Revista GEOCIÊNCIAS

unesp

ISSN: 1980-900X (online)

GEOQUÍMICA E QUÍMICA MINERAL DAS ROCHAS GRANÍTICAS DO *STOCK* SERRA DOS LOPES, SUDESTE DO ESTADO DE SÃO PAULO

GEOCHEMISTRY AND MINERAL CHEMISTRY OF THE GRANITIC ROCKS OF SERRA DOS LOPES STOCK, SOUTHEAST OF SÃO PAULO STATE

Antonio Misson GODOY[1], Leandro Guerra FARIA[2]

[1]Departamento de Geologia - Instituto de Geociências e Ciências Exatas - Universidade Estadual Paulista. Av. 24A, 1.515-Bela Vista. Rio Claro (SP). E-mail: antonio.godoy@unesp.br

[2]Graduação em Geologia - Instituto de Geociências e Ciências Exatas - Universidade Estadual Paulista. Av. 24A, 1.515-Bela Vista. Rio Claro (SP). E-mail: lg.faria@unesp.br

Introdução
Material e Métodos
Geologia Regional
Geologia Local
Química Mineral
  Plagioclásio
  Biotita
Litogeoquímica
Conclusões
Agradecimentos
Referências

RESUMO – As rochas graníticas neoproterozoicas do *stock* Serra dos Lopes localizam-se na região sudeste do estado de São Paulo, nos municípios de Piedade e Pilar do Sul e encontram-se relacionadas ao magmatismo do Batólito Granítico Agudos Grandes do Terreno Apiaí. Constituem um corpo intrusivo de 99 km^2 nas rochas da sequência metavulcanossedimentar do Grupo Votuverava do Supergrupo Açunguí, segundo a direção geral N-S imposta pela Zona de Cisalhamento Taxaquara. As rochas são representadas por variedades de sieno- a monzogranito de coloração rósea e branca, raro monzonito e dominando os tipos porfiríticos. São rochas isotrópicas e o mineral máfico dominante é a biotita. As características petrográficas identificam como mineralogia principal microclínio, quartzo, oligoclásio e albita e biotita (annita e siderofilita). Os granitos são peraluminosos e correlacionados a granito do Tipo I, da série cálcio-alcalina alto potássio a shoshonítico, tarde- a pós-colisional e constituindo magma satélites, diferenciado da evolução do batólito sin-colisional Agudos Grandes, expressivo magmatismo da construção do Arco Magmático Ribeira. Estão associados às estruturas transtensivas da Zona de Cisalhamento Taxaquara do final do evento colisional da Orogênese Ribeira e caracterizam o arranjo geotectônico tardio de estabilização do Terreno Apiaí.
Palavras-Chave: Granito Serra dos Lopes. Terreno Apiaí. Petrografia. Geoquímica. Química Mineral.

ABSTRACT – The Neoproterozoic granitic rocks of the Serra dos Lopes stock are located in the southeastern region of São Paulo State, within the municipalities of Piedade and Pilar do Sul. They are associated with the magmatism of the Agudos Grandes Granitic Batholith in the Apiaí Terrain. These rocks form an intrusive body covering 99 km² within the metavolcanic-sedimentary sequence of the Votuverava Group (Açunguí Supergroup), following a general north-south orientation imposed by the Taxaquara Shear Zone. The rocks consist primarily of syenogranitic to monzogranitic varieties, exhibiting pink and white coloration, with rare occurrences of monzonite. Porphyritic types dominate, though isotropic textures are also present. Biotite is the dominant mafic mineral. Petrographic analysis identifies microcline, quartz, oligoclase, albite, and biotite (annite and siderophyllite) as the main mineralogical components. The granites are peraluminous and correlate with I-type granites of the high-potassium calc-alkaline to shoshonitic series, classified as late- to post-collisional. They are interpreted as satellite magmas, differentiated from the evolution of the Agudos Grandes syn-collisional batholith, a significant magmatic event in the construction of the Ribeira Magmatic Arc. These granites are associated with the transtensional structures of the Taxaquara Shear Zone, marking the final stage of the collisional event of the Ribeira Orogeny and representing the late geotectonic stabilization of the Apiaí Terrain.
Keywords: Serra dos Lopes Granite. Apiaí Terrain. Petrography. Geochemistry. Mineral Chemistry.

INTRODUÇÃO

O trabalho consiste no mapeamento geológico e faciológico em escala de 1:50.000 das rochas intrusivas neoproterozoicas do *stock* Granítico Serra dos Lopes, além da caracterização das rochas adjacentes, compostas por rochas da sequência metavulcanossedimentar do Grupo Votuverava, parte do Supergrupo Açungui.

As rochas graníticas estão situadas na região sudoeste do estado de São Paulo, nas proximidades do município de Piedade. Elas formam um corpo semioval com cerca de 99 km², cujo eixo principal está orientado e deformado localmente no segmento norte do corpo, por uma deformação milonítica regional NE-SW imposta pela Zona de Cisalhamento Taxaquara.

Localiza-se entre as coordenadas 47°38'W/-23°46'S e 47°28'W/23°45'S. Esses litotipos ígneos ocupam o noroeste da área geográfica correspon-

dente à Folha Pilar do Sul (SF-23-Y-C-IV-4) em escala 1:50.000, publicada pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE, 1970).

Os granitos da Serra dos Lopes estão representados no mapa geológico de integrações do Estado de São Paulo, em escala de 1:500.000, desenvolvido pelo Instituto de Pesquisa Tecnológica (Bistrichi et al., 1981; Almeida et al., 1981). Esses granitos são descritos como parte de um corpo ígneo distinto e de grande dimensão, localizado na borda sudeste da Bacia do Paraná.

As rochas são correlacionadas aos litotipos da Suíte Granítica Pós-tectônica, vinculadas à Fácies Itu, conforme a classificação inicialmente proposta por Hasui et al. (1978). As rochas da Fácies Itu são caracterizadas por litotipos isotrópicos, com alto teor de potássio, predominando as variedades que vão de equigranular a inequigranular, levemente porfiríticos, geradas em ambiente magmático tardio e controlados por zonas de cisalhamento.

Essas rochas da fácies Itu foram formadas em um ambiente magmático tardio, sendo discordantes e sem sinais de deformação, além de estarem associadas as zonas de cisalhamento (Hasui et al., 1978).

A individualização e nomeação das rochas do Granito Serra dos Lopes foi estabelecida apenas no Mapa Geológico de Integração, em escala 1:750.000, elaborado por Perrotta et al. (2005), desenvolvido pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (Figura 1).

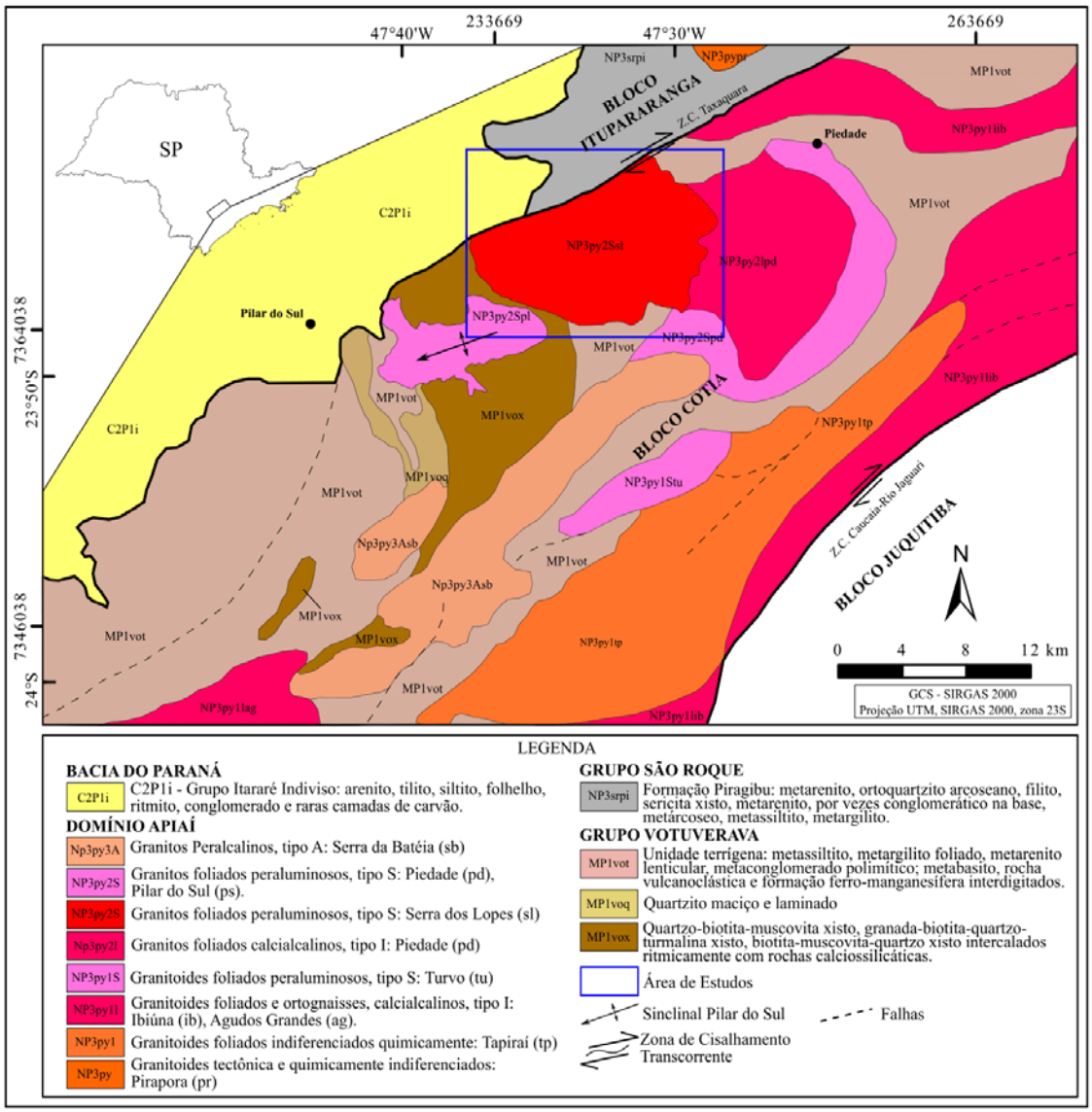

Figura 1 – Mapa geológico da região de Pilar do Sul e Piedade com a disposição das unidades litológicas e zonas de cisalhamento transcorrente. Modificado de Perrotta et al. (2005).

De acordo com Hennies et al. (1967), Hasui et al. (1975) e Hasui & Sadowski (1976), a área está inserida no bloco ou compartimento conhecido como Conjunto Paranapiacaba, pertencente ao Bloco Cotia. Este bloco é delimitado ao norte pela Zona de Cisalhamento Taxaquara, que o separa das rochas metassedimentares de baixo grau do Grupo São Roque, formando o Bloco

Itupararanga, e ao sul pela Falha de Caucaia, que o distingue das rochas metassedimentares de alto grau do Grupo Embu, as quais compõem o Bloco Juquitiba (Figura 1).

O subdomínio tectônico Pilar do Sul é definido pelo contato sul do corpo ígneo com a Zona de Cisalhamento Caucaia-Rio Jaguari.

Hasui & Sadowski (1976) e Hasui et al. (1980) descrevem o Sinclinal de Pilar do Sul na área, onde são expostas as rochas supracrustais metassedimentares mais profundas, bem como as rochas graníticas aluminosas associadas ao *stock* Pilar do Sul.

Essa estrutura está localizada no flanco noroeste do Anticlinório de Agudos Grandes, o qual reflete a inflexão dos metassedimentos do Supergrupo Açungui, que apresentam uma deformação regional predominantemente NE-SW.

Na região da cidade de Pilar do Sul, essa direção inflete para NW-SE, sendo cortada ao norte pela Zona de Cisalhamento Taxaquara ou encoberta pelas rochas sedimentares do Grupo Itararé e/ou pelos sedimentos mais recentes da Bacia do Paraná.

No domínio tectônico de Pilar do Sul, afloram as rochas da sequência supracrustal do Supergrupo Açungui, localizadas na parte norte do Terreno Apiaí, conforme proposto por Hasui (2010, 2012) e Heilbron et al. (2004).

Essa área também está inserida no contexto do Orógeno ou Bloco Paranapiacaba, conforme definido por Hasui & Sadowski (1976) e com as rochas aflorando nas proximidades do contato erosivo atual, com as rochas sedimentares da borda da Bacia do Paraná.

O Terreno Apiaí é composto por uma sequência de rochas supracrustais com baixo a médio grau de metamorfismo, denominadas como Grupo Açungui por Fiori (1992) e Campanha (1991).

Posteriormente, foi proposta uma ampliação dessa classificação para Supergrupo Açungui (Campanha, 1991, 2002; Campanha & Sadowski, 1999; Faleiros, 2008).

Durante o evento magmático neoproterozoico ocorreu um processo de colisão (NW-SE), seguido pelo alojamento do magmatismo cálcio-alcalino a alcalino, que abrange as fases sin- e pós-orogênicas, além das fases anorogênicas (Godoy, 1989, 2003).

Ao final desse processo, houve um escape tectônico com reativações de diversas zonas de cisalhamento transcorrentes, as quais foram responsáveis pela movimentação e posicionamento final dos blocos crustais, além das deformações nos corpos ígneos.

Na área, o domínio das suítes graníticas intrusivas neoproterozoicas é representado pelo batólito granítico sin-colisional do Complexo Granítico Agudos Grandes (CPRM, 1989, Leite, 2003, Leite et al., 2007).

Às suas zonas marginais, associam-se inúmeras intrusões tardi- a pós-orogênicas, compostas por corpos satélites tardios, com formatos elipsoidais que se estendem na direção NE-SW, zonados, fortemente diferenciados e aluminosos, a exemplo do batólito Piedade (Leite, 1997) e *stock* Pilar do Sul (Faria et al. (2024); e os corpos de caráter cálcio-alcalinos identificados como São Miguel Arcanjo (Daldelo et al., 2024) e o Serra dos Lopes.

Portanto, objetiva-se que esta investigação permita uma melhor compreensão da evolução petrogenética do magmatismo das rochas do *stock* Serra dos Lopes, que representa um dos eventos magmáticos acrescionários tardi- a pós-colisionais, correlacionado ao Batólito Agudo Grande e à evolução final Brasiliana do Terreno Apiaí.

MATERIAIS E MÉTODOS

Para a realização do presente estudo, os trabalhos foram divididos em três fases. Na etapa preparatória, realizou-se levantamento bibliográfico relativo à área de estudo, análise de fotografias aéreas e elaboração de mapas base.

A etapa de campo teve como objetivo identificar e descrever os aspectos geológicos gerais das rochas ígneas, com enfoque na realização de mapeamento faciológico.

Na etapa de laboratório, foram confeccionadas lâminas delgadas a partir das amostras coletadas em campo, no Laboratório de Preparação de Amostras e de Laminação do Departamento de Geologia do Instituto de Geociências e Ciências Exatas. As observações em escala microscópica foram feitas a partir do microscópio binocular de luz polarizada da marca ZEISS, modelo Axioskop 40, do Laboratório de Microscopia do IGCE/DG.

