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

OTÁVIO AUGUSTO RUIZ PACCOLA VIEIRA

GEOLOGIA DA FORMAÇÃO ÁGUA CLARA E ROCHAS ÍGNEAS ASSOCIADAS NO ESTADO DE SÃO PAULO

Rio Claro - SP
2021

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

OTÁVIO AUGUSTO RUIZ PACCOLA VIEIRA

GEOLOGIA DA FORMAÇÃO ÁGUA CLARA E ROCHAS ÍGNEAS ASSOCIADAS NO ESTADO DE SÃO PAULO

Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas de Rio Claro, Universidade Estadual Paulista, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Geociências e Ciências Meio Ambiente

Orientador: Prof. Dr. Antonio Misson Godoy

Rio Claro - SP
2021

V658g

Vieira, Otávio Augusto Ruiz Paccola
Geologia da Formação Água Clara e Rochas Ígneas Associadas no Estado de São Paulo / Otávio Augusto Ruiz Paccola Vieira. -- Rio Claro, 2021
173 p. : il., tabs., fotos, mapas

Tese (doutorado) - Universidade Estadual Paulista (Unesp), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro
Orientador: Antonio Misson Godoy

1. Granitogênese. 2. Metamorfismo Regional. 3. Mapeamento Geológico. I. Título.

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

Essa ficha não pode ser modificada.

OTÁVIO AUGUSTO RUIZ PACCOLA VIEIRA

GEOLOGIA DA FORMAÇÃO ÁGUA CLARA E ROCHAS ÍGNEAS ASSOCIADAS NO ESTADO DE SÃO PAULO

Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas de Rio Claro, Universidade Estadual Paulista, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Geociências e Ciências Meio Ambiente

Comissão Examinadora

_____
Prof. Dr. Antonio Misson Godoy - Orientador
Departamento de Petrologia e Metalogenia – DPM
Instituto de Geociências e Ciências Exatas IGCE/UNESP, Rio Claro - SP.

_____
Prof. Dr. Washington Barbosa Leite Jr.
Departamento de Petrologia e Metalogenia – DPM
Instituto de Geociências e Ciências Exatas IGCE/UNESP, Rio Claro - SP.

_____
Prof. Dr. George Luiz Luvizotto
Departamento de Petrologia e Metalogenia – DPM
Instituto de Geociências e Ciências Exatas IGCE/UNESP, Rio Claro - SP.

_____
Prof. Dr. Jefferson Cassu Manzano
Rio Tinto Desenvolvimento Minerais LTDA/Brasília (DF).

_____
Prof. Dr. Filipe Goulart Lima
Universidade Federal de Uberlândia, Campus de Monte Carmelo
Monte Carmelo – MG.

Conceito: Aprovado

Rio Claro, 21 de dezembro de 2021

RESUMO

A área de estudo se situa no extremo sul do estado de São Paulo e está inserida na porção central da Província Mantiqueira, na faixa centro-sul do Cinturão Ribeira e se relaciona a evolução neoproterozoica do Terreno Apiaí. Está localizada nos municípios de Ribeirão Branco, Guapiara e Capão Bonito e norte do distrito Araçaíba e faz parte do conjunto intrusivo meridional do Complexo Granítico Três Córregos. A configuração das unidades litológicas e das feições estruturais superimpostas de idade neoproterozoica seguem um padrão estrutural regional, cujo principal *trend* se associa à orientação regional NE-SW, delimitando a área por grandes zonas de cisalhamento que são denominadas, ao norte, de Itapirapuã, em contato tectônico com o Grupo Itaiacoca, e ao sul, de Quarenta Oitava, em contato tectônico com o Grupo Lajeado. Estas rochas ígneas estão inseridas em rochas da Formação Água Clara, a qual pertence ao Supergrupo Açungui, de idade mesoproterozoica e metamorfizadas e deformadas no Neoproterozoico. O embasamento, correspondente a Formação Água Clara, é dividido em duas unidades (xistosa e carbonática) e constituído por xisto, filito, quartzito, rochas calciossilicatadas, mármore, metabásicas e metaultrabásicas. O Complexo Granítico Três Córregos inclui vários corpos granitoides sin-colisionais de idade neoproterozoica (Barra do Chapéu, Saival e Capote), com contato intrusivo e tectônico com os metassedimentos e contato tectônico com rochas graníticas pós- a tardi- colisionais dos Granitos Correas, Capão Bonito e Sguario. Os granitoides sin-colisionais são hornblenda-biotita granodiorito e quartzo monzonito, biotita monzogranito e sienogranito com hornblenda. São leucocráticos, inequigranulares, porfiríticos, com fenocristais de microclínio branco a rosa (4 cm). Ambos têm granulação fina a grossa e coloração cinza ou rósea. É isotrópica a sub-orientada com discreta foliação milonítica e/ou cataclástica. Geoquimicamente, são classificados como cálcio-alcalino peraluminoso, sin colisional a arco vulcânico, da série de alto potássio a shoshonítica, magnesiano, com assinatura de granito do tipo I cordilheirano gerado pela fusão da crosta inferior e associado à evolução de arco magmático. Os granitos tardi a pós-colisionais são biotita sienogranito e álcali feldspato granito, holo a leucocráticos, equi- a inequigranulares, porfiríticos, com fenocristais de microclínio rosa (3 cm). A granulação da matriz é média a grossa, coloração rósea avermelhada e isotrópica. Encontram-se parcialmente encobertos, nos seus limites, por rochas sedimentares cambrianas da Bacia do Samambaia, no centro, e rochas sedimentares da bacia do Paraná na região norte. Intrusivas básicas mesozoicas associadas ao Magmatismo Serra Geral e correlacionadas ao Arco de Ponta Grossa são relativamente frequentes na área. O quadro estrutural-metamórfico é determinado dominantemente pelo arranjo tectônico do final do Neoproterozoico, em rochas

epimetamórficas por uma evolução estrutural polifásica. As estruturas primárias ocorrem de forma escassa, com predominância do acamamento gradacional reliquiar S_0 nas áreas menos deformadas, devido aos intensos processos de transposição e deformação milonítica. São reconhecidas três fases deformacionais. A fase D_1 é registrada por uma foliação S_1, que é uma clivagem ardosiana e xistosidade de atitude preferencial N47E/38SW, subparalela ao bandamento tectônico S_0. A fase D_2 compreende dobras isoclinais com foliação plano axial S_2 marcada por um bandamento tectônico de atitude preferencial N20E/56NW. O ápice do metamorfismo regional progressivo, em D_2 e fácies anfibolito médio, com valores de temperatura e pressão calculados em rochas metabásicas e metaultrabásicas, de 611°C a 621°C de temperatura e 6,5 kbar e 7,3 kbar (±0,6) de pressão. A granitogênese sin- colisional associa-se a esta fase, com a colocação das rochas do Complexo Granítico Três Córregos, com orientação dos minerais máficos (biotita e hornblenda) e geração de porfiroblastos de granada e actinolita/tremolita no xisto e rochas calciossilicatadas nas aureolas de metamorfismo de contato. A fase D_3 é caracterizada por dobras abertas e suaves e foliação plano axial S_3 de atitude preferencial N84E/82SE. Granitoides tardi a pós- colisionais (Capão Bonito, Sguario e Correas) ocorrem durante a fase D_3, associados a zonas de cisalhamento. Essas rochas granitoides revelam uma estrutura fracamente milonítica e/ou cataclástica nas bordas do corpo.

Palavras-chave: Granitogênese; Metamorfismo Regional; Mapeamento Geológico

ABSTRACT

The study area is located in the extreme south of São Paulo state and is inserted in the central portion of the Mantiqueira Province, in the central-southern strip of the Ribeira Belt and correlated with Apiaí Terrain neoproterozoic evolution. It is located in the Ribeirão Branco, Guapiara and Capão Bonito municipalities and north of the Araçaíba district and is part of Três Córregos Granitic Complex meridian intrusive set. The lithological units configuration and Neoproterozoic superimposed structural features follow a regional structural pattern, the main trend of which is associated with the NE-SW regional orientation, delimiting the area by large shear zones that are called, in the north, Itapirapuã, in tectonic contact with Itaiacoca Group, and to the south, Quarenta Oitava, in tectonic contact with Lajeado Group. These igneous rocks are inserted in Água Clara Formation rocks belonging to Açungui Supergroup, of Mesoproterozoic age, metamorphized and deformed in the Neoproterozoic. The embasement, corresponding to the Água Clara Formation, is divided into two units (Xistoso e Carbonático) and consists of schist, phyllite, quartzite, calk-silicate rocks, marble and metabasic to metaultrabasic. The Três Córregos Granitic Complex corresponds to the agglutination of several neoproterozoic syncollisional granite bodies called Barra do Chapéu, Saival and Capote granites, with intrusive to tectonic contact with the meta-sediments and tectonic contact with post-late collisional Correas, Capão Bonito and Sguario granitic rocks. Sin collisional granites are generally classified as hornblende-biotite granodiorite to quartz monzonite to biotite monzogranite to syenogranite with hornblende, leukocratic, inequigranular, porphyritic, with white to pink microcline crystals of dimensions less than 3 to 4 cm, granulation from fine to coarse matrix, gray or pink and isotropic to sub-oriented with slight milonitic and or cataclastic foliation. Geochemically, they are classified as peraluminous calk-alkaline, sin collisional to volcanic arc, high potassium to shoshonitic, magnesian series, presenting a I cordilleran type granite signature generated by the melting of the lower crust and associated with the Magmatic Arc evolution. Late to post collisional granites are generally described as biotite syenogranite to alkali feldspar granite, holo to leukocratic, equi to inequigranular, porphyritic, with pink microcline phenocrystals of dimensions less than 3 cm, medium to coarse matrix granulation, reddish pink coloration and isotropic. These are partially covered by their limits by Samambaia Basin Cambrian sedimentary rocks, in center, and Paraná basin sedimentary rocks in north. Basic mesozoic intrusives associated with Serra Geral Magmatism and correlated to the Ponta Grossa Arch are relatively frequent in the area. The structural-metamorphic picture is predominantly determined by the final neoproterozoic tectonic arrangement, evidenced in the epimetamorphic rocks by a polyphasic structural evolution. The maintenance of the

primary structures, due to the intense processes of transposition of the posterior foliations and mylonitic deformation, occur in a scarce way, with predominance only of the S_0 compositional banding in the less deformed areas. Three deformational phases are recorded. The D_1 phase is registered by an S_1 foliation, which is an ardosian cleavage to schistosity, of preferential direction N47E / 38SW, subparallel to S_0 compositional banding. The D_2 phase comprises isoclinical to closed folds and S_2 axial plane foliation marked by a compositional bandage with preferential direction N20E / 56NW. Associated with phase D_2 is the peak of progressive regional metamorphism, reaching medium amphibolite facies, with temperature and pressure values calculated in metabasic to metaultrabasic rocks, from 611°C to 621°C in temperature and 6.5 kbar to 7.3 kbar (± 0.6). Likewise, syncollisional granitogenesis is associated with this phase, with the emplacement of Três Córregos Granitic Complex rocks, seen mainly in the reorientation of mafic minerals (biotite and hornblende) and the generation of garnet and actinolite/tremolite porphyroblasts in the contact metamorphism aureoles developed laterally to the igneous bodies. The D_3 phase constitutes smooth and open folds and S_3 axial plane foliation with preferential direction N84E / 82SE. This deformation occurs associated with the late magmatic rise of the late to post-collision granitoids (Capão Bonito, Sguario and Correas), associated with shear zones. Granitoid rocks show a weakly milonitic and/or cataclastic character at their edges, when exposed to their contacts with the embedding rocks.

Keywords: Granitogenesis; Regional Metamorphism; Geological Mapping

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO 1

1.1 Objetivos 3

1.2 Localização e área de acesso 4

1.3 Aspectos fisiográficos e socioeconômicos 5

1.4 Materiais e Métodos 7

1.4.1 Levantamento Bibliográfico 7

1.4.2 Compilação de Dados de Trabalhos Anteriores 8

1.4.3 Trabalho de Campo 10

1.4.4 Análise Estrutural 10

1.4.5 Análise Petrográfica e Microestrutural 10

1.4.6 Análise Aerogeofísica 13

1.4.7 Litogeoquímica 13

1.4.8 Química Mineral 13

2 GEOLOGIA REGIONAL 14

2.1 Província Mantiqueira 14

2.2 Cinturão Orogênico Ribeira 16

2.2.1 Terreno Apiaí 17

2.3 Unidades Litoestratigráficas 18

2.3.1 Complexo Apiaí-Mirim 18

2.3.2 Supergrupo Açungui (Meso a Neoproterozoico) 19

2.3.2.1 Formação Água Clara 20

2.3.2.2 Formação Córrego dos Marques 21

2.3.3 Granitoides sin-colisionais 21

2.3.3.1 Complexo Granítico Três Córregos (Neoproterozoico) 21

2.3.3.2 Granito Apiaí (Neoproterozoico) 23

2.3.4 Granitoides tardi a pós-colisionais 23

2.3.4.1 Granito Capão Bonito (Neoproterozoico) 23

2.3.4.2 Granito Sguario (Neoproterozoico) 24

2.3.4.3 Granito Correas (Neoproterozoico) 24

2.3.5 Bacia do Samambaia 25

2.3.6 Magmatismo Serra Geral 25

2.3.7 Depósitos Recentes 25

2.4 Geologia Estrutural 26

2.5 Evolução Geotectônica do Cinturão Ribeira 27

2.6 Quadro Geocronológico 29

2.6.1 Variedades Metavulcanossedimentares 29

2.6.2 Granitoides 29

2.7 Revisão Bibliográfica 30

2.7.1 Breve Histórico do Terreno Apiaí em São Paulo 30

2.7.2 Breve Histórico das rochas granitoides no estado de SP 33

3 IMAGENS GAMA E MAGNETOMÉTRICAS 37

4 GEOLOGIA, PETROGRAFIA E ESTATIGRAFIA 38

4.1 Supergrupo Açungui - Formação Água Clara 44

4.1.1 Unidade Xistosa 44

4.1.1.1 Xisto e filito 44

4.1.1.2 Quartzito 48

4.1.2 Unidade Carbonática 49

4.1.2.1 Rochas calciossilicatadas, cálcio xisto 50

4.1.2.2 Mármore 54

4.1.2.3 Metabásica e Metaultrabásica 56

4.2 Complexo Granítico Três Córregos 59

4.2.1 Granito Saival 59

4.2.2 Granito Barra do Chapéu 63

4.2.3 Granito Capote 69

4.2.3.1 Fácies Paiol da Telha 71

4.2.3.2 Fácies Serra Velha 73

4.2.3.3 Associação de Fácies Capote 74

4.2.3.4 Fácies Apiaí-Mirim 75

4.2.3.5 Aplito e Pegmatito 76

4.3 Granitoides Tardi a Pós-Colisionais 78

4.3.1 Granito Capão Bonito 78

4.3.2 Granito Sguario 82

4.3.3 Granito Correas 86

4.4 Bacia do Samambaia 92

4.5 Magmatismo Serra Geral 93

4.6 Cobertura sedimentar 94
5 GEOLOGIA ESTRUTURAL 96
5.1 Estruturas primárias 97
5.2 Evento D_1 97
5.3 Evento D_2 98
5.4 Evento D_3 99
6 METABÁSICAS E METAULTRABÁSICAS: GEOQUÍMICA E METAMORFISMO 102
7 GRANITOGÊNESE SIN-COLISIONAL 109
8 GRANITOGÊNESE TARDI A PÓS-COLISIONAL 117
9 DISCUSSÕES E EVOLUÇÃO GEOLÓGICA 125
10 CONCLUSÕES 131
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 133

LEGENDA DAS FIGURAS

Figura 1.1 - Mapa geológico do Domínio Apiaí nos estados de São Paulo e do Paraná, com a localização da área de estudo em relação à disposição das principais unidades litoestratigráficas. Modificado de Perrotta et al. (2005) e Faleiros (2008). 3

Figura 1.2 - Localização da área de estudo e principais vias de acesso. 4

Figura 1.3 – MDE (Modelo digital de Elevação) x Geologia, com os principais aspectos geomorfológicos da área de estudo (Satélite ALOS/PALSAR). 6

Figura 1.4 – Mapa com as áreas e projetos consultados. 8

Figura 2.1 - Localização do Sistema Orogênico Mantiqueira, com destaque para a sua compartimentação (Modificado de Hasui, 2012; Hasui, 2010; Heilbron et al., 2004). 15

Figura 2.2 - **A**) Mapa geotectônico simplificado enfatizando as áreas cratônicas e os cinturões móveis brasileiros; **B)** Localização da área de estudo; **C**) Mapa geológico simplificado das porções sul e central do Cinturão Ribeira com as localizações das unidades geológicas, com a área de estudo localizada no Terreno Apiaí (Campanha et al. 2015a). 17

Figura 2.3 - Mapa de terrenos tectono-metamórficos da porção sul paulista e leste paranaense. (Modificado de Faleiros, 2008). A área de trabalho em destaque verde. 19

Figura 2.4 - Mapa simplificado dos crátons e oceanos do Brasil no Neoproterozoico. Estes estão envolvidos nos eventos do Ciclo Brasiliano. (Schobbenhaus & Brito Neves, 2003, modificado por Hasui, 2010). 28

Figura 3.1 - Mapa Aerogamaespectométrico de contagem de K da região. 39

Figura 3.2 - Mapa Aerogamaespectométrico de contagem de Th da região. 40

Figura 3.3 - Mapa Aerogamaespectométrico de contagem de U da região. 41

Figura 3.4 - Mapa Aerogamaespectométrico de contagem total (CT) para K, Th, U da região. .. 42

Figura 4.1 – Mapa geológico simplificado da área de estudo. 45

Figura 4.2 – **A)** Aspectos geomorfológicos da unidade, colinas suaves com topos arredondados; **B)** Sericita-biotita filito avermelhado; **C)** Muscovita-quartzo xisto de coloração marrom clara; **D)** Muscovita-biotita xisto avermelhado com xistosidade marcada pela orientação da muscovita. 46

Figura 4.3 - Fotomicrografia de xisto e filito da Unidade Xistosa. **A e B)** muscovita-biotita-quartzo xisto com destaque para o contato lobulado entre micas; **C)** biotita xisto, com foliação marcada pela orientação de biotita; **D)** quartzo-sericita filito, com bandas de quartzo intercaladas com bandas de sericita/muscovita; **E)** Cristal poiquiloblástico de granada em muscovita-biotita-quartzo xisto; **F)** Cristais de fibrolita acicular, intercrescidos em biotita. A, B, C e F: Polarizadores descruzados; D e E: Polarizadores cruzados. Bt: Biotita, Chl: Clorita, Msc: Muscovita, Qtz: Quartzo, Ser: Sericita; Fi: Fibrolita; Grt: Granada. 47

Figura 4.4 – **A)** Aspectos geomorfológicos do quartzito da Unidade Xistosa; **B)** Afloramento do tipo pedreira abandonada, principal exposição de quartzito da área; **C e D)** Quartzito de coloração creme esbranquiçado, com camada de alteração intempérica acinzentada e bandamento marcado pela alternância de cores, altamente fraturado. 49

Figura 4.5 - Fotomicrografia de quartzito da Unidade Xistosa. **A e B)** quartzito anisotrópico marcado pela leve orientação de cristais de quartzo estirados/recristalizados e orientação de cristais de muscovita. A e B: Polarizadores cruzados. Msc: Muscovita, Op: Minerais Opacos; Qtz: Quartzo. 50

Figura 4.6 – **A)** Aspectos geomorfológicos das rochas calciossilicatadas da Unidade Carbonática; **B e C)** Rocha calciossilicatada com estrutura bandada, onde se intercalam bandas quartzosas (cinza escuras) com bandas de calcita xisto (cores mais claras); **D)** Actinolita-tremolita-epidoto xisto com granulação fina a média e coloração esverdeada; **E)** Actinolita-tremolita xisto intemperizado, com coloração ocre característica; **F)** Megacristais de actinolita-tremolita em matriz fina de actinolita-tremolita xisto. 52

Figura 4.7 - Fotomicrografia de rochas calciossilicatadas da Unidade Carbonática. **A e B)** Rocha calciossilicatada com estrutura bandada. As bandas são marcadas pela intercalação entre actinolita/tremolita e quartzo; **C)** Actinolita/Tremolita xisto, com textura nematogranoblástica e estrutura marcada pela orientação dos anfibólios; **D)** Calcita xisto, com textura granoblástica e estrutura levemente xistosa, marcada pela presença em menor proporção de anfibólios; **E)** Megacristal de diopsídio em contato com banda de actinolita-tremolita + quartzo; **F)** Cristal de granada em matriz fina de actinolita-tremolita xisto. A, B. C e F: Polarizadores descruzados; D e E: Polarizadores cruzados. Grt- Granada; Di – Diopsídio; Cal – Calcita; Bt- biotita; Ttn - Titanita; Act/Tr- Actinolita/Tremolita; Qtz- Quartzo. 53

Figura 4.8 – **A)** Aspectos geomorfológicos do mármore da Unidade Carbonática; **B)** Dolina formada por abatimento do substrato carbonático; **C e D)** Mármore com estrutura bandada, marcada pela alternância de bandas cinza escuras e cinza esbranquiçadas. 55

Figura 4.9 - Fotomicrografia de mármore da Unidade Carbonática. **A e B)** mármore isotrópico, com detalhe para os cristais de calcita euédricos e pela ocorrência de minerais acessórios nos interstícios. A e B: Polarizadores descruzados. Cal: calcita, Ep: epidoto; Ttn: titanita. 55

Figura 4.10 - Fotografias da geomorfologia e dos principais tipos petrográficos anfibolíticos. **A**) Destaque geomorfológico dos anfibolitos; **B**) Anfibolito médio a grosso, cinza esverdeado, de estrutura isotrópica; **C**) Anfibolito médio a grosso, branco esverdeado, de estrutura anisotrópica xistosa; **D**) Anfibolito fino, cinza esverdeado, de estrutura anisotrópica xistosa; **E**) Talco-tremolita/actinolita xisto intemperizado; **F**) Afloramento com estrutura do tipo *pillow* lava. 57

Figura 4.11 - Fotografias dos principais tipos petrográficos anfibolíticos. **A**) anfibolito médio a grosso isotrópico; **B**) anfibolito médio a grosso anisotrópico; **C**) anfibolito fino isotrópico altamente epidotizado e cloritizado; **D**) Saussurita e sericita em plagioclásio; **E**) Processos de intensa uralitização, biotitização e cloritização em actinolita/tremolita; **F**) clorita-talco-tremolita xisto. A e B: Polarizadores descruzados; C, D, E e F: Polarizadores cruzados. Ilm- Ilmenita; Chl- Clorita; Hbl- Hornblenda; Bt- biotita; Pl- plagioclásio; Act/Tr- Actinolita/Tremolita; Tlc- Talco; Qtz- Quartzo. 58

Figura 4.12 - Fotografias da geomorfologia e dos principais tipos petrográficos do Granito Saival. **A)** Destaque geomorfológico da unidade; **B)** Hornblenda-biotita monzogranito porfirítico,

leucocrático, de coloração rósea e matriz fina a média; **C)** Biotita sienogranito com hornblenda equigranular, cinza, leucocrático, de matriz média; **D)** Fenocristal róseo de microclínio tabular, de até 1,5 cm, em matriz fina a média. 60

Figura 4.13 - Classificação de rochas (M<90); 3a) Sienogranito; 3b) Monzogranito (Baseado em Streckeisen, 1976). Rocha total: matriz + fenocristais. 61

Figura 4.14 - Fotomicrografias dos principais tipos petrográficos, com destaque para os processos de alteração em hornblenda, biotita e feldspato **A)** Polarizadores descruzados; **B)** Polarizadores cruzados. Legenda: Hbl- Hornblenda; Bt- biotita; Mc- Microclínio; Pl: Plagioclásio; Qtz- Quartzo. 63

Figura 4.15 - Classificação de rocha total (M<90); 3b) Monzogranito, 8*) Quartzo monzonito (Baseado em Streckeisen, 1976)**.** Devido a quantidade elevada de amostras, a figura demonstra a área principal de ocorrência no QAP..... 64

Figura 4.16 - Fotografias da geomorfologia e dos principais tipos petrográficos do Granito Barra do Chapéu. **A)** Destaque geomorfológico da unidade; **B)** Contato intrusivo entre o granito e o metassedimento; **C)** Blocos de dimensões métricas; **D)** Enclave de composição diorítica concordante a foliação; **E e F)** Fácies hornblenda biotita monzogranito a quartzo monzonito. Monzogranito (E) e quartzo monzonito (F) leucocrático, porfirítico com fenocristais de microclínio de 2cm, matriz média; **G e H)** Fácies biotita monzogranito com hornblenda. Monzogranito leucocrático, porfirítico com fenocristais de microclínio menores que 1 cm, de matriz grossa (G) a média (H); **I e J)** Fácies Lajeado. Monzogranito leucocrático, levemente porfirítico (I) a equigranular (J) de matriz de granulação fina. 65

Figura 4.17 - Fotomicrografias dos principais tipos petrográficos do Granito Barra do Chapéu. **A**) Fácies hornblenda-biotita monzogranito a quartzo monzonito Hornblenda-biotita quartzo monzonito com leve orientação dos minerais máficos; **B**) Fácies biotita monzogranito com hornblenda. Biotita monzogranito com hornblenda com cristal de allanita em destaque; **C**) Fácies Lajeado. Biotita monzogranito com leve orientação dos minerais máficos; **D**) Processo de intensa alteração da biotita e do feldspato. A, B e C: Polarizadores descruzados; D: Polarizadores cruzados. Ab - Albita; Ap -Apatita; Chl - Clorita; Hbl - Hornblenda; Bt - biotita; Pl – Plagioclásio; Ttn – Titanita; Ser – Sericita; Aln – Allanita; Mc - Microclínio; Zrn - Zircão; Qtz - Quartzo. 68

Figura 4.18 - Fotografias da geomorfologia e dos principais tipos petrográficos do Granito Capote. **A)** Destaque geomorfológico do granito; **B, C e D)** Fácies Paiol da Telha. Monzogranito (B), quartzo monzonito (C) a Granodiorito (D) leucocrático porfirítico (B e C) a inequigranular (D), com fenocristais de microclínio cinza a rosa de até 1,5 cm e matriz fina a média. **E e F)** Fácies Serra Velha. Monzogranito leucocrático, porfirítico com fenocristais cinza de microclínio de 2cm, de matriz média (E) e extremamente fraturado (F); **G, H e I)** Associação de Fácies Capote. Monzogranito leucocrático, porfirítico com fenocristais de microclínio rosa maiores que 3 cm (G e I) e localmente de 1 cm (H), de matriz média; **J e K)** Fácies Apiaí-Mirim. Monzogranito leucocrático, porfirítico de matriz fina a média cataclasado (J) a milonitizado (K); **L)** Aplito de

composição sienogranítica, rosa, equigranular de matriz fina. **M)** Pegmatito de composição sienogranítica, rosa, de matriz grossa a muito grossa..... 70

Figura 4.19 - Classificação de rocha total (M<90); 3a) Sienogranito. 3b) Monzogranito, 4) Granodiorito, 8*) Quartzo monzonito (Baseado em Streckeisen, 1976)**.** Rocha total: matriz + fenocristais..... 71

Figura 4.20 - Fotomicrografias sob luz transmitida. **A e B**) Fácies Paiol da Telha. Granodiorito (A) a monzogranito (B) de matriz fina a média, com alta quantidade de máficos (biotita e hornblenda) e plagioclásio com bordas de alteração para albita; **C e D**) Fácies Serra Velha. Monzogranito de matriz média a hornblenda e biotita (C), localmente extremamente fraturado (D), com processos de albitização e sericitização; **E e F**) Associação de Fácies Capote: Monzogranito a hornblenda e biotita (E), com processos de albitização do plagioclásio e biotitização da hornblenda (F); **G**) Fácies Apiaí-Mirim. Monzogranito com anisotropia marcada pela orientação da biotita e hornblenda consumida, com formação de epidoto. **H**) Aplito de matriz fina, hololeucocrático. A, B, C, E, G: Polarizadores descruzados; D, F e H: polarizadores cruzados. Ab: Albita; Bt: Biotita; Mc: Microclínio; Ap: Apatita; Qtz: Quartzo; Pl: Plagioclásio; Ep: Epidoto; Aln: Allanita; Ser: Sericita; Ttn: Titanita. 77

Figura 4.21 - Fotografias da geomorfologia e dos principais tipos petrográficos do Granito Capão Bonito: **A)** Destaque geomorfológico da unidade; **B)** Pedreira ativa com extração para uso em rocha ornamental; **C)** Sienogranito róseo porfirítico com fenocristais de microclínio de 2 cm e matriz média a grossa; **D)** Sienogranito róseo inequigranular de matriz média a grossa; **E)** Pequeno enclave micáceo, de composição diorítica a monzodiorítica; **F)** Xenólito de granito distinto. 79

Figura 4.22 - Classificação de rochas (M<90); 3a) Sienogranito (Baseado em Streckeisen, 1976). Rocha total: matriz + fenocristais 80

Figura 4.23 - Fotografias dos principais tipos petrográficos sienograníticos. **A**) Cristal de microclínio pertítico, com inclusão de hornblenda; **B**) Contato fragmentado entre quartzo e microclínio pertítico; **C**) Processo de intensa cloritização da biotita **D**) Processo de intensa sericitização do feldspato. A, B, C e D: polarizadores descruzados. Ab- Albita; Chl- Clorita; Hbl- Hornblenda; Bt- biotita; Mc- Microclínio; Zrn: Zircão; Qtz- Quartzo..... 82

Figura 4.24 - Fotografias da geomorfologia e dos principais tipos petrográficos do Granito Sguario. **A**) Contato erosivo com o Grupo Furnas, da Bacia do Paraná; **B**) Encosta com blocos e matacões; **C** e **D**) Monzogranito porfirítico vermelho (C) a róseo (D), com fenocristais de microclínio centimétricos geralmente agregados em matriz fina a média; **E**) Detalhe de megacristal de microclínio de até 4 cm; **F**) Cataclasito de granito, com foliação marcada pela orientação dos máficos e fenocristais; **G**) Monzogranito inequigranular de matriz cinza média a grossa; **H**) Autólito centimétrico de composição diorítica. (Modificado de Marchi et al., inédito)..... 84

Figura 4.25 - Diagrama QAP (Q= quartzo; A= feldspato alcalino; P= plagioclásio) com a composição modal para as fácies do Granito Sguario (modificado de Marchi et al., inédito). Rocha total: matriz + fenocristais 85

Figura 4.26 Fotomicrografias da fácies monzogranito porfirítico róseo sob luz transmitida. **A**) Aspecto textural granular hipidiomórfico em matriz inequigranular; **B**) Fenocristal de microclínio pertítico englobando cristais de plagioclásio zonado; **C**) Cristais de biotita secundária com epidoto nas bordas associadas à grãos de feldspato; **D**) Cristais de titanita, allanita e apatita associados às micas; (Modificado de Marchi et al., inédito). D: Polarizadores descruzados; A, B, C: polarizadores cruzados. Ab: Albita; Bt: Biotita; Mc: Microclínio; Ap: Apatita; Qtz: Quartzo; Pl: Plagioclásio; Ep: Epidoto; Aln: Allanita; Ser: Sericita; Ttn: Titanita; Chl: Clorita; Hbl: Hornblenda. 87

Figura 4.27 - Mapa Geológico da região do Maciço Correas (Mata et al., 2020). 88

Figura 4.28 - Classificação de rocha total (M<90); 2) Álcali Feldspato Granito, 3a) Sienogranito, 3b) Monzogranito (Baseado em Streckeisen, 1976) (Mata et al., 2020). 89

Figura 4.29 - Aspectos macroscópicos: **A**) **-** Fácies Biotita Monzogranito Porfirítico. Monzogranito leucocrático, equigranular a porfirítico e matriz de granulação média. **B**) Fácies Biotita-Muscovita Sienogranito Porfirítico. Sienogranito de coloração rósea, com presença de fenocristais de quartzo globular de coloração azulada, porfirítica e matriz de granulação média; **C**) Fácies Mica-Albita Granito Porfirítico com topázio; Álcali Feldspato Granito de coloração cinza a esbranquiçada, com fenocristais de quartzo globular, inequigranular a levemente porfirítica com matriz de granulação fina a média; **D**) Fase Pegmatítica; fenocristais de quartzo, mica e topázio no pegmatito. 91

Figura 4.30 - Fotomicrografias sob luz transmitida. **A**) Biotita Monzogranito Porfirítico: Microclínio parcialmente alterado para albita; **B**) Biotita-Muscovita Sienogranito Porfirítico: Cristal de muscovita primária ao lado de cristal de plagioclásio alterado com formação de muscovita secundária; **C**) Mica-Albita Granito Porfirítico com topázio: Fenocristal de microclínio poiquilítico englobando ripas de albita e cristal de topázio modal; **D**) Pegmatitos e Veios: Fenocristal de topázio poiquilítico. A, B, C e D: polarizadores cruzados. Ab: Albita; Bt: Biotita; Mc: Microclínio; Ms: Muscovita; Qtz: Quartzo; Pl: Plagioclásio; Tpz: Topázio. 92

Figura 4.31 - Fotografias da geomorfologia e do conglomerado: **A)** Destaque geomorfológico do Conglomerado Samambaia; **B)** Conglomerado polimítico clasto-sustentado cinza azulado, com seixos róseas de feldspato potássico e matriz grossa a muito grossa. 93

Figura 4.32 - Fotografias da geomorfologia e dos principais tipos de diabásio: **A)** Destaque geomorfológico do diabásio; **B)** Afloramento de blocos de diabásio de tamanhos centimétricos a métricos; **C)** Feição de alteração intempéricfa do tipo esferoidal; **D)** Diabásio de coloração cinza-escuro, equigranular, maciço e de granulação fina. 94

Figura 4.33 - Fotomicrografia do diabásio, com destaque para a textura sub-ofítica, com ocorrência de piroxênio nos interstícios do plagioclásio. **A**) Polarizadores descruzados; **B**)

Polarizadores cruzados; Cpx- Clinopiroxênio; Op- Minerais Opacos; Hbl- Hornblenda; Bt- biotita; Pl- plagioclásio; Ttn- Titanita. 94
Figura 4.34 - A e B) Coberturas coluvionares representativas da região. 96
Figura 5.1 - **A e B)** Foliação $S_1//S_0$ preservada em dobras reliquiares D_2, paralela à foliação plano axial S_2; **C e D)** Muscovita xisto com foliação $S_1//S_0$ preservada em micróliton e foliação S_2 representando o septo; **E e F)** Principais feições estruturais da área, bandamento composicional $S_2//S_1//S_0$ marcado pela alternância de cores e/ou de composição, comum nas rochas calciossilicatadas (E) e xistosidade $S_2//S_1//S_0$ marcada pela orientação da muscovita, comum em xisto (F). Msc: Muscovita, Qtz: Quartzo. 99
Figura 5.2 - Projeção dos planos referente aos pólos **A)** Foliação $S_1//S_0$ com atitude preferencial N47E/38SE a NW; **B)** Foliação S_2 com atitude preferencial N20E/56NW a SE; **C)** Foliação S_3 com atitude preferencial N84E/82SE a NW; **D)** Eixo de dobra E_3//Lineação mineral/estiramento L_3 com atitude preferencial N45/6 a horizontal. Observar que o plano axial e eixo presente em A e B condizem com a atitude preferencial da foliação S_3 em C e com a direção preferencial de E_3 e L_3 em D_3. 100
Figura 5.3 - **A)** Dobra D_3 com os flancos representados pela foliação $S_2//S_1//S_0$; **B)** Bandamento composicional $S_2//S_1//S_0$ verticalizado devido à proximidade com zonas de cisalhamento; **C)** Sericita filito com foliação $S_2//S_1//S_0$ preservada em micróliton e foliação S_3 representando o septo; **D)** Foliação S_3 marcada em granitoide pela orientação dos fenocristais de microclínio e dos minerais máficos; **E)** Cristal de quartzo em milonito indicando a componente destral de cisalhamento; **F)** Microfalha que desloca a foliação S_3. Ser: Sericita, Qtz: Quartzo, Act/Tr: Actinolita/Tremolita. 101
Figura 6.1 – **A)** Diagrama de composição de plagioclásio a partir de valores de K (Or), Na (Ab), Ca (An); **B)** Diagrama de Leake et al. (1977) de classificação dos anfibólios. Modificado de Vieira et al. (2020) 103
Figura 6.2 - Diagramas geoquímicos de variação para elementos maiores tipo Harker (1909) das amostras de rochas básicas/ultrabásicas (Modificado de Vieira et al., 2020). 104
Figura 6.3 - Diagramas geoquímicos binários para elementos traço para as rochas de composição básicas/ultrabásicas (Modificado de Vieira et al., 2020). 105
Figura 6.4 - Diagramas geoquímicos de classificação de amostras e de ambiente tectônico para as rochas de composição básicas/ultrabásicas. **Legenda**: **A**) Middlemost (1994), **B**) Middlemost et al. (1975), **C**) Irvine & Baragar (1971), **D**) Jensen (1976) (Modificado de Vieira et al., 2020). 106
Figura 6.5 - Diagramas geoquímicos de classificação de amostras e de ambiente tectônico para as rochas de composição básicas/ultrabásicas. **Legenda**: **A**) Mullen (1983); **B**) Pearce et al. (1977), **C)** Pearce & Norry (1979), **D**) Pearce & Can (1973), **E**) Meschede (1986); **F**) Shervais (1982); **G** e **H**) Pearce (2008) (Modificado de Vieira et al., 2020). 107
Figura 6.6 - Diagramas de elementos incompatíveis (Spider) para as rochas de composição básica normalizado segundo: **A**) Weaver & Tarney (1984) com os valores para a crosta inferior. **B**)

