

## **MAGMATISMO BÁSICO MESOPROTEROZOICO ASSOCIADO ÀS ROCHAS METASSEMENTARES DA FORMAÇÃO ÁGUA CLARA DO SUPERGRUPO AÇUNGUI**

***MESOPROTEROZOIC BASIC MAGMATISM ASSOCIATED WITH METASEDIMENTARY ROCKS  
OF THE ÁGUA CLARA FORMATION, AÇUNGUI SUPERGROUP***

**Antonio Misson GODOY<sup>1</sup>, Otávio Augusto Ruiz Paccolla VIEIRA<sup>2</sup>, Douglas Correa FERRAZ<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Universidade Estadual Paulista, UNESP, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Departamento de Geologia - Av. 24A, 1515 - Bela Vista. Rio Claro - SP, BR. Email: antonio.godoy@unesp.br

<sup>2</sup>Universidade Federal de Uberlândia, UFU, Instituto de Geografia, Geociências e Saúde Coletiva – IGESC, Monte Carmelo - MG, BR. Email: otaviovieirageo@gmail.com

<sup>3</sup>Pós-graduação em Geociências e Meio Ambiente - Universidade Estadual Paulista, UNESP, Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Av. 24A, 1515-Bela Vista. Rio Claro – SP, BR. Email: douglas.ferraz@unesp.br

- Introdução
- Materiais e métodos
- Geologia regional
- Geologia local
  - Aspectos geológicos
  - Aspectos petrográficos
  - Aspectos estruturais/metamórficos
- Química ineral
  - Plagioclásio
  - Anfíbolio
- Litogeocímica
- Conclusões
- Referências

**RESUMO** - As rochas ortoderivadas básicas e ultrabásicas da porção sul do Cinturão Ribeira, norte do Terreno Apiaí, no sudoeste do estado de São Paulo são definidas por anfibolitos, metabasitos, anfibólito xisto e localmente metaultrabasitos de idade meso- a neoproterozoica e encontram-se associadas às rochas da sequência metavulcanossedimentar da Formação Água Clara, Supergrupo Açuungui. O metamorfismo regional progressivo é do tipo Barroviano e a paragênese mineral é constituída de pseudomorfos ígneos de piroxênios “augita” ± labradorita, associado às paragêneses metamórficas apresentando magnesioclorite ± oligoclásio/andesina, representando o ápice do metamorfismo regional progressivo em fácies anfibólito médio, de 579°C a 621°C de temperatura e 6,6 kbar a 7,3 kbar ( $\pm 0,6$ ). Uma paragênese mineral em fácies xisto verde baixo a médio é caracterizada pelo retrometamorfismo regional e milonítico, sendo constituída por actinolita/tremolita ± albite. Dados geoquímicos classificam as rochas como basaltos, 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 anfibolíticos: as rochas básicas toleíticas a komatiíticas associadas a cadeia mesoceânica (MORB), com possível interação da crosta na fase de subducção; as rochas ultrabásicas alcalinas de ilha oceânica (OIA) e os 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.

**Palavras-Chave:** Metabásica; Água Clara; Supergrupo Açuungui; Química Mineral; Litogeocímica.

**ABSTRACT** - The basic and ultrabasic orthoderived rocks in the southern portion of the Ribeira Belt, north of the Apiaí Terrain in southwestern São Paulo state, are primarily composed of amphibolites, metabasites, amphibole schists, and locally, metaultrabasalts. These rocks, dated to the Meso- to Neoproterozoic, are associated with the metavolcanic-sedimentary sequence of the Água Clara Formation within the Açuungui Supergroup. The regional metamorphism is of the Barrovian type, with mineral paragenesis consisting of igneous pseudomorphs of pyroxenes (“augite”) ± labradorite, associated with a metamorphic assemblage dominated by magnesioclorite ± oligoclase/andesine. This represents the peak of progressive regional metamorphism in the medium amphibolite facies, with temperatures ranging from 579°C to 621°C and pressures between 6.6 kbar and 7.3 kbar ( $\pm 0.6$ ). Additionally, a mineral paragenesis in the low- to medium-grade greenschist facies is characterized by regional and mylonitic retrometamorphism, consisting of actinolite/tremolite ± albite. Geochemical data classify these rocks as basalts, ranging from low-potassium to alkaline sub-alkaline, with compositions transitioning from Fe-tholeiitic to Mg-tholeiitic and a slight tendency toward komatiitic basalts. Geotectonic data, supported by the behavior of trace elements and rare earth elements (REEs), indicate three main geochemical signatures among the amphibolitic groups: basic tholeiitic to komatiitic rocks associated with mid-ocean ridge basalts (MORB), possibly influenced by crustal interaction during subduction; ultrabasic alkaline rocks characteristic of oceanic islands (OIA); and tholeiitic basalts associated with island arcs. These magmatic events are therefore correlated with the initial stage of basin opening or the early phase of oceanic closure, specifically the tholeiitic nature of the ocean floor, and are associated with the alkaline basalts of an oceanic island.

**Keywords:** Metabasic; Água Clara Formation; Açuungui Supergroup; Mineral Quimic; Lithogeochemistry.

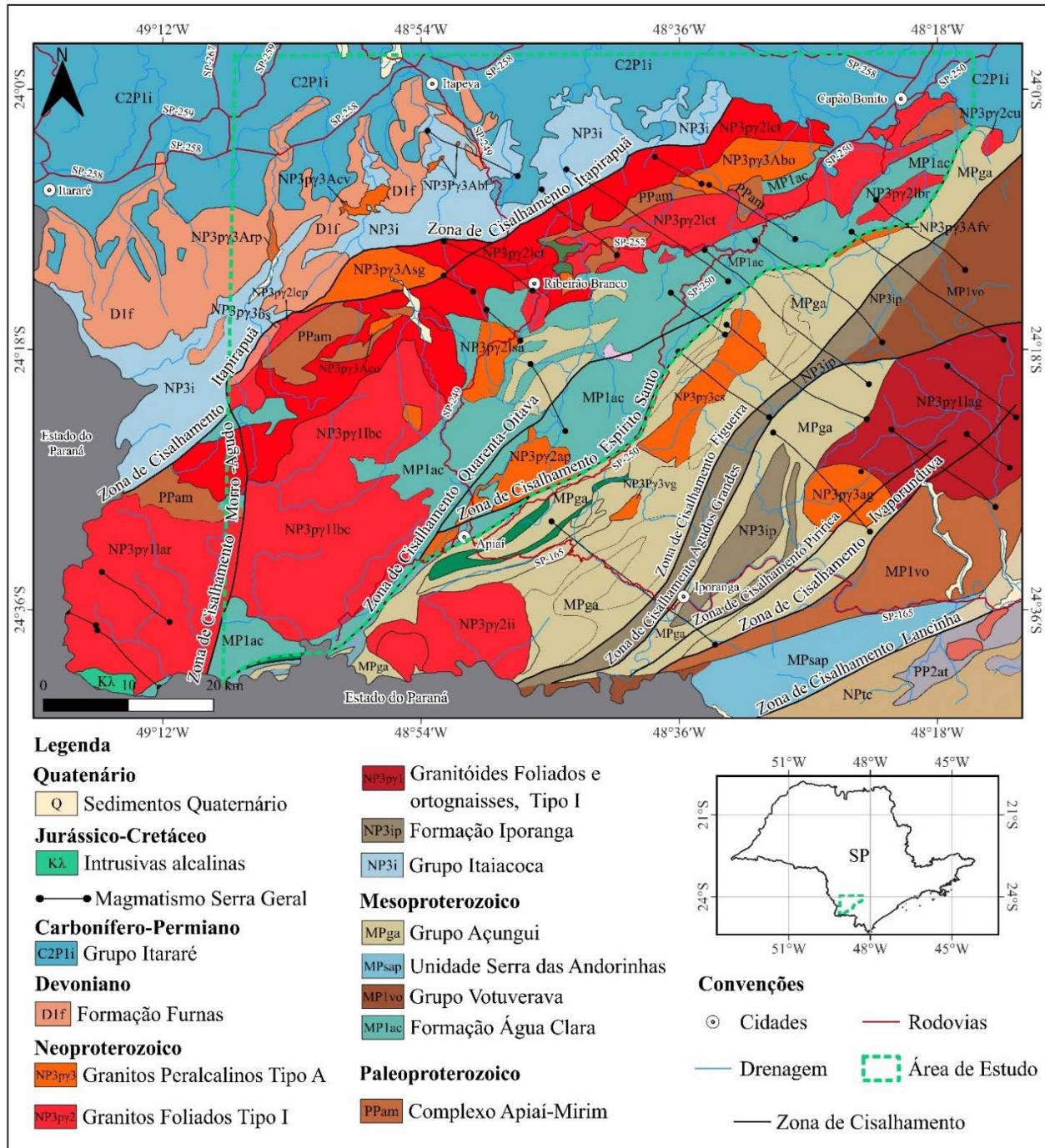
### **INTRODUÇÃO**

As rochas ortoderivadas de composições metabásicas e metaultrabásicas em estudo afloram na região da Província Mantiqueira Central, na porção centro-sul do Cinturão Ribeira e, especificamente,

camente, na região centro-norte do Terreno Apiaí.

A geologia da região está definida no Mapa Geológico do estado de São Paulo em escala 1:750.000, elaborado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (Perrotta et al., 2005), distribuída principalmente em parte das área geográfica

fica das folhas topográficas de Araçaíba (SG-22-X-B-II-3), Apiaí (SG-22-X-B-V-1), Ribeirão Branco (SG-22-X-B-II-1), Guapiara (SG-22-X-B-II-2) e Capão Bonito (SG-22-X-B-III-1), em escala de 1:50.000, publicadas pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística–IBGE (Figura 1).



idade mesozoica.

A leste, nas proximidades de Capão Bonito, estas litologias são sobrepostas pelo conjunto de rochas sedimentares do Grupo Itararé e sedimentos recentes, associados à Bacia do Paraná.

O mapa geológico referenciado no trabalho foi elaborado a partir da Carta Geológica de Perrota et al. (2005) com a integração dos diversos trabalhos de mapeamento e caracterização das unidades metamórficas e dos corpos magmáticos da área, por Godoy et al. (2019, 2021a, 2021b, 2023) e Vieira (2021), Vieira & Godoy (2021) e Vieira et al. (2023).

São apresentados e discutidos dados de campo, petrográficos, química mineral e geoquímicos, exclusivamente das rochas ortoderivadas metabásicas e metaultrabásicas da sequência metavulcânossedimentar de médio grau da Formação Água Clara e localmente das rochas do Grupo Itaiacoca.

Este conjunto litológico é de grande importância, pois estas rochas podem ocorrer sem fortes alterações entre as rochas da sequência metasedimentar, possibilitando assim a caracterização magnética-metamórfica, a evolução geocronológica-geotectônica deste conjunto litológico e a sua associação aos ambientes genéticos do

conjunto de rochas metassedimentares.

As rochas ortoderivadas são importantes na determinação de minerais índices que permitem a obtenção de valores numéricos de P/T satisfatórios, em detrimento as rochas metassedimentares que frequentemente apresentam associação paragenética complexas na determinação do grau metamórfico e relações intensas de transformações mineralógicas, impostas pelo elevado estado apresentado de intemperismo.

Neste contexto são apresentados, integrados e discutidos os dados de campo, petrográficos, geoquímicos e de química mineral, obtidos em trabalhos a partir de estudos iniciais de Vieira et al. (2020) e Godoy et al. (2023) deste conjunto de rochas.

O objetivo dessa pesquisa é estabelecer as relações petrográficas, quanto aos aspectos texturais e temporais, e identificar as paragêneses ígneas das fontes magmáticas básicas, além de compreender os processos envolvidos na geração ígnea, evolução geoquímica e tectônicas destes magmas e as condições metamórficas e aos sucessivos eventos de deformação as quais foram submetidas e modificadas este conjunto de rochas.

## MATERIAIS E MÉTODOS

As amostras geoquímicas de rochas foram analisadas em dois lotes. As análises do segmento norte, que consiste nas áreas das folhas topográficas de Guapiara e Ribeirão Branco, foram elaboradas no Laboratório de Geoquímica - LABOGEO do Departamento de Geologia (DG)- Instituto de Geociências e Ciências Exatas - Universidade Estadual Paulista – Rio Claro (Vieira et al., 2020).

Para as análises químicas de rocha total e multielementar foram utilizados Fluorescência de Raios X para os elementos maiores (concentração em %), através de pastilha fundida em meio borato e para os elementos traços (concentração em ppm), através de pastilha prensada.

Para a determinação dos elementos terras raras (ppm) - Espectrometria de Emissão Atômica (*ICP-AES*), segundo rotina do Labogeo proposta em Malagutti et al. (1988).

Para as amostras da área sul, que correspondem às folhas Araçába e Apiaí, foram realizadas as análises químicas de rocha total e multielementar para elementos maiores, menores, traços e elementos terras raras, no Laboratório de Geoquímica - SGS Geosol Laboratórios Ltda., Belo Horizonte – MG (Godoy et al., 2023).

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 analisados 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 LABOGEO.

As análises químicas qualitativas e semi-quantitativas foram realizadas em amostras dos principais minerais: o plagioclásio e anfibólio, bem como imagens de elétrons retro-espalhados (BSE), realizadas no Laboratório de Microscopia Eletrônica do DG, utilizando-se Microscópico Eletrônico de Varredura (MEV) modelo JEOL-JSM-6010LA, com detector de EDS (*Energy Dispersive X-Ray Spectrometer*) acoplado.

As análises químicas quantitativas de minerais foram realizadas no Laboratório de Microssonda Eletrônica - DG/IGCE-UNESP, utilizando micro-

sonda eletrônica (EPMA) modelo JEOL - JXA8230 Superprobe, com 5 detectores WDS.

Estas análises foram realizadas em lâminas 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:  $T (°C) = 1,204 \times (Ti/23 O) + 545^{\circ}$ , onde Ti/23 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:  $P (\pm 0.6 \text{ kbar}) = - 3,01 + 4,76 \text{ Alt}_{\text{tot}}$ , onde Alt<sub>tot</sub> representa o número de cátions de Al por unidade de fórmula.

## GEOLOGIA REGIONAL

A região em que afloram as rochas metamóficas e metaultramáficas constitui-se de segmentos da unidade geotectônica da Província Mantiqueira Central, definida por Almeida et al. (1986), Hasui & Oliveira (1984) e Heilbron et al. (2004), na porção centro-sul do Cinturão Ribeira, caracterizado em Almeida et al. (1977) e Hasui, (2010, 2012), ou como Cinturão de Dobramentos Sudeste, como definido por Cordani et al. (2000).

Especificamente, a área insere-se na porção sul do Cinturão Ribeira, definido por Hasui et al. (1975) e Almeida et al. (1977), e é caracterizada pelas rochas do Terreno Apiaí, que foi proposto inicialmente por Campanha (1991, 2002), Hasui (2010, 2012) e Heilbron et al. (2004).

Este terreno constitui em um conjunto litológico composto por associação de blocos distintos, resultante da amalgamação de unidades supracrustais, cuja divisão estratigráfica varia desde o Callimiano (1500-1400 Ma. para a Formação Água Clara e Grupo Votuverava), Ectasiano a Toniano (Grupo Lajeado), ao Toniano (1000-900 Ma., basal do Grupo Itaiacoca) e Ediacarano (630-580 Ma., superior do Grupo Itaiacoca) (Heilbron et al., 2004).

A região domina duas sequências de rochas supracrustais metavulcanossedimentares de idades meso- a neoproterozoicas. A norte da Zona de Cisalhamento Itapiroá (ZCI) ocorre uma sequência de baixo grau metamórfico que Theodorovicz et al. (1988), Campanha (1991, 2002) e Sallun Filho (1999), denominaram de Grupo Itaiacoca.

As rochas metassedimentares do Grupo Itaiacoca foram divididas na área em três unidades compostionais designadas de: a) constituída por sequências sedimentares terrígenas, representadas por quartzito, b) composta por rochas das sequências vulcânicas, compostas por metabásicas e c)

definida pelas sequências terrígenas mais finas, representadas por metarritmito e filito serícítico, além da associação de metacalcário silicoso e carbonoso (Theodorovicz et al., 1988).

A sul desta zona de cisalhamento expõem-se as rochas da sequência supracrustal de médio grau metamórfico do Grupo Açuengui (Campanha, 1991, 2002) ou Supergrupo Açuengui (Campanha, 1991, 2002; Campanha & Sadowski, 1999), com a proposta de divisão litotectônica para a região em três unidades principais, segundo Faleiros (2008) em Formação Água Clara e grupos Votuverava e Lajeado.