As análises químicas qualitativas e semiquantitativas de minerais foram realizadas no Laboratório de Microscopia Eletrônica, utilizando-se o Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV), modelo JEOL-JSM-6010LA, com detector de EDS (*Energy Dispersive X-Ray Spectrometer*) acoplado. As análises químicas quantitativas foram realizadas no Laboratório de Microssonda Eletrô-

nica mediante o uso do equipamento da marca JEOL, modelo JXA-8230 superprobe, acoplado a 5 detectores de WDS (*Wavelenght Dispersive X-Ray Spectometers*), sob condições de 15 kV em minerais silicáticos formadores de rocha.

As análises foram feitas em cristais de plagioclásio, feldspato potássico e biotita, escolhidos por critérios petrográficos de acordo com a associação mineral de interesse.

Estudos litogeoquímicos foram feitos por meio de análises químicas de rocha total de diferentes litotipos específicos, executadas pelo laboratório da SGS Geosol Laboratórios LTDA., Belo Horizonte, MG.

Para análise dos elementos maiores utilizou-se concentração em % e para quantificação a Fluorescência de Raios X, através de pastilha fundida em meio com tetraborato de lítio. 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 laboratório de geoquímica.

GELOGIA REGIONAL

Segundo Almeida (1967), Almeida et al. (1977), Hasui & Oliveira (1984) e Heilbron et al. (1995, 2004), as rochas ígneas do *stock* Serra dos Lopes estão ligadas à evolução neoproterozoica da Província Mantiqueira Central. Situam-se na porção centro-sul do Cinturão Ribeira, conforme a denominação de Almeida et al. (1977) e Hasui et al. (1978), ou no Cinturão de Dobramentos Sudeste, como chamado por Cordani et al. (2000).

O Cinturão Ribeira, por sua vez, é caracterizado na região pelo Terreno Apiaí (Hasui, 2010, 2012) e é separado por zonas de cisalhamento transcorrentes destrais (Campanha, 1991, 2002; Campanha & Sadowski, 1999; Heilbron et al., 2004).

O Terreno Apiaí é formado por sequências supracrustais que apresentam baixo a médio grau de metamorfismo, cuja evolução ocorreu entre o Paleo e o Mesoproterozoico. Nesse contexto, observa-se a presença de diversas intrusões graníticas neoproterozoicas (650-580 Ma), que se originaram de processos colisionais e pós-colisionais, além de uma cobertura de rochas fanerozoicas provenientes da Bacia do Paraná (Campanha & Sadowski, 1999).

Em relação à estratigrafia, o Terreno Apiaí é formado por rochas da sequência metavulcanossedimentar do Supergrupo Açungui, que foram amalgamadas a unidades supracrustais com idades que variam do Callimiano (1500-1400 Ma), representado pela Formação Água Clara e pelo Grupo Votuverava, até o Toniano (1000-900 Ma), que inclui parte do Grupo Itaiacoca, e o Ediacarano (630-580 Ma), também representado por parte do Grupo Itaiacoca (Fiori, 1992, 1994; Tassinari, 1988; Tassinari et al., 1990; Basei et al., 2003).

Na área onde ocorrem as rochas graníticas do *stock* Serra dos Lopes, também estão presentes rochas associadas ao Grupo Votuverava. Este grupo metassedimentar é subdividido em cinco formações: Perau, Rubuquara, Nhunguara, Piririca e Ribeirão das Pedras, além de duas unidades informais que consistem em uma sequência metavulcanossedimentar dominada por micaxisto e granada micaxisto.

Essas rochas são diferenciadas por metamorfismo em níveis crustais distintos e estão intercaladas com metabasitos (anfibólio xisto e anfibolito) (Campanha & Sadowski, 1999; Campanha et al., 2015).

A granitogênese do Batólito Granítico Agudos Grandes (610 Ma) está relacionada a plútons tardi-orogênicos (600 Ma) e consiste em terrenos de menor diferenciação, como o Granito Piedade, além de maciços mais diferenciados e peraluminosos, como os de Roseira, Serra dos Lopes, Pilar do Sul, São Miguel Arcanjo, os quais caracterizam intrusões pós-orogênicas.

Estes corpos geralmente apresentam formato elíptico e fazem parte da Província Itu, junto com os plútons alongados na direção NE-SW, da Serra da Bateia e Serra da Queimada (565 Ma), associados às principais zonas de cisalhamento regionais.

Informações geológicas detalhadas sobre o mapeamento das rochas da Folha Topográfica Pilar do Sul podem ser encontradas em Algarte et al. (1973), Hasui et al. (1975), IPT (1983), Stein (1984), Stein et al. (1986), Silva et al. (1981), CPRM (1989), Campos Neto et al. (1990), Chieregati et al. (1991) e Silva (1998).

Quanto aos estudos metalogenéticos, eles são abordados em IPT (1990), CPRM (1989) e Campos Neto et al. (1990).

Estudos que tratam de aspectos petrológicos e geoquímicos estão disponíveis em Hasui (1973), Rondinelli et al. (1989), Campos Neto et al. (1990), Vlack et al. (1990), Janasi et al. (1990, 1994, 2001) e Leite (1997, 2003).

Trabalho a partir de levantamentos aerogeofísicos é proposto por Ferreira et al. (1991) a partir de gamaespectrometria para a região.

Segundo Leite (2003) a granitogênese do Batólito Granítico Agudos Grandes (608,4 ± 1,8 Ma) está associada a plútons tardi-orogênicos (600 Ma), sendo formado por termos menos diferenciados. O Granito Piedade e as mais diferenciadas são constituídas pelos maciços Roseira, Serra dos Lopes (565 Ma) e Serra da Bateia (564 + 8 Ma), além do Pilar do Sul (570 ± 15 Ma), excepcionalmente dominando o caráter peraluminoso crustal (Leite, 1997, 2003).

A distinção dos maciços Turvo, Pilar do Sul e Serra dos Lopes na região de Pilar do Sul deve-se a Hasui (1973), que os classifica como granitoides de caráter pós-tectônico, inserido na Fácies Itu, diferenciando-os do Complexo Piedade, que é caracterizado como sin-tectônico. O autor inicialmente designou esses corpos como Suíte Granitoide Pilar do Sul, englobando os *stocks* Pilar do Sul e Serra dos Lopes.

No trabalho de síntese das rochas graníticas do estado de São Paulo, Hasui et al. (1978) classificam os litotipos do Granito Pilar do Sul e Serra dos Lopes como um conjunto de caráter pós-tectônico distinto. Posteriormente, esta união dos *stocks* como litotipos semelhantes foi adotada por Stein (1984), Janasi & Ulbrich (1991, 1992) e Leite (2003).

As rochas do *stock* definem idades em cristais de monazita de (602,7 + 3,5 Ma) e com dispersão muito baixa MSWD de 0,01 e são interpretadas como a melhor estimativa para a idade de cristalização destas rochas (leite, 2003).

GEOLOGIA LOCAL

As rochas do *stock* Serra dos Lopes estão localizadas em partes dos municípios de Pilar do Sul e Piedade/SP, aflorando ao longo da rodovia SP-250, como identificado no mapa geológico da figura 2. As rochas expõem-se em uma área de aproximadamente 99 km² com um formato semioval, orientado na direção NE-SW, paralelo a orientação geral imposta pela deformação da Zona de Cisalhamento Taxaquara (ZCT).

O contexto geomorfológico em que se inserem as rochas do *stock* mostra-se aflorante a sul dos contrafortes erosivos formado pelo contato das rochas graníticas e os litotipos sedimentares sobrepostos do Grupo Itararé, além das coberturas sedimentares recentes da Bacia do Paraná.

Distanciando-se desta área as rochas afloram numa região de serranias suaves, onde as altitudes não variam mais que 150 m, em relação a região central do corpo, que constitui na localidade com as maiores altitudes (970m) e a região de Douradinho, constituindo no divisor e cabeceira das principais drenagens. Na área, as maiores declividades são observadas nas porções internas do corpo, onde as drenagens interceptam falhamentos, uma quebra de relevo.

O contato norte do *stock* apresenta uma declividade acentuada pois é definido e controlado por rochas intensamente deformadas pela ZCT. No geral o relevo é suave, apresentando espessa cobertura intemperizadas, mas destaca-se por apresentar matacões graníticos isoladamente ou mesmo “mares” de matacões.

As melhores exposições das rochas graníticas encontram-se em blocos e pequenos lajedos e estão distribuídas ao longo das quedas dos cursos de água. Nestas áreas dos vales, o relevo suaviza e encontram-se parcialmente encobertos por uma cobertura sedimentar aluvionar.

Os afloramentos expostos são observados nos cortes de estradas, principalmente na rodovia principal SP-250, que corta o corpo ígneo de E-W. O contexto geológico das rochas do *stock* (Figura 2), caracteriza-se por contato intrusivo magmáticos e tectônico as rochas metavulcanos-sedimentares do Grupo Votuverava.

Nas proximidades do contato sul com as rochas metassedimentares, ocorrem as rochas do *stock* Serra da Bateia, também considerado um corpo satélite, ou seja, um corpo diferenciado tardio do magmatismo granítico do Batólito Granítico Agudos Grandes.

No contato norte se faz basicamente pela deformação imposta pela Zona de Cisalhamento Taxaquara, no geral de direção NE-SW, uma vez que o corpo apresenta suas bordas alongadas e retrabalhadas por zonas de cisalhamento nas rochas do contato. As rochas milonítica apresentam as exposições parciais por se encontrarem sobrepostas por rochas sedimentares da Bacia do Paraná.

A colocação do corpo é um registro de estágio tarde- a pós-colisional e indica um ambiente extensional/transcorrente, que foi retrabalhado por

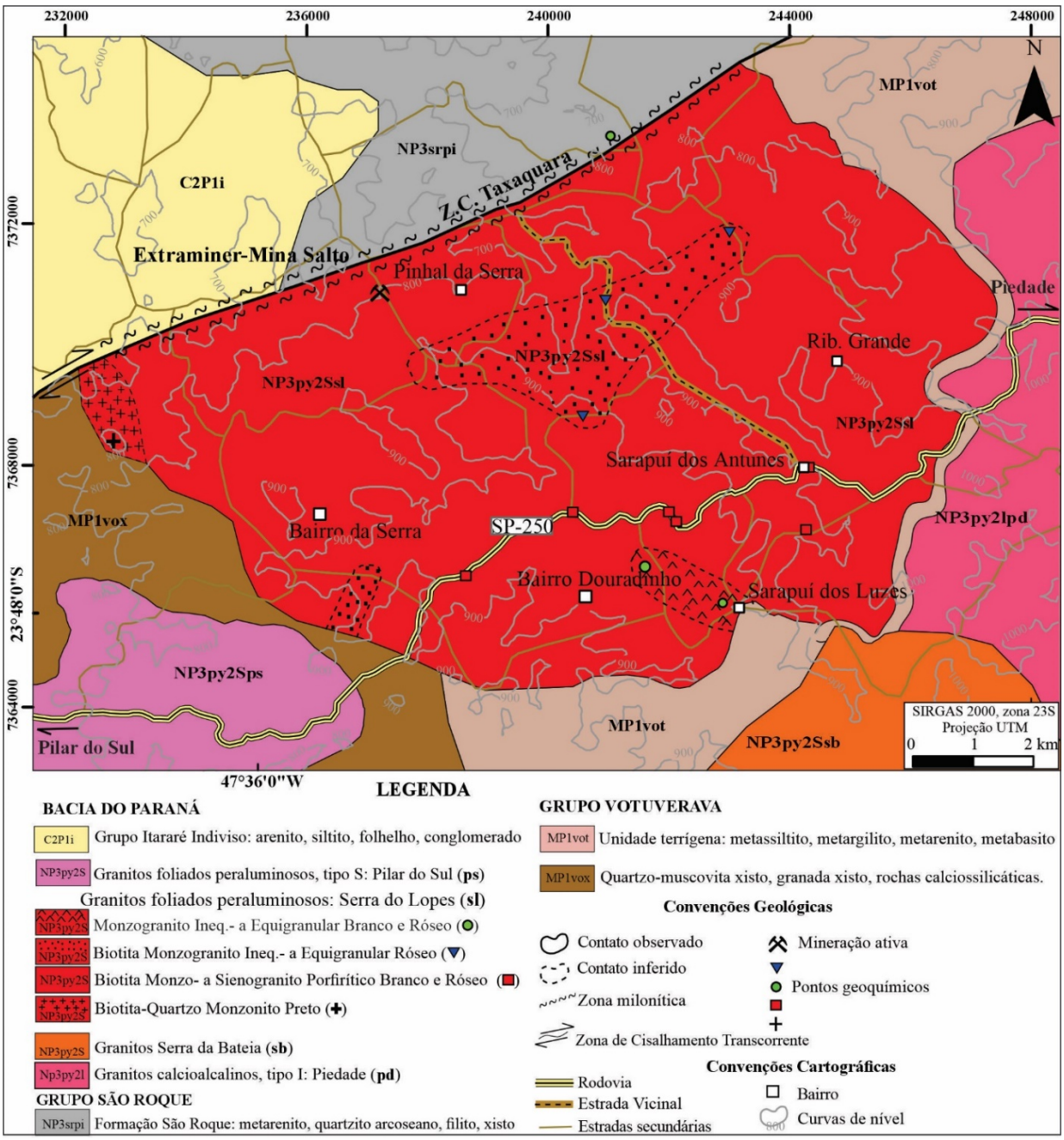

Figura 2 - Mapa geológico e faciológico do *stock* granítico Serra dos Lopes.

feições deformacionais posteriores à sua colocação, onde o estiramento das rochas do corpo segue o *trend* estrutural regional da ZCT.

A foliação milonítica é penetrativa na zona de cisalhamento e é caracterizada como uma foliação de caráter milonítico a blastomilonítico ocorrendo nas bordas graníticas do *stock*.

Nesta área, observa-se que na parte da base destas escarpas afloraram espessos taludes de encosta de morros, com intensa participação de blocos graníticos rolados e que, portanto, na maioria das vezes dificultam a observação dos contatos, ou mesmo, encobrem os afloramentos em superfície, que geralmente encontram-se fortemente intemperizados.

Estruturas de fluxo preservadas são raramente observáveis e ocorrem localmente, sem grande orientação e representadas pela disposição de cristais euédricos a subédricos de feldspato potássico, definindo núcleos com enriquecimento em fenocristais e que determinam feições texturais glomeroporfiríticas; e através de redução ou aumento do índice de cor dos litotipos que definem pequenas estruturas *schlieren*. Algumas vezes observa-se suave orientação dos minerais micáceos como a biotita, mas por tratar-se de matacões, medidas não são viáveis.

As apófises e bolsões pegmatoides irregulares de pegmatito granítico e diques com textura aplítica, ambos enriquecidos em quartzo, ocorrem intrusivos nas rochas das unidades metassedimentares e no entorno do corpo ígneo. É rara-

mente observável a presença de pequenos xenólitos de rochas metassedimentares.

Na área do *stock*, no contato norte, atualmente encontra-se a lavra para beneficiamento de areia e caulim na Mina de Salto pela Extramainer.

Nos contatos com rochas metassedimentares, quando observados e preservados de deformações miloníticas superimpostas, são identificados, localmente porfiroblastos aluminosos de rochas hornfélsicas, além de serem comuns nestas áreas, lateralmente nas rochas encaixantes, rochas micáceas de granulação mais grossa com estrutura xistosa e com maior grau de recristalização.

As rochas do Grupo Votuverava são caracterizadas na área por metarritmito intercalado com filito, com alguma contribuição quartzosa, e quartzito fino. Essas camadas têm espessuras que variam desde decimétricas até métricas.