Boynton (1984) para meteoritos condríticos; **C**) Weaver & Tarney (1984), com destaque para rochas ultrabásicas; **D**) Boynton (1984), com destaque para rochas ultrabásicas; **E**) Weaver & Tarney (1984), com destaque para rochas básicas; **F**) Boynton (1984), com destaque para rochas básicas. (Modificado de Vieira et al., 2020). 108

Figura 7.1 – **A)** Diagrama de composição de feldspato, a partir de valores de K (Or), Na (Ab), Ca (Na) (Deer et al., 1963); **B)** Diagrama de classificação de biotita (Deer at al., 1992); **C)** Diagrama de Leake et al. (1977) de classificação dos anfibólios. Modificado de Vieira et al. (2021). 110

Figura 7.2 - Diagramas geoquímicos de variação para elementos maiores tipo Harker (1909) das amostras de rochas do Granito Capote (Vieira et al., 2021). 111

Figura 7.3 - Diagramas geoquímicos de classificação das amostras de rochas do Granito Capote. **A**) Middlemost (1985); **B**) Lameyre & Bowden (1982) (3a-sienogranito; 3b-monzogranito; 4-granodiorito; 8*-quartzo monzonito); **C**) El Bouseily & El Sokkary (1975); D) Frost et al. (2001); **E**) Q x P de (Debon et al., 1988) Abr.: TOL=toleítica, CAA=cálcico-alcalina, SUBALS= subalcalina sódica, SUBALK= subalcalina potássica; **F**) Taylor (1976); **G**) Índice de Shand de Maniar & Picolli (1989); **H**) Debon *&* Le Fort (1983): leucogranito peraluminoso: campo III- biotita; campo IV – biotita + hornblenda; campo V – biotita + hornblenda + clinopiroxênio (Vieira et al., 2021). 113

Figura 7.4 - Diagramas binários para elementos traços das rochas do Granito Capote (Vieira et al., 2021). 115

Figura 7.5 - Diagramas geoquímicos de ambientes tectônicos para elementos traços. **A**) Batchelor & Bowden (1985); **B** e **C**) Pearce et al. (1984) (Syn-COLG) granitoide sin-colisional; (VAG) granitoide de arco vulcânico; (WPG) granitoide intraplaca; (ORG) granitoides de cadeias oceânicas; **D**) Whalen et al. (1987) - S M I: médias composicionais dos granitos dos tipos S, M e I; FG: granitos félsicos fracionados; **E**) Frost et al. (2001), **F**) Dall'Agnol, & Oliveira (2007). (Vieira et al., 2021). 116

Figura 7.6 - Diagramas de variogramas de multielementos incompatíveis e elementos de terra raras para as amostras de rochas do Granito Capote. 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). (Vieira et al., 2021). 117

Figura 8.1 – **A**) Diagrama de composição de plagioclásio, a partir de valores de K (Or), Na (Ab), Ca (Na). Deer et al. (1963); **B**) Diagrama de classificação de biotita (Speer, 1984); **C e D**) Diagrama de classificação de micas: **C**) Tischendorf et al. (2004); **D**) Modificado de Tischendorf et al. (2004) e Tischendorf et al. (2007). Modificado de Mata et al. (2020). 118

Figura 8.2 - Diagramas geoquímicos de variação para elementos maiores tipo Harker (1909) (Modificado de Vieira, 2015; Mata et al., 2020). 120

Figura 8.3 - Diagramas geoquímicos de classificação das amostras. **A**) Middlemost (1985); **B**) Lameyre & Bowden (1982) (2-álcali granito, 3a-sienogranito; 3b-monzogranito); **C**) Q x P de

(Debon et al., 1988) Abr.: TOL=toleítica, CAA=cálcico-alcalina, SUBALS= subalcalina sódica, SUBALK= subalcalina potássica; **D**) Taylor (1976); **E**) Índice de Shand de Maniar & Picolli (1989); **F**) Debon *&* Le Fort (1983): leucogranito peraluminoso: campo I – muscovita > biotita; campo II – biotita > muscovita campo III- biotita; campo IV – biotita + hornblenda. (Modificado de Vieira, 2015; Mata et al., 2020). 121

Figura 8. 4 - Diagramas binários para elementos traços. (Modificado de Vieira, 2015; Mata et al., 2020). 122

Figura 8.5 - Diagramas geoquímicos de ambientes tectônicos para elementos traços. **A**) Batchelor & Bowden (1985); **B** e **C**) Pearce et al. (1984) (Syn-COLG) granitoide sin-colisional; (VAG) granitoide de arco vulcânico; (WPG) granitoide intraplaca; (ORG) granitoides de cadeias oceânicas; **D**) Whalen et al. (1987) - S M I: médias composicionais dos granitos dos tipos S, M e I; FG: granitos félsicos fracionados; **E**) Frost et al. (2001), **F**) Eby (1992) – A1: granitos do tipo A de origem mantélica e A2: granitos do tipo A de origem crustal. (Modificado de Vieira, 2015; Mata et al., 2020). 123

Figura 8.6 - Diagramas de variogramas de multielementos incompatíveis e elementos de terra raras para as amostras. Elementos incompatíveis normalizados: **A**) Valores para meteoritos condríticos de Thompson (1982) e **B**) Valores dos meteoritos condríticos de Boynton (1984). (Modificado de Vieira, 2015; Mata et al., 2020). 125

Figura 9.1 - Esquematização de modelo evolutivo da Província Mantiqueira durante o Ciclo Brasiliano: **a**) Fase de rifteamento continental, com início de deposição das sequências sedimentares da Formação Água Clara; **b**) Formação de assoalho oceânico e desenvolvimento de margem passiva, com atuação de movimentos divergentes. **c**) estágio de início de subducção em margem ativa, com atuação de sistemas de empurrão, correspondentes ao Sistema de Cavalgamento Açungui e ao Sistema de Dobramento Apiaí; **d**) estágio de colisão continental associada a intrusões graníticas sin-orogênicas (Complexo Granítico Três Córregos); **e**) Esquematização de modelo evolutivo da Província Mantiqueira durante o Ciclo Brasiliano de um dos estágios finais da colisão, com forte atuação de zonas de cisalhamento transcorrentes; **f**) Final do estágio de colisão com a deformação do Complexo Granítico Três Córregos; **g**) Intrusão dos granitoides tardi a pós-colisionais (Capão Bonito, Sguario e Correas) (modificado de Santos et al., 2015). 127

Figura 9.2 - Padrão de redobramento para a área associado a uma deformação final de natureza compressiva-transcorrente (Modificado de Vieira et al., 2018b). 129

Figura 9.3 - Esquema da evolução da área, com ênfase para as intrusões e os estágios em que ocorrem até chegar a um perfil representativo atual. (Modificado de Richards, 2003). 130

LEGENDA DAS TABELAS

Tabela 1.1 - Índices para classificação de coloração de rochas magmáticas. 11
Tabela 1.2 - Parâmetros de classificação de granulação de rochas magmáticas. 12
Tabela 2.1 - Dados isotópicos do Supergrupo Açungui no estado de SP. 30
Tabela 2.2 - Dados isotópicos dos granitoides do Terreno Apiaí no estado de SP. 31
Tabela 4.1 - Caracterização resumida do Granito Saival. 62
Tabela 4.2 – Classificação petrográfica resumida do Granito Barra do Chapéu. 67
Tabela 4.3 - Caracterização petrográfica resumida do Granito Capote. 72
Tabela 4.4 - Caracterização geral do Granito Capão Bonito. 80
Tabela 4.5 - Informações petrográficas gerais das fácies do Granito Sguario (Modificado de Marchi et al., inédito). 86
Tabela 4.6 - Informações gerais das associações e fácies graníticas do Maciço Correas (Mata et al. 2020). 90

1 INTRODUÇÃO

A região sul-sudoeste do estado de São Paulo, mais precisamente, o Vale do Ribeira, ainda é uma das áreas mais carentes em termos de conhecimento geológico regional. Isto se deve, em grande parte, às dificuldades de acesso, numa região que teve seu primeiro acesso rodoviário com a construção da BR-116 na década de 1960, e é recoberta, em grande parte, por matas protegidas pelo Parque Estadual de Jacupiranga, no Planalto do Alto Turvo. É, contudo, de extrema importância geológica no contexto tectônico regional, onde se articula a junção entre os terrenos Apiaí, Curitiba e Luís Alves, separados por importantes zonas de cisalhamento.

A área estudada conta com levantamentos geológicos de cunho regional e raros estudos de semi-detalhe. Tal situação impede a definição mais realista do arcabouço litoestrutural, da evolução tectônica deste cratôn e as correlações com áreas contíguas no Brasil.

A região é constituída por rochas epimetamórficas e ígneas da sequência metavulcanossedimentar do Supergrupo Açungui, de idade meso a neoproterozoica (Tassinari et al., 1990; Fiori, 1990, 1992, 1994; Hackspacher & Godoy, 1999; Hackspacher et al., 2000; Dantas et al. 2000).

A divisão estratigráfica proposta para a área define uma unidade litotectônica principal denominada de Formação Água Clara (Marini et al., 1967). As rochas ígneas ácidas neoproterozoicas, cálcio alcalinas sin-colisionais são representadas pelas rochas do Complexo Granítico Três Córregos, além de *stocks* graníticos do tipo A: Capão Bonito, Sguario e Correas.

Almeida (1989) e Weber (2004) são os primeiros a trabalhar com a Formação Água Clara no estado de São Paulo, com estudos comparativos a mesma no estado do Paraná. Mais recentemente, mapeamentos em detalhe são descritos em Bolonini (2011), Bolonini & Godoy (2013), Vieira (2017), Vieira et al. (2018 a, b) e Godoy et al. (2019).

Dentre as rochas granitoides, destacam-se os trabalhos de Gimenez Filho (1992) e Prazeres Filho (2000, 2005). A denominação de Granito Três Córregos foi utilizada inicialmente por Fuck (1967) para designar as rochas graníticas que ocupam a porção NE do estado do Paraná.

Na área, foi primeiramente estudado a partir do Projeto Ribeira patrocinado pelo Departamento Nacional da Produção Mineral por Melcher et al. (1971, 1973). Os resultados deste projeto são publicados por membros da equipe, a partir das folhas topográficas de Capão Bonito (Bettencourt et al., 1971) e Guapiara (Cordani et al., 1971), em escala 1: 100.000.

Paiva et al. (1977) passam a denominá-lo de Complexo Granítico Três Córregos. No trabalho de integração e sistematização das rochas granitoides para o estado de São Paulo (Hasui et al., 1978), as rochas do granito Três Córregos foram caracterizadas e denominadas como granito sin-tectônico do tipo porfirítico Cantareira.

Denominação está mantida ainda no mapa geológico de integrações do estado de São Paulo, em escala 1: 500.000, elaborado pelo Instituto de Pesquisa Tecnológica (Bistrichi et al., 1981; Almeida et al., 1981).

A região teve nos seus estudos iniciais uma grande ênfase à prospecção mineral, a partir de trabalhos ligados ao DNPM, através de mapeamento geológico e de prospecção da Folha Capão Bonito em escala 1: 50.000 e de áreas dos municípios do entorno da folha topográfica, por Chiodi Filho et al. (1983). Trabalhos específicos na região foram realizados também pela CPRM/SUREG, através do Mapa Geológico da Folha Guapiara (SG. 22-X-B-II-2) por Takahashi et al. (1984), que associaram estes granitoides foliados ao embasamento.

Posteriormente, para as folhas topográficas Engenheiro Maia e Ribeirão Branco é nomeado por Theodorovicz et al. (1986, 1988) como granito pós-tectônico Capote I e Capote II, numa tentativa preliminar e local de separação de fácies.

Os granitos parcialmente foliados são correlacionados ao Complexo Metamórfico Apiaí-Mirim. Mesma interpretação foi dada nos mapeamentos das folhas Barra do Chapéu (SG.22-X-B-I-4) e Araçaíba (SG.22-XF-II-3), estados de São Paulo e Paraná, realizado por Bistrichi et al. (1985), resultados obtidos a partir do contrato IPT/Pró-Minério.

A integração mais atualizada, mantem como Complexo Granítico Três Córregos e se encontra no mapa geológico em 1:750.000, elaborado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (Perrotta et al., 2005).

A área de estudo se encontra delimitada dentro do estado de São Paulo, ao norte da Zona de Cisalhamento Quarenta Oitava, a Sul da Zona de Cisalhamento Itapirapuã, entre as coordenadas geográficas 49°W e 48°15'W (de longitude oeste) e 24° e 24°30'S (de latitude sul), inserida nas folhas topográficas Capão Bonito, Guapiara, Ribeirão Branco, Mina do Espírito Santo e Araçaíba, do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE, em escala 1:50.000 (Figura 1.1).

Este trabalho tem o propósito de apresentar a evolução petrológica magmática-metamórfica e estrutural de cada unidade litotectônica (terreno tectono-metamórfico), separadamente.

Visa-se contribuir para a identificação dos aspectos litológicos e deformacionais superimpostos associados às rochas da área e dos possíveis ambientes tectônicos.

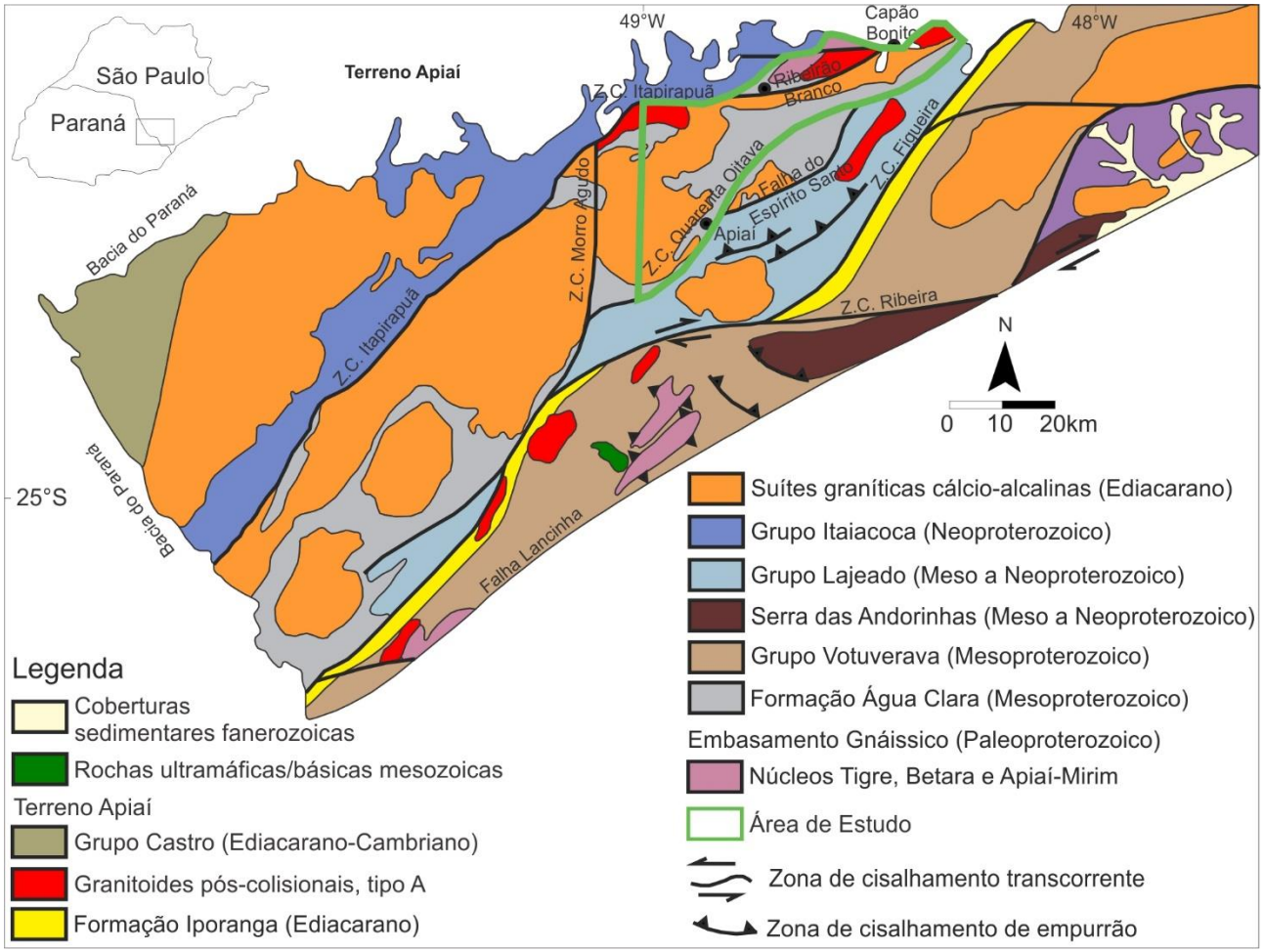


Figura 1.1 - Mapa geológico do Domínio Apiaí nos estados de São Paulo e do Paraná, com a localização da área de estudo em relação à disposição das principais unidades litoestratigráficas. Modificado de Perrotta et al. (2005) e Faleiros (2008).

1.1 Objetivos

Na área foram realizados estudos geológicos básicos na elucidação do empilhamento estratigráfico, do contexto metamórfico-deformacional e dos episódios magmáticos que, em conjunto, levaram a formação e consolidação do Terreno Apiaí. Os objetivos podem ser divididos em cinco tópicos principais:

a) O anexo 1 e os capítulos 2 a 5 compreendem o mapa geológico de detalhe e as etapas de sua confecção, respectivamente, a partir da caracterização petrográfica, estrutural e metamórfica de todos os litotipos mapeados e o arcabouço geológico regional, definindo a sequência cronológica de eventos tectônicos e magmáticos atuantes, visando contribuir com o estudo da região do Vale do Ribeira;

b) O capítulo 6 discute o metamorfismo regional progressivo, baseado nos dados de Vieira et al. (2020), a partir da caracterização petrográfica, geoquímica e de química mineral de rochas metabásicas e metaultrabásicas, devido a sua importância na definição da evolução tectono-metamórfica do Terreno Apiaí.

c) O capítulo 7 avalia os aspectos evolutivos e petrogenéticos dos granitoides sin-colisionais neoproterozoicos (Granito Capote – Vieira et al., 2021) e apresenta os resultados da investigação geológica, faciológica e geoquímica da área geográfica do batólito e seu entorno, além da compreensão geológica-tectônica deste magmatismo, inserido no contexto e arranjo geotectônico regional do Terreno Apiaí.

d) O capítulo 8 avalia os aspectos evolutivos e petrogenéticos dos granitoides tardi a pós-colisionais neoproterozoicos (Granito Capão Bonito, Sguario e Correas) e apresenta os resultados da investigação geológica, faciológica e geoquímica deste magmatismo, inserido no contexto e arranjo geotectônico regional do Terreno Apiaí.

e) O capítulo 9 é uma discussão acerca dos resultados obtidos nos capítulos anteriores, com uma proposta de evolução geológica/tectônica da área de estudo inserida no Terreno Apiaí.

1.2 Localização e área de acesso

A área de estudo está inserida na Microrregião de Capão Bonito (Região Administrativa de Itapeva) no sudoeste do estado de São Paulo e abrange os municípios de Ribeirão Branco, Apiaí, Guapiara e Capão Bonito distante aproximadamente 300km da capital (Figura 1.2).

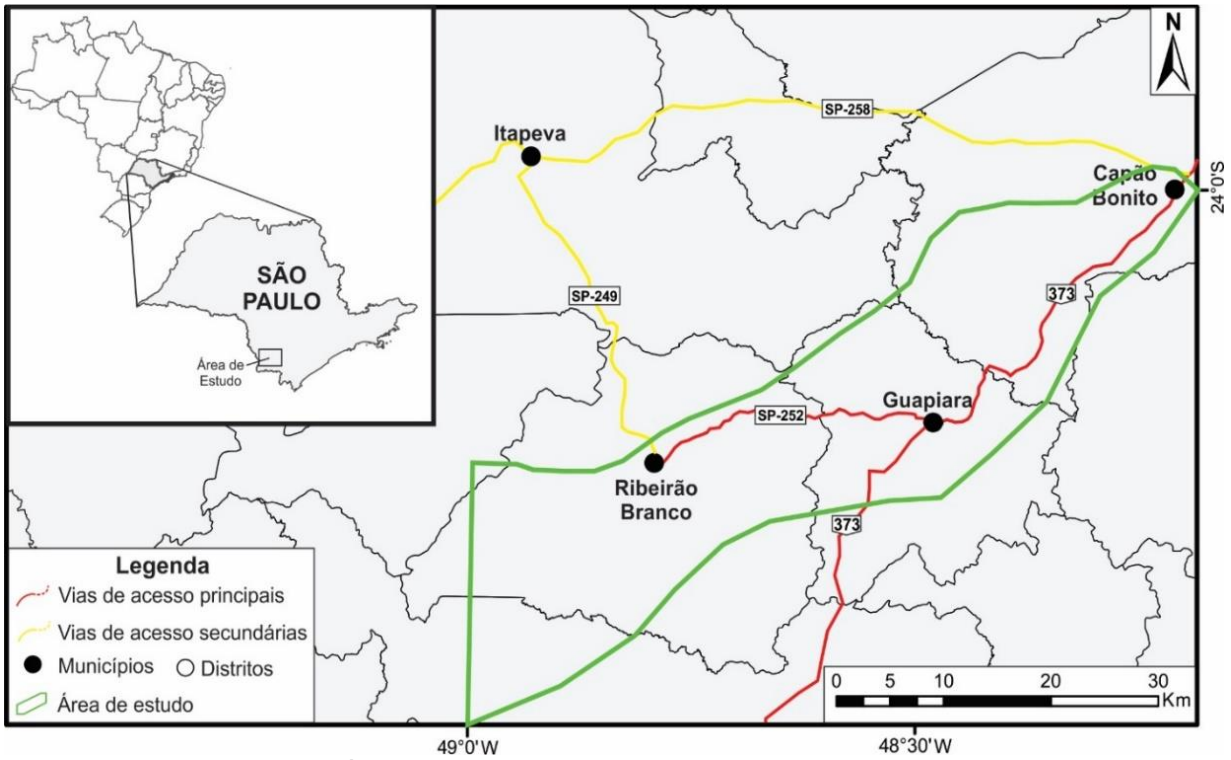


Figura 1.2 - Localização da área de estudo e principais vias de acesso.

Abrange as Folhas Topográficas de Capão Bonito (SG-22-X-B-III-1), Guapiara (SG-22-X-B-II-2), Ribeirão Branco (SG-22-X-B-II-1), Mina do Espírito Santo (SG-22-X-B-II-4) e

Araçaíba (SG-22-X-B-II-3) em escala 1:50.000, do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE. A área é delimitada pelas coordenadas 49° e 48°15'W e 24° e 24°30'S (Figura 1.2).

1.3 Aspectos fisiográficos e socioeconômicos

A maior parte da região do Vale do Ribeira está situada na planície costeira, constituída por baixadas litorâneas, faixas de 3 km a 5 km de escarpas abruptas e festonadas, que podem chegar a 800m de desnível; e no planalto atlântico, localizado em regiões de cimeiras, com desníveis de 600m a 1000m (IBGE, 2011). As áreas são correspondentes ao Tabuleiro Costeiro e Serra do Mar, e ao Planalto de Paranapíacaba, segundo mapa de unidades de relevo (IBGE, 2006).

No contexto geomorfológico, a região de estudo está situada na Província Geomorfológica do Planalto Atlântico do Estado de São Paulo (Almeida, 1964), na região do Alto Vale do Ribeira, com um relevo ondulado e montanhoso com desníveis altimétricos maiores do que no restante do estado, englobando terrenos classificados como Planalto do Ribeira/Turvo (Ross & Moroz, 1997). Esse tipo de terreno consiste em formas de topos convexas, com elevada densidade de canais de drenagem, declives bem acentuados nas encostas e forte controle tectônico do relevo esculpido por vales estreitos e profundos (Figura 1.3). Os principais cursos de água da região são da Unidade de Gerenciamento de Recursos Hídricos Ribeira - Rio Ribeira de Iguape e seus afluentes: Rio das Almas, Taquari-Mirim, Taquari-Guaçu, Preto, Apiaí-Guaçu, Paranapitanga, São José do Guapiara e Pinheiro dos Nunes.

A área estudada encontra-se inserida no bioma da Mata Atlântica, regionalmente destacada por grande diversidade ecológica. Os mais de 2,1 milhões de hectares de florestas no Vale do Ribeira equivalem a aproximadamente 21% dos remanescentes de Mata Atlântica existentes no Brasil, representados por Floresta Ombrófila Densa, Floresta Ombrófila Mista e Floresta estacional semidecídua, além de ecossistemas associados importantes: reservas de restingas - 150 mil hectares; manguezais - 17 mil hectares; e ambientes de cavernas; transformando-a na maior área contínua desse importante ecossistema em todo o País (Plano Municipal de Saneamento Básico – Apiaí 2010). A área abriga o Parque Estadual Turístico do Alto Ribeira (PETAR), onde aplica-se a Lei 11.428/2006, o que visa a regeneração e utilização deste bioma.

O clima é subtropical úmido, a região apresenta temperaturas amenas ao longo de todo ano. O verão corresponde a época mais quente, com temperaturas máxima e mínima de 26,3° C e 14,7°C respectivamente, e chuvosa, enquanto o inverno é mais seco e frio,

com temperaturas máxima e mínima de 21,5°C e 7,2°C respectivamente. A precipitação média mensal é de 115mm, com um valor acumulado anual de 1383,8mm. (IBGE, 2006).

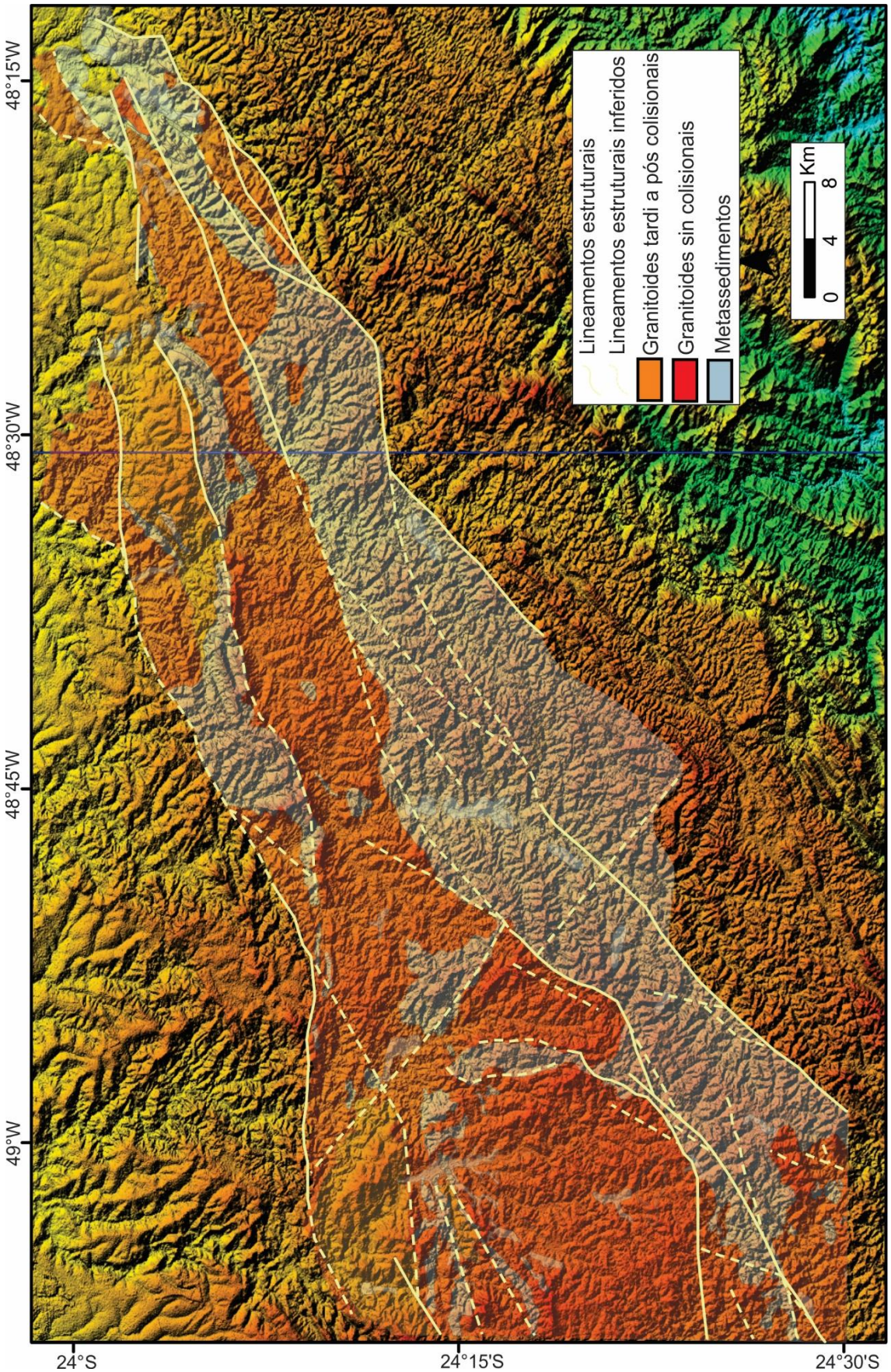


Figura 1.3 – MDE (Modelo digital de Elevação) x Geologia, com os principais aspectos geomorfológicos da área de estudo (Satélite ALOS/PALSAR).

O Vale do Ribeira apresenta os mais baixos índices de desenvolvimento social comparados a média do Estado de São Paulo. Um dos principais motivos pode ser atribuído a um reflexo de fatores históricos e econômicos, como áreas de conflitos ambientais, alta deficiência em infraestrutura, além de problemas fundiários.

A base econômica é composta por quatro principais atividades: agricultura/pecuária familiar ou de pequenos produtores, devido à natureza do solo e terreno acidentado; mineração de areia e calcário (bens primários); extrativismo vegetal; e ecoturismo incipiente (IBGE, 2014).

O uso e ocupação do solo em sua maioria é composto pela vegetação primária da Mata Atlântica e áreas de reflorestamento. As atividades rurais, predominantemente formadas por pastagens voltadas a criação de gados e plantio de frutas e hortaliças, ocupam um pequeno espaço.

O panorama econômico geral traz como resultante em uma região em processo de urbanização mais lento que a média para o estado de São Paulo, com manchas urbanas pequenas e taxas bem mais altas de empregabilidade na área agrícola.

A região sofre por deter um dos piores IDHM (Índice de Desenvolvimento Humano Municipal), uma das piores colocações em avaliação da educação e maiores taxas de mortalidade infantil do estado. Boa parcela das famílias, cerca de 30%, porém, em casos de até 80%, cadastradas a receber benefícios sociais governamentais, como o Bolsa Família (IBGE, 2014).

1.4 Materiais e Métodos

Os procedimentos de trabalho na confecção desta tese são descritos sucintamente abaixo. Ao decorrer do texto esses procedimentos serão melhor discutidos e/ou explanados.

As pesquisas foram desenvolvidas em trabalhos de campo e de laboratório executados no Departamento de Petrologia e Metalogenia do Instituto de Geociências e Ciências Exatas (IGCE) da Universidade Estadual Paulista (UNESP), *Campus* de Rio Claro e da SGS Geosol Laboratórios Ltda., Belo Horizonte, MG.

1.4.1 Levantamento Bibliográfico

O levantamento bibliográfico foi realizado de maneira ininterrupta durante a confecção do trabalho, utilizando-se o acervo disponibilizado pela UNESP, bem como através de consultas aos sistemas de buscas de base de dados, fornecidos pela biblioteca da mesma instituição. Numa primeira etapa desta pesquisa foram coletadas informações sobre trabalhos publicados com enfoque em geologia regional, que abrangem a área.

1.4.2 Compilação de Dados de Trabalhos Anteriores

Realizou-se compilação e integração de produtos cartográficos e dados geológicos de campo (foliações, lineações, indicadores cinemáticos, descrição de afloramentos), além de ensaios provenientes de trabalhos anteriores. Foram usados como base trabalhos de mapeamento da disciplina “Mapeamento Geológico de Áreas Cristalinas”, do Curso de Geologia do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista respectivos aos anos, conforme figura 1.4:

- Projeto de Mapeamento Geológico de Capão Bonito (2009);
- Projeto de Mapeamento Geológico de Ribeirão Branco (2010);
- Projeto de Mapeamento Geológico de Itapeva (2011);
- Projeto de Mapeamento Geológico de Sguario (2012);
- Projeto de Mapeamento Geológico de Serra do Capote (2013);
- Projeto de Mapeamento Geológico de Apiaí I a VI (2014-2019);

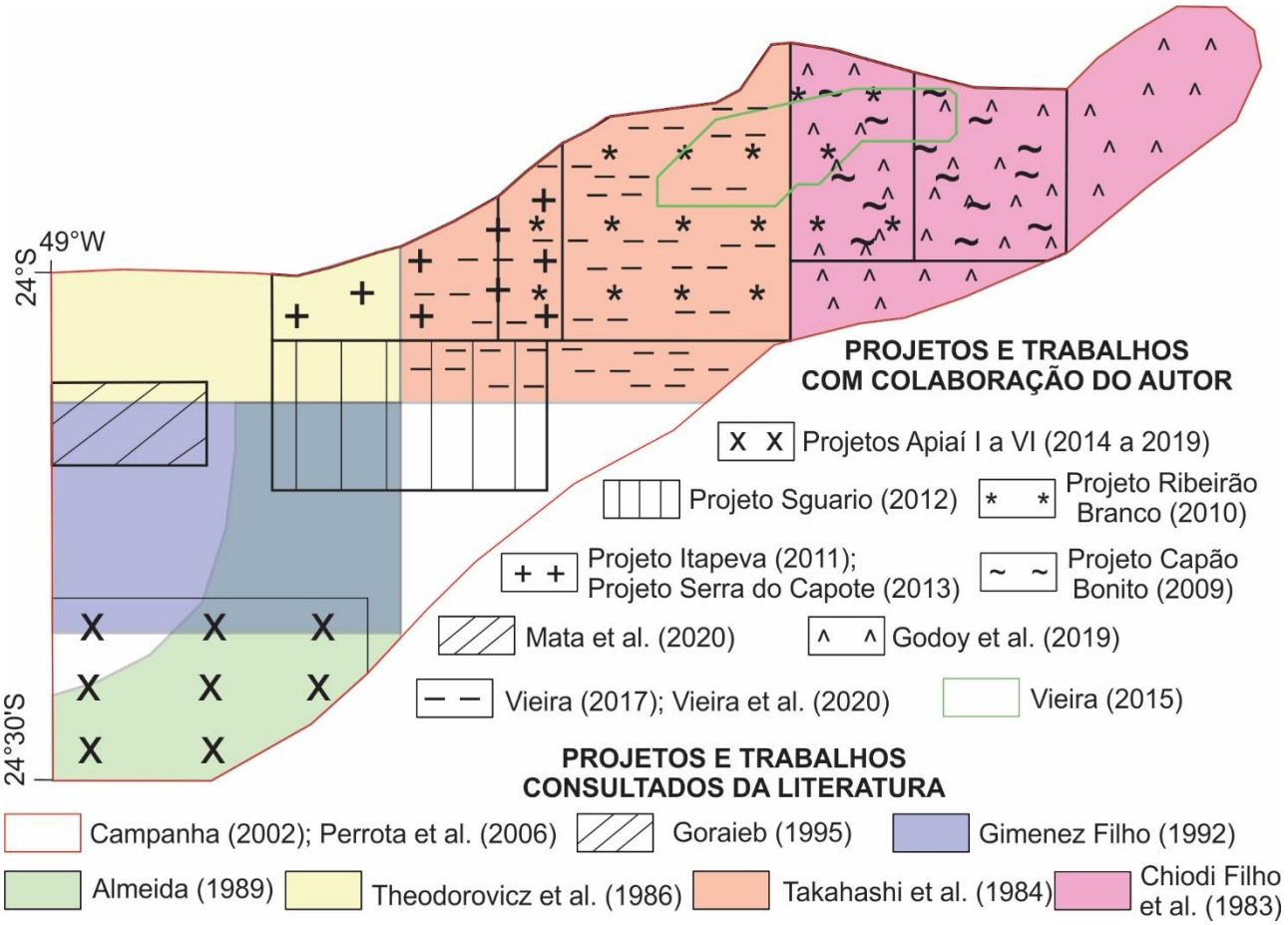


Figura 1.4 – Mapa com as áreas e projetos consultados.