A distribuição geológica das rochas ortoderivadas de composição metabásica insere-se dominante nos litotipos da sequência metavulcanossedimentar da Formação Água Clara, que foi definida originalmente por Almeida et al. (1986) e estudada por Campanha (1991, 2002); Campanha & Sadowski (1999); Faleiros (2008) e Campanha et al. (1987, 2015), como uma faixa de rochas alongadas de direção NE-SW, correspondendo predominantemente a uma sequência carbonática impura, posicionada no base do Grupo Açuengui.

Estes litotipos da sequência metassedimentar química e terrígena foram divididas na região por Faleiros et al. (2012) em duas unidades: uma unidade de composição predominantemente carbonática formada por rochas calciosilicáticas e mármore, apresentando intercalações de metapsamopelito, metabásito, anfibólio xisto, metachert e metatufo básico, apontando para origem em ambiente marinho profundo; e uma unidade 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 grafítoso, calciosilicáticas, quartzito e granada-biotita xisto.

A evolução da granitogênese neoproterozoica do Terreno Apiaí é identificada na área pelas suítes graníticas intrusivas de variadas composições e texturas, representado no geral pelos granitos sin-colisionais do Batólito Três Córregos e Capote (Vieira & Godoy, 2021) e rochas intrusivas tardias do *stocks* Capão Bonito (Godoy et al., 2019), Corrêas (Mata et al., 2020), Apiaí (Godoy et al., 2021a), Santa Blandina e Campina do Veadão (Godoy et al., 2021b), Sguario (Godoy et al., 2023) e Saival (Vieira et al., 2023) e que encontram-se individualizados e identificados na figura 1.

O estudo específico das rochas ortoderivadas metamáficas da sequência metavulcanossedimentar apresenta grande importância na evolução geocronológica e geotectônica destas áreas, o que é observado nos trabalhos que abordam este conjunto litológico. As rochas metamáficas e metaultrabásicas serão discutidas a seguir quanto aos aspectos mineralógicos, petrográficos, geoquímicos e geocronológicos. Serão abordadas e encontram-se agrupadas em cinco áreas principais de domínio regional e estarão apresentadas da região sul para norte do Terreno Apiaí.

As áreas de maiores ocorrências de rochas metabásicas são caracterizadas: 1) porção sul da faixa e associadas aos rochas do Grupo Votuverava, na região de Campo Largo, Rio Branco do Sul e Adrianópolis-PR; 2) conjunto de rochas da Formação Água Clara, na região do Alto e Médio Vale do Ribeira; 3) inseridas nas rochas do Grupo Lajeado, o Metagabro de Apiaí; 4) associado às rochas da Formação Água Clara, na região de Araçaiába e 5) correlacionadas às rochas da Formação Água Clara e Grupo Itaiacoca, na região norte de Ribeirão Branco-Capão Bonito. Estes conjuntos litológicos e os dados geocronológicos serão descritos e sumarizados na tabela 1.

O trabalho regional inicial de inúmeros corpos de rochas metabásicas com enfoque no estudo geoquímico das rochas da Faixa de Dobramentos Apiaí, para os estados de São Paulo e Paraná, é descrito por Silva & Vasconcellos (1999). Distinguem no geral, dois grandes agrupamentos litológicos, um de basaltos toleíticos tipo MORB de cadeia mesoceânica, gerados em ambiente N-MORB, e os de arcos de ilhas vulcânicos toleíticos tipo VAG, ambos com enriquecimento em ETR leves e elementos traços.

Maniesi & Oliveira (2002) caracterizaram para

a área 1, os metabasitos da região de Rio Branco do Sul (PR) como rochas ortoderivadas, inseridas em rochas metassedimentares proterozoicas do Grupo Votuverava. São rochas constituídas por uma associação mineral metamórfica com actinolita, hornblenda, albita, epidoto, titanita, quartzo, apatita e minerais opacos, além de clinopiroxênio e hornblenda castanha representantes da mineralogia ígnea parcialmente preservada.

Seus protólitos ígneos apresentam 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 Açuengui no Proterozoico.

Maniesi (1997) e Maniesi & Oliveira (1996, 1998, 1999), apresentam idades K-Ar em concentrado de anfibólio metamórficos de rochas anfibolíticas de Adrianópolis de ( $675 \pm 21$  Ma) e de plagioclásios de metabásicas da mesma região de ( $1456 \pm 25$  Ma), neste caso em cristais admitidos pelos autores como preservados do metamorfismo. Apresenta ainda um valor K-Ar em anfibólio de  $881 \pm 46$  Ma, obtido em anfibolitos da região de Campo Largo.

Os dados isotópicos obtidos por Oliveira et al. (2002), para a metabásica de Adrianópolis, permitiram calcular idades Sm/Nd por isócrona mineral, usando rocha total de  $820 \pm 84$  Ma com MSWD de 0,80. A maioria das amostras segue aproximadamente a tendência do manto diferenciado, a partir do MORB, em direção ao manto enriquecido e/ou domínio de modificações causadas por processos metamórficos, contaminação crustal e/ou de alteração, visto pelos valores positivos de  $eNd^{(850)}$  de (+2,76 Ma) plotados contra a elevados da razão  $^{87}Sr/^{86}Sr$ , para algumas amostras. Observa-se a derivação a partir de diferentes fontes mantélicas, sendo a metabásica de Adrianópolis a mais primitiva e o anfibolito, também de Adrianópolis, o mais enriquecido.

A área 2 de exposição concentrada de rochas metamáficas, é a região do Alto e Médio Vale do Ribeira, estudada no trecho entre Apiaí, Iporanga e Barra do Turvo no Estado de São Paulo, ini-

cialmente descrito por Frascá et al. (1996, 1997).

São rochas metabásicas inseridas em metasedimentos do Grupo Votuverava e são separadas em dois grupos: um a norte do Lineamento Ribeira, constituído por actinolita anfibolito, relativamente enriquecido em Ca e Al e pobre em P, Ti, Zr, Y e Sr e semelhantes aos basaltos de arcos de ilhas modernos; e outro a sul do Lineamento Ribeira constituído por hornblenda anfibolito, incluído o metagabro Apiaí que é relativamente enriquecido em Na, Fe, Ti, Zr, Y e Sr, guardando semelhanças com basaltos de cadeias mesoceânicas modernas.

Segundo Faleiros et al. (2011), para as rochas metamáficas desta área apresentam dados geoquímicos que foram agrupados em três conjuntos litológicos, apresentando assinaturas toleíticas (G1, G2, G3). O conjunto 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 conjunto G2 apresenta composição geral semelhante ao MORB, com Ti/V de 22-28. Contudo, o comportamento dos elementos traços sugere uma pequena contribuição do componente de subducção.

O conjunto 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  $\text{TiO}_2/\text{Yb}$  e  $\text{Nb}/\text{Yb}$  sugere que as rochas G1 e G2 foram geradas por fusão rasa (fontes mantélicas tipo MORB normal e enriquecido, respectivamente).

As rochas do conjunto 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.

A área 3 é constituída pelo Metagabro de Apiaí, que se encontra inserida nos litotipos do Grupo Lajeado e é composto por clino- e orto-piroxênio (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 no metamorfismo de grau baixo.

Frascá et al. (1996, 1997) definiram para o Metagabro de Apiaí características geoquímicas de basaltos de cadeias mesoceânicas modernas, e os diques de diabásios, fortemente enriquecidos em Ti, P, Fe, Sr, Zr e Y; são correlacionáveis aos basaltos de alto Ti, com feições análogas às do magmatismo mesozoico da Bacia do Paraná de basaltos de platôs e riftes continentais.

Daitx et al. (1990) apresentam em uma isócrona Rb/Sr de rocha total, a idade de  $850 \pm 85$  Ma. Estes dados foram retrabalhados em Oliveira et al. (2002) que forneceu idade de  $839 \pm 85$  Ma.

Segundo Hackspacher et al. (2000), o Metagabro Apiaí, a partir de análise de zircão e monazita, apresenta idades de cristalização de 617 Ma. 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).

Segundo Fetter (comunicação verbal *apud* Oliveira et al., 2002), obteve-se a idade  $612 \pm 21$  Ma (idade  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ) em plagioclásio das rochas metabásicas.

Segundo Oliveira et al. (2002, 2012), a idade das rochas do corpo de metagabro apresenta valores neoproterozoicos de  $839 \pm 85$  Ma (Rb/Sr em rocha total) e idades Sm/Nd de  $885 \pm 53$  Ma, sendo interpretados como uma estimativa da época de extração do manto do magma gerador.

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., 2012).

Os estudos de termobarometria do Metagabro Apiaí, realizados por Oliveira et al. (2012) em 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 retrometamórficos, obtidos em função da presença de actinolita e clorita, indicam temperaturas entre 420 e 484°C.

Campanha et al. (2008, 2016) apresentam para as rochas do Metagabro Apiaí, idade de cristalização de  $877 \pm 8$  Ma para zircões magmáticos,

representando o magmatismo toleítico semelhante ao MORB, relacionado com a ruptura inicial de um continente mesoproterozoico e a formação do oceano Brasiliano.

A área 4 em que afloram as rochas metabásicas e metaultrabásicas é constituída pelas rochas da sequência vulcanossedimentar da Formação Água Clara, na região da Folha Topográfica de Araçáiba- SP.

Esta área foi primeiramente estudada por Bistrichi et al. (1985) no “Projeto de Mapeamento Geológico das folhas topográficas de Araçáiba e Barra do Chapéu”, desenvolvido pelo Instituto de Pesquisa Tecnológicas do Estado de São Paulo. Posteriormente, Almeida (1989) abordou principalmente os aspectos litológicos e microestruturais. Frasca et al. (1990), em estudos mais detalhados destas rochas metabásicas, apontaram dois possíveis eventos magmáticos de natureza toleítica: um definido por basaltos de fundo oceânico transicional ou de arco insular imaturo, e o outro associado a basaltos shoshoníticos, indicativos de margem continental ativa.

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, um ambiente distensivo ou de bacia de retroarco.

Estudos litogeocíquicos 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) (Frasca et al., 1990; Weber, 2004; e Weber et al., 2002, 2004).

Os dados analíticos U-Pb (convencional, EMF e SHRIMP), apresentados por Weber (2004) e Weber et al. (2004), para as rochas metamáficas, indicam épocas de cristalização dos zircões com valores neoproterozoicos obtidos de  $586 \pm 24$  Ma e, provavelmente referem-se a processos de recristalização e neoformação de zircões nas rochas metabásicas.

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, também um ambiente distensivo ou de bacia de retroarco.

**Tabela 1** - Dados isotópicos de rochas básicas associadas a Formação Água Clara do Supergrupo Açuengui.

Faixa Ribeira			
Adrianópolis	Apiaí	Araçáiba	Itaiacoca
<b>Grupo Votuverava</b>	<b>Grupo Lajeado</b>	<b>Grupo Água Clara</b>	<b>Grupo Itaiacoca</b>
<b>Metavulcânicas</b>	<b>Metagabros</b>	<b>Metavulcânicas</b>	<b>Metavulcânicas</b>
(Maniesi, 1997) K-Ar anfibólito $675 \pm 21$ Ma e $881 \pm 46$ Ma (Oliveira et al., 2002) Sm/Nd isócrono mineral - plagioclásio de $885 \pm 53$ Ma	(Daitx et al., 1990) isócrona (Rb/Sr de RT), $850 \pm 85$ Ma (Daitx et al., 1999) isócrona (Rb/Sr de RT), $839 \pm 85$ Ma, razão inicial $0,70499 \pm 0,00027$ (Hackspacher et al., 2000) (U-Pb - zircão $617 \pm 4$ Ma Allen Fetter <i>apud</i> (Oliveira et al., 2002), $612 \pm 21$ Ma (idade $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em plagioclásio. (Oliveira et al., 2002) Sm/Nd isócrono mineral-piroxênio de $885 \pm 53$ Ma (Campanha et al., 2015) (U-Pb - zircões) $877 \pm 8$ Ma	(Weber et al., 2004) (U-Pb – zircões) $586 \pm 24$ Ma Metamorfismo (Siga Jr et al., 2003) (U-Pb-zircões (SHRIMP) $636 \pm 30$ Ma	

A área 5 é composta por rochas metabásica/ metaultrabásicas correlacionada às rochas da Formação Água Clara/Grupo Itaiacoca, na região norte de Ribeirão Branco-Capão Bonito.

Para as rochas do Grupo Itaiacoca, da região de Ribeirão Branco-Itararé, segundo Siga Jr et al. (2003), as análises geocronológicas U-Pb realizadas em zircões de dois afloramentos de rochas metavulcânicas, forneceram idades de  $628 \pm 18$  Ma e  $636 \pm 30$  Ma (convencional).

O metamorfismo dessas rochas parece ter ocorrido em épocas bastante próximas ( $628 - 610$  Ma) à cristalização dos zircões, sugerindo curto intervalo de tempo entre o vulcanismo estudado e os episódios de fechamento da bacia.

Tal padrão isotópico destas rochas caracterizam 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.

Reis Neto (1994) apresenta para rochas metabásicas nas proximidades da área 5, na

região de Abapã-PR, idades isocrônicas Rb-Sr de metavulcânicas (~1250 Ma) do Grupo Itaiacoca

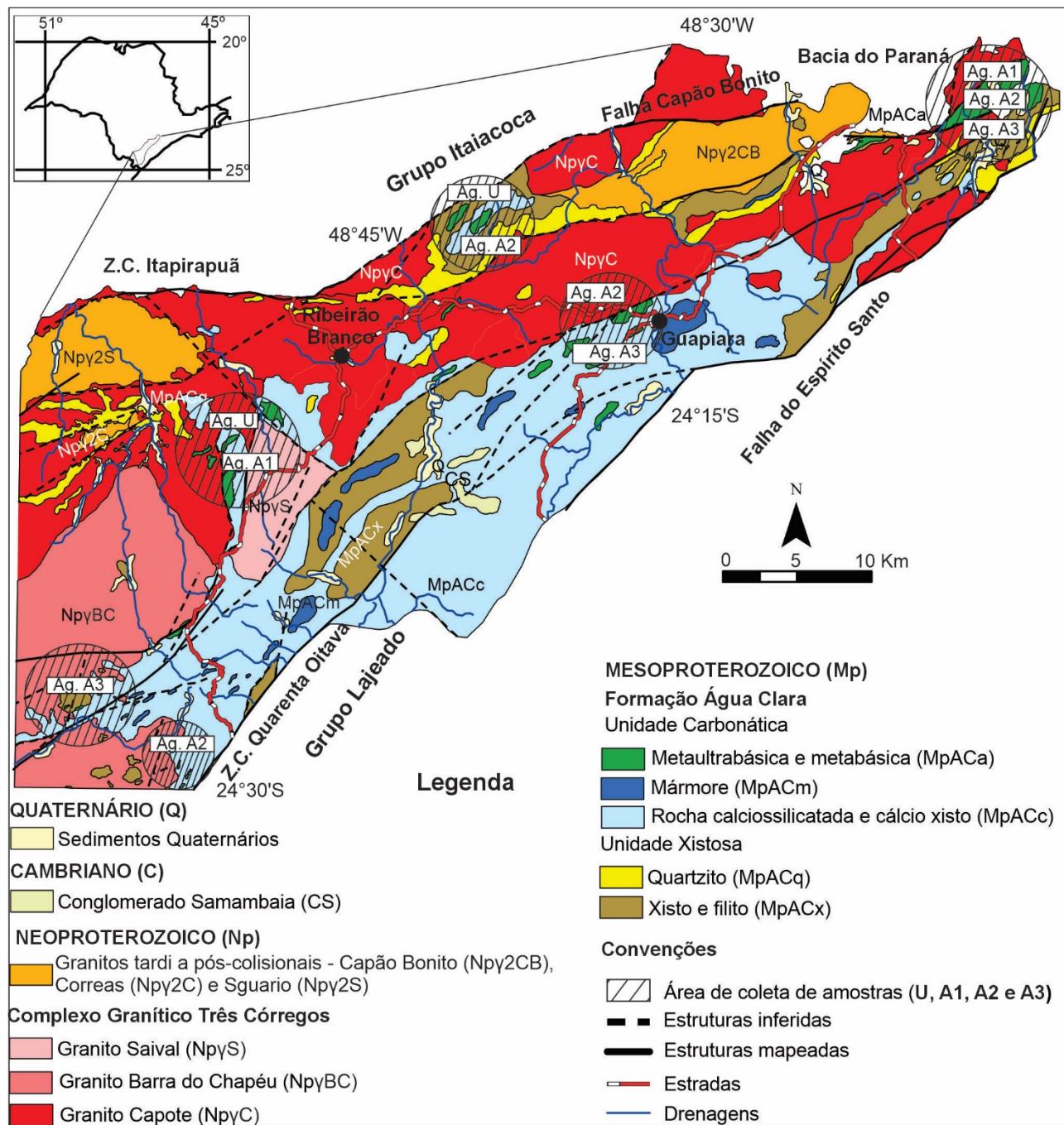
## GEOLOGIA LOCAL

### Aspectos geológicos

As rochas metabásicas foram identificadas e individualizadas a partir de mapeamentos geológicos, na escala de 1:50.000, em áreas das folhas topográficas de Guapiara, Capão Bonito, Ribeirão Branco, Araçáiba e Apiaí.

