

AS ROCHAS METABÁSICAS DO SUPERGRUPO AÇUNGUI, FOLHA TOPOGRÁFICA ARAÇAÍBA, SUDESTE DO ESTADO DE SÃO PAULO

THE METABASIC ROCKS FROM AÇUNGUI SUPERGROUP, ARAÇAIBA TOPOGRAPHIC MAP, SOUTHEAST OF SÃO PAULO STATE

Antonio Misson GODOY¹, Nicolli Ochi DUARTE², Otávio Augusto Ruiz Paccola VIEIRA³, Daniel Françoso de GODOY⁴

¹Universidade Estadual Paulista (UNESP). Instituto de Geociências e Ciências Exatas (IGCE). Departamento de Geologia. Avenida 24-A, .1515-Bela Vista, Rio Claro (SP), Brasil. E-mail: antonio.godoy@unesp.br

²Universidade Estadual Paulista (UNESP – IGCE) - Graduação em Geologia –. E-mail: nicollid@gmail.com

³Universidade Federal de Uberlândia – UFU, Instituto de Geografia. Rodovia LMG, 746 - km 01, Monte Carmelo, MG. E-mail: otaviovieirageo@gmail.com

⁴Universidade Estadual Paulista (UNESP – IGCE) Departamento de Geologia. Assistente de Suporte Acadêmico. E-mail: daniel.godoy@unesp.br.

Introdução
Materiais e métodos
Geologia regional
Geologia da área
Química mineral
Plagioclásio
Anfibólio
Metamorfismo
Litogeoquímica
Conclusões
Agradecimentos
Referências

RESUMO – As rochas ortoderivadas de composição básica e ultrabásica de idade meso- a neoproterozoica da região de Araçáiba, sudeste do estado de São Paulo, são constituídas por anfíbolitos e metabasitos situados na porção norte do Terreno Apiaí, associados as rochas das seqüências metavulcanossedimentares do Supergrupo Açungui, especificamente as rochas da Formação Água Clara. A paragênese mineral é constituída de pseudomorfos ígneos piroxênios ± labradorita, magnesiohornblenda ± oligoclásio/andesina, representando o ápice do metamorfismo regional progressivo M₁, de 579°C a 606°C de temperatura e 6,6 kbar (±0,6) em fácies anfíbolito médio; e magnesiohornblenda-actinolita ± albíta, do retrometamorfismo regional M₃ em fácies xisto verde baixo a médio. Dados geoquímicos classificam os protólitos ígneos máficos em gabro e monzogabro Fe-toleíticos sub alcalinos de baixo potássio e picrito alcalinos com tendência a basaltos komatiíticos. Os dados geotectônicos indicam três assinaturas principais para os grupos anfíbolíticos: rochas básicas toleíticas a komatiíticas associadas à cadeia mesoocênicas (MORB), a partir da interação fonte mantélica do tipo E-MORB enriquecida ou pela interação supracrustais durante a subducção; rochas ultrabásicas alcalinas de ilha oceânica (OIA); e basaltos toleíticos de arco de ilha (IAT). Portanto, os eventos magmáticos estão correlacionados ao estágio inicial de abertura de bacia ou ao início de fechamento à fase inicial de natureza toleítica de fundo oceânico, associado a basaltos alcalinos de ilha oceânica.
Palavras-chave: Geologia. Geoquímica. Metabásica, Supergrupo Açungui.

ABSTRACT – The ortho-derived rocks of basic and ultrabasic composition of meso- to neoproterozoic age of the region of Araçáiba, southeast of the state of São Paulo, are constituted by amphibolites and metabasites are located in the portion northern of the Apiaí Terrain, associated with the rocks of the metavolcanic sedimentary sequences of the Açungui Supergroup, specifically in the rocks of the Água Clara Formation. The main mineral paragenesis consists igneous pseudomorph of piroxene ± labradorite, ferrohomblynde-magnesiohornblende ± oligoclase / andesine, representing the progressive regional metamorphism M₁ climax, from 579 °C to 606 °C in temperature and 6.6 kbar (± 0, 6), mid amphibolite facies; and of magnesiohornblende-actinolite ± albite, from M₃ regional retrometamorphism, low to mid greenschist facies. Geochemical data classify the igneous protoliths as into sub-alkaline low-potassium Fe-tholeitic gabbro and monzogabbro and alkaline picrite with a tendency to komatiitic basalts. Geotectonic data, corroborated by the behavior of trace elements and REEs, indicate three main signatures for amphibolitic groups: basic tholeitic and komatiitic rocks associated with mid-ocean ridge (MORB), with possible crust interaction in subduction phase; ultrabasic alkaline ocean island rocks (OIA); and island arc tholeiitic basalts (IAT). Therefore, this magmatism is correlated to the initial stage of opening of the basin or to the beginning of closure, to the initial phase of tholeitic ocean floor nature, associated with ocean island alkaline basalts.

Keywords: Geology. Geochemistry. Metabasic. Açungui Supergroup.

INTRODUÇÃO

As rochas metabásicas ora descritas encontram-se expostas na região sul-sudeste do estado de São Paulo, distribuídas principalmente na área geográfica das folhas topográficas de Araçáiba (SG-22-X-B-II-3) e em parte na de Apiaí (SG-

22-X-B-V-1) em escala de 1:50.000, publicadas pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE, entre as coordenadas geográficas 24°15'S / 49°00'W e 24°15'S / 48°45'W, ou inseridas na área da folha topográfica em escala

1:100.000 de Guapiara (SG.22-X-B-II) e de Apiaí (SG.22-X-B-V). As ocorrências encontram-se distribuídas em parte nos municípios de Apiaí, principalmente no distrito de Araçaíba, além do município de Ribeirão Branco.

A área insere-se na Província Mantiqueira Central definida por Almeida (1967, 1981); Hasui & Oliveira, (1984); Heilbron et al. (1995, 2004), na porção centro-sul do Cinturão Ribeira (Almeida et al., 1977; Hasui et al., 1978; Hasui, 2010, 2012) ou denominado por Cordani et al. (2000) como Cinturão de Dobramentos Sudeste.

Este conjunto de rochas estão separadas e individualizadas por grandes zonas de cisalhamento

transcorrentes destrais (Campanha, 1991, 2002; Campanha & Sadowski, 1999, Faleiros, 2008; Faleiros et al. 2010, 2011, 2012; Santos et al., 2015).

A região situa-se no segmento norte do Terreno Apiaí, que se encontra delimitado, ao sul, pela Falha da Lancinha e, a norte, pela Zona de Cisalhamento Itapirapuã, que define e delimita o contato com as rochas do Grupo Itaiacoca, que correspondem em uma sequência de rochas de baixo grau metamórfico descrita na área por Kaefer & Algarte (1972); Theodorovicz et al. (1986, 1988); Campanha (1991, 2002); Sallun Filho (1999) e Hiruma et al. (2007) (Figura 1).

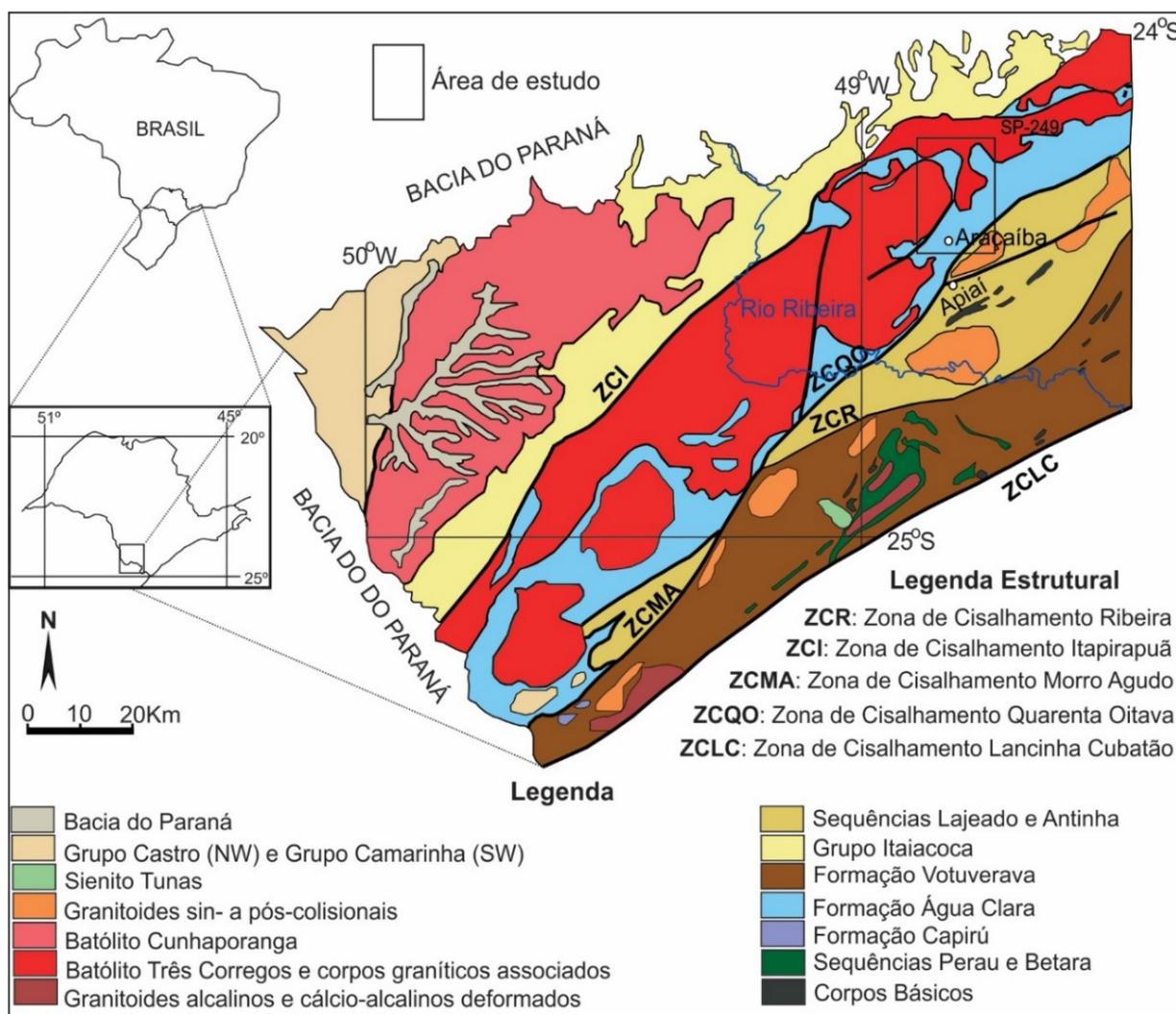


Figura 1- Mapa do Pré-Cambriano dos estados de São Paulo e do Paraná, com a localização da área de estudo em relação à disposição das principais unidades litoestratigráficas. Mod. de Perrotta et al. (2005).

A região central da área em estudo é composta por uma sequência de rochas supracrustais metalvulcanossedimentares de baixo a médio grau metamórfico, de idade meso- a neoproterozoica descrita em Tassinari et al. (1990) e Fiori (1992, 1994) e que foi definida inicialmente como Grupo Açungui, por Almeida (1957); Petri & Suguio (1969); Fiori (1990) e Tassinari et al.

(1990), redefinida em Supergrupo Açungui por Campanha, 1991, 2002 e Campanha & Sadowski, 1999). Segundo Faleiros (2008, 2012) as rochas do supergrupo foram divididas em três unidades litotectônicas principais: Formação Água Clara e grupos Votuverava e Lajeado.

A distribuição geológica de ocorrência das rochas ortoderivadas metabásicas estudadas está

insersida nas rochas da sequência metavulcanossedimentar da Formação Água Clara, que foi definida originalmente por Almeida et al. (1986), Marini et al. (1967) e estudada por Campanha (1991, 2002); Campanha & Sadowski (1999); Faleiros (2008) e Campanha et al. (1987, 2015).

Estes litotipos da sequência metassedimentar foram divididos na região por Faleiros et al. (2012) em duas unidades: uma unidade carbonática formada predominantemente por rochas calciossilicáticas e mármore, apresentando intercalações de metapsamopelito, metabasito, anfibólio xisto, metachert e metatufo básico; e uma sequência de xisto, de menor expressão na área, constituída por alternância entre camadas de quartzo-mica xisto, mica xisto, xisto carbonático e subordinadamente camadas de xisto grafitoso, quartzito e granada-biotita xisto.

Uma importante área de exposição de rochas metamáficas inseridas em rochas da sequência vulcanossedimentar da Formação Água Clara é a região de Araçaíba- SP, primeiramente estudada por Frasca et al. (1990) e Bistricchi et al. (1985) que apontaram dois possíveis eventos magmáticos de natureza toleítica, um correspondendo a basaltos de fundo oceânico transicional ou de arco insular imaturo, e outro associado a basaltos shoshoníticos, indicativos de margem continental ativa.

MATERIAIS E MÉTODOS

As análises químicas de rocha total e multi-elementar para elementos maiores, menores, traços e elementos terras raras, das rochas anfibolíticas, foram realizadas no Laboratório de Geoquímica - SGS Geosol Laboratórios Ltda., Belo Horizonte - MG.

Para análise dos elementos maiores (concentração em %) foi utilizado para quantificação, Fluorescência de Raios X, através de pastilha fundida em meio com tetraborato de lítio. Para os elementos menores (concentração em ppm), foram analisados por Espectrômetro Óptico com Plasma Acoplado Indutivamente (ICP-OES), por fusão com tetraborato de lítio. Os elementos terras raras foram analisadas por Espectrômetro de Massa em Plasma Acoplado Indutivamente (ICP-MS), após fusão utilizando metaborato/tetraborato de lítio e digestão em ácido nítrico, segundo os padrões de rotina do laboratório de geoquímica.

A análise química qualitativa e semi-quantitativa foi realizada em amostras de plagioclásio e

Estudos litogeoquímicos realizados nas rochas metabásicas pertencentes à Formação Água Clara sugerem para estas rochas origem ortoderivada de natureza toleítica subalcalina, representando basaltos de fundo oceânico transicionais (T-MORB) ou basaltos de arco de ilha (OIB) (Silva & Vasconcelos, 1999; Frascá et al., 1990, 1996, 1997; Maniesi, 1997; Maniesi & Oliveira, 1999, 2002; Weber, 2004; Weber et al., 2002, 2004 e Vieira et al., 2020).

São apresentados e discutidos dados de campo, petrográficos, geoquímicos e de química mineral, exclusivamente das rochas anfibolíticas ortoderivadas e metabásicas da sequência metavulcanossedimentar do Supergrupo Açungui, da Formação Água Clara.

O intuito do trabalho é de estabelecer as relações petrográficas, quanto aos aspectos texturais e temporais e, identificar as paragêneses ígneas e as condições metamórficas, além de evidenciar os sucessivos eventos de deformação e metamorfismo que afetaram este conjunto de rochas, permitindo assim, identificar as características das fontes magmáticas e entender os processos envolvidos na geração e evolução destes magmas, além de identificar e definir as diferentes assinaturas geoquímicas, afinidades tectônicas, gênese e evolução dos magmas metamáficos desta região.

anfibólio, bem como imagens de elétrons retroespalhados (BSE), realizadas no Laboratório de Microscopia Eletrônica do DPM, utilizando Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) modelo JEOL-JSM-6010LA, com detector de EDS (*Energy Dispersive X-Ray Spectrometer*) acoplado.

Análises químicas quantitativas de minerais foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do DPM, utilizando-se microsonda eletrônica (EPMA) modelo JEOL JXA8230 Superprobe, com 5 detectores WDS.