O contato entre camadas é transicional e difícil de ser observado, uma vez que estas passagens se dão pelo enriquecimento em quartzo, a partir do aumento da espessura das camadas quartzíticas, enquanto, em direção ao filito sericítico, as camadas apresentam a mesma tendência, só que nesse caso, ocorre um aumento significativo na porção de sericita e clorita.

As rochas graníticas expostas exibem uma variedade de características geológicas, mineralógicas, petrográficas, texturais e estruturais, que possibilitaram a identificação de quatro associações litológicas e/ou fácies distintas e que foram designadas: *Biotita-Quartzo Monzonito Porfirítico Preto, Biotita Monzogranito a Sienogranito Porfirítico Branco e Róseo, Biotita Monzogranito Inequigranular a Equigranular Róseo, Monzogranito inequigranular a Equigranular Branco e Róseo* e encontram-se discriminadas na Figura 3.

As faciologias do corpo ígneo são representadas dominantemente por sienogranito a monzogranito porfirítico e subordinadamente inequigranulares, além de ocorrência local de quartzo monzonito levemente porfirítico e as rochas graníticas tardias e restritas, correlacionadas aos pegmatitos e aplitos.

A *Fácies Biotita-Quartzo Monzonito Porfirítico Preto* (Tabela 1 e Figura 5) ocorre na porção extremo noroeste do corpo, próximo à Zona de Cisalhamento Taxaquara e é identificada por afloramentos com grandes exposições de rochas, em ocorrência em corte de estrada e na encosta de morro na forma de matacões, lajedo e bloco rolado.

Nota-se a presença de um processo de milonitização de intensidade variável que cominuiu e provocou a orientação preferencial de vários minerais, dentre eles as micas, e que intensificou os aspectos da coloração cinza escura a preta das amostras (Figura 3A). Verificam-se processos intensos de cloritização, sericitização dos plagioclásios e cloritização parcial da biotita. Os vários cristais de quartzo se apresentam recristalizados e marcante extinção ondulante.

O tipo litológico corresponde a monzonito porfirítico preto com fenocristais de feldspato potássico branco, homogêneo sem grande variação de colorações. São rochas fortemente anisotrópicas, inequigranulares e/ou porfiríticas de matriz de granulação fina a média, leucocrática, apresentando índice de cor (M'>16%) e com a presença de feldspato branco esporádico e com dimensões inferiores a 2 cm, sendo mais frequente o tamanho ao redor de 1 cm, sempre ocorrendo em percentuais inferiores a 10%.

Observa-se uma distribuição hiatal com valores médios de 1 cm e uma outra, em torno de 2 cm, rara e de ocorrência localizada. A matriz é escura dominada por biotita que se encontram parcialmente cloritizada.

As variações composicionais modais ocorrem em razão de concentrações e reorganizações miloníticas de fenocristais (Figura 3A).

A fácies biotita-quartzo monzonito preto (Figura 4A) é composta por quartzo (18%), oligoclásio (325), microclínio (33%) e biotita + clorita (16%). Os minerais acessórios são identificados pela marcante presença de allanita, (Figura 4A) além apatita, titanita, zircão e minerais opacos. Os minerais de alteração são: clorita, epidoto, sericita e minerais opacos.

A *Fácies Biotita Monzogranito a Sienogranito Porfirítico Branco a Róseo* (Tabela 1 e Figura 5) constitui uma associação de fácies porfirítica e domina toda a parte central do corpo. É constituída de duas variedades dominantes, principalmente identificadas pelas variedades de colorações branca e rósea de difícil delimitação.

A primeira variedade é classificada como *fácies sienogranito monzogranito porfirítico branco* de matriz cinza claro e fenocristais de feldspato potássico branco (Figura 3B), apresenta ocorrência rara e com disposição localizada e reconhecida na região nordeste do *stock*, próximo à extremidade do corpo, mas de difícil delimitação.

São rochas leucocráticas de matriz média a

grossa, apresentando fenocristais de feldspato potássico branco, com uma distribuição hiatal e porcentagens inferiores a 10% e com dimensões de até 1 cm. Localmente podem ocorrer fenocristais com dimensões maiores, mas inferiores a 2 cm, imersos numa matriz de granulação média-grossa, coloração cinza clara e de composição quartzo-feldspática e apresentando como mineral micáceo basicamente biotita (< 5%).

A fácies sienogranito a monzogranito porfirítico róseo apresenta fenocristais de feldspato potássio róseo (Figura 3C) e constitui a variedade litológica dominante para todo o corpo. Esta litologia é constituída por rochas isotrópicas, inequigranulares grossa a porfirítica, matriz média a grossa, de composição quartzo-feldspática e biotita no geral inferior a 5%.

Os fenocristais de feldspato potássico róseo apresentam dimensões inferiores a 1 cm, sempre ocorrendo em quantidades inferiores a 15%. Em menor quantidade e tamanho, ocorrem fenocristais de oligoclásio com cores brancas.

São rochas predominantemente de composição monzogranítica a localmente sienogranítica, com termos diferenciados em função da porcentagem média da biotita, do tamanho e porcentagem dos fenocristais e consequente variação do plagioclásio e, portanto, ocorrem pequenas variações mineralógicas modais.

São rochas hololeucocráticas apresentando índice M' ±5, coloração avermelhada, estrutura maciça, porém em alguns locais pode ocorrer minerais orientados, em função de zonas de deformação existente dentro do *stock* e principalmente extremamente, no contato norte do maciço ocorrem faciologias graníticas superpostas por estruturas miloníticas.

Nestas áreas dominam rochas fortemente anisotrópicas de direção geral NE-SW. Estas feições estruturais são observadas a partir dos minerais máficos (biotita) que assumem formas alongadas ou desenvolvendo alinhamentos que contornam os fenocristais ocelares e o fraturamento e deformação observado, principalmente no feldspato.

Nestes tipos deformados a matriz apresenta textura do tipo argamassa, com domínios poligonais (agregados de quartzo) e domínios lepidoblásticos em função de estruturas intensamente foliadas, constituindo proto- a ultramilonitos, localmente, caracterizado por uma gnaissificação de caráter milonítico, imposta às faciologias graníticas.

A segunda variedade é classificada como *fácies biotita monzogranito a sienogranito porfirítica rósea* (Figuras 4B e 4C) é constituída por uma matriz e fenocristais de feldspato potássico de coloração rósea. Os fenocristais apresentam uma distribuição serial com uma matriz de granulação geralmente grossa e em sua composição dominam monzogranitos apresentando em média por quartzo intersticial ou em agregados inequigranulares (25%), microclínio (36%) dominantemente pertítico, às vezes fortemente caulinitizados, oligoclásio (32%) intensamente sericitizado e/ou saussuritizado, mirmequítico ou ressaltando zoneamento dado por bordas mais límpidas de albita.

Os minerais micáceos estão representados por biotita + clorita (5%) e são observados na forma de placas isoladas, aglutinadas.

Os minerais acessórios reconhecidos são: allanita, apatita, titanita, zircão e minerais opacos. Os minerais secundários são caracterizados pela presença de: clorita, epidoto, muscovita, sericita, hidróxido de ferro, minerais opacos e argilo minerais.

Processos de alteração tardi- a pós-magmáticos são definidos por albitização, cloritização, epidotização e sericitização e processos deutéricos de argilização.

A <u>*Fácies Biotita Monzogranito Equigranular a Inequigranular Rósea*</u> (Tabela 1 e Figura 5) constitui uma fácies encontrada na parte central do corpo e uma pequena porção ao sudoeste, próxima à SP-250, no Bairro da Serra. A pequena ocorrência do Bairro da Serra é constituída por uma variedade composta por *biotita monzogranito* equigranular de granulação média a fina de coloração rósea, levemente anisotrópica, hololeucocrática com biotita (M'<5%) (Figura 3E).

A ocorrência principal é constituída por rochas de coloração rósea, granulação grossa a média, inequigranular, localmente apresentam raros fenocristais, propiciando uma leve feição porfirítica, leucocrática com biotita + muscovita secundária M'=7% e estrutura isotrópica, visto na figura 3D.

As rochas são compostas por quartzo (27%), oligoclásio (29%), microclínio (37%), biotita + clorita (5%), minerais acessórios como apatita, titanita, zircão, minerais opacos e os minerais secundários caracterizados por clorita, epidoto, muscovita e sericita (Figura 4D), hidróxido de ferro e argilo minerais

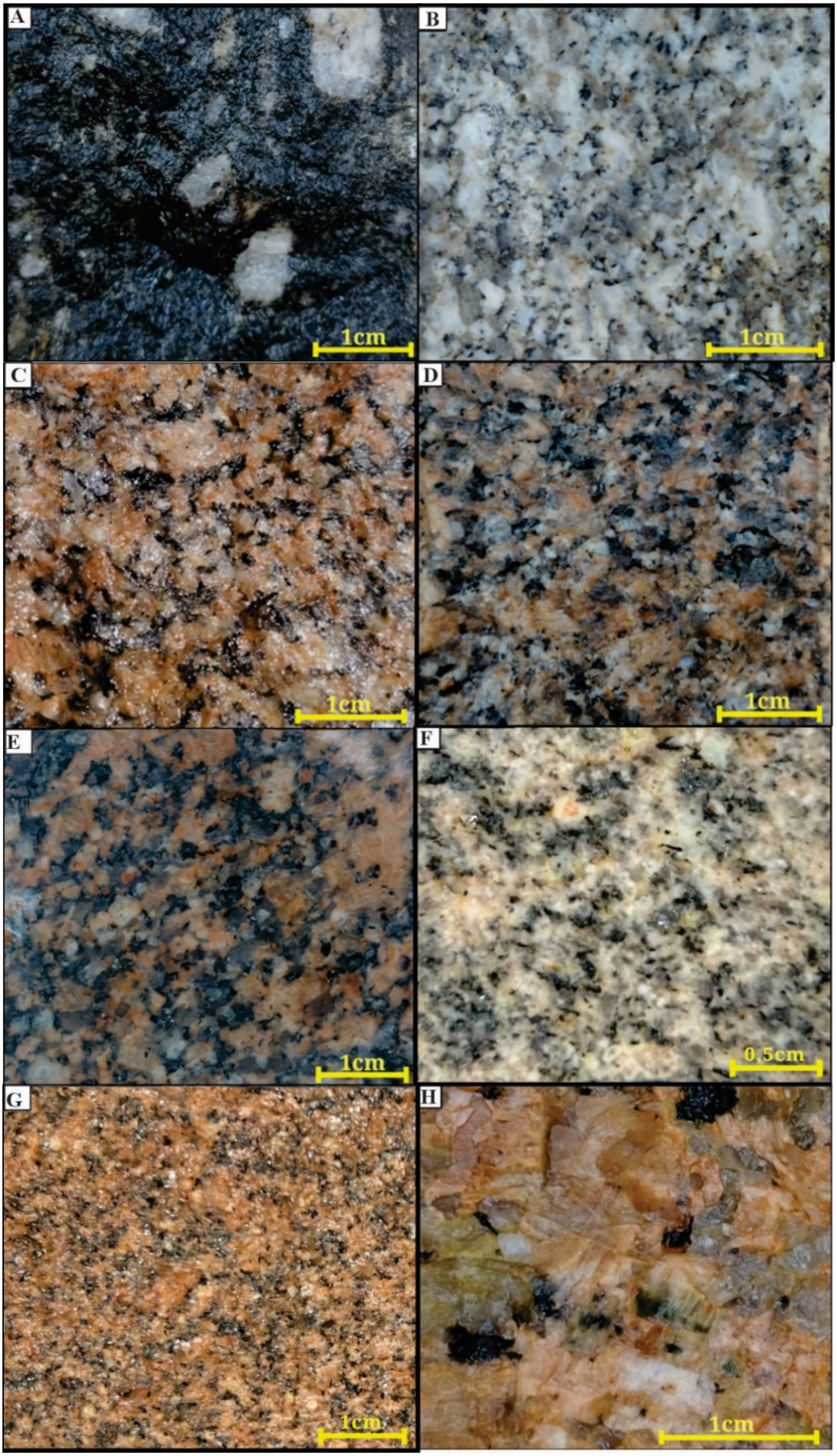

Figura 3 - Imagem fotográfica registrando os aspectos macroscópicos das diferentes fácies do *stock* Serra dos Lopes. A) biotita-quartzo monzonito porfirítico preto, B, C) biotita monzogranito a sienogranito porfirítico branco e róseo, (D, E) biotita monzogranito inequigranular a equigranular róseo, F, G) monzogranito inequigranular a equigranular branco e róseo, H) sienogranito pegmatítico.

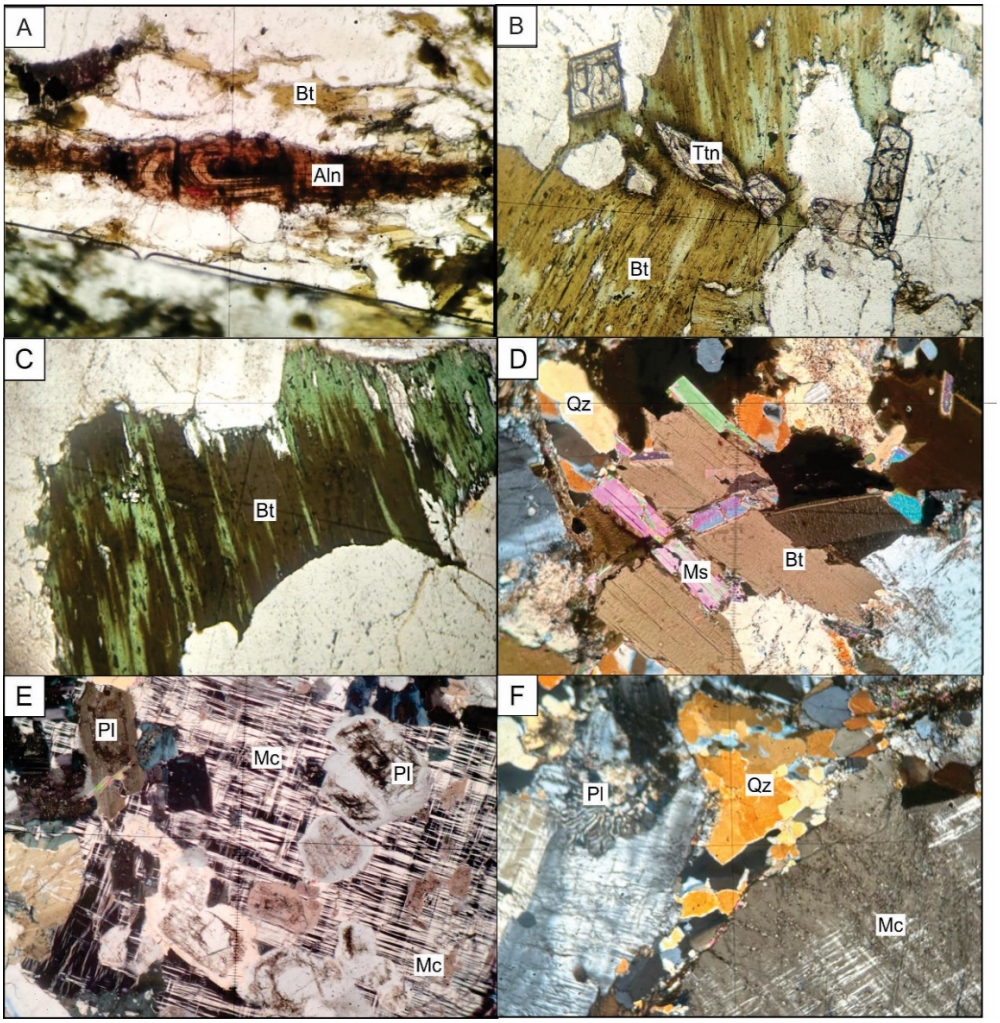

Figura 4 - Microfotografias de aspectos gerais das fácies do *stock* Serra dos Lopes. A) Allanita em biotita-quartzo monzonito, B, C) Titanita e biotita cloritizadas em biotita monzogranito a sienogranito porfirítico, D) Muscovita secundárias em biotita monzogranito inequigranular a equigranular E, F) Plagioclásio inclusos nos microclínio e agregados de quartzo em monzogranito inequigranular a equigranular.