Foram utilizados como base os trabalhos geológicos de mapeamento como autor principal, conforme figura 1.4:

- **VIEIRA, O.A.R.P**. Geoquímica e petrologia do Maciço Capão Bonito. Monografia de conclusão de curso. Unesp, Rio Claro, SP. 48 p., 2015.

- **VIEIRA, O.A.R.P**. Geologia da Folha Guapiara 1:50.000 (SG-22-X-B-II-2). Rio Claro, 2017. 145 p. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências e Ciências Exatas-Universidade Estadual Paulista.

- **VIEIRA, O.A.R.P**.; GODOY, A.M.; HACKSPACHER, P.C.; LEITE JUNIOR, W.B. Contexto Estrutural da Área da Folha Topográfica Guapiara. São Paulo, UNESP, Geociências, v. 37, n. 3, p. 505-521, 2018a.

- **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, 2018b.

Também foram utilizados como base os trabalhos geológicos de mapeamento como autor principal:

- **VIEIRA, O.A.R.P**.; GODOY, A.M.; George Luiz 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

Também foram utilizados como base os trabalhos geológicos de mapeamento como autor participante:

- 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 Folha Topográfica de Capão Bonito na Escala 1:50.000, Sudeste do Estado de São Paulo. São Paulo, UNESP, Geociências, v. 38, n. 1, p. 51 - 71, 2019.

Também foram utilizados como base os trabalhos geológicos de mapeamento como autor participante e coorientador, conforme figura 1.4:

- MATA, S.P.; **VIEIRA, O.A.R.P**.; GODOY, A.M. Geologia do Maciço Correas, Sudeste do Estado de São Paulo. São Paulo, UNESP, Geociências, v. 39, n. 2, p. 297-316, 2020a.

- MATA, S.P.; GODOY, A.M.; **VIEIRA, O.A.R.P**.; LUVIZOTTO, G. Litogeoquímica e Química Mineral das Rochas do Maciço Correas. São Paulo, UNESP, Geociências, v. 39, n. 3, p. 609-630, 2020b.

MARCHI, E.O.; GODOY, A.M.; **VIEIRA, O.A.R.P.** Geologia E Geoquímica Do Granito Sguario, Sudoeste De São Paulo. São Paulo, UNESP, **Geociências**, (inédito)

As bibliografias geológicas com enfoque a mapeamentos geológicos que foram utilizadas na integração das áreas são:

- ALMEIDA, M.A. **Geologia da formação Água Clara na região de Araçaíba – SP**. São Paulo. 1989. 184 p. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo, São Paulo.

- GORAIEB, C.L. **Contribuição à gênese do depósito primário polimetálico (Sn, W +**

Zn, Cu, Pb) Correas, Ribeirão Branco (SP). São Paulo, 2001. 215 p. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo.

- TAKAHASHI, A.T.; FERREIRA, J.C.G.; THEODOROVICZ, A.; BATOLLA JUNIOR, F.; CHIODI FILHO, C. Mapa Geológico da Folha Guapiara (SG.22-X-B-II-2). SUREG-SP. Relatório Final, 130 p., 1984.

- THEODOROVICZ, A; CÂMARA, M.M.; MORAES, S.M; GODOY, H.K.; TAKAHASHI, A.T. Projeto Engenheiro Maia-Ribeirão Branco: Relatório Final. São Paulo. Contrato CPRM/PROMINÉRIO. 2 v., 1986.

1.4.3 Trabalho de Campo

Efetuaram-se reconhecimentos geológicos locais em escala 1:25000 por meio de levantamentos de campo com perfis contínuos e transversais às estruturas (sempre que possível), além de levantamentos detalhados, em áreas selecionadas, com amostragem sistemática, visando sempre a distribuição homogênea dos pontos, para um maior detalhamento de toda estrutura local e regional. Ao todo, foram 40 dias de campo (além de acompanhamento a estudantes) na área de estudo, com mais de 1000 pontos cartografados pelo autor (não levando em consideração pontos compilados e/ou pontos de trabalhos específicos na área).

1.4.4 Análise Estrutural

Os dados coletados em campo foram tratados em mapas, perfis e estereogramas, conforme métodos usuais (Turner & Weiss, 1963; Hobbs et al., 1976; Ramsay & Hubert, 1983, 1987; Mcclay, 1987), com hierarquização dos elementos estruturais a partir de critérios de superposição, estilos e relações da trama mineral com a mineralogia metamórfica.

1.4.5 Análise Petrográfica e Microestrutural

Durante a etapa de laboratório foram confeccionadas mais de 200 lâminas delgadas (além de lâminas compiladas de trabalhos na região), a partir das amostras coletadas em campo, no Laboratório de Preparação de amostras e de Laminação do Departamento de Petrologia e Metalogenia do Instituto de Geociências e Ciências Exatas. As observações em escala micro foram feitas por meio de microscópio binocular de luz polarizada marca ZEISS modelo Axioskop 40 com objetivas de 2.5; 5; 10; 20; 50 e 100x, do DG (Departamento de Geologia) - IGCE. As fotomicrografias obtidas por uma câmera fotográfica CANON modelo EOS 5D MARK II, com aumento óptico de 4x acoplada ao microscópio.

A identificação do nome dos minerais nas fotomicrografias foi realizada com base na lista de abreviações recomendada pela IUGS (Siivola & Schmid, 2007). Para elucidar os critérios adotados, a seguir serão apresentados os conceitos básicos já conhecidos na literatura, relacionados à caracterização petrográfica das rochas magmáticas, fundamentais no critério de classificação de fácies:

Composição mineralógica: Reconhecimento dos tipos de minerais essenciais, caracterizados quanto à cor, forma (euédrico, subédrico e anédrico), dimensões, tipos de contatos, texturas etc., que resultam na determinação da moda (composição mineralógica real da rocha em porcentagem de volume).

Coloração: Os litotipos estudados foram classificados de acordo com a sua tonalidade predominante, onde se destacaram quatro tonalidades principais– rósea e avermelhada e as cinzas claras e escuras (resultante do tipo mineralógico e quantidade de minerais máficos).

Índice de coloração: A classificação quanto ao índice de coloração segundo recomendação da International Union of Geological Sciences-IUGS (Streckeisen, 1973), realizada através da estimativa visual em amostra de mão e em lâminas, considerando a porcentagem de volume de minerais máficos e opacos (Tabela 1.1).

Tabela 1.1 - Índices para classificação de coloração de rochas magmáticas.

Índice de Cor (% em volume)	Rocha
<5	Hololeucocrática
5-30	Leucocrática
30-60	Mesocrática
60-90	Melanocrática
>90	Ultramelanocrática

Granulação e aspectos texturais: As rochas foram classificadas de acordo com o tamanho absoluto e relativo dos grãos minerais constituintes, assim como pela presença e dimensões dos fenocristais presentes.

A classificação para rochas ígneas, baseada no tamanho absoluto e relativo dos grãos de Streckeisen (1976) e resumidos na tabela 1.2. As rochas porfiríticas tiveram seus fenocristais classificados de acordo com os critérios da tabela 1.2.

Escala macroscópica:

- Cor: coloração predominante no megacristal;
- Forma: formato dominante dos pórfiros (euédrico, subédrico e anédrico);

- Dimensão: tamanho absoluto de duas dimensões dos cristais;
- Abundância: quantidade de fenocristais existentes na rocha, em % de volume;
- Tipo de contato: forma do contato do grão com a matriz;
- Variação de tamanho: se existem dois (hiatal) ou mais (serial) tamanhos de fenocristais na rocha;
- Estruturas internas: presença de inclusões, zoneamento, clivagens;
- Estrutura e textura: aparência geral da rocha, relacionada com o arranjo dos cristais formadores; presença ou não de bandamento; orientação de cristais seja por fluxo magmático ou deformação posterior a cristalização;

A quantificação dos fenocristais foi realizada tanto durante os trabalhos de campo, quanto em laboratório, através de rede de contagem.

Tabela 1.2 - Parâmetros de classificação de granulação de rochas magmáticas.

Tamanho Absoluto			
Granulação	**1. Fina:** <1 mm	**2. Média:** 1 a 5 mm	**3. Grossa**: > 5 mm.
Tamanho Relativo			
Granulação	**1. Equigranular** Rochas com grãos de tamanhos iguais ou apresentando variações mínimas.	**2. Inequigranular** Variação de tamanho entre os grãos minerais sem destaque dos maiores *vs* aos menores.	**3. Porfirítica** Rochas com fenocristais que sobressaem de tamanho em relação a matriz mais fina.

Escala microscópica:

- Composição mineralógica: tipos de minerais constituintes da matriz, bem como aqueles formadores de fenocristais;
- Textura e estrutura: aqui foram observadas as relações entre os minerais, presença de orientação na matriz, tipo de contato entre os grãos, presença de geminação e/ou zoneamento nos minerais, principalmente nos pórfiros, determinação da porcentagem (em volume) de cada mineral a composição modal da rocha.

Estrutura: Foram utilizados para as descrições macroscópicas das amostras de mão e principalmente em afloramento, os termos:

- Anisotrópico - para classificar as rochas com orientação condicionadas pela deformação regional;
- Isotrópica - para rochas maciças, homogêneas cujos minerais dispõem-se aleatoriamente distribuídos sem qualquer orientação.

Enclaves: presença de fragmentos estranhos à rocha, classificados segundo Wernick (1983).

Nomenclatura: Na posse dos dados de observações micro e mesoscópica, os litotipos foram classificados com base nos critérios propostos pela IUGS (Streckeisen, 1973). Para as rochas metamórficas abordadas em menores proporções se utilizou a nomenclatura proposta por Fettes & Desmons (2007) e a caracterização dos metamorfismos regional e de contato segundo os critérios proposto em Turner (1968, 1981) e Turner & Verhoogen (1960) e o metamorfismo dinâmico, segundo Sibson (1977).

1.4.6 Análise Aerogeofísica

Dados provenientes de levantamentos aerogeofísicos disponibilizados pelo Serviço Geológico do Brasil – CPRM foram reinterpretados e, com a utilização do software Oasis Montaj (Geosoft), mapas gamaespectométricos e magnetométricos foram elaborados, proporcionando resultados valiosos na interpretação de estruturas e litologias, na definição dos limites de corpos granitoides.

1.4.7 Litogeoquímica

Foram realizados estudos litogeoquímicos por meio de análises químicas de rocha total de diferentes litotipos específicos (12 amostras de anfibolito e 22 amostras de granito), executadas pelo laboratório da SGS Geosol Laboratórios Ltda., Belo Horizonte, MG.

Para análise dos elementos maiores (concentração em %) foram utilizados para quantificação 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 analisadas por Espectrômetro de Massa em Plasma Acoplado Indutivamente (ICP-MS), após fusão utilizando metaborato/tetraborato de lítio e digestão em ácido nítrico, segundo os padrões de rotina do laboratório de geoquímica.

1.4.8 Química Mineral

A análise química qualitativa e semi-quantitativa foi realizada em amostras de plagioclásio e anfibólio, bem como imagens de elétrons retro-espalhados (BSE), realizadas no Laboratório de Microscopia Eletrônica do DPM, utilizando-se Microscópico Eletrônico de Varredura (MEV) modelo JEOL-JSM-6010LA, com detector de EDS (*Energy Dispersive X-Ray Spectrometer*) acoplado.

Análises químicas quantitativas de minerais foram realizadas no Laboratório de

Microssonda Eletrônica do DPM, utilizando-se microssonda eletrônica (EPMA) modelo JEOL JXA8230 Superprobe, com 5 detectores WDS.

Estas análises foram realizadas em lâminas delgadas-polidas recobertas com fina camada de carbono e realizadas sob condições analíticas de 15 a 20kV, com tensão 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:

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

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:

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

2 GEOLOGIA REGIONAL

A área de estudo integra o Terreno Apiaí, pertencente ao Cinturão Ribeira, cinturão orogênico do Sistema Mantiqueira. Litologicamente é formado por diversas rochas metavulcanossedimentares metamorfizadas em baixo a médio grau e granitoides, com estruturação geral na direção NE-SW.

2.1 Província Mantiqueira

Dentre as províncias estruturais brasileiras, definidas por Almeida (1967) e Almeida et al. (1977), a Província Mantiqueira representa um sistema orogênico neoproterozoico, que desenha uma faixa ao longo da costa atlântica sul-americana com mais de 3.000 quilômetros de comprimento, entre o sul do Estado da Bahia até o Uruguai. Sua exposição é denominada Escudo Atlântico por Ab'Saber (1954), constitui importante unidade do relevo brasileiro.

A Província Mantiqueira se estende pelo sul e sudeste do Brasil, até o Uruguai, em um total de 700.000 km² na forma de uma faixa alongada de direção NE-SW (Almeida, 1967). Heilbron et al. (1995, 2004), englobam os orógenos neoproterozoicos Araçuaí, Ribeira, Brasília meridional, Dom Feliciano e São Gabriel (Figura 2.1).

Está limitada a noroeste pelo Cráton São Francisco e pelo Bloco Paranapanema,

com a extremidade sul do Cinturão Brasília, e com a cobertura da Bacia do Paraná, e a leste com a Província Margem Continental Leste, limite submerso.

Sua evolução geológica resultou em litologias de extrema complexidade composicional e estrutural. Apresenta como embasamento, rochas arqueanas a paleoproterozoicas de idade 2,7 – 2,0 Ga, nas quais incidiram processos distensivos, com magmatismo e formação de riftes, o que permitiu a deposição de rochas sedimentares e vulcanossedimentares mesoproterozoicas. Durante o Ciclo Brasiliano os processos foram retomados, e os riftes evoluíram para margens passivas com sucessiva formação do Oceano Adamastor.

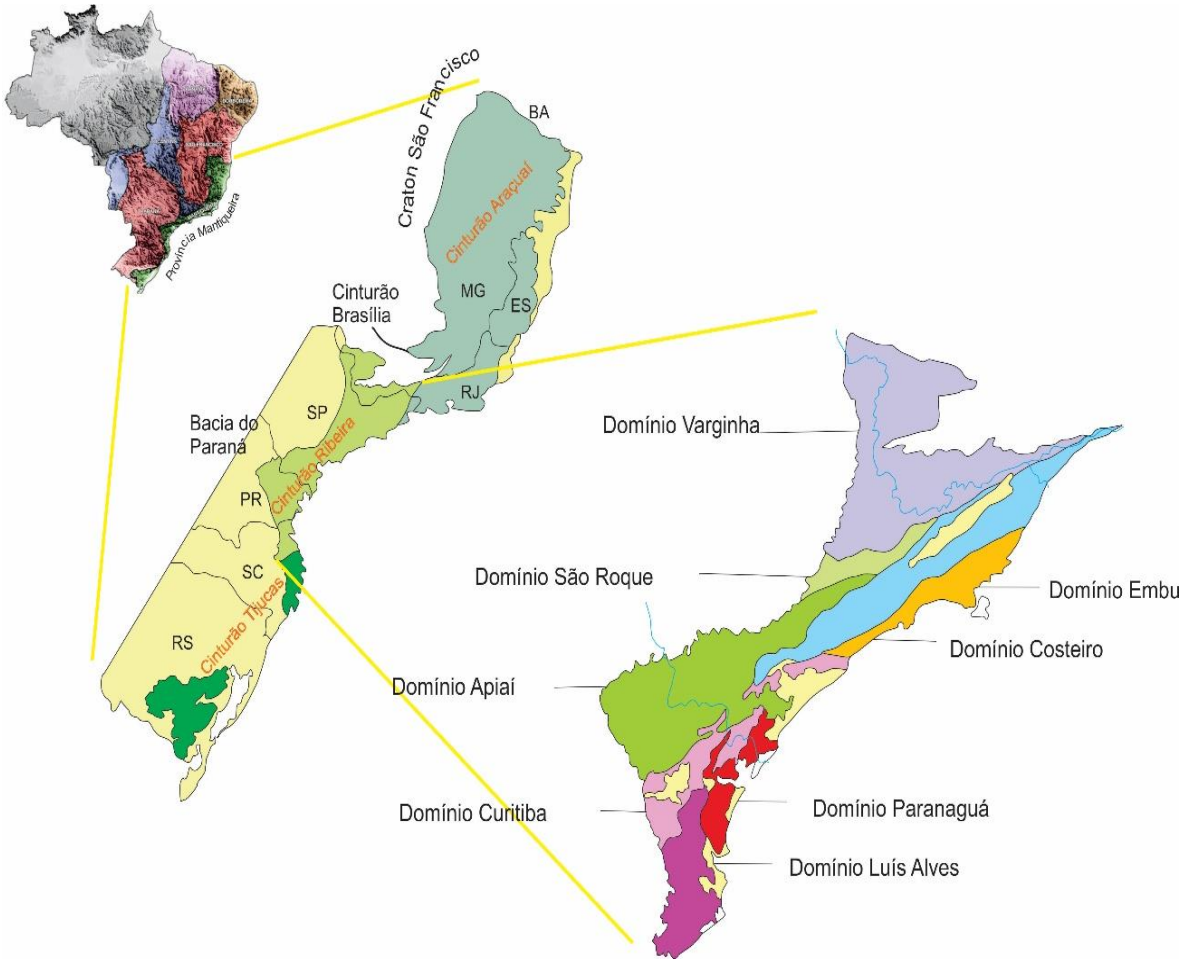


Figura 2.1 - Localização do Sistema Orogênico Mantiqueira, com destaque para a sua compartimentação (Modificado de Hasui, 2012; Hasui, 2010; Heilbron et al., 2004).

Do Neoproterozoico ao Cambriano, processos de convergência foram instalados, o que levou ao fechamento do oceano, ao metamorfismo e deformação das rochas pré-existentes, associados à injeção de granitoides.

Seguiram-se processos distensivos que avançaram até o Ordoviciano, onde formaram-se as intrusões magmáticas e bacias (Hasui, 2012). Os limites desses compartimentos têm sido discutidos e suas zonas de conexão, continuidades e correlações envolvem processos diacrônicos e superpostos, produtos de uma história geológica

complexa e muito debatida.

Almeida & Hasui (1984) compartimentaram o Sistema Mantiqueira em três setores, denominados setentrional, central e meridional. Nos anos decorrentes, essa classificação passou a ser referida como correspondente a três cinturões orogênicos Araçuaí, **Ribeira** e Tijucas, respectivamente (Hasui et al., 1978; Hasui, 2010).

2.2 Cinturão Orogênico Ribeira

O Cinturão Ribeira de Almeida et al. (1973), Hasui et al. (1975) e Hasui & Oliveira (1984) situa-se dentro dos domínios da Província Mantiqueira (Almeida et al., 2000) e configura uma faixa com orientação preferencial NE-SW que se estende por mais de 1500 km ao longo da região costeira do sul-sudeste do Brasil.

Segundo Campanha et al. (2015a e 2015b), o Cinturão Ribeira é um largo domínio crustal paralelo à linha de costa do sudoeste do Brasil, cujos componentes foram consolidados, deformados e metamorfizados durante a Orogenia Brasiliana/Pan Africana (Neoproterozoico até o começo do Paleozoico). Este cinturão possui continuidade no Cinturão Karoo e Congo do Oeste na parte oeste do Continente Africano.

As principais massas cratônicas envolvidas nesse processo colisional são os crátons do São Francisco – Congo, Paranapanema e Luís Alves. A estruturação do Cinturão Ribeira é controlada por um sistema de cisalhamento transcorrente destral de escala continental (Campanha & Sadowski, 1999; Campanha, 1991, 2002; Faleiros, 2008, Faleiros et al. 2010, 2011).

O Cinturão Ribeira se limita com o Cinturão Araçuaí na região da divisa Minas Gerais-Rio de Janeiro-São Paulo, enquanto no centro-sul de Minas Gerais relaciona-se com a porção sul do Cinturão Brasília, e, ainda, em sua extremidade sul, com o Cinturão Tijucas. À oeste, é encoberto pela Bacia do Paraná e a leste faz limite com a Província da Margem Continental Leste (Hasui, 2012).

A faixa Ribeira, por sua vez, subdivide-se em domínios ou terrenos, conforme Hasui (2012): Varginha, Embu, Costeiro, São Roque, Apiaí, Curitiba, Paranaguá e Luís Alves A parte sul do Cinturão Ribeira é dividida em dois terrenos, Apiaí e Curitiba, separados pela zona de falha Lancinha-Cubatão (Figura 2.2).

Como resultado, o cinturão é dominado por terrenos de origens distintas, separados por zonas de cisalhamento (Heilbron et al., 2004; Faleiros, 2008; Faleiros et al., 2011). O terreno Curitiba é composto por ortognaisses migmatíticos do Complexo Atuba (Arqueano ao Paleoproterozoico) e sucessões metamorfizadas da plataforma continental de margem passiva das Formações Turvo-Cajati e Capiru (Campanha et al, 2015a).

O complexo Atuba passou por dois episódios principais de metamorfismo de alto grau, há 2100-2000 Ma e 650-550 Ma, o que indica que esse complexo representa um fragmento do Cinturão Riaciano-Orosiriano que foi intensamente retrabalhado na Orogenia Colisional Brasiliana (Faleiros et al., 2011).

O Terreno Apiaí será discutido em maior detalhe no item a seguir. Ambos os terrenos mencionados anteriormente foram intrudidos por inúmeras variedades de granitos de idades neoproterozoica (650-580 Ma) formados em episódios acrescionários, colisionais e pós-colisionais (Janasi et al., 2001; Prazeres Filho, 2005; Silva et al., 2005).

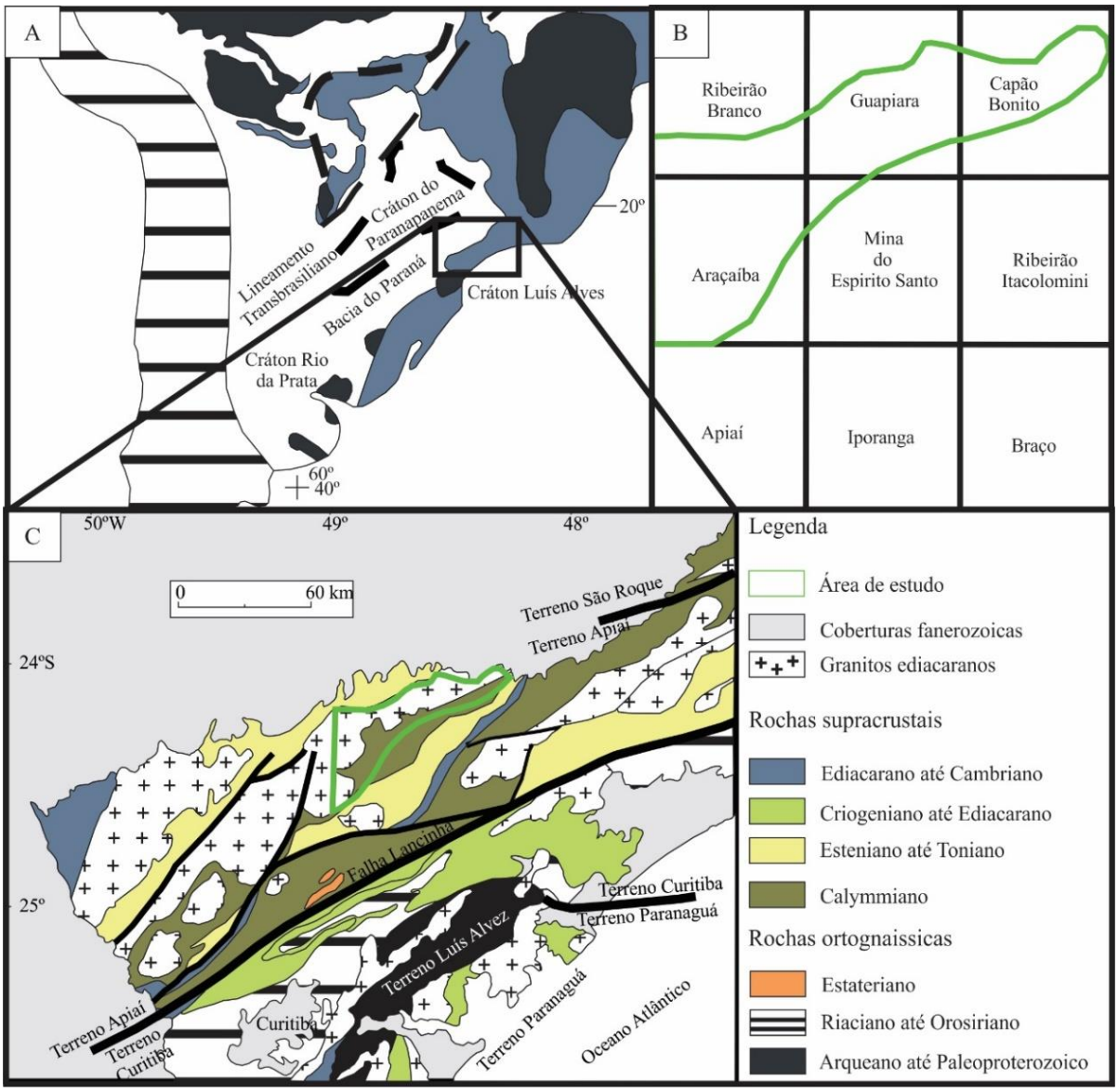


Figura 2.2 - **A**) Mapa geotectônico simplificado enfatizando as áreas cratônicas e os cinturões móveis brasileiros; **B)** Localização da área de estudo; **C**) Mapa geológico simplificado das porções sul e central do Cinturão Ribeira com as localizações das unidades geológicas, com a área de estudo localizada no Terreno Apiaí (Campanha et al. 2015a).

2.2.1 Terreno Apiaí

De acordo com Campanha & Sadowski (1999), o Terreno Apiaí do Cinturão Ribeira

teve o começo de sua evolução no Paleo- e Mesoproterozoico, e consiste em sequências supracrustais de baixo a médio grau metamórfico, originalmente designadas como Grupo Açungui, e posteriormente proposto como Supergrupo Açungui.

Segundo Prazeres Filho et al. (2003b), esse terreno abrange uma faixa com aproximadamente 500 km de extensão e 100 km de largura, localizada na porção centro-sul do Cinturão Ribeira.

O Terreno Apiaí limita-se a oeste com o Terreno Embu, a norte com o Terreno São Roque e a sul com o Terreno Curitiba, cujos contatos tectônicos são marcados pela Falha de Lancinha-Cubatão e pela Zona de Cisalhamento Itariri (Faleiros, 2008; Faleiros et al, 2011). Apresenta-se recoberto em suas porções ocidental e meridional por rochas fanerozoicas da Bacia Sedimentar do Paraná, além de unidades neoproterozoicas a eopaleozoicas das bacias de Camarinha e Castro (Prazeres Filho et al. 2003b; Heilbron et al. 2004)

Estudos anteriores da geoquímica de metabasitos locais indicam uma diferenciação regional. Dados sugerem que basaltos toleíticos de fundo oceânico estão presentes no sul, enquanto que assembleias de arco de ilhas imaturas e maturas são encontradas ao norte (Campanha & Sadowski, 1999).

A região inteira é afetada por um sistema trançado de cisalhamento de caráter predominante dúctil- rúptil a dúctil transcorrente que, frequentemente, torna difícil a correlação lateral das unidades estratigráficas. As zonas de cisalhamento delimitam lentes sigmoidais da Figura 2.3 (Faleiros, 2008).

2.3 Unidades Litoestratigráficas

2.3.1 Complexo Apiaí-Mirim

Segundo Faleiros (2008), o embasamento das rochas supracrustais ao norte da Falha da Lancinha divide-se em núcleos isolados, sendo em sua maioria localizadas em partes centrais de antiformas amplas, assim como os núcleos do Apiaí-Mirim, Betara e Tigre. As rochas gnáissicas deste grupo foram, primeiramente, incluídas na Formação Setuva, tidas como a sequência basal em relação ao Supergrupo Açungui.

O Complexo Apiaí Mirim (Chiodi Filho et al., 1983; Takahashi et al., 1984; e Theodorovicz et al., 1986) aflora no Estado de São Paulo como janelas de rochas do embasamento em meio aos litotipos do Granito Três Córregos.

Nesta unidade ocorrem rochas básicas a ultrabásicas (anfibolitos, anfibólio xistos, hornblenditos, ortopiroxenitos), *augen* gnaisses com veios graníticos, ortognaisses e migmatitos com estrutura *schlieren* e nebulítica e rochas metassedimentares, como

paragnaisses intercalados com mármores, quartzitos, quartzo xistos, calciossilicatadas e paranfibolitos.

Campanha (1991) restringiu esse complexo em apenas rochas migmatíticas e alguns enclaves de rochas supracrustais, os quais poderiam, eventualmente, corresponder a um embasamento mais antigo. Gimenez Filho (1993) datou amostras de enclaves em migmatitos, pelo método Rb-Sr, em rocha total, com idades de 1801 ± 38 e 1790 ± 86 Ma.

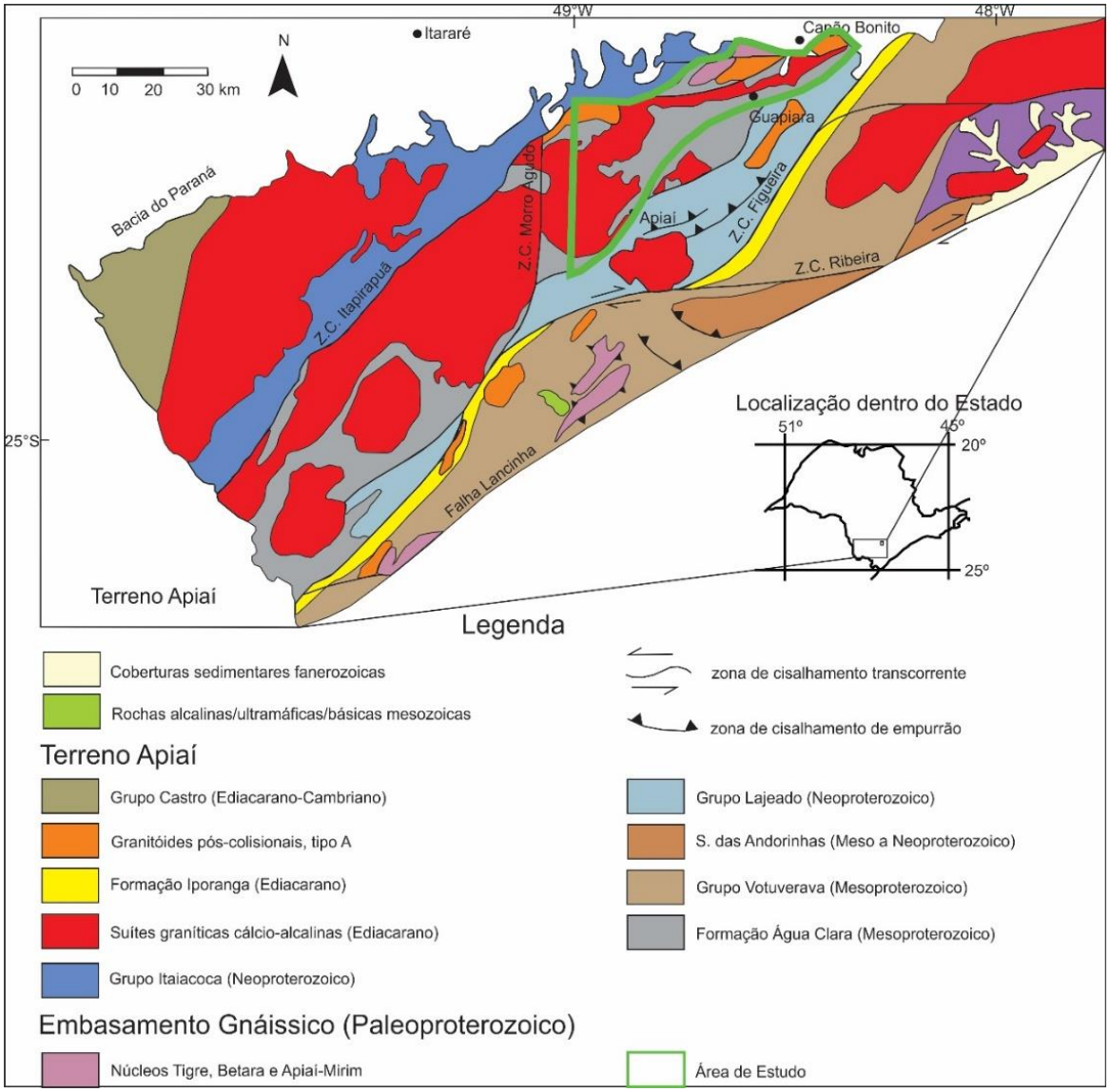


Figura 2.3 - Mapa de terrenos tectono-metamórficos da porção sul paulista e leste paranaense. (Modificado de Faleiros, 2008). A área de trabalho em destaque verde.

2.3.2 Supergrupo Açungui (Meso a Neoproterozoico)

O Supergrupo Açungui, de idade Mesoproterozoica a Ediacarana (Tassinari et al., 1990; Fiori, 1992, 1994; Hackspacher et al., 2000), teve, de acordo com Campanha & Sadowski (1999), o começo de sua evolução no Paleo- e Mesoproterozoico e consiste em sequências supracrustais de baixo a médio grau metamórfico, originalmente designadas como “Série Assunguy” por Oliveira (1927); Série Açungui por Maack (1957); Grupo

Açungui por Marini et al. (1957) e Almeida, (1957); e posteriormente proposto como Supergrupo Açungui (Souza, 1990; Campanha, 1991; Campanha & Sadowski, 1999). Segundo Prazeres Filho et al. (2003a), abrange uma faixa com aproximadamente 500 km de extensão e 100 km de largura, localizada na porção centro-sul do Cinturão Ribeira.

Na área de estudo, compreende os metavulcanossedimentos da Formação Água Clara e da Formação Córrego dos Marques.

2.3.2.1 Formação Água Clara

A Formação Água Clara foi definida originalmente por Marini et al. (1967), como uma faixa alongada de direção NE-SW, aflorante na região Sul de São Paulo, correspondente a uma sequência carbonática impura, posicionada no topo do Grupo Açungui. Posteriormente, Fritzons Jr et al. (1982), Bistrichi et al. (1985) e Almeida et al. (1986) interpretam como a formação basal ao Grupo Açungui, inserida no Complexo Setuva. Chiodi Filho et al. (1983), Takahashi et al. (1984) e Theodorovicz et al. (1986) classificam-na como correlata a Formação Itaiacoca, contrariando Fritzons Jr et al. (1982) e Biondi (1983), que a classificaram como correlata a Formação Perau, mas ambas inseridas no Complexo Setuva. Weber (2004) e Weber et al. (2004) a consideram como formação basal ao Supergrupo Açungui no estado de São Paulo.

O primeiro autor a propor uma divisão interna para a Formação Água Clara foi Pontes (1981, 1982), subdividindo-a em uma sequência carbonática, nomeada de Fácies São Domingos e numa sequência vulcânica, nomeada de Fácies São Silvestre. São descritas também sequências terrígenas, originalmente consideradas como basais à essa Formação (Suíte Metamórfica Rio Abaixo - Chiodi Filho et al., 1983; Suíte Metamórfica Santana - Takahashi et al., 1984; Formação Setuva por Bistrichi et al., 1985; Xistos Santana por Campanha et al., 1987; Complexo Apiaí Mirim - Theodorovicz et al., 1988 e Campanha, 1991) e posteriormente adotadas por Weber (2004), Weber et al. (2004) e Faleiros et al. (2012) como correspondentes a uma sub unidade basal da Formação Água Clara, nomeada como Membro Xistoso. Em contrapartida, as unidades propostas por Pontes (1981, 1982) são unidas pelos mesmos autores em um único grupo, nomeado de Membro Carbonático, correspondente ao topo da Formação Água Clara.

O Membro Carbonático é formado predominantemente por rochas calciossilicatadas e mármore, apresentando intercalações de metapsamo pelitos, metabasitos, anfibólio xistos, metacherts e metatufos básicos. Já o Membro Xistoso é caracterizado por alternância entre camadas de quartzo-mica xisto, mica xisto, xistos carbonáticos e subordinadamente camadas de xisto grafitoso, quartzito e granada-biotita xisto.

Almeida et al. (1986) e Frascá et al. (1990) observam a variação do grau metamórfico, de SE para NW, de xisto verde baixo a médio até xisto verde médio a alto. Também descrevem ocorrências de metamorfismo de contato, devido a intrusão do Complexo Granítico Três Córregos e seus granitoides associados. Devido à alta taxa de deformação, a preservação de estruturas sedimentares primárias nas proximidades das zonas de cisalhamento é nula, sendo encontradas apenas em locais distantes das mesmas (Campanha, 1991; Faleiros et al., 2012).

A Formação Água Clara está possivelmente relacionada a um ambiente de sedimentação de águas normalmente rasas, associado a uma plataforma continental, com vulcanismo básico, raramente ácido (Fiori, 1990).