Estas análises foram realizadas em lâminas delgadas-polidas recobertas com fina camada de carbono e realizadas sob condições analíticas de 15 a 20kV, com corrente de aceleração de 15 kV em minerais silicáticos formadores de rocha. Para as análises de plagioclásio e anfibólio, utilizou-se tempo de contagem de 10 segundos, no pico, e 5 segundos em cada posição do *background* (inferior e superior).

A análise química de anfibólio permitiu o estudo para o cálculo de temperatura que foi

baseado no trabalho de Otten (1984), utilizando-se o valor de titânio adquirido em análise quantitativa dos cristais de hornblenda, segundo a fórmula:

$$T (^{\circ}\text{C}) = 1,204 \times (\text{Ti}/23 \text{ O}) + 545^{\circ}\text{C}$$

onde $\text{Ti}/23 \text{ O}$ - representa o número de cátions de Ti por unidade de fórmula (23 oxigênios).

O cálculo da pressão seguiu os parâmetros estabelecidos por Schmidt (1992), que utilizou o alumínio em análise quantitativa de hornblenda, utilizando a fórmula:

$$P (\pm 0.6 \text{ kbar}) = - 3,01 + 4,76 \text{ Al}_{\text{tot}}$$

onde Al_{tot} representa o número de cátions de Al por unidade de fórmula.

GEOLOGIA REGIONAL

A geologia da região está definida nos mapas geológicos de integração do estado de São Paulo em escala 1:500.000 elaborados pelo Instituto de Pesquisa Tecnológica-IPT (Algarte et al., 1973; Bistrichi et al., 1981; Almeida et al., 1981; Hasui et al., 1981); no mapa geológico de integrações do estado de São Paulo em escala 1: 500.000, elaborado pelo Instituto de Pesquisa Tecnológica - IPT (Bistrichi et al., 1981; Almeida et al., 1981); e no mapa em escala 1: 750.000 elaborado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (Perrotta et al., 2005).

O estudo das rochas metamáficas em sequências metavulcanossedimentares apresenta grande importância na evolução geocronológica e geotectônica desta região. São observadas associadas às rochas da Sequência Metavulcanossedimentar do Supergrupo Açungui e suas principais unidades: a Formação Água Clara, o Grupo Votuverava, o Metagabro de Apiaí, inserido no Grupo Lajeado e o Grupo Itaiacoca.

Uma importante área de exposição de rochas metamáficas inseridas em rochas da sequência metavulcanossedimentar da Formação Água Clara (Fassbinder, 1987) é a região de Araçáiba-SP, primeiramente estudada por Frascá et al. (1990). As características geoquímicas sugerem composições semelhantes a basaltos enriquecidos de cadeias mesoceânicas (E-MORB), com tendências a basaltos de ilhas oceânicas (OIB), o que permite sugerir como situação geotectônica geradora deste magmatismo básico, ambientes distensivos ou em bacias de retroarco.

Estudos litogeoquímicos realizados nas rochas metabásicas pertencentes à Formação Água Clara sugerem origem ortoderivada de natureza toleítica subalcalina, representando basaltos de fundo oceânico transicionais (T-MORB) ou basaltos de arco de ilha (OIB) (Frascá et al., 1990, 1996, 1997; Maniesi, 1997; Maniesi & Oliveira, 1999; Weber, 2004; e Weber et al., 2002, 2004).

Vieira et al. (2020) descrevem as rochas ortoderivadas de composição básica e ultrabásica de idade meso a neoproterozoica, inseridas na

sequência metavulcanossedimentar do Supergrupo Açungui, especificamente na Formação Água Clara e no Grupo Itaiacoca. A paragênese mineral principal é constituída de ferrotschermakita - ferrohornblenda - magnesiohornblenda \pm oligoclásio/andesina, representando o ápice do metamorfismo regional progressivo M_1 , de 611°C a 621°C e 6,5 kbar a 7,3 kbar ($\pm 0,6$) (Fácies anfíbolito médio); e uma paragênese mineral de actinolita/tremolita \pm albita, do retrometamorfismo regional M_3 (fácies xisto verde baixo a médio).

Dados geoquímicos classificam as rochas como gabro, basanita e picrito, sub alcalinos de baixo potássio a alcalinos, Fe-toleíticos a Mg-toleíticos, com leve tendência a basaltos komatiíticos. Já os dados geotectônicos, corroborados pelo comportamento dos elementos traços e dos ETRs, indicam três assinaturas principais para os grupos anfíbolíticos: rochas básicas toleíticas a komatiíticas associadas a cadeia mesoceânicas (MORB), com possível interação da crosta na fase de subducção; rochas ultrabásicas alcalinas de ilha oceânica (OIA); e basaltos toleíticos de arco de ilha. Portanto, os eventos magmáticos estão correlacionados ao estágio inicial de abertura de bacia ou ao início de fechamento à fase inicial de natureza toleítica de fundo oceânico, associado a basaltos alcalinos de ilha oceânica (Vieira et al., 2020).

Uma região também de importância nos estudos das rochas metamáficas pertencentes ao Supergrupo Açungui, corresponde as regiões de Campo Largo, Rio Branco do Sul e Adrianópolis-PR, relativas ao Grupo Votuverava.

O Grupo Votuverava, segundo Faleiros et al. (2011), apresenta para as rochas metamáficas dados geoquímicos de metabasitos que foram agrupados em três conjuntos apresentando assinaturas toleíticas (G1, G2, G3).

O G1 mostra assinatura de arco vulcânico, com razão Ti/V de 15 - 20, enriquecimento em íons litófilos de grande raio iônico (LILE) e empobrecimento em elementos de alta força de campo (HFSE) relativos ao MORB. O padrão

dos elementos traços indica importante contribuição do componente de subducção. O G2 apresenta composição geral semelhante ao MORB, com Ti/V de 22 - 28. Contudo, o comportamento dos elementos traço sugere uma pequena contribuição do componente de subducção. O G3 apresenta assinatura de basaltos do tipo MORB enriquecido, com razão Ti/V ao redor de 40 e enriquecimento em LILE e HFSE. A variabilidade entre as razões TiO_2/Yb e Nb/Yb sugere que as rochas G1 e G2 foram geradas por fusão rasa (fontes mantélicas tipo MORB normal e enriquecido, respectivamente).

As rochas G3 são enriquecidas em Ti e Nb, sugerindo interação entre fontes do tipo MORB e pluma. A coexistência de metabasitos, com composições de basaltos toleíticos de arcos vulcânicos e basaltos de dorsais mesoceânicas, sugere um ambiente de sedimentação de bacia retroarco.

Maniesi & Oliveira (1999) caracterizam os metabasitos da região de Rio Branco do Sul como rochas ortoderivadas, inseridas em rochas metassedimentares proterozoicas do Grupo Votuverava, no estado do Paraná. São rochas constituídas por uma associação mineral metamórfica com actinolita, hornblenda, albita, epidoto, titanita, quartzo, apatita e opacos, além de clinopiroxênio e hornblenda castanha representantes da mineralogia ígnea parcialmente preservada.

Seus protólitos ígneos possuíam composição de basaltos magnesianos de fundo oceânico com geral empobrecimento em elementos incompatíveis em relação aos basaltos normais de cadeia mesoceânica (N-MORB), exibindo afinidades aos basaltos komatiíticos. Na evolução dos protólitos, a cristalização fracionada teve importante participação, com possível formação de agregados cumuláticos, com predomínio de clinopiroxênio. São metabasitos que podem estar relacionados ao estiramento crustal durante o estágio de abertura da bacia Açungui em tempos proterozoicos.

Uma terceira área com a ocorrência é o Metagabro de Apiaí, inserido no Grupo Lajeado, composto por clino e ortopiroxênio (augita e hiperstênio) e plagioclásio (andesina/ labradorita), com leve alteração hidrotermal, às vezes, com o aparecimento nas bordas do piroxênio de hornblenda, biotita, actinolita e clorita, que se formaram durante o metamorfismo de baixo grau que afetou essa rocha.

Frasca et al. (1996, 1997), para esta região,

separam as rochas em dois grupos: um a norte do Lineamento Ribeira, constituído por actinolita anfíbolito, relativamente enriquecido em Ca e Al e pobre em P, Ti, Zr, Y e Sr e semelhantes aos basaltos de arcos de ilhas modernas; e outro a sul do Lineamento Ribeira constituído por hornblenda anfíbolito, incluído o metagabro Apiaí que é relativamente enriquecido em Na, Fe, Ti, Zr, Y e Sr, guardando semelhanças com basaltos de cadeias mesoceânicas modernas.

A assinatura geoquímica é característica de rocha basáltica toleítica subalcalina do tipo E-MORB. A assinatura isotópica da rocha metamáfica indica que foram derivadas em parte do manto astenosférico (consistente com a colocação em um ambiente extensivo).

As características geoquímicas da maioria das amostras apresentam semelhanças do padrão MORB, em direção ao manto enriquecido e/ou domínio de contaminação crustal constituindo modificações causadas por processos metamórficos, de contaminação crustal e/ou de alteração (Maniesi et al., 1999, Oliveira et al., 2002).

Frasca et al. (1990), para a região do Alto e Médio Vale do Ribeira, estudada no trecho entre Apiaí, Iporanga e Barra do Turvo no Estado de São Paulo, sugerem para as metamáficas estudadas três tipos de magmatismo básico durante períodos tectônicos; um de natureza toleítica de estágio inicial de abertura de bacia ou ao início de fechamento; o segundo, basaltos shoshoníticos de margem continental ativa (estágio final de fechamento da bacia); e o terceiro, um magmatismo básico toleítico de natureza continental.

Os estudos de termobarometria do metagabro Apiaí, realizados por Oliveira et al. (2012) de piroxênio e plagioclásio, revelam temperaturas de cristalização entre 924 e 1241°C. Temperaturas menores foram obtidas para Mg-hornblenda e situam-se entre 776 e 927°C.

A pressão de cristalização foi calculada e está em torno de 3,2 a 4,5 kbar. Os parâmetros retro-metamórficos, obtidos em função da presença de actinolita e clorita, indicam temperaturas entre 420 e 484°C.

Os estudos isotópicos realizados nas rochas desta sequência encontram-se distribuídos principalmente em duas regiões: uma área ao sul da região de estudos, referente às rochas metabásicas do Grupo Setuba-Abapã identificado por Reis Neto (1994) que apresenta idades isocrônicas Rb-Sr de metavulcânicas (~1250 Ma) do Grupo Itaiacoca. Interpreta tais valores como relacionados

à época de sedimentação/vulcanismo associado à formação dessa bacia.

As rochas da região de Adrianópolis – Formação Votuverava caracterizada por Maniesi (1997) e Maniesi & Oliveira (1996, 1998, 1999), apresentam idades K-Ar, em concentrado de anfibólio de rochas anfíbolíticas (675 ± 21 Ma).

Foram obtidas idades K-Ar também de plagioclásios de metabásicas da mesma região, com valores de 1456 ± 25 Ma, neste caso em cristais admitidos pelos autores como preservados do metamorfismo.

Oliveira et al. (2002) apresentam valor de K-Ar em anfibólio de 881 ± 46 Ma, obtido em anfibolitos da região de Campo Largo. Os dados isotópicos obtidos permitiram calcular idades Sm/Nd por isócrona mineral, usando rocha total de 820 ± 84 Ma para estas rochas.

A segunda área refere-se a região de Apiaí/Araçaíba, para as rochas constituídas pelo metagabro Apiaí. Os dados foram obtidos através da datação de U-Pb – zircão e monazita por Hackspacher et al. (2000) de 617 ± 4 Ma e 612 ± 21 Ma.

Segundo Oliveira et al. (2012), a idade das rochas do corpo de metagabro apresentam valores neoproterozoicos de 839 ± 85 Ma (Rb/Sr em

rocha total) e idades Sm/Nd de 885 ± 53 Ma e estão sendo tentativamente interpretados como uma estimativa da época de extração do manto do magma gerador.

Campanha et al. (2008, 2016) apresentam para as rochas do Metagabro Apiaí idade de cristalização de 877 ± 8 Ma, para U-Pb em zircões magmáticos e estas rochas representam o magmatismo toleítico semelhante ao MORB, relacionado com a ruptura inicial de um continente mesoproterozoico e a formação do oceano Brasileiro.

Os dados analíticos U-Pb em zircões (convencional, EMF e SHRIMP), apresentados por Weber (2004) Weber et al. (2004), para as rochas metamáficas da Formação Água Clara, indicam épocas de cristalização dos zircões com valores neoproterozoicos obtidos (~600 Ma) e provavelmente referem-se a processos de recristalização e neoformação de zircões nas rochas metabásicas.

Tal padrão isotópico caracteriza um cenário tectônico neoproterozoico envolvendo vulcanismo, metamorfismo e plutonismo granítico Três Córregos (630 Ma) e Cunhaporanga (590 Ma), interpretados como relativos aos estágios finais da evolução da Bacia Itaiacoca.

GEOLOGIA LOCAL

As rochas metabásicas foram identificadas e individualizadas a partir de mapeamentos geológicos, na escala de 1:50.000, em áreas das folhas topográficas de Araçaíba e Apiaí. As ocorrências principais das rochas metabásicas encontram-se identificadas no mapa geológico da figura 2.

As ocorrências são geralmente descontínuas e SE estendem ao longo de uma faixa, normalmente com dimensões longitudinais expressivas e com dimensões laterais métricas.

Os metabasitos encontram-se dispostos em numerosas intercalações de rochas metamáficas, atribuídas ao metamorfismo de rochas basálticas e distribuídos na direção regional geral NE-SW, como fragmentos deformados e dispersos em estreitas faixas intercaladas principalmente à porção basal da sequência metavulcanossedimentar caracterizada predominantemente por rochas calciossilicatadas, cálcio xistos, metamargas e metacalcários da Formação Água Clara do Supergrupo Açungui.

A Formação Água Clara é constituída predominantemente por uma sequência de rochas carbonáticas, mármore puro a impuro, rochas cálcios-

silicáticas e cálcio xisto; e uma sequência de rochas terrígenas constituídas por mica xisto, quartzito e clorita-biotita xisto; e rochas da sequência básica, além de rochas de metamorfismo de contato.

As rochas metabásicas ocorrem na forma de blocos arredondados (Figura 3A, B), ou localmente como corpos disruptos e boudinados, com dimensões reduzidas e restritas, na forma de corpos tabulares centimétricos a métricos. Estas formas de corpos de pequenas lentes são resultantes de processos deformacionais de estiramento, concordantes com a foliação metamórfica, em meio às rochas de natureza composicional clástico-química.