A *Fácies Monzogranito Inequigranular Equigranular Branco e Róseo* (Tabela 1 e Figura 5) constitui em uma associação de fácies de coloração branca e rósea ocorrendo isoladamente em duas áreas. Estas rochas correspondem a um evento mais tardio na constituição das fácies em relação às unidades anteriores.

A *fácies monzogranito inequigranular branca* apresenta ocorrência restrita no noroeste do corpo ígneo, não possibilitando a sua distinção e delimitação.

A *fácies monzogranito equigranular rósea* ocorre próximo ao Bairro do Sarapuí dos Luzes, no contato sul do *stock* (Figura 3G), sendo uma área em destaque em razão no relevo íngreme e pelas suas altitudes, forma de exposições por grande número de matacões isolados e "mares" de matacões, além da homogeneidade litológica.

São constituídas por extensas ocorrências de um conjunto de rochas holo- a leucocrática com esparsas biotitas (M`<5%), isotrópico, granulação média a fina e equigranular (Figuras 4E, F). Pontualmente podem ocorrer cristais de feldspato potássico maiores.

As rochas são compostas por quartzo (33%), oligoclásio (25%), microclínio (37%), biotita (<5%).

Os minerais acessórios ocorrem como zircão, titanita e apatita e raros minerais opacos e os minerais de alteração se destacam pela clorita, sericita e argilo minerais.

Raros e pequenos corpos de aplitos e pegmatitos de composição quartzo-feldspáticos são observáveis (Figura 3H). Geralmente de largura centimétrica, ocorrem distribuídos preenchendo fraturas das litologias antecedentes, além da presença de pequenos veios de quartzo.

Estas rochas tardias são isotrópicas de composição sienogranítica, colorações branca e rósea, hololeucocrática, equigranular de granulação fina a média. Como mineral máfico destaca-se a biotita organizada em aglúmeros.

Tabela 1 – Tabela com as principais características mineralógica, textural e estrutural de rochas do *stock* Serra dos Lopes.

Legenda		✚	■	▼	●
Estrutura		Anisotrópica	Isotrópica	Isotrópica Anisot.	Iso- a Anisotrópica
Textura		Porfirítica	Porfirítica,	Ineq.- Equigranular,	Ineq.-Equigranular
Matriz	**Tamanho**	1 a 1,5 mm	0,5-1 mm	0,3 mm	>0,1 mm
	Cor	Preto	Branca e Rósea	Rósea	Banca e Rósea
Feno-cristal	**Mic. (%)**	±10 %	± 15%	-	-
	Tamanho	1 e 2 cm	cm	cm	cm
	Cor	Branco	Róseo	-	-
Índice de cor		Leucocrática	Hololeucocrática	Leucocrática	Hololeucocrática
Índice M'		17	5	7	5
Minerais Félsicos %	**Qtz**	18	25	27	33
	Plg	32	32	29	25
	Fk	33	36	35	37
Minerais Máficos %	**Bt**	13	5	5	5
	Cl	3	1	1	tr
	Se/Mu	tr	tr	2	tr
Minerais Acessórios		m. opacos, apatita, allanita, titanita	m. opacos, allanita, apatita, titanita, zircão	m. opacos, apatita, titanita, zircão	m. opacos, apatita, titanita, zircão
Minerais Secundários		clorita, epidoto, muscovita, sericita	clorita, epidoto, muscovita, sericita	clorita, epidoto, muscovita, sericita	clorita, muscovita sericita
Classificação		**Biotita-Quartzo Monzonito Porfirítico Preto**	**Biotita Monzogranito a Sienogranito Porfirítico Branco e Róseo**	**Biotita Monzogranito Ineq. A Equigranular Róseo**	**Monzogranito Ineq- a Equigranular Branco e Róseo**

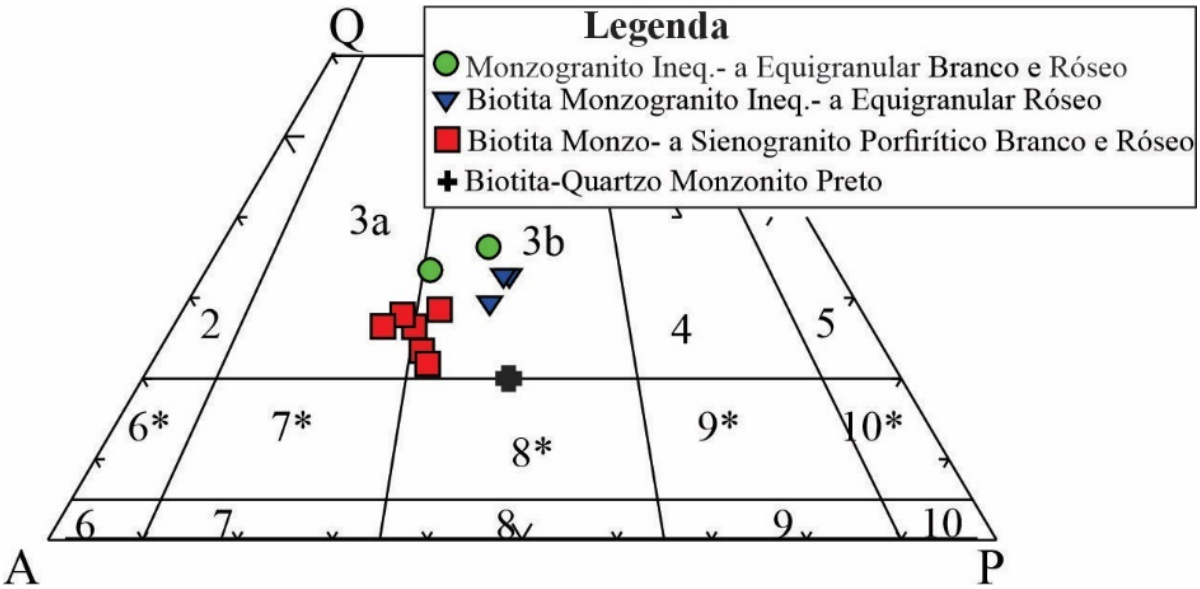

Figura 5 - Diagrama QAP (Q-quartzo; A–feldspato alcalino; P–plagioclásio), Streckeisen (1976). Composição modal estimada para as rochas do *stock* Granítico Serra dos Lopes. Legenda 3a: sienogranito, 3b: monzogranito e 8 monzonito.

QUÍMICA MINERAL

O estudo de química mineral do Granito Serra dos Lopes-foi desenvolvido nas rochas das fácies predominantes, sendo caracterizados seus minerais essenciais principais: feldspato alcalino, plagioclásio e biotita.

Feldspato

Foram analisados 10 cristais de feldspato potássico e 10 de plagioclásio. O conteúdo de átomos por unidade de fórmula (a.p.u.f.) para os cristais de feldspato analisados de cada amostra foi calculado na base em 8 oxigênios e os resultados estão apresentados na tabela 2.

Os cristais de plagioclásio apresentam variação composicional com teor de albita entre $An_{74,19}$ – An_{100} (Tabela 2), discriminados no gráfico An – Ab - Or (Figura 6), apresentando composição predominantemente de oligoclásio e albita.

Tabela 2 - Análises químicas por microssonda eletrônica de cristais de plagioclásio do *stock* São Serra dos Lopes

	Fácies Porfirítica									
	Borda do Cristal				**Núcleo do Cristal**					
SiO_2	66.6312	67.5815	63.8662	68.7872	60,39	61,17	62,43	62,29	61,52	60,92
Al_2O_3	20.5742	19.9971	22.5082	19.9366	24,37	24,19	24,32	24,11	24,29	24,64
Fe_2O_3	0.0276	0.0136	0.1231	0.0337	0,12	0,10	0,10	0,14	0,12	0,09
BaO	0.0849	0.000	0.0068	0.0386	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
CaO	0.6543	0.1140	3.0372	0.0083	4,85	4,82	4,69	4,55	4,81	5,00
Na_2O	10.9455	11.2664	9.4593	11.5161	8,17	8,46	8,60	8,67	8,48	8,26
K_2O	0.1080	0.0967	0.3762	0.0200	0,24	0,15	0,19	0,33	0,16	0,28
Total	99.0257	99.0577	99.3770	100.3405	98,05	98,90	100,32	100,07	99,32	99,23
Fórmula estrutural calculada com base em 8 oxigênios										
Si	2.957	2.980	2.839	2.991	2,730	2,740	2,750	2,760	2,740	2,720
Al	1.076	1.039	1.180	1.022	1,300	1,280	1,26	1,260	1,280	1,300
Fe^{3+}	0.000	0.000	0.000	0.000	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0.000	0.000	0.145	0.000	0,230	0,230	0,220	0,220	0,230	0,240
Na	0.942	0.963	0.815	0.971	0,710	0,730	0,740	0,740	0,730	0,720
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0,010	0,010	0,010	0,020	0,001	0,020
Soma	0.942	0.963	0.960	0.971	4,990	4,990	4,990	5,00	4,990	4,990
Membros finais										
Anor*	0.0003	0.0001	15.0697	0.0000	74,190	75,380	75,990	76,050	75,400	73,690
Ab**	99.9996	99.9999	84.9301	100.0000	24,360	23,750	22,910	22,060	23,640	24,660
Or***	0.0004	0.0001	0.002	0.0000	1,450	0,870	1,090	1,890	0,960	1,650

Fácies Porfirítica										
SiO_2	64.5755	63.6806	63.6771	64.1564	63.5423	63.5153	55.7456	63.8268	63.2580	63.7047
Al_2O_3	18.6774	18.8799	18.5966	18.6986	18.3954	18.7044	16.4576	18.7850	18.7904	18.6532
Fe_2O_3	0.0919	0.0095	0.0065	0.0482	0.0336	0.0577	0.0251	0.0095	0.0176	-0.0020
BaO	0.0224	0.0830	0.0869	0.0234	0.0351	0.0351	0.0186	0.000	0.0342	0.0889
CaO	0.0477	0.0032	-0.0122	-0.0038	-0.0266	0.0227	-0.0020	-0.0183	-0.0358	-0.0000
Na_2O	1.0173	0.3275	0.3009	0.3945	0.3008	0.3651	0.3267	0.3562	0.3926	0.3190
K_2O	14.4894	15.9023	15.6292	15.7052	15.3997	15.5943	15.3030	15.7312	15.6808	15.7113
Total	98.9216	98.8860	98.2850	99.0225	97.6803	98.2946	87.8746	98.6855	98.1378	98.4751
Fórmula estrutural calculada com base em 8 oxigênios										
Si	2.996	2.981	2.993	2.995	3.000	2.988	2.966	2.988	2.981	2.991
Al	1.022	1.042	1.030	1.029	1.024	1.037	1.032	1.037	1.044	1.032
Fe^{3+}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.092	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K	0.858	0.950	0.937	0.935	0.928	0.936	1.039	0.939	0.943	0.941
Soma	0.949	0.950	0.937	0.935	0.928	0.936	1.039	0.939	0.943	0.941
Membros finais										
Anor*	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Ab**	9.6417	0.0003	0.0003	0.0004	0.0003	0.0004	0.0003	0.0003	0.0004	0.0003
Or***	90.3583	99.9997	99.9997	99.9996	99.9997	99.9996	99.9997	99.9997	99.9996	99.9997

Or*** = K/(K+Ca+Na) x 100; Ab** = Na/(K+Ca+Na) x 100, Anor* = Ca/(K+Ca+Na) x 100

A presença de albita nas bordas dos cristais de plagioclásio é explicada como fruto de alteração hidrotermal e recristalização do oligoclásio.

Os valores para os cristais de feldspato potássico condizem com a interpretação petrográfica de microclínio, com Or>90 - 100, discriminados na tabela 2 e no gráfico An–Ab-Or de Deer et al. (1963) da figura 6.

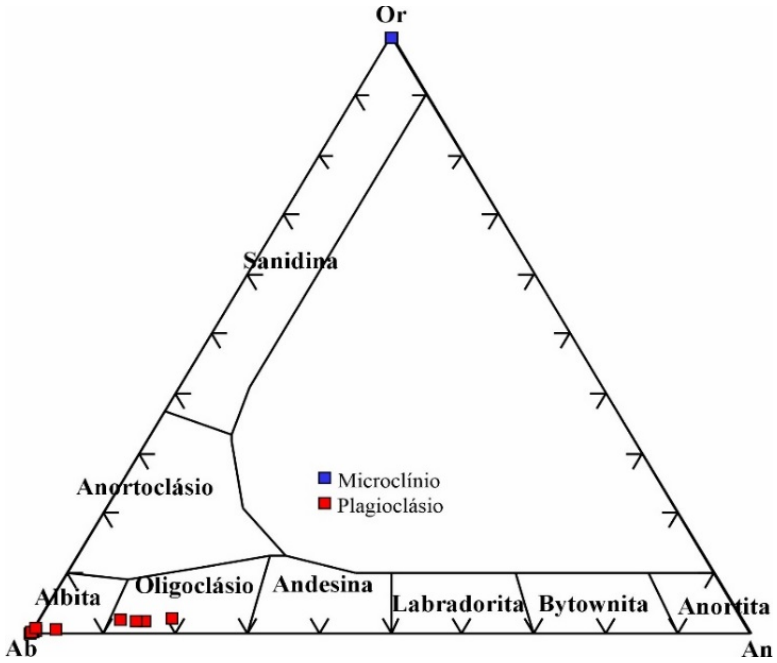

Figura 6 - Diagrama de composição de cristais de feldspato a partir de valores de K (Or), Na (Ab), Ca (An) (Deer et al., 1963) de rochas graníticas do *stock* Serra dos Lopes.

Biotita

Foram analisados 10 cristais de biotita em todas as fácies das rochas do *stock* Serra dos Lopes, totalizando aproximadamente 30 pontos.

O conteúdo de átomos por unidade de fórmula (a.p.u.f.) para os cristais analisados de cada amostra foram calculados na base em 8 oxigênios e estão apresentados para as fácies porfirítica os valores na tabela 3.

De acordo com o diagrama Al (IV) *versus* $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ (Deer et al., 1992; Speer, 1984), os cristais de biotita são quimicamente classificados dominantemente como annita e siderofilita (Tabela 3 e Figura 7).

Tabela 3 - Análises químicas por microssonda eletrônica de cristais de biotita de rochas do *stock* Serra dos Lopes.