As principais ocorrências de rochas metabá-

sicas encontram-se identificadas no mapa geológico da figura 2, geralmente na forma de faixas descontínuas, estendendo-se ao longo de dimensões longitudinais expressivas, normalmente de métricas a quilométricas, e com dimensões laterais de dezenas, localmente e raramente de centenas de metros.



**Figura 2** - Mapa Geológico da região com as rochas de composição básica estudadas. Modificado de Almeida (1989); Frasca et al. (1990), Perrotta et al. (2005), Vieira (2021), Vieira & Godoy (2021), Vieira et al. (2018, 2020, 2023) e Godoy et al. (2019, 2021a, 2021b, 2023).

As rochas anfibolíticas em maior número estudadas encontram-se inseridas em rochas da Sequência Metavulcanossedimentar do Supergrupo Açuengui. Esta sequência litológica contém numerosas intercalações de rochas metamáficas, atribuídas ao metamorfismo de rochas basálticas, distribuídos na direção regional geral NE-SW, sendo definida a ocorrência principalmente a norte da Zona de Cisalhamento Quarenta Oitava e a sul da Zona de Cisalhamento Itapirapuã. São fragmentos intensamente deformados e dispersos em faixas intercaladas principalmente à porção basal da sequência metavulcanosedimentar, que é caracterizada dominantemente por rochas calciosilicatadas, cátio xistos, metamargas e metacalcários da Formação Água Clara do Supergrupo Açuengui.

Esta formação litológica é composta em menores proporções por metassedimentos, com predominância de filito, que gradaciona para muscovita-biotita xisto e metarenito, além de constituir inúmeras vezes lentes ou camadas de metarrítimo, representado por intercalações pelítica-psamíticas de variadas espessuras, ora com predominância de um termo, ora de outro, que transicionam para uma variada sequência de rochas calciosilicatadas e camadas de metacalcário e secundariamente por lentes de actinolita-carbonato xisto.

A sequência clástica é composta pelo predomínio dos termos mais argilosos, que se alternam em níveis de sericita filito, sericita-grafita filito, gradando para níveis mais enriquecidos em carbonatos com foliação bem proeminente.

Em seções delgadas, a rocha é constituída predominantemente por quartzo e minerais micáceos caracterizados por sericita, clorita e, secundariamente, biotita e muscovita, em proporções bastante variadas, originando porções grossas e finas a depender da relação entre esses minerais.

A grafita e os carbonatos apresentam teores variados e com valores crescentes e gradacionais para cátio filitos nas proximidades das rochas carbonáticas. A variação composicional nos metassedimentos, com deposição dominante dos pelitos e que transicionam para intercalações de lentes e camadas silticas, filíticas e carbonáticas, indica sucessão de deposição detritica e química em ambientes marinho.

A sequência carbonática a ser descrita apresenta termos carbonatados, tanto dolomíticos como calcíticos.

O metacalcário calcítico apresenta estrutura foliada, por inúmeras vezes levemente bandada. Essas bandas milimétricas a centimétricas são compostas basicamente por calcita e/ou quartzo.

A granulação é geralmente fina composta, porém, por porções ou camadas ligeiramente de granulação mais grossas. Camadas mais espessas são mais raras e as vezes de difícil caracterização no campo. Várias ocorrências e exploração destas rochas estão distribuídas em toda a área. A geometria dos corpos de metacalcário é lenticular semelhante ao restante da sequência.

Os contatos com as litologias adjacentes terri-genas são geralmente bruscos, porém contatos transicionais também ocorrem frequentemente para termos carbonáticos impuros. Frequentemente, observam-se camadas de metacalcário dolomítico que se encontram intercaladas no metacalcário calcítico, identificados pela efervescência e coloração brancas das camadas calcíticas, com espessuras decimétricas a métricas.

As rochas calciosilicatadas e cátio filitos são os principais litotipos bandados. Encontram-se em contato gradacional com as lentes de metacalcário ou apresentando boudinados entre a camadas de filito, com estrutura foliada a bandada e/ou maciça, textura granolepoblástica muito fina, intercalando-se em bandas centimétricas aos termos mais calcíticos e cortada por inúmeros veios preenchidos por quartzo e carbonatos metamórficos e fraturamento tardios com a mesma mineralogia, mas resultados de lixiviações e concentrações secundárias estão presentes.

As rochas metassedimentares do Grupo Itaiacoca ocorrem na parte norte da Zona de Cisalhamento Itapirapuã e são constituídas pelas rochas da sequência terrígena dominada por lentes de clorita-sericita filitos que transicionam para quartzitos e/ou metacalcários.

Localmente, apresenta a ocorrência de meta-ultramáfica composta por clorita-tremolita xisto e rochas metabásicas associadas, constituídas por epidoto-actinolita-clorita xisto. Compreende lentes de variadas dimensões, desde centimétricas a métricas, intercaladas com as rochas metassedimentares.

Os termos compostionais metabásicos na área são caracterizados dominantemente por actinolita - hornblenda anfibolito e que normalmente transicionam para clorita-actinolita xisto, onde basicamente superpõem uma foliação marcante e/ou lineação. As rochas metaultramáficas caracte-

rizam-se por tipos completamente metamorfificados e são constituídas dominantemente por talco-clorita-tremolita xisto.

Estes conjuntos de rochas encontram-se fortemente deformados, desenvolvendo estrutura xistosa. Quando menos deformadas, pode-se observar estruturas tipo *pillow lava* parcialmente preservadas.

Geomorfologicamente, as ocorrências de rochas metabásicas e raras metaultrabásicas, de maneira geral, ocorrem inseridas em uma topografia definida pelas rochas metassedimentares na área por morros com topografia suavizada e textura mais lisa.

Estes corpos metaigneos, no geral, se apresentam na forma marcadamente de corpos dispersos isoladamente na forma de blocos arredondados com dimensões reduzidas e restritas e na forma de corpos tabulares métricos, resultantes de processos deformacionais de estiramento em meio às rochas metassedimentares.

Topograficamente, constituem blocos em morros que se destacam na topografia na forma de pequenas cristas ou em pequenas quedas d'água, paredões de meia-encosta e cortes de estrada.

Geralmente, estes corpos metaigneos são concordantes com a foliação ou localmente como corpos disruptos e boudinados, com dimensões reduzidas e restritas. Localmente podem ocorrer na forma de xenólitos e tetos pendentes inseridos nos corpos graníticos.

As relações de contato dos litotipos metabásicos dificilmente são observadas e, quando presentes, mostram-se concordantes e bruscas com a estruturação das rochas encaixantes.

Os termos metabásicos apresentam características ígneas reliquias, como por exemplo, texturas ofíticas a subofíticas e minerais pseudomórficos. Apresentam-se quando frescas com cor escura e granulação fina a fina-média, raramente grossa e quando intemperizadas assumem cores verde a ocre.

### Aspectos petrográficos

Os litotipos são constituídos dominante pelas rochas metabásicas e raramente metaultrabásicas e que apresentam estrutura marcadamente xistosa ou linear, textura granonematoblástica a nematoblástica, granulação fina a média.

Os corpos de rochas metamáficas mostram-se, por vezes, totalmente anfibolitizados e modificados para hornblenda anfibolito, parcialmente transformado por minerais hidratados (clorita +

actnolita + epidoto), coerentes com o padrão metamórfico das sequências metassedimentares encaixantes.

Os maiores corpos de termos anfibolíticos apresentam textura granoblástica a granonematoblástica e nematoblástica, com intensidade de anisotropia variada, e constituídos pela mineralogia essencial de hornblenda e rara actinolita, clorita, epidoto, albite e quartzo, além de raros cristais de pseudomorfos intensamente saussuritzados de oligoclásio, andesina e labradorita. Como minerais acessórios, ocorrem zoisita, clinzozoisita, titanita, zircão, allanita, apatita e minerais opacos.

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

Nas rochas com menos deformação é possível identificar feições de texturas ígneas reliquias marcadas por cristais ripiformes de plagioclásio, que estão imersos em uma matriz equigranular fina, de coloração cinza escuro; e características ígneas reliquias magnéticas. Estes termos são caracterizados por pseudomorfos parcialmente preservados de augita, com intensidades variadas modificações pelo processo de uralitização e labradorita-andesina, normalmente fraca a intensamente saussuritzadas.

A mineralogia é marcada por anfibólio composto por hornblenda e/ou actinolita, geralmente sendo a hornblenda alterada também para biotita e/ou clorita.

O plagioclásio metamórfico é constituído por albite e oligoclásio, geralmente límpido a levemente saussuritzado. De modo geral, quando alterado, associa-se frequentemente a diminutos cristais de epidoto, sericita e carbonato. O epidoto também ocorre em prismas curtos, bem cristalizados. O quartzo em torno de 5%, embora em raras amostras possa ultrapassar esses limites para quartzo metabásica.

Como minerais acessórios ocorrem geralmente, titanita, zircão, apatita, e minerais opacos (óxidos). Os minerais secundários são constituídos por uma mineralogia hidratada composta por raro talco, actinolita fibrosa, clorita, biotita, epidoto, clinzozoisita, carbonatos, albite, leucoxênio e minerais opacos.

No geral, estas rochas são constituídas por  $\pm 40\%$  de hornblenda,  $\pm 30\%$  de plagioclásio,  $\pm 10\%$  de actinolita/tremolita,  $\pm 5\%$  de quartzo,  $\pm 4\%$  minerais opacos,  $\pm 3\%$  de clorita,  $\pm 4\%$  de biotita,  $\pm 2\%$  de epidoto e  $\pm 2\%$  de minerais acessórios.

As rochas metaultramáficas são constituídas predominantemente por talco-clorita-tremolita xisto e são caracterizadas por tipos completamente metamorfizados e compostas principalmente por paragêneses minerais metamórficas hidratadas, definida por tremolita, serpentina, talco e clorita, desenvolvendo uma estrutura fortemente xistosa.

Localmente, são encontrados tremolítito e/ou talco-tremolita/actinolita xisto, de estrutura anisotrópica fina a média, marcada pela orientação da tremolita/actinolita.

Além destes minerais dominantes são constituídas em volumes menores por carbonato e epidoto, além dos minerais opacos e esporadicamente minerais acessórios como apatita, titanita e zircão.

Estas rochas são constituídas por  $\pm 70\%$  de tremolita/actinolita,  $\pm 10\%$  de talco,  $\pm 9\%$  de clorita,  $\pm 7\%$  de epidoto,  $\pm 2\%$  de biotita,  $\pm 1\%$  de titanita, traços de quartzo, apatita e leucoxênio.

### Aspectos estruturais e metamórficos

O quadro estrutural-metamórfico neoproterozoico, sumarizado a partir dos trabalhos de Godoy et al. (2019, 2021a, 2021b, 2023) e Vieira (2021), Vieira & Godoy (2021) e Vieira et al. (2023) na área, é constituído pelo arranjo deformacional-metamórfico identificado principalmente nas rochas epimetamórficas meso- a neoproterozoicas do Supergrupo Açungui e localmente nas rochas e entorno das rochas granitoides.

O arcabouço estrutural que envolve as rochas metaigneas é definido por três deformações progressivas, predominantemente de idade neoproterozoica, caracterizadas como D<sub>1</sub>, D<sub>21</sub>, D<sub>3</sub>, além de um acamamento reliquiar S<sub>0</sub>, bem proeminente quando preservado.

Em áreas com menor intensidade deformacional, onde prevalece uma foliação sub-horizontal das fases deformacionais de baixo ângulo S<sub>1</sub>/S<sub>2</sub>, verifica-se o acamamento gradacional reliquiar (S<sub>0</sub>), bastante preservado.

Nas zonas de cisalhamentos com foliação verticalizada penetrativa, associadas à deformação D<sub>3</sub>, observam-se milonitos e filonitos marcados por um forte bandamento tectônico, correlacionada à deformação milonítica de alto ângulo S<sub>3</sub>, com *trend* preferencial NE, ou correlacionada ao

flanco das dobras abertas D<sub>3</sub>, respectivamente.

Os eventos estruturais S<sub>1</sub> e S<sub>2</sub> são definidos por deformações de baixo a médio ângulo que se encontram associados a movimentos crustais convergentes, a partir de zonas de cavalgamento, que se instalaram durante a fases iniciais da colisão e, consequentemente, resultando em um espessamento de grandes massas crustais, que se encontram temporalmente correlacionados ao metamorfismo regional M<sub>1</sub>.

As estruturas primárias, em inúmeras áreas, devido aos intensos processos de transposição das foliações, não se encontram individualizadas e de fácil reconhecimento, mas sim paralelizadas a S<sub>1</sub> e S<sub>2</sub>, definidas em alguns casos como S<sub>0</sub>/S<sub>1</sub> e em outros como S<sub>0</sub>//S<sub>1</sub>//S<sub>2</sub>, e interpretadas na área como o flanco das dobras isoclinais D<sub>1</sub> e D<sub>2</sub>.

As fases progressivas de caráter dúctil D<sub>1</sub>/D<sub>2</sub> encontram-se associadas às zonas de cavalgamento com formação de dobras isoclinais a recumbentes. O primeiro evento deformacional D<sub>1</sub> apresenta uma foliação plano-axial S<sub>1</sub> de baixo a médio ângulo, representado por uma clivagem ardosiana ou xistosidade nos flancos das dobras, predominantemente paralela à subparalela a S<sub>0</sub>.

A fase deformacional D<sub>2</sub> é definida por redobramentos assimétricos gerando uma clivagem ardosiana ou fraca xistosidade e crenulação S<sub>2</sub>. Esta fase constitui a mais penetrativa e preservada em afloramentos em que dominam as foliações de baixo ângulo.

Localmente, ocorrem as duas foliações S<sub>1</sub> e S<sub>2</sub>, no entanto, quando paralelizadas nos flancos das dobras abertas é preservada apenas a foliação S<sub>2</sub>. Esta fase encontra-se associada à ascensão magmática das rochas granitoides sin-colisionais da área.

Portanto, observa-se nas rochas metabásicas um raro e tênue bandamento composicional S<sub>0</sub> paralelo à foliação (S<sub>1</sub>//S<sub>2</sub>). 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.

A deformação de caráter dúctil-rúptil D<sub>3</sub> é responsável pela formação de dobras suaves a abertas (sinformais e antiformais), com flancos de S<sub>1</sub>//S<sub>2</sub>//S<sub>3</sub>, com uma tênue clivagem subvertical, que evolui gradativamente e localmente para falhas direcionais, apresentando foliação

milonítica e/ou cataclástica S<sub>3</sub>, e mergulhos de alto ângulo tanto para SE, quanto para NW, paralela à direção geral da Zona de Cisalhamento Itapirapuã.

Associa-se a esta fase a colocação das rochas dos *stocks* granitoides pós-colisional, registrando o estágio final da colisão.

O evento metamórfico regional M<sub>1</sub> encontra-se associado a D<sub>1</sub> e D<sub>2</sub> e é descrito para as rochas da sequência metavulcanossedimentar. O evento regional é do tipo dinamotermal Barroviano em fácies anfibolito baixo a xisto-verde alto.

As paragêneses magmáticas encontram-se preservadas através dos pseudomorfos de augita + labradorita e as paragêneses metamórficas regionais M<sub>1</sub>, em fácies anfibolito são registradas pela mineralogia oligoclásio/andesina + hornblenda e encontra-se associada à deformação D<sub>1</sub>/D<sub>2</sub>.

