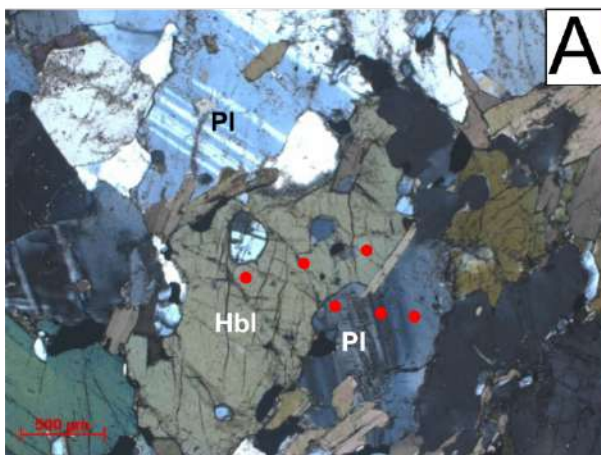
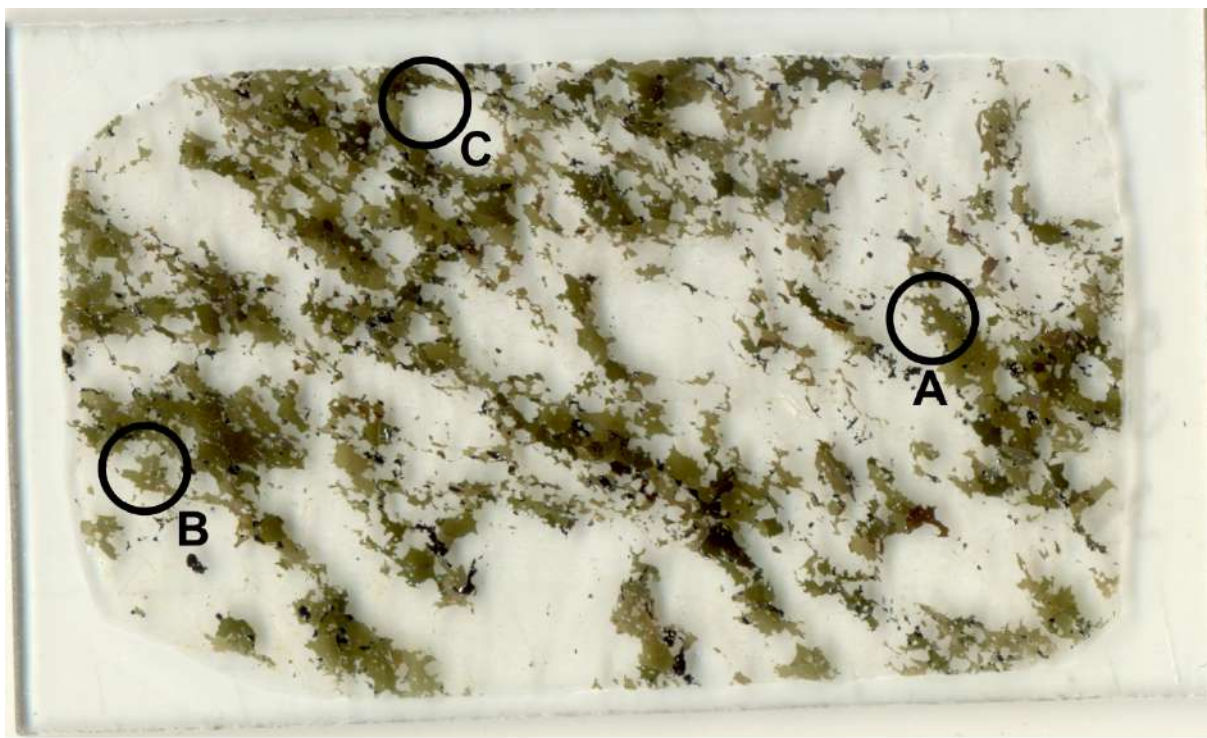
Prancha 3. Seção delgada polida escaneada da amostra IU-104 (imagem superior, na qual A, B e C = grãos de plagioclásio e anfíbólio em equilíbrio). Abaixo, fotomicrografias dos grãos selecionados e a localização das análises químicas (pontos vermelhos).



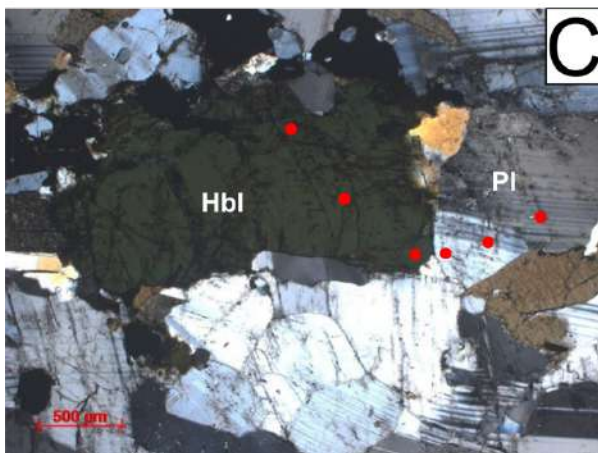
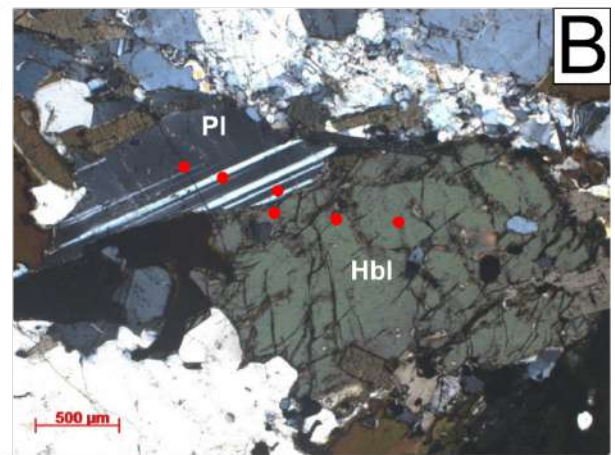
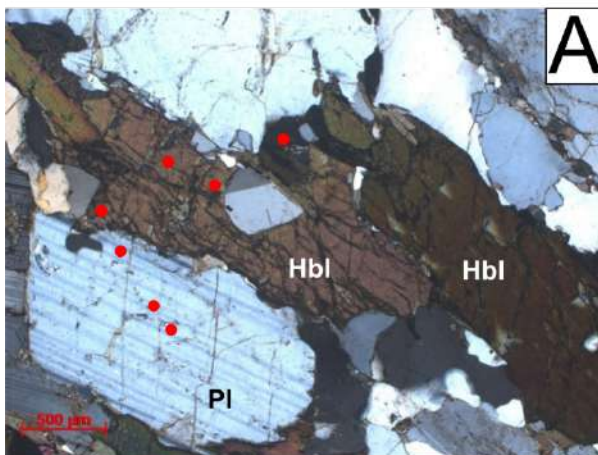
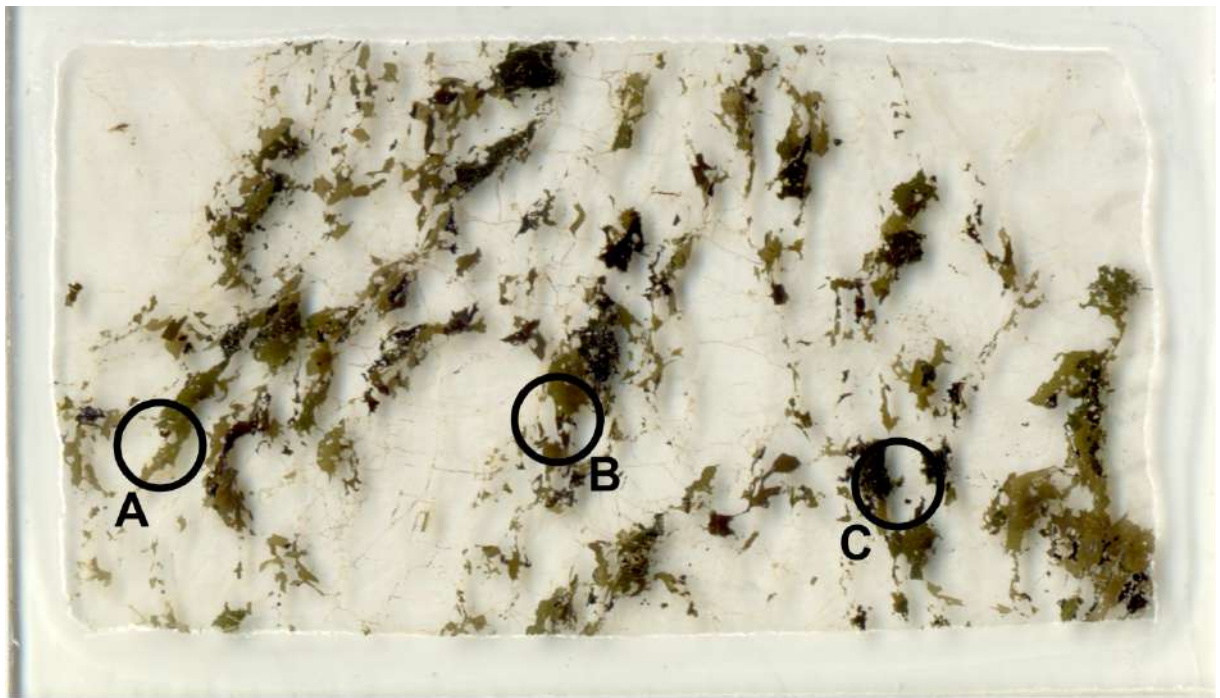
Prancha 4. Seção delgada polida escaneada da amostra PH-145 (imagem superior, na qual A, B e C = grãos de plagioclásio e anfíbólio em equilíbrio). Abaixo, fotomicrografias dos grãos selecionados e a localização das análises químicas (pontos vermelhos).



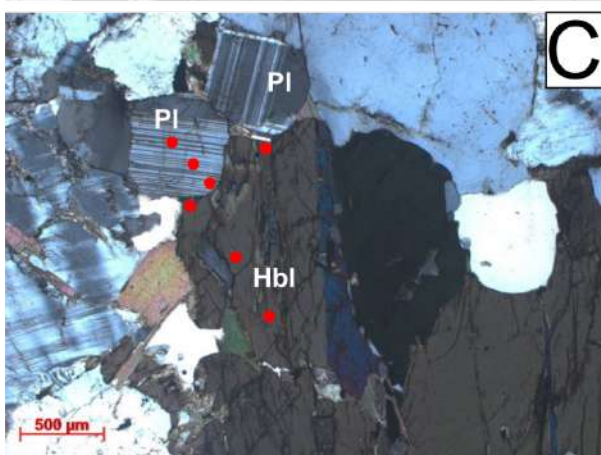
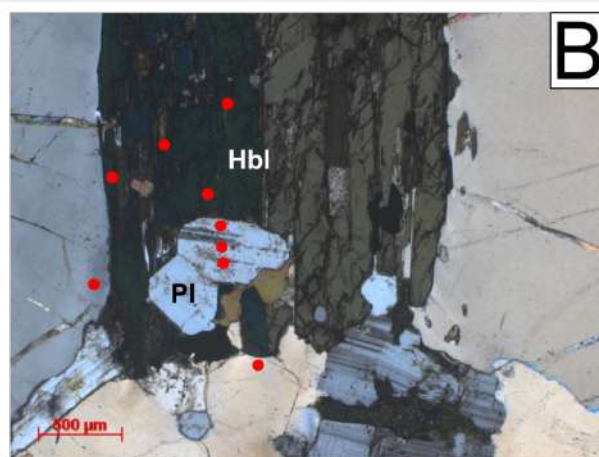
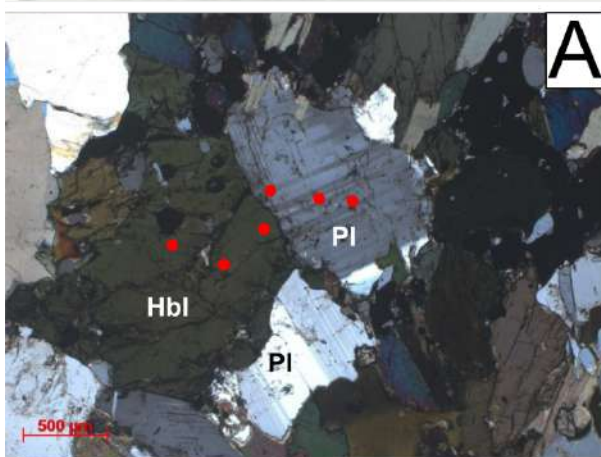
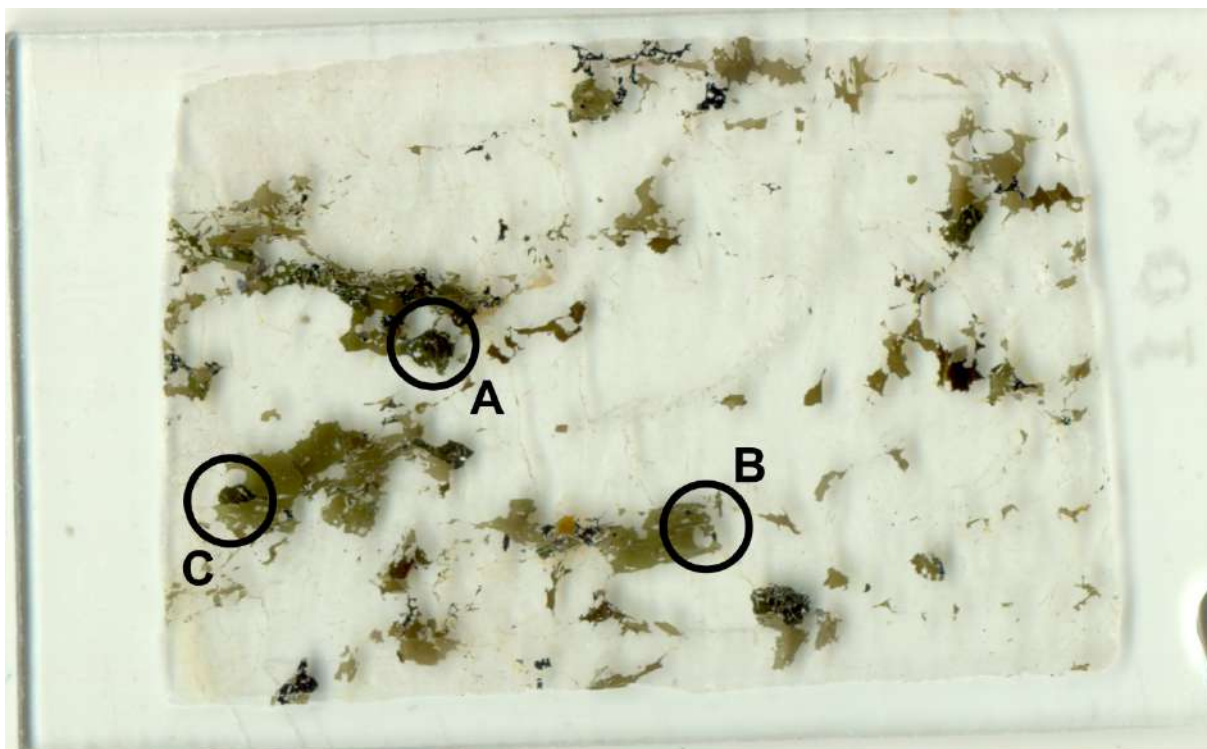
Prancha 5. Seção delgada polida escaneada da amostra PH-165 (imagem superior, na qual A, B e C = grãos de plagioclásio e anfibólio em equilíbrio). Abaixo, fotomicrografias dos grãos selecionados e a localização das análises químicas (pontos vermelhos).