	Fácies Porfirítica									
SiO_2	34.1461	34.3126	34.1960	21.8851	35.2925	34.9216	32.2023	35.6205	34.2395	34.7603
TiO_2	3.1095	3.2334	3.0000	0.0485	3.3505	3.3336	2.5073	2.8627	2.8513	3.1978
Al_2O_3	14.1303	14.5465	14.1580	19.6928	13.6771	13.5157	15.4347	14.7732	14.8428	14.7175
FeO	29.6418	29.0459	29.5132	41.9495	28.7901	28.9744	32.0050	28.0553	29.5649	29.0659
MnO	0.3858	0.3762	0.3932	0.5907	0.4097	0.3576	0.5002	0.3929	0.4697	0.3807
MgO	3.5199	3.3784	3.5577	2.3417	3.7305	3.6033	3.4086	3.5214	3.6892	3.3796
BaO	0.0420	0.0256	0.0713	0.0148	0.0284	0.1079	0.0335	0.0999	0.0256	0.0119
Na_2O	0.0645	0.0595	0.0500	0.0094	0.0540	0.0652	0.0221	0.0438	0.0634	0.0737
K_2O	9.0065	8.6859	9.1163	0.0153	8.9657	8.9762	6.7384	9.0785	8.1817	9.1570
Total	93.4962	93.6322	93.9224	93.5645	93.3821	93.6287	93.3269	93.7884	94.5756	94.1339
Si	2.8085	1.1915	4.0000	0.1787	0.0000	0.1923	0.0000	0.4315	2.0390	0.0000
Al iv	2.8150	1.1850	4.0000	0.2220	0.0000	0.1995	0.0000	0.4131	1.9929	0.0000
Ti	0.1923	0.1995	0.1856	0.0000	0.2051	0.2057	0.1576	0.1739	0.1754	0.1952
Fe	2.0390	1.9929	2.0301	3.2937	1.9595	1.9879	2.2371	1.8953	2.0228	1.9728
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.4315	0.4131	0.4361	0.3276	0.4524	0.4405	0.4246	0.4239	0.4498	0.4088
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K	0.9451	0.9091	0.9566	0.0000	0.9309	0.9395	0.7185	0.9356	0.8539	0.9481
Fe/Fe+Mg	0.825349	0.828316	0.823172	0.909526	0.81241151	0.818591	0.840487	0.817214	0.818088	0.828364

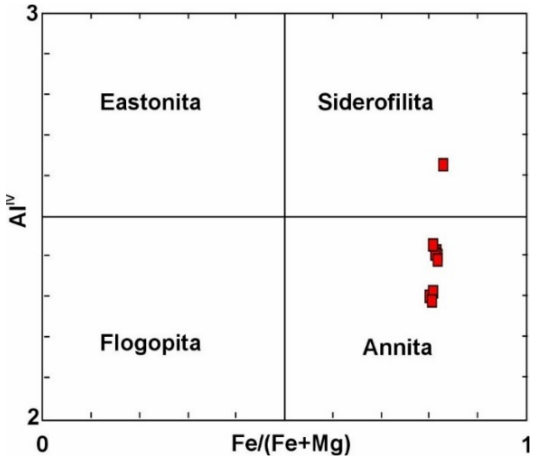

Figura 7 - Diagrama de classificação de biotita de rochas graníticas do *stock* Serra dos Lopes (Speer, 1984).

LITOGEOQUÍMICA

As análises das rochas do *stock* Serra dos Lopes para elementos maiores, elementos traços e elementos terras raras das amostras encontram-se enumeradas na tabela 4.

Para as amostras de litogeoquímica foram considerados os aspectos texturais, estruturais, composicionais e petrográficos das amostras representativas de cada fácies graníticas do corpo Serra dos Lopes.

A distribuição química dos elementos maiores e menores é ilustrada nos diagramas de Harker (1909), apresentados nas figuras 8A a 8H. Esses diagramas mostram a variação das rochas graníticas em um intervalo de sílica que oscila entre 60,78% e 74,75%, evidenciando a presença de magmas mais enriquecidos e diferenciados, com composições transicionando de monzogranito a sienigranito. Grandes variações faciologicas e qimica, dentro da associaçõa de fácies é comum para estas amostras das fácies porfirítica.

No que se refere aos valores de distribuição dos elementos Al_2O_3, TiO_2, Fe_2O_3, MgO, CaO e MnO, não se observa a formação de um padrão definido, devido ao número limitado de amostras analisadas para cada fácies.

O conteúdo de Al_2O_3 apresentado na figura 8A varia entre 12,5% e 16,5%, sendo considerado elevado devido à presença de minerais aluminosos como a biotita. Essa característica evidencia o caráter peraluminoso das rochas, como indicado pelo Índice de Alumina Saturação (IAS = 1,51).

Quanto aos valores de distribuição de FeO, MgO, CaO e MnO, conforme ilustrado nas figuras 8C, D, E, H, observa-se um empobrecimento geral nos teores médios desses elementos à medida que os níveis de sílica enriquecem. Tal comportamento é determinante em todas as fácies analisadas.

Em relação à distribuição dos elementos traços mostram variações nas diversas séries magmáticas, de acordo com os processos de diferenciação magmática, auxiliando na interpretação dos processos evolutivos.

A análise dos diagramas revela que a correlação entre rubídio (Rb) *versus* SiO_2 (Figura 9A) é positiva, indicando que o Rb é mais abundante nas rochas mais diferenciadas e, portanto, mais evoluídas.

O rubídio geralmente substitui ao potássio nos feldspatos potássicos e, em menor grau, na biotita. Assim, as menores concentrações de Rb estão diretamente relacionadas às menores proporções de feldspato potássico observadas em granitos menos diferenciados. Portanto, nas fácies mais evoluídas, conforme a porcentagem de sílica aumenta, há um incremento no feldspato potássico e, consequentemente, nos níveis de rubídio.

Observa-se para a relação do estrôncio (Sr) *versus* SiO_2 no diagrama da figura 9B, que os litotipos mostram baixos valores, mas se pode evidenciar um pequeno decaimento com o aumento da SiO_2.

A exceção é observada nas rochas da fase inicial da fácies monzo- a sienogranito porfirítico róseo com menores teores de SiO_2 que apresentam valores mais elevados de estrôncio.

De modo geral, o estrôncio (Sr) demonstra uma correlação positiva com o cálcio presente no plagioclásio intermediário e, em menor grau, com o feldspato potássico. A separação e a diferenciação do plagioclásio nas rochas mais diferenciadas e ricas em SiO_2 provavelmente contribuíram para a diminuição dos níveis de Sr no líquido magmático.

Tabela 4 - Resultado de análises geoquímicas de amostras das faciologias do *stock* Serra dos Lopes.

	Monzonito Porfirítico	Biotita Monzonito a Sienogranito Porfirítico						Biotita Monzogranito Equigranular			Monzogranito Equigranular	
SiO_2	60,78	73,96	74,75	67,99	70,70	69,50	65,91	68,93	71,37	69,37	72,42	72,76
TiO_2	0,71	0,25	0,14	0,51	0,54	0,54	0,33	0,44	0,14	0,44	0,25	0,26
Al_2O_3	15,93	12,50	12,90	14,32	14,34	14,62	16,50	14,15	12,98	13,68	13,98	13,87
Fe_2O_3	6,06	2,15	1,46	3,31	2,87	2,45	2,57	2,84	1,30	2,50	1,96	2,14
MnO	0,14	0,04	0,03	0,04	0,07	0,03	0,05	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03
MgO	1,87	0,17	0,06	0,84	0,68	0,68	0,64	0,79	0,29	0,75	0,35	0,36
CaO	4,10	0,82	0,49	1,70	1,44	1,42	0,65	1,62	1,33	1,61	1,21	1,04
Na_2O	1,65	3,13	3,20	3,42	3,32	3,32	2,03	3,28	2,79	3,37	3,35	3,25
K_2O	4,71	5,40	5,83	4,68	5,06	4,88	8,48	4,75	4,57	4,57	5,03	5,22
P_2O_5	0,42	0,03	0,01	0,19	0,15	0,15	0,32	0,16	0,02	0,13	0,07	0,10
LOI	0,70	0,69	0,32	0,55	0,33	0,49	1,21	0,47	0,35	0,41	0,54	0,37
Soma	**97,07**	**99,14**	**99,19**	**97,55**	**99,50**	**98,08**	**98,69**	**97,47**	**95,18**	**96,87**	**99,19**	**99,40**
Ba	4315,00	320,00	344,00	1053,00	1362,00	1254,00	1104,00	1034,00	684,00	1092,00	1173,00	954,00
Co	29,60	45,40	43,30	34,60	44,60	36,70	30,60	44,10	62,50	29,30	35,40	19,50
Cs	7,06	5,15	3,74	5,02	5,71	5,49	9,04	5,18	2,48	3,53	4,97	9,81
Ga	13,10	16,60	16,60	22,10	19,00	19,50	24,30	22,10	14,10	19,90	21,50	19,50
Hf	8,31	10,01	4,04	6,19	7,49	7,00	5,14	7,21	1,89	6,98	5,95	6,15
Nb	14,96	45,27	26,03	32,91	6,36	9,25	13,66	11,17	4,57	8,65	7,18	12,00
Rb	171,60	318,60	313,90	223,00	204,60	203,40	380,70	219,70	155,40	200,90	229,40	221,70
Sr	831,00	58,00	58,00	423,00	499,00	497,00	278,00	365,00	268,00	408,00	342,00	350,00
Ta	1,07	3,02	2,18	1,13	1,36	0,60	1,36	1,40	0,85	1,13	1,32	0,84
Th	50,30	35,90	16,90	14,60	19,40	19,70	27,70	29,60	11,10	22,20	28,80	26,30
U	5,21	5,78	2,43	3,07	2,82	2,71	4,29	1,91	1,37	4,11	5,38	2,78
V	159,00	13,00	6,00	40,00	35,00	21,00	31,00	23,00	18,00	69,00	19,00	19,00
W	190,20	385,30	248,50	129,30	369,10	329,80	139,60	365,60	489,20	172,40	270,60	163,70
Y	25,52	55,40	54,59	9,04	12,23	11,33	24,03	12,03	10,41	7,11	11,95	15,19
Zr	335,00	351,00	123,00	258,00	290,00	276,00	173,00	275,00	49,00	268,00	207,00	214,00
Zn	81,00	39,00	13,00	51,00	56,00	58,00	56,00	56,00	26,00	97,00	43,00	33,00
Cu	7,00	7,00	<5	6,00	10,00	<5	<5	13,00	<5	8,00	<5	<5
TI	0,60	0,60	0,70	0,60	0,60	0,60	1,00	0,60	<0,5	0,50	0,60	0,50
Ni	9,00	<5	11,00	8,00	5,00	6,00	<5	7,00	<5	10,00	<5	<5
Sn	3,90	7,00	5,00	4,30	2,20	2,70	4,60	4,50	1,20	3,30	2,70	3,10
La	157,20	101,70	101,30	87,00	115,60	92,90	65,70	80,00	26,90	92,70	88,70	64,90
Ce	295,80	200,00	168,50	162,20	209,30	178,20	123,60	148,70	44,80	170,50	155,40	121,30
Pr	31,37	19,65	17,32	15,70	20,07	18,06	13,05	14,90	4,80	16,37	15,90	11,56
Nd	113,60	62,90	52,80	52,90	67,30	61,70	47,00	50,10	17,40	53,50	55,40	39,10
Sm	16,80	10,20	8,10	7,20	9,90	8,50	7,90	7,50	3,10	7,10	7,60	6,70
Eu	3,06	0,76	0,84	1,09	1,65	1,56	1,24	1,22	1,03	1,22	1,37	1,00
Gd	9,43	8,25	6,64	3,22	4,50	3,99	5,72	4,27	1,92	3,23	4,07	4,62
Tb	1,03	1,22	1,03	0,35	0,41	0,42	0,77	0,48	0,25	0,32	0,35	0,61
Dy	5,17	8,30	6,90	1,70	1,70	1,80	4,43	2,08	1,32	1,35	1,68	3,35
Ho	0,88	1,64	1,47	0,27	0,30	0,29	0,74	0,35	0,24	0,22	0,33	0,50
Er	3,06	0,76	0,84	1,09	1,65	1,56	1,24	1,22	1,03	1,22	1,37	1,00
Tm	0,31	0,75	0,74	0,09	0,09	0,08	0,28	0,11	0,11	0,07	0,10	0,16
Yb	2,10	5,70	5,10	0,70	0,60	0,60	1,70	0,60	0,70	0,60	0,70	1,00
Lu	0,29	0,77	0,72	0,11	0,10	0,10	0,22	0,12	0,13	0,09	0,12	0,15
∑ ETR	**640,10**	**422,60**	**372,30**	**333,62**	**433,17**	**369,76**	**273,59**	**311,65**	**103,73**	**348,49**	**333,09**	**255,95**
[La/Yb]n	50,47	12,03	13,39	83,79	129,89	104,39	26,06	89,89	25,91	104,16	85,43	43,76
Média	**50,47**	**61,59**						**73,05**			**64,59**	
Eu*	104,36	68,23	54,36	43,14	59,46	51,29	51,56	46,70	19,60	42,65	46,83	43,28
Média	**104,36**	**54,67**						**36,31**			**45,05**	
Eu/Eu*	0,40	0,15	0,21	0,34	0,38	0,41	0,33	0,36	0,71	0,39	0,40	0,31
Média	**0,40**	**0,30**						**0,48**			**0,35**	
Ce-Sm	4,25	4,73	5,02	5,44	5,10	5,06	3,78	4,78	3,49	5,80	4,93	4,37
Média	**4,25**	**4,85**						**4,69**			**4,65**	
Gd-Yb	3,62	1,17	1,05	3,71	6,05	5,37	2,72	5,74	2,21	4,34	4,69	3,73
Média	**3,62**	**3,34**						**4,09**			**4,21**	

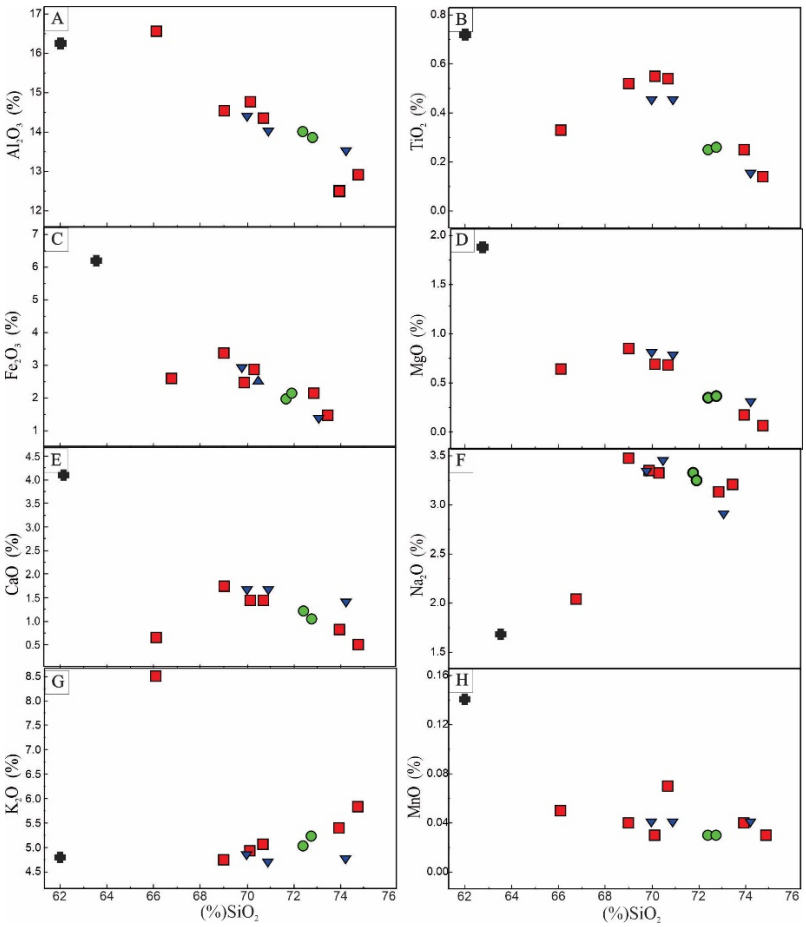

Figura 8 -Diagramas de Harker (1909) com a variação dos elementos maiores das rochas do Granito Serra dos Lopes.