Topograficamente, constituem blocos em morrotes que se destacam na topografia na forma de pequenas cristas ou em pequenas quedas d'água, paredões de meia-encosta e cortes de estrada. Localmente podem ocorrer na forma de xenólitos e tetos pendentes inseridos nos corpos graníticos. As relações de contato dos litotipos metabásicos quando observadas, mostram-se concordantes e bruscas com a estruturação das rochas encaixantes

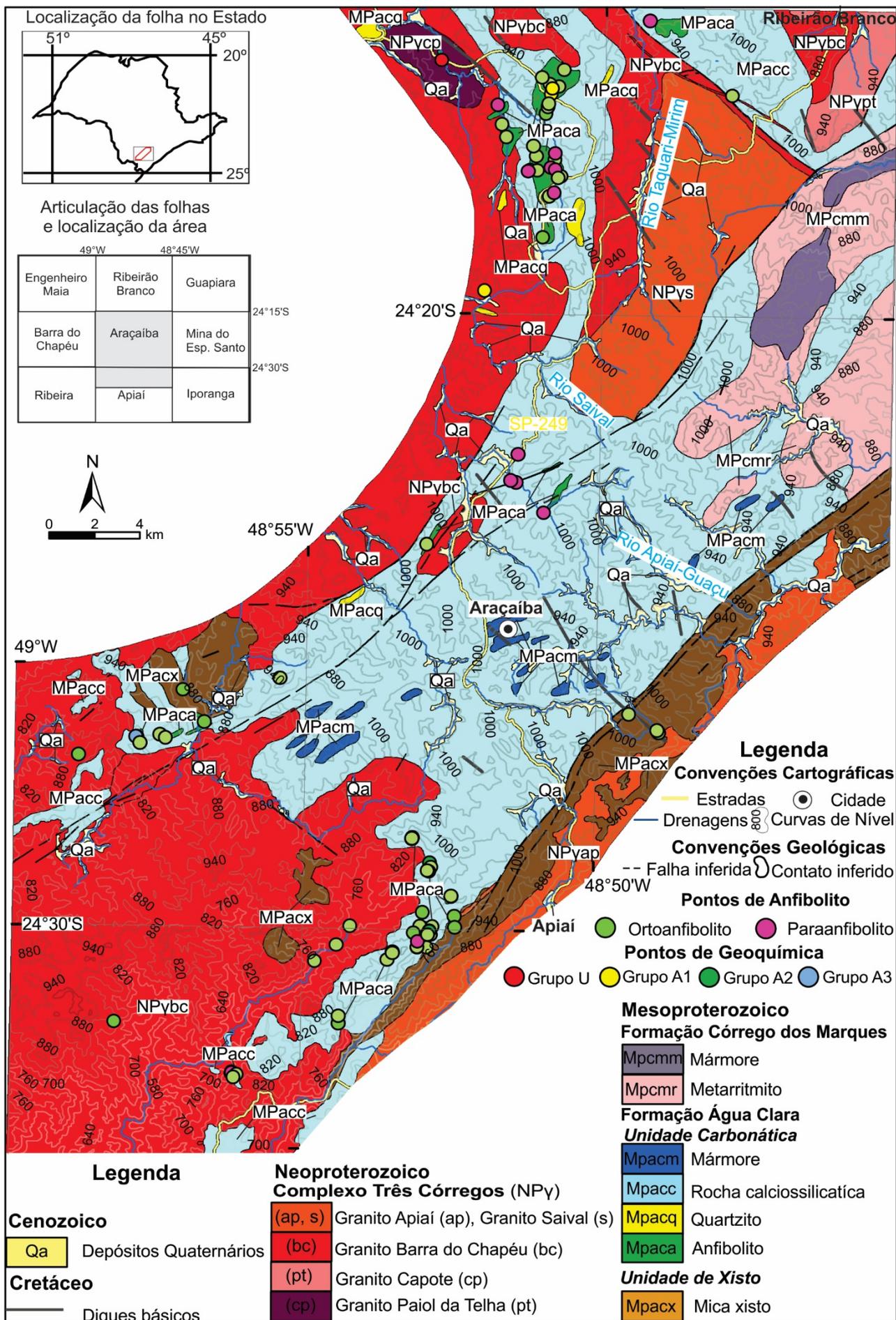


Figura 2 - Mapa Geológico da região com as rochas de composição básica estudadas. Modificado de Almeida (1989); Frascá et al. (1990), Perrotta et al. (2005), Godoy et al (2021) e Vieira et al. (2020, 2021, 2023).



Figura 3 - Fotografias com ocorrências de exposições e dos principais tipos petrográficos de rochas anfíbolíticas: A, B) Blocos métricos de anfíbolito, representando o principal tipo de afloramento; C, D) Anfíbolito médio a grosso, preto e estrutura isotrópica; E) Anfíbolito médio a grosso de estrutura anisotrópica xistosa; F) Anfíbolito fino de estrutura anisotrópica.

Os corpos de rochas metamáficas mostram-se, por vezes, totalmente anfíbolitizados (hornblenda anfíbolito), parcialmente transformados por minerais hidratados (clorita + actinolita + epidoto), coerentes com o padrão metamórfico das seqüências metassedimentares encaixantes.

Os corpos apresentam textura granoblástica (Figura 3C) a granonematoblástica e nematoblástica, com intensidades de anisotropia variada (Figuras 3D a E).

Apresentam-se, quando frescas, com cor preta e granulação fina a fina-média (Figura 3F), raramente grossa e, quando intemperizadas, assumem cores verde clara a ocre. As rochas, quando se apresentam com textura granonematoblástica, desenvolvem feições deformacionais marcantes da foliação metamórfica regional.

Estruturalmente observa-se bandamento composicional S0 paralelo à foliação (S1 // S2), tênue a boa. O bandamento composicional incipiente é

verificado pela alternância entre bandas milimétricas descontínuas de plagioclásio e quartzo, de cor branca, e bandas orientadas de anfibólio predominantemente prismáticos e aciculares.

Nas rochas com menor deformação é possível identificar feições ígneas reliquiares marcadas por cristais ripiformes de plagioclásio, que estão imersos em matriz equigranular fina, de coloração cinza escuro; e características ígneas reliquiares magmáticas, como texturas ofíticas a subofíticas preservadas na forma dos minerais pseudomórficos magmáticos.

A evolução geológica para este conjunto de rochas é determinada por três fases principais de deformação identificadas principalmente nas rochas epimetamórficas meso-neoproterozoicas do Supergrupo Açungui.

As estruturas primárias nas rochas metamáficas são de difícil reconhecimento, mas algumas lentes ou corpos encontram-se paralelizadas ao acamamento gradacional ígneo reliquiar S_0 , visto

PETROGRAFIA

Os termos metabásicos preservados do metamorfismo superimposto regressivo são constituídos predominantemente por rochas anfibolíticas e apresentam estrutura marcadamente linear ou xistosa, textura granoblástica a granonematoblástica e nematoblástica, granulação dominante de fina a média.

Os termos metabásicos normalmente apresentam características ígneas reliquiares, como por exemplo, texturas ofíticas a subofíticas (Figura 4A e B), além de pseudomorfo parcialmente preservados de augita, intensamente uralitizados e labradorita-andesina, normalmente saussuritizados.

Feições com textura granonematoblástica definem uma foliação metamórfica (Figura 4C a

nas áreas menos deformadas pela deformação milonítica.

Os dois eventos iniciais $D_{1/2}$ são relacionados a uma tectônica tangencial, ligada à fase colisional, progressivos, que se encontram associados às zonas de cavalgamento com formação de dobras isoclinais a recumbentes, a colocação e deformação das rochas graníticas sin-colisionais e a geração de porfiroblastos nas auréolas de metamorfismo de contato desenvolvidas lateralmente a intrusão dos corpos ígneos.

A fase extensional é caracterizada pela deformação de caráter dúctil-rúptil e retrometamórfica D_3 associada à ascensão magmática tardia e a atual estruturação alongada dos granitos pós-colisionais.

Nas zonas de cisalhamento, ocorre a geração de filonito e milonito com bandamento tectônico que oblitera estruturas reliquiares ígneas das rochas e desenvolve as paragêneses superimpostas retrometamórficas.

F), mas também é comum feições granoblásticas (Figura 4G a H).

A mineralogia é marcada por anfibólio (hornblenda – actinolita), geralmente alterado para biotita e/ou clorita, o plagioclásio metamórfico (albita/oligoclásio) geralmente saussuritizado e em maior ou menor proporção, quartzo em torno de 5%, podendo em raras amostras ultrapassar estes limites para quartzo metabásica.

Como minerais acessórios ocorrem comumente zoisita, clinozoisita, titanita, zircão, allanita, apatita e minerais opacos (óxidos + hidróxidos).

Os minerais secundários são constituídos por uma mineralogia hidratada composta de actinolita fibrosa ou fibrorradiada, clorita, biotita, epidoto, carbonatos, albita, leucóxênio e minerais opacos.

QUÍMICA MINERAL

O estudo de química mineral da sequência anfibolítica foi desenvolvido nos principais minerais formadores da paragênese metamórfica e pseudomorfo da paragênese ígnea, como plagioclásio cálcico intensamente saussuritizado e piroxênio fortemente uralitizado.

Os processos de hidratação ocorrem em condições metamórficas de fácies xisto verde média, apresentando as bordas da hornblenda substituídas por actinolita/tremolita, biotita e clorita e, nas bordas dos cristais de plagioclásio, observam-se processos de recristalização de plagioclásio sódico e saussurita.

Os principais minerais essenciais caracterizados nestas rochas referem-se a cristais de anfibólio (hornblenda) e plagioclásio, que se apresentam como labradorita, quando reliquiar da rocha magmática, oligoclásio/andesina para os cristais metamorfisados no ápice metamórfico e albita/oligoclásio, gerada durante o processo de retrometamorfismo.

Feldspato

Os resultados com a composição química do feldspato e o cálculo da fórmula estrutural realizado na base de 32 oxigênios podem ser vistos na tabela 1.

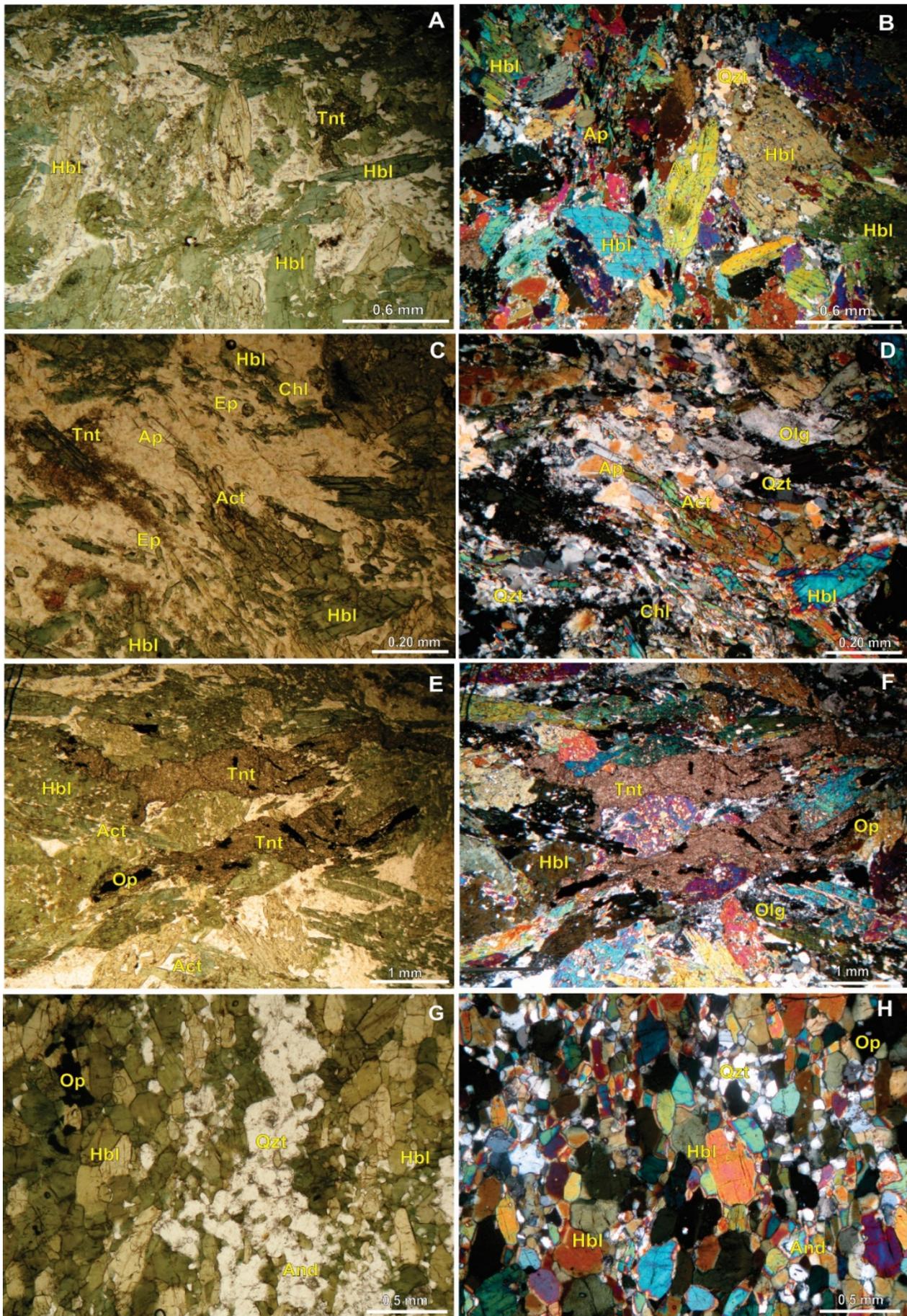


Figura 4 - Fotografias dos principais tipos petrográficos anfibolíticos sem e com os polarizadores cruzados: **Legenda:** Fotomicrografia de seção delgada: A, B) anfibolito médio a grosso isotrópico; C, D) anfibolito médio a grosso fortemente anisotrópico; E, F) anfibolito grosso com titanita; G, H) anfibolito granoblástico isotrópico. Chl- Clorita; Hbl- Hornblenda; Bt- biotita; Pl- plagioclásio; Act/Tr- Actinolita/Tremolita; Qtz- Quartzo.

Tabela 1 - Análise química quantitativa média em microsonda eletrônica de plagioclásio em rochas anfibolíticas.

Amostra	Cristal Reliquiar ●				Núcleo do Cristal ●								Borda e/ou Plano de Fraqueza ●				
SiO ₂	53,03	53,15	53,71	55,19	58,27	58,32	58,45	58,87	59,01	59,58	60,60	60,81	63,41	64,07	66,87	66,88	
Al ₂ O ₃	30,03	30,94	29,63	28,67	26,64	26,84	26,60	26,07	26,48	25,96	25,34	25,15	23,15	22,62	21,02	20,99	
Fe ₂ O ₃	0,17	0,05	0,17	0,10	0,06	0,09	0,14	0,03	0,03	0,15	0,09	0,01	0,03	0,05	0,10	0,03	
BaO	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,02	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01	
CaO	13,18	12,98	12,20	11,33	8,41	8,53	8,61	8,08	8,12	7,45	6,58	6,45	3,85	3,52	0,93	1,29	
Na ₂ O	4,52	4,51	4,85	5,41	6,72	6,75	6,67	7,18	7,10	7,21	7,73	7,81	8,92	9,00	10,72	10,61	
K ₂ O	0,05	0,04	0,08	0,10	0,09	0,07	0,13	0,07	0,08	0,24	0,09	0,08	0,19	0,18	0,06	0,08	
Total	100,97	101,70	100,66	100,81	100,18	100,60	100,62	100,30	100,84	100,60	100,46	100,36	99,57	99,46	99,72	99,88	
Si	2,38	2,37	2,42	2,47	2,60	2,59	2,60	2,62	2,62	2,64	2,68	2,69	2,81	2,83	2,93	2,93	
Al	1,59	1,63	1,57	1,51	1,40	1,41	1,39	1,37	1,38	1,36	1,32	1,31	1,21	1,18	1,09	1,08	
Fe	0,01	0,00	0,01	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	
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	
Ca	0,64	0,62	0,59	0,54	0,40	0,41	0,41	0,39	0,39	0,35	0,31	0,31	0,18	0,17	0,04	0,06	
Na	0,39	0,39	0,42	0,47	0,58	0,58	0,57	0,62	0,61	0,62	0,66	0,67	0,77	0,77	0,91	0,90	
K	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	
Soma Cations	5,01	5,01	5,01	5,01	4,99	5,00	4,99	5,00	5,00	4,99	4,99	4,99	4,98	4,97	4,98	4,98	
Ab	38,16	38,51	41,63	46,07	58,83	58,64	57,91	61,41	61,03	62,79	67,62	68,38	79,84	81,33	95,09	93,29	
Anor	61,56	61,27	57,90	53,35	40,67	40,95	41,32	38,22	38,54	35,83	31,85	31,18	19,03	17,59	4,56	6,26	
Or	0,29	0,22	0,47	0,58	0,50	0,40	0,76	0,37	0,44	1,38	0,53	0,44	1,13	1,08	0,36	0,44	

Os dados foram projetados no diagrama Or-Ab-An (Figura 5), no qual foram obtidas as composições dos cristais de plagioclásio analisados apresentando variações composicionais em três principais grupos, com teor de anortita entre:

- An_{53,35} – An_{61,56} (Cristal reliquiar);

- An_{31,18} – An_{41,32} (Núcleo do cristal e
- An_{6,26} – An_{19,03} (Bordas e/ou planos de fraqueza) (Tabela 1).