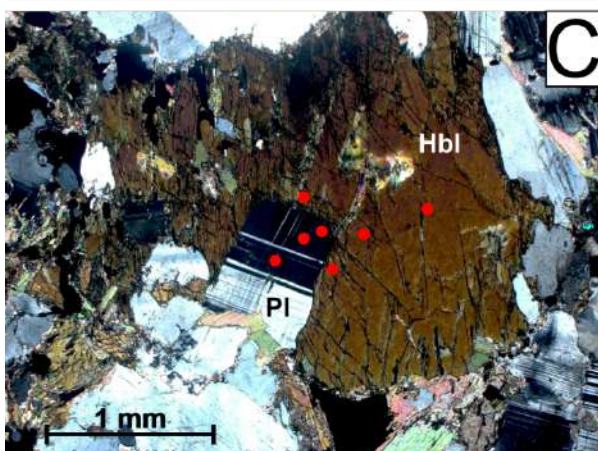
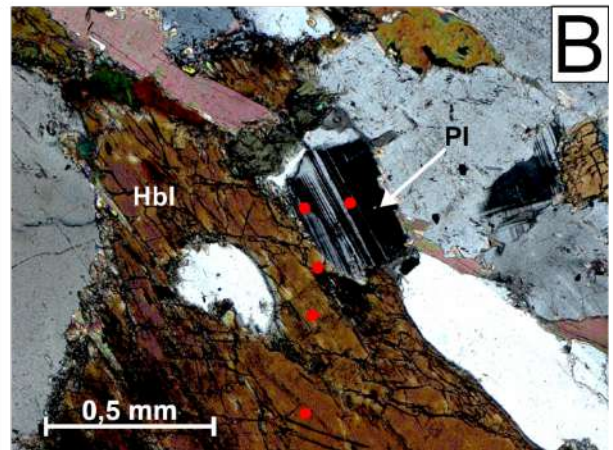
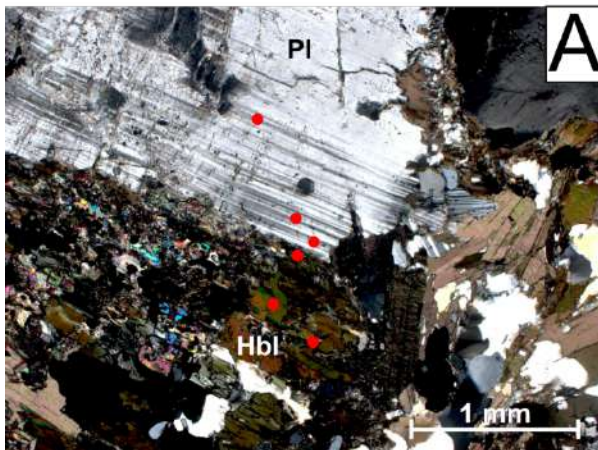
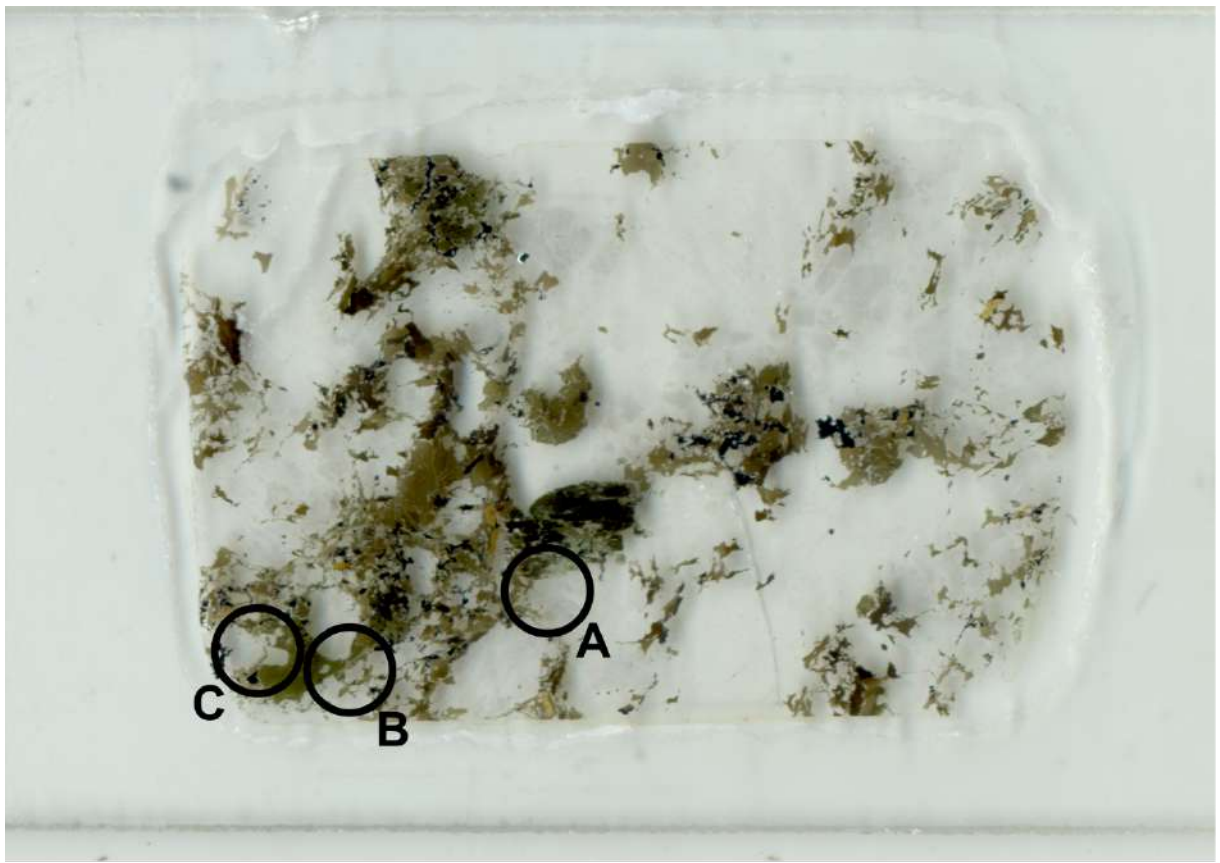
Prancha 6. Seção delgada polida escaneada da amostra PH-85A (imagem superior, na qual A, B e C = grãos de plagioclásio e anfibólio em equilíbrio). Abaixo, fotomicrografias dos grãos selecionados e a localização das análises químicas (pontos vermelhos).



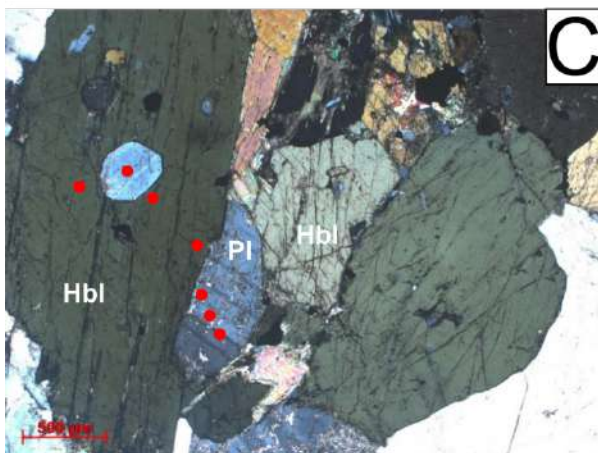
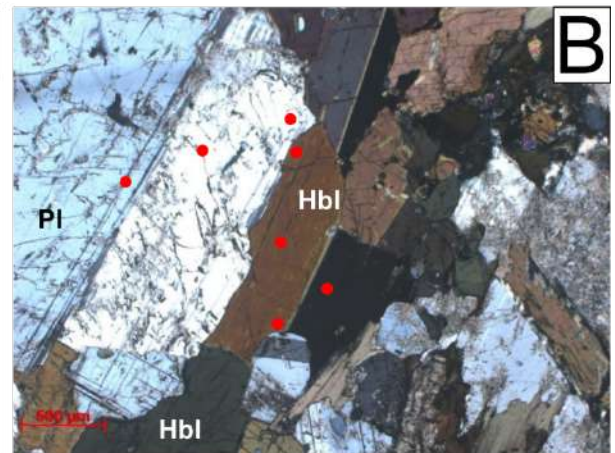
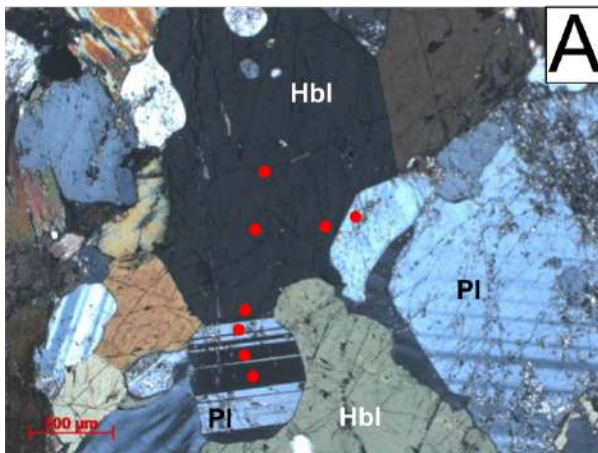
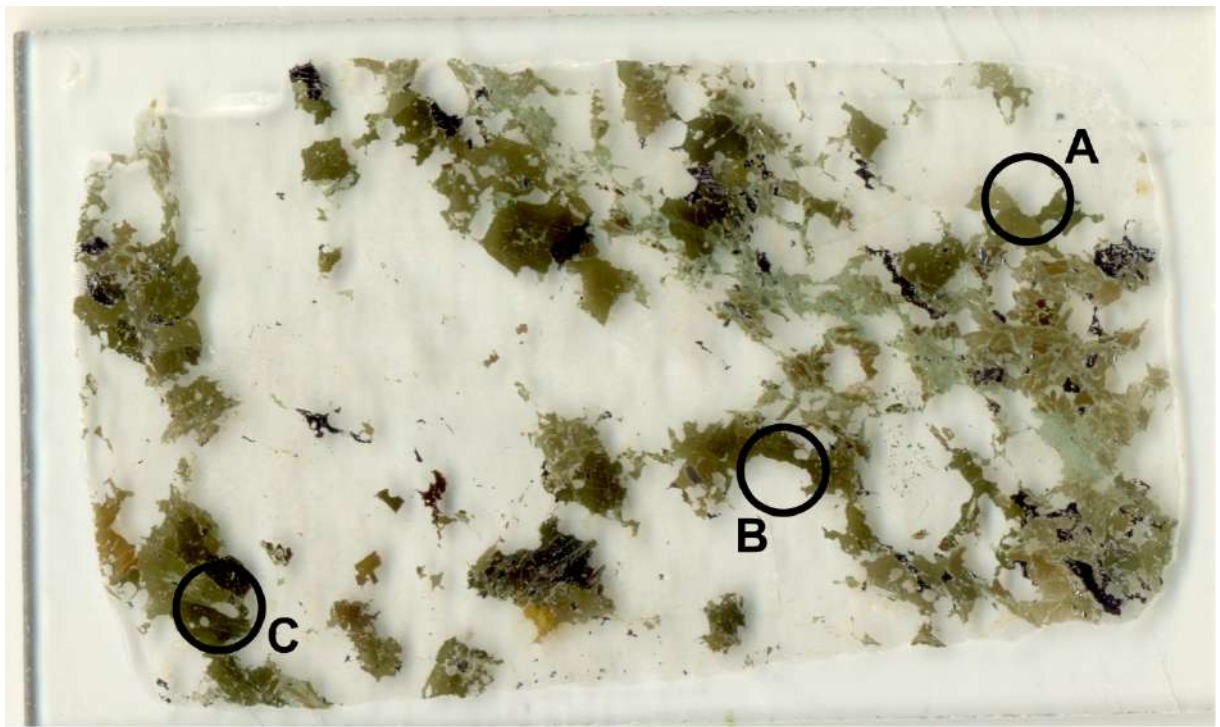
Prancha 7. Seção delgada polida escaneada da amostra RC-10A (imagem superior, na qual A, B e C = grãos de plagioclásio e anfibólio em equilíbrio). Abaixo, fotomicrografias dos grãos selecionados e a localização das análises químicas (pontos vermelhos).