Weber et al. (2004) propõe idades Mesoproterozoicas, em torno de 1590-1470 Ma (U-Pb), para a deposição dessas sequências. Os mesmos autores indicam a idade de metamorfismo como neoproterozoica (aproximadamente 600 Ma).

Campanha (1991, 2002) considera que os contatos entre a Formação Água Clara e os outros metassedimentos se dão em geral por zonas de cisalhamento transcorrentes. Já entre a Formação Água Clara e o Complexo Granítico Três Córregos mostram-se imbricados através de zonas de cisalhamento dúcteis de baixo ângulo.

2.3.2.2 Formação Córrego dos Marques

A formação Córrego dos Marques foi definida primeiramente por Bistrichi et al. (1985) no mapeamento das Folhas Araçaíba e Barra do Chapéu, ocorrendo geograficamente a nordeste da cidade de Araçaíba, por apresentar ligeiras discordâncias litológicas, metamórficas e estruturais comparativamente aos sedimentos calciossilicáticos da Formação Água Clara.

Almeida (1989) e Gimenez Filho (1993) descrevem nesta formação filitos, cálcio filito e cálcio xisto finos, calcário dolomítico impuro, arenoso, com intercalações esporádicas de xisto fino, quartzito e metarenito fino, com estruturas reliquiares, como acamamento (dobrado e com clivagem ardosiana plano-axial) e marcas de onda. As rochas desta formação possuem no seu contato com a Formação Água Clara uma discordância angular, e um contato tectônico com o Granito Saival.

No presente trabalho, esta formação será adotada como análoga a Unidade Xistosa da Formação Água Clara, devido à ausência de diferenças petrográficas, estruturais e metamórficas entre ambas.

2.3.3 Granitoides sin-colisionais

2.3.3.1 Complexo Granítico Três Córregos (Neoproterozoico)

Junto à evolução neoproterozoica do Terreno Apiaí, as intrusões granitoides são representadas por três complexos graníticos principais: Cunhaporanga, Agudos Grandes e Três Córregos (Gimenez Filho, 1993; Prazeres Filho, 2000), este último com destaque na região mapeada.

Originalmente definido por Fuck et al. (1967) como Granito Três Córregos, foi posteriormente nomeado de Complexo Três Córregos por Paiva et al. (1977) e Complexo Granítico Três Córregos por Trein et al. (1985), ocupa uma área de aproximadamente 3700 km^2, estendendo-se, com direção NE-SW, por 180 km desde a região de Três Córregos-Itaiacoca - PR, até a sul de Capão Bonito – SP (Prazeres Filho, 2005).

Devido as estruturas de origem deformacional e/ou metamórfica (cataclasamento, milonitização, foliação, feições intrusivas em metassedimentos, migmatização), diversos autores apresentarem dificuldade em separar o Complexo Granítico Três Córregos de rochas do embasamento mais antigo. Hasui et al. (1984b) propõem o nome de Maciço de Catas Altas, para todo esse conjunto de rochas granitoides e de embasamento.

Chiodi Filho et al. (1983) e Takahashi et al. (1984) criam o Complexo Apiaí-Mirim para incluir todo esse conjunto de rochas foliadas, migmatíticas e milonitizadas, correspondente ao então Complexo Pré-Setuva, definido por Bistrichi et al. (1985), no Paraná. Ambos os autores se limitam a denominar como Granito Três Córregos apenas as intrusões com estrutura isotrópica. Entretanto, as descrições de Takahashi et al. (1986) não apresentam diferenças significativas, tanto em composição quanto na geoquímica, entre este suposto embasamento e as rochas granitoides.

Posteriormente, Prazeres Filho (2000, 2005) descarta a ideia de embasamento e propõe que todo o conjunto seja denominado como Batólito Três Córregos, interpretando as estruturas metamórficas como granitos deformados e sugere o abandono dos termos gnaisse e migmatito.

É subdividido por Prazeres Filho (2005) em sete unidades graníticas, a saber: Paina, Apiaí-Guaçu, Santa Bárbara, Arrieiros-Cerro Azul, Conceição, São Sebastião e Barra do Chapéu-Ribeirão Branco.

Esta última é a mais representativa na área de estudo e inclui a Suíte Porfiroide, com os granitos Barra do Chapéu - e Granito Lajeado microporfirítico -, Saival, Paiol de Telha, Córrego Butiá (Gimenez Filho, 1993), Granito Apiaí e Capuava, além de *stocks* graníticos de diferentes dimensões, que entrecortam as unidades supracitadas, como é o caso do Granito Correas e Sguario (Theodorovicz et al., 1986; Theodorovicz & Camara, 1988).

O Complexo Granítico Três Córregos apresenta contatos com as unidades metassedimentares em sua maioria tectônicos. A Norte, o contato com o Grupo Itaiacoca é

marcado pela Zona de Cisalhamento Itapirapuã (Reis Neto, 1994; Prazeres Filho et al., 1998; Prazeres Filho, 2005). A Nordeste e Leste, com a Formação Água Clara, é balizado pela Zona de Cisalhamento Quarenta Oitava (Campanha, 2001; Prazeres Filho, 2005). No restante, seu contato é com a Formação Água Clara, mas de modo intrusivo.

Litologicamente, é composto por rochas de composição granítica, granodiorítica a quartzo-monzonítica, porfiríticas, com fenocristais de feldspato alcalino (geralmente microclínio) que variam entre 2 e 10cm., com termos tonalíticos, sienograníticos e dioríticos subordinados (Fuck, 1967; Santos & Felipe, 1980; Wernick et al. 1990; Gimenez Filho, 1993; Prazeres Filho,2000; Prazeres Filho, 2005)

Geoquimicamente, constitui uma Iinhagem cálcio-alcalina de médio a alto-K, de granitoides do tipo - I. (Wernick & Ferreira, 1990; Wernick et al., 1990, Gimenez Filho, 1993; Gimenez Filho et al., 1995; Reis Neto, 1994; Prazeres Filho, 2000; Prazeres Filho, 2005).

A geração destes corpos estaria relacionada, segundo Prazeres Filho (2000), a um ambiente compressional inserido no contexto geotectônico do Ciclo Brasiliano, de idades U-Pb entre 605 e 630 Ma e caráter sin- a tardi-colisional (Gimenez Filho, 1993; Gimenez Filho et al., 2000; Prazeres Filho, 2000; Prazeres Filho,2005).

2.3.3.2 Granito Apiaí (Neoproterozoico)

O Granito Apiaí segue a orientação NE da zona de cisalhamento Quarenta-Oitava, sendo quimicamente indiferenciado, de colocação tardi colisional e de idade U-Pb em zircão de 605 ± 3 Ma para cristalização (Hackspacher et al., 2000). Petrograficamente é classificado como hornblenda-biotita granito maciço, porfirítico, com megacristais anédricos de feldspato potássico de cor rosa, em matriz cinza.

2.3.4 Granitoides tardi a pós-colisionais

2.3.4.1 Granito Capão Bonito (Neoproterozoico)

O Granito Capão Bonito encontra-se intrusivo em rochas metassedimentares mesoproterozoicas do Supergrupo Açungui e em rochas granitoides neoproterozoicas sin-colisionais do Complexo Granítico Três Córregos (Vieira, 2015; Godoy et al. 2019) constituído principalmente por monzogranitos porfiríticos, granodioritos, quartzo monzonitos deformados e em menores proporções por sienogranitos (Prazeres Filho et al., 2003a).

O primeiro mapeamento da Folha Capão Bonito em escala 1:100.000 foi elaborado em 1968. Posteriormente mapeado por Chiodi Filho et al. (1983) em escala 1:50.000, os quais apresentam o Granito Capão Bonito delimitado a norte pela falha de Capão Bonito, ao sul pela falha do Bairro dos Alves e a leste por uma faixa de quartzitos do Supergrupo

Açungui.

Pequenas alterações na sua delimitação ocorrem nos mapas geológicos de integrações do estado de São Paulo em escala 1: 500.000 elaborado pelo Instituto de Pesquisa Tecnológica -IPT (Bistrichi et al., 1981; Almeida et al., 1981) e em escala 1: 750.000 elaborado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM.

Trabalhos específicos de geocronologia em rochas do maciço foram realizados por Leite (2003) que apresenta para o granito Capão Bonito, através do método U-Pb em zircão, idade de 564± 8 Ma.

Trabalhos de cunho geofísico foram realizados por Souza Júnior & Porsani (2003) e Porsani et al. (2005) que permitiram subsidiar uma melhor cubagem da jazida de rocha ornamental, direcionar as frentes de lavras, definir as áreas densamente fraturadas e as continuidades físicas do fraturamento e as intrusões de rochas básicas presentes, além da espessura do capeamento na frente de lavra das pedreiras.

2.3.4.2 Granito Sguario (Neoproterozoico)

O Granito Sguario foi delimitado e nomeado por Theodorovicz et al. (1988), que destacaram em seu mapeamento duas fácies: granitos porfiroides, que predomina em todo corpo; e "microadamelitos", situada na porção central do corpo. Gimenez Filho et al. (1995) descrevem a fácies porfiroide como monzogranito cinza rosado claro a avermelhado, maciço, de granulação média a grossa com fenocristais de feldspato potássico de até 3 cm. A fácies microadamelito é descrita pelos mesmos autores como sienogranito cinza claro a vermelho, com granulação média a fina e, pontualmente, microporfiríticos com fenocristais de feldspato potássico de 1 cm. Theodorovicz et al. (1988) definem os contatos com as encaixantes como intrusivos ou tectônicos, com injeções de veios e/ou apófises graníticas e enclaves microgranulares. Consideram, também, como granitos do tipo I, diferenciados do Complexo Granítico Três Córregos.

2.3.4.3 Granito Correas (Neoproterozoico)

O Granito Correas encontra-se associado a uma tectônica rúptil das zonas de cisalhamento de direção NE-SW, relacionada à evolução da Província Mantiqueira Central, é um corpo alongado de direção SSW-NNE de composição variando de monzogranitos a sienogranitos, de coloração cinza a rósea, inequigranular a porfirítico de granulação média a grossa com megacristais de microclínio pertítico de até 3 cm (Goraieb, 1995).

Apresenta composição dominantemente quartzo-feldspática e secundariamente ocorrem biotitas parcialmente cloritizada, clorita, muscovita-sericita (secundária) e opacos. Seus contatos são francamente intrusivos ou tectônicos ocorrendo lateralmente nas

encaixantes. Segundo Goraieb (1995) o Granito Correas possui características de um granito do tipo A, com composição subalcalina a ligeiramente peraluminosa, com origem e evolução vinculada a um regime predominantemente distensivo pós-colisional.

2.3.5 Bacia do Samambaia

A bacia do Samambaia localiza-se a aproximadamente 10 km a sudoeste da cidade de Guapiara e a 20 km a nordeste da cidade de Apiaí. As primeiras citações desta unidade cabem a Petri & Suguio (1969), que a nomeiam como depósitos do Samambaia e a descrevem como sequências de granodecrescência ascendente de conglomerados que gradam em direção ao topo para arenitos conglomeráticos.

Os autores identificam que os conglomerados polimíticos são constituídos por seixos e grânulos pouco arredondados de feldspatos, quartzo, quartzito, xistos, filitos, ritmitos, arenitos, arenitos conglomeráticos, granitos, calcários e calcarenitos, dispostos caoticamente. A matriz é a arenosa arcoseana e ocorre envolvendo os clastos.

Petri & Suguio (1969) destacam em sua descrição o baixo arredondamento dos clastos, a grande porcentagem de clastos de feldspatos róseos sem indícios de alteração intempérica pretérita, a matriz arcoseana e a escassez de cimento, concluindo que os sedimentos ali depositados sofreram um pequeno transporte desde a área-fonte, predominantemente granítica.

Campanha et al. (1988) delimitam os contatos desta unidade e sugerem que a mesma foi formada em uma bacia molássica associado com o final da orogênese brasiliana. Campanha (1991) propõe que a origem dessa bacia está associada a formação de uma bacia do tipo pull-apart, a partir da Zona de Cisalhamento Quarenta Oitava. Teixeira (2000) verifica que o acamamento reliquiar nos depósitos da bacia do Samambaia tem atitudes entre N84- 54ºE/34-66ºNW.

2.3.6 Magmatismo Serra Geral

O magmatismo Mesozoico é representado principalmente por diques de diabásio, por vezes porfiríticos e morfologicamente tabulares, com espessuras variadas (centimétricas a métricas). A orientação principal dos corpos é NW e NNW, com mergulhos subverticais atravessando a maioria dos litotipos presentes na região, possivelmente associados ao "Alinhamento Guapiara" (Ferreira et al., 1981).

2.3.7 Depósitos Recentes

Os depósitos de sedimentação Cenozoica são representados pela Formação Pariquera-Açu (Bigarella & Mousinho, 1965) - depósitos fanglomeráticos de leques aluviais

coalescentes (para e ortoconglomerados, lamitos) que gradam lateralmente para depósitos de planície fluvial meandrante (bancos de granodecrescência ascendente) e de lagos (argila, argila siltosa e areia) (Melo, 1990) - e depósitos aluvionares em margens, fundos de canal e planícies de inundação.

2.4 Geologia Estrutural

A estruturação da Faixa Ribeira, como um todo, se faz sob um *trend* NE-SW de sistemas de cavalgamento e transcorrência, resultados dos processos de construção do orógeno (Heilbron et al., 2004). O Terreno Apiaí é delimitado e influenciado por zonas de cisalhamento destrais que obedecem essa direção e conferem às unidades, uma morfologia, em mapa, alongada do mesmo modo (Campanha, 1991).

A Formação Água Clara é marcada por um padrão de deformação intenso definido por uma xistosidade penetrativa (S1) paralela a uma foliação principal de médio a alto mergulho definida a partir do bandamento composicional sedimentar (S_0). A atitude desta xistosidade ($S_0//S_1$) é aproximadamente NE, associada a dobras cilíndricas, fechadas a isoclinais, por vezes com flancos rompidos e com eixos mergulhando para SW (Faleiros et al., 2012).

O limite Sudeste é com a Zona de Cisalhamento Quarenta-Oitava, que é responsável por uma foliação lenticularizada milonítica, em detrimento da xistosidade original das rochas metassedimentares. Esta Zona de Cisalhamento também é responsável por foliações subverticais de direção NE nos granitos Barra do Chapéu e Apiaí, que intrudem a Formação Água Clara (Faleiros et al., 2012).

As zonas de cisalhamento que cortam o Terreno Apiaí são lineamentos que influenciam na compartimentação litoestrutural da área, sendo estas, as zonas de cisalhamento de Carumbé-Água Limpa, Quarenta-oitava, Figueira, Agudos Grandes, Ribeira e Lancinha-Itapeúna. Segundo Campanha (1991), uma vez que afetam rochas metassedimentares de baixo grau e granulação fina, estas zonas de cisalhamento não desenvolvem milonitos típicos, o que dificulta a caracterização destas estruturas em campo.

A Zona de Cisalhamento de Carumbé-Água Limpa é marcada pela presença de brechas cataclásticas e milonitos em quartzitos da Formação Serra da Boa Vista, intensa deformação e formação de *boudins* em camadas mais competentes de mármores, lineações de estiramento e estrias de atrito. Por estas feições, a zona de cisalhamento é caracterizada como transcorrente de movimento destral, em condições dúctil-rúpteis (Campanha, 1991).

O Terreno Apiaí é afetado por um sistema de cisalhamento de baixo a moderado

ângulo, o qual é responsável por estruturar “lascas tectônicas”, que promovem um empilhamento tectônico (Campanha, 1991). Segundo este autor, dentro do Grupo Lajeado a Zona de Cisalhamento do Palmital é a melhor zona de baixo ângulo definida, se estabelecendo no contato entre a Formação Gorutuba e a Formação Passa Vinte.

Descendo um perfil no flanco direito do Vale do Rio Palmital, Campanha (1991) observa metarritmitos da Formação Gorutuba muito pouco deformados, com uma clivagem ardosiana incipiente, a qual intensifica-se em direção ao fundo do vale, dando à rocha um aspecto de xisto fino. Mais abaixo no perfil, ocorrem duas clivagens de crenulação sobrepostas, associadas a dobras decimétricas a métricas, com redobramento quase coaxial. No centro da zona de cisalhamento, em mármores da Formação Passa Vinte, ocorrem dobras isoclinais e feições miloníticas. Ao se afastar do lineamento, os mármores voltam a exibir pouca deformação.

Em quase todos os contatos dos pacotes maiores do Grupo Lajeado são descritas feições de deslizamento ou empurrão, como por exemplo, entre as Formações Passa Vinte e Serra da Boa Vista (Campanha, 1991).

2.5 Evolução Geotectônica do Cinturão Ribeira

A sistematização dos processos de convergência e divergência de placas feita em termos do Ciclo de Wilson permite o estudo e a compreensão da aglutinação das massas continentais da América do Sul, África, Índia, Austrália e Antártica, resultando no supercontinente Gondwana, cuja formação se iniciou em torno 900 Ma e teve seu fim por volta de 460 Ma (Hasui, 2010).

Entre a América do Sul e a África, os crátons São Francisco, Paraná (ou Paranapanema), Congo e Kalahari colidiram originando a Província Mantiqueira e fechando o Oceano Adamastor (Figura 2.4) durante o ciclo tectônico Brasiliano, ocorrido durante o Neoproterozoico, o qual é dividido em três fases: Brasiliano I, entre 900 Ma e 700 Ma; Brasiliano II, entre 670 Ma e 580 Ma; Brasiliano III, entre 580 Ma e 490 Ma (Hasui, 2010).

Este ciclo corresponde a diversos eventos diacrônicos envolvendo processos de colisão de continentes e fechamento de oceanos. O diacronismo na Província Mantiqueira é exemplificado pela diferença de idade das fases sin-colisionais. No sul do Orógeno Brasília, que interage com o Orógeno Ribeira, a fase sin colisional tem 630 Ma, sendo 50 Ma mais antiga que a mesma fase dos orógenos Araçuaí e Ribeira (580 Ma) (Trouw et al., 2000; Pedrosa Soares & Wiedemann-Leonardos, 2000; Pedrosa Soares et al., 2001).

A evolução da Faixa Ribeira remonta ao Neoarqueano, representado por rochas do Terreno Luís Alves, porém ainda existem muitas dúvidas em relação à essas rochas e sua

relação com alguma grande massa continental envolvida no Ciclo Jequié (Hasui, 2012).

Durante o Paleoproterozoico, processos compressivos e distensivos do Ciclo Transamazônico foram responsáveis pela colocação de granitoides e pela deposição de sequências vulcanossedimentares na Faixa Ribeira, os quais foram metamorfizados durante este evento e hoje constituem partes dos terrenos Curitiba, Embu, Costeiro, Paranaguá e Apiaí (Hasui, 2012).

Após o Ciclo Transamazônico, durante o Paleoproterozoico e o Mesoproterozoico, fases de rifteamento e abertura oceânica, com criação de margens passivas foram responsáveis pela deposição de extensos pacotes vulcanossedimentares, os quais, representam os grupos Votuverava e Lajeado e a Formação Água Clara do Terreno Apiaí, por exemplo (Siga Júnior et al., 2009; 2011).

Durante o Ciclo Brasiliano, eventos distensivos, com rifteamento e deposição de sequências sedimentares foram seguidos por regimes de compressão e convergência continental, formando arcos magmáticos, resultando na colocação de diversos corpos granitoides interpretados como sin a tardi-tectônicos.

A colisão das massas continentais que se seguiu, foi responsável por metamorfismo de baixo a alto grau, podendo haver até anatexia, a depender da região do orógeno que se construiu desta forma (Hasui, 2012).

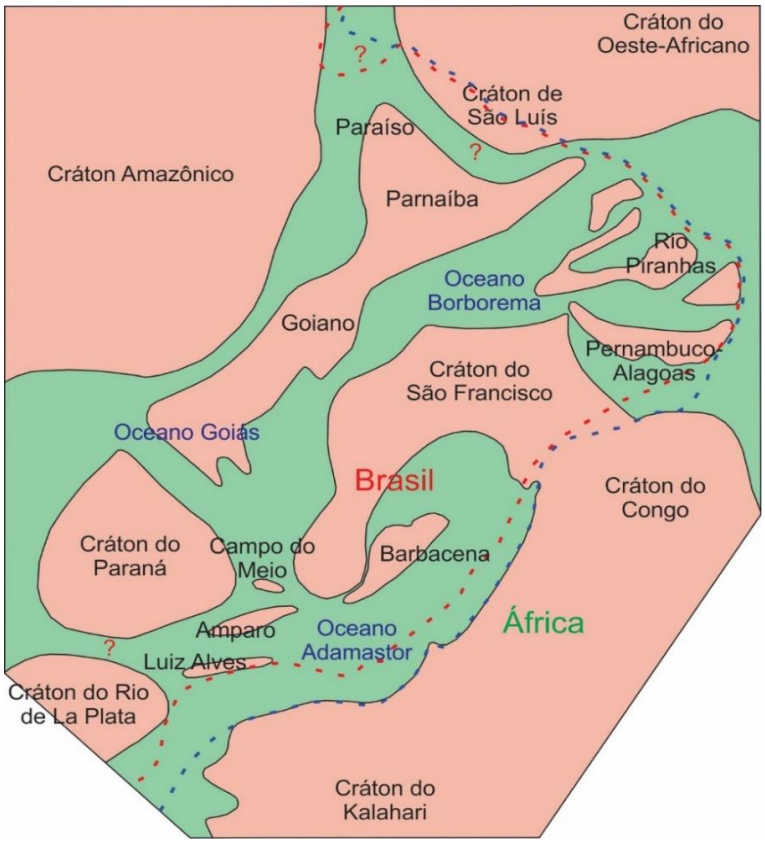


Figura 2.4 - Mapa simplificado dos crátons e oceanos do Brasil no Neoproterozoico. Estes estão envolvidos nos eventos do Ciclo Brasiliano. (Schobbenhaus & Brito Neves, 2003, modificado por Hasui, 2010).

Finalizando a aglutinação do continente Gondwana Ocidental, houve uma transição para um regime extensional, tido como resultado do colapso do sistema orogênico, a qual é identificada tanto no orógeno Ribeira, quanto no Araçuaí, sendo representada por zonas de cisalhamento normais, dobras com vergência para Leste e zonas de cisalhamento transtensionais transversais aos orógenos (Heilbron et al., 2004). Assim, se deu a estabilização final do Sistema Mantiqueira durante o Ordoviciano.

2.6 Quadro Geocronológico

2.6.1 Variedades Metavulcanossedimentares

O conhecimento geocronológico das unidades metavulcanossedimentares do Terreno Apiaí em São Paulo teve início com trabalhos na década de 80, com o trabalho de Teixeira (1982). A partir da década de 90, ocorre um grande aumento nos trabalhos nesse sentido, apresentando grande variedade de idades, por vezes interpretadas como época de sedimentação e diagênese, por vezes como época de metamorfismo e resfriamento (Tabela 2.1). A partir do novo século, a utilização de métodos analíticos mais precisos (U-Pb e SHRIMP em minerais), tem-se uma tentativa de empilhamento baseada em novos trabalhos geocronológicos (Tabela 2.1).

Pode-se dividir em SP o Terreno Apiaí em dois grandes períodos de sedimentação: 1) Mesoproterozoico (1500 a 1300 Ma): a) Weber et al. (2004): Formação Água Clara; b) Basei et al. (2003): Formações Votuverava; c) Campanha et al. (2015b): Grupo Lajeado 2) Neoproterozoico (900 a 614 Ma): a) Campanha et al. (2015a): Gabro de Apiaí; b) Siga Jr. et al. (2001 e 2003): Grupo Itaiacoca.

2.6.2 Granitoides

Os dados isotópicos apresentados por Reis Neto (1994), Gimenez Filho (1993) e Prazeres Filho (2000) sugerem para as rochas do Complexo Granítico Três Córregos uma evolução policíclica, com protólitos derivados do manto durante o paleoproterozoico (ciclo Transamazônico), período este relacionado ao metamorfismo dos terrenos gnáissicos migmatíticos do embasamento (isócronas Rb-Sr e U-Pb em zircões) (Tabela 2.2).

Os dados K-Ar em biotitas, relacionados ao resfriamento dessas rochas, distribuem-se entre 600 e 629 Ma, representando idades mínimas de formação desses granitoides.

Valores isocrônicos Rb-Sr, utilizados no magmatismo pós-tectônico, encontram-se representados pelos granitos Sguario (523 Ma) e Correas (480 Ma), cujos valores isocrônicos Rb-Sr mostram-se mais jovens que os observados através do método K-Ar em biotitas (578 Ma e 564 Ma, respectivamente).

Tabela 2.1 - Dados isotópicos do Supergrupo Açungui no estado de SP.

Unidade Geológica	Método	Idade em Ma	87Sr/ 86Sr(t)	Significado	Autor
Grupo Votuverava (metabásica)	U-Pb (zircão)	1451±39			8
	U-Pb SHRIMP (zircão)	1488±4			10
Grupo Votuverava (básica)	Rb-Sr (Rocha total)	1745±14	0,709		3
Grupo Votuverava (ardósia)	Rb-Sr (Rocha total)	765±35		Metamorfismo	3
Grupo Votuverava	Rb-Sr (Rocha total)	1212±55	0,7112	Metamorfismo	1
Grupo Lajeado	Pb-Pb (Galena)	1400-1100		Remobilização Crustal	2
	U-Pb SHRIMP (zircão)	1400-1200			11
Formação Água Clara (metabásica)	Pb-Pb (Rocha total)	1593±252			4
	U-Pb (zircão)	1450-1500			9
Gabro de Apiaí	Rb-Sr (Rocha total)	850±85	0,705		5
	K-Ar (Biotita)	675±41		Resfriamento	5
	U-Pb (zircão)	617±4			6
	U-Pb SHRIMP (zircão)	867±8			11
Grupo Itaiacoca (Metabásica)	Rb-Sr (Rocha total)	1036±122	0,703		4
	Pb-Pb (Rocha total)	1063±252			4
Grupo Itaiacoca (Mármore)	Pb-Pb	1123±350			4
Grupo Itaiacoca (Metatraquito)	Rb-Sr (Rocha total)	1382±47	0,7156		4
	Rb-Sr	1086±147	0,709		4
	U-Pb SHRIMP (zircão)	628±18			7
	U-Pb (zircão)	630±30			7

[1]Teixeira (1982); [2]Tassinari et al. (1990); [3]Campanha (1991); [4]Reis Neto (1994); [5]Daitx (1996); [6]Hackspacher et al. (2000); [7]Siga Jr. et al. (2001); [8]Basei et al. (2003); [9]Weber et al. (2004); [10]Campanha et al. (2015a); [11]Campanha et al. (2015b).

A metodologia U-Pb em minerais (Prazeres Filho, 2000 e 2005; Gimenez Filho et al. 2000; Hackspacher et al. 2000; Leite, 2003 – Tabela 2.2) nas rochas graníticas do Complexo Granítico Três Córregos apresentam idades de colocação entre 630 Ma (tonalitos e granodioritos deformados ou não) a 604 Ma (monzogranitos a quartzo-monzonitos) (Gimenez Filho, 1993; Prazeres Filho, 2000 e 2005).

Os dados isotópicos de Sm-Nd, Sr e Pb obtidos pelos mesmos autores sugerem que as rochas graníticas do Complexo Granítico Três Córregos são situadas em uma crosta continental paleoproterozoica retrabalhada durante o Neoproterozoico. Essa interpretação é evidenciada pelas idades TDM de 2.2 a 2.4 (Reis Neto, 1994; Gimenez Filho et al., 2000; Prazeres Filho, 2000); pelos valores altamente negativos de εNd (t=600 Ma) entre -17 a -19; pelas razões de $(Sr^{87}/Sr^{86})i$ (t=600 Ma) maiores que 0,709. Os isótopos de Pb sugerem uma forte contribuição de crosta inferior para o Batólito Três Córregos.

2.7 Revisão Bibliográfica

2.7.1 Breve Histórico do Terreno Apiaí em São Paulo

Os primeiros trabalhos de cunho geológico no Vale do Ribeira em São Paulo foram

realizados em prol da exploração mineral, em meados da década de 30, devido a Knecht.

Posteriormente, na década de 40, destacam-se alguns trabalhos referentes a uma tentativa de empilhamento da então definida Série Ribeira (Leonardos, 1934; 1941; Barbosa, 1941, 1948).

Almeida (1957) propõe o uso do nome Açungui para o Estado de São Paulo, dada a continuidade correlacionável com os metassedimentos do Paraná e da, na época, Série São Roque para os contatos limítrofes do Vale.

Tabela 2.2 - Dados isotópicos dos granitoides do Terreno Apiaí no estado de SP.

Unidade Geológica	Unidade/Fácies	Método	Idade em Ma	87Sr/ 86Sr(t)	εND (T)	Tdm	Autor
Complexo Granítico Três Córregos	Augen gnaisses/quartzo monzodiorito	Rb-Sr (rocha total)	1790 ±86	0,706			2
		U-Pb (zircão)	610±3				5
		K-Ar (biotita)	608±9				5
	Paina/Tonalito	Rb-Sr (rocha total)	658±49	0,709	-18	2.2	4
		U-Pb (zircão)	636±3				6
		U-Pb (zircão)	645±10				10
	Arrieiros/Granodiorito	U-Pb (zircão)	633±3	0,709	-18	2.4	7
		U-Pb (zircão)	610±3				10
	Saival/Quartzo Monzonito	U-Pb (zircão)	719±162				2
		U-Pb (zircão)	605±2				5
		K-Ar (biotita)	624±7				2
	Suíte deformada/granodiorito	Rb-Sr (rocha total)	788±76	0,713			2
		K-Ar (biotita)	610±7				2
	Leucogranito	U-Pb (zircão)	608±5				5
	Suíte Porfiroide/Monzogranito	Rb-Sr (rocha total)	664±62	0,716			2
		Rb-Sr (rocha total)	651±60	0,719			2
		K-Ar (biotita)	615±11				2
		K-Ar (biotita)	620±9				2
	São Sebastião/Quartzo Monzonito	U-Pb (zircão)	603±3	0,709	-18	2.4	6
		U-Pb (zircão)	599±7	0,711	-17	2.2	6
		K-Ar (feldspato)	597±13				6
		U-Pb (zircão)	604±4				10
	Conceição/Monzogranito	Rb-Sr (rocha total)	509±31	0,712	-18	2.1	4
		K-Ar (biotita)	604±14	0,712	-19	2.3	6
		K-Ar (rocha total)	604±14				1
		U-Pb (zircão)	611±9				10
	Barra do Chapéu	U-Pb (zircão)	589±2				10
		U-Pb (zircão)	596±4				12
	Ribeirão Branco	U-Pb (zircão)	600±6				12
Granito Apiaí	Monzogranito	U-Pb (zircão)	605±4				8

Unidade Geológica	Unidade/Fácies	Método	Idade em Ma	87Sr/ 86Sr(t)	εND (T)	Tdm	Autor
Granito Itaoca	Monzogranito	Rb-Sr (rocha total)	626±27	0,710			3
		Rb-Sr (rocha total)	588±51	0,711			3
		U-Pb (zircão)	623±15				11
Granito Capão Bonito	Monzogranito	U-Pb (zircão)	580±5			2.2	7
Granito Correas	Sienogranito	Rb-Sr (rocha total)	480±19	0,728			2
		K-Ar (biotita)	564±19				2
		U-Pb (zircão e monazita)	601±110				9
		U-Pb (zircão e monazita)	619±11				9
		Sm-Nd			-13	2.4	9
		U-Pb (zircão)	590±2				10
		U-Pb (zircão)	597±2				12
Granito Sguario	Monzogranito	Rb-Sr (rocha total)	523±21	0,710			2
		K-Ar (biotita)	596±7				2
		U-Pb (zircão)	580±10				10
		U-Pb (zircão)	595±4				12

[1]Bigarella & Salamuni (1967); [2]Gimenez Filho (1993); [3]Mello (1995); [4]Reis Neto (1994); [5]Gimenez Filho et al. (2000); [6]Prazeres Filho (2000); [7]Leite (2003); [8]Hackspacher et al (2000); [9]Goraieb (2001); [10]Prazeres Filho (2005); [11]Salazar et al. (2011); [12]Salazar et al. (2013).

Na década de 70, ocorrem os primeiros trabalhos de mapeamento em escala regional (1:250000), executados pelo convênio DNPM/CPRM. Devido a escala, mantiveram o então Grupo Açungui indiviso no estado (Algarte et al., 1974; Morgental et al., 1975; Silva et al., 1977, 1978; Paiva et al., 1977)

As primeiras grandes propostas de divisões estratigráficas começam na década de 80, devido em sua maior parte, a mapeamentos de semi-detalhe e detalhe de órgãos como o convênio MMAJ/JICA (1981, 1982, 1983) com o DNPM (Projeto Anta Gorda); o IPT (1981, 1983; Campanha et al.; 1985; 1986; Bistrichi et al., 1985) e a CPRM (Takahashi et al., 1981; 1984; Chiodi Filho et al., 1983; Theodorovicz et al., 1986; 1988).

Dessas propostas, destacam-se a de Campos Neto (1983), que divide o Grupo Apiaí em sete sequências litoestratigráficas na região de Apiaí: sequências do Rio Pardo, Ribeirão das Pedras, Iporanga, Betari, Furnas-Lajeado, Serra da Boa Vista e Gorutuba, além do "Anfibolito de Apiaí", e "Xistos Alóctones'"; e a de Hasui et al. (1984a), que, embora com um trabalho regional, propõe uma reordenação da estratigrafia, aumentando a área de embasamento, seguido pelo Complexo Setuva, Grupo Capiru, Grupo Açungui e Grupo Itaiacoca.

Posteriormente, na década de 90 e 2000, merecem destaque, no âmbito regional, os trabalhos de Hasui (1986), Soares (1987), Campanha (1991, 2002); Pires (1990),

Campanha & Sadowski (1998; 1999), Campanha et al. (1987), Fiori (1990, 1992), Fiori & Gaspar (1993), Reis Neto (1994), Hackspacher et al. (1997); Faleiros (2008); Faleiros et al. (2011, 2012) e Santos et al. (2015), que abordam de modo integrado estudos relacionados a ambientes de sedimentação, metamorfismo, magmatismo (incluindo plutonismo e vulcanismo), caracterização estrutural, geofísica, geocronologia, compartimentação tectônica, entre outros.

No âmbito local, relacionado especificamente ao Terreno Apiaí no Estado de São Paulo, os estudos que se destacam na caracterização geológicas – geocronológicas são: Kaulfuss (2001); Cury et al. (2002); Cury (2003), Campanha (1991); Fassbinder (1996); Maniesi (1997); Daitx et al. (1990); Daitx (1996); Basei et al. (2003); Siga Jr. et al. (2001); Weber et al. (2004); Hackspacher et al. (2000) e Campanha et al. (2015a e 2015b).

Destacam-se no âmbito dos Maciços Graníticos, estudos geológicos – geocronológicos de Reis Neto (1994); Gimenez Filho (1993); Gimenez Filho et al. (2000); Prazeres Filho (2000; 2005); Prazeres Filho et al. (2001, 2003a e 2003b); Leite, (2003); e Salazar et al. (2011).

A estratigrafia mais aceita, atualmente, do Terreno Apiaí é a proposta por Perrotta et al. (2005), com ligeiras alterações por Faleiros et al. (2011, 2012) e Campanha et al. (2015a e 2015b):

- Complexos gnáissico-granitoides representados pelo Complexo Apiaí-Mirim, que equivaleriam a janelas do embasamento do Terreno Apiaí;
- Metavulcanossedimentos meso a neoproterozoicos do Supergrupo Açungui, dividido em Formação Água Clara, Grupo Votuverava, Sequência Serra das Andorinhas e Grupo Lajeado;
- Metavulcanossedimentos de idade Neoproterozoica do Grupo Itaiacoca
- A granitogênese neoproterozoica-cambriana, representada pelo Complexo Granítico Três Córregos e pelos granitoides tardi colisionais associados;
- Metavulcanossedimentos de idade Cambriana da Formação Iporanga;
- Granitogênese cambriana representada pelos granitoides pós colisionais.

2.7.2 Breve Histórico das rochas granitoides no estado de SP

O embasamento da plataforma brasileira em sua porção paulista é constituído em cerca de aproximadamente 30% da sua área total por rochas granitoides variadas, de idades neoproterozoicas, associadas a diferentes segmentos crustais do embasamento cristalino.

Estas rochas granitoides de composições, texturas e estruturas, além de evoluções

e seguimentos crustais variadas estão distribuídas por toda a região do Vale do Ribeira, manifestando-se em imensos batólitos representados pelo Cunhaporanga, Agudos Grandes e Três Córregos. Ao longo da região de estudo ocorrem os granitoides do Batólito Três Córregos, além dos *stocks* representados principalmente pelos maciços Correas, Campina do Veado e Santa Blandina.