Quando preservadas, sistematicamente estas paragêneses são observadas somente em rochas anfibolíticas e em afloramentos de rochas em que se encontram superimpostas, somente por feições estruturais de baixo ângulo.

As paragêneses mais comuns são compostas nos sedimentos terrígenos por quartzo + albita + clorita + sericita, associadas à deformação S<sub>1</sub>. É raramente preservada, mas é acompanhada comumente por recristalizações para biotita + muscovita + albita, contemporâneo à fase de deformação S<sub>2</sub>, características visíveis nas rochas que apresentam S<sub>1</sub> paralelo S<sub>2</sub>.

Quando estas encontram-se em ângulo, observa-se a presença de micas serícíticas e cloritas acompanhando o acamamento litológico S<sub>0</sub> e dobradas em D<sub>1</sub>. No plano axial S<sub>2</sub>, encontra-se a reorientação e recristalização para biotita + muscovita, resultando em foliações de crenulação e constituindo a paragênese metamórfica em fácies xisto verdes alto.

Nas rochas metabásicas a paragênese é constituída por quartzo + albita + epidoto + clorita e localmente hornblenda, que indicam fácies xisto verde médio a alto. Nas rochas metaultramáficas a paragênese retrometamórfica de hidratação é dominante com a associação actinolita-tremolita

+ clorita + talco + calcita + epidoto + albita.

O evento metamórfico de contato M<sub>2</sub> está associado à tectônica dúctil tardia D<sub>2</sub>, o auge metamórfico, onde tem-se a colocação do corpo magmático sin-colisional; e à fase D<sub>3</sub> de caráter rúptil-dúctil, com as rochas dos stocks graníticos pós-colisionais, gerando uma auréola de metamorfismo de contato nas suas bordas.

A geração dos porfiroblastos encontra-se controlada pelos planos de foliação S<sub>2</sub> e/ou S<sub>3</sub>, ocorrendo a recristalização e desenvolvimento de minerais de contato sobre os do metamorfismo regional M<sub>1</sub>, que alcançam as fácies albita, hornblenda e localmente piroxênio hornfels. Nestas áreas as rochas metamórficas são basicamente constituídas por anfibolitos.

O metamorfismo dinâmico e retrometamórfico M<sub>3</sub> encontra-se correlacionado ao evento D<sub>3</sub>, resultado de uma tectônica de descompressão e o consequente evento tectônico transcorrente final.

Esta área é recortada por diversas zonas de cisalhamento de alto ângulo de direção geral NE-SW, de movimentação direcional destral, que cortam uma trama tectônica de baixo ângulo e que apresentam um papel importante na caracterização estrutural e no zoneamento metamórfico das unidades na região.

O processo é intenso e vinculado à uma foliação milonítica e/ou cataclástica, com desenvolvimento de filonitos e um acamamento tectônico que oblitera estruturas reliquias e as estruturas deformacionais mais antigas, ou mesmo atuam sobre os corpos graníticos, principalmente observado nas suas zonas marginais próximo aos contatos com as rochas metassedimentares.

Localmente nas regiões internas do corpo é imposto falhamentos direcionais, sempre com direções paralelas às zonas de cisalhamento desenvolvidas no final da fase D<sub>3</sub>.

Este processo rúptil do metamorfismo dinâmico superpõe ao conjunto deformacional inicial presente nas rochas, desestabilizando as paragêneses anteriores para condições de fácies xisto-verde baixa a média, a partir de transformações minerais retrometamórficas de intensidade variadas.

## QUÍMICA MINERAL

A análise química mineral da sequência anfibolítica foi desenvolvida nos principais minerais formadores da paragênese metamórfica e pseudomorfos da paragênese ígnea preservados, como plagioclásio cárlico intensamente saussuritizados e piroxênio fortemente uralitizado. Quando

parcialmente substituídos, observa-se principalmente processos de hidratação em condições metamórficas de fácies xisto verde médio a baixa, com as bordas do anfibólito substituídas por actinolita/tremolita, biotita e clorita, e, nas bordas de plagioclásio, observa-se processos

de recristalização de plagioclásio sódico e saussurita.

Os principais minerais caracterizados nesta sequência referem-se a anfibólio (hornblenda + actinolita + tremolita) e plagioclásio constituído por labradorita reliquiar + oligoclásio/andesina (cristais metamorfizados no ápice metamórfico); e albita (retrometamorfismo).

### Feldspato

Os resultados com a composição química do feldspato e o cálculo da fórmula estrutural reali-

zado na base de 32 oxigênios, podem ser vistos na tabela 2. Os dados foram projetados no diagrama Or-Ab-An (Figura 3), dos quais foram obtidas as composições dos cristais de plagioclásio analisados apresentando variações compostionais em três principais grupos, com teor de anortita entre An<sub>49,16</sub> – An<sub>65,76</sub> (Cristal reliquiar); An<sub>22,22</sub> – An<sub>41,32</sub> (Núcleo do cristal); e An<sub>1,52</sub> – An<sub>13,36</sub> (Bordas e/ou planos de fraqueza) (Tabela 2), predominando composições entre albita e labradorita (Figura 3).

**Tabela 2 - Análise química quantitativa de plagioclásio em microssonda eletrônica.**

Amostras	Cristal reliquiar										Núcleo do cristal					
	SiO <sub>2</sub>	50.81	53.03	53.15	53.18	53.24	53.71	54.24	54.55	55.19	58.27	58.45	59.01	59.14	59.28	59.58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27.32	30.03	30.94	28.70	29.07	29.63	29.02	28.42	28.67	26.64	26.60	26.48	26.17	25.90	25.96	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.05	0.17	0.05	0.16	0.10	0.17	0.06	0.10	0.10	0.06	0.14	0.03	0.05	0.03	0.15	
BaO	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.05	0.02	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.03	0.01	
CaO	14.87	13.18	12.98	10.68	10.84	12.20	10.46	9.99	11.33	8.41	8.61	8.12	7.10	7.00	7.45	
Na <sub>2</sub> O	4.23	4.52	4.51	5.43	5.20	4.85	5.42	5.63	5.41	6.72	6.67	7.10	7.21	7.50	7.21	
K <sub>2</sub> O	0.07	0.05	0.04	0.08	0.08	0.08	0.07	0.12	0.10	0.09	0.13	0.08	0.12	0.10	0.24	
Total	97.36	100.97	101.70	98.23	98.53	100.66	99.33	98.85	100.81	100.18	100.62	100.84	99.79	99.84	100.60	

**Fórmula estrutural calculada com base em 8 oxigênios**

Si	2.39	2.38	2.37	2.44	2.44	2.42	2.46	2.48	2.47	2.60	2.60	2.62	2.64	2.65	2.64
Al	1.52	1.59	1.63	1.56	1.57	1.57	1.55	1.53	1.51	1.40	1.39	1.38	1.38	1.36	1.36
Fe	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
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
Ca	0.75	0.64	0.62	0.53	0.53	0.59	0.51	0.49	0.54	0.40	0.41	0.39	0.34	0.33	0.35
Na	0.39	0.39	0.39	0.48	0.46	0.42	0.48	0.50	0.47	0.58	0.57	0.61	0.62	0.65	0.62
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Soma	5.05	5.01	5.01	5.02	5.01	5.01	5.00	5.00	5.01	4.99	4.99	5.00	4.99	5.00	4.99

**Membros Finais**

Ab	33.89	38.16	38.51	47.69	46.25	41.63	48.17	50.11	46.07	58.83	57.91	61.03	64.30	65.60	62.79
Anor	65.76	61.56	61.27	51.85	53.28	57.90	51.40	49.16	53.35	40.67	41.32	38.54	35.02	33.83	35.83
Ort	0.35	0.29	0.22	0.46	0.47	0.47	0.43	0.73	0.58	0.50	0.76	0.44	0.68	0.57	1.38

Amostras	Núcleo do cristal								Bordas e/ou planos de fraqueza							
	SiO <sub>2</sub>	59.74	59.99	60.60	60.81	61.65	61.79	61.93	62.13	62.79	63.34	63.54	63.60	64.07	66.24	66.88
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25.25	24.67	25.34	25.15	23.91	23.85	23.32	23.98	22.32	22.93	21.87	22.99	22.62	19.86	20.99	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.11	0.11	0.09	0.01	0.10	0.12	0.06	0.05	0.04	0.01	0.11	0.05	0.05	0.00	0.03	
BaO	0.12	0.08	0.02	0.04	0.00	0.08	0.03	0.05	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.02	0.01	
CaO	6.16	5.95	6.58	6.45	4.89	4.53	1.59	1.54	2.70	2.33	1.30	1.03	3.52	0.32	1.29	
Na <sub>2</sub> O	7.40	7.63	7.73	7.81	8.58	8.43	9.10	9.27	9.50	9.72	9.72	9.43	9.00	11.39	10.61	
K <sub>2</sub> O	0.84	0.32	0.09	0.08	0.31	0.50	1.37	1.51	0.27	0.41	0.93	1.50	0.18	0.03	0.08	
Total	99.61	98.74	100.46	100.36	99.44	99.31	97.42	98.57	97.64	98.74	97.49	98.60	99.46	97.87	99.88	

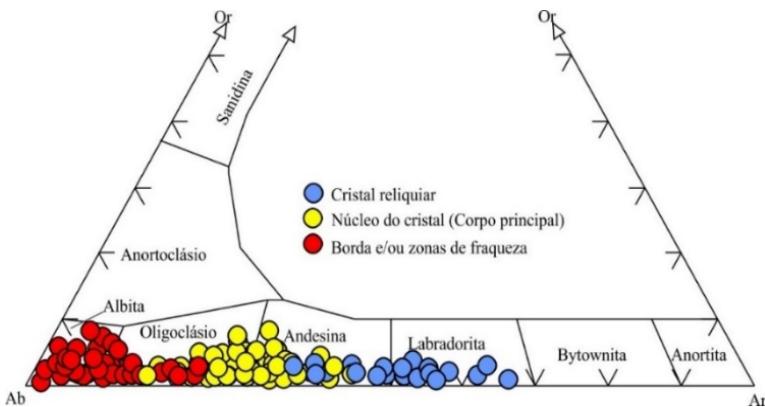
**Fórmula estrutural calculada com base em 8 oxigênios**

Si	2.68	2.70	2.68	2.69	2.75	2.76	2.81	2.79	2.83	2.82	2.87	2.84	2.83	2.96	2.93
Al	1.33	1.31	1.32	1.31	1.26	1.25	1.25	1.27	1.19	1.21	1.16	1.21	1.18	1.05	1.08
Fe	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
Ca	0.30	0.29	0.31	0.31	0.23	0.22	0.08	0.07	0.13	0.11	0.06	0.05	0.17	0.02	0.06
Na	0.64	0.67	0.66	0.67	0.74	0.73	0.80	0.81	0.83	0.84	0.85	0.82	0.77	0.99	0.90
K	0.05	0.02	0.01	0.00	0.02	0.03	0.08	0.09	0.02	0.02	0.05	0.09	0.01	0.00	0.00
Soma	5.00	4.99	4.99	4.99	5.00	4.99	5.01	5.02	5.00	5.00	5.00	5.00	4.97	5.01	4.98

**Membros Finais**

Ab	65.16	68.57	67.62	68.38	74.69	74.87	83.63	83.42	85.08	86.19	87.94	85.86	81.33	98.29	93.29
Anor	29.98	29.54	31.85	31.18	23.52	22.22	8.07	7.65	13.36	11.44	6.53	5.19	17.59	1.52	6.26
Ort	4.85	1.89	0.53	0.44	1.80	2.91	8.30	8.93	1.56	2.37	5.54	8.95	1.08	0.18	0.44

$$\text{Or}^{***} = \text{K}/(\text{K}+\text{Ca}+\text{Na}) \times 100; \text{Ab}^{**} = \text{Na}/(\text{K}+\text{Ca}+\text{Na}) \times 100, \text{Na}^* = \text{Ca}/(\text{K}+\text{Ca}+\text{Na}) \times 100$$



**Figura 3 –** Diagrama de composição de plagioclásio a partir de valores de K (Or), Na (Ab), Ca (Na) (Deer et al., 1963). Legenda: As cores das amostras estão representadas na tabela 2.

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

O terceiro grupo é representado pela albite, ocorrendo nas bordas e/ou planos de fraqueza de alguns grãos de andesina/labradorita ou, raramente, como pequenos grãos dispersos e isolados na matriz, associados à clorita, calcita, epidoto e actinolita/tremolita.

Esta mineralogia representa o metamorfismo regional ou mesmo dinâmico de caráter retrometamórfico.

### Anfibólio

Os resultados analíticos, juntamente com a fórmula estrutural encontram-se definidos na tabela 3 e na figura 4, 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 anfibólidos, evidencia a presença de 3 grupos principais:

Os das rochas metabásicas (A<sub>1</sub> e A<sub>2</sub>) com baixa variação da razão Mg/Mg+Fe (0,3 a 0,45) e de Tsi (6,1 a 6,7), entre núcleo e borda (ferrotschermakita a ferrohornblenda);

Os das rochas metaultrabásicas (U), sem variação Mg/Mg+Fe (0,55) e baixa variação Tsi (6,4 a 6,7) entre núcleo e borda (tschermakita a magnesiohornblenda). O grupo das rochas metabásicas (A<sub>2</sub> e A<sub>3</sub>) que apresentam alta variação da razão Mg/Mg+Fe (0,6 a 0,9) e Tsi (6,9 a 7,8) entre núcleo e borda (magnésio-hornblenda a tremolita).

Interpreta-se essas variações composticionais, no caso do primeiro grupo (A<sub>1</sub> e A<sub>2</sub>), como o

ápice do metamorfismo regional progressivo, tanto para borda, como também para núcleo (Ferrotschermakita a Ferrohornblenda).

Nas rochas ultrabásicas U, o núcleo representa cristais reliquias de anfibólio ígneo (tschermakita) e a borda, o ápice metamórfico, definido como M<sub>1</sub> do metamorfismo regional progressivo é constituído por (magnésio-hornblenda). Nas rochas básicas A<sub>2</sub> e A<sub>3</sub>, o núcleo correlaciona ao ápice metamórfico regional progressivo (magnésiohornblenda) e as bordas, o ápice do metamorfismo regressivo (retrometamorfismo) (actinolita/tremolita).

As características metamórficas obtidas a partir dos cálculos das condições de P e T do metamorfismo nas rochas metamáficas 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:  $T (\text{°C}) = 1,204 \times (\text{Ti}/23 \text{ O}) + 545^\circ$ .

Para isso, foram utilizados os dados de Ti médio do núcleo do cristal das sequências metabásicas A<sub>1</sub>, A<sub>2</sub> e A<sub>3</sub>, e da borda do cristal das metaultrabásicas U (Tabela 3), por interpretar-se petrograficamente como o mineral do ápice metamórfico regional progressivo. Outros dados, como, por exemplo, núcleo do cristal da associação metaultrabásica U, foram descartados por considerar-se como cristais reliquias ígneos.

Os valores médios para as rochas metabásicas da região norte, área de Ribeirão Branco e Capão Bonito apresentam o ápice do metamorfismo regional progressivo M<sub>1</sub>, variando de 611°C a 621°C de temperatura.