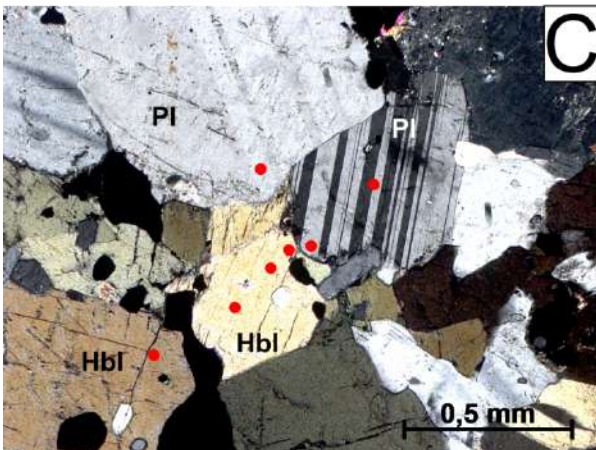
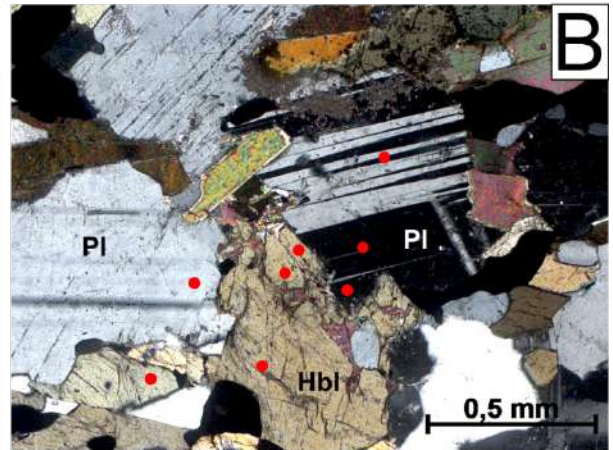
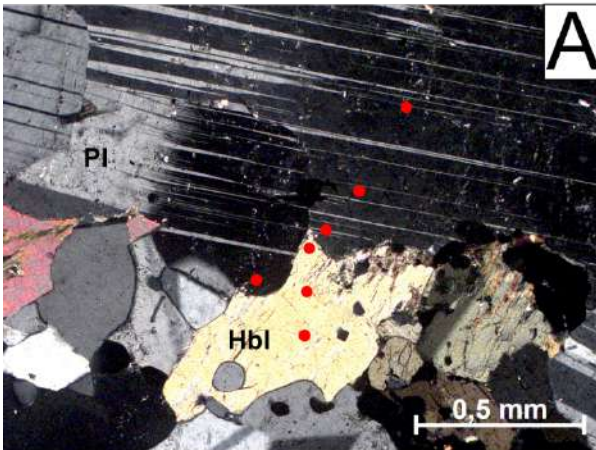
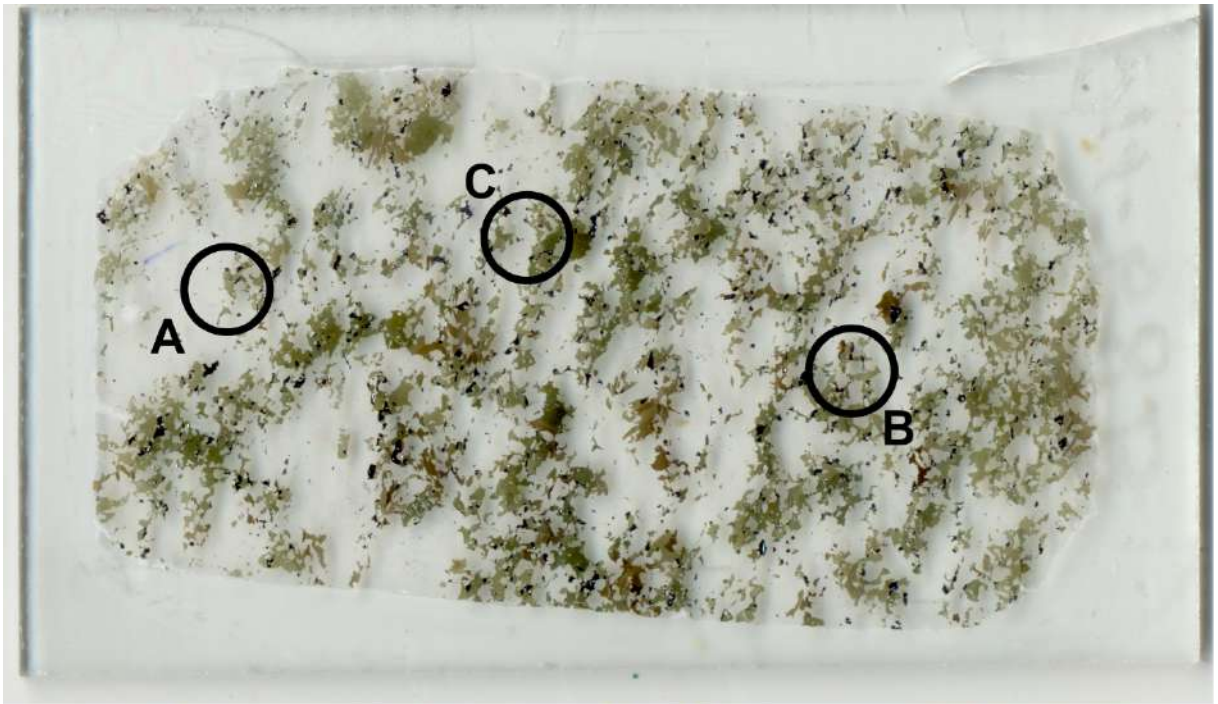
Prancha 8. Seção delgada polida escaneada da amostra CD-01 (imagem superior, na qual A, B e C = grãos de plagioclásio e anfibólio em equilíbrio). Abaixo, fotomicrografias dos grãos selecionados e a localização das análises químicas (pontos vermelhos).



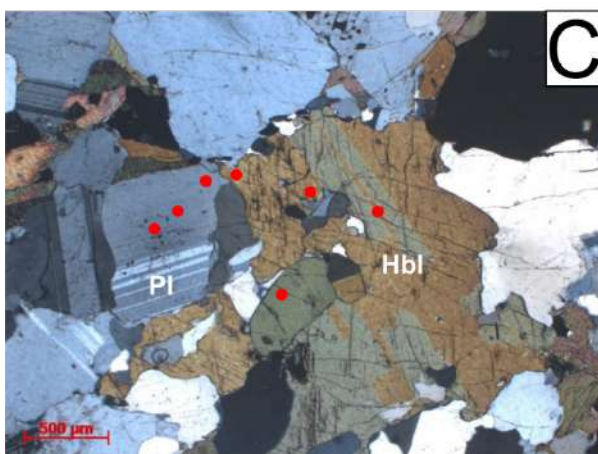
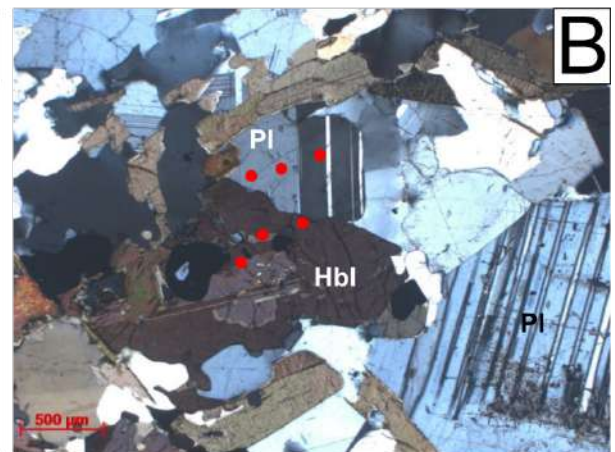
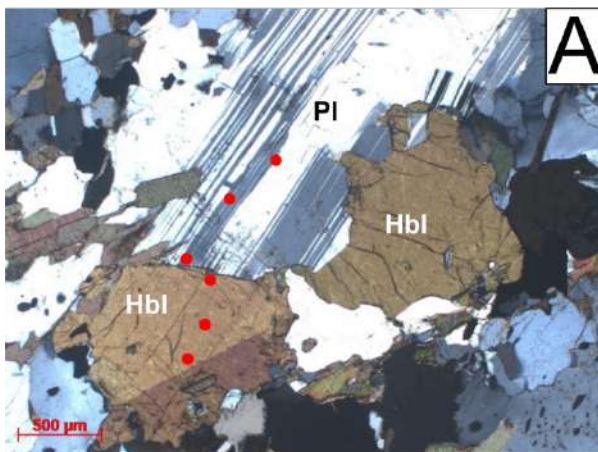
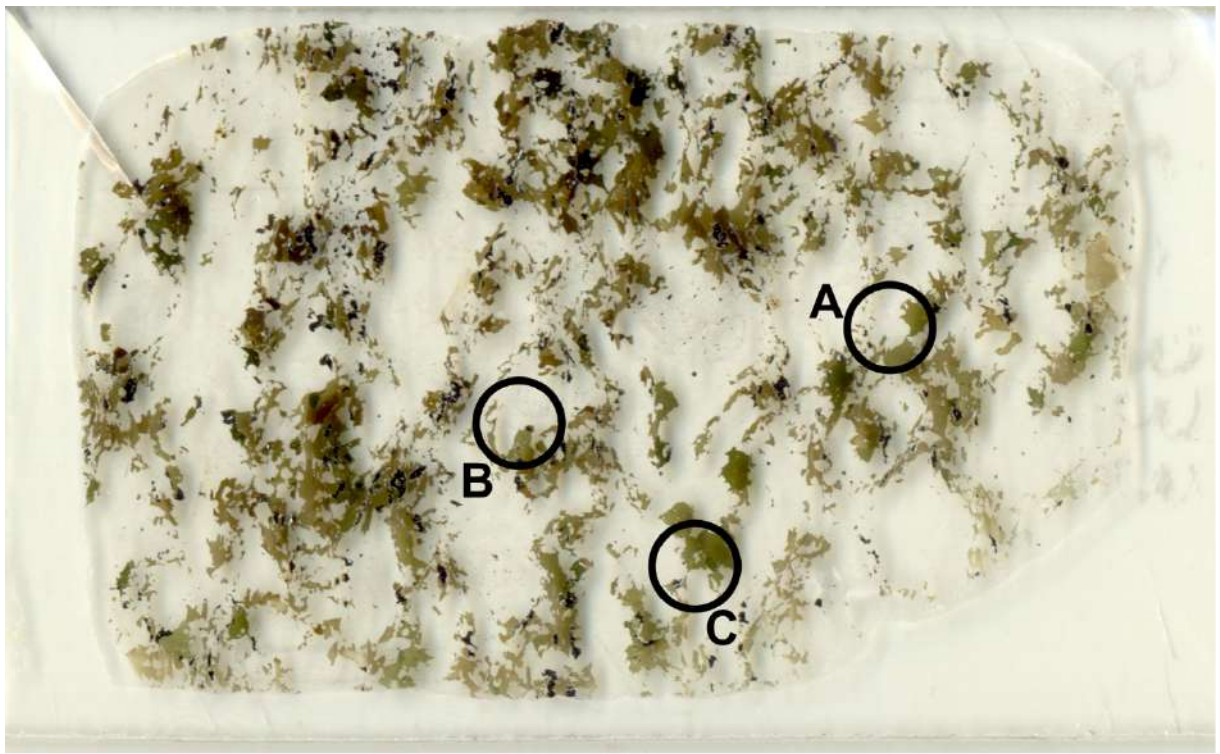
Prancha 9. Seção delgada polida escaneada da amostra IU-07A (imagem superior, na qual A, B e C = grãos de plagioclásio e anfibólio em equilíbrio). Abaixo, fotomicrografias dos grãos selecionados e a localização das análises químicas (pontos vermelhos).



Prancha 10. Seção delgada polida escaneada da amostra PH-14 (imagem superior, na qual A, B e C = grãos de plagioclásio e anfibólio em equilíbrio). Abaixo, fotomicrografias dos grãos selecionados e a localização das análises químicas (pontos vermelhos).



Prancha 11. Seção delgada polida escaneada da amostra PH-68B (imagem superior, na qual A, B e C = grãos de plagioclásio e anfibólio em equilíbrio). Abaixo, fotomicrografias dos grãos selecionados e a localização das análises químicas (pontos vermelhos).



Prancha 12. Seção delgada polida escaneada da amostra SC-333 (imagem superior, na qual A, B e C = grãos de plagioclásio e anfibólio em equilíbrio). Abaixo, fotomicrografias dos grãos selecionados e a localização das análises químicas (pontos vermelhos).

Anexo III – Análises químicas e proporções catiônicas (O = 23) de anfibólio das amostras do Batólito Pinhal-Ipuiúna (Cr abaixo do limite de detecção).