A região encontra-se inicialmente definida nos mapas geológicos do Estado de São Paulo, do Instituto Geográfico e Geológico, em escala 1: 1.000.000, publicado nos anos de 1963, 1974 e no mapa geológico de integrações do estado de São Paulo em escala 1: 500.000, elaborado pelo Instituto de Pesquisa Tecnológica - IPT (Bistrichi et al., 1981, Almeida et al., 1981), apresentando somente caracterizado o Batólito Três Córregos indiviso e os *stocks* Campina do Veado e Santa Blandina. A divisão das rochas do Batólito Três Córregos, com a inserção dos granitos Sguario e Correas só ocorre no mapa em escala 1:750.000 elaborado pelo Serviço Geológico do Brasil (Perrotta et al., 2005).

A região teve nos seus estudos iniciais uma grande ênfase à prospecção mineral, a partir de trabalhos ligados ao Departamento Nacional de Pesquisa Mineral (DNPM), através de mapeamento geológico e de prospecção da Folha Capão Bonito em escala 1: 50.000 e de áreas dos municípios do entorno da folha topográfica, por Chiodi Filho et al. (1983). Trabalhos específicos na região foram realizados pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), Superintendência Regional de São Paulo (SUREG), através do Mapa Geológico da Folha Guapiara (SG. 22-X-B-II-2) (Takahashi et al., 1984).

As pesquisas pelo DNPM/CPRM culminaram no “Projeto integração e detalhe geológico no Vale do Ribeira” de Silva et al. (1981) e divulgação dos mapas geológicos das folhas topográficas em escala 1:100.000 por Francisconi et al. (1981a, b), de Guapiara (SG.22-X-B-II) e Itararé (SG.22-X-B-I)

Kaul (1984), define para o sul de São Paulo, Paraná e parte de Santa Catarina, a ocorrência de stocks e pequenos batólitos de granitoides anorogênicos que possuem várias características similares aos granitos tipo A. Esta suíte é caracterizada por granitos alcalinos e peralcalinos, fortemente diferenciados, posicionados em ambiente tectônico distensional e que são metalogeneticamente especializados em Sn, W, Mo, Nb, F e talvez outros elementos como Zn, Cu e Pb. Neste conjunto inserem-se os stocks graníticos Campina do Veado e ocorrências próximas até então sem dominação (Sguario, Correas e Santa Blandina).

A divisão, individualização e caracterização dos corpos graníticos Sguario e Correas ocorre com o “Projeto Engenheiro Maia (SG. 22-X-B-I-2) e Ribeirão Branco (SG.22-X-B-II-l)” por Theodorovicz et al. (1986) de mapeamento geológico sistemático na escala de

1:50.000, realizado pela CPRM, para a Secretaria da Industria e Comércio Ciência e Tecnologia do Estado de São Paulo (SICCT) e que resultou na divulgação do mapeamento da área das folhas por Theodorovicz et al. (1988).

Concomitantemente, foi desenvolvido pelo Instituto de Pesquisas Tecnológicas (IPT), durante a década de 80, um programa de exploração mineral enfocando detectar mineralizações de Sn e W associadas a granitoides, sob o patrocínio do Governo do Estado (Programa de Desenvolvimento de Recursos Minerais - Pró-Minério) e, que permitiu a descoberta do depósito de Sn e W associado ao Granito Correas (Silva & Etchebehere, 1986), bem como selecionou granitos portadores de hidrotermalitos e metassomatitos que eram estéreis, a partir de um modelo de exploração mineral aplicado a região do Vale do Ribeira (Silva & Pressinotti, 1991).

Ainda para área temos a proposta de classificação genética, com enquadramento geotectônico e voltada a aspectos metalogenético dos corpos granitoides por Chiodi Filho et al. (1989), a partir da distribuição e assinaturas elementos terras-raras (ETR). Tais padrões de assinaturas estão condicionados à origem dos granitoides e permitem inferências sobre o campo de especialização metalogenética dos corpos intrusivos. Portanto, admitida origem mantélica para os granitos das séries de sintexia e de derivação mantélica (com contaminação de crosta continental), ocorre nítida preferência para jazimentos do tipo pórfiro (Fe, Cu, S, Mo, Au, Pb e Zn), e quando a derivação é de crosta continental para os granitos da série de transformação, ocorre nítida preferência para jazimentos em greisens (Sn, W, Se, Nb, Ta e V).

Os granitoides de origem mantélica do tipo Três Córregos, seriam constituídos pelos pré-colisionais (Grupo I) e tardi a pós-colisionais (Grupo III) e seriam gerados a partir do processo de subducção da placa oceânica, os granitoides sin-colisionais (Grupo II), teriam geração relacionada ao espessamento e fusão da crosta continental durante o processo de colisão e os granitoides pós-colisionais (Grupo IV), dos tipos Sguario, Santa Blandina e Correas, seriam, por sua vez, gerados em níveis profundos da crosta continental, associando-se a uma fase mais fracamente distensional.

Vlach et al. (1990) reconhece o Cinturão Itu constituído por dezenas de plutons e complexos granitoides tardi- a pós-orogênicos associados ao ciclo Brasiliano, acompanhando a borda atual da Bacia do Paraná. Este conjunto magmático é subdivido em quatro associações de rochas, sendo que a unidade é caracterizada pelos plutons e batólitos compostos dominantemente por sienogranitos do tipo wiborgíticos Itu, São Francisco, Sguario e Campina do Veado. Atualmente, dados geológicos disponibilizados na literatura e a presença localizada de estruturas rapakivíticas permitem a correlação do

Maciço Capão Bonito como unidade do tipo viborgítica.

Este agrupamento de corpos magmáticos, que inclui o Complexo Sorocaba, foi denominado quimicamente por Wernick et al. (1997) como Província Rapakivi Itu. Wernick (1998; 2000) define o conjunto magmático de plútons e complexos granitoides tardi- a pós-orogênicos do Cinturão Itu (Vlach et al., 1990), associado à Faixa Ribeira, como Sistema Pluriserial Magmático Ribeira e ao conjunto dos granitos anarogênicos rapakivis, como constituinte de um arco magmático, de natureza rapakivi da Faixa Ribeira.

Na porção leste da Folha Itararé ocorrem granitos posteriores ao magmatismo associado às suítes graníticas Três Córregos e Cunhaporanga. Trabalhos anteriores (Gimenez Filho, 1993; Goraieb, 1995; Goraieb, 2001; Prazeres Filho, 2005) indicam que esses granitos são constituídos por rochas da tipologia A (granitos anorogênicos), associados a ambientes tardi- a pós-orogênicos, com idade entre 560 a 590 Ma.

A presença de mineralizações metálicas associadas a esse tipo de granitos no Terreno Apiaí é de conhecimento histórico, como os escarnitos com W, Cu e Au do Granito Santa Blandina (Arruda, 1971), na região de Itapeva (SP), e as mineralizações de Sn, W, Cu e Pb do Granito Correas (Goraieb, 1995), na região de Ribeirão Branco (SP). Esses corpos são, geralmente, constituídos por granitos leucocráticos a hololeucocráticos, avermelhados e de composição sienogranítica, onde se destaca a presença de textura do tipo rapakivi.

Segundo Perrotta et. al. (2005) os granitos Bairro dos Correas, Capão Bonito, Serra Velha, Sguario, Campina do Veado, Freguesia Velha, Rio Pirituba e Santa Blandina são diferenciados tardios do Complexo Três Córregos, sendo que os quatro primeiros estão alojados em unidades sin colisionais desse mesmo complexo.

Os granitos Santa Blandina, Rio Pirituba e Campina do Veado são intrusivos na unidade terrígena ou carbonática da Formação Itaiacoca, enquanto o granito Freguesia Velha se aloja entre a unidade terrígena da Formação Furnas-Lajeado e unidade carbonática da Formação Água Clara.

Segundo os autores que definiram a Província e o Cinturão ltu, o posicionamento dos corpos granitoides nesta faixa foi controlado pela movimentação transcorrente ENE-WSW, que afetou extensivamente a região sul-sudeste do Brasil.

A influência da grande transcorrência regional também é observada na área do Granito Correas, que se situa na extensão nordeste dos lineamentos de Itapirapuã e Morro Agudo, na área de influência de uma grande estrutura antiformal denominada "Domo de Itaoca de Cima" por Bistrichi et al. (1985).

O posicionamento do plúton pode ser considerado do tipo alóctone permissivo (Loczy

& Ladeira 1987), na medida em que este se mostra concordante com a estruturação nordeste regional, cujas rochas encaixantes encontram-se pouco afetadas pela intrusão, exibindo mergulhos divergentes do centro intrusivo e arqueadas na forma de domo, indicando que ele se alojou em uma zona axial de uma grande antiforma, com auréola metamórfica estreita ou inexistente. É definido como sendo intrusivo pós-tectônico, o que corrobora com a datação Rb-Sr (603 ~ 7Ma) apresentada por Goraieb (1995).

3 IMAGENS GAMA E MAGNETOMÉTRICAS

Os dados utilizados provem do Projeto Aerogeofísico Paraná - Santa Catarina (CPRM, 2011), recobrindo 140.397,98 km de perfis aeromagnetométricos e aerogamaespectrométricos de alta resolução, com linhas de vôo e controle espaçadas de 500 m e 10 km, respectivamente, orientadas nas direções N-S e E-W, altura média de vôo de 100m e intervalo entre medições geofísicas consecutivas de 0,1 s (magnetômetro) e 1,0 s (espectrômetro).

A emissão dos raios gama é proveniente dos isótopos “filhos”, após a ocorrência do decaimento radioativo dos elementos. A sua baixa energia penetrativa permite que sejam atravessados apenas 30 a 40 cm de rocha e solos e dezenas de metros de coluna de ar. Quando ajustado para uso na geologia, é possível realizar a medição dos elementos K, U e Th em rochas, sedimentos e solos, através da detecção da radiação gama emitida pelo decaimento natural desses elementos presentes nos minerais. Seu uso neste trabalho é importante na delimitação do contato das rochas granitoides (ricas em K e com valores consideráveis de U e Th) com os metassedimentos.

O potássio é um elemento abundante na crosta continental e sua principal ocorrência se dá nos feldspatos potássicos, os quais, o microclínio e o ortoclásio são os polimorfos mais abundantes, apresentando 13,28% e 12,45% de potássio, respectivamente. Ocorre, também, nas micas como a flogopita, biotita e muscovita além dos argilominerais, formados pela alteração hidrotermal e/ou intemperismo da rocha.

O tório e o urânio são abundantes na crosta continental, suas estruturas minerais se apresentam como cátions de tamanhos médios e com elevada eletronegatividade. Esse fato contribui para que esses elementos sejam encontrados junto de elementos de raio iônico equivalentes, como é o caso dos ETR trivalentes, além do Ce^{4+}, Y, Pb^{4+}, Zr, Hf, Cs, Ti, Nb e Ta. Dessa forma, ambos os elementos são encontrados em minerais acessórios de rochas ígneas e metamórficas quartzo-feldspáticas, como por exemplo, os minerais allanita, apatita, epidoto, fluorita, rutilo, titanita e zircão.

Ressalva-se que, para a análise de gamaespectrometria, devem ser considerados diversos fatores que podem afetar as medidas, como radiação do fundo atmosférico, correção altimétrica, desvio de voo, efeitos ambientais (vegetação, período seco ou chuvoso entre outros). Também deve ser considerado na análise dos resultados desse método as condições que foram ou podem ter sido submetidos a região de estudo. Fatores como intemperismo, alteração hidrotermal e outros irão fornecer diferentes tipos de respostas para cada um dos elementos discutidos acima.

Em contrapartida, o método magnetométrico permite obter sinais de fontes em sub superfície e costuma contribuir para os estudos litológicos e principalmente estruturais nos mapeamentos de reconhecimento geológico regional. Convém ressaltar que um determinado tipo de anomalia geofísica pode corresponder a litologias diferentes, como também determinados alinhamentos geofísicos podem refletir estruturas que não correspondem as existentes em superfície.

O mapa de contagem de K (Figura 3.1) apresenta grande variação de resultados, principalmente devido à forte alteração intempérica das rochas na área de estudo, com picos que marcam os grandes rios ou corpos de água da região. Os mapas de Th e U (Figura 3.2 e 3.3) apresentam valores similares de intensidade e são importantes na delimitação dos contatos entre as rochas granitoides, metamorfítos e sedimentos. O mapa de contagem (CT) (Figura 3.4) para K, Th, U se destaca por delimitar com notória precisão os corpos granitoides sin-colisionais das rochas granitoides tardi a pós colisionais.

A análise das imagens aeromagnetométricas permitiu a identificação de feições magnéticas indicativas de diques e lineamentos estruturais (Figura 3.5). Os diques, predominantes na imagem, representam os derrames basálticos e intrusões de diabásio associados ao Lineamento Guapiara e apresentam forte tendência NW/SE, o que mascara as estruturas tectônicas mais antigas. Entretanto, a oeste da área, devido à ausência desses diques, os lineamentos estruturais estão realçados, com forte tendência NE/SW, corroborando os dados estruturais das zonas de cisalhamento regionais mapeadas.

4 GEOLOGIA, PETROGRAFIA E ESTATIGRAFIA

Foram descritas unidades metavulcanossedimentares e granitoides, e, secundariamente, intrusivas básicas e sedimentos quaternários. A estratigrafia é representada por 6 unidades (Figura 4.1): rochas metassedimentares do Supergrupo Açungui (Formação Água Clara), rochas granitoides sin-colisionais do Complexo Granítico Três Córregos (Granito Saival, Granito Barra do Chapéu e Granito Capote) e dos granitos tardi a pós colisionais (Capão Bonito, Sguario e Correas), rochas sedimentares da Bacia do

Samambaia, intrusivas básicas relativas ao Magmatismo Serra Geral e sedimentos do Quaternário.

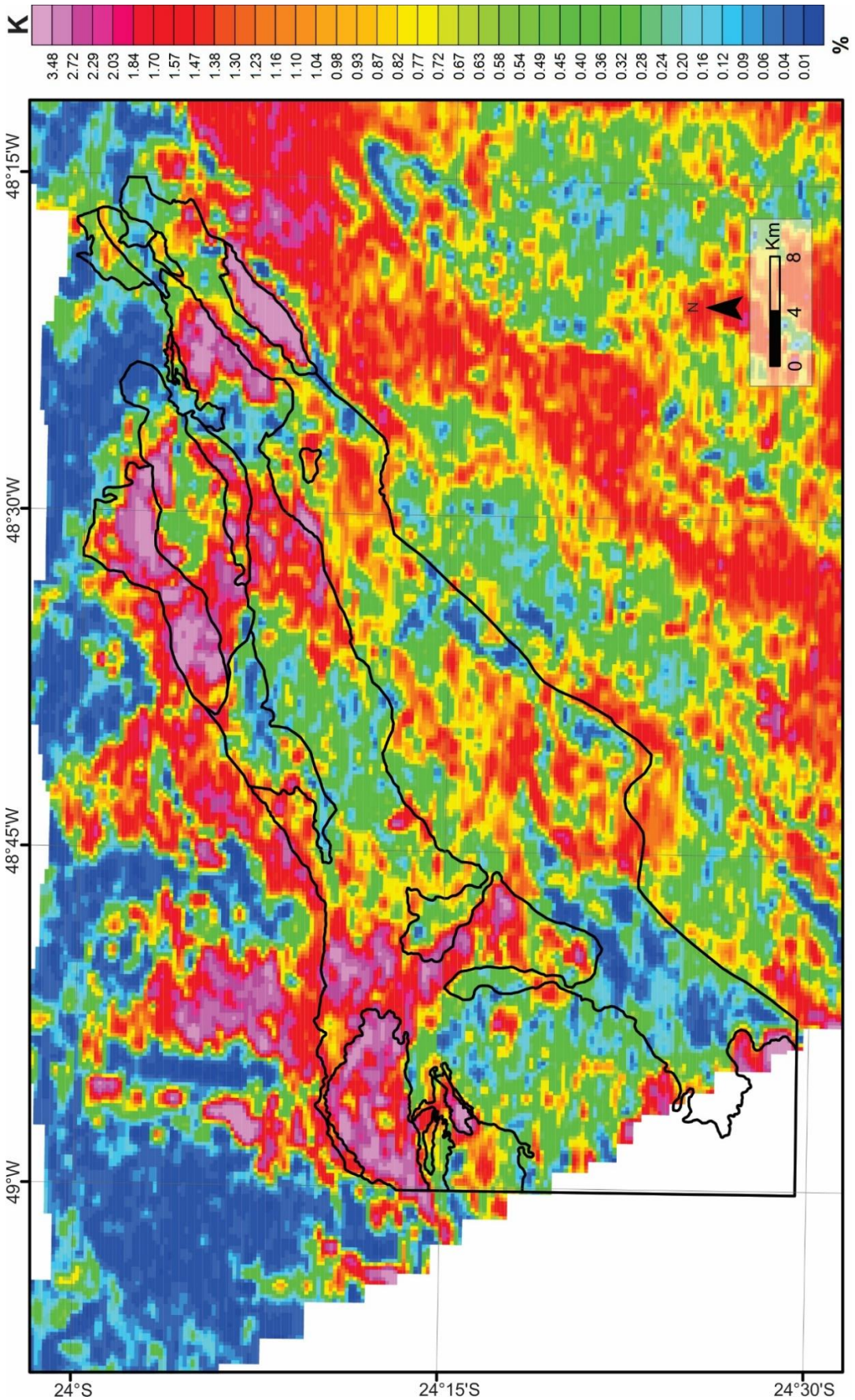


Figura 3.1 - Mapa Aerogamaespectométrico de contagem de K da região.

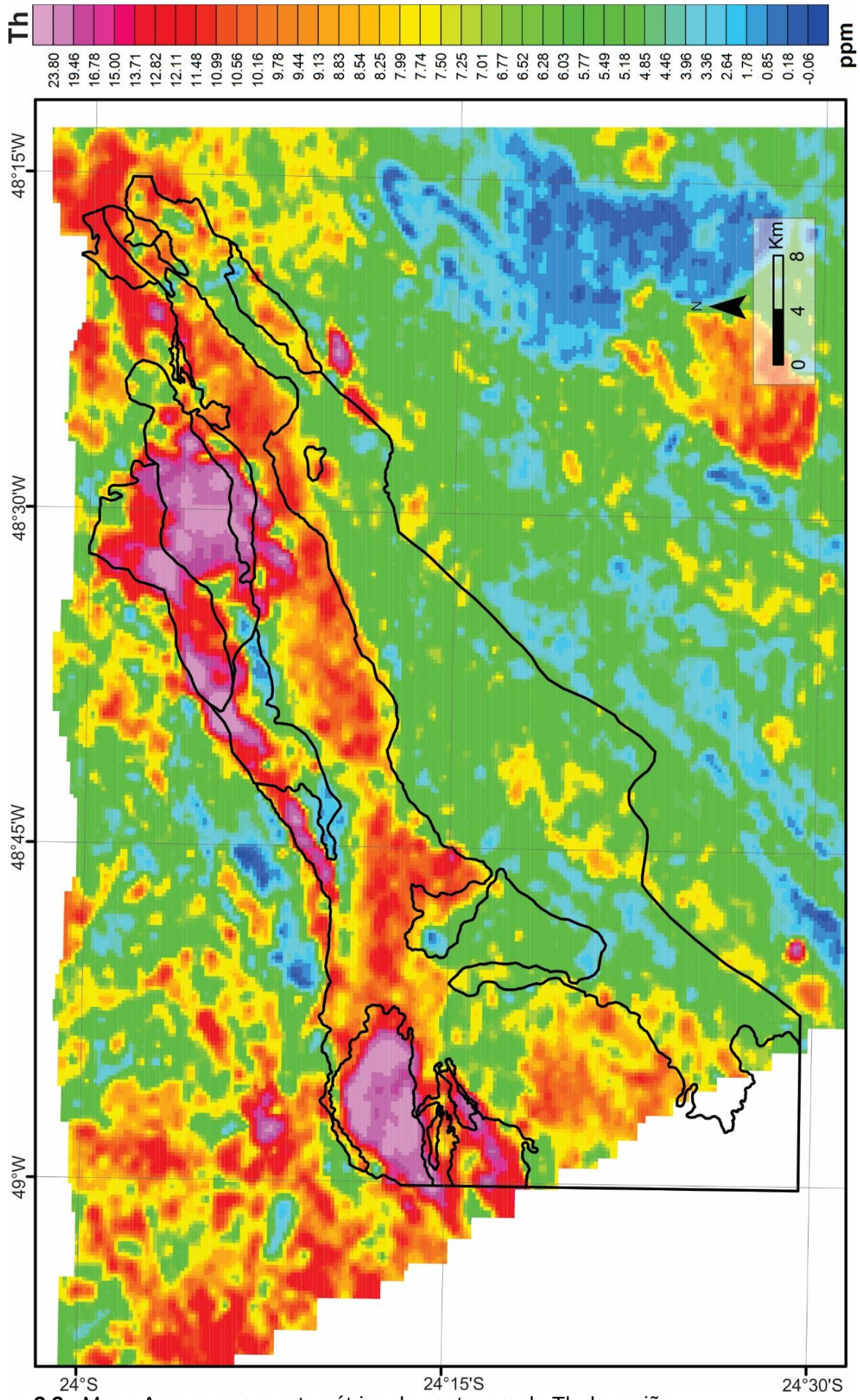


Figura 3.2 - Mapa Aerogamaespectométrico de contagem de Th da região.

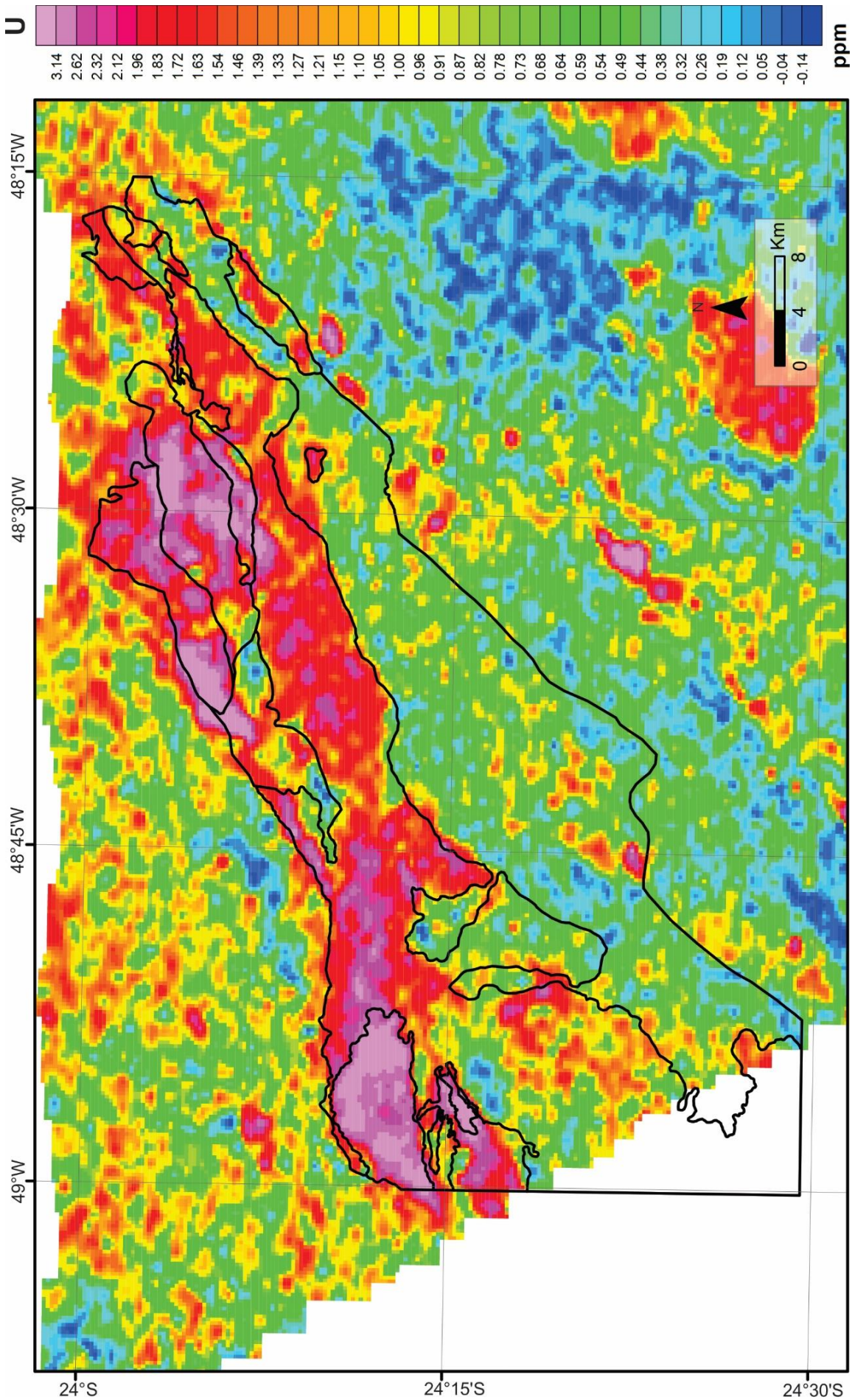


Figura 3.3 - Mapa Aerogamaespectométrico de contagem de U da região.

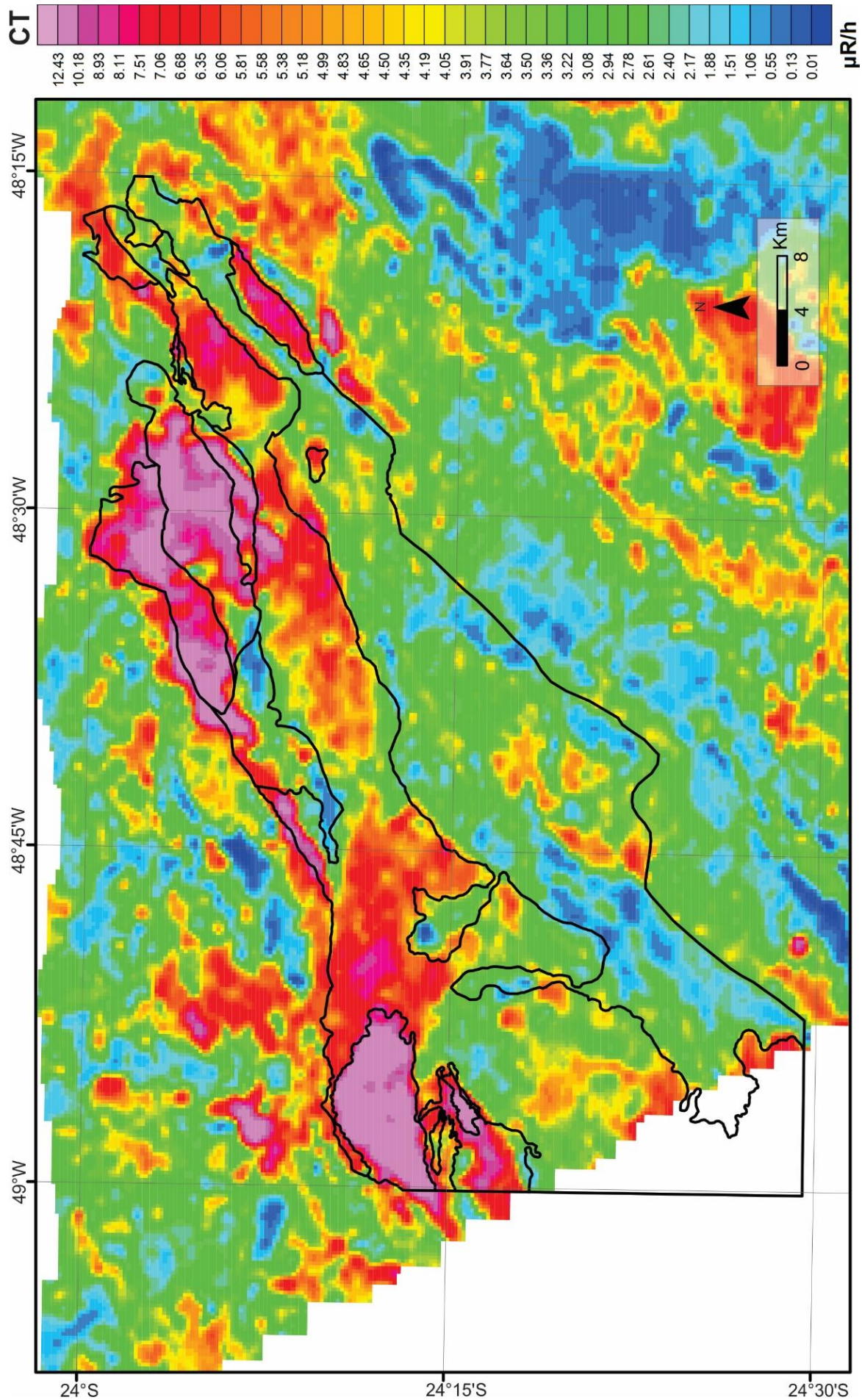


Figura 3.4 - Mapa Aerogamaespectométrico de contagem total (CT) para K, Th, U da região.

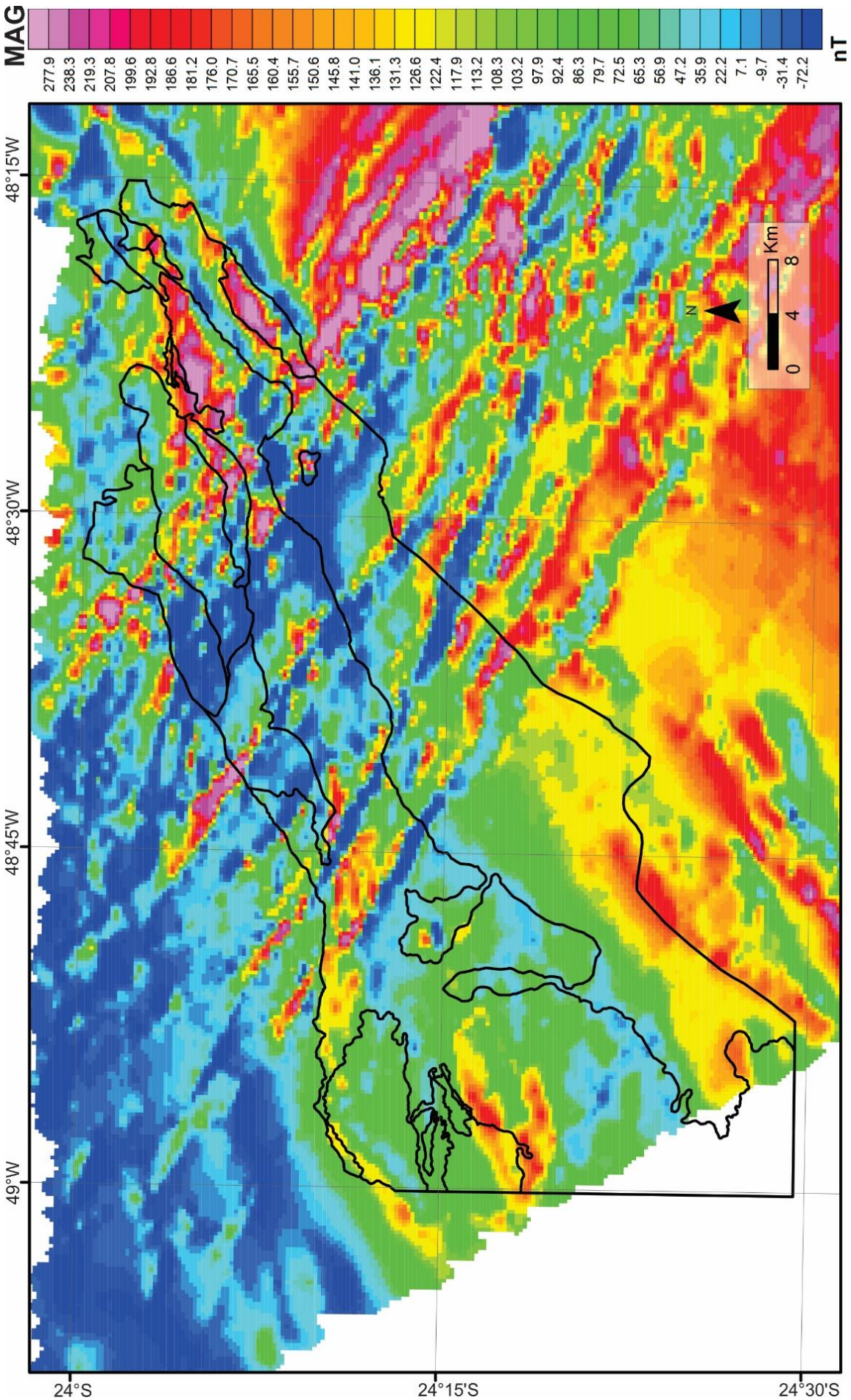


Figura 3.5 - Mapa Magnetométrico da região.

4.1 Supergrupo Açungui - Formação Água Clara

A Formação Água Clara compreende a quase totalidade dos metassedimentos da área de estudo. Seus contatos a norte e a sul são tectônicos, balizados pela Zona de Cisalhamento Itapirapuã e Zona de Cisalhamento Quarenta Oitava, respectivamente; e a leste e oeste, apresenta contato intrusivo com os granitoides do Complexo Três Córregos. É subdividida em duas unidades: Unidade Xistosa, compreendida como filito, xisto, quartzo xisto e quartzito, de origem siliciclástica; e Unidade Carbonática, composta por rochas calciossilicatadas (em sua maioria tremolita-actinolita-epidoto-clorita xisto a filito), intercaladas com mármore, rochas anfibolíticas paraderivadas (metamorfismo de contato de rochas calciossilicatadas) e rochas metabásicas a metaultrabásicas.

4.1.1 Unidade Xistosa

A Unidade Xistosa da Formação Água Clara aflora como duas faixas de direção NE-SW, uma ao norte-noroeste e outra sul-sudeste. A primeira faixa faz contato a sul do tipo concordante com a Unidade Carbonática da Formação Água Clara e contato tectônico a norte com o Grupo Itaiacoca e o Complexo Granítico Três Córregos, delimitado pela zona de cisalhamento Itapirapuã. A segunda faixa faz contato do tipo concordante SEPARAR EST/S0 a norte e a sul com a unidade carbonática e contato tectônico a intrusivo com o Complexo Granítico Três Córregos

A unidade é representada essencialmente por mica filito a xisto, mica quartzo filito a xisto e quartzito, por vezes como intercalações rítmicas entre porções mais filíticas e porções mais quartzíticas.

4.1.1.1 Xisto e filito

O xisto e filito ocorrem, geomorfologicamente, como colinas suaves de topos arredondados, formando aplainamentos na topografia (Figura 4.2 A). Os afloramentos são de natureza diversa, como cortes de estrada, exposições em encostas de morros e drenagens. A diferença entre as rochas filíticas e xistosas é predominantemente textural, devido a influência das zonas de cisalhamento que fragmentam e intensificam o processo retrometamórfico e hidrotermal nessas rochas.

O grau de intemperismo é alto, caracterizado pela coloração avermelhada a amarelada, conforme os níveis de rocha se apresentem mais argilosos ou arenosos, respectivamente, e manchas escuras formadas por óxido de manganês nos planos de foliações e fraturas das rochas.

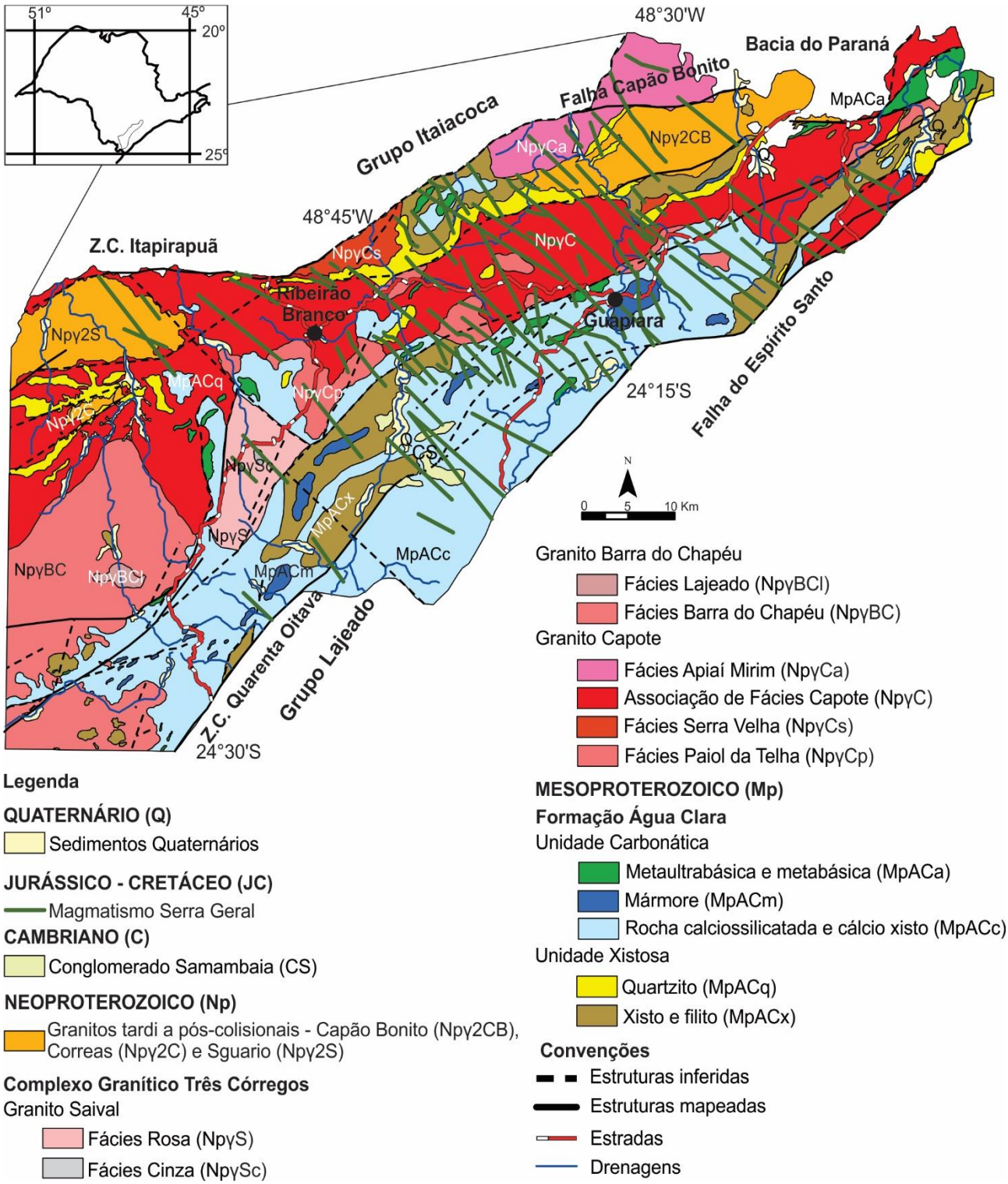


Figura 4.1 – Mapa geológico simplificado da área de estudo.