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

**Tabela 3** – Análise química quantitativa de anfibólio em microssonda eletrônica.

Amostras	Metabásica (A <sub>1</sub> , A <sub>2</sub> )												Metaultrabásica (U)					
	Núcleo do cristal						Borda do cristal						Núcleo do cristal					
	SiO <sub>2</sub>	39.47	39.74	39.44	39.68	39.63	41.64	41.46	41.18	42.91	43.41	41.55	42.15	41.42	41.95	41.97		
TiO <sub>2</sub>	0.48	0.49	0.50	0.44	0.49	1.73	2.05	1.88	0.45	0.30	3.74	1.61	1.86	2.20	2.08			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.81	15.51	15.87	15.56	15.45	11.26	11.23	11.09	13.47	13.88	10.81	11.33	11.34	11.57	11.16			
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.04	0.01	0.02	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.04	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01			
FeO	19.84	19.38	19.41	20.04	20.30	16.09	16.15	16.35	16.01	15.25	13.43	15.08	16.01	13.67	14.63			
MnO	0.30	0.29	0.33	0.32	0.28	0.24	0.25	0.26	0.26	0.26	0.19	0.18	0.19	0.17	0.19			
MgO	6.04	6.59	6.24	6.14	5.98	10.35	10.30	10.26	9.44	9.66	11.93	11.21	10.56	11.70	11.00			
CaO	11.55	11.34	11.46	11.38	11.54	11.43	11.39	11.54	11.56	11.65	11.55	11.56	11.57	11.79	11.85			
Na <sub>2</sub> O	1.48	1.45	1.43	1.49	1.46	1.42	1.51	1.52	1.12	1.03	1.48	1.61	1.69	1.68	1.69			
K <sub>2</sub> O	0.48	0.42	0.41	0.40	0.39	1.00	1.05	1.04	0.43	0.49	1.22	1.29	1.17	1.08	1.08			
Total	95.49	95.21	95.12	95.45	95.53	95.18	95.40	95.13	95.68	95.93	95.91	96.03	95.83	95.81	95.68			

Fórmula estrutural calculada com base em 23 oxigênios

Si	6.15	6.19	6.15	6.18	6.18	6.42	6.39	6.38	6.50	6.53	6.30	6.42	6.36	6.36	6.41		
Ti	0.06	0.06	0.06	0.05	0.06	0.20	0.24	0.22	0.05	0.03	0.43	0.18	0.22	0.25	0.24		
Al	2.90	2.85	2.92	2.86	2.84	2.05	2.04	2.03	3.00	2.95	1.93	2.03	2.05	2.07	2.01		
Cr	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		
Fe <sup>2+</sup>	2.58	2.52	2.53	2.61	2.65	2.08	2.08	2.12	1.90	1.81	1.70	1.92	2.06	1.73	1.87		
Mn	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02		
Mg	1.40	1.53	1.45	1.43	1.39	2.38	2.37	2.37	2.13	2.17	2.70	2.54	2.42	2.65	2.50		
Ca	1.93	1.89	1.92	1.90	1.93	1.89	1.88	1.92	1.88	1.88	1.88	1.89	1.90	1.92	1.94		
Na	0.45	0.44	0.43	0.45	0.44	0.43	0.45	0.46	0.30	0.29	0.44	0.47	0.50	0.49	0.50		
K	0.10	0.08	0.08	0.08	0.08	0.20	0.21	0.21	0.08	0.09	0.24	0.25	0.23	0.21	0.21		

Membro Final

Total	15.02	14.98	14.90	14.87	14.98	15.73	15.80	15.86	15.45	15.41	13.71	15.81	15.86	15.74	15.75		
-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	--	--

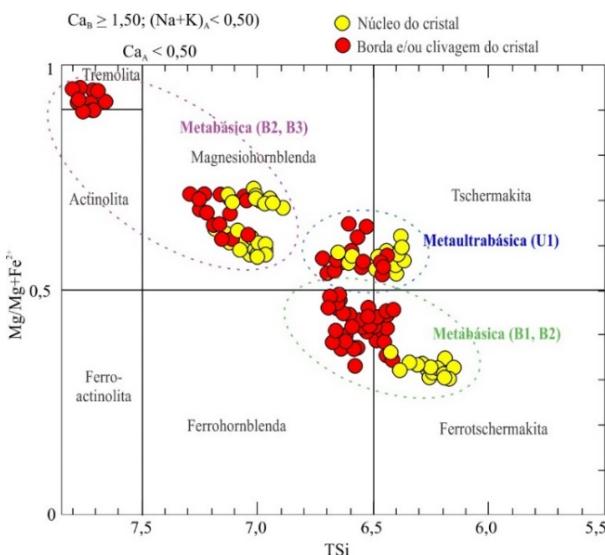
Amostras	Metaultrabásica (U)						Metabásica (A <sub>2</sub> , A <sub>3</sub> )											
	Borda do cristal						Núcleo do cristal						Borda do cristal					
	SiO <sub>2</sub>	42.24	42.61	42.51	42.39	42.91	43.74	44.46	44.06	44.12	43.17	47.90	49.90	54.55	54.95	55.21		
TiO <sub>2</sub>	0.68	1.32	1.52	1.56	0.45	0.32	0.56	0.63	0.38	0.43	0.46	0.30	0.00	0.01	0.00			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.63	10.90	10.46	11.24	13.47	13.43	11.96	12.24	12.49	13.50	7.18	5.79	1.59	1.26	0.72			
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.00	0.03	0.02	0.04	0.03	0.02	0.00	0.04	0.03	0.03	0.01	0.07	0.00	0.11			
FeO	19.65	14.15	15.03	15.09	16.01	14.62	17.39	17.29	16.97	17.17	14.75	12.82	13.08	12.85	13.55			
MnO	0.30	0.18	0.23	0.22	0.26	0.27	0.27	0.25	0.29	0.27	0.31	0.24	0.20	0.16	0.15			
MgO	7.70	12.07	11.15	11.16	9.44	10.11	8.76	8.74	8.92	8.44	12.65	13.91	14.87	14.84	14.87			
CaO	11.47	11.18	11.88	11.55	11.56	11.46	11.86	11.75	11.76	11.69	11.77	11.77	12.57	12.94	12.67			
Na <sub>2</sub> O	1.14	1.48	1.56	1.65	1.12	1.05	1.11	1.15	1.14	1.18	0.72	0.51	0.26	0.19	0.13			
K <sub>2</sub> O	0.37	1.43	1.15	1.29	0.43	0.44	0.37	0.40	0.36	0.36	0.33	0.14	0.10	0.03	0.02			
Total	95.18	95.33	95.51	96.17	95.68	95.47	96.76	96.50	96.47	96.22	96.09	95.39	97.29	97.23	97.43			

Fórmula estrutural calculada com base em 23 oxigênios

Si	6.57	6.50	6.51	6.45	6.50	6.58	6.69	6.65	6.65	6.53	7.15	7.39	7.89	7.94	7.98		
Ti	0.08	0.15	0.17	0.18	0.05	0.04	0.06	0.07	0.04	0.05	0.05	0.03	0.00	0.00	0.00		
Al	2.13	1.96	1.89	2.01	3.00	2.84	2.12	2.18	2.22	2.41	1.71	1.22	0.27	0.21	0.12		
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01		
Fe <sup>2+</sup>	2.56	1.81	1.92	1.92	1.90	1.73	2.19	2.18	2.14	2.17	1.73	1.50	1.58	1.55	1.64		
Mn	0.04	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.02	0.02	0.02		
Mg	1.78	2.74	2.55	2.53	2.13	2.27	1.97	1.97	2.00	1.90	2.81	3.07	3.21	3.20	3.20		
Ca	1.91	1.83	1.95	1.88	1.88	1.85	1.91	1.90	1.90	1.90	1.88	1.87	1.95	2.00	1.96		
Na	0.34	0.44	0.46	0.49	0.30	0.31	0.32	0.34	0.33	0.35	0.17	0.16	0.07	0.05	0.04		
K	0.07	0.28	0.23	0.25	0.08	0.08	0.07	0.08	0.07	0.07	0.06	0.03	0.02	0.00	0.00		

Membro Final

Total	15.53	15.80	13.83	15.78	15.45	15.39	15.38	15.40	15.40	15.42	15.31	15.16	15.02	14.98	14.97		
-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	--	--



**Figura 4** – Diagrama de classificação dos anfibólios (Leake et al. (1977). Legenda: As cores das amostras estão representadas na tabela 3.

Utilizou-se dados de Al médio do núcleo e borda do cristal das rochas metabásicas e metaultrabásicas A<sub>1</sub>, A<sub>2</sub>, A<sub>3</sub> e U (Tabela 3), descartando-se os valores médios dos cristais considerados reliquias e/ou de retrometamorfismo. O resultado variou entre 5,7 kbar a 7,6 kbar, com predominância de valores entre 6,4 kbar a 7,2 kbar ( $\pm 0,6$ ).

O ápice metamórfico regional progressivo M<sub>1</sub> para as rochas metabásicas da região sul, área de Araçáiba, varia de 579°C a 606°C, com valor médio de 591°C. A pressão foi calculada a partir do alumínio em análise quantitativa de anfibólito, utilizando a fórmula: P ( $\pm 0,6$  kbar) = - 3,01 + 4,76 Al<sub>2</sub>O e o resultado para pressão calculada foi de 6,6 kbar ( $\pm 0,6$ ).

Portanto, o metamorfismo progressivo apresenta leve decréscimo de norte para sul na região e apresenta valores médios de 579°C a 621°C de temperatura e 6,6 kbar a 7,3 kbar ( $\pm 0,6$ ), condizente com fácies anfibólito médio.

Caracteriza-se o evento metamórfico regional progressivo M<sub>1</sub>, com paragênese metamórfica na associação de rochas metabásicas A<sub>1</sub>, A<sub>2</sub> e A<sub>3</sub> de ferrotschermakita-ferrohornblenda-magnesiohornblenda ± oligoclásio/andesina.

O evento metamórfico de contato M<sub>2</sub> está asso-

ciado a colocação de corpos magmáticos ácidos e geração de uma auréola de metamorfismo de contato nas suas bordas.

Quando ocorrem junto as rochas metabásicas, observa-se paragênese com granada ± hornblenda ± diopsídio ± 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 maciços, ou devido a menor intensidade das transformações minerais retrometamórficas impostas pelo metamorfismo final tardio.

O evento metamórfico dinâmico e retrometamórfico M<sub>3</sub> ocorre regionalmente em faixas associados às zonas de cisalhamento de direção NE-SW. O processo é intenso e vinculado à uma foliação milonítica, com desenvolvimento de filonito e um acamamento tectônico que oblitera estruturas reliquias e as estruturas deformacionais antigas. Este processo rúptil superpõe o conjunto das rochas desestabilizando as paragêneses anteriores para condições de fácies xisto-verde baixa a média, a partir da paragênese tremolita/ actinolita + clorita + albite.

## LITOGEOQUÍMICA

As análises geoquímicas realizadas das rochas orto-metamórficas estão representadas e identificadas segundo os agrupamentos químicos e petrográficos na tabela 4.

Os trabalhos iniciais versando sobre trabalhos geoquímicos que abordam as rochas básicas desta área foram descritos inicialmente por Almeida (1989) e Frasca et al. (1990), sendo mais recentes

os trabalhos para região de Araçáiba, proposto por Godoy et al. (2023), e para região de Ribeirão Branco-Capão Bonito por Vieira et al. (2020).

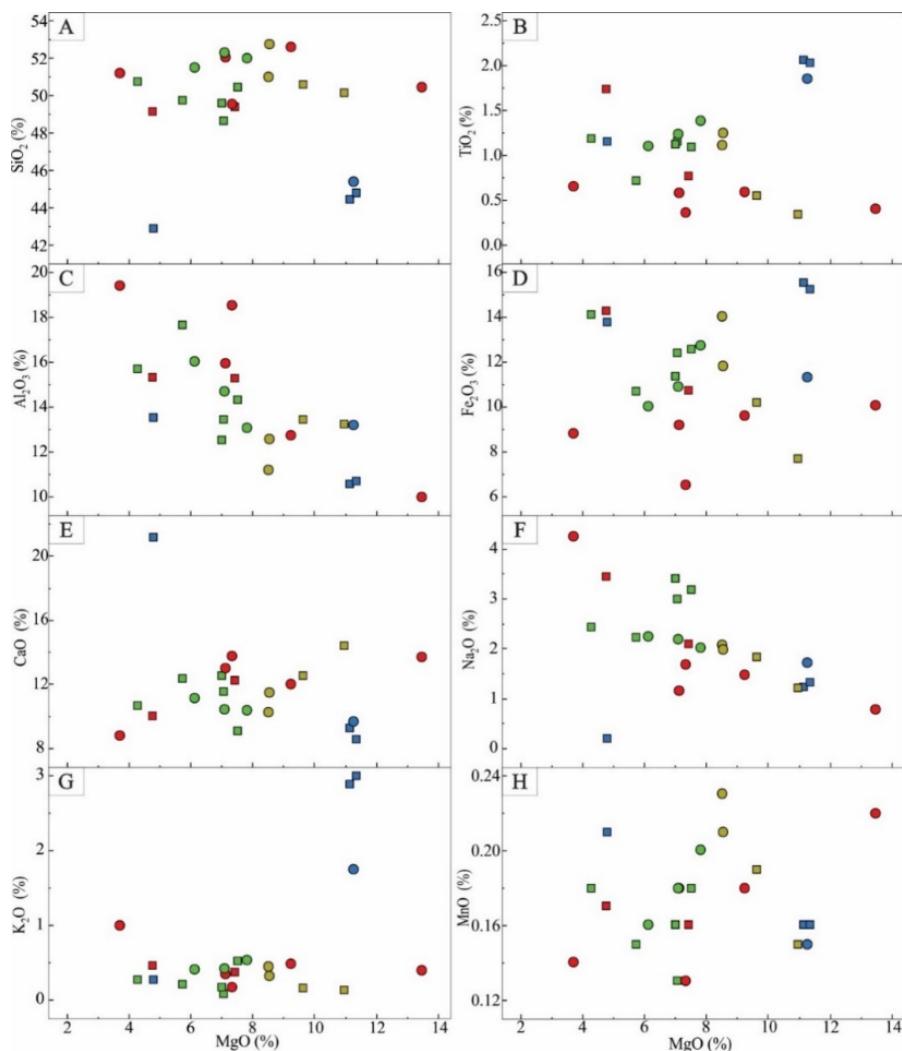
A distribuição química dos elementos maiores se encontra caracterizada nos diagramas binários de Harker (1909) de elementos maiores vs MgO utilizado como índice de diferenciação (Figuras 5A a 5H).

**Tabela 4** - Dados geoquímicos das rochas metabásica/metaultramáficas. Legenda: As cores das amostras nos diagramas geoquímicos estão identificadas e representadas na tabela 4.