Amostra	CD01	CD01	CD01	CD011	CD012	CD01	CD01	CD01	CD01	CD01	CD01	CD01	IU07A	IU07A	IU07A	IU07A	IU07A	IU07A	IU07A
Ponto	P1-b	P1-i	P1-n	P2-b1	P2-b2	P2-i	P2-n	P3-b1	P3-i	P3-n	P3-b2	P1-b	P1-i	P1-n	P2-b	P2-i	P2-n	P3-b	P3-i
Unidade	IPU (E)	IPU (E)	IPU (E)	IPU (E)	IPU (E)	IPU (E)	IPU (E)	IPU (E)	IPU (E)	IPU (E)	IPU (E)	IPU (E)	IPU (E)	IPU (E)	IPU (E)	IPU (E)	IPU (E)	IPU (E)	IPU (E)
SiO ₂	41.47	41.98	41.99	42.08	41.87	41.69	42.45	41.28	42.07	41.88	59.58	41.30	40.70	41.53	41.17	41.21	41.62	41.42	41.64
TiO ₂	1.64	1.93	1.68	1.52	2.13	1.31	1.31	1.52	1.80	1.45	1.72	0.73	1.06	1.54	1.74	1.52	1.71	1.49	1.75
Al ₂ O ₃	11.86	11.59	11.70	12.09	11.87	12.10	11.91	12.41	11.89	11.93	8.27	11.89	11.86	11.15	11.49	11.57	11.11	11.56	11.01
Cr ₂ O ₃	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.03	0.00	0.01	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02	0.03	0.00
MnO	0.64	0.62	0.59	0.60	0.59	0.58	0.61	0.61	0.62	0.61	0.35	0.57	0.58	0.62	0.56	0.57	0.59	0.59	0.63
FeO	18.58	18.16	17.78	18.31	17.69	18.83	18.54	18.88	18.56	18.62	12.04	19.39	19.78	19.26	18.89	18.36	18.60	18.53	18.57
MgO	8.78	9.31	9.54	8.95	9.44	8.76	9.17	8.97	8.77	8.87	5.41	8.73	8.48	8.85	9.00	8.93	9.09	8.89	9.13
CaO	11.11	10.98	11.23	11.38	11.33	11.20	11.42	11.14	11.18	11.05	8.84	11.33	11.26	11.23	11.26	11.33	11.00	11.32	11.02
Na ₂ O	1.34	1.51	1.44	1.18	1.37	1.38	1.26	1.41	1.50	1.51	0.65	1.07	1.26	0.99	1.20	1.19	1.26	1.17	1.40
K ₂ O	1.71	1.59	1.64	1.67	1.66	1.67	1.55	1.58	1.61	1.67	0.95	1.62	1.66	1.58	1.72	1.74	1.71	1.64	1.68
F	0.25	0.22	0.44	0.28	0.29	0.41	0.33	0.34	0.24	0.30	0.26	0.34	0.28	0.30	0.30	0.33	0.26	0.36	0.31
Cl	0.18	0.14	0.17	0.16	0.14	0.17	0.17	0.18	0.16	0.12	0.16	0.15	0.17	0.11	0.12	0.13	0.10	0.12	0.10
O=F,Cl	-0.15	-0.13	-0.22	-0.15	-0.15	-0.21	-0.18	-0.18	-0.14	-0.15	-0.15	-0.18	-0.16	-0.15	-0.15	-0.17	-0.13	-0.18	-0.15
Total	97.44	97.91	97.98	98.07	98.22	97.91	98.57	98.14	98.29	97.85	98.10	96.94	96.92	97.04	97.30	96.72	96.95	96.94	97.10
Calculado																			
FeO	16.07	16.44	16.16	15.88	16.28	16.08	15.57	15.09	17.22	17.00	12.04	14.68	15.31	15.06	15.32	15.55	15.66	15.49	15.90
Fe ₂ O ₃	2.79	1.92	1.80	2.71	1.57	3.06	3.30	4.22	1.49	1.80	0.00	5.24	4.97	4.67	3.97	3.12	3.27	3.38	2.97
H ₂ O*	1.81	1.84	1.73	1.81	1.81	1.74	1.79	1.77	1.82	1.80	1.99	1.78	1.79	1.81	1.80	1.78	1.83	1.78	1.80
Total	99.53	99.95	99.89	100.15	100.19	99.95	100.69	100.33	100.25	99.83	100.09	99.24	99.21	99.31	99.50	98.81	99.11	99.06	99.20
T (idealmente 8 apfu)																			
Si	6.32	6.36	6.36	6.35	6.32	6.32	6.37	6.23	6.36	6.36	8.28	6.31	6.25	6.34	6.28	6.32	6.36	6.34	6.37
Al	1.68	1.64	1.64	1.65	1.68	1.68	1.63	1.77	1.64	1.64	1.64	1.69	1.75	1.66	1.72	1.68	1.64	1.67	1.63
T subtotal	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.28	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
C (idealmente 5 apfu)																			
Ti	0.19	0.22	0.19	0.17	0.24	0.15	0.15	0.17	0.21	0.17	0.18	0.08	0.12	0.18	0.20	0.18	0.20	0.17	0.20
Al	0.45	0.42	0.44	0.50	0.43	0.49	0.47	0.44	0.48	0.50	1.35	0.45	0.39	0.34	0.35	0.42	0.37	0.42	0.35
Fe ³⁺	0.32	0.22	0.21	0.31	0.18	0.35	0.37	0.48	0.17	0.21	0.60	0.60	0.58	0.54	0.46	0.36	0.38	0.39	0.34
Fe ²⁺	2.05	2.04	2.01	2.01	2.03	2.03	1.95	1.89	2.16	2.12	1.40	1.88	1.96	1.92	1.95	2.00	1.99	1.98	2.02
Mg	2.00	2.10	2.15	2.01	2.12	1.98	2.05	2.02	1.98	2.01	1.12	1.99	1.94	2.01	2.05	2.04	2.07	2.03	2.08
C subtotal	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	4.10	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
B (idealmente 2 apfu)																			
Mn ²⁺	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.07	0.08	0.08	0.08	0.08		0.07	0.07	0.08	0.07	0.06	0.08	0.07	0.08
Fe ²⁺	0.00	0.05	0.04	0.03	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02	0.04				0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	
Ca	1.81	1.78	1.82	1.84	1.83	1.82	1.84	1.80	1.81	1.80	1.32	1.85	1.85	1.84	1.84	1.86	1.80	1.86	1.81
Na	0.10	0.09	0.06	0.09	0.07	0.10	0.09	0.11	0.09	0.08	0.17	0.08	0.08	0.09	0.09	0.07	0.11	0.08	0.10
B subtotal	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	1.49	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
A (0 a 1 apfu)																			
Na	0.30	0.35	0.36	0.26	0.34	0.31	0.28	0.31	0.35	0.36		0.24	0.30	0.20	0.27	0.28	0.27	0.27	0.31
K	0.33	0.31	0.32	0.32	0.32	0.32	0.30	0.30	0.31	0.32	0.17	0.32	0.33	0.31	0.34	0.34	0.33	0.32	0.33
A subtotal	0.63	0.66	0.68	0.58	0.66	0.63	0.58	0.61	0.66	0.69	0.17	0.56	0.62	0.51	0.60	0.62	0.60	0.59	0.64
W (idealmente 2 apfu)																			
OH	1.83	1.86	1.75	1.83	1.83	1.76	1.80	1.79	1.84	1.83	1.85	1.80	1.82	1.83	1.82	1.80	1.85	1.80	1.83
F	0.12	0.11	0.21	0.13	0.14	0.20	0.16	0.16	0.11	0.14	0.11	0.16	0.14	0.15	0.14	0.16	0.13	0.18	0.15
Cl	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Soma T,C,B,A	15.63	15.66	15.68	15.58	15.65	15.63	15.57	15.61	15.66	15.68	14.04	15.56	15.62	15.51	15.60	15.62	15.60	15.59	15.64

Cont. Anexo III.

CONT. Anexo III.																			
Amostra	IU07A	IU07A	IU07A	IU104	IU104	IU104	IU104	IU104	IU104	IU104	IU104	IU104	IU104	SC158	SC158	SC158	SC158	SC158	SC158
Ponto	P3-n	P3-b2	P3-b3	P1-b	P1-i	P1-n	P2-b	P2-i	P2-n	P3-b	P3-i	P3-n	P1-b	P1-n	P1-b2	P2-b	P2-i	P2-n	P3-b
Unidade	IPU (E)	IPU (E)	IPU (E)	SJP	SJP	SJP	SJP	SJP	SJP	SJP	SJP	SJP	SJP	SJP	SJP	SJP	SJP	SJP	SJP
SiO ₂	41.46	41.35	40.76	42.02	41.99	41.88	41.83	41.51	41.87	41.98	42.40	42.46	42.00	42.41	42.21	42.28	42.34	42.19	42.52
TiO ₂	1.67	1.41	1.19	1.77	1.82	1.77	1.51	1.80	1.73	1.67	1.77	1.91	1.63	1.80	1.67	1.71	1.79	1.63	1.60
Al ₂ O ₃	11.12	11.48	11.82	12.53	12.33	11.97	12.49	12.20	12.05	12.45	11.80	11.80	11.10	10.78	10.78	10.81	10.75	10.60	10.67
Cr ₂ O ₃	0.05	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.04	0.01
MnO	0.60	0.59	0.54	0.47	0.60	0.57	0.54	0.58	0.63	0.62	0.65	0.64	0.59	0.63	0.60	0.66	0.66	0.62	0.58
FeO	18.21	19.27	19.24	17.47	16.86	16.79	16.86	16.80	16.85	17.24	16.59	16.77	17.19	17.48	17.22	16.86	17.40	17.11	17.21
MgO	9.31	8.67	8.63	9.63	9.75	10.10	9.82	9.80	9.92	9.61	10.13	10.29	9.96	10.21	10.06	10.13	10.11	10.25	10.21
CaO	11.23	11.28	11.33	11.46	11.21	11.24	11.29	11.22	11.13	11.33	11.31	11.05	11.29	11.18	11.16	11.19	11.08	11.30	11.34
Na ₂ O	1.28	1.21	1.07	1.20	1.38	1.29	1.23	1.34	1.42	1.23	1.44	1.41	1.35	1.37	1.38	1.34	1.35	1.36	1.36
K ₂ O	1.71	1.71	1.60	1.67	1.69	1.66	1.75	1.65	1.62	1.77	1.58	1.67	1.59	1.52	1.61	1.58	1.48	1.54	1.42
F	0.30	0.27	0.26	0.36	0.32	0.30	0.36	0.29	0.39	0.27	0.37	0.35	0.42	0.43	0.30	0.41	0.34	0.46	0.38
Cl	0.12	0.15	0.17	0.09	0.11	0.10	0.10	0.09	0.09	0.07	0.08	0.09	0.12	0.11	0.10	0.10	0.08	0.07	0.09
O=F,Cl	-0.15	-0.15	-0.15	-0.17	-0.16	-0.15	-0.17	-0.14	-0.18	-0.13	-0.18	-0.17	-0.20	-0.21	-0.15	-0.20	-0.16	-0.21	-0.18
Total	96.90	97.24	96.47	98.49	97.90	97.54	97.61	97.14	97.54	98.11	97.94	98.27	97.03	97.71	96.94	96.89	97.24	96.95	97.20
Calculado																			
FeO	15.26	15.90	14.82	14.73	15.36	13.90	14.20	14.30	15.15	14.74	15.13	14.93	14.53	14.28	14.64	14.45	14.27	14.15	14.35
Fe ₂ O ₃	3.28	3.75	4.92	3.05	1.67	3.21	2.96	2.78	1.89	2.78	1.62	2.05	2.96	3.56	2.87	2.68	3.48	3.29	3.18
H ₂ O ⁺	1.81	1.80	1.81	1.80	1.81	1.83	1.80	1.83	1.79	1.85	1.80	1.81	1.76	1.76	1.82	1.77	1.81	1.76	1.79
Total	99.04	99.41	98.77	100.60	99.88	99.69	99.71	99.25	99.52	100.24	99.91	100.28	99.08	99.82	99.05	98.93	99.40	99.04	99.31
T (8 apfu)																			
Si	6.34	6.32	6.26	6.28	6.32	6.31	6.30	6.29	6.33	6.30	6.38	6.36	6.38	6.39	6.42	6.43	6.41	6.41	6.43
Al	1.66	1.68	1.74	1.72	1.68	1.69	1.70	1.71	1.67	1.70	1.63	1.64	1.62	1.61	1.58	1.57	1.59	1.59	1.57
T subtotal	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
C (idealmente 5 apfu)																			
Ti	0.19	0.16	0.14	0.20	0.21	0.20	0.17	0.21	0.20	0.19	0.20	0.22	0.19	0.20	0.19	0.20	0.20	0.19	0.18
Al	0.35	0.39	0.40	0.49	0.51	0.43	0.52	0.46	0.48	0.50	0.47	0.44	0.37	0.31	0.35	0.36	0.32	0.31	0.34
Fe3+	0.38	0.43	0.57	0.34	0.19	0.36	0.34	0.32	0.22	0.31	0.18	0.23	0.34	0.40	0.33	0.31	0.40	0.38	0.36
Fe2+	1.95	2.03	1.90	1.82	1.90	1.74	1.77	1.80	1.87	1.85	1.88	1.82	1.85	1.79	1.85	1.84	1.79	1.80	1.81
Mg	2.12	1.98	1.98	2.15	2.19	2.27	2.20	2.21	2.24	2.15	2.27	2.30	2.26	2.29	2.28	2.30	2.28	2.32	2.30
C subtotal	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
B (idealmente 2 apfu)																			
Mn2+	0.07	0.07	0.06	0.06	0.08	0.07	0.07	0.07	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.09	0.08	0.07
Fe2+				0.02	0.03	0.01	0.02	0.01	0.04	0.01	0.02	0.05		0.01	0.01		0.01		0.00
Ca	1.84	1.85	1.87	1.84	1.81	1.81	1.82	1.82	1.80	1.82	1.82	1.77	1.84	1.81	1.82	1.82	1.80	1.84	1.84
Na	0.09	0.08	0.07	0.09	0.08	0.10	0.10	0.10	0.07	0.10	0.07	0.09	0.09	0.10	0.10	0.10	0.11	0.09	0.09
B subtotal	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
A (0 a 1 apfu)																			
Na	0.30	0.28	0.25	0.26	0.32	0.28	0.27	0.30	0.34	0.26	0.35	0.32	0.31	0.30	0.31	0.30	0.29	0.32	0.31
K	0.33	0.33	0.31	0.32	0.33	0.32	0.34	0.32	0.31	0.34	0.30	0.32	0.31	0.29	0.31	0.31	0.29	0.30	0.27
A subtotal	0.63	0.61	0.56	0.58	0.65	0.60	0.60	0.62	0.65	0.60	0.65	0.63	0.62	0.59	0.62	0.61	0.57	0.61	0.59
W (idealmente 2 apfu)																			
OH	1.82	1.83	1.83	1.81	1.82	1.83	1.80	1.84	1.79	1.86	1.80	1.81	1.77	1.77	1.83	1.78	1.82	1.76	1.80
F	0.15	0.13	0.13	0.17	0.15	0.14	0.17	0.14	0.19	0.13	0.18	0.17	0.20	0.21	0.14	0.20	0.16	0.22	0.18
Cl	0.03	0.04	0.04	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02
Soma T,C,B,A	15.63	15.61	15.56	15.58	15.65	15.60	15.60	15.62	15.65	15.60	15.65	15.63	15.62	15.59	15.62	15.61	15.58	15.62	15.59

Cont. Anexo III.