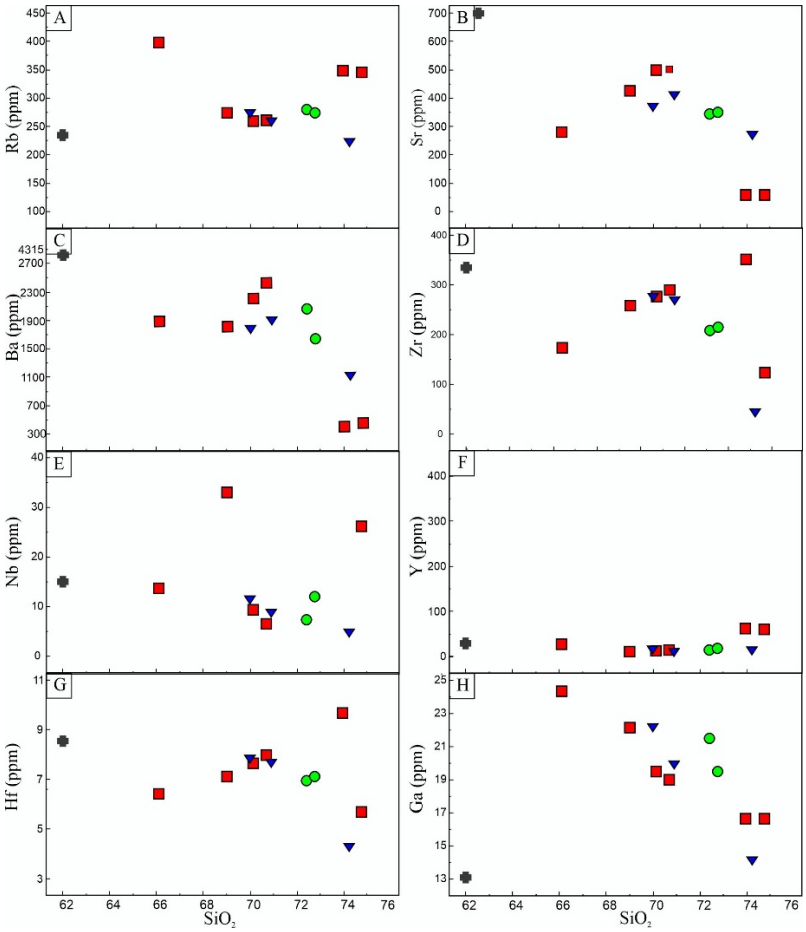

Figura 9 - Diagramas de Harker (1909) com a variação dos elementos menores das faciologias do *stock* Serra dos Lopes.

Dessa forma, propõe-se que a evolução das rochas graníticas ocorreu por meio do fracionamento magmático de dois tipos de magma (róseo e cinza).

Esse processo envolveu, especialmente para cada tipo, o fracionamento do feldspato, levando a um aumento do feldspato potássico nas rochas mais diferenciadas, enquanto o plagioclásio foi segregado e reduzido. Assim, o empobrecimento de Sr no líquido magmático ficou disponível para as fases mais evoluídas das rochas.

No diagrama de bário (Ba) *versus* SiO_2, apresentado na figura 9C, observa-se uma forte correlação desse elemento com o cálcio do plagioclásio intermediário. Nas rochas das fácies mais diferenciadas, ocorre uma redução no plagioclásio, resultando em um padrão de diminuição progressiva dos níveis de Ba.

Já no diagrama de zircônio (Zr) *versus* SiO_2, conforme mostrado na figura 9D, nota-se uma correlação negativa nas fácies mais evoluídas. A redução nos teores de Zr sugere um alto grau de fracionamento durante a evolução do magma. A diminuição dos valores observada nos estágios finais do processo indica que houve fracionamento simultâneo de minerais como titanomagnetita, ilmenita e zircão, contribuindo para a evolução do líquido magmático.

No diagrama de nióbio (Nb) *versus* SiO_2, apresentado na figura 9E, os teores são relativamente baixos, com uma disposição horizontal das amostras e uma leve correlação negativa com SiO_2. Essa tendência é atribuída à baixa participação de minerais máficos no processo de fracionamento do magma.

Por outro lado, no diagrama de ítrio (Y) *versus* SiO_2, exibido na figura 9F, observa-se que os valores variam muito pouco entre as rochas analisadas. Essa constância está relacionada ao processo de fracionamento magmático mais intenso, que resulta em um forte empobrecimento de minerais ferromagnesianos, consequentemente ocorrendo à diminuição da concentração nos líquidos magmáticos mais diferenciados.

Os valores de háfnio (Hf) em relação ao SiO_2, mostrados na figura 9G, revelam um leve decréscimo nos teores nas fácies mais evoluídas, apresentando uma correlação negativa com o aumento da sílica.

Por outro lado, os dados de gálio (Ga) *versus* SiO_2, na figura 9H, mostram uma certa dispersão, mas indicam uma leve redução nos teores para as fácies mais tardias do *stock* e, portanto, mais diferenciadas.

Esses pequenos decréscimos em ambos os casos são atribuídos à diminuição dos minerais ferromagnesianos e à consequente dificuldade de assimilação desses elementos por minerais transicionais em um sistema de fracionamento magmático.

No diagrama de classificação petrográfica de Middlemost (1985), que relaciona ($Na_2O + K_2O$) *versus* SiO_2, conforme mostrado na figura 10A, as amostras se agrupam predominantemente no campo dos granitos (sieno- monzogranito), com a exceção da fácies biotita-quartzo monzonito, que ocupa o espaço do quartzo monzodiorito.

No diagrama K_2O *versus* SiO_2 de Taylor (1976), ilustrado na figura 10B, as amostras do *stock* Serra dos Lopes se mostram semelhantes aos litotipos que pertencem às séries cálcio-alcalina de alto k a alcalina shoshonítica. Essa classificação sugere que as rochas graníticas da região têm características que se alinham a magmas de composição com forte enriquecimento em potássio.

De acordo com o diagrama de Frost et al. (2001) de $Na_2O + K_2O$ - CaO *versus* SiO_2 (Figura 10C) as rochas são similares às rochas do campo alcalinas-cálcicas.

O diagrama de classificação petrográfica que utiliza os parâmetros multicatiônicos Q *versus* P, conforme ilustrado na figura 10D de Debon et al. (1988), classifica os litotipos como granitos enriquecidos em feldspato potássico ($P > 0$). Este resultado indica uma afinidade com as rochas da série subalcalina potássica (SALKL), refletindo as características químicas e mineralógicas das rochas graníticas da região.

Os valores de saturação em alumínio com base no Índice de Shand, visto no diagrama da figura 10E, segundo Maniar & Picolli (1989), indicam que os litotipos analisados possuem um forte caráter peraluminoso. Essa característica é corroborada pela presença de biotita que é indicador da alta aluminosidade.

Por fim, o diagrama da figura 10F, que utiliza os parâmetros A *versus* B de Debon & Le Fort (1983), destaca a ocorrência predominante de leucogranitos peraluminosos nas rochas do *stock*, sendo classificados no campo 2 – biotita > muscovita e no campo III – biotita. Essas observações reforçam a natureza peraluminoso das rochas graníticas do *stock* Serra dos Lopes.

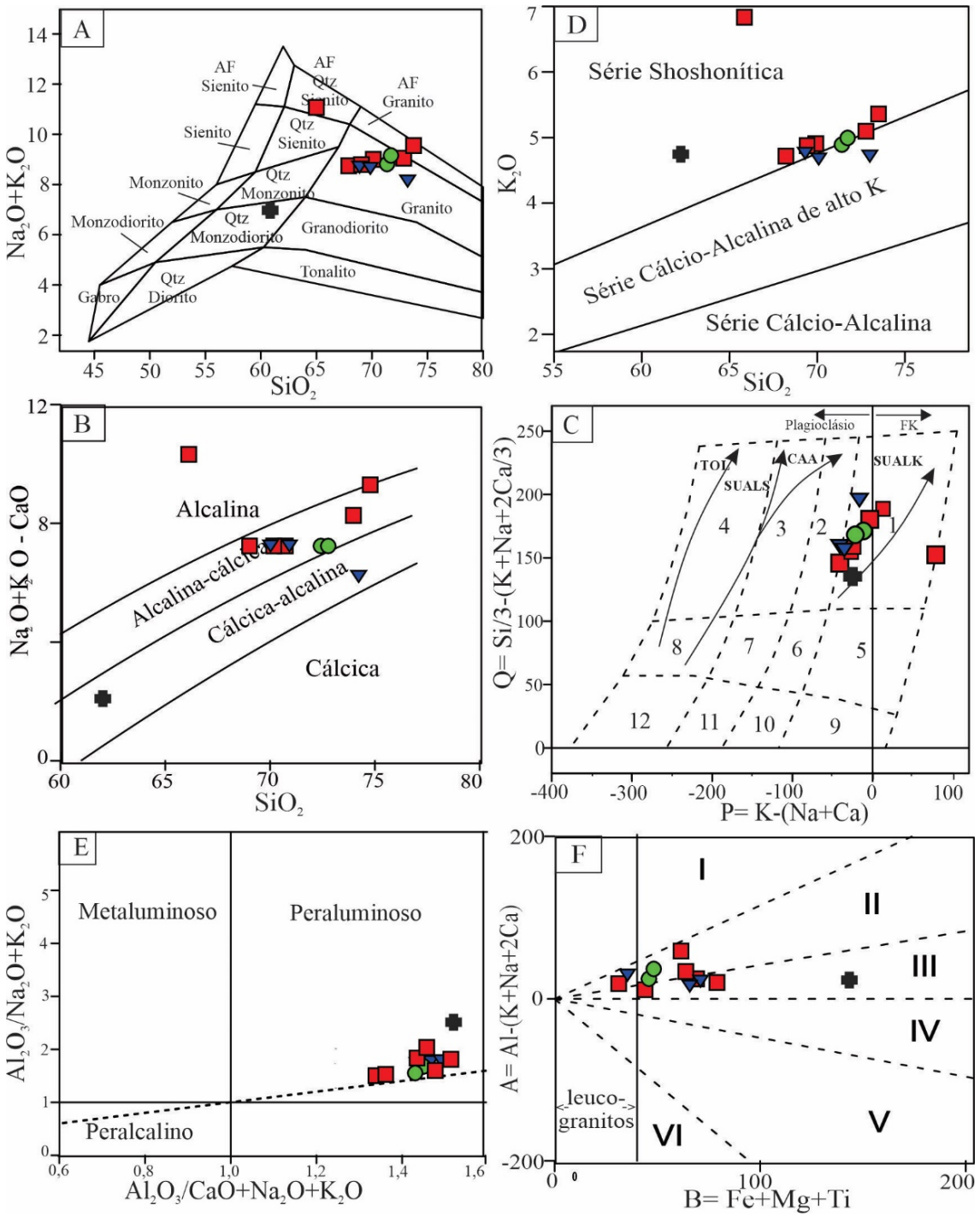

Figura 10 - Diagramas geoquímicos de classificação das das faciologias do *stock* Serra dos Lopes. A) Middlemost (1985); B); Taylor (1976), C) Frost et al. (2001); D) Debon et al. (1988) (1– granito; TOL= toleítica, CAA= cálcio-alcalina, SUBALS= subalcalina sódica, SUBALK= subalcalina potássica); E) Índice de Shand de Maniar & Picolli (1989); F) Debon & Le Fort (1983) leucogranitos peraluminosos do campo I- muscovita > biotita; do campo II- biotita > muscovita; do campo III- biotita.

Nos diagramas geoquímicos de identificação de ambiente geotectônico sugeridos na figura 11, observa-se nas figuras 11A (Nb *versus* Y) e 11B (Rb *versus* Y + Nb) propostas por Pearce et al. (1984), que os litotipos analisados apresentam padrões relacionados à geração de magma em ambientes sin-colisionais de arco magmático. Padrões semelhantes sugestivos de granito intraplaca estão condicionados pelos valores altos mantidos pelos teores de nióbio para algumas amostras.

No diagrama de classificação R1 x R2 de Batchelor & Bowden (1985) observado na figura 11C, as amostras apresentam-se distribuídas nos campos de ambientes sin- a tardi-colisionais.

No diagrama de classificação de Whalen et al. (1987), da figura 11D, a partir dos parâmetros (K_2O+Na_2O/CaO *versus* Zr+Nb+Ce+Y), as

análises apresentam-se distribuídas ao longo do campo de granitos félsicos fracionados e granitos tipo A.

As fácies mais fracionadas e enriquecida em potássio tem tendência para as amostras migrarem para o campo de granito tipo A ou granitos alcalinos.

No diagrama de classificação com base nas condições de oxidação (Figura 11E) a partir de FeOt/(FeO^t + MgO) *versus* SiO_2, elaborado por Frost et al. (2001), os litotipos do *stock* Serra dos Lopes estão majoritariamente distribuídos no campo dos granitos tipo I, do subtipos dos granitos magnesianos e parte das amostras mais diferenciadas são coincidentes com granitos do tipo ferrosos.