Predominam as composições dos plagioclásios entre os campos de albita e labradorita (Figura 5).

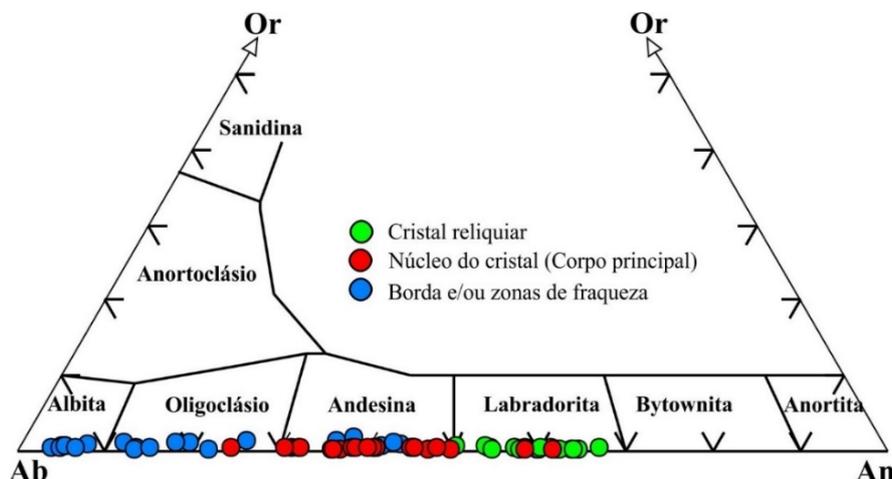


Figura 5 - Diagrama de composição de plagioclásio a partir de valores de K (Or), Na (Ab), Ca (Na) de feldspatos em rochas anfibolíticas.

O primeiro grupo corresponde a cristais de labradorita, sem zoneamento químico e que remetem a pseudomorfos ígneos das rochas básicas.

O segundo grupo tem como predominante a composição de oligoclásio/andesina, representando o ápice metamórfico da rocha, normalmente acompanhado dos cristais de hornblenda.

O terceiro grupo é representado pela albita, secundariamente oligoclásio, ocorrendo nas bordas e/ou planos de fraqueza de alguns grãos de andesina/labradorita ou raramente como pequenos grãos dispersos na matriz, fortemente identificada e associada, conjuntamente com a clorita, epidoto e actinolita/tremolita, ao metamorfismo regional retrometamórfico.

Anfibólio

Os resultados analíticos, juntamente com a fórmula estrutural encontram-se discriminados na tabela 2 e a classificação dos anfibólios na figura 6, sendo o cálculo feito na base de 23 átomos de oxigênio.

O diagrama TSi x Mg/Mg+Fe de Leake et al. (1977) de classificação dos anfibólios, evidencia a ocorrência de 3 principais grupos de minerais de anfibólio:

- os cristais reliquiais “pseudomórficos”

de anfibólio ígneo, com razão Mg/Mg+Fe (0,53 a 0,57) e TSi (6,48 a 6,58) (Tschermakita a Magnesiohornblenda);

- os cristais gerados no ápice metamórfico regional progressivo, com razão Mg/Mg+Fe (0,60 a 0,71) e TSi (6,97 a 7,13) (Magnesiohornblenda);

- os cristais representantes do ápice do retrometamorfismo regional, com razão Mg/Mg+Fe (0,62 a 0,67) e TSi (7,28 a 7,59) (Magnesiohornblenda a Actinolita).

Tabela 2 - Análise química quantitativa média em microsonda eletrônica de anfibólio de rochas anfibolíticas.

Amostra	Cristal Reliquiar				Núcleo do Cristal									Bordas do cristal	
SiO ₂	43.11	42.91	43.41	43.74	46.85	47.07	46.34	46.73	46.56	47.03	47.19	47.47	47.51	47.90	49.90
TiO ₂	0.32	0.45	0.30	0.32	0.74	0.81	1.03	0.75	0.78	0.72	0.71	0.53	0.46	0.46	0.30
Al ₂ O ₃	14.53	13.47	13.88	13.43	7.84	8.01	7.95	7.53	7.95	7.67	7.70	7.33	7.12	7.18	5.79
Cr ₂ O ₃	0.04	0.04	0.01	0.03	0.04	0.00	0.05	0.04	0.01	0.02	0.02	0.03	0.05	0.03	0.01
FeO	15.01	16.01	15.25	14.62	11.56	11.52	15.15	11.60	15.72	11.30	11.63	14.89	14.62	14.75	12.82
MnO	0.26	0.26	0.26	0.27	0.24	0.20	0.29	0.19	0.34	0.20	0.19	0.32	0.28	0.31	0.24
MgO	9.53	9.44	9.66	10.11	14.40	14.38	11.89	14.38	11.73	14.53	14.36	12.50	12.66	12.65	13.91
CaO	11.34	11.56	11.65	11.46	12.17	12.02	11.54	11.99	11.81	12.08	11.95	11.83	11.78	11.77	11.77
Na ₂ O	1.08	1.12	1.03	1.05	0.96	1.02	1.14	1.04	0.89	0.94	0.98	0.76	0.69	0.72	0.51
K ₂ O	0.42	0.43	0.49	0.44	0.80	0.80	0.36	0.78	0.32	0.72	0.80	0.37	0.38	0.33	0.14
Total	95.64	95.68	95.93	95.47	95.59	95.82	95.74	95.03	96.12	95.23	95.53	96.03	95.54	96.09	95.39
Si	6.48	6.50	6.53	6.58	6.97	6.98	6.98	7.00	7.00	7.01	7.02	7.10	7.13	7.28	7.59
Ti	0.04	0.05	0.03	0.04	0.08	0.09	0.12	0.08	0.09	0.08	0.08	0.06	0.05	0.05	0.03
Al	3.03	3.00	2.95	2.84	2.05	2.04	2.04	2.01	2.00	1.98	1.96	1.80	1.74	1.71	1.22
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Fe ²⁺	1.76	1.90	1.81	1.73	1.37	1.35	1.82	1.37	1.87	1.33	1.37	1.75	1.72	1.73	1.50
Mn	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.02	0.04	0.03	0.02	0.04	0.04	0.04	0.03
Mg	2.14	2.13	2.17	2.27	3.19	3.18	2.67	3.21	2.63	3.23	3.18	2.79	2.83	2.81	3.07
Ca	1.83	1.88	1.88	1.85	1.94	1.91	1.86	1.92	1.90	1.93	1.90	1.90	1.89	1.88	1.87
Na	0.32	0.30	0.29	0.31	0.24	0.28	0.34	0.28	0.21	0.24	0.29	0.18	0.16	0.17	0.16
K	0.08	0.08	0.09	0.08	0.15	0.15	0.07	0.15	0.06	0.14	0.15	0.07	0.07	0.06	0.03
Soma Cations	15.39	15.45	15.41	15.39	15.47	15.45	15.39	15.48	15.37	15.44	15.46	15.34	15.32	15.31	15.16

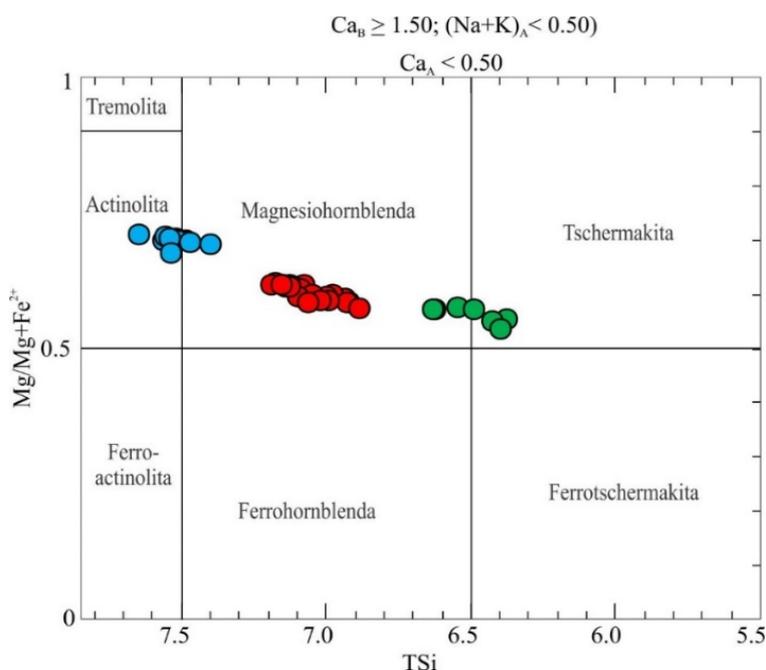


Figura 6 - Diagrama de Leake et al. (1977) de classificação dos anfibólios de rochas anfibolíticas.

METAMORFISMO

Os cálculos das condições de P e T do metamorfismo nas rochas metabásicas foram feitos a partir das equações propostas por Otten (1984) e Schmidt (1992), respectivamente.

A temperatura foi calculada a partir do titânio adquirido em análise quantitativa dos cristais de anfibólio, segundo a fórmula:

$$T (^{\circ}\text{C}) = 1,204 \times (\text{Ti}/23 \text{ O}) + 545^{\circ}$$

Para tanto, foram utilizados os dados de Ti médio do núcleo do cristal dos anfibólios, por interpretar-se petrograficamente como o mineral do ápice metamórfico regional progressivo. Os valores encontrados variam de 579°C a 606°C, com valor médio de 591°C.

A pressão foi calculada a partir do alumínio em análise quantitativa de anfibólio, utilizando a fórmula: $P (\pm 0.6 \text{ kbar}) = - 3,01 + 4,76 \text{ Al}_{\text{tot}}$

Utilizou-se primordialmente dados de Al médio do núcleo do cristal de anfibólio, descartando-se os valores médios dos cristais considerados reliquias e/ou de retrometamorfismo. O resultado apresentou valor médio de 6,6kbar ($\pm 0,6$).

Caracteriza-se, portanto, como M₁ o evento metamórfico regional progressivo, com paragênese metamórfica na rocha metabásica de magnesiohornblenda \pm oligoclásio/andesina, que, conforme calculado acima, atingiu o pico

metamórfico de 579°C a 606°C de temperatura e 6,6kbar ($\pm 0,6$), atingindo o auge desse evento a fácies anfibolito médio.

O evento metamórfico de contato M₂ está associado à colocação de corpos magmáticos ácidos e geração de uma auréola de metamorfismo de contato nas suas bordas.

Quando ocorrem junto às rochas metabásicas, observa-se paragênese com granada \pm hornblenda \pm diopsídio \pm andesina/labradorita, caracterizando fácies hornblenda e/ou piroxênio hornfels.

As auréolas de metamorfismo termal apresentam-se parcialmente preservadas em razão do menor grau de deformação imposto pelas zonas miloníticas nos contatos destes corpos com as rochas dos maciços, ou devido a menor intensidade das transformações minerais retrometamórficas impostas pelo metamorfismo regional. O evento metamórfico dinâmico e retrometamórfico M₃ ocorrem regionalmente em faixas, associados às zonas de cisalhamento de direção NE-SW.

Este processo rúptil superpõe o conjunto das rochas, desestabilizando as paragêneses anteriores para condições de fácies xisto-verde baixa a média, a partir de transformações em tremolita/actinolita + clorita + albita.

LITOGEOQUÍMICA

As análises geoquímicas realizadas das rochas intrusivas ortoanfíbólicas estão representadas e identificadas segundo os agrupamentos químicos petrográficos na tabela 3.

Os trabalhos iniciais versando sobre trabalhos geoquímicos que abordam as rochas básicas desta área, foram descritos inicialmente, por Almeida (1989) e Frascá et al (1990) e recentemente da região de Ribeirão Branco por Vieira et al. (2020).

A distribuição química dos elementos maiores encontra-se caracterizada nos diagramas de Elementos Maiores vs MgO de Harker (1909), que foram elaborados a partir de diagramas binários utilizando o MgO como índice de diferenciação (Figuras 7A a 7H).

As rochas básicas apresentam limite entre 45 a 55% de SiO₂ e as amostras analisadas encontram-se distribuídas em um intervalo restrito de sílica entre 49 a 52%, com média ao redor de 51% e serão distribuídas a partir de 4 agrupamentos de A1 a A4.

Apenas uma das amostras se apresenta próxima a 45% SiO₂, evidenciando característica

geoquímicas distintas do grupo principal e sendo definida com exemplar de rocha ultrabásica e definida no agrupamento A1.

Esta análise apresenta-se enriquecida ao redor de $\pm 12\%$ de magnésio, $\pm 1,7\%$ de potássio, e valores relativamente elevados de 9,7% de cálcio, portanto, sugerindo pela composição levemente magnesiânica, tratar-se provavelmente uma rocha de composição peridotítica, a partir de olivina piroxenito.

Os óxidos FeO_t e TiO₂ apresentam comportamento de enriquecimento até cerca de 8,5% de MgO, seguido de um leve empobrecimento. Estes padrões refletem o fracionamento de minerais como olivina, clinopiroxênio e plagioclásio, com fracionamento mais efetivo de óxidos de Fe e Ti nas rochas mais diferenciadas.

Os teores de K₂O e P₂O₅ nas amostras aumentam à medida que o magma é fracionado, enquanto que os elementos Al₂O₃, Na₂O e CaO apresentam tendência ao empobrecimento, enquanto SiO₂ e K₂O apresentam padrão constante. As rochas básicas encontram-se distribuídas entre 4 a 9% de MgO e apenas uma das amostras das básicas se

Tabela 3 - Dados geoquímicos das amostras de rochas básicas.