Agrup.	U		U	A <sub>1</sub>		A <sub>1</sub>					
<b>SiO<sub>2</sub></b>	44.78	42.85	44.41	45.37	49.10	49.40	49.55	50.44	51.17	52.58	52.02
<b>TiO<sub>2</sub></b>	2.03	1.15	2.06	1.85	1.73	0.77	0.36	0.40	0.65	0.59	0.58
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	10.67	13.51	10.57	13.19	15.33	15.26	18.53	10.00	19.38	12.71	15.92
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	15.21	13.76	15.51	11.32	14.27	10.75	6.54	10.06	8.81	9.60	9.19
<b>MnO</b>	0.16	0.21	0.16	0.15	0.17	0.16	0.13	0.22	0.14	0.18	0.18
<b>MgO</b>	11.37	4.80	11.14	11.26	4.77	7.44	7.34	13.48	3.70	9.25	7.14
<b>CaO</b>	8.58	21.18	9.24	9.65	10.00	12.25	13.77	13.70	8.77	12.01	13.00
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	1.33	0.20	1.23	1.71	3.45	2.09	1.68	0.77	4.24	1.48	1.15
<b>K<sub>2</sub>O</b>	2.99	0.27	2.88	1.74	0.46	0.37	0.17	0.40	0.99	0.48	0.35
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0.82	0.09	0.80	0.10	0.14	0.08	0.03	0.03	0.05	0.04	0.06
<b>LOI</b>	2.08	2.00	2.00	2.47	0.56	1.42	1.21	1.07	1.22	0.94	0.66
<b>Soma</b>	<b>100.01</b>	<b>100.01</b>	<b>100.02</b>	<b>96.81</b>	<b>99.99</b>	<b>99.99</b>	<b>99.31</b>	<b>100.57</b>	<b>99.12</b>	<b>99.86</b>	<b>100.25</b>
<b>Ba</b>	56.00	59.00	1313.00	446.00	34.00	52.00	29.00	37.00	116.00	71.00	16.00
<b>Co</b>	42.00	30.00	54.00	53.90	37.00	36.00	37.50	67.70	62.00	57.80	48.00
<b>Cr</b>	45.00	33.00	79.00	45.00	46.00	78.00	64.00	58.00	49.00	76.00	57.00
<b>Cu</b>	182.00	203.00	71.00	156.00	209.00	121.00	195.00	156.00	208.00	171.00	154.00
<b>Ga</b>	18.60	17.60	17.20	17.80	17.30	16.70	17.70	9.20	20.20	14.00	15.40
<b>Hf</b>	3.57	3.85	3.20	3.85	1.02	0.95	0.65	0.69	1.02	1.12	1.12
<b>Nb</b>	15.00	17.00	14.00	12.97	7.00	5.00	2.92	3.39	2.84	2.88	4.66
<b>Ni</b>	68.00	65.00	68.00	68.00	48.00	97.00	52.00	82.00	68.00	90.00	59.00
<b>Rb</b>	35.40	38.30	35.10	38.10	9.40	6.90	6.40	7.10	28.70	15.20	4.00
<b>Sr</b>	194.00	399.00	352.00	358.00	200.00	129.00	140.00	59.00	294.00	117.00	114.00
<b>Th</b>	0.40	0.30	2.40	4.40	0.20	0.40	0.10	0.10	0.10	0.10	0.90
<b>U</b>	0.13	0.07	0.50	0.45	0.14	0.09	0.08	0.09	0.06	0.25	0.10
<b>V</b>	276.00	313.00	405.00	343.00	364.00	232.00	158.00	237.00	261.00	260.00	264.00
<b>Y</b>	26.00	24.00	26.00	396.47	30.00	53.00	10.71	11.54	13.35	16.32	15.04
<b>Zn</b>	101.00	32.00	111.00	58.00	76.00	75.00	56.00	92.00	42.00	117.00	48.00
<b>Zr</b>	13.00	17.00	41.00	89.00	18.00	11.00	30.00	22.00	38.00	34.00	17.00
<b>La</b>	5.50	3.50	21.30	70.70	12.70	13.10	2.70	2.80	2.80	3.30	3.60
<b>Ce</b>	9.80	5.90	49.10	127.10	30.00	34.00	3.40	4.10	5.60	5.50	5.20
<b>Pr</b>	1.71	1.15	6.74	18.03	4.11	5.05	0.53	0.60	0.85	0.87	0.85
<b>Nd</b>	8.50	6.70	32.50	70.80	18.90	26.70	2.50	3.00	3.90	3.90	3.70
<b>Sm</b>	2.30	2.20	7.50	22.10	4.50	9.20	0.70	0.90	1.30	1.50	1.30
<b>Eu</b>	1.03	0.85	1.83	7.12	1.70	3.25	0.42	0.35	0.57	0.50	0.49
<b>Gd</b>	3.56	3.30	7.34	47.24	5.38	12.36	1.31	1.49	1.79	2.00	2.20
<b>Tb</b>	0.66	0.54	0.92	8.77	0.93	1.98	0.22	0.27	0.34	0.37	0.36
<b>Dy</b>	4.29	3.59	5.34	55.54	5.86	12.69	1.47	1.87	2.09	2.42	2.47
<b>Ho</b>	0.86	0.79	0.96	11.69	1.14	2.25	0.33	0.41	0.50	0.51	0.54
<b>Er</b>	2.61	2.35	2.55	31.05	3.36	6.41	0.91	1.33	1.54	1.68	1.62
<b>Tm</b>	0.38	0.32	0.29	3.54	0.48	0.91	0.13	0.18	0.20	0.21	0.24
<b>Yb</b>	2.50	1.90	1.90	17.30	2.90	5.60	0.80	1.20	1.60	1.50	1.50
<b>Lu</b>	0.36	0.30	0.28	2.36	0.40	0.83	0.13	0.20	0.22	0.20	0.23
<b>Soma ETR</b>	<b>44.06</b>	<b>33.39</b>	<b>138.55</b>	<b>493.34</b>	<b>92.36</b>	<b>134.33</b>	<b>15.55</b>	<b>18.7</b>	<b>23.3</b>	<b>24.46</b>	<b>24.3</b>
<b>Média ETR</b>	<b>72,00</b>			<b>113,35</b>			<b>21,26</b>				
[La/Yb]n	1.48	1.24	7.56	2.76	2.95	1.58	2.28	1.57	1.18	1.48	1.62
<b>Média</b>	<b>4,33</b>			<b>2,26</b>			<b>1,62</b>				
Eu*	18.67	17.65	52.63	204.53	33.46	71.04	6.12	7.49	10.12	11.55	10.91
<b>Média</b>	<b>29,65</b>			<b>52,25</b>			<b>9,24</b>				
Eu/Eu*	0.75	0.66	0.47	0.47	0.69	0.62	0.93	0.64	0.77	0.59	0.61
<b>Média</b>	<b>0,62</b>			<b>0,65</b>			<b>0,71</b>				
Ce-Sm	1.03	0.65	1.58	1.39	1.61	0.89	1.17	1.10	1.04	0.88	0.97
<b>Média</b>	<b>1,08</b>			<b>1,25</b>			<b>1,03</b>				
Gd-Yb	1.15	1.40	3.12	2.20	1.50	1.78	1.32	1.00	0.90	1.08	1.18
<b>Média</b>	<b>1,89</b>			<b>1,64</b>			<b>1,09</b>				

**Tabela 4** –Dados geoquímicos das rochas metabásica/metaultramáficas. Legenda: As cores das amostras nos diagramas geoquímicos estão identificadas e representadas na tabela 4 (continuação).

Agrup.	■ A <sub>2</sub>					● A <sub>2</sub>			□ A <sub>3</sub>		○ A <sub>3</sub>	
SiO <sub>2</sub>	48.64	49.56	49.70	50.41	50.75	51.50	51.98	52.26	50.11	50.56	50.95	52.73
TiO <sub>2</sub>	1.15	1.12	0.71	1.09	1.18	1.10	1.38	1.23	0.34	0.55	1.11	1.25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.43	12.51	17.63	14.32	15.68	16.04	13.07	14.70	13.25	13.43	11.20	12.57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.41	11.35	10.69	12.56	14.11	10.02	12.75	10.91	7.68	10.18	14.04	11.82
MnO	0.13	0.16	0.15	0.18	0.18	0.16	0.20	0.18	0.15	0.19	0.23	0.21
MgO	7.06	7.00	5.74	7.52	4.28	6.13	7.81	7.11	10.96	9.63	8.53	8.56
CaO	11.55	12.55	12.35	9.06	10.64	11.10	10.37	10.44	14.41	12.53	10.26	11.48
Na <sub>2</sub> O	2.99	3.41	2.23	3.18	2.43	2.25	2.01	2.18	1.21	1.83	2.08	1.98
K <sub>2</sub> O	0.08	0.17	0.21	0.52	0.27	0.41	0.53	0.42	0.13	0.16	0.45	0.32
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	0.11	0.08	0.11	0.12	0.13	0.15	0.15	0.04	0.06	0.07	0.09
LOI	2.45	2.09	0.52	1.12	0.41	0.91	0.97	1.05	1.78	0.95	0.81	0.76
Soma	99.99	100.02	100.00	100.07	100.04	99.75	101.22	100.63	100.06	100.07	99.73	101.77
Ba	32.00	45.00	24.00	1377.00	36.00	132.00	177.00	124.00	45.00	46.00	59.00	62.00
Co	41.00	60.00	36.00	53.00	40.00	59.00	67.40	59.30	33.00	43.00	59.50	59.00
Cr	112.00	95.00	73.00	85.00	46.00	78.00	82.00	66.00	93.00	27.00	73.00	57.00
Cu	150.00	318.00	118.00	61.00	162.00	128.00	71.00	142.00	36.00	56.00	38.00	46.00
Ga	18.20	18.80	19.20	18.10	18.10	19.40	18.20	18.50	17.80	19.20	17.60	19.40
Hf	2.26	2.22	2.08	2.28	2.25	2.09	2.38	2.23	1.88	1.98	1.83	1.98
Nb	6.00	6.00	8.00	5.00	8.00	8.80	11.00	10.32	7.00	6.00	2.65	3.74
Ni	133.00	107.00	73.00	64.00	49.00	70.00	66.00	59.00	134.00	94.00	1324.00	98.00
Rb	19.20	23.10	9.80	14.10	7.50	9.20	18.10	7.20	23.00	19.90	30.40	10.90
Sr	149.00	150.00	108.00	332.00	106.00	299.00	236.00	261.00	101.00	87.00	144.00	128.00
Th	0.20	0.10	0.40	2.80	0.10	0.20	0.30	1.00	0.10	0.90	0.10	0.70
U	0.10	0.09	0.09	0.60	0.05	0.29	0.34	0.36	0.05	0.20	0.13	0.08
V	266.00	302.00	235.00	391.00	344.00	250.00	313.00	309.00	171.00	210.00	457.00	441.00
Y	19.00	20.00	18.00	27.00	25.00	15.84	19.38	17.31	8.00	12.00	47.68	31.88
Zn	88.00	68.00	65.00	106.00	82.00	69.00	90.00	75.00	44.00	65.00	60.00	58.00
Zr	20.00	26.00	18.00	41.00	26.00	64.00	92.00	76.00	6.00	10.00	65.00	68.00
La	4.60	4.50	3.50	22.90	6.20	9.80	11.40	12.10	0.90	1.80	8.00	70.90
Ce	9.20	9.10	6.50	52.00	11.70	19.60	22.10	24.10	2.20	3.90	12.90	90.90
Pr	1.44	1.36	0.95	6.93	1.55	2.84	3.34	3.41	0.31	0.51	2.76	12.74
Nd	7.50	7.30	4.80	34.70	8.10	11.30	13.20	13.50	1.60	2.70	13.40	51.10
Sm	2.10	2.60	1.70	7.70	2.60	2.80	3.40	3.40	0.60	1.00	4.30	11.20
Eu	0.87	0.93	0.60	1.97	0.84	1.02	1.15	1.14	0.25	0.39	1.68	3.11
Gd	3.16	3.25	2.06	7.45	3.44	3.21	3.89	3.57	0.88	1.36	6.78	11.50
Tb	0.51	0.47	0.41	0.92	0.63	0.49	0.59	0.58	0.17	0.25	1.01	1.46
Dy	3.36	3.31	2.60	5.39	4.35	3.02	3.51	3.26	1.20	1.89	6.52	7.91
Ho	0.69	0.71	0.62	1.00	0.96	0.62	0.70	0.67	0.35	0.46	1.46	1.47
Er	2.06	1.90	1.91	2.75	2.42	1.72	2.03	1.89	1.12	1.73	4.30	3.92
Tm	0.32	0.27	0.23	0.31	0.31	0.24	0.29	0.26	0.18	0.28	0.57	0.52
Yb	2.00	1.80	1.90	2.10	1.80	1.50	1.90	1.60	1.00	1.90	3.60	3.70
Lu	0.30	0.23	0.31	0.25	0.19	0.22	0.27	0.25	0.14	0.26	0.54	0.55
Soma ETR	38.11	37.73	28.09	146.37	45.09	58.38	67.77	69.73	10.9	18.43	67.82	270.90
Média ETR	59.08					65.29			14.66		169.36	
[La/Yb]n	1.55	1.69	1.24	7.35	2.32	4.40	4.05	5.10	0.61	0.64	1.50	12.92
Média	3.46								0.61		7.21	
Eu*	16.87	19.61	12.69	53.87	19.97	20.56	24.95	24.33	4.78	7.75	35.14	79.64
Média	24.11								6,57		57.36	
Eu/Eu*	0.70	0.65	0.64	0.50	0.57	0.68	0.63	0.64	0.71	0.68	0.65	0.53
Média	0.62								0,69		0.59	
Ce-Sm	1.06	0.84	0.92	1.63	1.09	1.69	1.57	1.71	0.88	0.94	0.72	1.96
Média	1.31								0.91		1.34	
Gd-Yb	1.27	1.46	0.87	2.86	1.54	1.73	1.65	1.80	0.71	0.58	1.52	2.51
Média	1.65								0.65		2,02	



**Figura 5** - Diagramas geoquímicos binários para elementos maiores para as rochas de composição básicas/ultrabásicas. As cores das amostras nos diagramas geoquímicos estão identificadas e representadas na tabela 4.

As amostras definem um agrupamento de rochas dominantes, de composição básica, com valores bastante homogêneos de sílica, mas distintos em relação ao magnésio e que foram subdivididos em quatro agrupamentos denominados de U para as rochas A<sub>1</sub>, A<sub>2</sub>, A<sub>3</sub> para as rochas básicas.

Um agrupamento, mais raro, denominado de U, apresenta com a distribuição a partir de quatro amostras de composição ultrabásica e definem valores entre 42,85 e 45,37% SiO<sub>2</sub>, sendo que, três amostras de metaultrabásicas estão inseridas nas rochas da Formação Água Clara e uma nas rochas do Grupo Itaiacoca.

Uma das amostras apresenta-se enriquecida em cálcio ao redor de  $\pm 21\%$  e, empobrecida em magnésio ao redor de  $\pm 4,8\%$ , sugerindo pela composição provavelmente constituir em um olivina piroxenito.

As demais rochas ultrabásicas apresentam-se enriquecidas em magnésio ao redor de  $\pm 11\%$  e levemente empobrecida em cálcio  $\pm 9,0\%$ , sug-

rindo pela composição magnesiana, tratar-se provavelmente de rocha enriquecida em olivina, apresentando composição peridotítica.

As rochas básicas, distribuídas nos agrupamentos de A<sub>1</sub>, A<sub>2</sub>, A<sub>3</sub>, apresentam valores de sílica entre 48,64 e 52,73%, com média aproximadamente de 50%.

Os agrupamentos são definidos por características compostionais e geotectônicas, já que a sílica e magnésio não mantêm padrões constantes.

Observa-se uma normalidade no decréscimo dos teores de SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O e MnO (Figuras 5A a 5H), à medida que o magma é enriquecido em MgO, para as rochas metabásicas, com exceção das rochas ultrabásicas que apresenta valores de álcalis elevado definindo como rochas ultrabásicas potássicas.

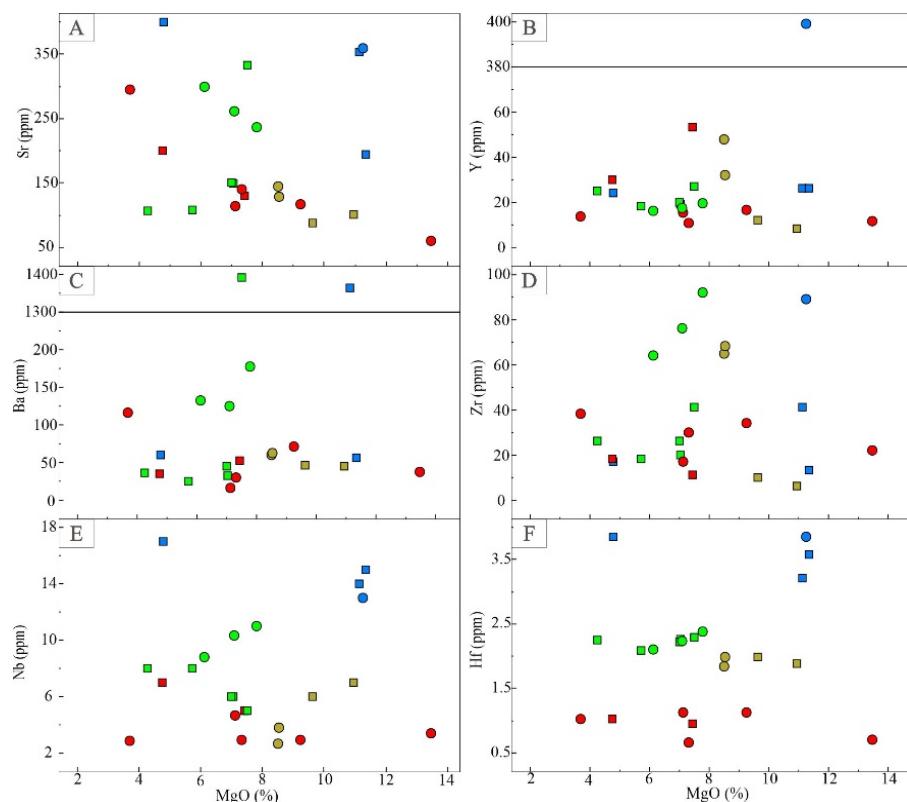
Os óxidos Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e TiO<sub>2</sub> apresentam comportamento de enriquecimento até cerca de 8,5% de MgO, e posteriormente seguido de um leve empobrecimento. Estes padrões refletem o

fracionamento de minerais como olivina, clinopiroxênio e plagioclásio, com fracionamento mais efetivo de óxidos de Fe e Ti nas rochas mais magnesianas.

As rochas metabásicas encontram-se distribuídas entre 4 e 10% MgO e apenas uma das amostras das básicas se destaca pela elevada

porcentagem, próximo a 13,5%, denotando o caráter magnesiano.

A relação de cálcio mostra-se elevado com a distribuição entre 4 e 13%, com o cálcio contido na labradorita e augita. Os diagramas binários de elementos traços vs MgO encontram-se nas figuras 6A a F.