Amostra	SC158	SC158	SC42	SC42	SC42	SC42	SC42	SC42	SC42	SC42	SC42	SC42	SC42	SC42	SC42	SC42	SC42	SC42	SC42
Ponto	P3-b2	P3-n	P1-b	P1-i	P1-n	P1-b2	P2-b	P2-i	P2-n	P3-b	P3-i	P3-n	P3-b2	P3-n	P3-b2	P3-n	P3-b2	P3-n	P3-b2
Unidade	SJP	SJP	SJP	SJP	SJP	SJP	SJP	SJP	SJP	SJP	SJP	SJP	SJP	SJP	SJP	SPA	SPA	SPA	SPA
SiO ₂	42.17	42.44	42.40	42.70	42.80	42.47	43.26	42.62	42.98	42.56	42.16	42.31	42.63	42.13	42.20	42.24	42.13	42.46	42.22
TiO ₂	1.89	1.84	1.97	1.61	1.68	1.79	1.77	1.95	1.87	1.59	1.75	1.76	1.70	1.82	1.52	1.67	1.63	1.65	1.77
Al ₂ O ₃	10.91	10.77	10.78	10.48	10.57	10.69	10.48	10.61	10.22	10.70	10.86	10.75	10.43	11.16	10.92	10.79	10.88	10.88	11.16
Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.03	0.00	0.00	0.01	0.02	0.03	0.03	0.02	0.00	0.00
MnO	0.56	0.60	0.58	0.60	0.55	0.58	0.57	0.59	0.56	0.59	0.55	0.58	0.59	0.66	0.67	0.67	0.64	0.60	0.61
FeO	17.02	17.20	16.28	16.93	16.59	16.43	16.13	16.54	16.60	16.95	16.56	16.65	16.91	18.33	17.74	17.40	17.58	17.68	17.41
MgO	9.97	10.05	10.52	10.53	10.56	10.55	10.61	10.71	10.84	10.38	10.46	10.46	10.49	9.51	9.62	9.76	9.61	9.75	9.71
CaO	11.35	11.20	11.38	11.13	11.23	11.24	11.22	11.29	11.12	11.18	11.25	11.13	11.25	11.42	11.34	11.34	11.35	11.38	11.59
Na ₂ O	1.27	1.41	1.27	1.43	1.36	1.42	1.28	1.42	1.36	1.24	1.41	1.35	1.34	1.32	1.40	1.31	1.30	1.19	1.14
K ₂ O	1.63	1.51	1.57	1.53	1.60	1.60	1.57	1.60	1.54	1.57	1.62	1.65	1.53	1.56	1.62	1.64	1.54	1.59	1.62
F	0.25	0.33	0.50	0.45	0.44	0.45	0.49	0.40	0.49	0.40	0.39	0.46	0.41	0.28	0.24	0.25	0.32	0.26	0.34
Cl	0.09	0.08	0.11	0.07	0.05	0.06	0.06	0.07	0.09	0.12	0.10	0.05	0.11	0.10	0.09	0.03	0.09	0.10	0.10
O=F,Cl	-0.12	-0.16	-0.24	-0.20	-0.20	-0.20	-0.22	-0.19	-0.23	-0.19	-0.19	-0.20	-0.20	-0.14	-0.12	-0.11	-0.15	-0.13	-0.17
Total	96.99	97.28	97.15	97.27	97.24	97.08	97.22	97.64	97.47	97.11	96.92	96.95	97.20	98.16	97.27	97.02	96.94	97.41	97.51
Calculado																			
FeO	14.89	15.65	14.03	14.10	15.05	14.94	14.79	14.08	14.79	13.88	14.08	14.04	14.10	15.29	15.40	15.17	15.21	15.03	14.99
Fe ₂ O ₃	2.36	1.72	2.50	3.14	1.72	1.66	1.49	2.74	2.01	3.41	2.76	2.91	3.12	3.38	2.60	2.48	2.64	2.95	2.69
H ₂ O ⁺	1.85	1.81	1.73	1.77	1.77	1.76	1.76	1.79	1.74	1.78	1.78	1.77	1.77	1.83	1.85	1.86	1.81	1.84	1.80
Total	99.07	99.26	99.13	99.36	99.18	99.01	99.13	99.70	99.41	99.23	98.98	99.01	99.28	100.33	99.38	99.13	99.01	99.54	99.58
T (8 apfu)																			
Si	6.41	6.44	6.42	6.45	6.48	6.45	6.53	6.42	6.49	6.44	6.40	6.42	6.45	6.35	6.42	6.43	6.42	6.43	6.39
Al	1.59	1.56	1.59	1.55	1.52	1.56	1.47	1.58	1.51	1.56	1.60	1.58	1.55	1.65	1.58	1.57	1.58	1.57	1.61
T subtotal	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
C (idealmente 5 apfu)																			
Ti	0.22	0.21	0.22	0.18	0.19	0.20	0.20	0.22	0.21	0.18	0.20	0.20	0.19	0.21	0.17	0.19	0.19	0.19	0.20
Al	0.36	0.37	0.34	0.32	0.37	0.36	0.40	0.30	0.31	0.34	0.34	0.34	0.31	0.33	0.37	0.36	0.37	0.37	0.38
Fe ³⁺	0.27	0.20	0.29	0.36	0.20	0.19	0.17	0.31	0.23	0.39	0.32	0.33	0.36	0.38	0.30	0.28	0.30	0.34	0.31
Fe ²⁺	1.89	1.95	1.78	1.77	1.86	1.86	1.85	1.77	1.81	1.74	1.78	1.77	1.78	1.93	1.96	1.93	1.94	1.90	1.90
Mg	2.26	2.27	2.37	2.37	2.38	2.39	2.39	2.40	2.44	2.34	2.37	2.37	2.37	2.14	2.18	2.21	2.18	2.20	2.19
C subtotal	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
B (idealmente 2 apfu)																			
Mn ²⁺	0.07	0.08	0.07	0.08	0.07	0.07	0.07	0.08	0.07	0.08	0.07	0.08	0.08	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.06
Fe ²⁺		0.04		0.02	0.04	0.03	0.02	0.01	0.06	0.01	0.01	0.02	0.01						
Ca	1.85	1.82	1.85	1.80	1.82	1.83	1.82	1.82	1.80	1.81	1.83	1.81	1.82	1.84	1.85	1.85	1.85	1.85	1.88
Na	0.08	0.07	0.08	0.11	0.07	0.06	0.09	0.10	0.07	0.10	0.09	0.10	0.09	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.06
B subtotal	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
A (0 a 1 apfu)																			
Na	0.29	0.35	0.29	0.31	0.33	0.35	0.29	0.32	0.33	0.26	0.32	0.30	0.30	0.30	0.33	0.31	0.31	0.27	0.27
K	0.32	0.29	0.30	0.30	0.31	0.31	0.30	0.31	0.30	0.30	0.31	0.32	0.30	0.30	0.31	0.32	0.30	0.31	0.31
A subtotal	0.61	0.64	0.59	0.61	0.64	0.66	0.59	0.63	0.62	0.57	0.64	0.61	0.59	0.60	0.65	0.62	0.61	0.57	0.58
W (idealmente 2 apfu)																			
OH	1.86	1.82	1.73	1.77	1.78	1.77	1.75	1.79	1.74	1.78	1.79	1.77	1.78	1.84	1.86	1.87	1.82	1.85	1.81
F	0.12	0.16	0.24	0.21	0.21	0.22	0.23	0.19	0.24	0.19	0.19	0.22	0.20	0.13	0.12	0.12	0.15	0.13	0.16
Cl	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.01	0.03	0.03	0.02	0.01	0.02	0.03	0.03
Soma T,C,B,A	15.61	15.64	15.59	15.61	15.64	15.66	15.59	15.63	15.62	15.57	15.64	15.62	15.59	15.60	15.64	15.62	15.61	15.58	15.59

Cont. Anexo III.

Amostra	SC333	SC333	SC333	SC333	PH14	PH14	PH14	PH14	PH14	PH14	PH14	PH14	PH14	PH14	PH14	PH14	PH68B	PH68B	PH68B	PH68B
Ponto	P3-b	P3-i	P3-n	P3-n	P1-b	P1-b2	P1-i	P1-n	P2-b	P2-i	P2-n	P2-b2	P3-b	P3-n	P3-nb	P1-b	P1-i	P1-n	P2-b	
Unidade	SPA	SPA	SPA	SPA	SPA	SPA	SPA	SPA	SPA	SPA	SPA	SPA	SPA	SPA	SPA	SPA	SPA	SPA	SPA	
SiO ₂	42.54	42.26	42.20	42.17	42.87	42.78	43.95	43.12	42.55	42.55	43.05	53.55	42.47	43.05	43.18	42.11	42.15	42.43	42.06	
TiO ₂	1.50	1.50	1.58	1.50	1.80	1.81	1.76	1.63	1.72	1.92	1.70	0.40	1.92	1.68	1.81	1.71	1.73	1.80	1.27	
Al ₂ O ₃	10.89	10.96	10.94	10.66	11.58	11.68	10.94	11.12	11.78	11.48	11.49	23.47	11.86	11.38	11.61	10.62	10.51	10.70	11.08	
Cr ₂ O ₃	0.00	0.05	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.02	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	
MnO	0.67	0.66	0.60	0.67	0.55	0.56	0.57	0.59	0.59	0.58	0.59	0.20	0.51	0.54	0.52	0.40	0.46	0.44	0.35	
FeO	17.55	17.88	17.59	17.72	16.67	16.56	16.50	16.46	16.68	16.96	16.78	6.41	16.30	16.61	16.34	16.75	16.75	16.88	18.13	
MgO	9.56	9.73	9.79	9.87	10.25	10.24	10.70	10.39	10.23	10.20	10.32	3.05	10.07	10.47	10.39	10.28	10.53	10.19	9.69	
CaO	11.61	11.33	11.26	11.18	11.28	11.54	11.33	11.32	11.38	11.27	11.44	7.69	11.23	11.24	11.24	11.30	11.29	11.30	11.25	
Na ₂ O	1.19	1.23	1.25	1.34	1.45	1.37	1.42	1.43	1.42	1.48	1.41	5.69	1.26	1.49	1.27	1.23	1.45	1.45	1.29	
K ₂ O	1.57	1.51	1.53	1.61	1.61	1.56	1.43	1.51	1.53	1.58	1.55	0.66	1.56	1.59	1.47	1.47	1.59	1.62	1.56	
F	0.20	0.33	0.31	0.29	0.37	0.35	0.37	0.42	0.45	0.37	0.41	0.14	0.41	0.40	0.38	0.24	0.33	0.33	0.35	
Cl	0.07	0.07	0.12	0.05	0.06	0.05	0.02	0.06	0.05	0.04	0.07	0.01	0.07	0.07	0.10	0.13	0.05	0.08	0.08	
O=F,Cl	-0.10	-0.16	-0.16	-0.13	-0.17	-0.16	-0.16	-0.19	-0.20	-0.17	-0.19	-0.06	-0.19	-0.19	-0.18	-0.13	-0.15	-0.16	-0.16	
Total	97.26	97.34	97.01	96.95	98.32	98.35	98.84	97.86	98.20	98.28	98.62	101.21	97.49	98.34	98.12	96.11	96.69	97.06	96.97	
Calculado																				
FeO	15.48	14.57	14.64	14.65	15.25	15.30	15.03	15.11	15.16	15.42	15.34	6.41	14.92	15.08	14.79	14.07	14.17	15.63	14.81	
Fe ₂ O ₃	2.30	3.68	3.28	3.41	1.58	1.40	1.63	1.50	1.69	1.72	1.60	0.00	1.54	1.70	1.73	2.98	2.87	1.39	3.69	
H2O ⁺	1.87	1.81	1.81	1.84	1.81	1.82	1.83	1.79	1.77	1.81	1.79	2.12	1.79	1.79	1.80	1.85	1.83	1.81	1.80	
Total	99.36	99.52	99.15	99.13	100.28	100.31	100.83	99.80	100.14	100.26	100.57	103.33	99.43	100.30	100.10	98.26	98.81	99.01	99.14	
T (8 apfu)																				
Si	6.46	6.40	6.41	6.42	6.41	6.40	6.51	6.48	6.38	6.38	6.43	7.10	6.40	6.44	6.45	6.43	6.41	6.45	6.40	
Al	1.54	1.60	1.59	1.58	1.59	1.60	1.49	1.52	1.62	1.62	1.58	0.90	1.60	1.56	1.55	1.57	1.59	1.55	1.60	
T subtotal	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	
C (idealmente 5 apfu)																				
Ti	0.17	0.17	0.18	0.17	0.20	0.20	0.20	0.18	0.19	0.22	0.19	0.04	0.22	0.19	0.20	0.20	0.20	0.21	0.15	
Al	0.40	0.35	0.37	0.33	0.46	0.46	0.43	0.44	0.46	0.41	0.45	2.77	0.50	0.44	0.49	0.34	0.30	0.37	0.38	
Fe3+	0.26	0.42	0.38	0.39	0.18	0.16	0.18	0.17	0.19	0.20	0.18	0.18	0.18	0.19	0.19	0.34	0.33	0.16	0.42	
Fe2+	1.97	1.84	1.86	1.87	1.88	1.89	1.83	1.88	1.87	1.90	1.89	0.71	1.84	1.85	1.80	1.78	1.79	1.95	1.85	
Mg	2.16	2.20	2.22	2.24	2.29	2.28	2.36	2.33	2.29	2.28	2.30	0.60	2.26	2.33	2.31	2.34	2.39	2.31	2.20	
C subtotal	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	4.15	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	
B (idealmente 2 apfu)																				
Mn2+	0.05	0.08	0.08	0.08	0.07	0.07	0.07	0.08	0.08	0.07	0.07		0.07	0.07	0.07	0.05	0.06	0.06	0.04	
Fe2+			0.00		0.03	0.02	0.03	0.02	0.04	0.04	0.03		0.04	0.04	0.05	0.02	0.02	0.03	0.03	
Ca	1.89	1.84	1.83	1.82	1.81	1.85	1.80	1.82	1.83	1.81	1.83	1.09	1.81	1.80	1.80	1.85	1.84	1.84	1.83	
Na	0.06	0.09	0.09	0.09	0.09	0.06	0.10	0.08	0.06	0.08	0.07	0.91	0.09	0.09	0.09	0.08	0.09	0.07	0.09	
B subtotal	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	
A (0 a 1 apfu)																				
Na	0.29	0.27	0.28	0.30	0.33	0.34	0.31	0.34	0.35	0.35	0.34	0.56	0.28	0.34	0.28	0.28	0.34	0.36	0.29	
K	0.30	0.29	0.30	0.31	0.31	0.30	0.27	0.29	0.29	0.30	0.30	0.11	0.30	0.30	0.28	0.29	0.31	0.31	0.30	
A subtotal	0.60	0.57	0.57	0.61	0.64	0.64	0.58	0.62	0.64	0.66	0.64	0.67	0.58	0.64	0.56	0.57	0.65	0.67	0.60	
W (idealmente 2 apfu)																				
OH	1.88	1.82	1.82	1.85	1.81	1.82	1.82	1.79	1.77	1.81	1.79	1.94	1.79	1.79	1.80	1.85	1.83	1.82	1.81	
F	0.10	0.16	0.15	0.14	0.17	0.17	0.17	0.20	0.22	0.18	0.19	0.06	0.20	0.19	0.18	0.12	0.16	0.16	0.17	
Cl	0.02	0.02	0.03	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.00	0.02	0.02	0.03	0.03	0.01	0.02	0.02	
Soma T,C,B,A	15.59	15.57	15.58	15.61	15.64	15.64	15.58	15.62	15.64	15.66	15.63	14.81	15.58	15.64	15.55	15.57	15.65	15.67	15.60	

Cont. Anexo III.