	A1 ●	A2 ●					A3 ●			A4 ●	
SiO ₂	45.37	49.55	50.44	51.17	52.58	52.02	51.5	51.98	52.26	50.95	52.73
TiO ₂	1.85	0.36	0.4	0.65	0.59	0.58	1.1	1.38	1.23	1.11	1.25
Al ₂ O ₃	13.19	18.53	10	19.38	12.71	15.92	16.04	13.07	14.7	11.2	12.57
Fe ₂ O ₃	11.32	6.54	10.06	8.81	9.6	9.19	10.02	12.75	10.91	14.04	11.82
MnO	0.15	0.13	0.22	0.14	0.18	0.18	0.16	0.2	0.18	0.23	0.21
MgO	11.26	7.34	13.48	3.7	9.25	7.14	6.13	7.81	7.11	8.53	8.56
CaO	9.65	13.77	13.7	8.77	12.01	13	11.1	10.37	10.44	10.26	11.48
Na ₂ O	1.71	1.68	0.77	4.24	1.48	1.15	2.25	2.01	2.18	2.08	1.98
K ₂ O	1.74	0.17	0.4	0.99	0.48	0.35	0.41	0.53	0.42	0.45	0.32
Alcalis	3.45	1.85	1.17	5.23	1.96	1.5	2.66	2.54	2.6	2.53	2.3
P ₂ O ₅	0.1	0.03	0.03	0.05	0.04	0.06	0.13	0.15	0.15	0.07	0.09
LOI	2.47	1.21	1.07	1.22	0.94	0.66	0.91	0.97	1.05	0.81	0.76
Soma	96.81	99.31	100.57	99.12	99.86	100.25	99.75	101.22	100.63	99.73	101.77
Ba	446	29	37	116	71	16	132	177	124	59	62
Co	53.9	37.5	67.7	62	57.8	48	59	67.4	59.3	59.5	59
Cs	0.61	0.31	0.11	0.55	0.34	0.05	0.25	0.3	0.17	0.51	0.58
Ga	17.8	17.7	9.2	20.2	14	15.4	19.4	18.2	18.5	17.6	19.4
Hf	3.85	0.65	0.69	1.02	1.12	1.12	2.09	2.38	2.23	1.83	1.98
Nb	12.97	2.92	3.39	2.84	2.88	4.66	8.8	11	10.32	2.65	3.74
Rb	38.1	6.4	7.1	28.7	15.2	4	9.2	18.1	7.2	30.4	10.9
Sr	358	140	59	294	117	114	299	236	261	144	128
Sn	1.4	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3
Ta	0.4	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.25	0.36	0.34	0.05	0.05
Th	4.4	0.1	0.1	0.1	0.1	0.9	0.2	0.3	1	0.1	0.7
U	0.45	0.08	0.09	0.06	0.25	0.1	0.29	0.34	0.36	0.13	0.08
V	343	158	237	261	260	264	250	313	309	457	441
Y	396.47	10.71	11.54	13.35	16.32	15.04	15.84	19.38	17.31	47.68	31.88
Zn	58	56	92	42	117	48	69	90	75	60	58
Zr	89	30	22	38	34	17	64	92	76	65	68
La	70.7	2.7	2.8	2.8	3.3	3.6	9.8	11.4	12.1	8	70.9
Ce	127.1	3.4	4.1	5.6	5.5	5.2	19.6	22.1	24.1	12.9	6.9
Pr	18.03	0.53	0.6	0.85	0.87	0.85	2.84	3.34	3.41	2.76	12.74
Nd	70.8	2.5	3	3.9	3.9	3.7	11.3	13.2	13.5	13.4	51.1
Sm	22.1	0.7	0.9	1.3	1.5	1.3	2.8	3.4	3.4	4.3	11.2
Eu	7.12	0.42	0.35	0.57	0.5	0.49	1.02	1.15	1.14	1.68	3.11
Gd	47.24	1.31	1.49	1.79	2	2.2	3.21	3.89	3.57	6.78	11.5
Tb	8.77	0.22	0.27	0.34	0.37	0.36	0.49	0.59	0.58	1.01	1.46
Dy	55.54	1.47	1.87	2.09	2.42	2.47	3.02	3.51	3.26	6.52	7.91
Ho	11.69	0.33	0.41	0.5	0.51	0.54	0.62	0.7	0.67	1.46	1.47
Er	31.05	0.91	1.33	1.54	1.68	1.62	1.72	2.03	1.89	4.3	3.92
Tm	3.54	0.13	0.18	0.2	0.21	0.24	0.24	0.29	0.26	0.57	0.52
Yb	17.3	0.8	1.2	1.6	1.5	1.5	1.5	1.9	1.6	3.6	3.7
Lu	2.36	0.13	0.2	0.22	0.2	0.23	0.22	0.27	0.25	0.54	0.55
Soma ETR	493.34	15.55	18.70	23.30	24.46	24.30	58.38	67.77	69.73	67.82	186.98
Média ETR	493.34	21.26					65.29			127.40	
[La/Yb] _n	2.76	2.28	1.57	1.18	1.48	1.62	4.40	4.05	5.10	1.50	8.91
Media	2.76	1.62					4.51			5.20	
Eu*	204.53	6.12	7.49	10.12	11.55	10.91	20.56	24.95	24.33	35.14	79.64
Media	204.53	9.25					23.28			57.39	
Eu/Eu*	0.47	0.93	0.64	0.77	0.59	0.61	0.68	0.63	0.64	0.65	0.53
Media	0.47	0.71					0.65			0.59	
Ce-Sm	0.47	1.17	1.10	1.04	0.88	0.97	1.69	1.57	1.71	0.72	0.15
Media	0.47	1.03					1.65			0.46	
Gd-Yb	2.20	1.32	1.00	0.90	1.08	1.18	1.73	1.65	1.80	1.52	2.51
Media	2.20	1.09					1.72			2.06	

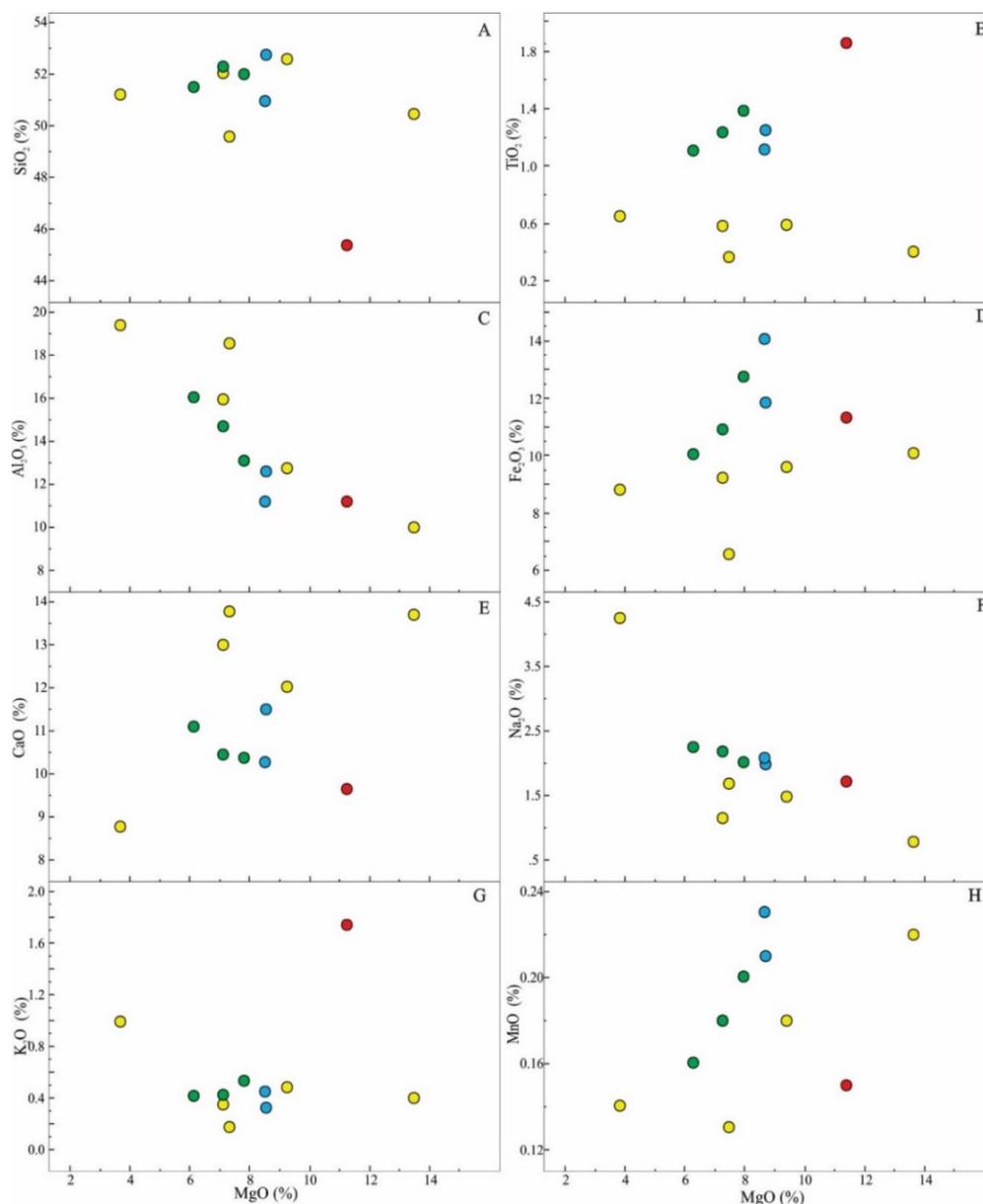


Figura 7 - Diagramas geoquímicos de variação para elementos maiores tipo Harker (1909) das amostras de rochas de composição ultrabásicas/básicas.

encontram distribuídas entre 4 a 9% de MgO e apenas uma das amostras das básicas se destaca pela elevada porcentagem, próxima a 13, 5% de magnésio, denotando o caráter magnesiano da amostra.

A relação de cálcio das análises das amostras mostra-se elevado com a distribuição acima de 10%, como esperado para sequência de rochas básicas constituída predominantemente por plagioclásio e piroxênio cálcico “labradorita e augita”. Observa-se uma normalidade no decréscimo dos teores de SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, Na₂O, K₂O e MnO, à medida que o magma é enriquecido em MgO, com exceção as rochas ultrabásicas alcalinas.

Os diagramas binários de elementos traços vs MgO encontram-se nas figuras 8A a F.

Em relação ao estrôncio (Sr) (Figura 8A), ítrio (Y) (Figura 8B), zircônio (Zr) (Figura 8C) e bário

(Ba) (Figura 8E), é possível visualizar um decréscimo em reação ao crescimento de magnésio das amostras e uma correlação positiva com o aumento de cálcio –visível nas amostras do grupo A1 – evidenciando uma associação direta com o aumento de plagioclásio a partir de magmas mais fracionados.

Para o grupo A2, os valores no diagrama de zircônio (Zr) (Figura 8C), nióbio (Nb) (Figura 8D) e háfnio (Hf) (Figura 8F) evidenciam um crescimento associado ao aumento de magnésio das amostras.

Desta forma, pode-se inferir um processo de fracionamento magmático que está principalmente relacionado aos plagioclásios e minerais ferromagnesianos, a partir da segregação de minerais ferromagnesianos e enriquecimento em plagioclásio, com conseqüente enriquecimento de

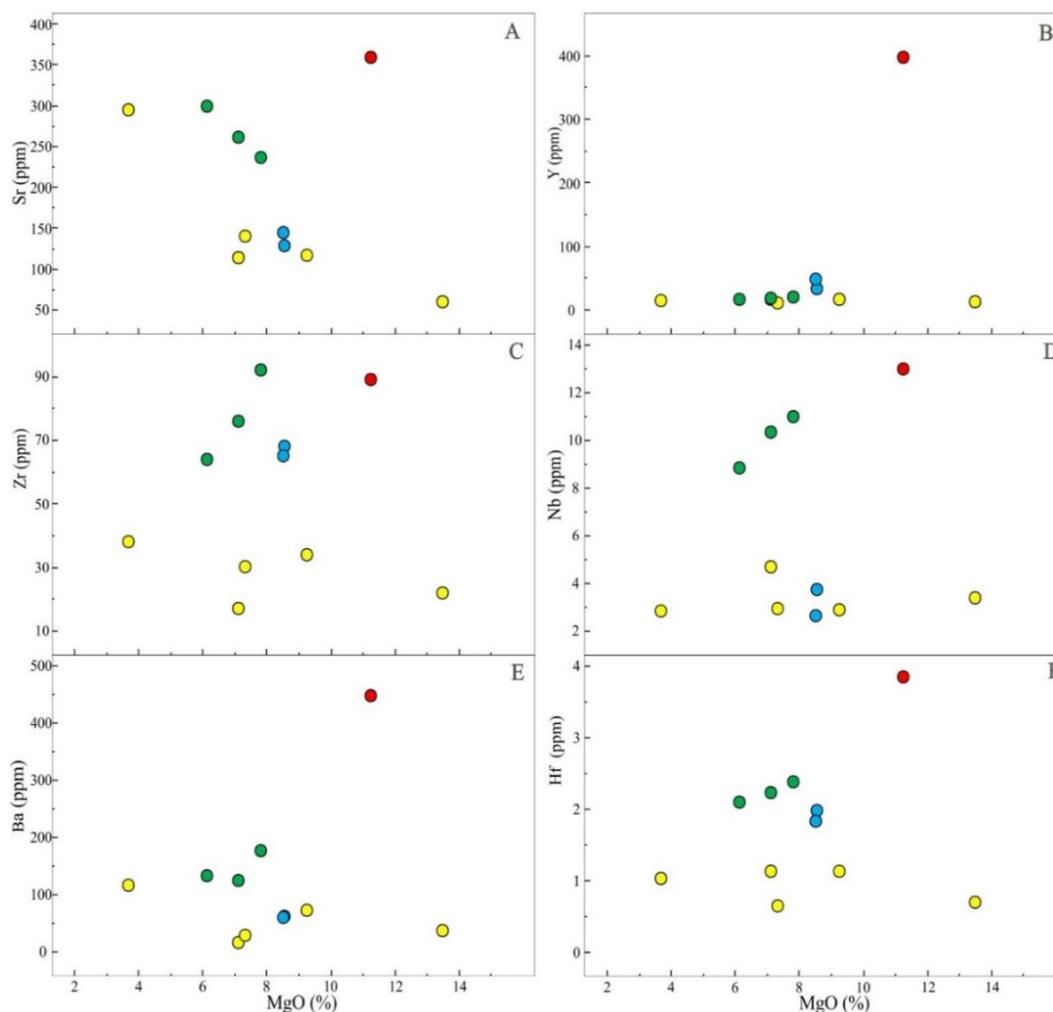


Figura 8 - Diagramas geoquímicos binários para elementos traço para as rochas de composição básicas/ultrabásicas.

Sr, Zr e Y e empobrecimento em Ba no líquido magmático.

O decréscimo do Zr indica fracionamento ao longo da evolução dos líquidos enquanto o aumento do Zr nos líquidos finais diferenciados está ligado ao fracionamento simultâneo de titanomagnetita e zircão no processo evolutivo final.

As análises das rochas básicas foram classificadas em diversos diagramas petrográficos de classificação e quanto a afinidade composicional para as séries magmáticas identificados na figura 9. Na figura de Middlemost (1975) de $(Na_2O + K_2O)$ versus SiO_2 observado na figura 9A, as amostras distribuem-se majoritariamente entre gabros e dioritos, enquanto a amostra de composição ultrabásica com valor próximo de 45% de SiO_2 , elevado magnésio e potássio e com tendência alcalina fica no limite entre gabro e basanita.

Uma das amostras da unidade A2 corresponde a um monzogabro, sugestivo de evolução por cristalização fracionada a partir de uma afinidade cálcio-alcalina.

O diagrama de Winchester & Floyd (1977) (Figura 9B), que usa a razão Zr/TiO_2 como um

índice de diferenciação e a razão Nb/Y como um discriminante de alcalinidade, ressalta ampla maioria das amostras na interface entre o campo dos basaltos subalcalinos e andesito basáltico, com amostras da unidade A3 com tendência a basalto alcalino. Os quatro agrupamentos apresentam distribuição distintas neste gráfico, com aumento progressivo da alcalinidade.