São classificados como muscovita/sericita-biotita xisto a filito e muscovita/sericita-biotita-quartzo xisto a filito. A rocha apresenta coloração avermelhada a marrom claro (Figuras 4.2 B e C), estrutura anisotrópica (clivagem ardosiana no caso do filito e xistosidade no xisto) marcada pela orientação da muscovita e biotita (Figura 4.2 D; 4.3 A, B e C), textura lepidoblástica a granolepidoblástica e intercalações graduais centimétricas a métricas com maior ou menor quantidade de quartzo, o que, em algumas localidades,

caracteriza ritmicidade (Figura 4.3 D) de mica xisto com mica quartzo xisto.

A presença de grande quantidade de muscovita/sericita no filito, confere tato sedoso e um brilho perolado (Figura 4.2 C). Porém esta característica não é constante, uma vez que também depende da quantidade de quartzo e do estado de intemperismo da rocha.

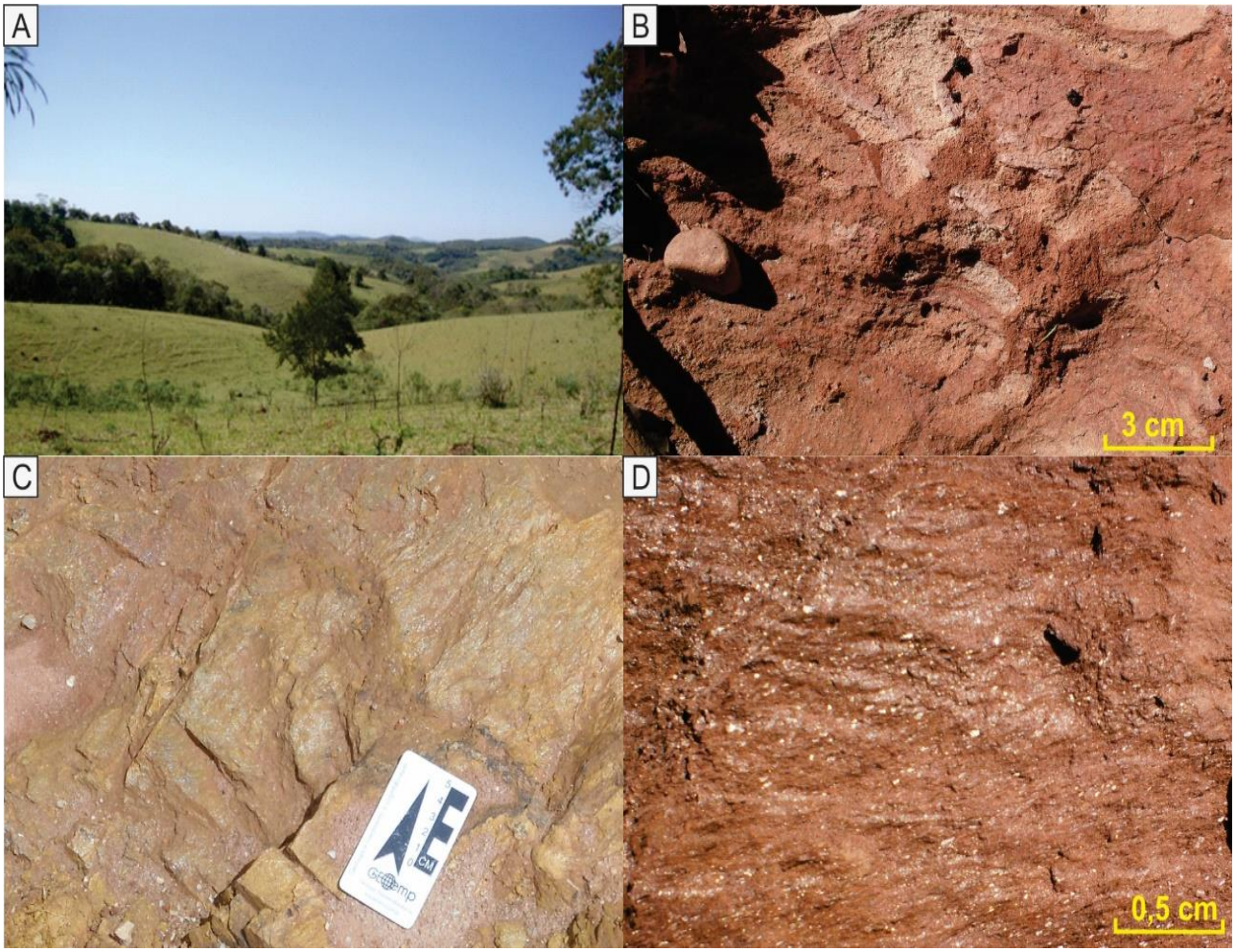


Figura 4.2 – **A)** Aspectos geomorfológicos da unidade, colinas suaves com topos arredondados; **B)** Sericita-biotita filito avermelhado; **C)** Muscovita-quartzo xisto de coloração marrom clara; **D)** Muscovita-biotita xisto avermelhado com xistosidade marcada pela orientação da muscovita.

A composição é de muscovita (20-40%), quartzo (10-40%), biotita (10-30%), sericita (10-30%), clorita (1-5%), minerais opacos (1-5%); de minerais acessórios, zircão, turmalina, microclínio, albita, calcita e grafita; e, de minerais secundários, leucoxênio, epidoto, sericita e clorita. Localmente, em proximidade com as rochas granitoides, é possível ocorrer granada (1-3%) e sillimanita/fibrolita (1%).

A muscovita tem forma subédrico, hábito tabular e apresenta-se em agregados foliados, de no máximo 30 µm, fortemente orientados, com uma xistosidade bem definida junto aos agregados de biotita. Possui contato serrilhado com o quartzo e lobulado com as micas e está medianamente a fortemente alterada, com geração de argilominerais e sericita nos planos de clivagem e/ou nas bordas.

O quartzo é anédrico, granular, e possui tamanho de até 50 µm, compondo micro agregados ou bandas centimétricas, no caso dos metarritmitos. Encontra-se estirado ou alinhados segundo a foliação principal da rocha, marcada pela orientação das micas. Possui contato serrilhado e pode ocorrer como inclusões nas micas.

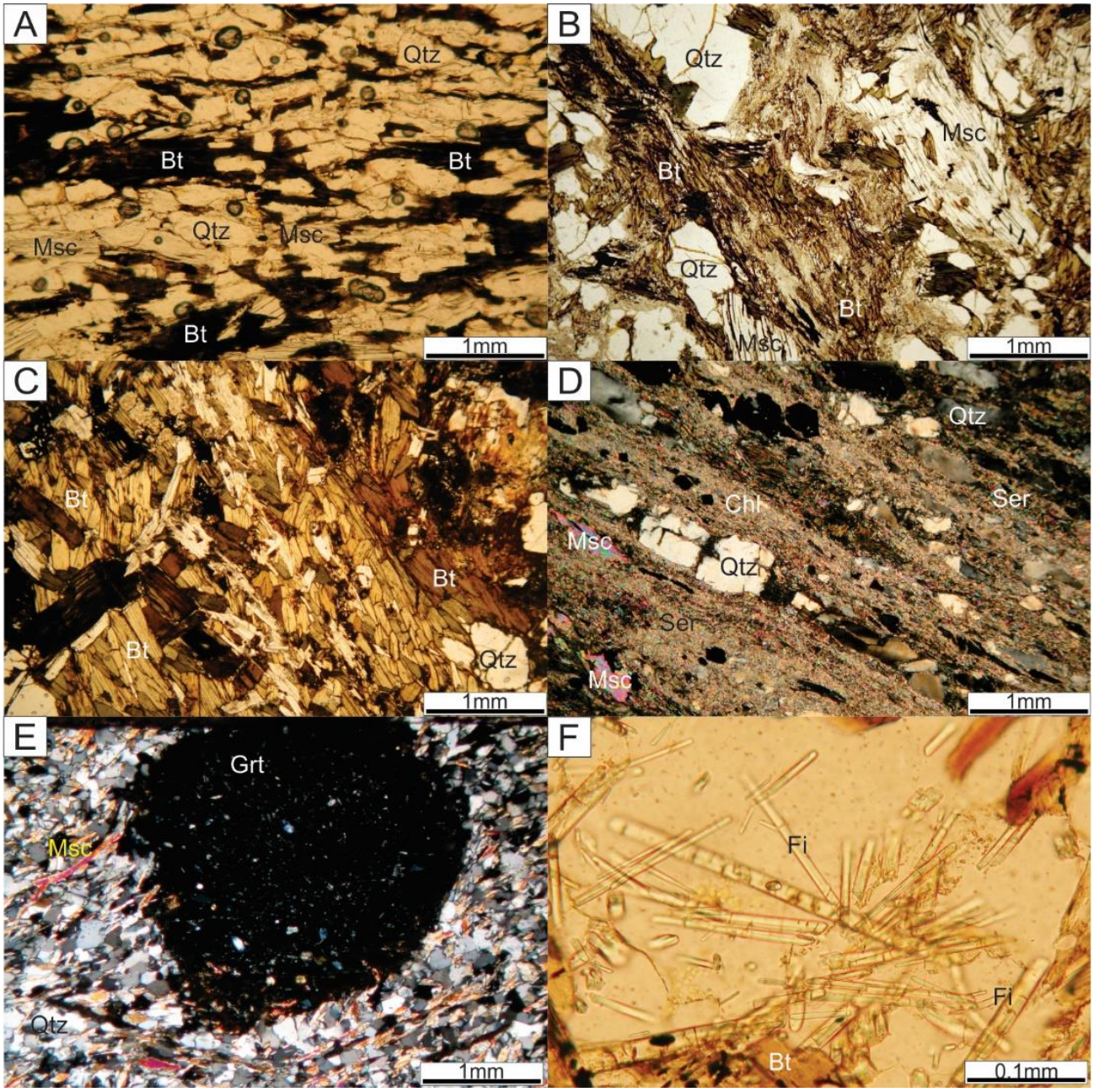


Figura 4.3 - Fotomicrografia de xisto e filito da Unidade Xistosa. **A e B)** muscovita-biotita-quartzo xisto com destaque para o contato lobulado entre micas; **C)** biotita xisto, com foliação marcada pela orientação de biotita; **D)** quartzo-sericita filito, com bandas de quartzo intercaladas com bandas de sericita/muscovita; **E)** Cristal poiquiloblástico de granada em muscovita-biotita-quartzo xisto; **F)** Cristais de fibrolita acicular, intercrescidos em biotita. A, B, C e F: Polarizadores descruzados; D e E: Polarizadores cruzados. Bt: Biotita, Chl: Clorita, Msc: Muscovita, Qtz: Quartzo, Ser: Sericita; Fi: Fibrolita; Grt: Granada.

Os cristais de biotita são subédricos, tabulares, de granulação média (0,2mm a 2mm) e encontram-se orientados, marcando a foliação. Possuem contato serrilhado com o quartzo e lobulado com as demais micas. Geralmente os minerais opacos ocorrem em torno

e sobre as biotitas, provavelmente formado pela alteração das mesmas. Também apresentam alterações nas bordas para clorita.

A granada ocorre como poiquiloblastos euédricos de até 1,2 mm de diâmetro disperso pela matriz fina (Figura 4.3 E). Apresentam inclusões de cristais de quartzo menores que 0,1 mm. O contato com os outros cristais é retilíneo a levemente serrilhado. Apresenta-se altamente alterado, principalmente para biotita e sericita.

A fibrolita aparece na forma de acículas submilimétricas (Figura 4.3 F). Organiza-se em agregados ou cristais individuais localmente intercrescidos com biotita.

Os minerais opacos apresentam no máximo 0,1mm, subédricos quando sobre a biotita ou em sua borda, e euédrico granular quando disperso pela matriz.

O carbonato, a grafita, a turmalina, os feldspatos ocorrem de forma granular como acessórios, principalmente nos interstícios entre quartzo e mica.

Os minerais secundários estão exclusivamente restritos as bordas dos minerais principais, como produto de alteração e/ou de retrometamorfismo.

4.1.1.2 Quartzito

O quartzito, geomorfologicamente, é caracterizado por um relevo acentuado (Figura 4.4 A e B), com grande amplitude, cujos valores variam até 400 metros em determinados locais. Os topos são angulosos e as encostas, retilíneas, às vezes, côncavas. A vegetação típica de Mata Atlântica é densa nas montanhas, o que dificulta o acesso aos afloramentos, que consistem em exposições nas encostas e poucos cortes de estrada. Os principais afloramentos são atrelados a pedreiras ativas ou abandonadas (Figura 4.4 B).

Esta unidade é composta por quartzito que apresenta lentes e/ou bandamentos centimétricos a métricos de muscovita/sericita quartzito, que diminuem conforme a proximidade a crista das serras. O quartzito é de coloração creme esbranquiçado a róseo, dependendo do nível mais ou menos micáceo (Figuras 4.4 C a D), muito fraturado, com a foliação marcada pela orientação dos cristais micáceos e o bandamento composicional/tectônico pela alternância de cores da rocha. É cortado de maneira discordante ou concordante por veios de quartzo, de espessuras centimétricas a métricas, normalmente inferiores que 10 cm.

Sua composição modal é de quartzo (90-100%), muscovita/sericita (0-10%) e minerais opacos (0-5%) (Figura 4.5 A). Como minerais acessórios, ocorrem turmalina e feldspato. Possui estrutura anisotrópica, marcada pela orientação da muscovita/sericita; quando composto apenas por quartzo, pode apresentar estrutura isotrópica ou anisotrópica, marcada leve orientação de cristais de quartzo extremamente recristalizados e deformados. A textura é granoblástica.

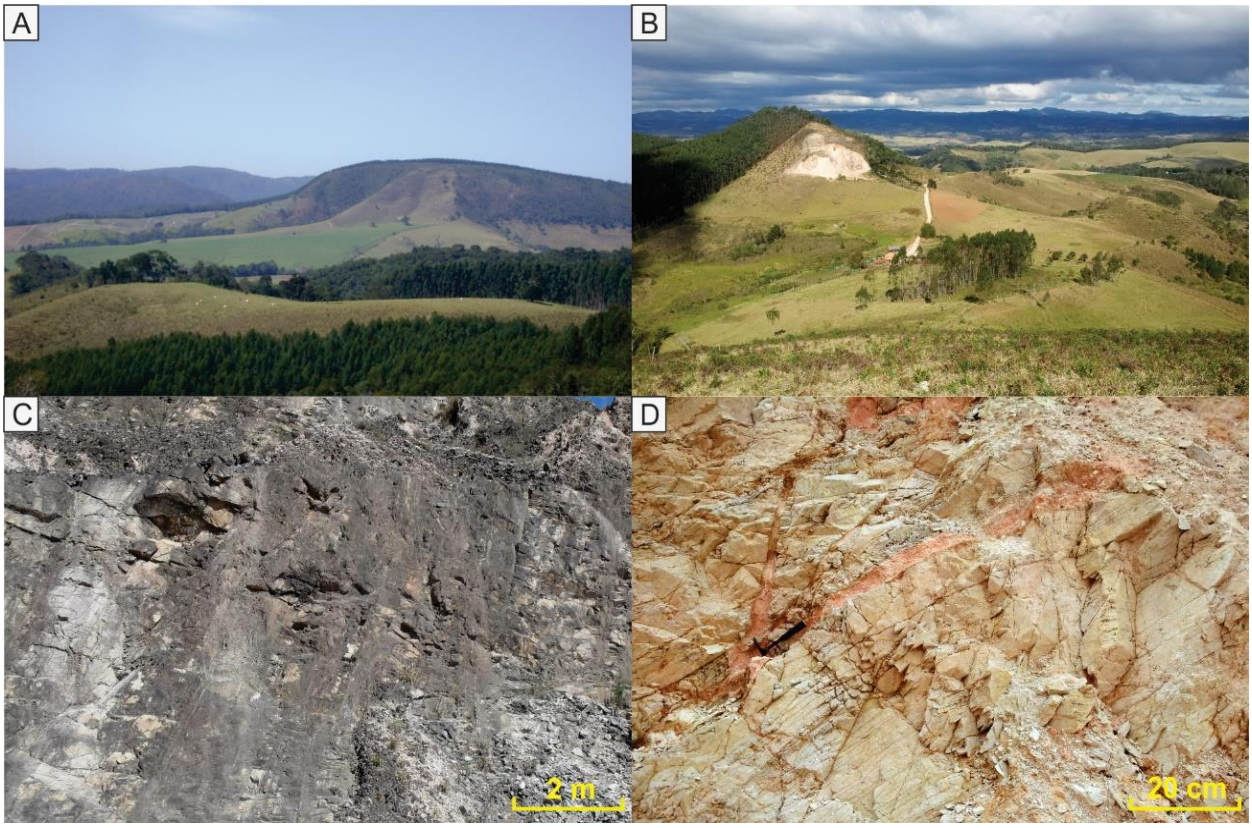


Figura 4.4 – **A)** Aspectos geomorfológicos do quartzito da Unidade Xistosa; **B)** Afloramento do tipo pedreira abandonada, principal exposição de quartzito da área; **C e D)** Quartzito de coloração creme esbranquiçado, com camada de alteração intempérica acinzentada e bandamento marcado pela alternância de cores, altamente fraturado.

O quartzo é anédrico e possui duas modas de tamanho: uma de 0,1 mm até 0,5mm; e uma menor que 0,1 mm, compondo micro agregados recristalizados. Encontra-se estirado ou recristalizado segundo a foliação principal da rocha (Figura 4.5 A e B), marcada pela orientação da muscovita. Possui contato lobulado com os demais minerais de quartzo.

A muscovita tem forma subédrico, hábito tabular e apresenta-se nos interstícios do quartzo, de tamanho menor que 0,1 mm, normalmente marcando uma leve xistosidade. Possui contato serrilhado com o quartzo e lobulado com as demais micas.

Os minerais opacos apresentam no máximo 0,3mm, subédricos a euédricos granulares, dispersos pela matriz da rocha. A turmalina e o feldspato ocorrem de forma granular como acessórios, principalmente nos interstícios do quartzo.

4.1.2 Unidade Carbonática

A Unidade Carbonática aflora como uma faixa NE/SW no centro da Formação Água Clara. Esta unidade faz contato a sul e a norte-noroeste do tipo concordante com a Unidade Xistosa da Formação Água Clara, contato intrusivo a sudoeste com o Complexo Granítico Três Córregos, e contato tectônico a sudeste com o Grupo Lajeado/Votuverava delimitado pela zona de cisalhamento Taxaquara.

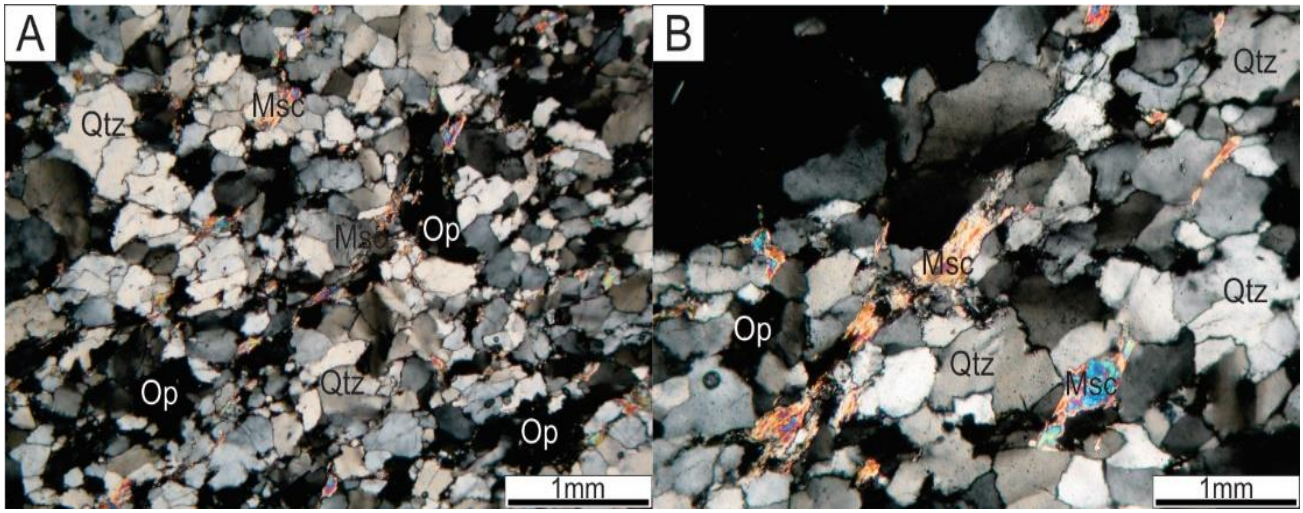


Figura 4.5 - Fotomicrografia de quartzito da Unidade Xistosa. **A e B)** quartzito anisotrópico marcado pela leve orientação de cristais de quartzo estirados/recristalizados e orientação de cristais de muscovita. A e B: Polarizadores cruzados. Msc: Muscovita, Op: Minerais Opacos; Qtz: Quartzo.

A unidade é representada predominantemente por rochas calciossilicatadas (quartzo-actinolita/tremolita xisto, diopsídio-quartzo-actinolita/tremolita xisto, epidoto-clorita-actinolita/tremolita xisto), calcita xisto a filito, mármore e por lentes de anfibolito e metabásicas a metaultrabásicas de direção NE-SW. Localmente, ocorrem alternâncias centimétricas a métricas de porções mais quartzosas com porções mais argilosas, caracterizando metarritmitos.

4.1.2.1 Rochas calciossilicatadas, calcita xisto

As rochas calciossilicatadas e o calcita xisto representam um grande grupo de rochas de difícil diagnóstico modal em campo, devido a granulação muito fina e ao alto grau de intemperismo da maioria dos afloramentos. Neste trabalho, portanto, o grupo será tratado de forma holística, visto que as características geológicas, estruturais e metamórficas são similares.

Geomorfologicamente, é caracterizado por um relevo levemente ou pouco acentuado, a depender da quantidade de quartzo na rocha, com morrotes arredondados de textura lisa (Figura 4.6 A) ou representado por um relevo mais arrasado, com predomínio de vales.

Os afloramentos são de natureza diversa, como cortes de estrada, exposições em encostas de morros e drenagens. O grau de intemperismo é extremamente alto, caracterizado por um solo de coloração avermelhada (Figura 4.6 A) ou de coloração ocre, devido a presença de anfibólios (Figura 4.6 E).

São rochas de coloração verde a ocre, com estrutura anisotrópica bandada predominante (Figuras 4.6 B e C e Figuras 4.7 A e B), com bandas marcadas pela alternância de quartzo (bandas escuras) com minerais calciossilicatados (bandas claras);

secundariamente, ocorre como estrutura xistosa (Figura 4.7 C), em que a xistosidade é marcada pela orientação dos anfibólios e pelos cristais de calcita (Figura 4.7 D). Localmente, podem ocorrer rochas com estrutura maciça (Figura 4.6 D). A textura é granonematoblástica a granoblástica e, secundariamente, nematoblástica, marcada pela presença de anfibólio e minerais granulares (quartzo e epidoto).

Sua composição modal apresenta grande variação de minerais, o que dificulta uma divisão dentro deste grupo. O principal litotipo, no entanto, pode ser classificado como clorita-actinolita/tremolita-epidoto xisto (Figuras 4.7 A, B, C) e, um litotipo secundário, mas de comum ocorrência, como calcita xisto (Figura 4.7 D).

O clorita-epidoto-actinolita/tremolita xisto constitui-se de actinolita/tremolita (±30-50%), quartzo (±30%), epidoto (±15%), biotita (±5%), clorita (±5%), além dos minerais acessórios como titanita (±2%), zircão (tr.), apatita (tr.) e minerais opacos (±5%) e minerais secundários marcados pela presença de carbonatos, talco, sericita, clinozoisita, leucoxênio, hidróxidos e demais minerais opacos. Localmente, em proximidade com as rochas granitoides, é possível ocorrer diopsídio (10-30%), granada (1%) e megacristais de actinolita-tremolita (Figura 4.6 F) (3%).

A actinolita-tremolita definem estruturas fortemente anisotrópicas e, localmente, isotrópicas. São cristais prismáticos subédricos a até euédricos, distribuídos por toda rocha ou em bandas centimétricas, com tamanho médio de 0.5cm a até 1cm, pleocroísmo verde claro, verde amarronzado e marrom claro; contatos serrilhados a retilíneos entre si e serrilhados com os outros minerais da trama. Apresentam-se alterados, principalmente para biotita; secundariamente para epidoto, clorita, minerais opacos e argilominerais não identificados. Contém inclusões de quartzo.

O quartzo é granular, subédrico a anédrico, intersticial a matriz de anfibólios ou em bandas centimétricas intercaladas com bandas de anfibólio, com tamanho médio menor que 3mm. O contato do quartzo com os cristais adjacentes é serrilhado. Apresenta extinção ondulante e inclusões de minerais opacos.

O diopsídio tem forma prismática subédrico. É possível identificar megacristais de até 2cm, que chegam a compor bandas centimétricas (Figura 4.7 E). São observados cristais de actinolita-tremolita e titanita inclusos nos cristais. Nas bordas é possível identificar alteração para clorita e actinolita-tremolita.

A titanita e o epidoto são euédricos e ocorrem junto aos anfibólios, com tamanho médio entre 1mm e 2mm e contatos retilíneos com os minerais adjacentes.

A biotita é subédrico e ocorre como produto do retrometamorfismo dos anfibólios, encontrada, portanto, na borda dos mesmos em alguns pontos, com tamanhos inferiores a

1mm e pleocroísmo marrom escuro, marrom claro e bege. Comumente alterada para clorita ou argilominerais.

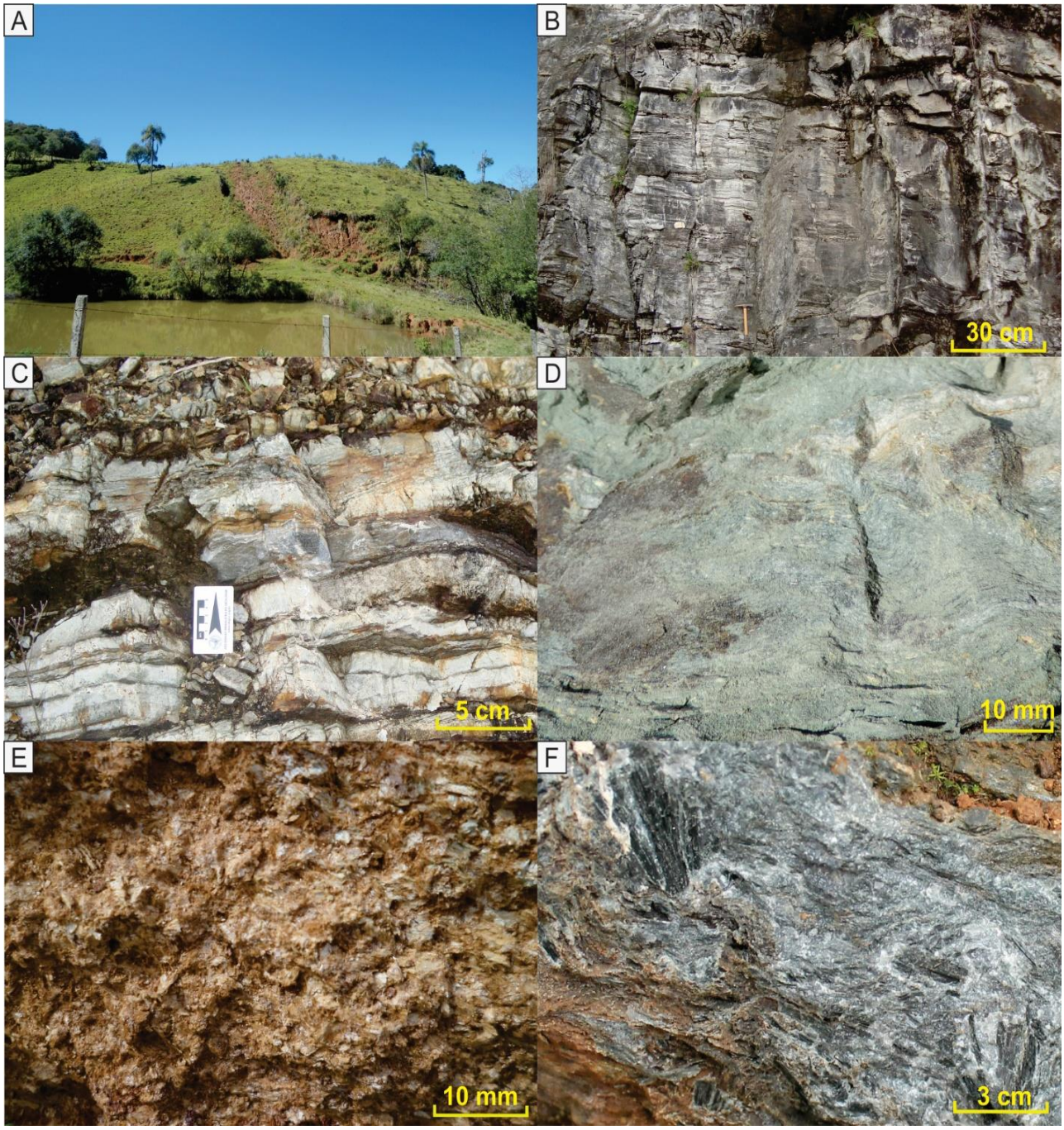


Figura 4.6 – **A)** Aspectos geomorfológicos das rochas calciossilicatadas da Unidade Carbonática; **B e C)** Rocha calciossilicatada com estrutura bandada, onde se intercalam bandas quartzosas (cinza escuras) com bandas de calcita xisto (cores mais claras); **D)** Actinolita-tremolita-epidoto xisto com granulação fina a média e coloração esverdeada; **E)** Actinolita-tremolita xisto intemperizado, com coloração ocre característica; **F)** Megacristais de actinolita-tremolita em matriz fina de actinolita-tremolita xisto.

A clorita tem forma tabular, marcando leve anisotropia, tamanhos menores que 0,5mm, e, em alguns casos, com textura deformada do tipo *kink band*.

Os minerais opacos são grãos euédricos a subédricos que ocorrem principalmente junto aos anfibólios, mas também como inclusões no quartzo, com tamanho médio inferior

a 2mm. Apresentam contato retilíneo com os outros cristais.

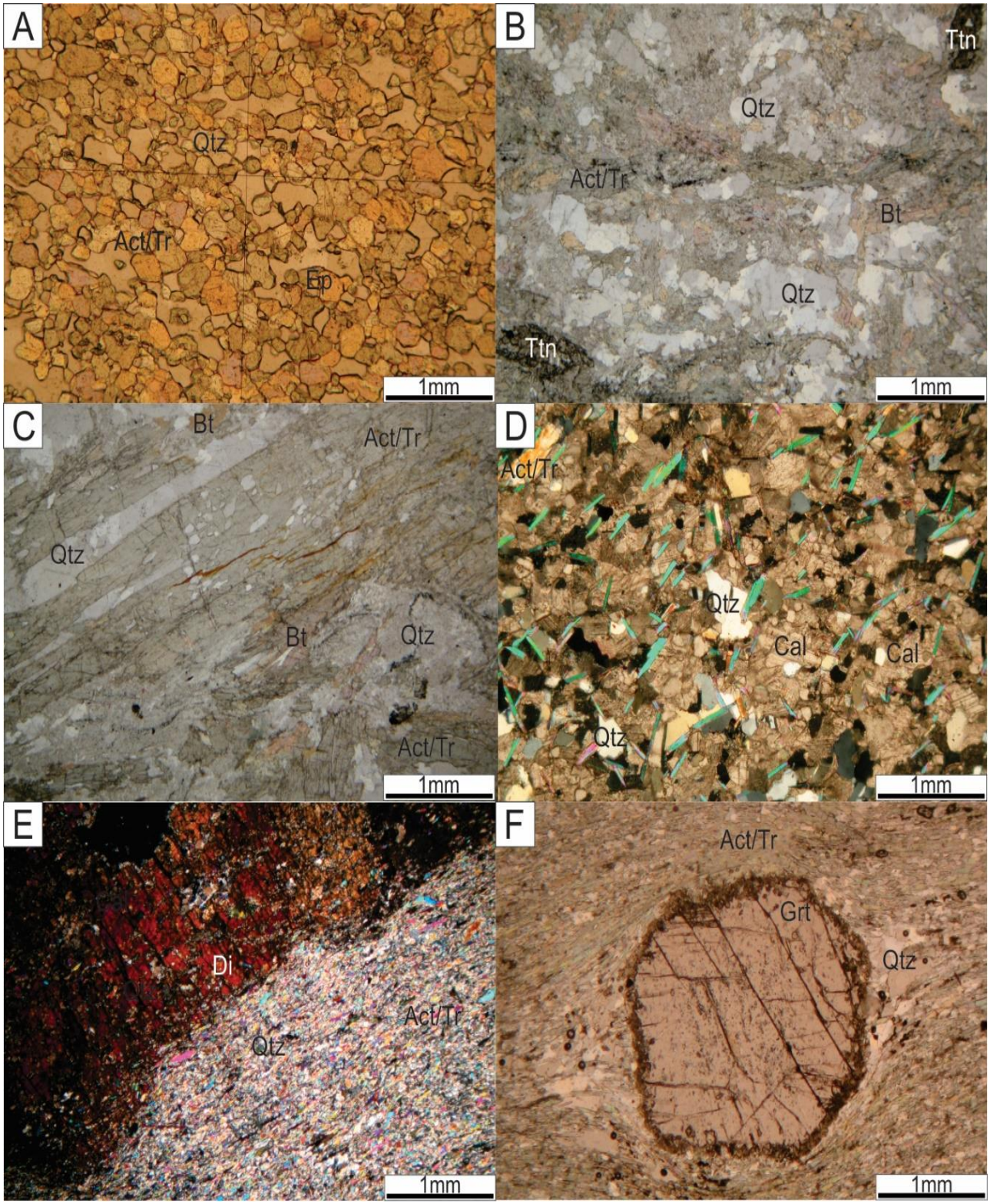


Figura 4.7 - Fotomicrografia de rochas calciossilicatadas da Unidade Carbonática. **A e B)** Rocha calciossilicatada com estrutura bandada. As bandas são marcadas pela intercalação entre actinolita/tremolita e quartzo; **C)** Actinolita/Tremolita xisto, com textura nematogranoblástica e estrutura marcada pela orientação dos anfibólios; **D)** Calcita xisto, com textura granoblástica e estrutura levemente xistosa, marcada pela presença em menor proporção de anfibólios; **E)** Megacristal de diopsídio em contato com banda de actinolita-tremolita + quartzo; **F)** Cristal de granada em matriz fina de actinolita-tremolita xisto. A, B. C e F: Polarizadores descruzados; D e E: Polarizadores cruzados. Grt- Granada; Di – Diopsídio; Cal – Calcita; Bt- biotita; Ttn - Titanita; Act/Tr- Actinolita/Tremolita; Qtz- Quartzo.

A granada ocorre como cristais porfiroblásticos subédricos de até 1,5 mm de diâmetro disperso pela matriz fina (Figura 4.7 F). Apresentam inclusões de cristais de quartzo e anfibólio menores que 0,1 mm. O contato com os outros cristais é retilíneo a levemente serrilhado. Apresenta-se alterado, principalmente para biotita e clorita.