Amostra	PH68B	PH68B	PH68B	PH68B	PH68B	PH68B	PH68B	PH145	PH145	PH145	PH145	PH145	PH145	PH145	PH145	PH145	PH145	PH145	PH165
Ponto	P2-i	P2-n	P2-b2	P3-b	P3-i	P3-n	P3-b2	P1-b	P1-i	P1-n	P1-b1	P2-b	P2-i	P2-n	P2-b2	P3-b	P3-i	P3-n	P1-b
Unidade	SPA	SPA	SPA	SPA	SPA	SPA	SPA	IPU-W	IPU-W	IPU-W	IPU-W	IPU-W	IPU-W	IPU-W	IPU-W	IPU-W	IPU-W	IPU-W	IPU-W
SiO ₂	42.10	42.53	42.54	42.65	42.25	42.44	42.08	42.31	42.33	42.35	42.29	42.31	42.50	41.91	41.61	42.10	41.70	42.06	42.73
TiO ₂	1.59	1.80	1.48	1.57	1.47	1.48	1.54	1.67	1.86	1.98	1.81	1.51	1.79	1.62	1.72	1.63	1.54	1.84	2.01
Al ₂ O ₃	10.98	10.73	10.53	10.59	10.60	10.76	10.80	10.81	10.71	10.62	10.80	10.95	10.67	10.37	10.69	10.78	11.01	10.66	10.59
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.02	0.03	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03
MnO	0.40	0.47	0.41	0.41	0.44	0.42	0.43	0.51	0.56	0.57	0.52	0.55	0.57	0.59	0.56	0.61	0.65	0.63	0.53
FeO	17.68	17.49	17.18	17.40	17.62	17.22	17.61	17.24	16.91	17.10	17.25	16.54	17.07	16.64	17.13	17.74	17.81	17.18	16.78
MgO	9.94	10.20	10.29	9.99	10.20	10.08	9.73	10.47	10.21	10.36	10.18	10.32	10.32	10.32	10.03	9.96	9.64	10.10	10.53
CaO	11.41	11.26	11.34	11.31	11.17	11.20	11.22	11.16	11.11	11.22	11.30	11.39	11.18	11.28	11.27	11.26	11.18	11.31	11.39
Na ₂ O	1.30	1.42	1.32	1.34	1.40	1.35	1.42	1.36	1.46	1.43	1.37	1.30	1.20	1.31	1.38	1.39	1.44	1.40	1.39
K ₂ O	1.58	1.60	1.46	1.44	1.52	1.51	1.62	1.67	1.69	1.64	1.59	1.55	1.60	1.56	1.57	1.51	1.65	1.64	1.59
F	0.36	0.35	0.42	0.33	0.34	0.41	0.38	0.28	0.38	0.41	0.40	0.33	0.40	0.31	0.34	0.33	0.39	0.27	0.40
Cl	0.12	0.07	0.06	0.08	0.04	0.10	0.10	0.07	0.05	0.08	0.04	0.06	0.06	0.05	0.04	0.22	0.25	0.16	0.04
O=F,Cl	-0.18	-0.16	-0.19	-0.16	-0.15	-0.19	-0.18	-0.13	-0.17	-0.19	-0.18	-0.15	-0.18	-0.14	-0.15	-0.19	-0.22	-0.15	-0.17
Total	97.28	97.76	96.84	96.96	96.90	96.78	96.77	97.42	97.11	97.59	97.40	96.67	97.20	95.81	96.19	97.35	97.05	97.13	97.84
Calculado																			
FeO	14.73	14.92	14.36	15.12	14.31	14.71	16.17	13.91	15.44	14.59	14.61	14.08	14.05	13.93	14.36	14.51	14.96	14.72	15.34
Fe ₂ O ₃	3.28	2.86	3.13	2.53	3.68	2.79	1.61	3.70	1.64	2.79	2.93	2.74	3.36	3.01	3.08	3.59	3.17	2.73	1.60
H ₂ O ⁺	1.79	1.81	1.78	1.82	1.82	1.77	1.78	1.84	1.80	1.78	1.79	1.82	1.79	1.83	1.82	1.77	1.73	1.82	1.80
Total	99.40	99.85	98.93	99.03	99.09	98.83	98.71	99.63	99.07	99.65	99.49	98.76	99.33	97.95	98.32	99.48	99.09	99.22	99.80
T (8 apfu)																			
Si	6.38	6.41	6.46	6.48	6.42	6.45	6.44	6.38	6.44	6.40	6.40	6.43	6.43	6.43	6.38	6.39	6.37	6.40	6.44
Al	1.62	1.59	1.54	1.52	1.58	1.55	1.56	1.62	1.56	1.60	1.60	1.57	1.58	1.57	1.62	1.61	1.63	1.61	1.56
T subtotal	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
C (idealmente 5 apfu)																			
Ti	0.18	0.20	0.17	0.18	0.17	0.17	0.18	0.19	0.21	0.23	0.21	0.17	0.20	0.19	0.20	0.19	0.18	0.21	0.23
Al	0.35	0.32	0.34	0.37	0.31	0.38	0.39	0.31	0.36	0.29	0.32	0.39	0.33	0.31	0.31	0.31	0.35	0.31	0.32
Fe ³⁺	0.37	0.33	0.36	0.29	0.42	0.32	0.19	0.42	0.19	0.32	0.33	0.31	0.38	0.35	0.36	0.41	0.36	0.31	0.18
Fe ²⁺	1.85	1.86	1.80	1.90	1.79	1.84	2.02	1.73	1.93	1.83	1.84	1.79	1.76	1.79	1.84	1.84	1.91	1.87	1.90
Mg	2.25	2.29	2.33	2.26	2.31	2.29	2.22	2.36	2.31	2.33	2.30	2.34	2.33	2.36	2.29	2.25	2.20	2.29	2.37
C subtotal	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
B (idealmente 2 apfu)																			
Mn ²⁺	0.05	0.06	0.05	0.05	0.06	0.05	0.06	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.08	0.08	0.07	0.07
Fe ²⁺	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.05	0.03	0.04	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.04
Ca	1.85	1.82	1.84	1.84	1.82	1.83	1.84	1.80	1.81	1.82	1.83	1.85	1.81	1.86	1.85	1.83	1.83	1.84	1.84
Na	0.08	0.10	0.08	0.09	0.10	0.09	0.06	0.10	0.08	0.10	0.09	0.08	0.10	0.08	0.08	0.09	0.09	0.08	0.06
B subtotal	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
A (0 a 1 apfu)																			
Na	0.31	0.32	0.31	0.31	0.32	0.31	0.37	0.29	0.35	0.32	0.31	0.31	0.25	0.31	0.33	0.32	0.34	0.33	0.35
K	0.31	0.31	0.28	0.28	0.29	0.29	0.32	0.32	0.33	0.32	0.31	0.30	0.31	0.31	0.31	0.29	0.32	0.32	0.31
A subtotal	0.61	0.63	0.59	0.59	0.61	0.60	0.68	0.62	0.68	0.64	0.62	0.61	0.56	0.62	0.64	0.61	0.66	0.65	0.65
W (idealmente 2 apfu)																			
OH	1.80	1.81	1.78	1.82	1.83	1.78	1.79	1.85	1.81	1.79	1.80	1.82	1.79	1.84	1.83	1.78	1.75	1.83	1.80
F	0.17	0.17	0.20	0.16	0.16	0.20	0.18	0.14	0.18	0.19	0.19	0.16	0.19	0.15	0.17	0.16	0.19	0.13	0.19
Cl	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03	0.03	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.06	0.07	0.04	0.01
Soma T,C,B,A	15.61	15.63	15.59	15.59	15.61	15.60	15.68	15.62	15.68	15.64	15.62	15.61	15.56	15.62	15.64	15.61	15.66	15.65	15.66

Cont. Anexo III.

Amostra Ponto Unidade	PH165 P1-i IPU-W	PH165 P1-n IPU-W	PH165 P1-b2 IPU-W	PH165 P2-b IPU-W	PH165 P2-i IPU-W	PH165 P2-n IPU-W	PH85 P1-b IPU-W	PH85 P1-i IPU-W	PH85 P1-n IPU-W	PH85 P2-b IPU-W	PH85 P2-i IPU-W	PH85 P2-n IPU-W	PH85 P3-b IPU-W	PH85 P3-i IPU-W	PH85 P3-n IPU-W
SiO ₂	42.47	42.69	42.58	42.72	42.84	42.34	42.80	42.59	42.83	42.67	42.74	43.18	42.90	42.52	43.02
TiO ₂	1.53	1.75	1.66	1.77	1.88	1.50	1.66	1.92	1.97	1.87	1.80	1.84	1.60	1.90	2.04
Al ₂ O ₃	10.50	10.45	10.50	10.43	10.38	10.45	11.40	11.48	11.50	11.49	11.56	11.12	11.44	11.44	11.28
Cr ₂ O ₃	0.03	0.04	0.03	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.05	0.00	0.04	0.01
MnO	0.53	0.55	0.54	0.56	0.51	0.53	0.38	0.40	0.42	0.42	0.44	0.42	0.44	0.45	0.48
FeO	16.62	16.93	17.21	16.83	16.92	17.03	16.38	16.00	16.36	16.18	16.67	16.46	16.34	16.25	16.13
MgO	10.67	10.60	10.39	10.65	10.69	10.43	10.52	10.60	10.51	10.57	10.46	10.47	10.48	10.72	10.78
CaO	11.23	11.39	11.39	11.28	11.23	11.33	11.48	11.38	11.57	11.47	11.45	11.10	11.36	11.50	11.35
Na ₂ O	1.43	1.45	1.50	1.42	1.40	1.37	1.32	1.37	1.30	1.31	1.49	1.46	1.36	1.40	1.49
K ₂ O	1.49	1.54	1.49	1.55	1.55	1.52	1.52	1.49	1.50	1.58	1.59	1.42	1.56	1.55	1.56
F	0.41	0.52	0.43	0.44	0.50	0.55	0.34	0.35	0.48	0.46	0.40	0.28	0.39	0.35	0.26
Cl	0.06	0.07	0.07	0.06	0.07	0.09	0.09	0.05	0.09	0.07	0.08	0.07	0.07	0.06	0.05
O=F,Cl	-0.19	-0.23	-0.20	-0.20	-0.22	-0.25	-0.16	-0.16	-0.22	-0.21	-0.19	-0.14	-0.18	-0.16	-0.12
Total	96.78	97.74	97.58	97.51	97.78	96.88	97.73	97.48	98.31	97.89	98.51	97.74	97.76	98.02	98.34
Calculado															
FeO	13.70	14.31	14.59	14.15	14.20	14.00	14.96	14.64	15.05	14.82	15.27	14.95	14.94	13.86	14.74
Fe ₂ O ₃	3.25	2.92	2.91	2.97	3.03	3.37	1.58	1.51	1.46	1.51	1.56	1.68	1.56	2.66	1.54
H ₂ O*	1.79	1.73	1.77	1.77	1.74	1.71	1.82	1.82	1.75	1.76	1.79	1.85	1.80	1.82	1.87
Total	98.90	99.76	99.64	99.58	99.82	98.93	99.71	99.45	100.21	99.80	100.46	99.76	99.72	100.11	100.36
T (8 apfu)															
Si	6.44	6.43	6.43	6.44	6.44	6.43	6.43	6.41	6.40	6.40	6.39	6.47	6.44	6.36	6.42
Al	1.56	1.57	1.57	1.56	1.56	1.57	1.57	1.60	1.60	1.60	1.61	1.53	1.56	1.64	1.58
T subtotal	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
C (idealmente 5 apfu)															
Ti	0.17	0.20	0.19	0.20	0.21	0.17	0.19	0.22	0.22	0.21	0.20	0.21	0.18	0.21	0.23
Al	0.32	0.29	0.30	0.30	0.28	0.31	0.45	0.44	0.43	0.44	0.43	0.44	0.47	0.38	0.40
Fe ³⁺	0.37	0.33	0.33	0.34	0.34	0.38	0.18	0.17	0.16	0.17	0.18	0.19	0.18	0.30	0.17
Fe ²⁺	1.72	1.80	1.84	1.77	1.76	1.78	1.83	1.80	1.84	1.82	1.86	1.82	1.83	1.72	1.80
Mg	2.41	2.38	2.34	2.39	2.40	2.36	2.36	2.38	2.34	2.37	2.33	2.34	2.35	2.39	2.40
C subtotal	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
B (idealmente 2 apfu)															
Mn ²⁺	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.06	0.06	0.06
Fe ²⁺	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.05	0.05	0.04	0.04	0.04	0.06	0.05	0.02	0.04
Ca	1.83	1.84	1.84	1.82	1.81	1.85	1.85	1.83	1.85	1.84	1.83	1.78	1.83	1.84	1.81
Na	0.09	0.09	0.08	0.10	0.10	0.08	0.05	0.07	0.05	0.06	0.07	0.11	0.07	0.08	0.09
B subtotal	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
A (0 a 1 apfu)															
Na	0.33	0.34	0.36	0.32	0.31	0.32	0.33	0.33	0.33	0.32	0.37	0.32	0.33	0.32	0.34
K	0.29	0.30	0.29	0.30	0.30	0.30	0.29	0.29	0.29	0.30	0.30	0.27	0.30	0.30	0.30
A subtotal	0.62	0.63	0.64	0.62	0.60	0.62	0.62	0.62	0.61	0.63	0.67	0.59	0.62	0.62	0.64
W (idealmente 2 apfu)															
OH	1.79	1.74	1.78	1.77	1.75	1.71	1.82	1.82	1.75	1.76	1.79	1.85	1.80	1.82	1.87
F	0.20	0.25	0.21	0.21	0.24	0.26	0.16	0.17	0.23	0.22	0.19	0.14	0.19	0.17	0.12
Cl	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01
Soma T,C,B,A	15.62	15.63	15.64	15.62	15.60	15.62	15.62	15.62	15.61	15.62	15.67	15.59	15.62	15.62	15.64

Anexo IV – Análises químicas e proporções catiônicas (O = 32) de plagioclásio das amostras do Batólito Pinhal-Ipuiúna (Fe_2O_3 = Fe Total, Fe^{2+} encontra-se abaixo do limite de detecção).