No diagrama QAP da figura 9C de Lameyre & Bowden (1982), as rochas são classificadas como predominantemente gabros e quartzo gabros. Encontram-se alguns litotipos nos limites da transição para quartzo dioritos.

A afinidade toleítica dominante dessas rochas é evidenciada no diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) (Figura 9D) e que apresenta também uma amostra do grupo A1 de afinidade cálcio-alcalina, definida pelo empobrecimento de magnésio (MgO) e enriquecimento de estrôncio (Sr) com características similares a basalto de ambiente de arco.

No diagrama de classificação de série magmática de Middlemost (1975), as amostras de basaltos são na maioria coincidentes ao campo dos basaltos

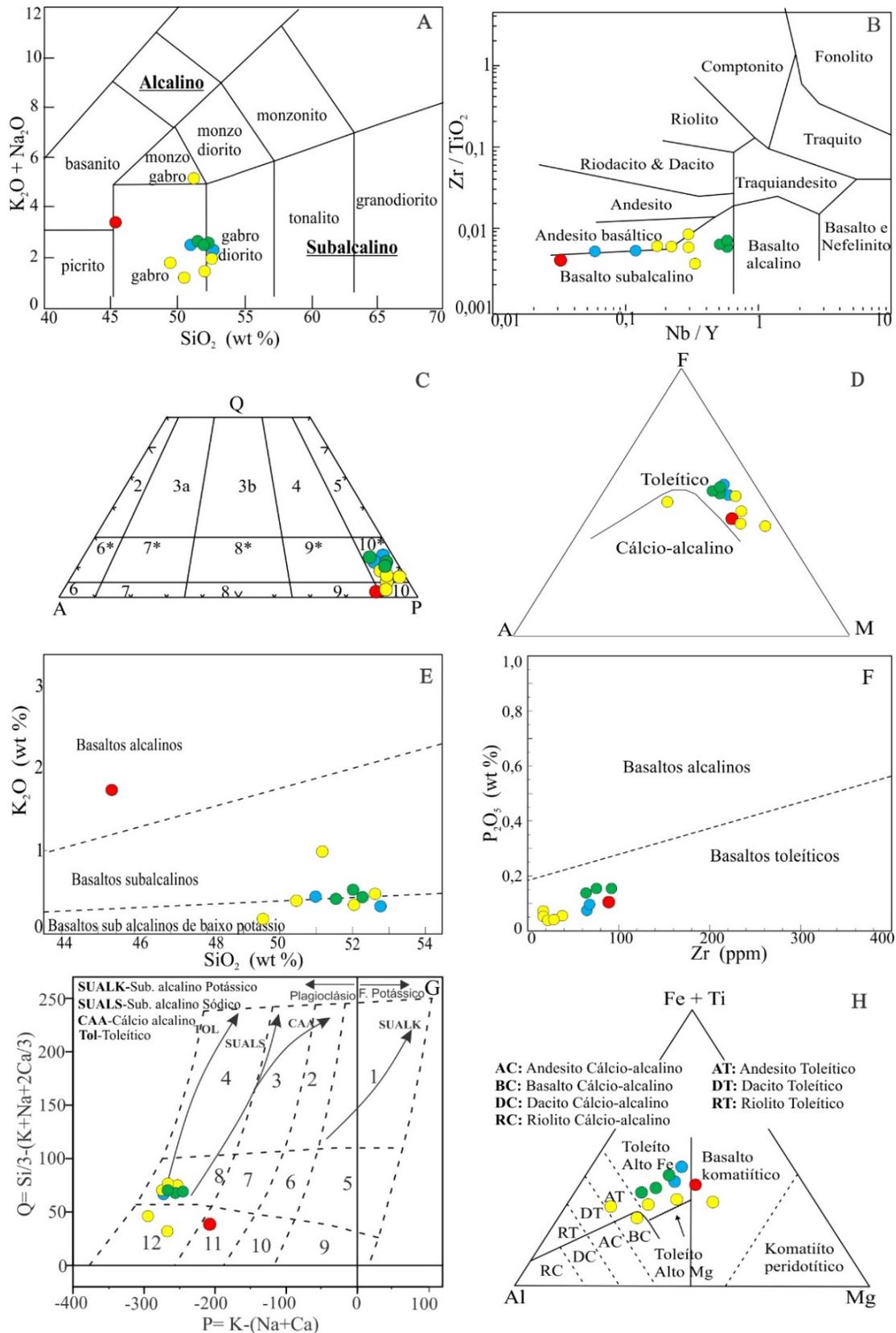


Figura 9 - Diagramas geoquímicos de classificação de amostras e de ambiente tectônico para as rochas de composição básicas/ultrabásicas. Legenda: A) Middlemost (1994), B) Winchester & Floyd (1977), C) QAP- Lameyre & Bowden (1982) (10- gabros e 10* quartzo gabro), D) AFM- Irvine & Baragar (1971), E) Middlemost (1975), F) Pearce, 1975; G) Q x P -Debon et al. (1988). Campos: 8- Quartzo diorito, 11- Monzogabro, 12 Basalto. Abr.: TOL= toleítica, CAA= cálcico-alcalina, SUBALS= subalcalina sódica, SUBALK= subalcalina potássica, H) Jensen (1976).

subalcalinos de natureza toleítica de baixo a médio potássio (Figura 9E). Já a ultrabásica encontra-se no campo dos basaltos alcalinos. No diagrama da

figura 9F de Pearce (1975) as amostras classificam como no campo subalcalino de baixo potássio ou toleítico.

O diagrama de classificação petrográfica que utiliza os parâmetros multicatiônicos Q *versus* P, de Debon et al. (1988) da figura 9G, mostra que os litotipos são classificados como: quartzo diorito, monzogabro e basalto.

No diagrama da figura 9H de classificação de Jensen (1976), a maioria das amostras corresponde a basaltos subalcalinos ocupando o campo de distribuição de natureza dos basaltos toleíticos de alto Fe, com exceção de duas amostras relacionadas a composição transicional para basaltos komatiíticos a partir do aumento do teor em Mg, entre elas a rocha ultrabásica. Uma amostra evidencia a natureza de basaltos cálcio alcalinos, já identificada em diagramas anteriores.

As rochas básicas foram trabalhadas em diversos diagramas tectono-magmáticos para basaltos, que utilizam elementos imóveis para a caracterização do ambiente geotectônico em que foram gerados os protólitos dos ortoanfibolitos das unidades.

No diagrama triangular utilizando-se os elementos (Ti/100 *vs* Zr *vs* Yx3) da figura 10A de Pearce & Can (1973), as amostras estão posicionadas no campo de basaltos toleíticos de fundo oceânico em transição para basaltos intraplaca.

No diagrama triangular utilizando os elementos (FeO^t *vs* MgO *vs* Al₂O₃), caracterizado na figura 10B de Pearce et al. (1977), majoritariamente as amostras distribuem-se no campo de basaltos de cadeia mesoceânica (MORB) e basaltos de ilha oceânica (OIA). No diagrama da figura 10C, utilizando-se os elementos (Zr/Y *vs* Zr) descrito por Pearce & Norry (1979), as rochas são caracterizadas por uma transição entre um ambiente de cadeia mesoceânica para intraplaca, devido aos altos valores de Zr e Ti.

O resultado observado no diagrama é compatível com a hipótese de geração dos protólitos ígneos em ambiente intraplaca, envolvendo a participação de fontes mantélicas, mais enriquecida, do tipo E-MORB. A amostra de rocha ultrabásica não apresenta resultado confiável pelo alto teor de ítrio presente em sua composição.

No diagrama triangular utilizando-se os elementos (TiO₂ *vs* 10MnO *vs* 10P₂O₅), identificado na figura 10D de Mullen (1983), observa-se que a amostra ultrabásica (A1) apresenta composição correlacionada a basalto de cadeia mesoceânica-MORB, enquanto as amostras dos grupos A2 a A4 transicionam de basaltos toleíticos de arco de ilha (IAT) para boninitos, que se tratam de rochas ricas em magnésio e sílica, específicas de arcos de ilha oceânicos da fase inicial da subducção. As amos-

tras do grupo A3 são localizadas no fim da transição de ambiente de arco de ilha oceânico e MORB.

No diagrama que se utiliza (V *vs* Ti) descrito por Shervais (1982) na figura 10E, a localização das amostras reforça a transição observada anteriormente, com os grupos bem divididos. A amostra ultrabásica, assim como o grupo A3, é caracterizada como basalto de fundo oceânico (MORB), enquanto ocorre a transição dos demais grupos, A2 e A4, como basaltos toleíticos de arco de ilha.

A razão Ti/V apresentada neste diagrama, quando possui valores entre 20 e 50, possibilita a geração a partir da fusão parcial sob condições relativamente redutoras de basaltos de fundo mesoceânico (MORB), com possibilidades da sua formação num ambiente do tipo “*back-arc*”. Tais valores são observados nos grupos A2, A3 e A4, enquanto a rocha ultrabásica apresenta razão maior que 50.

No diagrama de Meschede (1986), representado na figura 10F utilizando-se os elementos (Nb_{x2} *vs* Zr/4 *vs* Y), os resultados de ambientes tectônicos são semelhantes aos alcançados nos diagramas anteriores.

Com o objetivo de identificar as possíveis fontes envolvidas na geração dos protólitos dos ortoanfibolitos, bem como distinguir os efeitos da contaminação crustal daqueles que envolvem assinaturas de subducção, utilizou-se o diagrama binário da figura 10G (TiO₂/Yb *vs* Nb/Yb) e da figura 10H (Th *vs* Nb/Yb) de Pearce (2008). A variação da razão Th/Yb é sensível à composição da fonte do magmatismo básico e aos efeitos de contaminação crustal ou relacionados ao componente de subducção. Conforme o autor deste diagrama, basaltos intraplaca derivados de pluma mantélica e MORB, sem relações com zonas de subducção e contaminação crustal, posicionam-se dentro do campo MORB- OIB.

O posicionamento das amostras dentro do campo MORB- OIB sugere o envolvimento de uma fonte enriquecida, tipo E- MORB, na geração dos protólitos das duas unidades, enquanto que as amostras que plotaram acima deste campo, apresentam um *trend* indicativo de adições variáveis de Th, que é acompanhado pelo aumento de Nb, que, conforme Pearce (2008), é mais facilmente explicado por influência de contaminação crustal.

No diagrama da figura 10G pode-se visualizar o posicionamento das rochas do grupo A2 no campo de composição de fonte mantélica de basaltos de cadeia mesoceânicas do tipo E-MORB (enriquecido) e, pela razão obtida, a geração por fusão

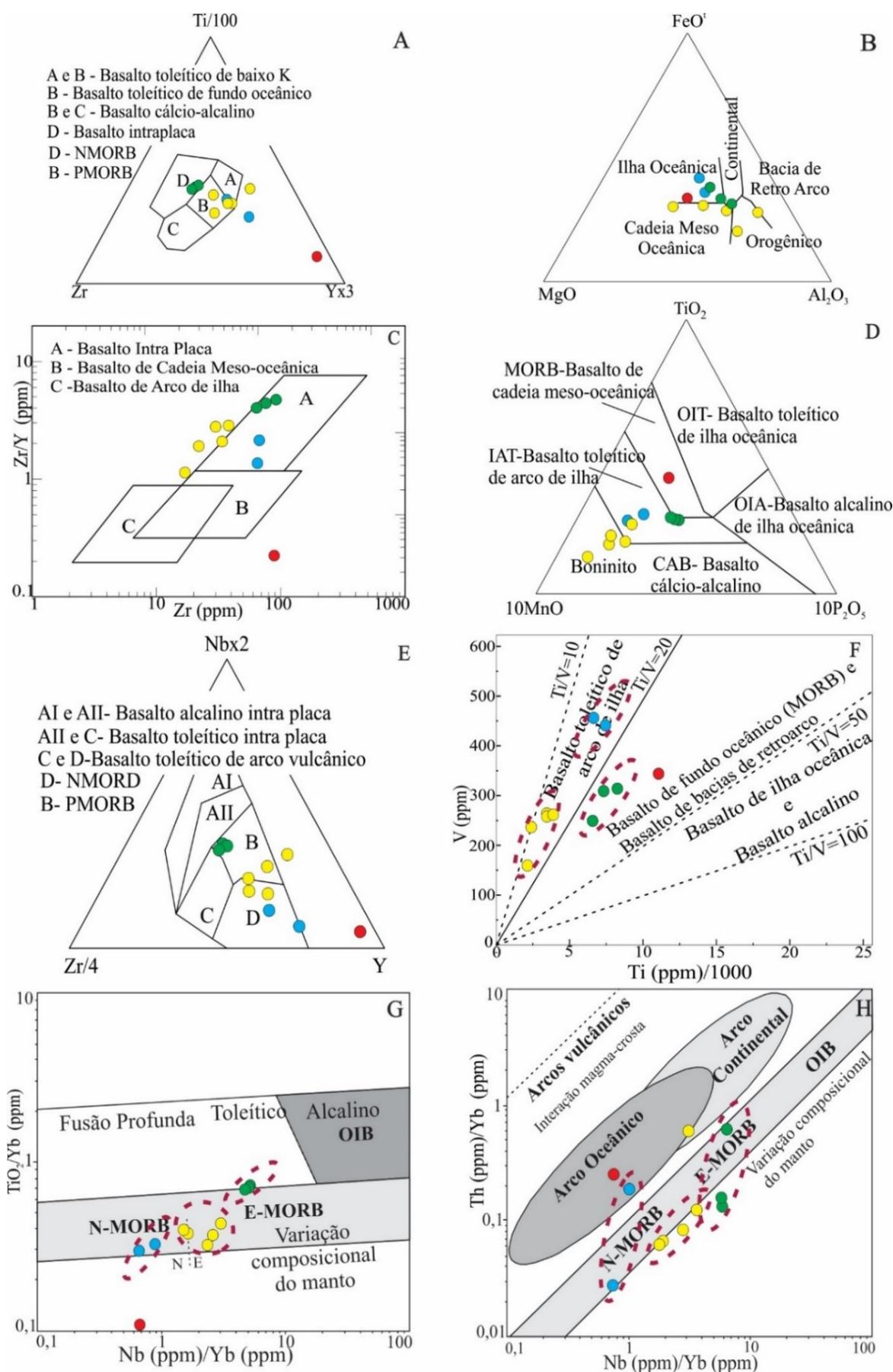


Figura 10 - Diagramas geoquímicos de classificação de amostras e de ambiente tectônico para as rochas de composição básicas/ultrabásicas. Legenda: A) Pearce & Can (1973), B) Pearce et al. (1977), C) Pearce & Norry (1979), D) Mullen (1983); E) Shervais (1982); F) Meschede (1986); G e H); Pearce (2008). Os elementos estão normalizados por Boynton (1984) para meteoritos condríticos. Abreviações: N- MORB - basaltos de cordilheira mesoocênica; E- MORB- basaltos de cordilheira mesoocênica enriquecidos; OIB - basaltos de ilhas oceânicas.

parcial rasa fica evidente. As amostras do grupo A4, por sua vez, localizam-se na área de N-MORB, e as amostras do grupo A3 posicionam-se na transição para um magma toleítico, sugerindo fusão mais profunda relacionada à interação com pluma.

No diagrama da figura 10H, observa-se a maioria das amostras apresentando variações para o campo de interação de magma e crosta oceânica, enquanto algumas demonstram enriquecimento progressivo da interação magma-crosta.