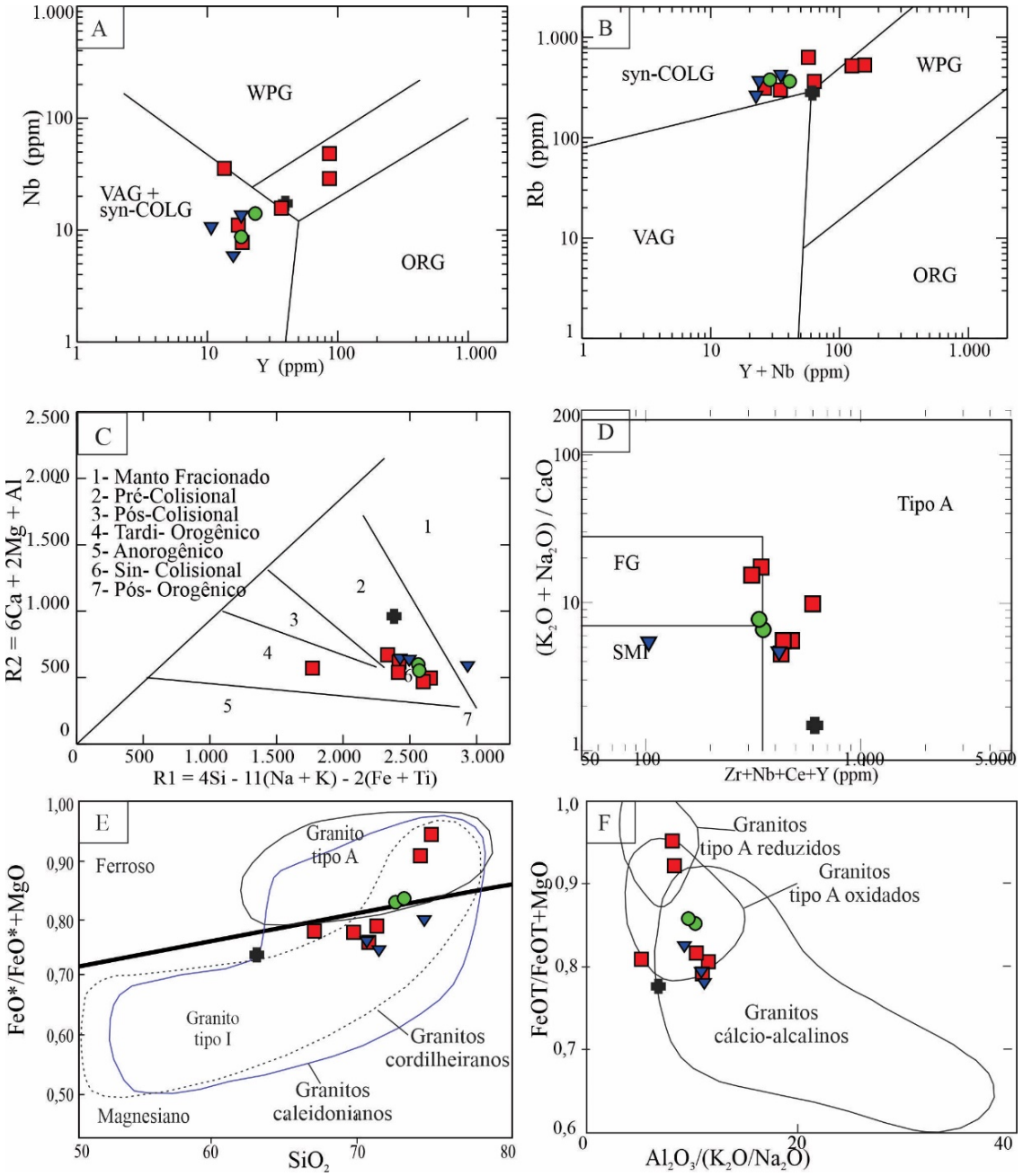

Figura 11 - Diagramas Geoquímicos de classificação de ambientes tectônicos das faciologias do *stock* Serra dos Lopes. Legenda: A e B) Pearce et al. (1984) (Syn-COLG) – granitoide sin-colisional; (VAG) – granitoide de arco vulcânico; (WPG) – Granitoide intraplaca; (ORG) –granitoide de cadeias oceânicas; C) Batchelor & Bowden (1985); D) Whalen et al. (1987) (SMI) médias composicionais dos granitos do tipo S, M e I, (FG) granitos félsicos fracionados, (Tipo A) anorogênicos; E) Frost et al. (2001); F) Dall'Agnol & Oliveira (2007).

No diagrama de Dall'Agnol & Oliveira (2007) (Figura 11F) a partir de FeOt/(FeO^t + MgO) *versus* $Al_2O_3/(K_2O/Na_2O)$ com base nas condições de oxidação, a grande maioria das rochas analisadas se agrupam no campo dos granitos do tipo I cálcio alcalinos, com transição de amostras tardias mais diferenciadas e enriquecidas em potássio, coincidente ao campo de granitos do

tipo A reduzidos.

Nos variogramas de multielementos, os elementos traços estão normalizados segundo os valores de Thompson (1982) para os meteoritos condríticos (Figura 12A) e os valores de crosta inferior normalizados segundo os valores de Weaver & Tarney (1984) na figura 12B.

Observa-se um forte empobrecimento em Ba, Nb, Sr, P e Ti para as amostras, o que sugere a ocorrência de cristalização fracionada associada com o enriquecimento em Rb, Zr e Y, característica de magmatismo de alto potássico a shoshonítico ou de granitos tardios pós-orogênicos com contribuição de segmentos crustais de Tipo I Caledonianos de Pitcher (1983).

Os elementos terras raras (ETR) foram normalizados a partir dos valores de meteoritos condríticos de Boynton (1984) e crosta inferior normalizados segundo os valores de Weaver & Tarney (1984). O diagrama de ETR para as amostras do *stock* Serra dos Lopes (Figura 12C, D) apresenta padrão de distribuição muito similar, assimétrico e paralelo, entre os padrões das fácies.

O padrão é definido por um forte enriquecimento dos teores dos elementos terras raras leves (ETRL), diretamente associada à presença marcante de potássio das amostras em relação aos teores dos elementos terras raras pesados (ELTP), diretamente em razão dos baixos valores de cálcio dos plagioclásios removidos em consequência do aumento de potássio.

No sentido do crescimento dos valores de ETR, para as rochas mais diferenciadas, destaca-se uma maior depleção nos valores apresentados de európio (Eu).

O enriquecimento de elementos de terra rara (ETR) para as rochas da fácies biotita-quartzo monzonito porfirítico, normalizados pelo condrito (Boynton, 1984) é caracterizado por valores de $[La/Yb=50,47]_N$, apresentando os maiores valores médios de Eu=104,36 com leve anomalia negativa para Eu e [Eu/Eu*=0,40]N. Os dados mostram assimetria a partir de um enriquecimento relativo, entre a média dos ETRL $[Ce/Sm]_N$=4,25, comparado com empobrecimento dos ETRP [Gd/Yb]N=3,62. Sugere-se para estas rochas uma participação na formação não cogenética e, portanto, sendo um magma distinto dos demais.

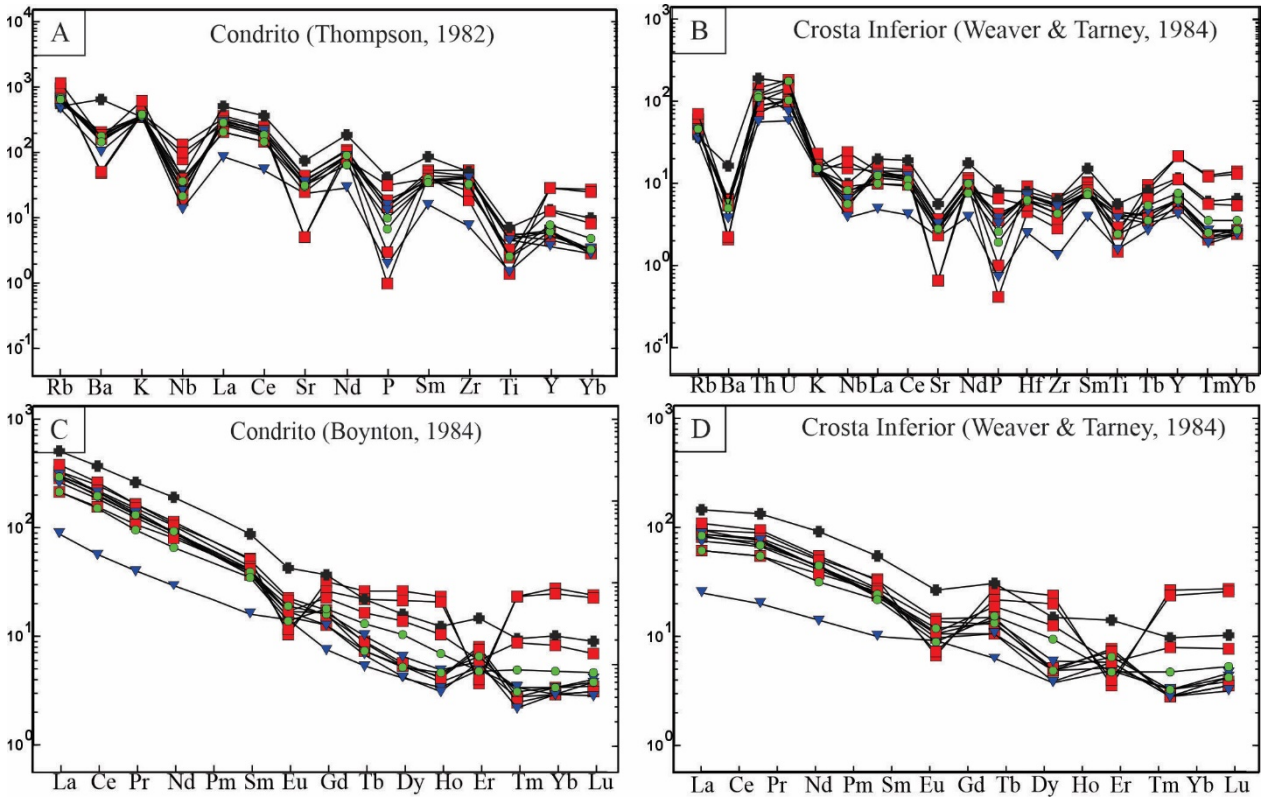

Figura 12 - Diagramas de multielementos incompatíveis e elementos terra raras das faciologias do *stock* Serra dos Lopes. Elementos incompatíveis normalizados: A) Valores para meteoritos condríticos de Thompson (1982) e B) Valores da crosta inferior de Weaver & Tarney (1984). Elementos terras raras normalizados: C) Valores dos meteoritos condríticos de Boynton (1984) e D) Valores da crosta inferior de Weaver & Tarney (1984).

O padrão geral de distribuição dos ETR normalizados pelo condrito (Boynton, 1984) das rochas da fácies biotita monzogranito a sienogranito porfirítico róseo apresenta valores médios de

$[La/Yb]_N$=61,59, o que sugere que, durante o fracionamento magmático, não ocorreu uma expressiva participação das fases enriquecidas em elementos terras raras pesadas (ETRP), consequência da redução em minerais ferromagnesianos e em minerais acessórios

Apresentam fraca anomalia negativa de Eu com Eu*=54,67 e $[Eu/Eu^*]_N$=0.30, assimetria definida pela relação de ETRL $[Ce/Sm]_N$=4.85 em relação ao empobrecimento de ETRP $[Gd/Yb]_N$=3,34 o que indica um conjunto de rochas pouco evoluídas

O padrão geral de distribuição dos (ETR) normalizados pelo condrito de Boynton (1984) apresenta-se para as rochas da fácies biotita monzogranito inequigranular a equigranular róseo, valores de $[La/Yb]_N$=73,05, o que sugere que, durante o fracionamento magmático, ocorreu a participação das fases enriquecidas em ETRL, consequência do empobrecimento em minerais ferromagnesianos e acessórios, além do aumento potássio, a partir de feldspato potássico e biotita.

Apresentam fraca anomalia negativa de Eu com Eu*=36,31 e com $[Eu/Eu^*]_N$=0.48, fraca assimetria definida pela relação de ETRL $[Ce/Sm]_N$=4.69 em relação ao empobrecimento de ETRP $[Gd/Yb]_N$=4.09.

O padrão geral de distribuição dos (ETR) normalizados pelo condrito (Boynton, 1984) apresentado para as rochas da fácies monzogranito inequigranular a equigranular róseo, valores de $[La/Yb]_N$=64,59. Apresentam fraca anomalia negativa de Eu*=45,05 e com $[Eu/Eu^*]_N$=0.35, assimetria definida pela relação de elementos terras-raras leves $[Ce/Sm]_N$=4.65 em relação ao empobrecimento de elementos terras-raras pesadas $[Gd/Yb]_N$=4.21.

CONCLUSÕES

A área é caracterizada por rochas metavulcanossedimentares do Supergrupo Açungui de idade meso- a neoproterozoica e rochas graní-icas do Batólito Piedade e dos *stocks* Serra da Bateia, Pilar do Sul e Serra dos Lopes do Neoproterozoico.

O corpo intrusivo do Granito Serra dos Lopes, de natureza tardi- a pós colisional, constitui um dos corpos satélites das rochas graníticas sincolisionais do Batólito Agudos Grandes e ocorre na forma de um *stock* granítico com aproximadamente 99 km². Seus contatos com as rochas encaixantes são intrusivos ou tectônicos ou parcialmente encobertos por rochas sedimentares do Grupo Itararé da Bacia do Paraná.

Seu formato é aproximadamente semioval, segundo a direção de NE-SW de deformação regional imposta pela Zona de Cisalhamento Taxaquara, que participa no condicionamento da sua forma e impõem deformações intensas nas suas rochas com a geração de milonitos e ultramilonitos no seu contato norte.

Encontra-se representado por quatro fácies compostas por: Biotita-Quartzo Monzonito Porfirítico Preto, Biotita Monzogranito a Sienogranito Porfirítico Branco e Róseo, Biotita Monzogranito Inequigranular a Equigranular Róseo, Monzogranito Inequigranular a Equigranular Branco e Róseo.

As rochas do *stock* são constituídas dominantemente por litotipos plutônicos de composição sienogranítica a monzogranítica, de granulação porfirítica, equigranular médio a inequigranular média a grossa, além de um corpo de pequeno porte de quartzo monzonito porfirítico no extremo noroeste do stock.

Além deste conjunto ígneo ocorre rochas hipoabissais intrusivas de pequena expressão e caracterizadas por sienogranitos róseos na forma de aplitos e pegmatitos.

As rochas dominam a coloração rósea e cinza e localmente tem-se faciologias de coloração escura a preta. Caracteriza-se por termos holo- a leucocrática, sendo a biotita o mineral micáceo de expressão.

A estrutura é macia a localmente milonítica e/ou cataclástica localmente no interior do corpo e expressivas na sua borda norte, ocorrendo frequente rochas miloníticas associados à Zona de Cisalhamento Taxaquara.

Quanto à mineralogia, são compostas principalmente por quartzo, microclínio, plagioclásio (oligoclásio e albita) e os minerais micáceos compostos frequentes de biotita (annita e siderofilita), clorita e muscovita secundária. Minerais acessórios ocorrem como apatita, epidoto, titanita, allanita, zircão e minerais opacos. Os minerais secundários são definidos como clorita, sericita, epidoto, óxido e hidróxido de ferro e argilo minerais.

Temporalmente, a distribuição das faciologias do *stock* pode ser agrupada. A fase inicial é restrita e localizada e é constituída por biotita-quartzo diorito porfirítico, que constitui um magma independente do conjunto róseo que é

dominante no *stock*.

A fase principal é composta pelo conjunto biotita monzogranito porfirítico róseo que predomina em mais de 90% do corpo magmático. A fase de acresção é composta por sienogranito e monzogranito inequigranular róseo.

Associado a este conjunto litológico temos rochas diferenciadas róseos e cinza, a qual não foi feita distinção pelo número de análise. Provavelmente as rochas claras com fenocristais brancos estejam mais correlacionadas ao quartzo monzonito porfirítico com fenocristais brancos. A fase final é representada por pequeno número de diferenciados ígneos tardios constituídos por pegmatitos e aplitos

Quimicamente, as rochas apresentam composição granítica em um intervalo de sílica entre 60.78 a 74.75%, evidenciando dois magmas, um enriquecido de domínio róseo mais diferenciado e um menos evoluído caracterizando o domínio cinza ou branco.

São leucogranitos peraluminosos pertencentes à série cálcio-alcalina de alto potássio a shoshonítica, similar a granitos magnesianos, apresentando assinatura de granito do tipo I, gerados pela fusão da crosta inferior e associados à evolução de Arco Magmático.

São granitos do Tipo I, de ambiente tardi- a sincolisional, associado ao espessamento crustal, em ambiente de arco vulcânico continental, relacionado a granitogênese do Batólito Agudo Grande na evolução do Cinturão Orogênico Ribeira.

AGRADECIMENTOS

Agradecemos todos os colaboradores desta pesquisa, aos laboratórios de Mineralogia e Petrologia da Universidade Estadual Paulista e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq pelo apoio à pesquisa (Proc. nº: 163893/2023-3).