Ponto Unidade	CD01 P1_b IPU (E)	CD01 P1_i IPU (E)	CD01 P1_n IPU (E)	CD01 P2_b IPU (E)	CD01 P2_i IPU (E)	CD01 P2_n IPU (E)	CD01 P3_b IPU (E)	CD01 P3_i IPU (E)	CD01 P3_n IPU (E)	IU07A P1_b IPU (E)	IU07A P1_i IPU (E)	IU07A P1_n IPU (E)	IU07A P2_b IPU (E)	IU07A P2_n IPU (E)	IU07A P3_b IPU (E)	IU07A P3_i IPU (E)	IU07A P3_n IPU (E)	IU104 P1_b SJP
SiO₂	59.33	58.71	58.64	59.24	59.04	58.98	58.86	58.84	59.19	58.97	58.84	58.76	58.90	58.76	58.53	58.94	58.54	57.97
Al₂O₃	25.74	26.24	26.23	25.99	26.14	26.09	25.97	25.84	26.11	26.27	26.36	26.45	26.32	26.58	26.34	26.37	26.47	26.52
Fe₂O₃	0.11	0.11	0.16	0.24	0.10	0.12	0.16	0.14	0.19	0.16	0.27	0.25	0.15	0.10	0.20	0.18	0.12	0.24
MnO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
K₂O	0.05	0.21	0.30	0.11	0.14	0.17	0.24	0.29	0.40	0.13	0.17	0.22	0.14	0.15	0.17	0.21	0.15	0.33
CaO	6.95	7.38	7.47	6.99	7.14	7.35	7.14	7.27	7.34	7.21	7.34	7.39	7.13	7.53	7.40	7.31	7.34	7.97
TiO₂	0.00	0.03	0.06	0.02	0.00	0.00	0.04	0.01	0.01	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.02
BaO	0.01	0.05	0.00	0.05	0.00	0.03	0.03	0.05	0.04	0.04	0.04	0.00	0.02	0.03	0.02	0.00	0.04	0.03
Na₂O	7.39	7.13	7.01	7.39	7.25	7.25	7.40	7.17	7.07	7.13	7.05	7.11	7.15	7.17	7.15	7.04	7.13	6.68
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SrO	0.14	0.17	0.14	0.16	0.14	0.17	0.13	0.17	0.19	0.13	0.15	0.15	0.19	0.22	0.17	0.17	0.17	0.24
Total	99.73	100.03	100.01	100.19	99.95	100.16	99.97	99.78	100.55	100.05	100.23	100.37	100.00	100.55	99.99	100.25	99.97	100.00
Si	10.60	10.49	10.48	10.56	10.54	10.52	10.53	10.54	10.53	10.52	10.49	10.47	10.51	10.45	10.47	10.50	10.46	10.39
Al	5.42	5.52	5.52	5.45	5.50	5.48	5.47	5.45	5.47	5.52	5.53	5.55	5.53	5.57	5.55	5.53	5.57	5.60
Fe³⁺	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.04	0.03	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02	0.03
Ti	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	1.33	1.41	1.43	1.34	1.37	1.41	1.37	1.40	1.40	1.38	1.40	1.41	1.36	1.44	1.42	1.40	1.41	1.53
Na	2.56	2.47	2.43	2.55	2.51	2.51	2.57	2.49	2.44	2.47	2.44	2.46	2.47	2.47	2.48	2.43	2.47	2.32
K	0.01	0.05	0.07	0.03	0.03	0.04	0.06	0.07	0.09	0.03	0.04	0.05	0.03	0.03	0.04	0.05	0.03	0.08
Sr	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Cátions	19.95	19.99	19.97	19.99	19.96	20.00	20.03	20.00	19.98	19.95	19.97	19.99	19.96	20.00	20.00	19.95	19.99	19.98
X	16.04	16.03	16.04	16.05	16.05	16.02	16.02	16.02	16.03	16.06	16.06	16.05	16.07	16.03	16.04	16.06	16.05	16.03
Z	3.92	3.96	3.94	3.94	3.92	3.97	4.00	3.98	3.95	3.89	3.90	3.94	3.89	3.97	3.96	3.90	3.94	3.95
Ab	65.6	62.8	61.8	65.2	64.2	63.5	64.3	63.0	62.1	63.7	62.8	62.7	63.9	62.7	63.0	62.8	63.2	59.1
An	34.1	35.9	36.4	34.1	35.0	35.6	34.3	35.3	35.6	35.6	36.2	36.0	35.2	36.4	36.0	36.0	35.9	39.0
Or	0.3	1.2	1.7	0.6	0.8	1.0	1.4	1.7	2.3	0.8	1.0	1.3	0.8	0.9	1.0	1.2	0.9	1.9

Cont. Anexo IV.

Ponto	IU104	IU104	IU104	IU104	IU104	IU104	IU104	IU104	SC158C	SC158C	SC158C	SC158C	SC158C	SC158C	SC158C	SC158C	SC158C	SC158C
Unidade	P1_i	P1_n	P2_b	P2_i	P2_n	P3_b	P3_i	P3_n	P1_b	P1_i	P1_n	P2_b	P2_b2	P2_n	P3_b	P3_b2	P3_i	P3_n
SJP	SJP	SJP	SJP	SJP	SJP	SJP	SJP	SJP	SJP	SJP	SJP	SJP	SJP	SJP	SJP	SJP	SJP	SJP
SiO ₂	57.22	54.94	58.20	57.78	57.85	58.11	58.48	58.20	58.70	57.42	57.81	58.76	58.10	58.12	58.61	58.83	58.91	58.53
Al ₂ O ₃	27.35	29.01	27.25	26.99	26.87	26.89	26.74	26.72	26.43	26.71	26.60	26.28	26.20	26.29	26.26	26.44	25.97	26.41
Fe ₂ O ₃	0.19	0.15	0.22	0.09	0.27	0.17	0.15	0.11	0.21	0.15	0.14	0.21	0.14	0.15	0.20	0.37	0.19	0.23
MnO	0.00	0.01	0.03	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01
K ₂ O	0.38	0.24	0.16	0.28	0.47	0.24	0.35	0.95	0.45	0.39	0.37	0.24	0.23	0.32	0.11	0.30	0.15	0.36
CaO	8.72	10.37	8.24	8.24	8.35	8.19	8.00	7.91	7.39	8.11	7.79	7.30	7.24	7.37	7.37	7.13	6.94	7.60
TiO ₂	0.04	0.04	0.00	0.02	0.00	0.01	0.02	0.03	0.00	0.02	0.04	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
BaO	0.00	0.00	0.03	0.02	0.01	0.02	0.07	0.04	0.05	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.09
Na ₂ O	6.15	5.27	6.63	6.61	6.52	6.64	6.73	6.30	6.90	6.47	6.64	7.08	6.98	6.97	7.09	7.05	7.32	6.83
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SrO	0.16	0.17	0.17	0.18	0.16	0.17	0.19	0.17	0.20	0.21	0.24	0.17	0.16	0.20	0.20	0.17	0.14	0.17
Total	100.2	100.20	100.93	100.22	100.52	100.44	100.73	100.43	100.34	99.48	99.66	100.10	99.06	99.43	99.87	100.32	99.62	100.23
1																		
Si	10.25	9.88	10.33	10.33	10.33	10.36	10.40	10.40	10.47	10.35	10.39	10.49	10.48	10.46	10.49	10.48	10.55	10.45
Al	5.77	6.15	5.70	5.68	5.65	5.65	5.60	5.62	5.55	5.67	5.63	5.53	5.56	5.57	5.53	5.55	5.48	5.56
Fe ³⁺	0.03	0.02	0.03	0.01	0.04	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.05	0.03	0.03
Ti	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Ca	1.67	2.00	1.57	1.58	1.60	1.57	1.53	1.51	1.41	1.57	1.50	1.40	1.40	1.42	1.41	1.36	1.33	1.45
Na	2.14	1.84	2.28	2.29	2.26	2.30	2.32	2.18	2.39	2.26	2.31	2.45	2.44	2.43	2.46	2.44	2.54	2.37
K	0.09	0.06	0.04	0.06	0.11	0.06	0.08	0.22	0.10	0.09	0.09	0.06	0.05	0.07	0.03	0.07	0.03	0.08
Sr	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02
Cátions	19.96	19.97	19.97	19.99	20.01	19.97	19.98	19.98	19.98	19.97	19.98	19.97	19.98	19.99	19.97	19.97	19.97	19.98
X	16.04	16.05	16.05	16.03	16.02	16.03	16.03	16.04	16.05	16.04	16.04	16.05	16.06	16.05	16.05	16.08	16.06	16.04
Z	3.92	3.91	3.91	3.96	3.99	3.94	3.95	3.94	3.93	3.94	3.93	3.92	3.92	3.95	3.92	3.89	3.92	3.93
Ab	54.8	47.2	58.7	58.2	57.0	58.6	59.1	55.8	61.2	57.7	59.3	62.8	62.7	61.9	63.1	63.0	65.0	60.6
An	43.0	51.4	40.3	40.1	40.3	40.0	38.9	38.7	36.2	40.0	38.5	35.8	35.9	36.2	36.2	35.2	34.1	37.3
Or	2.2	1.4	0.9	1.6	2.7	1.4	2.0	5.5	2.6	2.3	2.2	1.4	1.4	1.9	0.6	1.8	0.9	2.1

Cont. Anexo IV.

Ponto	SC42	SC42	SC42	SC42	SC42	SC42	SC42	SC42	SC42	SC42	PH14	PH14	PH14	PH14	PH14	PH14	PH14	PH14
Unidade	P1_b	P1_b2	P1_i	P1_n	P2_b	P2_i	P2_n	P3_b	P3_b2	P3_n	P1_b	P1_b2	P1_n	P2_b	P2_i	P2_n	P3_b	P3_i
	SJP	SJP	SJP	SJP	SJP	SJP	SJP	SJP	SJP	SJP	SPA	SPA	SPA	SPA	SPA	SPA	SPA	SPA
SiO₂	58.90	58.76	58.54	58.26	58.93	58.43	58.29	59.11	59.99	58.92	58.43	58.41	57.36	58.42	57.84	58.15	58.38	57.87
Al₂O₃	26.46	26.55	26.78	26.82	26.57	26.69	27.12	26.29	26.02	26.43	26.42	26.40	26.87	26.34	26.54	26.63	26.77	26.42
Fe₂O₃	0.16	0.17	0.21	0.15	0.23	0.20	0.13	0.20	0.26	0.20	0.19	0.24	0.18	0.15	0.21	0.22	0.19	0.17
MnO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
K₂O	0.29	0.30	0.38	0.13	0.31	0.34	0.28	0.40	0.29	0.52	0.27	0.22	0.30	0.31	0.44	0.51	0.97	0.15
CaO	7.70	7.72	7.81	7.87	7.64	7.86	8.36	7.38	7.07	7.56	7.81	7.59	8.40	7.75	7.98	7.93	6.28	7.82
TiO₂	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.03	0.09	0.04	0.03	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.03
BaO	0.00	0.06	0.02	0.06	0.00	0.05	0.04	0.05	0.01	0.02	0.05	0.00	0.00	0.05	0.03	0.00	0.01	0.02
Na₂O	6.85	6.90	6.63	6.83	6.88	6.64	6.44	7.03	7.21	6.81	6.90	6.96	6.56	6.91	6.59	6.54	6.91	6.95
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SrO	0.14	0.13	0.16	0.19	0.23	0.19	0.22	0.22	0.16	0.21	0.18	0.26	0.22	0.24	0.23	0.21	0.20	0.20
Total	100.5	100.62	100.53	100.32	100.79	100.43	100.97	100.72	101.04	100.70	100.27	100.11	99.89	100.17	99.87	100.21	99.71	99.63
1																		
Si	10.48	10.45	10.42	10.39	10.46	10.42	10.34	10.50	10.60	10.48	10.44	10.44	10.31	10.45	10.39	10.40	10.47	10.40
Al	5.54	5.56	5.61	5.63	5.55	5.60	5.67	5.50	5.41	5.53	5.56	5.56	5.69	5.55	5.61	5.61	5.65	5.59
Fe³⁺	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	1.47	1.47	1.49	1.50	1.45	1.50	1.59	1.41	1.34	1.44	1.49	1.45	1.62	1.49	1.54	1.52	1.21	1.51
Na	2.36	2.38	2.29	2.36	2.37	2.30	2.22	2.42	2.47	2.35	2.39	2.41	2.29	2.40	2.29	2.27	2.40	2.42
K	0.07	0.07	0.09	0.03	0.07	0.08	0.06	0.09	0.07	0.12	0.06	0.05	0.07	0.07	0.10	0.12	0.22	0.03
Sr	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Cátions	19.94	19.97	19.94	19.97	19.96	19.95	19.93	19.98	19.94	19.97	19.99	19.99	20.01	19.99	19.98	19.96	20.00	20.01
X	16.04	16.04	16.06	16.05	16.05	16.05	16.04	16.04	16.05	16.04	16.02	16.04	16.01	16.01	16.03	16.04	16.15	16.02
Z	3.91	3.93	3.88	3.92	3.91	3.90	3.89	3.94	3.89	3.93	3.97	3.95	3.99	3.98	3.95	3.93	3.85	3.98
Ab	60.6	60.7	59.2	60.6	60.9	59.3	57.3	61.8	63.8	60.1	60.6	61.6	57.5	60.6	58.4	58.1	62.7	61.1
An	37.7	37.5	38.5	38.6	37.3	38.8	41.1	35.9	34.6	36.9	37.9	37.1	40.7	37.6	39.1	38.9	31.5	38.0
Or	1.7	1.7	2.2	0.8	1.8	2.0	1.6	2.3	1.7	3.0	1.6	1.3	1.7	1.8	2.6	3.0	5.8	0.9

Cont. Anexo IV.