**Figura 6** - Diagramas geoquímicos binários para elementos traço para as rochas de composição básicas/ultrabásicas.

Em relação ao estrôncio (Sr) (Figura 6A), ítrio (Y) (Figura 6B), bário (Ba) (Figura 6C), zircônio (Zr) (Figura 6C), nióbio (Nb) (Figura 6E) e hafnio (Figura 6F) é possível visualizar em Zr, Y, Ba um decréscimo em reação ao crescimento de magnésio das amostras e uma correlação positiva com o aumento de cálcio, evidenciando uma associação direta com o aumento de plagioclásio a partir de magmas mais fracionados.

Os valores no diagrama de Zr, Nb, Hf evidenciam um crescimento correlacionado ao aumento gradativo de magnésio presente nas 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 consequente enriquecimento de Sr, Zr e Y e forte empobrecimento em Ba no líquido magmático.

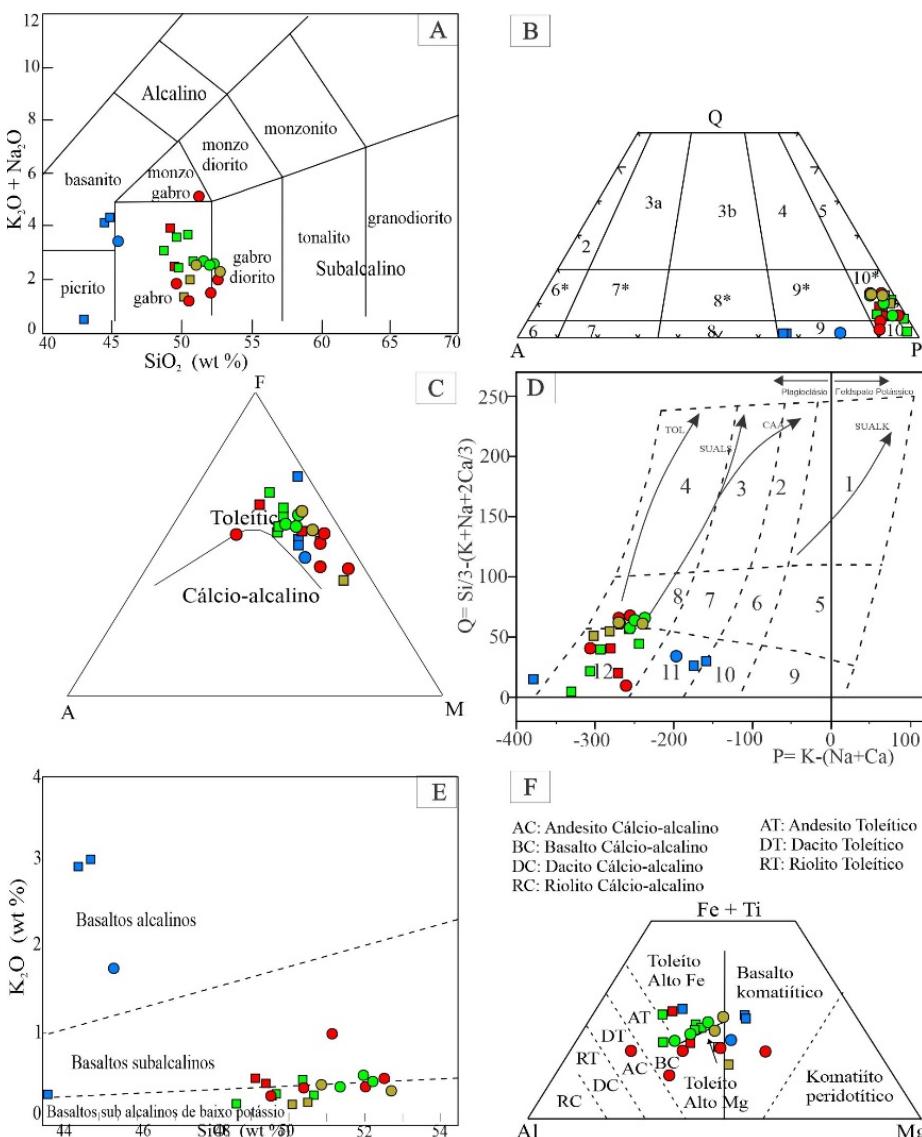
O decréscimo do Zr indica fracionamento ao

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 foram plotadas em diversos diagramas petrográficos de classificação e de afinidade composicional para as séries magmáticas e encontram-se identificados na figura 7.

No diagrama de Middlemost (1975) de ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) vs  $\text{SiO}_2$  observado na figura 7A, as amostras distribuem-se majoritariamente entre gabros, enquanto a amostra de composição ultrabásica com valor próximo de 45% de  $\text{SiO}_2$ , com elevado magnésio e potássio e com tendência alcalina, fica no limite entre gabbro e basanito.

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



**Figura 7** - Diagramas geoquímicos de classificação de amostras e de ambiente tectônico para as rochas de composição básicas/ultrabásicas. Legenda: A) Middlemost (1994), B) QAP- Lameyre & Bowden (1982) (10- gabros e 10\* quartzo gabro, 9- monzogabro), C) AFM- Irvine & Baragar (1971), D) Q x P -Debon et al. (1988). Campos: 8- Quartz diorito, 11- Monzogabro, 12 Basalto. Abr.: TOL= toleítica, CAA= cálcico-alcalina, SUBALS= subalcalina sódica, SUBALK= subalcalina potássica, E) Middlemost (1975), F) Jensen (1976).

No diagrama QAP da figura 7B de Lameyre & Bowden (1982), as rochas são classificadas como dominanteamente 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 7C) e que apresenta também uma amostra do agrupamento (U) de afinidade cálcio-alcalina, definida pelo empobrecimento de magnésio ( $MgO$ ) e enriquecimento de estrôncio ( $Sr$ ) com características similares a basalto de ambiente de arco.

O diagrama de classificação petrográfica que utiliza os parâmetros multicationícnicos  $Q$  vs  $P$ , de Debon et al. (1988) da figura 7D, mostra que os litotipos são classificados como basaltos enrique-

cidos em feldspato potássico ( $P > 0$ ) e apresenta afinidade c.

No diagrama químico de classificação de série magmática de Middlemost (1975), as amostras de basaltos são na maioria coincidentes ao campo dos basaltos subalcalinos de natureza toleítica de baixo a médio potássio (Figura 7E). Já a ultrabásica encontra-se no campo dos basaltos alcalinos.

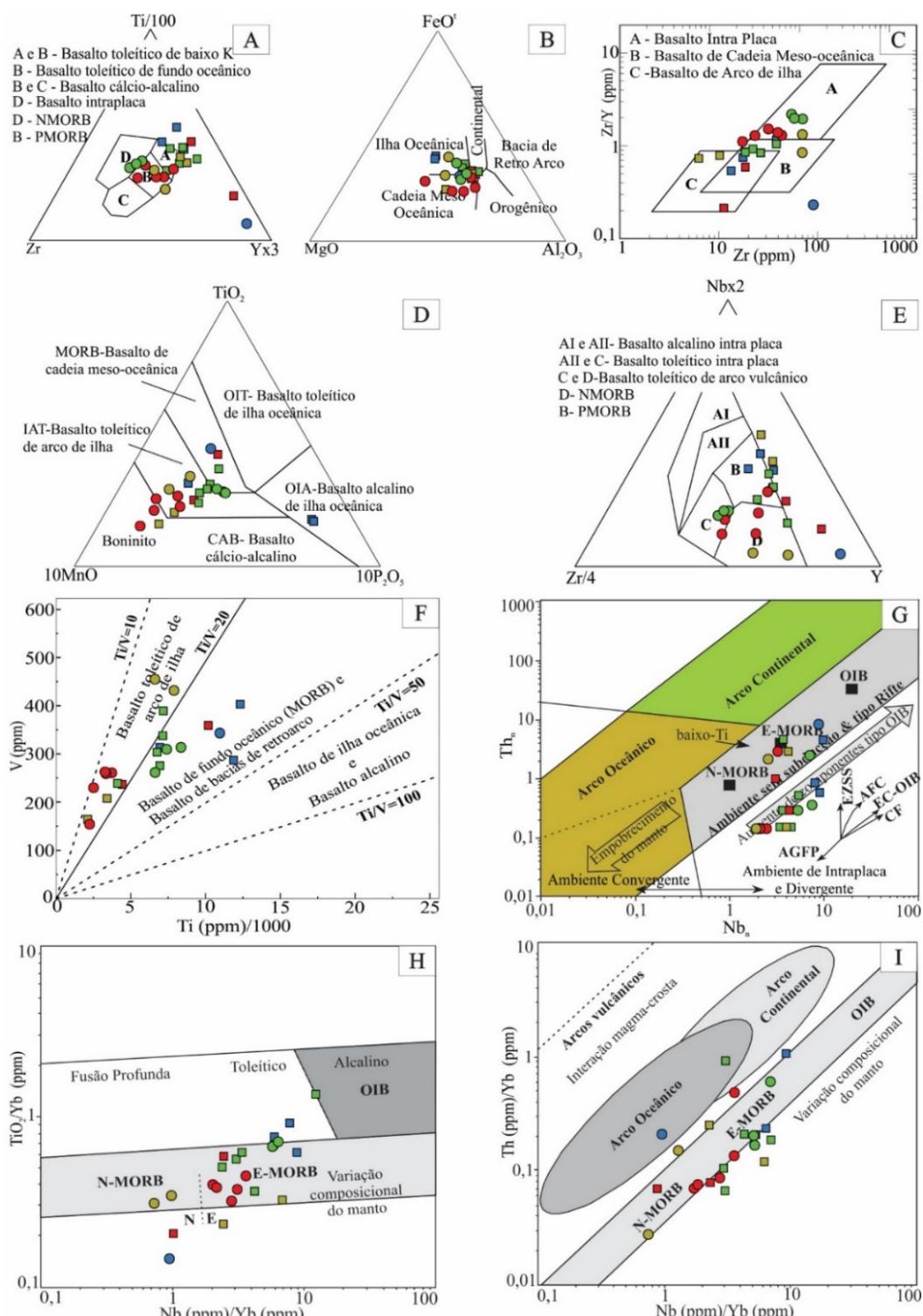
No diagrama da figura 7F de classificação de Jensen (1976), a maioria das amostras corresponde a basaltos subalcalinos ocupando o campo de distribuição de natureza dos basaltos toleíticos de alto Fe, com exceção de duas amostras relacionadas a composição transicional para basaltos komatiíticos a partir do aumento progressivo do teor em Mg, entre elas a rocha ultrabásica.

Uma amostra evidência a natureza de basaltos cálcio alcalinos, mais enriquecida em elementos terras leves e que já foi 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 geradas.

dos os protólitos dos ortoanfibolitos das unidades.

No diagrama triangular composto pelos elementos ( $Ti/100$  vs  $Zr$  vs  $Yx3$ ) da figura 8A de Pearce & Can (1973), as amostras estão posicionadas no campo de basaltos toleíticos de fundo oceânico em transição para basaltos intra-placa, sendo que quatro amostras evidenciam um elevado enriquecimento de Ítrio (Y).



**Figura 8** - 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). Legenda: N- MORB - basaltos de cordilheira mesoceânica; E- MORB- basaltos de cordilheira mesoceânica enriquecidos; OIB - basaltos de ilhas oceânicas.

No diagrama triangular constituído pelos elementos ( $\text{FeO}^t$  vs  $\text{MgO}$  vs  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ), caracterizado na figura 8B 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 8C, utilizando-se os elementos ( $\text{Zr}/\text{Y}$  vs  $\text{Zr}$ ) 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 da figura 8C 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 químicos ( $\text{TiO}_2$  vs  $10\text{MnO}$  vs  $10\text{P}_2\text{O}_5$ ), identificado na figura 8D de Mullen (1983), observa-se que a amostra ultrabásica (U) apresenta composição correlacionada à basalto de cadeia mesoceânica-MORB, enquanto as amostras dos grupos A<sub>1</sub> a A<sub>3</sub> 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 amostras do grupo A<sub>2</sub> são localizadas no fim da transição de ambiente de arco de ilha oceânico e MORB.

No diagrama que se utiliza ( $\text{V}$  vs  $\text{Ti}$ ) descrito por Shervais (1982) e identificado pela figura 8E, a localização das amostras reforça a transição anteriormente observada, com os grupos bem divididos.

A amostra ultrabásica, assim como os litotipos do agrupamento A<sub>2</sub> são caracterizados como basaltos de fundo oceânico (MORB), enquanto ocorre a transição dos demais agrupamentos, A<sub>1</sub> e A<sub>3</sub>, como basaltos toleíticos de arco de ilha.

A razão  $\text{Ti}/\text{V}$  apresentada neste diagrama, quando possui valores entre 20 e 50 possibilitam 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 agrupamentos A<sub>1</sub>, A<sub>2</sub>, A<sub>3</sub>, enquanto a rocha ultrabásica do agrupa-

mento U apresenta razão com valor maior que 50.

No diagrama de Meschede (1986), caracterizado na figura 8F utilizando-se os elementos ( $\text{Nb}_{x2}$  vs  $\text{Zr}/4$  vs  $\text{Y}$ ) e 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 8G ( $\text{TiO}_2/\text{Yb}$  vs  $\text{Nb}/\text{Yb}$ ) e da figura 8I ( $\text{Th}$  vs  $\text{Nb}/\text{Yb}$ ) de Pearce (2008).

A variação da razão entre  $\text{Th}/\text{Yb}$  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 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 8H (Pearce, 2008) pode-se visualizar o posicionamento das rochas do grupo A<sub>2</sub> no campo de composição de fonte mantélica de basaltos de cadeia mesoceânica do tipo E-MORB (enriquecido) e, pela razão obtida, a geração por fusão parcial rasa fica evidente.

As amostras do grupo A<sub>3</sub>, por sua vez, localizam-se na área de N-MORB, e as amostras do grupo A<sub>2</sub> posicionam-se na transição para um magma toleítico, sugerindo fusão mais profunda relacionada à interação com pluma.

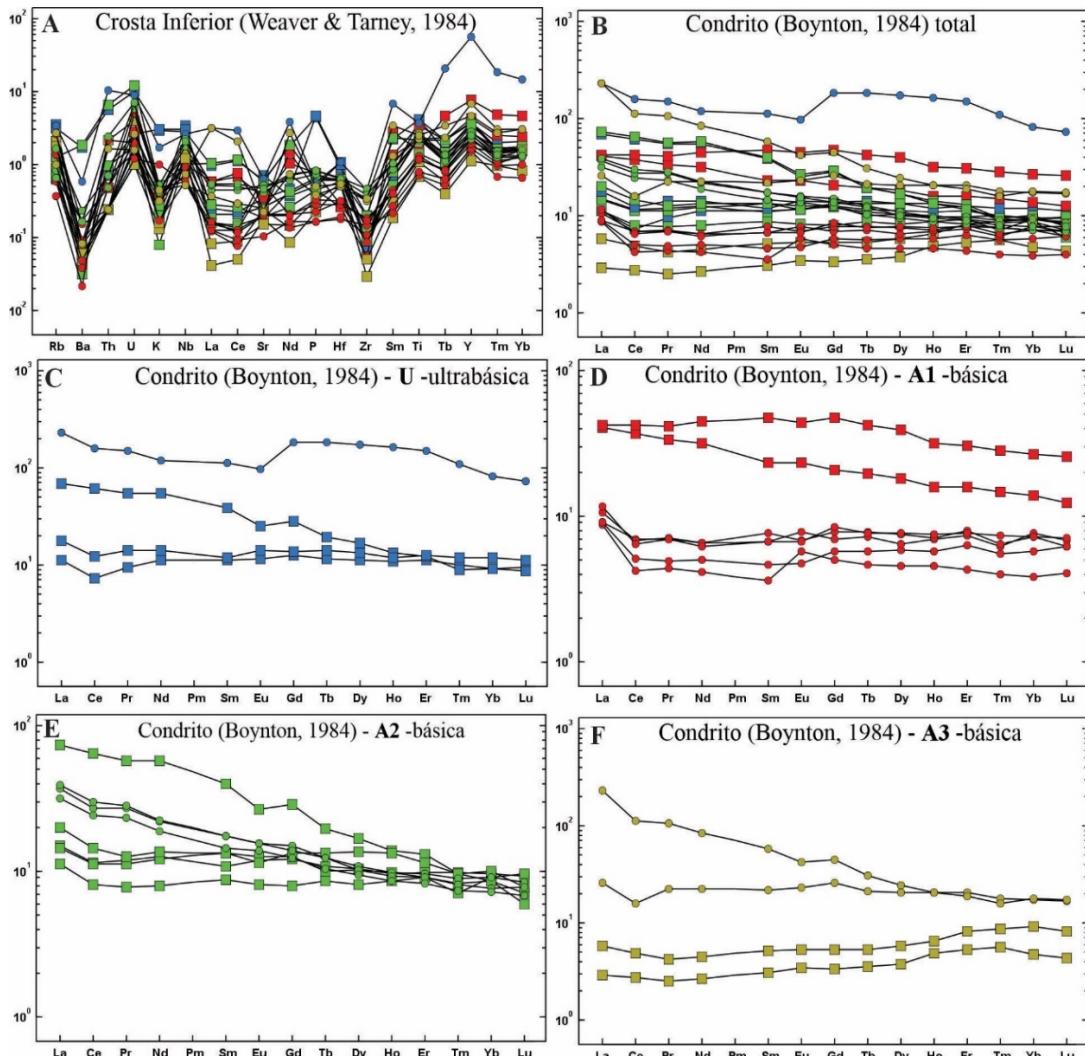
No diagrama da figura 8H proposto por Pearce (2008), observa-se a maioria das amostras apresentando variações para o campo de interação de magma e crosta oceânica, enquanto algumas demonstram enriquecimento progressivo da interação magma e crosta.