No diagrama multielementar de elementos-traço normalizado segundo Weaver & Tarney (1984) com os valores para a crosta inferior (Figura 11A), os dados geoquímicos evidenciam basicamente dois grupos de assinatura geoquímica distintas, com um grupo de protólito ultrabásico, representado pela amostra com os valores de coloração vermelha e outro com protólito ígneo básico, representado pelos grupos A2, A3 e A4, de coloração amarela, verde e azul, respectivamente.

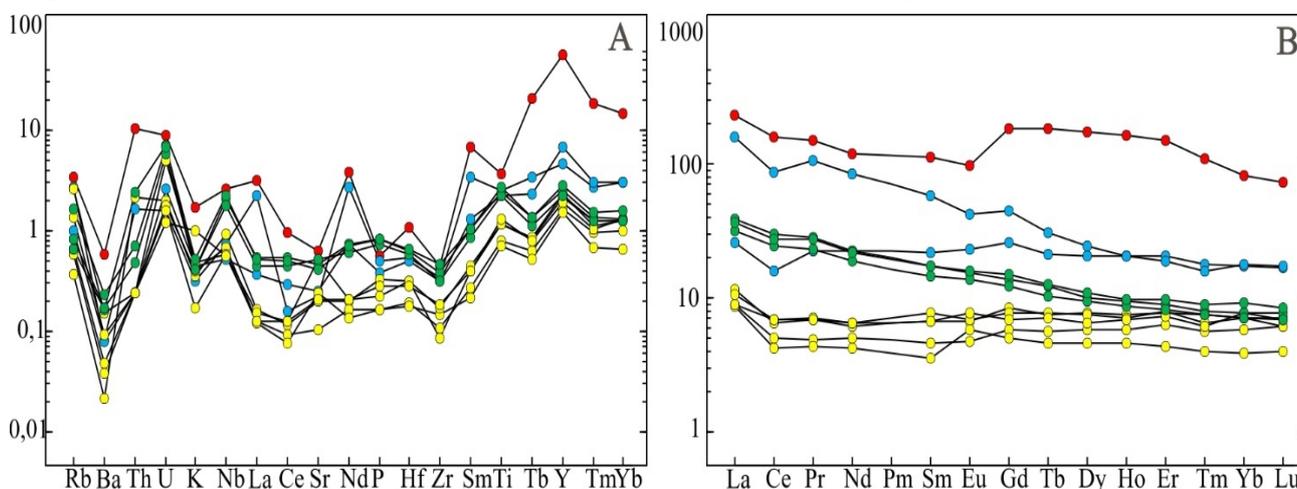


Figura 11 - Diagramas de elementos incompatíveis (Spider) para as rochas de composição básica normalizado. **A)** Weaver & Tarney (1984) para a crosta inferior. **B)** Boynton (1984) para meteoritos condriticos.

Entre as amostras da mesma associação encontra-se uma razoável assimetria dos padrões com destaque para as amostras da A1 de ultrabásicas alcalinas e uma das amostras da associação A4, que apresenta uma natureza com tendência cálcio alcalina.

A amostra da associação A1, composição ultrabásica, apresenta padrão levemente assimétrico e é caracterizada pelo maior valor de ETR (493,34) e baixo grau de fracionamento dos ETR $[(La/Yb)_N = 2,76]$, apresentando o maior valor de $Eu^* = 204,53$ e a mais fraca anomalia negativa para Eu, com $[Eu/Eu^* = 0,47]_N$. Os dados mostram uma fraca assimetria observada entre a média dos elementos terras raras leves

Os litotipos apresentam em geral um padrão de enriquecimento em elementos incompatíveis de lantânio (La) em direção ao itérbio (Yb), empobrecimento em Ba, K e Zr e enriquecimento em Nb, Sr, Ti e Y o que evidencia processos de fracionamento envolvendo plagioclásio e minerais máficos. Estes são vistos como anomalias positivas em função da segregação e enriquecimento de plagioclásio para as fases mais diferenciadas.

O padrão de fracionamento resultante da composição média de elementos terras raras (ETR) normalizados pelo Condrito de Boynton (1984) (Figura 11B), caracteriza quatro grupos bem definidos, um referente à rocha ultrabásica e três grupos de rochas básicas. Os padrões mostram moderadas concentrações de ETR, com fraco enriquecimento em elementos terra raras leves (ETRL) em relação aos elementos terras raras pesados (ETRP), para as rochas denominadas de A3 e A4 enquanto para as amostras da associação A2, apresentam padrões levemente inverso desta relação.

ETRL $[Ce/Sm]_N = 0,47$ comparado com os elementos terra raras pesadas ETRP $[Gd/Yb]_N = 2,20$ que indicam um conjunto de rocha pouco evoluído.

As amostras da associação A2 apresentam padrão levemente assimétrico e são caracterizadas pelo menor valor de ETR (21,26) e o menor grau de fracionamento dos ETR $[(La/Yb)_N = 1,62]$, apresentando o menor valor de $Eu^* = 9,25$ e a mais fraca anomalia negativa para Eu, com $[Eu/Eu^* = 0,71]_N$. Os dados mostram uma fraca assimetria inversa com depleção nos elementos de ETRL, observada entre a média dos elementos terras raras leves ETRL $[Ce/Sm]_N = 1,03$ comparado com os elementos terra raras pesadas ETRP $[Gd/Yb]_N = 1,09$ que indicam o conjunto

de rocha menos evoluído estudado.

As amostras da associação A3 são caracterizadas pelo valor intermediário de ETR (65,29), grau de fracionamento dos ETR $(La/Yb)_N = 4,51$, valores de $Eu^* = 23,28$ e a mais fraca anomalia negativa para Eu, com $[Eu/Eu^* = 0,65]_N$. Os dados mostram uma fraca assimetria com aumento nos elementos de ETRL, observada entre a média dos elementos terras raras leves ETRL $[Ce/Sm]_N = 1,65$ comparado com os elementos terra raras pesadas ETRP $[Gd/Yb]_N = 1,72$, que indicam o conjunto de rocha levemente evoluído.

As amostras da associação A4 apresentam padrão leve de assimetria e são caracterizadas pelo valor de ETR (127,40) e o menor grau de fracionamento dos ETR $[(La/Yb)_N = 5,20]$, apresentando o menor valores de $Eu^* = 57,39$ e a mais fraca anomalia negativa para Eu, com $[Eu/Eu^* = 0,71]_N$. Os dados mostram uma assimetria com aumento nos elementos de ETRL, observada entre a média dos elementos terras raras leves ETRL $[Ce/Sm]_N = 0,46$, comparado com os elementos terra raras pesadas ETRP $[Gd/Yb]_N = 2,06$ que indicam o conjunto de rocha mais evoluído.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

O litotipo em estudo refere-se às rochas orto-anfibolíticas de composição básica e ultrabásica de idade meso- a neoproterozoica. São representadas por anfibolito, hornblenda xisto, metabasito e metaultrabasitos. Estas rochas encontram-se inseridas nas rochas metassedimentares da Formação Água Clara, na forma de corpos lenticulares e alongados, paralelos a orientação regional de direção geral NE-SW.

Os ortoanfíbólios são rochas anisotrópicas de textura granonematoblástica a granoblástica, com bandamento composicional magmático S0 paralelo à foliação S₁/S₂, marcado pela orientação de anfíbólio prismáticos e aciculares.

As rochas básicas apresentam raros pseudo-morfos de labradorita e augita intensamente alterados, que representam uma associação reliquiar; paragênese mineral principal de ferrotschermakita-ferrohornblenda-magnésio-hornblenda ± oligoclásio/andesina, representando o ápice do metamorfismo regional progressivo M₁, de 579°C a 606°C, com valor médio de 591°C de temperatura e valores médios de pressão de 6,6kbar (±0,6) em fácies anfibolito médio; e paragênese mineral de actinolita/tremolita ± albita, do retrometamorfismo regional M₃, característica de fácies xisto verde baixo a médio.

Mineralogicamente, são constituídas por hornblenda (40%-45%), plagioclásio (albita-oligoclásio) (15%-25%) e quartzo (5%-8%). Como minerais acessórios ocorrem zircão, titanita, apatita e minerais opacos (2%); e, como minerais secundários encontram-se actinolita-tremolita (10%), carbonato, clorita (4%), epidoto

(1%), clinzoisita, leucóxênio, hidróxidos e demais minerais opacos.

Os protólitos ígneos máficos podem ser divididos em dois grupos principais, um representado pela amostra ultrabásica (A1) e um agrupamento de rochas básicas, subdivididas em três grupos A2, A3 e A4. Dados geoquímicos composicionais classificam as rochas como gabro (A1, A2, A3 e A4), monzogabro (A2) e gabro diorito (A2 e A4), sub alcalinos de baixo potássio (A2 a A4) a subalcalinos (A2), com a rocha ultrabásica de composição alcalina (A1), com leve tendência à basaltos komatiíticos.

As informações geotectônicas, interpretadas através da análise dos elementos traços e dos ETRs, indicam três assinaturas principais para os grupos de rochas metabásicas: para as rochas básicas toleíticas (A2 e A3) a rochas básicas komatiíticas (A1), estão associadas à cadeia mesoceânicas (MORB). Durante a fase de subducção, uma possível interação com material crustal, possibilita a geração das rochas básicas toleíticas de arco de ilha (A4).

Desta maneira, conclui-se que os eventos magmáticos podem estar relacionados à fase de rifteamento, durante a etapa inicial da formação de uma bacia, ou também ligado ao início do fechamento de fundo oceânico.

O comportamento dos elementos traços corroboram para o entendimento de fontes diversas na formação das rochas metabásicas a partir da interação fonte mantélica do tipo E-MORB enriquecida ou pela interação com as supracrustais durante a subducção.

AGRADECIMENTOS

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq pelo apoio à pesquisa (Processo n^o: 304614/2017-3).

REFERÊNCIAS

- ALGARTE, J.P.; MARTINS, A.J.M.; MORGENTHAL, A.; DAITX, E.C.; ANDRADE Jr, F.S.; BATOLLA Jr, F.; FERREIRA, F.J.F.; PINTO, G.G.; CUNHA, H.C.S.; DRUMOND, J.B.V., RODRIGUES, J.C.; YAMAMOTO, K.; KAEFER, L.Q.; CHIEREGATI, L.A.; PINHO FILHO, W.D.; ADDAS, W. **Projeto Sudeste do Estado de São Paulo**. Relatório Final. São Paulo: DNP/CPRM, 1973.
- ALMEIDA, F.F.M. Novas ocorrências de fósseis no pré-cambriano brasileiro. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 29, p. 63-72, 1957.
- ALMEIDA, F.F.M. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Rio de Janeiro. **Boletim DNP/DGM**, v. 241, 38 p., 1967.
- ALMEIDA, M.A. **Geologia da formação Água Clara na região de Araçáiba- SP**. São Paulo, 1989. 184 p. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO-NEVES, B.B.; FUCK, R.A. Províncias estruturais brasileiras. SIMPÓSIO GEOLOGIA NORDESTE, 8, 1977, Campina Grande. **Anais...** Campina Grande: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 363-391, 1977.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; PONÇANO, W.L.; DANTAS, A.S.L.; CARNEIRO, C.D.R.; MELO, M.S.; BISTRICH, C.A. **Mapa Geológico do estado de São Paulo em escala 1: 500.000**. Nota explicativa. São Paulo, IPT, Monografias 6, v. 1, 126p., 1981.
- ALMEIDA, M.A.; BISTRICHI, C.A.; STEIN, D.P. A Formação Água Clara na região de Araçáiba, Estado de São Paulo: litotipos, metamorfismo e deformação. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35. 1986. Goiânia. **Anais...** Goiânia: Sociedade Brasileira de Geologia, 1986, v. 2, p. 905-918.
- BISTRICHI, C.A.; CARNEIRO, C.D.R.; DANTAS, A.S.L.; PONÇANO, W.L.; CAMPANHA, G.A.C.; NAGATA, N.; ALMEIDA, M.A.; STEIN, D.P.; MELO, M.S.; CREMINI, O.A. **Mapa geológico do Estado de São Paulo em 1: 500.000**. IPT/Pró-Minério, São Paulo, v. 2, 1981.
- BISTRICHI, C.A.; ALMEIDA, M.A.; STEIN, D.P. **Geologia das folhas Barra do Chapéu (SG.22-X-B-I-4) e Araçáiba (SG.22-XF-II-3), estados de São Paulo e Paraná**. São Paulo, Contrato IPT/ Pró-Minério, v. 1, 104 p. (IPT. Relatório 22.150), 1985.
- BOYNTON, W.V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: HENDERSEN, P. (ed.). Rare earth element geochemistry. Elsevier Amsterdam, p. 63-114, 1984.
- CAMPANHA, G.A.C. **Tectônica Proterozoica no Alto e Médio Vale do Ribeira, Estados de São Paulo e Paraná**. São Paulo, 1991. 296 p. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo.
- CAMPANHA, G.A.C. **O papel do sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes na configuração da porção meridional da Faixa Ribeira**. São Paulo, 2002. 105 p. Tese (Livre-Docência), Instituto de Geociências-Universidade de São Paulo.
- CAMPANHA, G.A.C. & SADOWSKI, G.R. Tectonics of the southern portion of the Ribeira Belt (Apiá Domain). **Precambrian Research**, v. 98, p. 31-51, 1999.
- CAMPANHA, G.A.C.; BISTRICHI, C.A.; ALMEIDA, M.A. Considerações sobre a organização litoestratigráfica e evolução tectônica da faixa de dobramentos Apiá. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, 1987, Curitiba. **Atas...** Curitiba: Sociedade Brasileira de Geologia, v. 2, p. 725-742, 1987.
- CAMPANHA, G.A.C. O papel do sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes na configuração da porção meridional da Faixa Ribeira. São Paulo (2002), 105 p. (Tese de Livre-Docência), Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.
- CAMPANHA, G.A.C.; BASEI, M.A.S.; TASSINARI, C.C.G.; NUTMAN, A.P.; FALEIROS, F.M. U-Pb SHRIMP and Sm-Nd analysis for Ribeira Belt Mesoproterozoic and Neoproterozoic terranes. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 2008, San Carlos de Bariloche. **Short Paper...** Buenos Aires: 2008, 4 p.
- CAMPANHA, G.A.C.; FALEIROS, F.M.; BASEI, M.A.S.; TASSINARI, C.C.G.; NUTMAN, A.P.; VASCONCELOS, P.M. Geochemistry and age of mafic rocks from the Votuverava Group, southern Ribeira Belt, Brazil: Evidence for 1490 Ma oceanic back-arc magmatism. **Precambrian Research**, v. 266, p. 530-550, 2015.
- CAMPANHA, G.A.C.; BASEI, M.A.S.; FALEIROS, F.M.; NUTMAN, A.P. The Mesoproterozoic to early Neoproterozoic passive margin Lajeado Group and Apiá Gabbro, Southeastern Brazil. **Geoscience Frontiers**, v. 7, n. 41-12, 2016.
- CORDANI, U.G.; SATO, K.; TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; BASEI, M.A.S. Crustal evolution of the South American platform. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D.A. (Eds.) **Tectonic evolution of South America**, Rio de Janeiro: p. 19- 40, 2000.
- DEBON, F.; LE FORT, P.; SABATÉ, P. Uma classificação químico-mineralógica das rochas plutônicas comuns e suas associações, método e aplicações. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 18, n. 2, p. 122-133, 1988.
- FALEIROS, F.M. **Evolução de Terrenos Tectono-Metamórficos da Serrania do Ribeira e Planalto do Alto Turvo (SP, PR)**. São Paulo, 2008. 306 p. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo.
- FALEIROS, F.M.; CAMPANHA, G.A.C.; BELLO, R.M.S.; FUZIKAWA, K. Quartz recrystallization regimes, c-axis texture transitions and fluid inclusion re-equilibration in a prograde greenschist to amphibolite facies mylonite zone (Ribeira Shear Zone, SE Brazil). **Tectonophysics**, v. 485, p. 193-214, 2010.
- FALEIROS, F.M.; FERRARI, V.C.; COSTA, V.S.; CAMPANHA, G.A.C. Geoquímica e petrogênese de metabasitos do grupo Votuverava (Terreno Apiá, Cinturão Ribeira Meridional): evidências de uma bacia retro arco calimianiana. **Geologia USP, Série Científica**, v. 11, n. 2, p. 135-155, 2011.
- FALEIROS, F.M.; MORAIS, S.M.; COSTA, V.S. **Geologia e Recursos Minerais da Folha Apiá - SG.22-X-B-V - Estados de São Paulo e Paraná, escala 1:100.000**. 1. ed. São Paulo: Programa Geologia do Brasil, CPRM-Serviço Geológico do Brasil, 107 p., 2012.
- FASSBINDER, E. **A unidade Água Clara no contexto do Grupo Açungui: um modelo transpressivo de colisão oblíqua no Neoproterozoico paranaense**. São Paulo, 1996. 207 p. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo.
- FIORI, A.P. **Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui a norte de Curitiba**. São Paulo, 1990. 261 p. Tese (Livre Docência). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1990.
- FIORI, A.P. Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui, PR. **Boletim IG-USP. Série Científica**, v. 23, p. 55-74, 1992.
- FIORI, A.P. Evolução geológica da bacia Açungui. **Boletim Paranaense de Geociências**, v. 42, p. 7-27, 1994.
- FRASCÁ, M.H.B.O.; CAMPANHA, G.A.C.; FIGUEIREDO, M.C.H.; SADOWSKI, G.R. Geoquímica e ambiência tectônica de metabasitos do alto e médio Vale do Ribeira, São Paulo e Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 27, n. 1, p. 41-48, 1997.
- FRASCÁ, M.H.B.O.; FIGUEIREDO, M.C.H.; ALMEIDA, M.A.; COUTINHO, J.M.V. Petrografia e geoquímica da Formação Água Clara, região de Araçáiba, SP. **Geologia USP, Série Científica**, v. 21, p. 73-92, 1990.
- FRASCÁ, M.H.B.O.; CAMPANHA, G.A.C.; FIGUEIREDO, M.C.H.; SADOWSKI, G.R. Geoquímica de metabasito do alto e médio vale do Ribeira, São Paulo e Paraná. **Boletim IG-USP, Publicação Especial**, n. 18, p. 129-131, 1996.
- GODOY, A.M.; VIEIRA, O.A.R.P.; CUELLAR, B.S.A. Geologia e Litogeoquímica das rochas da região do *Stock*