	PH14	PH68B	PH68B	PH68B	PH68B	PH68B	PH68B	PH68B	PH68B	PH68B	PH68B	PH68B	SC333	SC333	SC333	SC333	SC333	SC333
Ponto	P3_n	P1_b	P1_b2	P1_i	P1_n	P2_b	P2_b2	P2_i	P2_n	P3_b	P3_b2	P3_n	P1_b	P1_i	P1_n	P2_b	P2_i	P2_n
Unidade	SPA	SPA	SPA	SPA	SPA	SPA	SPA	SPA	SPA	SPA	SPA	SPA	SPA	SPA	SPA	SPA	SPA	SPA
SiO ₂	57.86	58.13	58.64	58.04	57.42	58.94	58.37	58.58	58.43	58.22	58.37	58.32	58.10	58.51	58.36	58.01	58.18	57.77
Al ₂ O ₃	26.72	26.46	26.28	26.33	26.50	26.24	26.39	26.42	26.33	26.28	26.33	26.33	26.72	26.56	26.46	26.63	26.66	26.76
Fe ₂ O ₃	0.19	0.13	0.18	0.18	0.17	0.19	0.15	0.17	0.13	0.20	0.18	0.16	0.18	0.13	0.16	0.19	0.18	0.17
MnO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
K ₂ O	0.25	0.26	0.19	0.39	0.41	0.11	0.23	0.25	0.27	0.25	0.30	0.32	0.24	0.28	0.39	0.27	0.36	0.38
CaO	8.09	7.40	7.12	7.48	7.60	7.19	7.30	7.16	7.26	7.20	7.28	7.23	7.98	7.81	7.99	8.14	8.09	8.35
TiO2	0.03	0.00	0.05	0.03	0.01	0.00	0.00	0.03	0.08	0.08	0.00	0.02	0.07	0.01	0.02	0.00	0.03	0.08
BaO	0.03	0.03	0.04	0.01	0.04	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.04	0.01	0.03	0.01	0.01	0.02	0.01
Na ₂ O	6.70	7.05	6.99	6.82	6.71	7.21	6.99	7.00	6.98	7.13	6.96	6.91	6.83	6.72	6.80	6.74	6.48	6.39
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SrO	0.19	0.25	0.27	0.23	0.31	0.31	0.30	0.26	0.26	0.30	0.27	0.24	0.13	0.19	0.18	0.14	0.19	0.19
Total	100.0	99.71	99.76	99.51	99.19	100.19	99.75	99.89	99.74	99.67	99.69	99.57	100.27	100.24	100.37	100.14	100.19	100.10
	7																	
Si	10.36	10.43	10.50	10.44	10.38	10.51	10.46	10.48	10.47	10.45	10.47	10.47	10.38	10.44	10.42	10.38	10.40	10.35
Al	5.64	5.59	5.54	5.58	5.64	5.51	5.57	5.57	5.56	5.56	5.56	5.57	5.62	5.58	5.56	5.61	5.61	5.64
Fe ³⁺	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02
Ti	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	1.55	1.42	1.37	1.44	1.47	1.37	1.40	1.37	1.39	1.39	1.40	1.39	1.53	1.49	1.53	1.56	1.55	1.60
Na	2.33	2.45	2.43	2.38	2.35	2.49	2.43	2.43	2.43	2.48	2.42	2.41	2.37	2.33	2.35	2.34	2.25	2.22
K	0.06	0.06	0.04	0.09	0.10	0.03	0.05	0.06	0.06	0.06	0.07	0.07	0.06	0.06	0.09	0.06	0.08	0.09
Sr	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02
Cátions	19.99	20.02	19.94	19.98	20.00	19.97	19.97	19.96	19.97	20.00	19.98	19.96	19.99	19.95	20.00	19.99	19.94	19.96
X	16.03	16.05	16.07	16.05	16.04	16.05	16.06	16.07	16.06	16.05	16.06	16.07	16.03	16.04	16.01	16.02	16.04	16.03
Z	3.96	3.97	3.87	3.93	3.96	3.92	3.92	3.89	3.91	3.96	3.92	3.89	3.96	3.90	3.99	3.97	3.90	3.93
Ab	59.1	62.3	63.3	60.8	60.0	64.1	62.5	63.0	62.5	63.3	62.3	62.2	59.9	59.9	59.3	59.0	57.9	56.8
An	39.4	36.1	35.6	36.9	37.6	35.3	36.1	35.6	35.9	35.3	36.0	35.9	38.7	38.5	38.5	39.4	40.0	41.0
Or	1.4	1.5	1.1	2.3	2.4	0.6	1.4	1.5	1.6	1.5	1.8	1.9	1.4	1.6	2.2	1.6	2.1	2.2

Cont. Anexo IV.

	SC33 3	SC333	SC333	PH145	PH145	PH145	PH145	PH145	PH145	PH145	PH145	PH145	PH145	PH145	PH145	PH165	PH165	PH165	PH165
Ponto Unidade	P3_b SPA	P3_i SPA	P3_n SPA	P1_b IPU (W)	P1_n IPU (W)	P2_b IPU (W)	P2_b2 IPU (W)	P2_b3 IPU (W)	P2_i IPU (W)	P2_n IPU (W)	P3_b IPU (W)	P3_b2 IPU (W)	P3_b3 IPU (W)	P3_n IPU (W)	P1_b IPU (W)	P1_b2 IPU (W)	P1_i IPU (W)	P1_n IPU (W)	
SiO ₂	58.29	57.19	56.03	58.70	58.09	58.65	58.18	58.09	58.41	58.21	58.63	58.57	58.54	58.97	59.36	58.97	59.52	58.48	
Al ₂ O ₃	26.69	27.58	27.96	26.22	26.60	26.54	26.50	26.74	26.53	26.71	26.63	26.62	26.68	26.50	25.68	26.13	26.09	26.42	
Fe ₂ O ₃	0.13	0.17	0.15	0.18	0.22	0.23	0.23	0.18	0.16	0.14	0.12	0.35	0.20	0.16	0.19	0.15	0.19	0.18	
MnO	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.02	
K ₂ O	0.33	0.33	0.28	0.41	0.40	0.32	0.34	0.33	0.35	0.37	0.28	0.13	0.33	0.31	0.15	0.29	0.31	0.43	
CaO	8.12	8.96	9.71	7.33	7.88	7.82	7.96	7.94	7.94	7.86	7.92	7.77	7.88	7.77	6.73	7.04	7.04	7.49	
TiO ₂	0.04	0.03	0.00	0.01	0.00	0.03	0.04	0.02	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.08	0.00	
BaO	0.07	0.02	0.00	0.03	0.00	0.00	0.05	0.04	0.01	0.06	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.03	0.01	0.00	
Na ₂ O	6.68	6.05	5.65	6.78	6.55	6.70	6.73	6.55	6.65	6.66	6.85	6.93	6.66	6.83	7.51	7.10	7.07	6.78	
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
SrO	0.23	0.19	0.21	0.25	0.26	0.21	0.26	0.24	0.27	0.19	0.23	0.18	0.23	0.25	0.25	0.22	0.22	0.21	
Total	100.5 8	100.52	100.00	99.92	100.00	100.51	100.29	100.13	100.33	100.21	100.71	100.57	100.56	100.79	99.90	99.95	100.54	100.01	
Si	10.39	10.21	10.08	10.50	10.40	10.44	10.40	10.39	10.43	10.40	10.42	10.42	10.42	10.47	10.61	10.54	10.57	10.46	
Al	5.60	5.80	5.92	5.53	5.61	5.56	5.58	5.63	5.58	5.62	5.58	5.58	5.59	5.54	5.40	5.50	5.46	5.57	
Fe ³⁺	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.05	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	
Ti	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Ba	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Ca	1.55	1.71	1.87	1.41	1.51	1.49	1.53	1.52	1.52	1.51	1.51	1.48	1.50	1.48	1.29	1.35	1.34	1.44	
Na	2.31	2.10	1.97	2.35	2.28	2.31	2.33	2.27	2.30	2.31	2.36	2.39	2.30	2.35	2.60	2.46	2.43	2.35	
K	0.08	0.08	0.06	0.09	0.09	0.07	0.08	0.08	0.08	0.08	0.06	0.03	0.08	0.07	0.03	0.07	0.07	0.10	
Sr	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	
Cátions	19.98	19.95	19.95	19.94	19.95	19.94	19.99	19.94	19.96	19.97	19.98	19.97	19.95	19.96	19.99	19.96	19.93	19.96	
X	16.02	16.04	16.03	16.05	16.05	16.04	16.02	16.05	16.03	16.04	16.02	16.05	16.04	16.03	16.04	16.06	16.06	16.05	
Z	3.96	3.91	3.93	3.89	3.91	3.90	3.97	3.89	3.93	3.92	3.96	3.93	3.90	3.93	3.96	3.90	3.87	3.91	
Ab	58.7	53.9	50.4	61.1	58.7	59.6	59.3	58.7	59.0	59.2	60.0	61.3	59.3	60.3	66.3	63.5	63.3	60.5	
An	39.4	44.1	47.9	36.5	39.0	38.5	38.7	39.3	38.9	38.6	38.4	38.0	38.8	37.9	32.8	34.8	34.8	36.9	
Or	1.9	1.9	1.6	2.4	2.3	1.9	2.0	1.9	2.1	2.2	1.6	0.8	1.9	1.8	0.9	1.7	1.8	2.5	

Cont. Anexo IV.

Ponto	PH165	PH165	PH165	PH85A	PH85A	PH85A	PH85A	PH85A	PH85A	PH85A	PH85A	PH85A
Unidade	P2_b	P2_i	P2_n	P1_b	P1_i	P1_n	P2_b	P2_i	P2_n	P3_b	P3_i	P3_n
	IPU (W)	IPU (W)	IPU (W)	IPU (W)	IPU (W)	IPU (W)	IPU (W)	IPU (W)	IPU (W)	IPU (W)	IPU (W)	IPU (W)
SiO ₂	59.08	59.05	57.85	59.49	58.80	58.38	59.33	59.52	59.24	59.55	59.13	59.22
Al ₂ O ₃	25.95	26.05	26.75	25.91	26.31	26.30	26.00	26.03	25.88	26.11	26.39	26.35
Fe ₂ O ₃	0.24	0.15	0.15	0.17	0.16	0.16	0.09	0.11	0.10	0.17	0.25	0.20
MnO	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02
K ₂ O	0.22	0.18	0.31	0.34	0.41	0.35	0.20	0.26	0.32	0.34	0.44	0.30
CaO	6.89	6.99	7.71	7.01	7.71	7.60	7.18	7.21	7.22	7.24	7.58	7.53
TiO ₂	0.03	0.00	0.03	0.02	0.00	0.02	0.06	0.04	0.00	0.00	0.03	0.00
BaO	0.01	0.00	0.07	0.00	0.01	0.05	0.00	0.03	0.00	0.00	0.05	0.00
Na ₂ O	7.32	7.26	6.82	7.38	6.80	6.88	7.24	7.23	7.20	7.21	6.89	6.87
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SrO	0.24	0.25	0.18	0.28	0.25	0.21	0.31	0.28	0.25	0.23	0.27	0.19
Total	99.98	99.93	99.89	100.60	100.45	99.98	100.41	100.71	100.23	100.85	101.03	100.68
Si	10.55	10.55	10.38	10.57	10.48	10.46	10.56	10.56	10.57	10.55	10.48	10.51
Al	5.46	5.48	5.65	5.42	5.52	5.55	5.45	5.44	5.44	5.45	5.51	5.51
Fe³⁺	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.03	0.03
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	1.32	1.34	1.48	1.34	1.47	1.46	1.37	1.37	1.38	1.38	1.44	1.43
Na	2.54	2.52	2.37	2.54	2.35	2.39	2.50	2.49	2.49	2.48	2.37	2.36
K	0.05	0.04	0.07	0.08	0.09	0.08	0.05	0.06	0.07	0.08	0.10	0.07
Sr	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02
Cátions	19.98	19.97	20.01	20.01	19.97	19.99	19.97	19.97	19.99	19.98	19.97	19.93
X	16.05	16.05	16.05	16.02	16.02	16.03	16.03	16.02	16.01	16.03	16.03	16.04
Z	3.93	3.92	3.95	3.99	3.95	3.96	3.94	3.95	3.98	3.95	3.94	3.89
Ab	64.9	64.6	60.4	64.3	60.0	60.8	63.9	63.5	63.1	63.1	60.6	61.2
An	33.8	34.4	37.7	33.8	37.6	37.1	35.0	35.0	35.0	35.0	36.8	37.1
Or	1.3	1.1	1.8	1.9	2.4	2.0	1.2	1.5	1.9	2.0	2.6	1.8