O litotipo secundário, o calcita xisto, constitui-se de calcita (50-55%), quartzo (20-25%), tremolita/actinolita (15-10%) flogopita (5%), clorita (1-2%) e minerais opacos (tr.).

O carbonato subédricos ocorre como cristais equigranulares de tamanho em torno de 30 μm, isolados, em domínios lenticulares subparalelos à xistosidade ou no preenchimento de fraturas e acompanhando a deformação da foliação.

O quartzo anédrico apresenta-se parcialmente recristalizado, com contatos retilíneos entre si. Localizam-se principalmente nos interstícios dos cristais de carbonato, e não apresentam tamanho superior a 1,2 mm, geralmente inferiores a 0,8 mm.

A flogopita ocorre com hábito lamelar e na forma de agregados de cristais irregulares, os quais apresentam-se deformados e orientados segundo uma direção preferencial.

4.1.2.2 Mármore

Em termos geomorfológicos, o litotipo consiste em formas de topos arredondados (Figura 4.8 A), por vezes com porções angulosas, uma declividade média a alta e forma de encostas que variam de retilíneas a convexas.

Os afloramentos comuns são grandes paredões nas encostas de montanhas, nos topos dos morros e através de grandes blocos de mármore espalhados. Quando intemperizado, o solo resultante apresenta coloração avermelhada a acinzentada, dependendo da quantidade de ferro no sistema. Localmente, são encontradas cavernas e cavidades desenvolvidas em decorrência do relevo cárstico (dolinas) (Figura 4.8 B).

O mármore tem coloração cinza escura, granulação muito fina, inequigranular e com textura granoblástica.

Sua estrutura anisotrópica marca um bandamento composicional milimétrico a centimétrico caracterizado pela alternância de bandas de coloração cinza escura e bandas de coloração cinza claro a esbranquiçadas (Figura 4.8 C e D).

A mineralogia primária é calcita/dolomita (90-100%); como minerais acessórios, quartzo, muscovita, grafita, tremolita/actinolita, flogopita, titanita, epidoto e minerais opacos (0-10%); e, como minerais secundários, clorita, sericita e leucoxênio.

Localmente, em proximidade com as rochas granitoides, é possível observar megacristais de actinolita/tremolita concordantes ou discordantes do bandamento metamórfico.

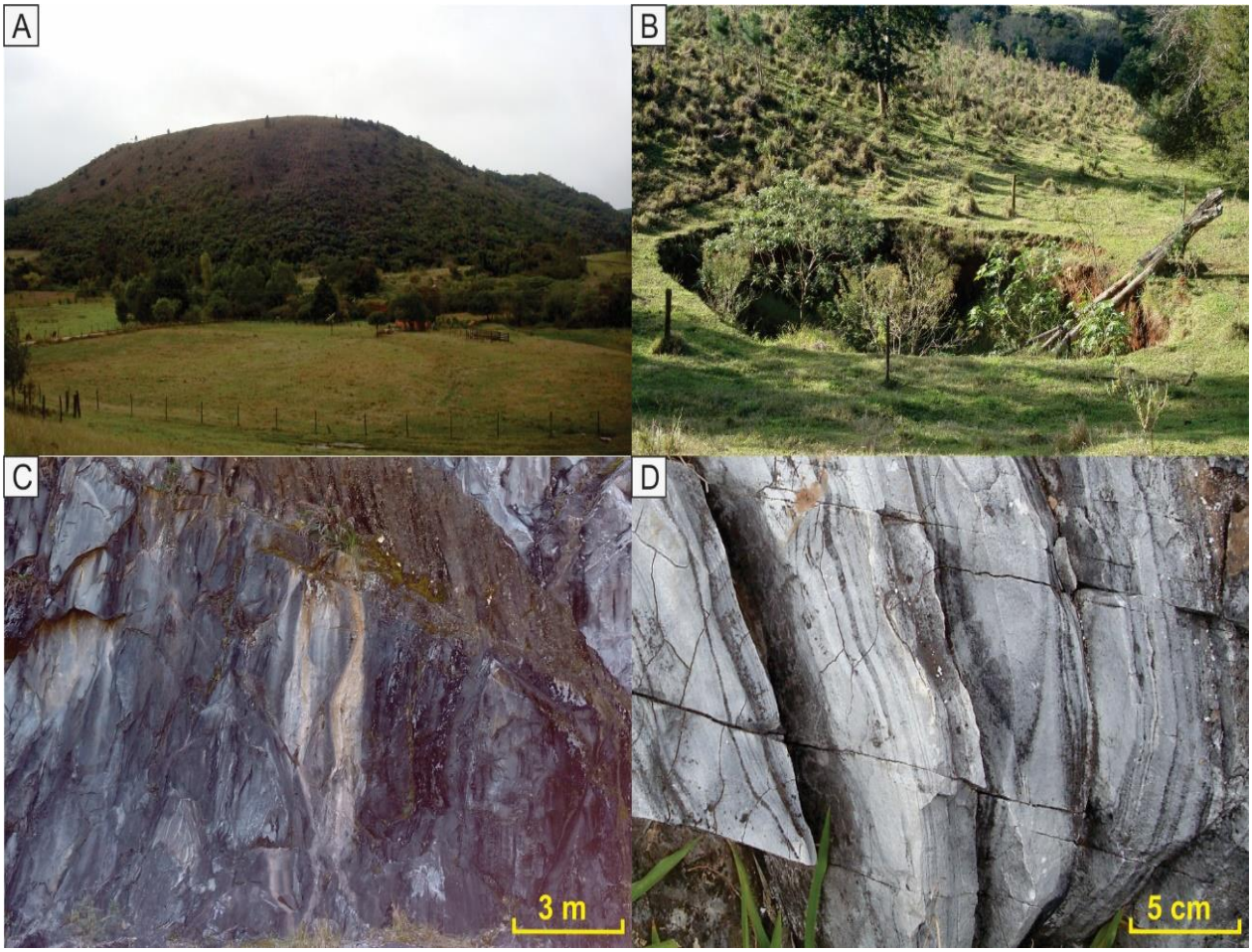


Figura 4.8 – **A)** Aspectos geomorfológicos do mármore da Unidade Carbonática; **B)** Dolina formada por abatimento do substrato carbonático; **C e D)** Mármore com estrutura bandada, marcada pela alternância de bandas cinza escuras e cinza esbranquiçadas.

A calcita/dolomita é inequigranular, euédrico, com tamanhos que variam de 0,1 mm a 0,45 mm. Em alguns casos os cristais estão alongados, marcando uma leve orientação. Ocorre também a aglomeração de cristais mais finos em bandas paralelas a orientação dos cristais. Os minerais acessórios estão presentes de forma pouco expressiva e dispersos pela lâmina, normalmente nos interstícios do carbonato (Figura 4.9 A e B).

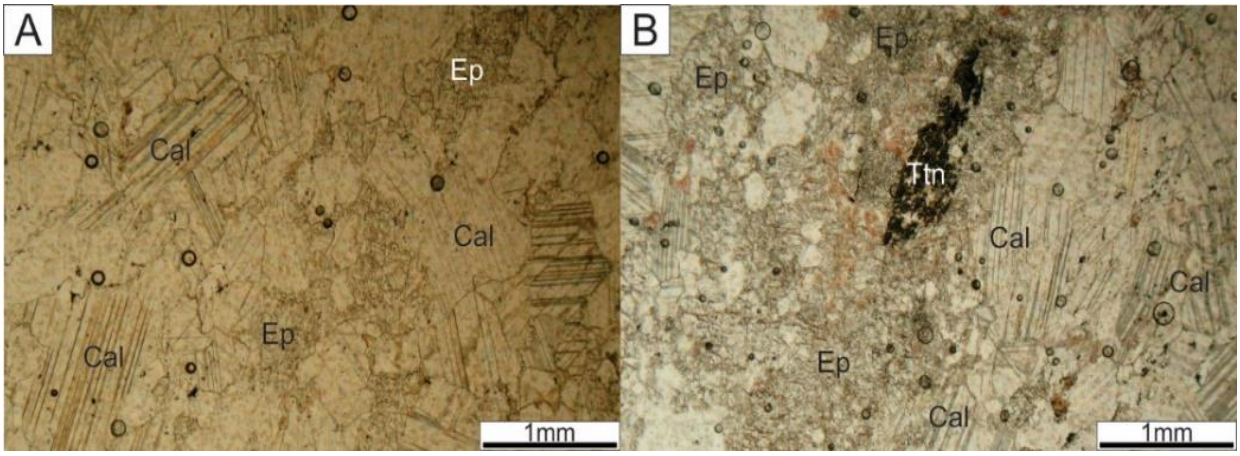


Figura 4.9 - Fotomicrografia de mármore da Unidade Carbonática. **A e B)** mármore isotrópico, com detalhe para os cristais de calcita euédricos e pela ocorrência de minerais acessórios nos interstícios. A e B: Polarizadores descruzados. Cal: calcita, Ep: epidoto; Ttn: titanita.

4.1.2.3 Metabásica e Metaultrabásica

As rochas metabásicas e metaultrabásicas compreendem lentes de dimensões quilométricas, de direção NE-SW, aflorantes dentro das sequências carbonáticas, predominantemente na região norte e nordeste da área. Neste capítulo ser Geomorfologicamente, esta unidade ocorre como morrotes arredondados de textura mais lisa (Figura 4.10 A), ou localmente como corpos dispersos, com dimensões reduzidas e restritas, na forma de corpos tabulares centimétricos a métricos, resultantes de processos deformacionais de estiramento e na forma de pequenas lentes disruptas em meio às rochas metassedimentares, concordantes com a foliação.

As relações de contato dos litotipos metabásicos dificilmente são observadas e, quando presentes, mostram contatos bruscos com as rochas encaixantes.

As rochas estão expostas como blocos de tamanhos variados, centimétricos a métricos, com boa preservação. Apresentam-se, quando sãs, normalmente com cor escura e granulação fina a fina-média, raramente grossa, e, quando intemperizadas, assume cores verde clara a ocre.

São rochas de coloração verde escuro a preto com pontuações ou manchas esbranquiçadas de plagioclásio. Os maiores corpos de termos anfibolíticos apresentam estrutura isotrópica e textura granoblástica a granonematoblásticas (Figura 4.10 B) e, secundariamente, textura nematoblástica com intensidades de anisotropia variada (Figuras 4.10 C e D), caracterizando uma xistosidade marcada pela orientação dos cristais prismáticos de hornblenda e rara actinolita/tremolita.

Uma segunda ocorrência de rochas metabásicas encontra-se no extremo norte da área e é constituída de lentes de metaultrabásicas compostas por talco-tremolita xisto (Figura 4.10 E). Essas rochas, quando menos deformadas, caracterizam estruturas de *pillow lava* parcialmente preservadas (Figura 4.10 F).

Os principais litotipos são compostos por hornblenda (±40%), albita/oligoclásio (±30%), actinolita/tremolita (±10%), quartzo (±5%), biotita (±3%), clorita (±3%), e pseudomorfos de piroxênio e labradorita-andesina, além dos minerais acessórios como titanita (±2%), zircão (tr.), apatita (tr.) e minerais opacos (±5%) e minerais secundários marcados pela presença de carbonatos, talco, sericita, epidoto, clinozoisita, leucoxênio, magnetita, hidróxidos e demais minerais opacos. Raramente observam-se granada e diopsídio, que estão ligadas ao metamorfismo de contato pela colocação das rochas graníticas.

O clorita-talco-tremolita/actinolita xisto é constituído por ±70% de tremolita/actinolita, ±10% de clorita, ±8% de epidoto, ±5% de talco, ±5% de biotita, ±2% de titanita, traços de

quartzo, apatita e leucoxênio.

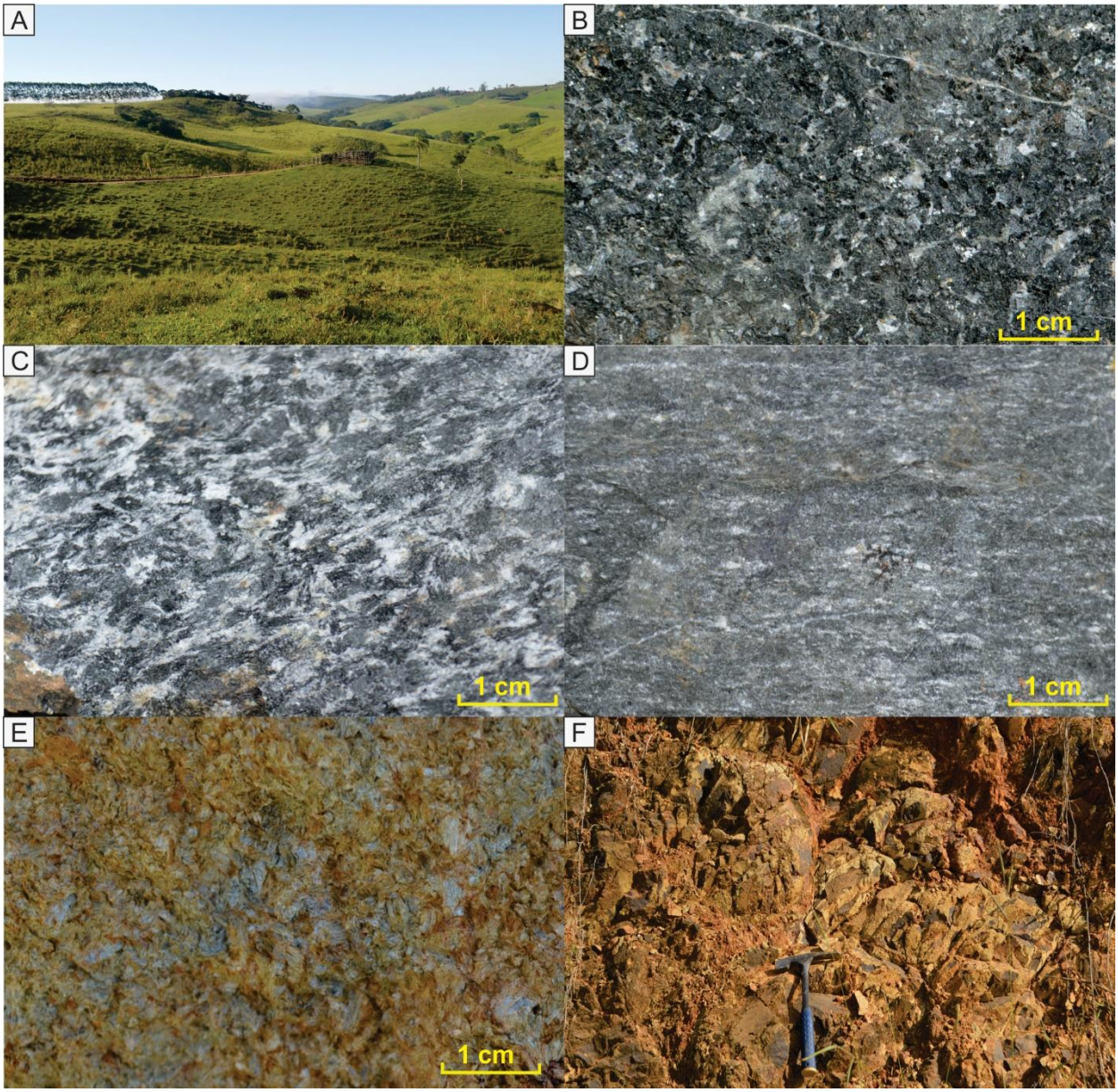


Figura 4.10 - Fotografias da geomorfologia e dos principais tipos petrográficos anfibolíticos. **A**) Destaque geomorfológico dos anfibolitos; **B**) Anfibolito médio a grosso, cinza esverdeado, de estrutura isotrópica; **C**) Anfibolito médio a grosso, branco esverdeado, de estrutura anisotrópica xistosa; **D**) Anfibolito fino, cinza esverdeado, de estrutura anisotrópica xistosa; **E**) Talco-tremolita/actinolita xisto intemperizado; **F**) Afloramento com estrutura do tipo *pillow* lava.

Os anfibólios, constituídos por hornblenda e actinolita-tremolita, definem localmente estrutura isotrópica (Figura 4.11 A), sem orientação preferencial visível dos minerais e, secundariamente, estruturas fortemente anisotrópicas (Figura 4.11 B). São cristais prismáticos subédricos a até euédricos, distribuídos por toda rocha, com tamanho médio de 0.5cm a até 1cm, pleocroísmo verde escuro, verde amarronzado e verde claro; contatos serrilhados a retilíneos entre si e serrilhados com os outros minerais da trama.

Apresentam-se intensamente alterados, principalmente para actinolita/tremolita; secundariamente para biotita, epidoto, clorita, minerais opacos e argilominerais não

identificados (Figura 4.11 C e D). Contém inclusões de quartzo e plagioclásio de pequeno porte.

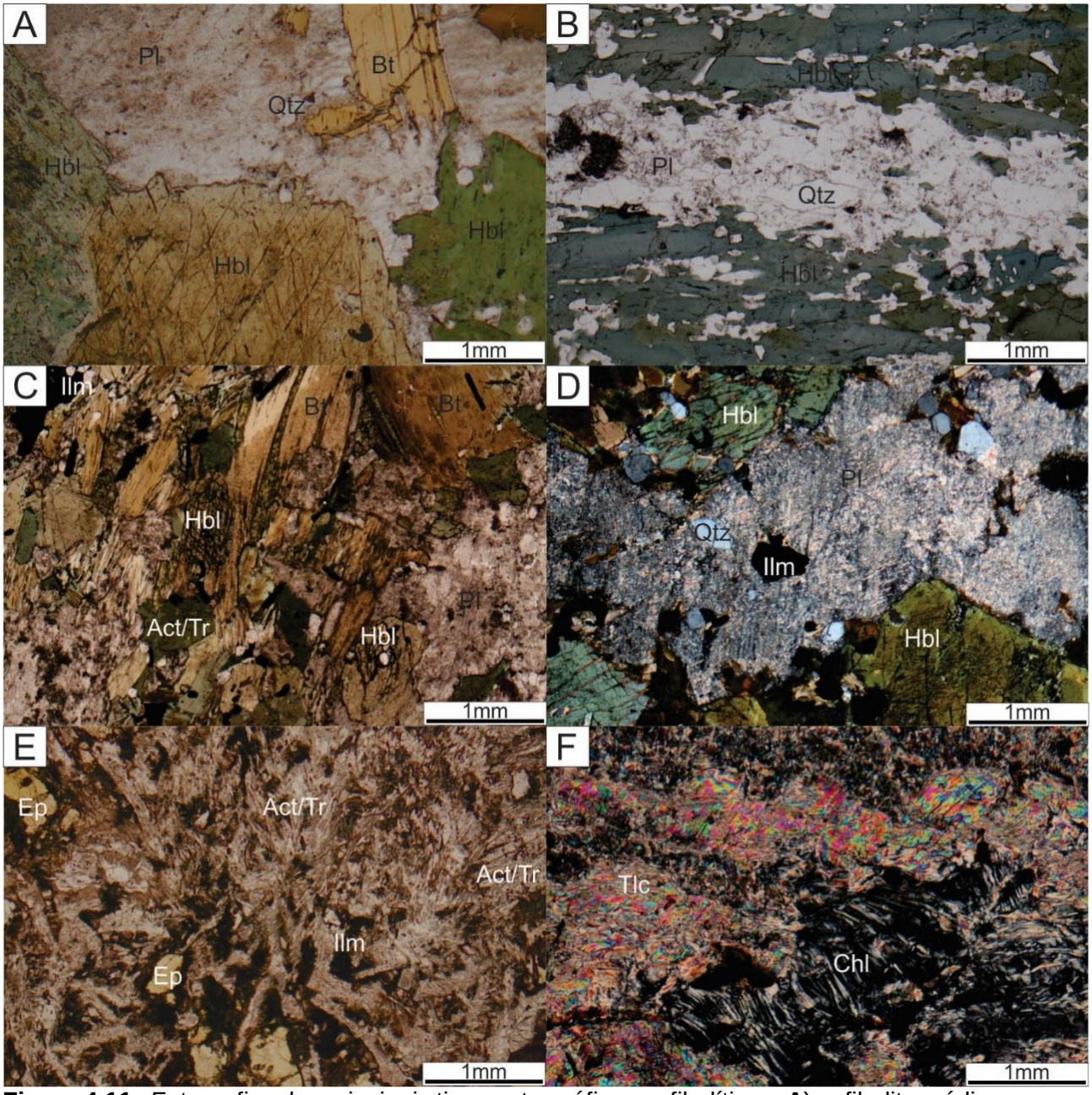


Figura 4.11 - Fotografias dos principais tipos petrográficos anfibolíticos. **A**) anfibolito médio a grosso isotrópico; **B**) anfibolito médio a grosso anisotrópico; **C**) anfibolito fino isotrópico altamente epidotizado e cloritizado; **D**) Saussurita e sericita em plagioclásio; **E**) Processos de intensa uralitização, biotitização e cloritização em actinolita/tremolita; **F**) clorita-talco-tremolita xisto. A e B: Polarizadores descruzados; C, D, E e F: Polarizadores cruzados. Ilm- Ilmenita; Chl- Clorita; Hbl- Hornblenda; Bt- biotita; Pl- plagioclásio; Act/Tr- Actinolita/Tremolita; Tlc- Talco; Qtz- Quartzo.

O plagioclásio, oligoclásio/andesina, distribui-se na forma de cristais de hábito tabular, constituindo pequenas lâminas macladas segundo a lei da albita. De modo geral, apresenta-se saussuritizadas com geração de diminutos, mas frequentes, cristais de epidoto, sericita e carbonatos (Figura 4.11 E). O quartzo é granular, subédrico a anédrico, intersticial a matriz de anfibólios, acompanhando o plagioclásio, com tamanho médio menor

que 3mm. O contato do quartzo com os cristais adjacentes é serrilhado. Apresenta extinção ondulante e inclusões de plagioclásio e minerais opacos.

Os minerais opacos são grãos euédricos a subédricos granulares que ocorrem principalmente junto aos anfibólios, mas também como inclusões no plagioclásio e no quartzo, com tamanho médio inferior a 2mm. Apresentam contato retilíneo com os outros cristais.

A titanita e o epidoto são euédricos e ocorrem junto aos anfibólios, com tamanho médio entre 1mm e 2mm e contatos retilíneos com os minerais adjacentes.

A biotita é subédrico e ocorre como produto do retrometamorfismo da tremolita/actinolita, encontrada, portanto, na borda dos mesmos em alguns pontos, com tamanhos inferiores a 1mm e pleocroísmo marrom escuro, marrom claro e bege. Comumente alterada para clorita ou argilominerais. O talco e a clorita são característicos do componente ultrabásico, de forma tabular, marcando leve anisotropia, tamanhos menores que 0,5mm, e, em alguns casos, com textura deformada do tipo *kink band* (Figura 4.11 F).

4.2 Complexo Granítico Três Córregos

O Complexo Granítico Três Córregos corresponde a granitoides pré-cambrianos (que ocorrem como intrusões, *stocks*, veios, diques e “lasca” tectonizada) que afloram amplamente na área mapeada, formando corpos alongados na direção NE-SW, com relações discordantes às suas encaixantes. Apresentam contatos intrusivos e/ou tectônicos com a Formação Água Clara e com os granitoides tardios.

Esta unidade foi alvo de poucos estudos de detalhe ou tentativas de separação em fácies, normalmente caracterizada apenas em mapeamentos regionais. Neste trabalho, o Complexo Granítico Três Córregos será dividido em subunidades segundo suas características petrográficas, geoquímicas, faciológicas e estruturais, baseando-se, também, em dados de trabalhos anteriores.

As subunidades são: Saival (Bistrichi et al., 1985); Barra do Chapéu (Gimenez Filho, 1993); e Capote. O Granito Capote terá maior destaque neste trabalho, por não ter sido ainda, na literatura, mapeado em detalhes.

4.2.1 Granito Saival

O Granito Saival ocorre no centro da área de estudo, como uma intrusão do Complexo Granítico Três Córregos de aproximadamente 10 km de comprimento e 5 km de largura. Geomorfologicamente, é caracterizado por morros de pequeno declive,

arredondados e de topo aplainado, sem a presença de matacões graníticos destacados (Figura 4.12 A).

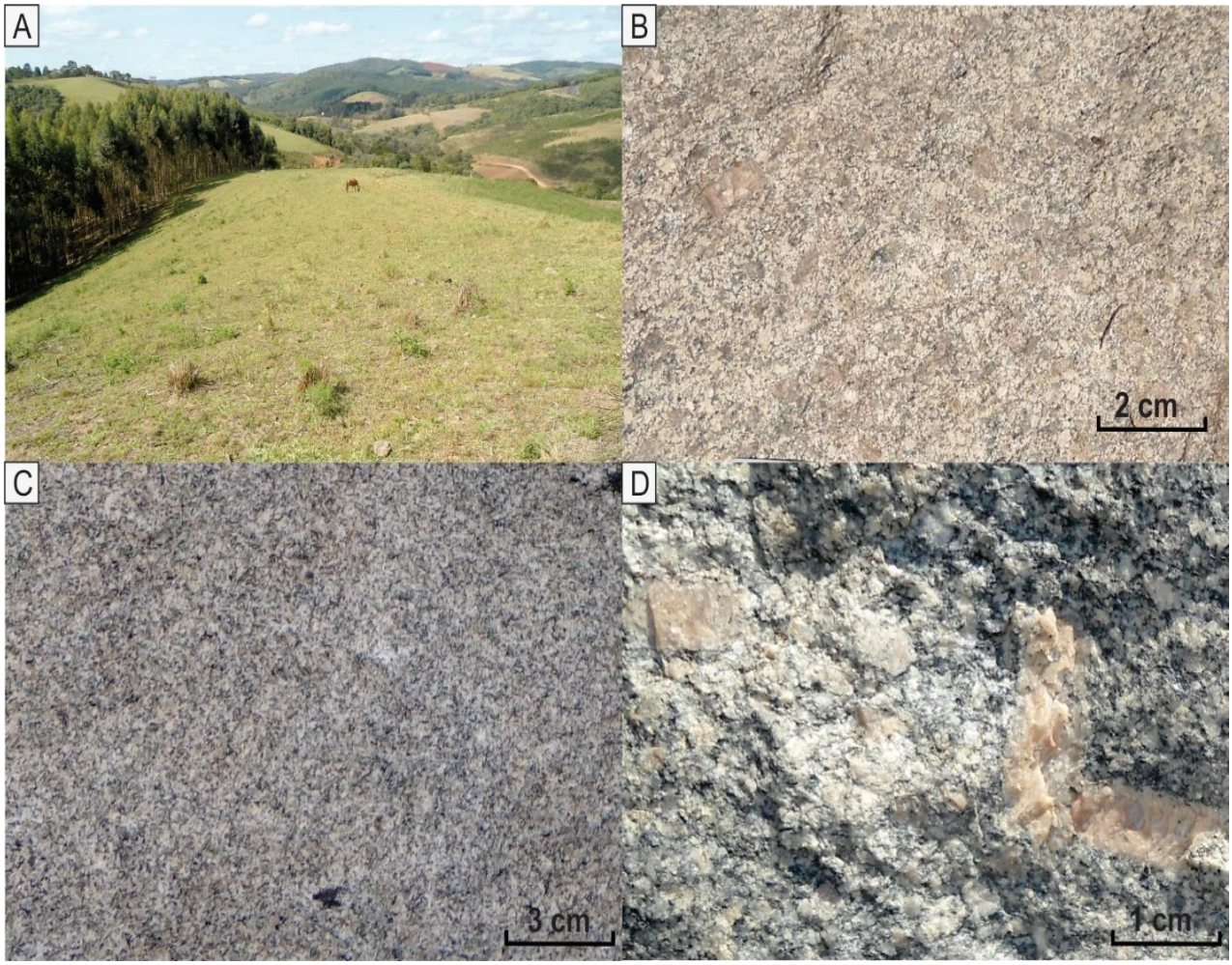


Figura 4.12 - Fotografias da geomorfologia e dos principais tipos petrográficos do Granito Saival. **A)** Destaque geomorfológico da unidade; **B)** Hornblenda-biotita monzogranito porfirítico, leucocrático, de coloração rósea e matriz fina a média; **C)** Biotita sienogranito com hornblenda equigranular, cinza, leucocrático, de matriz média; **D)** Fenocristal róseo de microclínio tabular, de até 1,5 cm, em matriz fina a média.

Os contatos a sul e a norte, com a Formação Água Clara e o Granito Capote, respectivamente, são intrusivos. A leste e a oeste, os contatos com a Formação Água Clara são tectônicos, balizados pela Zona de Cisalhamento Conceição do Herval.

Os afloramentos ocorrem próximos a drenagens e cortes de estrada em pequenas dimensões, com alto grau de intemperismo caracterizado por um solo de coloração rósea com a presença de fenocristais reliquiares de microclínio. A rocha sã foi encontrada em pequenos blocos nas porções mais baixas dos morros e drenagens.

Baseado em Godoy et al. (inédito), o Granito Saival foi dividido em duas fácies. A primeira, predominante em todo *Stock*, corresponde a hornblenda-biotita monzogranito a sienogranito (Figura 4.12 B), leucocrático, coloração rósea, com estrutura anisotrópica de origem tectônica marcada pela orientação dos fenocristais de microclínio e minerais máficos. A textura é constituída por variedades porfiríticas, de matriz média, entre 1,0 cm a

1,5 cm. Os fenocristais de microclínio (10-15%) são róseos, tabulares, formando prismas de até 1,5 cm (Figura 4.12 D).

A matriz é composta por oligoclásio (25- 30%), microclínio (25-30%), quartzo (20-25%), biotita (7%) e hornblenda (5%). Os minerais secundários são representados por clorita, albita, sericita, epidoto e minerais opacos. Como acessórios, ocorrem zircão, apatita, minerais opacos e titanita.

A segunda fácies, localizada no centro do corpo, corresponde a biotita sienogranito com hornblenda (Figura 4.12 C), leucocrático, coloração cinza, com estrutura isotrópica. A textura é equigranular, de matriz fina, entre 0,5 cm a 1,0 cm. A matriz é composta por microclínio (40-50%), oligoclásio (25-30%), quartzo (20-25%), biotita (5%) e hornblenda (2-3%). Os minerais secundários são representados por clorita, albita, sericita, epidoto e minerais opacos. Como acessórios, ocorrem zircão, apatita, minerais opacos e titanita.

Os dados oriundos da contagem modal de minerais félsicos foram lançados no diagrama QAP de Streckeisen (1976) (Figura 4.13) e são apresentados na tabela 4.1, com um sumário das principais características petrográficas das amostras.

O microclínio tem dimensão entre 0,5 a 1,5 mm. Contatos poligonais/retilíneos predominam, caracterizando cristais euédricos e subédricos. Apresentam geminação tipo xadrez e, mais comumente, Carlsbad. Feições mirmequíticas e pertíticas são abundantes apenas nos fenocristais, os quais geralmente exibem faixas e zonas de alteração para argilominerais (Figura 4.14 A e B). O oligoclásio tem formato subédrico granular, com dimensões entre 0,4 mm a 1,5 mm. Exibem contatos poligonais e por vezes com terminações arredondadas e geminação do tipo polissintética. Saussurita ocorre ao longo de toda a lâmina, resultando numa massa de epidoto e argilominerais (Figura 4.14 A e B).

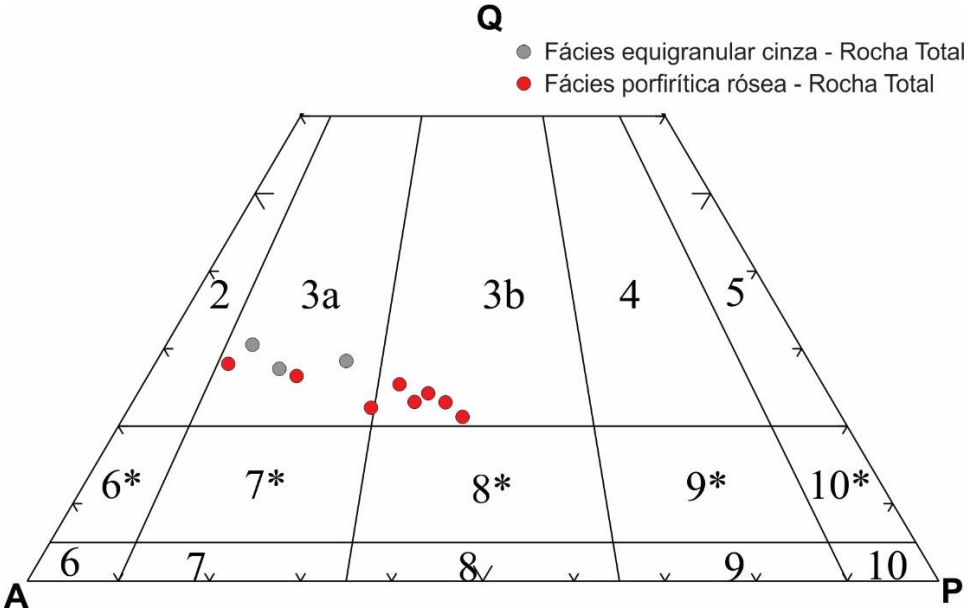


Figura 4.13 - Classificação de rochas (M<90); 3a) Sienogranito; 3b) Monzogranito (Baseado em Streckeisen, 1976). Rocha total: matriz + fenocristais.

Tabela 4.1 - Caracterização resumida do Granito Saival.

Unidade		Granito Saival	
Estrutura		Anisotrópica	Isotrópica
Textura		Porfirítica, matriz inequigranular hipidiomórfica.	Equigranular
Grão (cm)	**Matriz**	1,0 – 1,5	0,5 – 1,0
	Fenocristais	1,5	-
% de Fenocristais	**Microclínio**	10-15%	-
	Plagioclásio	-	-
	Quartzo	-	-
Descrição		Coloração rósea, com fenocristais de microclínio róseos tabulares com média de 1,5 cm	
Índice de cor		Leucocrático	Leucocrático
Minerais Leves ou Félsicos ou claros (%)	**Qtz**	20-25	20-25
	FK	25-30	40-50
	Plag	25-30	25-30
Minerais Máficos ou escuros (%)	**Biot**	7	5
	Hb	5	2-3
	índice M	12	7-8
	Índice M'	12	7-8
Minerais Acessórios		zircão, apatita, minerais opacos e titanita	zircão, apatita, minerais opacos e titanita
Minerais Secundários		clorita, albita, sericita, epidoto e minerais opacos	clorita, albita, sericita, epidoto e minerais opacos
Classificação		**Hornblenda-Biotita Monzogranito a Sienogranito**	**Biotita Sienogranito com Hornblenda**

O quartzo apresenta dimensões entre 0,2 e 1 mm. Mostram contatos poligonais e subordinadamente interlobados, gerando grãos dominantemente anédricos. Extinção ondulante é bastante comum, e feições de intercrescimento ocorrem geralmente na borda de fenocristais de microclínio. É comum a ocorrência de quartzo como pequenos cristais granulares no contato entre cristais milimétricos de plagioclásio e/ou feldspato.

A biotita ocorre na forma de palhetas e lamelas irregulares, com dimensões variando entre 0,2 mm e 1 mm, geralmente compondo agregados. Apresenta forte pleocroísmo, variando entre tons marrom – claro e marrom – esverdeado, e verde – claro a verde – amarronzado. Formam cristais subédricos, associados a minerais opacos, titanita e hornblenda e com alteração para clorita (Figura 4.14 A e B).

A hornblenda ocorre como cristais subédricos, de dimensões entre 0,5 mm e 1,0 mm, com hábito prismático ou granular. Exibe forte pleocroísmo, variando de verde-claro a verde-escuro, até tons amarronzados. Ocorre geralmente associado à biotita, mostrando feições de corrosão e alteração na forma de óxidos de Fe. Minerais opacos e titanita também são comuns em associação a este mineral.

A titanita ocorre como cristais euédricos, de hábito losangular, mas também como agregados irregulares, não superando 0,5 mm de dimensão. Comumente associada à biotita e hornblenda, com minerais opacos em suas bordas.

Os minerais opacos tem formas irregulares a granulares, geralmente ocorrendo como agregados subédricos a euédricos. Dimensões sempre inferiores a 0,6 mm, comumente associados à titanita e biotita, possivelmente resultando da alteração dos mesmos. A apatita e o zircão são cristais inferiores a 0,2 mm, de hábito granular e caráter euédrico, formando em alguns casos halos de corrosão em cristais de biotita.