REFERÊNCIAS

ALGARTE, J.P.; MARTINS, A.J.M.; MORGENTAL, A.; DAITX, E.C.; ANDRADE Jr, F.S.; BATOLLA Jr, F.; FERREIRA, F.J.F.; PINTO, G.G.; CUNHA, H.C.S.; DRUMOND, J.B.V., RODRIGUES, J.C.; YAMAMOTO, K.; KAEFER, L.Q.; CHIEREGATI, L.A.; PINHO FILHO, W.D.; ADDAS, W. **Projeto Sudeste do Estado de São Paulo**. Relatório Final. São Paulo: DNPM/CPRM, 1973.

ALMEIDA, F.F.M. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Rio de Janeiro: **Boletim DNPM/DGM**, v. 241, 38 p., 1967.

ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8, 1977, Campina Grande. **Anais**...Campina Grande: Sociedade Brasileira de Geologia, 1977, p. 363-391.

ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; PONÇANO, W.L.; DANTAS, A.S.L.; CARNEIRO, C.D.R.; MELO, M.S.; BISTRICH, C.A. **Mapa Geológico do estado de São Paulo em escala 1:500.000.** Nota explicativa. São Paulo, IPT, Monografias 6, v. 1, 126 p., 1981.

BASEI, M.A.S.; SIGA JUNIOR, O.; KAULFUSS, G.A.; CORDEIRO, H.; NUTMAN A.; SATO, K.; CURY, L.F.; PRAZERES FILHO, H.J.; PASSARELLI, C.R.; HARARA, O.M.; REIS NETO, J.M.; WEBER; W. "Geochronology and isotope geochemistry of Votuverava and Perau Mesoproterozoic Basins, Southern Ribeira Belt, Brazil". In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY (Short Papers), IV, 2003, São Paulo. **Expanded Abstract**....São Paulo: USP-IG, 2003.

BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P. Petrogenetic interpretation of granitic rock series using multicationic parameters. **Chemical Geology**, v. 48, n. 1, p. 43-55, 1985.

BISTRICHI, C.A.; CARNEIRO, C.D.R.; DANTAS, A.S.L.; PONÇANO, W.L.; CAMPANHA, G.A.C.; NAGATA, N.; ALMEIDA, M.A.; STEIN, D.P.; MELO, M.S.; CREMINI, O.A. **Mapa geológico do Estado de São Paulo em 1: 500.000.** IPT/Pró-Minério, São Paulo, v. 2, 1981.

BOLONINI, T.M. & GODOY, A.M. Geologia e Geoquímica das rochas graníticas do Maciço Capão Bonito, SP. São Paulo, UNESP, **Geociências**, v. 32, n. 3, p. 452-470, 2013.

BOYNTON, W.V. Geochemistry of the rare Earth elements: meteorite studies. In: HENDERSEN, P. (Org.). **Rare earth element geochemistry**. Elsevier Amsterdam, p. 63- 114, 1984

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. **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. & 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.; 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.

CAMPOS NETO, M.C.; BERGMANN, M.; SIGA Jr, O.; FIGUEIREDO, M.C.F.L. **Geologia da Folha Pilar do Sul, escala 1:25.000.** Convênio Instituto de Geociências, USP/PRÓ-MINÉRIO, Relatório Final, v. 1, 143 p., 1990.

CHIEREGATI, L.A.; SILVA, A.A.G.P.; OSTAFIUC, G.B.; MOTA FILHO, J.; ALEGRI, V.; SILVA, V.A.; SILVA, M.E.; FRANCISCONI, Ó.; YAMATO, A.A.; ALGARTE, J.P.; CÓ, A.E O.; MINORELLI, D.; GOUVEIA, J.C.; SHIMAMOTO, R.Y. **Projeto Integração Geológica da Região Metropolitana de São Paulo.** Relatório de Integração Geológica. Relatório Final. São Paulo: CPRM, 1991.

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: Sociedade Brasileira de Geologia, 2000, p. 19- 40.

CPRM-Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. **Projeto**

Agudos Grandes: relatório preliminar de pesquisa, DNPM nº 820.802/85. São Paulo: CPRM, 29 p., 1989.

DALBELO, I.M.W.; GODOY A.M.; VIEIRA, O.A.R.P. Litogeoquímica das Rochas Graníticas do *Stock* São Miguel Arcanjo, Sudeste do Estado de São Paulo. São Paulo, UNESP**, Geociências**, v. 43, n. 4, p. 605 - 631, 2024.

DALL'AGNOL, R. & OLIVEIRA, D.C. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: Implications for classification and petrogenesis of A-type granites. **Lithos,** v. 93, p. 215–233, 2007.

DEBON, F. & LE FORT, P. A chemical-mineralogical classify-cation of common plutonic rocks and associations. **Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences**, v. 73, n. 1, p. 135-149, 1983.

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.

DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. **An introduction to the rock-forming minerals. Harlow, Essex, England: New York, NY:** Longman Scientific & Technical, 696 p., 1992.

FALEIROS, F.M. **Evolução de terrenos tectono-metamórficos da Serrania do Ribeira e Planalto Alto Turvo (SP, PR).** São Paulo, 306 p., 2008. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo.

FARIA, G.L. & GODOY, A.M. Rochas Graníticas Tipo-S do *Stock* Pilar do Sul, sudeste do Estado de São Paulo. São Paulo, UNESP, **Geociências**, v. 43, n. 1, p. 127 - 155, 2024.

FERREIRA, F.J.F.; JANASI, V.A.; VLACH, S.R.F. Comportamento aerogamaespectrométrico e aeromagnetométrico dos principais granitoides de parte dos Domínios Embu e São Roque, SP. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, II, São Pedro. 1991. **Atas...**São Pedro: Sociedade Brasileira de Geologia, 1991, p. 149 - 150.

FIORI, A.P. Evolução geológica da bacia Açungui. **Boletim Paranaense de Geociências, v. 42, p. 7-27, 1994.**

FIORI, A.P. Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui, PR. Boletim IG-USP. **Série Científica,** v. 23, p. 55-74, 1992.

FROST, B.R.; BARNES, C.G.; COLLINS, W.J.; ARCULUS, R.J.; ELLIS, D.J.; FROST, C.D.A Geochemical Classification for Granitic Rocks. **Journal of Petrology, v. 42, n. 11, p. 2033-2048, 2001.**

GODOY, A.M. **Caracterização Faciológica, Petrográfica e Geoquímica dos Maciços Sorocaba e São Francisco, SP.** São Paulo, 1989. 221 p. Tese (Doutorado), Instituto de 630 São Paulo, UNESP, Geociências, v. 43, n. 4, p. 605 - 631, 1989 Geociências-Universidade de São Paulo.

GODOY, A.M. **Estudos Geológicos das Rochas Granitoides e Metamórficas e suas Aplicações como Rochas Ornamentais e de Revestimento.** Rio Claro, 2003. 243 p. Tese (Livre Docência), Instituto de Geociências e Ciências Exatas - Universidade Estadual Paulista.

HARKER, A. **The Natural History of Igneous Rocks**. London, Methuen, 384 p., 1909.

HASUI, Y. **Tectônica da área das Folhas de São Paulo e Pilar do Sul, São Paulo**. São Paulo. 1973. 190 p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

HASUI, Y. A grande Colisão Pré-Cambriana do Sudeste brasileiro e a Estruturação Regional. São Paulo, UNESP, **Geociências**, v. 29, n. 2, p. 141-169, 2010.

HASUI, Y. Sistema Orogênico Mantiqueira. In: HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; ALMEIDA, F.F.M.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. & SADOWSKI, G.R. Evolução Geológica do pré-Cambriano na região sudeste do Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 6, p. 182 – 200, 1976.

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.

HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A. Os Granitos e Granitoides da Região de Dobramentos Sudeste nos Estados de São Paulo e Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, 1978, Recife. **Anais**...Recife: Sociedade Brasileira de Geologia, 1978, p. 2579-2593

HASUI, Y.; TASSINARI, C.C.G.; SIGA JÚNIOR, O.; TEIXEIRA, W.; ALMEIDA, F.F.M.D.; KAWASHITA, K. Datações Rb-Sr e K-Ar do centro-norte do Brasil e seu significado geológico-geotectônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, XXXI, Balneário de Camboriú, 1980. **Anais**... Balneário de Camboriú: Sociedade Brasileira de Geologia, 1980, v. 5, p. 2659-2667.

HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M.; VALLADARES, C.S.; MACHADO, N.A. Orogênese Brasiliana no segmento central da Faixa Ribeira, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, n. 4, p. 249-266, 1995.

HEILBRON, M.; SOARES, A.C.P.; CAMPOS NETO, M.C.; SILVA, L.C.; TROUW, R.A.J.; JANASI, V.A. Província Mantiqueira. In: **Geologia do continente Sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.** São Paulo, Ed. DECA, 2004, p. 203-234.

HENNIES, W.T.; HASUI, Y.; PENALVA, F. O Falhamento Transcorrente de Taxaquara. In*:* CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 21, 1967, Curitiba. **Anais**...Curitiba: Sociedade Brasileira de Geologia, 1967. p. 159-168.

IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Folha Topográfica Pilar do Sul (SP) em escala 1:50.000 (SF-23-Y-C-IV-4)**. Biblioteca do IBGE, 1 ed., 1970.

IPT - Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo. **Geologia da Folha Pilar do Sul (SF-23-Y-C-IV-4) - Estado de São Paulo**: DMGA/IPT (Relatório 19.427). 128 p. + anexos, 1983.

IPT - Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo. **Avaliação da potencialidade mineral na área de Pilar do Sul, São Paulo**, IPT, 120 p., 1990.

JANASI, V.A. & ULBRICH, H.H.G.J. Late Proterozoic granitoid magmatism in the State of São Paulo, southeastern Brazil. **Precambrian Resarch**, v. 51, p. 351-374, 1991.

JANASI, V.A. & ULBRICH, H.H.G.J. Inventário Bibliográfico de Granitos do Estado de São Paulo. **Boletim Instituto de Geociências**. Publicação Especial, v. 11, 253 p. 1992.

JANASI, V.A.; VASCONCELOS, A.C.B.C.; VLACH, S.R.F.; MOTIDOME, M.J. Granitoides da região entre as cidades de São Paulo e Piedade (SP): faciologia e contexto tectônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, 1990, Natal. **Anais**... Natal: Sociedade Brasileira de Geologia, 1990, v. 4, p. 1925-1935.

JANASI, V.A.; LEITE, R.J.; ULBRICH, H.H.G.J. Diversidade do magmatismo granítico tardi-brasiliano na região de piedade, SP: aspectos petrográficos e geoquímicos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, XXXI, 1995, Balneário de Camboriú. **Anais**... Balneário de Camboriú: Sociedade Brasileira de Geologia, 1994, p. 131- 133.

JANASI, V.A.; LEITE, R.J.; VAN SCHMUS, W.R. U-Pb chronostratigraphy of the granitic magmatism in the Agudos Grandes Batholith (west of São Paulo, Brazil) - implications for 142 the evolution of the Ribeira Belt. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 14, p. 363-376, 2001.

LEITE, R.J. **Geologia, petrografia e geoquímica dos granitoides da região de Piedade, SP**. São Paulo, 138 p. Tese (Mestrado). Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo, 138 p., 1997.

LEITE, R.J. **Petrogênese e geocronologia U-Pb do magmatismo granítico tardi a pós-orogênico no Batólito Agudos Grandes–SP**. São Paulo, 2003. 218 p. Tese (Doutorado em Geociências), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

LEITE, J. Jr.; HEAMAN, L.M.; JANASI, V.A.; MARTINS, L.; CREASER, R.A. The late- to pos-orogenic transition in the Neoproterozoic Agudos Grandes Granite Batholith (Apiaí Domain, SE Brazil): Constraints from geology, mineralogy, and U–Pb geochronology. **Journal of South American Earth Sciences,** v. 23, p. 193-212, 2007.

MANIAR, P.D. & PICOLLI, P.M. **Tectonic Discrimination of Granitoids**. Geological Society of America Bulletin, v. 101, p. 635-643, 1989.

MIDDLEMOST, E.A.K. **Magmas and magmatic rocks: An Introduction to Igneous Petrology**. Longman, 266 p., 1985

PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. **Journal of Petrology**, v. 25, n. 1, p. 956-983, 1984.

PERROTTA, M.; SALVADOR, E.D.; LOPES, R.C.; D'AGOSTINO, L.Z.; PERUFFO, N.; FOMES, S.D.; SACHS, L.L.B.; MEIRA, V.T.; GARCIA, M.G.M.; LACERDA FILHO, J.V. **Mapa geológico do Estado de São Paulo, 1:750.000.** Programa Geologia do Brasil (PGB), CPRM, São Paulo, 2005.

RONDINELLI, D.; QUINTANILHA, J.A.; SILVEIRA, C.A.; MAYEAMA, O., BELJAVSKIS. P. Geoquímica regional da Folha Pilar do Sul - São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, II, Rio de Janeiro, 1989. **Anais**...Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geoquímica, 1989, p. 47-60.

SILVA, P.C.F. Tectônica Rúptil da Região entre Pilar do Sul e Votorantim, SP. **Revista Brasileira de Geociências**, n. 28, v. 4, p. 485-494, 1998.

SILVA, A.T.S.F.; FRANCISCONI, O.; GODOY, A.M.; BATOLLA Jr, F**. Projeto integração e detalhe geológico no vale do Ribeira: Relatório Final de integração geológica.** São Paulo: DNPM/CPRM, 1981.

SPEER, J.A. Micas in igneous rocks. In: BAILEY S.W. (eds.) **Micas. Review in Mineralogy**, 13, Washington, Mineralogical Society of America, p. 299-356, 1984.

STEIN, D.P. **Esboço da geologia pré-Cambriana da Folha pilar do Sul, SP. SF.23-Y-C-IV-4**. São Paulo, 1984. 179 p. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

STEIN, D.P.; CAMPANHA, G.A.C; FERNANDES, L.A. A Formação Perau na região de Pilar do Sul, SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia, 1986. **Anais**...Goiânia: Sociedade Brasileira de Geologia, 1986, v. 2, p. 919-930.

STRECKEISEN, A. To each plutonic rock its proper name. **Earth-Science Reviews**, v. 12, p. 1-33, 1976.

TASSINARI, C.C.G. **As Idades das Rochas e dos Eventos Metamórficos da Porção SE do Estado de São Paulo e sua Evolução Crustal**. São Paulo, 1988. 236 p. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo.

TAYLOR, W.P. Intrusion and differentiation of granitic magma at high level in the crust: The Puscao Pluton, Lima Province, Peru. **Journal of Petrology**, v. 17, n. 2, 194–218, 1976.

THOMPSON, R.N. Magmatism of the British Tertiary volcanic province. **Journal of Geology**, v. 18, n. 1, p. 49- 107, 1982.

VLACH, S.R.F.; JANASI, V.A.; VASCONCELLOS, A.C.B.C. The Itú Belt: associated calc alkaline and aluminous a-type late Brasiliano granitoids in the states of São Paulo and Paraná, southern Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, 1990, Natal. **Anais**...Natal: Sociedade Brasileira de Geologia, v. 4, p. 1700-1711, 1990.

WEAVER, B. & TARNEY, J. Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. **Nature**, v. 310, n. 1, p. 575-577, 1984.

WHALEN, J.W.; CURRIE, K.L.; CHAPPEL, B.W. A-Type Granites: Geochemical Characteristics, Discrimination and Petrogenesis. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 95, p. 407-419, 1987.

Submetido em 05 de março de 2025
Aceito para publicação em 16 de maio de 2025