- Granítico Apiaí, sul do estado de São Paulo. São Paulo, UNESP, **Geociências**, v. 40, n. 4, p. 307-338, 2021.
- HACKSPACHER, P.C.; DANTAS, E.L.; SPOLADORE, A.; FETTER, A.H.; OLIVEIRA, M.A.F. Evidence of Neoproterozoic back arc basin development in the Central Ribeira Belt, Southeastern Brazil new geochronological and geochemical constraints from São Roque Açungui groups. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 1, p. 110-114, 2000.
- HARKER, A. **The Natural History of Igneous Rocks**. London, Methuen, 384, p. 1909.
- HASUI, Y. A grande Colisão Pré-Cambriana do Sudeste brasileiro e a Estruturação Regional. São Paulo, UNESP, **Geociências**, v. 29, n. 2, p. 141-169, 2010.
- HASUI, Y. Sistema Orogênico Mantiqueira. In: HASUI, Y., CARNEIRO, C.D.R., ALMEIDA, F.F.M., BARTORELLI, A. (org.) **Geologia do Brasil**. São Paulo, Beca, p. 331-372, 2012.
- HASUI, Y. & OLIVEIRA, M.A.F. Província Mantiqueira. Setor Central. In: ALMEIDA, F.F. & HASUI, Y. (Eds.) **O Pré-cambriano do Brasil**. São Paulo, p. 308-344, 1984.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A. Os Granitos e Granitóides da Região de Dobramentos Sudeste nos Estados de São Paulo e Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, 1978, Recife. **Anais...Recife: Sociedade Brasileira de Geologia**, 1978, p. 2579-2593.
- HASUI, Y.; DANTAS, A.S.L.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICH, C.A. O embasamento Pré-Cambriano e Eopaleozoico em São Paulo. **Mapa Geológico do Estado de São Paulo, Escala 1.500.000**. São Paulo, SP, Brasil, v. 1, p. 12-45, 1981.
- HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M.; VALLADARES, C.S.; MACHADO, N.A. Orogênese Brasileira no segmento central da Faixa Ribeira, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, n. 4, p. 249-266, 1995.
- HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; CAMPOS NETO, M.C.; SILVA, L.C. TROUW, R.A.J.; JANASI, V.A. Província Mantiqueira. In: MANTESSO NETO, V.; BARTORELLI, A., CARNEIRO, C.D.R.; BRITO-NEVES, B.B. (Eds.) 2004. **Geologia do Continente Sul-americano**. São Paulo: Ed. Beca, p. 203-236, 2004.
- HIRUMA, S.T.; FERRARI, J.A.; AMARAL, R.; HONÓRIO, R.F. Mapeamento e caracterização de feições cársticas de superfície na faixa Itaiacoca nas regiões de Nova Campina e Bom Sucesso de Itararé, SP/PR. **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, v. 27-28, n. 1/2, p. 1-12, 2007
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. **Canadian Journal of Earth Sciences**, v. 8, p. 523-548, 1971.
- JENSEN, L.S. A new cation plot for classifying subalkaline volcanic rocks. Ontario Division of Mines. **Misc. Paper**, v. 66, 22 p., 1976.
- KAEFER, L.K. & ALGARTE, J.P. **Projeto Sudeste do estado de São Paulo**. Folha Itararé (SG.22-X-B). São Paulo. CPRM/DNPM, 1972
- LAMEYRE, J. & BOWDEN, P. Plutonic Rock Types Series: Discrimination of Various Granitoids Series and Related Rocks. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 14, n. 1-2, p. 169-186, 1982.
- LEAKE, B.E.; WOOLEY, A.R.; ARPS, C.E.S.; BIRCH, W.D.; GILBERT, M.C.; GRICE, J.D.; HAWTHORNE, F.C.; KATO, A.; KISCH, H.J.; KRIVOVICHEV, V.G.; LINTHOUT, K.; LAIRD, J., MANDARINO, J.A.; MARESCH, W.V.; NICKEL, E.H.; ROCK, N.M.S.; SCHUMACHER, J.C., SMITH, D.C.; STEPHENSON, N.C.N.; UNGARETTI, L.; WHITTAKER, E.J.W.; YOZHI, G. Nomenclature of amphiboles: Report of Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association. Commission on New Minerals and Mineral Name. **American Mineralogist**, v. 82, p. 1019-1037, 1997.
- MANIESI, V. **Petrologia das rochas anfíbolíticas das regiões de Adrianópolis, Campo Largo e Rio Branco do Sul/ PR**. Rio Claro, 1997. 215 p. Tese (Doutorado)– Instituto de Geociências, Universidade Paulista.
- MANIESI, V. & OLIVEIRA, M.A.F. Quimismo mineral e metamorfismo de anfíbolios e sua relação com feições texturais nos corpos anfíbolíticos de Adrianópolis e Campo Largo/PR. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, 1996. Salvador. **Anais...Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia**, 1996. v. 2, p. 138-140.
- MANIESI, V.; OLIVEIRA, M.A.F.; ZANARDO, A. Petrologia do metagabro de Apiaí. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 6, São Pedro, 1999. **Boletim de Resumos...São Pedro: Sociedade Brasileira de Geologia**, 1999, p. 36.
- MANIESI, V. & OLIVEIRA, M.A.F. Anfíbolitos com afinidades dos basaltos de fundo oceânico: regiões de Adrianópolis e Campo Largo/PR. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, 1998. Belo Horizonte. **Anais...Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia**, 1998, p. 456.
- MANIESI, V. & OLIVEIRA, M.A.F. Modificações Mineralógicas e Químicas de Metabasitos em Zonas de Cisalhamento das Regiões de Adrianópolis e Campo Largo/PR. **Geochimica Brasiliensis**, v. 13, n. 2, p. 110-120, 1999.
- MANIESI, V. & OLIVEIRA, M.A.F. Metabasitos com afinidades dos basaltos komatiíticos da região de Rio Branco do Sul/PR. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 32, p. 163-168, 2002.
- MESCHEDÉ, M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. **Chemical Geology**, v. 16, p. 207-218, 1986.
- MIDDLEMOST, E.A.K. The Basalt Clan. **Earth-Science Reviews**, v. 11, p. 337-564, 1975.
- MIDDLEMOST, E.A.K. Naming Materials in the Magma/Igneous Rock System. **Earth Science Reviews**, v. 37, p. 215- 244, 1994.
- MULLEN, E.D. MnO/TiO₂, P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 62, p. 53-62, 1983.
- OLIVEIRA, M.A.F.; MANIESI, V.; TEIXEIRA, W.; DAITX, E.C. Caracterização isotópica de metabasitos e anfíbolitos dos grupos Açungui e Setuva na Porção Sul da Faixa Ribeira. **Geologia USP. Série Científica**, v. 2, p. 161-170, 2002.
- OLIVEIRA, M.A.F.; MANIESI, V.; NARDY, A.J.E. Litogeoquímica, química mineral e termobarometria do Metagabro de Apiaí. UNESP-Rio Claro, **Geociências**, v. 31, n. 4, p. 665-680, 2012.
- OTTEN, M.T. The origin of brown hornblende in the Artflet gabbro and dolerites. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 86, p. 189-199, 1984.
- PEARCE, J.A. Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. **Tectonophysics**, v. 25, p. 41-67, 1975.
- PEARCE, J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. **Lithos**, v. 100, p. 14-48, 2008.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. **Earth and Plan. Sci. Lett.**, v. 19, n. 290-300, 1973.
- PEARCE, J.A. & NORRY, M.J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. **Contribution Mineral Petrology**, v. 69, p. 33-47, 1979.
- PEARCE, T.H.; GORMAN, B.E.; BIRKETT, T.C. The relationship between major element geochemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 36, p. 121-132, 1977.
- PERROTTA, M.M.; SALVADOR, E.D.; LOPES, R.C.; D'AGOSTINHO, L.Z.; PERUFFO, N.; GOMES, S.D.; SACHS, L.L.; MEIRA, V.T.; GARCIA, M.G.M.; LACERDA FILHO, J.V. **Mapa Geológico do Estado de São Paulo**, escala 1:750.000. Programa Geologia do Brasil-PGB, CPRM, São Paulo, 2005.
- PETRI, S. & SUGUIO, K. Sobre os metassedimentos do grupo Açungui do extremo sul do estado de São Paulo. São Paulo. **Serviciário de Serviços e Obras Públicas/Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da USP**, p. 1-98, 1969.
- REIS NETO, J.M. **Faixa Itaiacoca: registro de uma colisão**

- entre dois blocos continentais no Neoproterozoico. São Paulo, 1994, 296 p. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências-Universidade de São Paulo.
- SALLUN FILHO, W. **Análise dos Estromatólitos do Grupo Itaiacoca (Proterozoico), ao Sul de Itapeva, SP.** São Paulo, 1999. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo.
- SANTOS, T.M.B.; TASSINARI, C.C.G.; FONSECA, P.E. Diachronic collision, slab break-off and long-term high thermal flux in the Brasiliano –Pan-African orogeny: Implications for the geodynamic evolution of the Mantiqueira Province. **Precambrian Research**, v. 260, p. 1-22, 2015.
- SCHMIDT, M.W. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 110, p. 304-310, 1992.
- SHERVAIS, J.W. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolite lavas. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 59, n. 1, p. 101-118, 1982.
- SILVA, M.J. & VASCONCELLOS, E.M.G. Estudo geoquímico das rochas metabásicas da faixa de dobramentos Apiaí. In: CONGRESSO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DE LÍNGUA PORTUGUESA, V e CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, VII, 1999. Porto Seguro. **Anais...Porto Seguro: Sociedade Brasileira de Geoquímica**, 1999, p. 592-595.
- TASSINARI, C.C.G.; BARBOUR, A.P.; DAITX, E.C.; SATO, K. Aplicação dos isótopos de Pb-Sr na determinação da natureza das fontes das mineralizações de chumbo do Vale do Ribeira - SP e PR. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, 1990, Natal. **Anais...Natal: Sociedade Brasileira de Geologia**, n. 3, p. 1254-1266, 1990.
- THEODOROVICZ, A.; CÂMARA, M.M.; MORAES, S.M.; GODOY, H.K.; TAKAHASHI, A.T. **Projeto Engenheiro Maia-Ribeirão Branco: Relatório Final.** São Paulo. Contrato CPRM/PROMINÉRIO. 2v., 1986.
- THEODOROVICZ, A.; CÂMARA, M.M.; TAKAHASHI, A.T.; MORAES, S.M.; GODOY, H.K. Geologia do Pré-Cambriano das Folhas Engenheiro, Maia e Ribeirão Branco, São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. **Anais...Belém: Sociedade Brasileira de Geologia**, 1988, v. 6, p. 2713-2726.
- VIEIRA, O.A.R.P.; GODOY, A.M.; LUVIZOTTO, G.L.; ZENERO, J.M. Geologia e Geoquímica das rochas metabásicas do Supergrupo Açungui a norte da Zona de Cisalhamento Quarenta Oitava, sul do estado de São Paulo. São Paulo, UNESP, **Geociências**, v. 39, n. 1, p. 21-46, 2020.
- VIEIRA, O.A.R.P. & GODOY, A.M. Geologia do Granito Capote, segmento meridional do Batólito Três Córregos, sul do estado de São Paulo. São Paulo, UNESP, **Geociências**, v. 40, n. 1, p. 13 - 38, 2021.
- VIEIRA, O.A.R.P.; GODOY, A.M.; DUARTE, N.O. Evolução das rochas graníticas do *Stock* Saival do Batólito Três Córregos, sul do estado de São Paulo. São Paulo, UNESP, **Geociências**, v. 41, n. 3, p. 811-83, 2023.
- WEAVER, B. & TARNEY, J. Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. **Nature**, v. 310, p. 575-57, 1984.
- WEBER, W. **Geocronologia de rochas metabásicas da Formação Água Clara: Registro de uma bacia mesoproterozoica.** São Paulo, 2004. Tese (Doutoramento), Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo.
- WEBER, W.; SIGA JR, O.; BASEI, M.A.S.; SATO, K. A Formação Água Clara na Região de Araçáiba –SP, Registro de uma bacia Mesoproterozoica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41, 2002. João Pessoa. **Anais...João Pessoa: Sociedade Brasileira de Geologia**, 2002, p. 346.
- WEBER, W.; SIGA JR, O.; SATO, K.; REIS NETO, J.M.; BASEI, M.A.S.; NUTMAN, A.P. A Formação Água Clara na região de Araçáiba–SP: registro de uma bacia mesoproterozoica. **Geologia USP, Série Científica**, v. 4, p. 101-110, 2004.
- WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. **Chemical Geology**, v. 20, p. 325-343, 1977.

Submetido em 16 de agosto de 2023

Aceito para publicação em 29 de outubro de 2023