No diagrama multielementar de elementos-tracô normalizado segundo Weaver & Tarney (1984) com valores para a crosta inferior (Figura

9A), os dados geoquímicos evidenciam basicamente uma assinatura geoquímica homogênea, com um grupo dominante de protólito básico a levemente ultrabásico. Os litotipos apresentam em geral um padrão de leve enriquecimento em elementos incompatíveis de lantânia (La) em direção ao itérbio (Yb), empobrecimento acentuado em potássio (K) e titânio (Ti) e leve empobrecimento em césio (Ce), neodímio (Nd),

zircônio (Zr).

O padrão de fracionamento resultante da composição média de elementos terras raras (ETR) normalizados pelo Condrito de Boynton (1984) (Figura 9B), mostram concentrações moderadas de ETR, com moderado enriquecimento em elementos terras raras leves (ETRL) em relação aos elementos terras raras pesados (ETRP) (Figura 9B).



**Figura 9** - 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 condrílicos.

Entre as amostras da mesma associação encontra-se uma razoável assimetria dos padrões com destaque para as amostras do agrupamento (U) de ultrabásicas alcalinas e uma das amostras da associação A<sub>3</sub>, que apresenta uma natureza com tendência cálcio alcalina.

A amostra do Agrupamento U de composição ultrabásica, apresenta discriminação em dois padrões distintos.

Um padrão apresenta valores com forte enriquecimento em elemento terras raras (ETR), sendo intensamente discrepante os seus valores

das demais amostras e apresentam um altíssimo enriquecimento de ETR = 493,34, portanto não sendo analisada com os demais padrões.

A segunda análise apresenta-se com um forte enriquecimento de elementos terras raras leves (ETRL) em relação a um forte decaimento dos elementos terras raras pesados (ETRP) e valores enriquecidos de ETR = 138,55.

O segundo padrão de distribuição das análises apresenta-se padrão simétrico e subhorizontal sem forte enriquecimento em ETR. É caracterizado pelo baixo grau de fracionamento

apresentando a média de ETR = 72,00 e com  $[(\text{La/Yb})_N = 4,33]$ , apresentando o maior valor de Eu\* = 29,65 e a mais fraca anomalia negativa para Eu, com  $[\text{Eu/Eu}^* = 0,62]_N$ .

Os dados mostram uma fraca assimetria observada entre a média dos ETRL  $[\text{Ce/Sm}]_N = 1,08$  comparado com os ETRP  $[\text{Gd/Yb}]_N = 1,89$  que indicam um conjunto de rocha pouco evoluído.

As amostras do *Agrupamento A<sub>1</sub>* apresentam basicamente dois grandes padrões de distribuição de ETR. Um padrão levemente simétrico e um maior grau de fracionamento e enriquecimento de elemento terras raras, a partir da média de ETR = 113,35, com  $[(\text{La/Yb})_N = 2,26]$ , apresentando valor de Eu\* = 52,25 e de  $[\text{Eu/Eu}^* = 0,65]_N$ .

Os dados mostram uma assimetria inversa com enriquecimento nos elementos de ETRL, observada entre a média dos ETRL  $[\text{Ce/Sm}]_N = 1,25$  comparado com os ETRP  $[\text{Gd/Yb}]_N = 1,64$  que indicam o conjunto de rocha evoluído e portanto diferenciado.

O segundo padrão deste agrupamento apresenta padrão levemente simétrico e um menor grau de fracionamento a partir da média de ETR = 21,26 com  $[(\text{La/Yb})_N = 1,62]$ , apresentando valor de Eu\* = 9,24 e valores de  $[\text{Eu/Eu}^* = 0,71]_N$ . Os dados mostram uma fraca assimetria com leve depleção nos elementos de ETR, observada entre a média dos ETRL  $[\text{Ce/Sm}]_N = 1,03$  comparado com os ETRP  $[\text{Gd/Yb}]_N = 1,09$  que indicam o conjunto de rocha menos evoluído.

As amostras do *Agrupamento A<sub>2</sub>* são caracterizadas pelo maior grau de fracionamento apresentando a maior simetria e paralelismo entre a distribuição dos padrões e com grau de fracionamento crescente dos ETR.

## CONCLUSÕES

As rochas ortoderivadas de composição ultrabásica e básica e são representadas por anfibolito, metabasito, hornblendita xisto e metaultrabásitos de idade meso- a neoproterozoica. Estas rochas encontram-se inseridas em rochas da sequência metavulcanossedimentar do Supergrupo Açungui, especificamente na Formação Água Clara, na forma de corpos lenticulares e alongados, paralelos a orientação regional milonítica de direção geral NE-SW.

Os ortoanfibolitos são rochas anisotrópicas de textura granonematoblástica a granoblástica, com bandamento composicional magmático S0 paralelo à foliação S<sub>1</sub>//S<sub>2</sub>, marcado pela orientação de

A média varia entre os ETR = 59,08 a 65,29, para as amostras com valores médios  $(\text{La/Yb})_N = 3,46$ , de Eu\* = 24,11 e fraca anomalia negativa para Eu, com  $[\text{Eu/Eu}^* = 0,62]_N$ .

Os dados mostram uma fraca assimetria com um forte crescimento nos elementos de ETRL, observada entre a média dos elementos terras raras leves ETRL  $[\text{Ce/Sm}]_N = 1,31$  comparado com os elementos terras raras pesadas ETRP  $[\text{Gd/Yb}]_N = 1,65$ , que indicam o conjunto de rocha levemente evoluído.

As amostras do *Agrupamento A<sub>3</sub>* apresentam padrão leve de assimetria e são caracterizadas pelo valor médio mais discrepantes e distintos de ETR (14,66 a 169,36). Portanto apresentam dois padrões de distribuição de ETR.

As análises de menor grau de fracionamento apresenta os valores médios de ETR = 14,66 e de  $[(\text{La/Yb})_N = 0,61]$ , apresentando valores de Eu\* = 6,57 e a mais fraca anomalia negativa para Eu, com  $[\text{Eu/Eu}^* = 0,69]_N$ .

Os dados das amostras deste agrupamento mostram uma pequena assimetria, observada entre a média dos elementos terras raras leves ETRL  $[\text{Ce/Sm}]_N = 0,91$ , comparado com os elementos terras raras pesadas ETRP  $[\text{Gd/Yb}]_N = 0,65$ .

As análises de maior grau de fracionamento apresentam os maiores valores médios de ETR = 169,36 e de  $[(\text{La/Yb})_N = 7,21]$ , apresentando os menores valores de Eu\* = 57,36 e a mais fraca anomalia negativa para Eu, com  $[\text{Eu/Eu}^* = 0,59]_N$ .

Os dados das amostras deste agrupamento apresentam uma assimetria com aumento nos elementos de ETRL, observada entre a média dos ETRL  $[\text{Ce/Sm}]_N = 1,34$ , comparado com os ETRP  $[\text{Gd/Yb}]_N = 2,02$  que indicam o conjunto de rocha mais evoluído.

anfibólio prismáticos e aciculares.

Estes dois eventos iniciais são relacionados a uma tectônica tangencial, ligados à fase colisional, e consequente espessamento de massas crustais e a colocação e deformação granitos sin- colisionais.

A deformação posterior é marcada por uma tectônica transcorrente/transpressiva que ocorre associada à restruturação metamórfica, através de forte bandamento tectônico imposto e ascensão magmática tardia e a atual estruturação alongada do granito pós-colisional.

As rochas básicas apresentam raros pseudomorfos de labradorita e augita intensamente alterados, que representam uma associação reliquiar;

paragênese mineral principal de ferrotscherma-kita- ferrohornblenda- magnesio-hornblenda  $\pm$  oligoclásio/andesina, representando o ápice do metamorfismo regional progressivo M<sub>1</sub>, de 579°C a 621°C, com valor médio de 591°C de temperatura e valores médios de pressão de 6,6 kbar A 7,3 kbar ( $\pm 0,6$ ) em fácies anfibolito médio do metamorfismo regional progressivo do tipo Barroviano; e paragênese mineral de actinolita/tremolita $\pm$ albita, do retrometamorfismo regional M<sub>3</sub>, 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, leucoxênio, hidróxidos e demais minerais opacos. Secundariamente, ocorrem termos metaultrabásicos, caracterizados como talco-epidoto-tremolita xisto a tremolítito, constituído por actinolita/tremolita, epidoto, talco, raro plagioclásio e quartzo.

Os protólitos ígneos maficos podem ser divididos em dois grupos principais, um representado pela amostra ultrabásica (U) e um agrupamento de rochas básicas, subdivididas em três grupos A<sub>1</sub>, A<sub>2</sub> e A<sub>3</sub>.

Dados geoquímicos compostacionais classificam as rochas como gabbro (A<sub>1</sub>, A<sub>2</sub>, A<sub>3</sub>), monzogabbro (A<sub>1</sub>) e gabbro diorito (A<sub>1</sub> e A<sub>3</sub>), sub alcalinos de

baixo potássio (A<sub>1</sub> a A<sub>3</sub>) a subalcalinos (A<sub>1</sub>), Fe-toleíticos a Mg-toleíticos e com a rocha ultrabásica de composição alcalina (U), com leve tendência à basaltos komatiíticos.

Já os dados geotectônicos, corroborados pelo comportamento dos elementos traços e dos ETRs, indicam três assinaturas principais para os grupos anfibolíticos: 1) de rochas básicas toleíticas a komatiíticas associadas a cadeia mesoceânica (MORB), a partir da interação fonte mantélica do tipo E-MORB enriquecida ou pela interação supracrustais durante a subducção com possível interação da crosta na fase de subducção; 2) de rochas ultrabásicas alcalinas de ilha oceânica (OIA); e 3) de basaltos toleíticos de arco de ilha (IAT). Durante a fase de subducção, uma possível interação com material crustal, possibilita a geração das rochas básicas toleíticas de arco de ilha.

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

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.

## REFERÊNCIAS

- 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, 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.; 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 (Apiaí 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 Apiaí. 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.; 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 Apiaí 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.
- DAITX, E. C., TEIXEIRA, W., ZANARDO, A. Geologia e geocronologia do metagabro de Apiaí, Vale do Ribeira, SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, Salvador, 1990. *Anais...* Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 1990, p. 341.
- 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.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. **Rock forming minerals**. Londres, Longman, 558 p., 1963.
- 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.; FERRARI, V.C.; COSTA, V.S.; CAMPANHA, G.A.C. Geoquímica e petrogênese de metabasitos do grupo Votuverava (Terreno Apiaí, Cinturão Ribeira Meridional): evidências de uma bacia retro arco calimíniana. *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 Apiaí - 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.
- 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 Araçába, 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.
- 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.
- GODOY, A.M.; VIEIRA, O.A.R.P.; LEITE JUNIOR, W.B.; HACKSPACHER, P.C.; MATA, S.P.; ZENERO, J.M. Geologia e Tectônica da região da Folha Topográfica de Capão Bonito na escala 1:50.000, sudeste do estado de São Paulo. *Geociências*, v. 38, n. 1, p. 51-71, 2019.
- GODOY, A.M.; VIEIRA, O.A.R.P.; CUELLAR, B.S.A. Geologia e Litogeocímica 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, 2021a.
- GODOY, A.M.; VIEIRA, O.A.R.P.; ARAÚJO, L.M.B.; GODOY, D.F. Geologia, Geoquímica e Química Mineral dos Stocks Graníticos *Rapakivi* Campina do Veado e Santa Blandina, sudoeste do estado de São Paulo. São Paulo, UNESP, *Geociências*, v. 40, n. 2, p. 307-338, 2021b.
- GODOY, A.M.; MARCHI, E.O.; VIEIRA, O.A.R.P.; GODOY, D.F. Geoquímica e Química Mineral das Rochas Graníticas Pós-Colisionais do Stock Sguario, Terreno Apiaí, Sudeste do Estado de São Paulo. São Paulo, UNESP, *Geociências*, v. 42, n. 3, p. 321 - 345, 2023.
- GODOY, A. M., DUARTE, N. O., VIEIRA, O. A. R. P. Geologia e Geoquímica das Rochas Orto Anfibolíticas na Folha Topográfica de Araçába. São Paulo, UNESP *Geociências*, v. 42, n. 3, p. 363-386, 2023.
- 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 Orogenético Mantiqueira. In: HASUI, Y., CARNEIRO, C.D.R., ALMEIDA, F.F.M.A., 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.; COIMBRA, A.M. The Ribeira folder Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 5, n. 4, p. 257-266, 1975.
- 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.
- 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 *Miscellaneous Reports and Publications*, v. 66, 22 p., 1976.
- 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.
- MALAGUTTI, M.I.A.; BAHIA FILHO, O.; MORENO, M.M.T.; NARDY, A.J.R. Determinação de elementos terras raras e ítrio em rochas silicáticas por ICP-AES com separação em resina trocadora de íons. *Geochimica Brasiliensis*, v. 12, n. 1/2, p. 75-80, 1998.
- MANIESI, V. **Petrologia das rochas anfibolíticas 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 anfibólitos e sua relação com feições texturais nos corpos anfibolíticos 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. Anfibolitos 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.
- 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.
- MATA, S.P.; VIEIRA, O.A.R.P.; GODOY, A.M. Geologia do Maciço Corrêas, Sudeste do Estado de São Paulo. São Paulo, UNESP, *Geociências*, v. 39, n. 2, p. 297-316, 2020.
- MESCHEDE, 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/TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: 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.; NARDY, A.J.E. Litogeocímica, química mineral e termobarometria do Metagabro de Apiaí. UNESP-Rio Claro, *Geociências*, v. 31, n. 4, p. 665-680, 2012.
- OLIVEIRA, M.A.F.; MANIESI, V.; TEIXEIRA, W.; DAITX, E.C. Caracterização isotópica de metabasitos e anfibolitos dos grupos Açungui e Setuba na Porção Sul da Faixa Ribeira. *Geologia USP. Série Científica*, v. 2, p. 161-170, 2002.
- OTTEN, M.T. The origin of brown hornblende in the Artfleit gabbro and dolerites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 86, p. 189-199, 1984.
- 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.
- 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 (Proterozóico), ao Sul de Itapeva, SP*. São Paulo, 1999. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo.
- 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.
- SIGA JR.; BASEI, M.A.S.; SATO, K.; PRAZERES FILHO, H.J.; CURY, L.F.; WEBER, W.; PASSARELLI, C.R.; HARARA, O.M.; REIS NETO, J.M. U-Pb (Zircon) Ages of Metavolcanic Rocks from the Itaiacoca Group: Tectonic Implications. *Geol. USP Série Científica*, São Paulo, v. 3, p. 39-49, 2003
- 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.
- 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. *Geologia das rochas ígneas Meso a Neoproterozoicas associadas a Formação Água Clara no Estado de São Paulo*. Rio Claro. 2021. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
- 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.; LEITE JUNIOR, W.B.; HACKSPACHER, P.C. Geologia da Folha Topográfica Guapiara na escala 1:50.000. São Paulo, UNESP, *Geociências*, v. 37, n. 2, p. 263-277, 2018.
- 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.; 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 (Doutorado), 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 Araçába -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 Araçába-SP: registro de uma bacia mesoproterozoica. *Geologia USP, Série Científica*, v. 4, p. 101-110, 2004

Submetido em 19 de fevereiro de 2025  
Aceito para publicação em 22 de abril de 2025