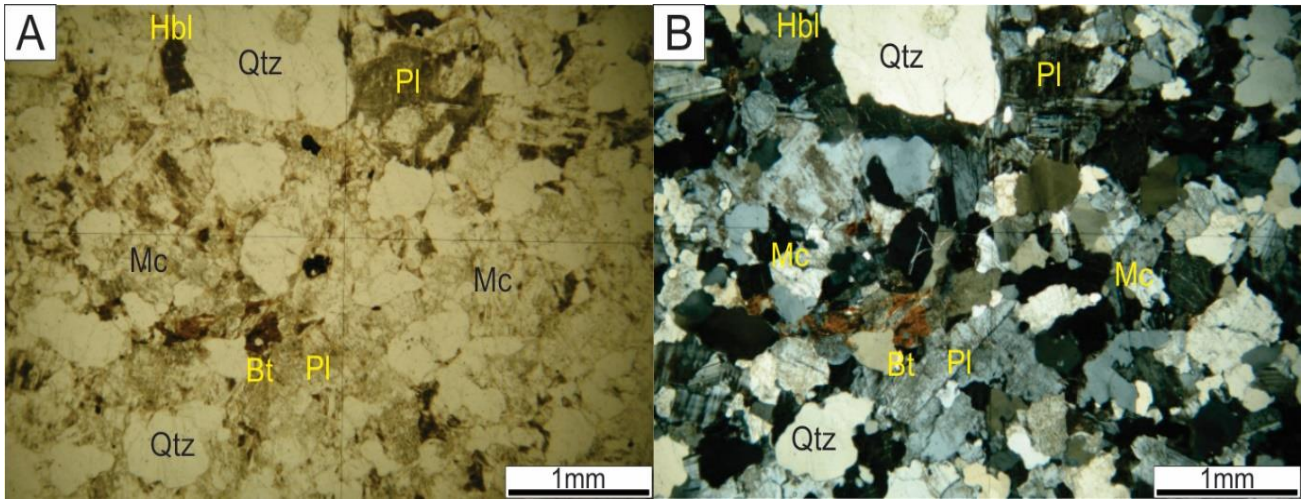


Figura 4.14 - Fotomicrografias dos principais tipos petrográficos, com destaque para os processos de alteração em hornblenda, biotita e feldspato **A)** Polarizadores descruzados; **B)** Polarizadores cruzados. Legenda: Hbl- Hornblenda; Bt- biotita; Mc- Microclínio; Pl: Plagioclásio; Qtz- Quartzo.

4.2.2 Granito Barra do Chapéu

O Granito Barra do Chapéu, previamente delimitado no trabalho de Gimenez Filho (1993), tem uma fração de seu domínio aflorante na porção sudoeste da área de estudo. Pode ser descrito como um batólito ovalado de dimensões quilométricas, com leve orientação NE/SW.

Neste trabalho, foram reconhecidas três associações de fácies principais: Hornblenda-biotita monzogranito a quartzo monzonito porfirítico; Biotita monzogranito com hornblenda porfirítico; e Lajeado (Biotita monzogranito levemente porfirítico a equigranular). Os resultados petrográficos obtidos para o grupo de amostras do Granito Barra do Chapéu foram classificadas com base no diagrama Q-A-P de Streckeisen (1976) (Figura 4.15), utilizando os valores das composições modais estimadas da mineralogia descrita (Tabela 3.2).

Geomorfologicamente, é caracterizado por morros de topos arredondados, encostas convexas, vales abertos e topografia suave, onde não se observa uma variação abrupta de altitude. (Figura 4.16 A).

Esta unidade tem contato intrusivo a norte com o Granito Capote, e contato intrusivo (Figura 4.16 B) a tectônico a leste com a unidade carbonática da Formação Água Clara.

Os afloramentos são predominantemente matacões com dimensões na ordem 2 m de comprimento por 1.5 m altura, podendo atingir nos corpos maiores 5m de comprimento por 3 m de altura (Figura 4.16 C). O grau de intemperismo é médio, caracterizado por um solo de coloração esbranquiçada com a presença de fenocristais reliquiares de microclínio (Figura 4.12 B).

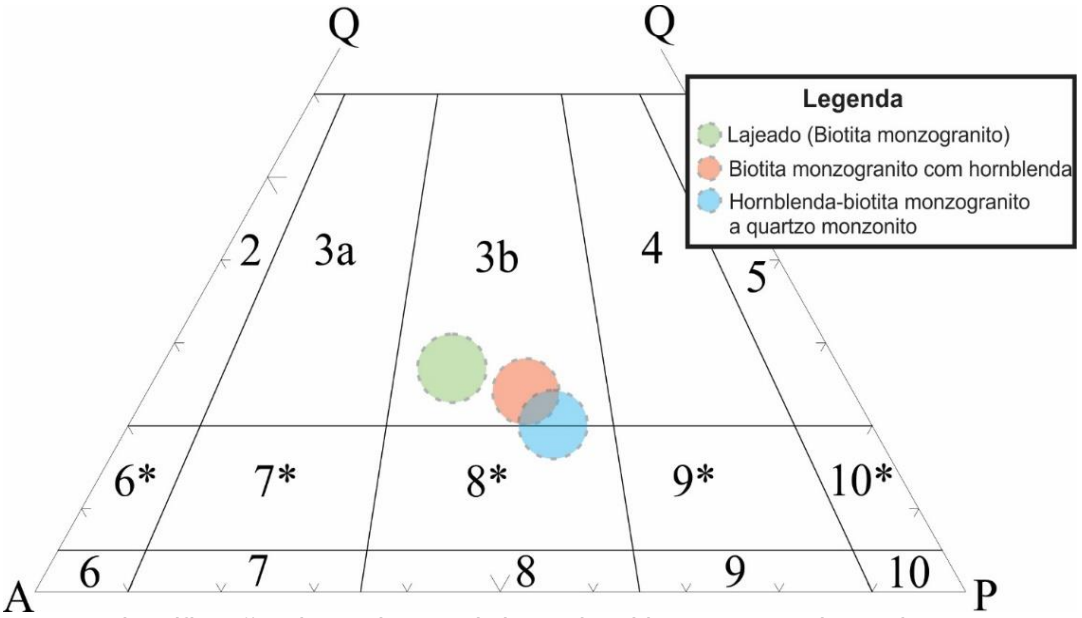


Figura 4.15 - Classificação de rocha total (M<90); 3b) Monzogranito, 8*) Quartzo monzonito (Baseado em Streckeisen, 1976)**.** Devido a quantidade elevada de amostras, a figura demonstra a área principal de ocorrência no QAP.

Gimenez Filho (1993) define para o Granito Barra do Chapéu três principais associações de rochas: Augen gnaisses (enclaves e xenólitos de composição diorítica a monzodiorítica – Figura 4.16 D); granitoides porfiroides; e Granito Lajeado.

Por representar uma pequena parcela do batólito, as tentativas de divisões de fácies foram restritas a caracterizações petrográficas similares, sem, contudo, delimita-las no mapa (com exceção da fácies Lajeado).

A fácies hornblenda-biotita monzogranito (Figura 4.16 E) a quartzo monzonito (Figura 4.16 F) porfirítico representa rochas de coloração cinza, leucocráticas, com anisotropia marcada pela orientação dos fenocristais e dos minerais máficos (Figura 4.17 A), textura porfirítica com megacristais róseos tabulares de microclínio (15-20%) de até 5 cm de comprimento.

Apresenta feições típicas de processo de alteração clorítica pervasiva e epidotização/cloritização confinada em veios, vênulas inferiores a 0,3 mm, adquirindo uma coloração verde escura. A ocorrência de enclaves de composição diorítica a monzodiorítica também é comum.

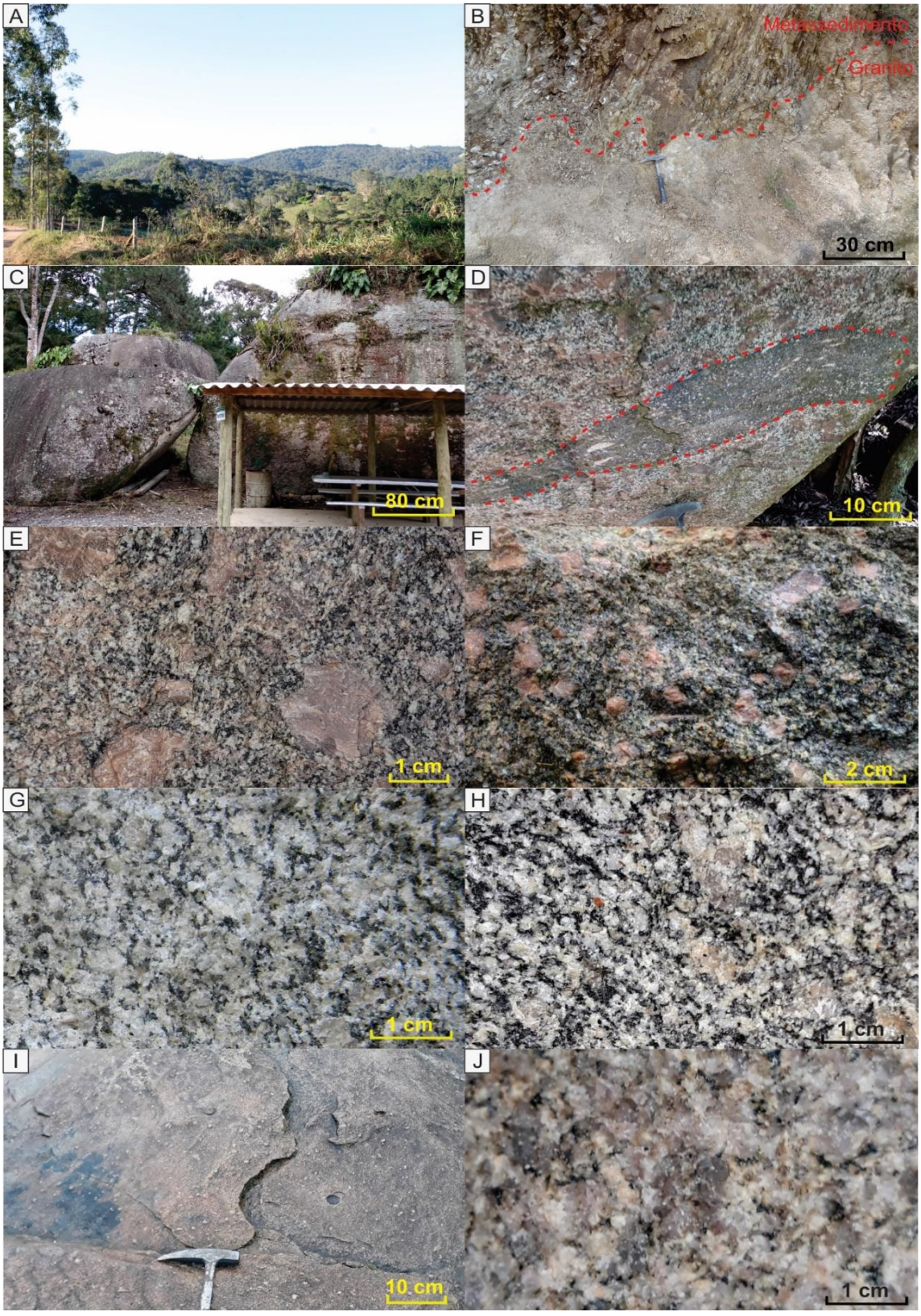


Figura 4.16 - Fotografias da geomorfologia e dos principais tipos petrográficos do Granito Barra do Chapéu. **A)** Destaque geomorfológico da unidade; **B)** Contato intrusivo entre o granito e o metassedimento; **C)** Blocos de dimensões métricas; **D)** Enclave de composição diorítica concordante a foliação; **E e F)** Fácies hornblenda biotita monzogranito a quartzo monzonito. Monzogranito (E) e quartzo monzonito (F) leucocrático, porfirítico com fenocristais de microclínio de 2cm, matriz média; **G e H)** Fácies biotita monzogranito com hornblenda. Monzogranito leucocrático, porfirítico com fenocristais de microclínio menores que 1 cm, de matriz grossa (G) a média (H); **I e J)** Fácies Lajeado. Monzogranito leucocrático, levemente porfirítico (I) a equigranular (J) de matriz de granulação fina.

A granulação da matriz é média e composta por oligoclásio (35-40%), quartzo (17-22%), microclínio (15-20%), biotita (7%) e hornblenda (5%). Os minerais secundários são representados por clorita, albita, sericita, epidoto e minerais opacos. Como acessórios, ocorrem zircão, apatita, allanita, minerais opacos e titanita.

A fácies biotita monzogranito com hornblenda porfirítico é constituída por rochas de coloração cinza-esbranquiçada, leucocráticas, com anisotropia marcada pela orientação dos minerais máficos. Apresenta textura porfirítica com fenocristais róseos a cinzas tabulares de microclínio (5-10%), de até 1 cm de tamanho, envoltos em uma matriz com granulação grossa (Figura 4.15 G) a média (Figura 4.15 H).

A assembleia mineral principal da rocha consiste em oligoclásio (35-40%), microclínio (30%), quartzo (20-25%), biotita (5%) e hornblenda (1-2%); os minerais secundários são clorita, sericita, albita, muscovita, minerais opacos e epidoto; e os minerais acessórios, zircão, apatita, allanita, minerais opacos e titanita (Figura 4.17 B).

A fácies Lajeado (biotita monzogranito) ocorre dentro do perímetro urbano do Bairro Lajeado de Araçaíba, como uma intrusão de formato arredondado. São rochas de coloração cinza-roseado, leucocráticas, isotrópicas a anisotrópicas, com cristais micáceos de biotita que marcam a foliação (Figura 4.17 C). Associações com diques aplíticos são frequentes, que se apresentam concordantes e/ou discordantes com a foliação principal da rocha.

Sua textura é predominantemente porfirítica (Figura 4.15 I), com fenocristais róseos tabulares de microclínio (3-5%) de até 0,5 cm inseridos em uma matriz fina. Secundariamente, são descritas rochas equigranulares (Figura 4.15 J) de matriz fina. A assembleia mineralógica é essencialmente composta por oligoclásio (35%) microclínio (30-35%), quartzo (25%), e biotita (5-7%); os minerais secundários são clorita, albita, sericita, muscovita, minerais opacos e epidoto; e os minerais acessórios, zircão, apatita, allanita, minerais opacos e titanita.

O oligoclásio ocorre sob a forma de cristais subédricos a anédricos, irregulares e tabulares com dimensões de 0,2 mm até 1 mm, com geminação polissintética. O contato com os cristais (predominante com o quartzo) é sinuoso a lobulado. Há processo de sericitização e albitização ocorrendo nas bordas ou completamente em alguns cristais (Figura 4.17 D).

O microclínio possui formas tabulares subédricos a anédricos com dimensões variando de 0,2 mm até 2 mm e geminação em grade. Alguns cristais apresentam mirmequita e pertita. Possuem contatos lobulares com o quartzo a retilíneos e sinuosos com a hornblenda e biotita. Processos de intensa sericitização são frequentes (Figura 4.17 D).

Tabela 4.2 – Classificação petrográfica resumida do Granito Barra do Chapéu.

Unidade		**Granito Barra do Chapéu**		
Fácies		**Fácies Hornblenda-Biotita Monzogranito a Quartzo Monzonito Porfirítico**	**Fácies Biotita Monzogranito com Hornblenda Porfirítico**	**Fácies Lajeado**
Estrutura		Anisotrópica	Anisotrópica	Anisotrópica a isotrópica
Textura		Porfirítica, matriz inequigranular hipidiomórfica	Porfirítica matriz inequigranular hipidiomórfica	Porfirítica, matriz inequigranular hipidiomórfica
Grão	**Matriz (mm)**	2–3	4-5	0,1-0,5
	Fenocristal (cm)	3 - 5	1	0,5
% fenocristais	**Microclínio**	15-20	5-10	3-5
	Plagioclásio	-	-	-
	Quartzo	-	-	-
Descrição		coloração cinza com fenocristais de feldspato róseos	coloração cinza esbranquiçada, com fenocristais de feldspato brancos a róseos	coloração cinza a rósea, com fenocristais de feldspato róseo locais
Índice de cor		Leucocrático	Leucocrático	Leucocrático
Minerais Félsicos ou claros (%)	**Qtz**	17-22	20-25	25
	FK	15-20	30	30-35
	Plag	35-40	35-40	40 (albita) + 4 (olig..)
Minerais pesados escuros (%)	**Biot**	7	5	5
	Horn	5	1-2	-
	Índice M	12	6-7	5
	Índice M'	12	6-7	5
Minerais Acessórios		apatita, zircão, titanita, allanita e minerais opacos	apatita, zircão, titanita, allanita e minerais opacos	apatita, zircão, titanita, allanita e minerais opacos
Minerais Secundários		sericita, albita, epidoto, clorita e minerais opacos	muscovita, sericita, albita, epidoto, clorita e minerais opacos	muscovita, sericita, albita, epidoto, clorita e minerais opacos
Classificação		**Hornblenda-Biotita Monzogranito a Quartzo Monzonito Porfirítico**	**Biotita Monzogranito com Hornblenda Porfirítico**	**Biotita Monzogranito levemente porfirítico a equigranular**

O quartzo é anédrico, com tamanho variando de 0,2 mm até 1 mm, formando agregados granulares ou dispersos. Ocorre no interstício do microclínio e oligoclásio,

apresenta extinção ondulante e contatos sinuosos a lobulares com os demais minerais. Também ocorrem como feições mirmequíticas nas bordas dos cristais de microclínio e inclusões nos demais feldspatos.

A biotita ocorre com pleocroísmo marrom a marrom esverdeado, apresenta cristais micáceos subédricos com dimensões entre 0,2 e 1 mm. Alguns cristais possuem inclusões de opacos e zircão, formando halos pleocróicos e estão em processo de cloritização. Ocorrem levemente orientadas por algumas partes da lâmina. O contato com os outros minerais é serrilhado.

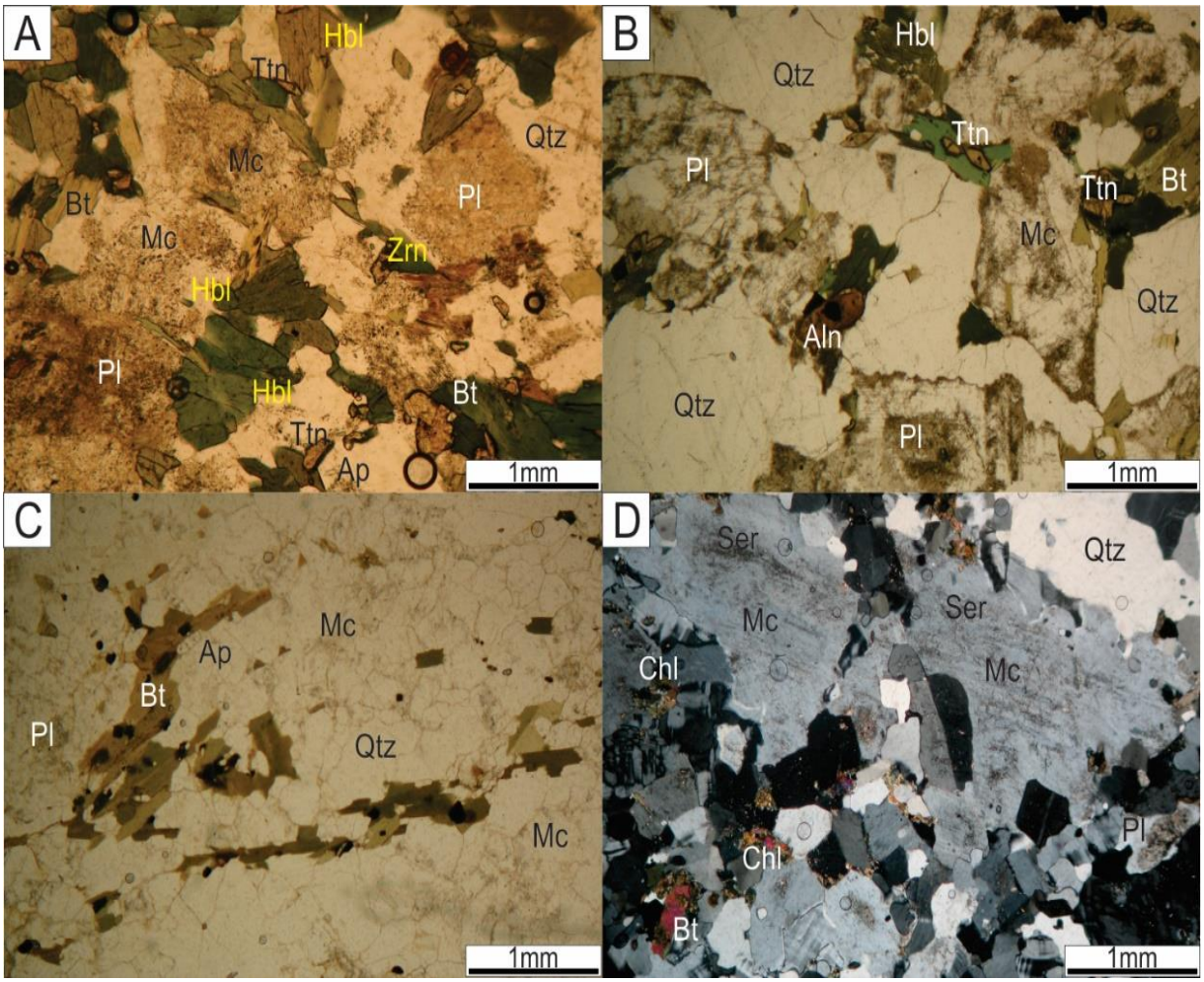


Figura 4.17 - Fotomicrografias dos principais tipos petrográficos do Granito Barra do Chapéu. **A**) Fácies hornblenda-biotita monzogranito a quartzo monzonito Hornblenda-biotita quartzo monzonito com leve orientação dos minerais máficos; **B**) Fácies biotita monzogranito com hornblenda. Biotita monzogranito com hornblenda com cristal de allanita em destaque; **C**) Fácies Lajeado. Biotita monzogranito com leve orientação dos minerais máficos; **D**) Processo de intensa alteração da biotita e do feldspato. A, B e C: Polarizadores descruzados; D: Polarizadores cruzados. Ab - Albita; Ap - Apatita; Chl - Clorita; Hbl - Hornblenda; Bt - biotita; Pl – Plagioclásio; Ttn – Titanita; Ser – Sericita; Aln – Allanita; Mc - Microclínio; Zrn - Zircão; Qtz - Quartzo.

A hornblenda apresenta pleocroísmo verde escuro, verde e verde claro, anédrico e dimensões de 0,2 mm aproximadamente. Ocorre em pequena quantidade na lâmina e os poucos cristais que ocorrem estão se alterando principalmente para biotita, clorita e epidoto. O contato com os demais minerais é retilíneo a serrilhado.

A titanita apresenta pleocroísmo alaranjado e ocorre como cristais cuneiformes euédricos de dimensões no geral inferiores a 0,5 mm. Apresenta-se com inclusões de minerais opacos e envoltos por máficos (biotita e hornblenda) disperso na rocha.

Os minerais opacos, euédricos a anédricos, granulares, com dimensões próximas a 0,3 mm associam-se principalmente aos máficos, como inclusões na biotita e na hornblenda ou dispersos pela rocha.

A allanita ocorre como cristais euédricos com dimensões próximas a 0,4 mm, estando associada ao agrupamento de máficos.

Minerais como a sericita, epidoto e clorita ocorrem como produtos de alteração dos plagioclásios e hornblenda, respectivamente, apresentando dimensões diminutas, em geral, inferiores a 0,1 mm.

4.2.3 Granito Capote

O Granito Capote é compreendido neste trabalho como a porção norte, até então indivisa nos mapeamentos regionais, do Complexo Granítico Três Córregos e corresponde a granitoides pré-cambrianos sin-colisionais alongados na direção NE-SW, com contatos intrusivos e tectônicos com o embasamento do Supergrupo Açungui, ao norte e ao sul, e contatos tectônicos com os granitoides tardi a pós-colisionais, a leste e a oeste.

Geomorfologicamente, associa-se a vales abertos e extensos, de vertentes convexas com declividade bastante variável (média a alta em certas áreas), presente em porções mais arrasadas do relevo, onde predominam drenagens perenes, de padrão dendrítico (Figura 4.18 A).

Os tipos de exposição mais comuns encontradas foram matacões métricos a decamétricos individuais ou em pequenos conjuntos, normalmente nas porções mais aplainadas do relevo, e perfis de intemperismo ao longo de cortes de estrada, calhas e encostas de drenagens. No primeiro caso, o grau de intemperismo é muito baixo a moderado, enquanto no segundo varia de alto a muito alto.

Foi dividido em quatro fácies principais, baseado em características petrográficas e geoquímicas, nomeadas segundo trabalhos anteriores (Takahashi et al., 1984; Theodorovicz et al., 1986; Gimenez Filho, 1993): Fácies Paiol da Telha, Fácies Serra Velha, Associação de Fácies Capote e Fácies Apiaí-Mirim. Associado a estas fácies, encontram-se diques e veios de pegmatito e aplito. Os resultados petrográficos obtidos para o grupo de amostras do Granito Capote foram classificadas com base no diagrama Q-A-P de Streckeisen (1976) (Figura 4.19), utilizando os valores das composições modais estimadas da mineralogia descrita (Tabela 4.3).

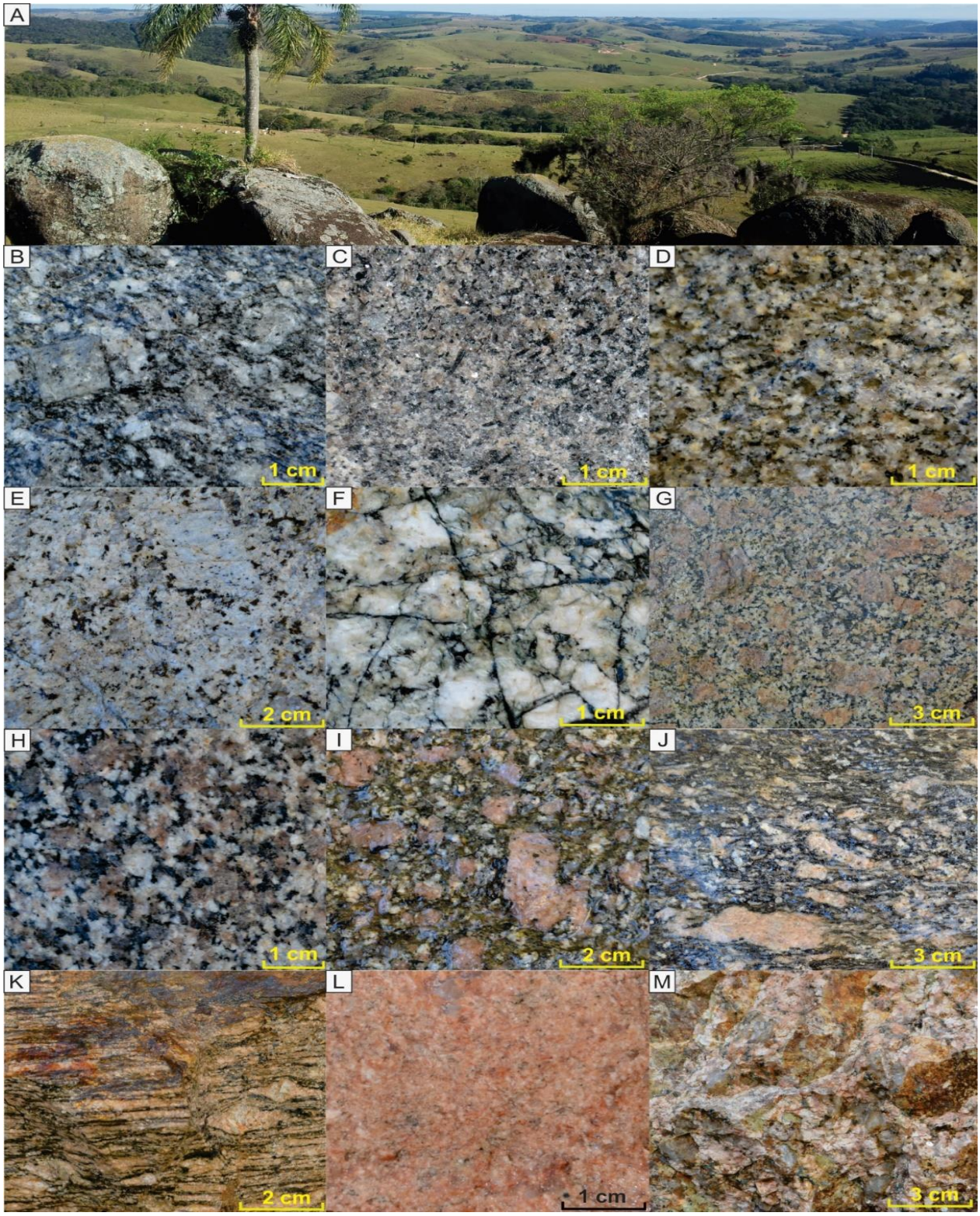


Figura 4.18 - Fotografias da geomorfologia e dos principais tipos petrográficos do Granito Capote. **A)** Destaque geomorfológico do granito; **B, C e D)** Fácies Paiol da Telha. Monzogranito (B), quartzo monzonito (C) a Granodiorito (D) leucocrático porfirítico (B e C) a inequigranular (D), com fenocristais de microclínio cinza a rosa de até 1,5 cm e matriz fina a média. **E e F)** Fácies Serra Velha. Monzogranito leucocrático, porfirítico com fenocristais cinza de microclínio de 2cm, de matriz média (E) e extremamente fraturado (F); **G, H e I)** Associação de Fácies Capote. Monzogranito leucocrático, porfirítico com fenocristais de microclínio rosa maiores que 3 cm (G e I) e localmente de 1 cm (H), de matriz média; **J e K)** Fácies Apiaí-Mirim. Monzogranito leucocrático, porfirítico de matriz fina a média cataclasado (J) a milonitizado (K); **L)** Aplito de composição sienogranítica, rosa, equigranular de matriz fina. **M)** Pegmatito de composição sienogranítica, rosa, de matriz grossa a muito grossa.

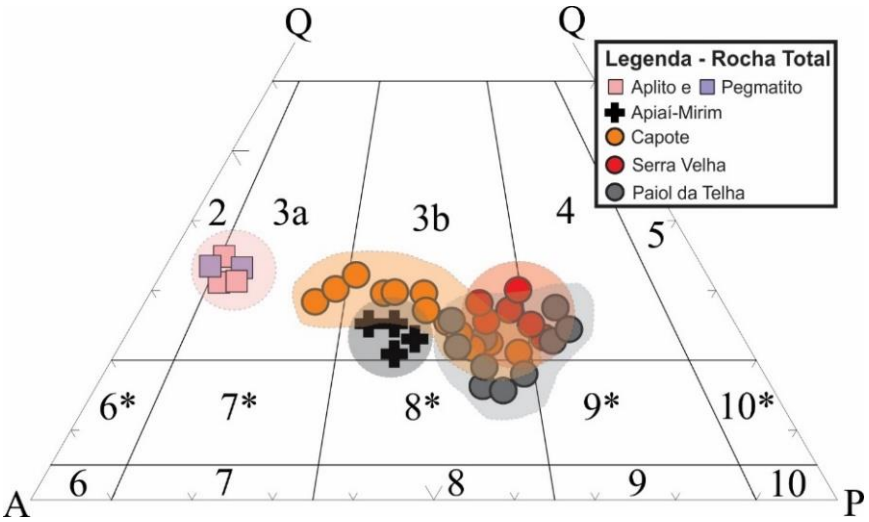


Figura 4.19 - Classificação de rocha total (M<90); 3a) Sienogranito. 3b) Monzogranito, 4) Granodiorito, 8*) Quartzo monzonito (Baseado em Streckeisen, 1976)**.** Rocha total: matriz + fenocristais

4.2.3.1 Fácies Paiol da Telha

A fácies Paiol da Telha é delimitada nas bordas sul do corpo granítico. É caracterizada como monzogranito (Figura 4.18 B), quartzo monzonito (Figura 4.18 C) a granodiorito (Figura 4.18 D), de coloração cinza, leucocrática, isotrópica a localmente anisotrópica, marcada pela orientação tectônica dos máficos e dos fenocristais, inequigranular, porfirítica, com fenocristais de microclínio branco a rosa (15-20%), que variam em torno de 1 a 2 cm com matriz fina a média (Figura 4.20 A).

A composição da matriz é dada por oligoclásio (40-50%), quartzo (15-20%), microclínio (15- 20%), biotita (7%) e hornblenda (5%). Os minerais secundários são traços de sericita, epidoto, albita, clorita e minerais opacos. Como acessórios, titanita (1-2%) e traços de minerais opacos, zircão, apatita e allanita.

O oligoclásio é subédrico, tabular, de até 1mm, secundariamente granular nos interstícios de até 0,1mm, geminado (albita), com inclusões de quartzo, biotita, titanita e minerais opacos. Apresenta contatos serrilhados a anastomosados com outros minerais. Alterado para argilominerais, sericita e albita, gerando um zoneamento (Figura 4.20 B). Esse zoneamento pode indicar cristalização fracionada, no qual o oligoclásio cálcico cristalizou primeiro e a partir do esgotamento do cálcio houve a cristalização do oligoclásio sódico e/ou albita.

O quartzo é granular, subédrico a anédrico de até 1mm ou nos interstícios menor que 0,1mm. Apresenta extinção ondulante, contatos serrilhados com outros cristais e inclusões de minerais máficos, como minerais opacos e biotita.

O microclínio aparece como cristais subédricos de hábito tabular de até 1,5 a 2mm e, secundariamente, granulares de até 0,2mm na matriz. Geminado em grade, com

inclusões similares ao oligoclásio, podendo até ser considerado poiquilítico, com textura de intercrescimento do tipo pertita. Apresenta contatos irregulares com outros cristais e está bastante alterado para argilominerais e saussurita.

Tabela 4.3 - Caracterização petrográfica resumida do Granito Capote.

Unidade		**Granito Capote**			
Fácies		**Fácies Paiol da Telha**	**Fácies Serra Velha**	**Associação de Fácies Capote**	**Fácies Apiaí-Mirim**
Estrutura		Isotrópica, localmente anisotrópica	Isotrópica, localmente anisotrópica	Isotrópica, localmente anisotrópica	Anisotrópica
Textura		Porfirítica, matriz inequigranular hipidiomórfica	Porfirítica matriz inequigranular hipidiomórfica	Porfirítica matriz inequigranular hipidiomórfica	Porfirítica, matriz inequigranular hipidiomórfica
Grão	**Matriz (mm)**	0,3 – 1,5	2 - 3	1,5 – 3/1 – 1,5	0,8 – 1,5
	Fenocristal (cm)	1 - 2	2 - 3	3 – 5/1 – 1,5	2 - 3
% fenocristais	**Microclínio**	15 - 20	10 - 15	15 – 20/10 -15	10 - 15
	Plagioclásio	-	-	-	-
	Quartzo	-	-	-	-
Descrição		coloração cinza, com fenocristais de feldspato brancos a róseos e matriz fina a média	coloração cinza, com fenocristais de feldspato brancos e matriz média.	coloração cinza a rósea, com fenocristais de feldspato rosa e duas modas de matriz: fina e média.	coloração cinza a rósea, com fenocristais de feldspato rosa e matriz fina a média
Índice de cor		Leucocrático	Leucocrático	Leucocrático	Leucocrático
Minerais Félsicos ou claros (%)	**Qtz**	15 - 20	20 - 25	25 - 27	25
	FK	15 - 20	18 - 25	20 -25/40 - 45	25-30
	Plag	40 - 50	45 - 50	40 - 45/20 - 25	40-45
Minerais pesados escuros (%)	**Biot**	7	5 - 7	5 - 6	5 - 7
	Hbl	5	1 - 2	1 - 2	-
	Índice M	12	6 - 9	6 - 8	5 - 7
	Índice M'	12	6 - 9	6 - 8	5 - 7
Minerais Acessórios		apatita, zircão, allanita, titanita e minerais opacos	apatita, zircão, allanita, titanita e minerais opacos	apatita, zircão, allanita, titanita e minerais opacos	apatita, zircão, titanita e minerais opacos
Minerais Secundários		sericita, albita, epidoto, clorita e minerais opacos	sericita, albita, epidoto, clorita e minerais opacos	sericita, albita, epidoto, clorita e minerais opacos	sericita, albita, epidoto, clorita e minerais opacos
Classificação		**Hornblenda – Biotita Monzogranito / Quartzo Monzonito / Granodiorito**	**Biotita Monzogranito a Granodiorito com hornblenda**	**Biotita Monzogranito a Sienogranito com hornblenda**	**Biotita Monzogranito**

A biotita é subédrico tabular de até 0,5mm, com pleocroísmo de verde, verde amarronzado e marrom (Figura 4.20 A). No monzogranito, o pleocroísmo é de marrom claro, marrom e marrom avermelhado (Figura 4.20 B), o que pode indicar uma rocha mais evoluída e rica em K. Apresenta inclusões de minerais opacos, zircão, titanita e apatita e

contatos irregulares a retilíneos. Está alterada para clorita, epidoto, leucoxênio e minerais opacos.

A hornblenda ocorre como cristais subédricos prismáticos de até 0,5mm, com pleocroísmo de verde claro, verde e verde escuro. Apresenta inclusões de minerais opacos, biotita e titanita, com contatos irregulares a retilíneos com os outros minerais. Está alterada para biotita, clorita e minerais opacos. Ausente ou em pequena quantidade no monzogranito.

A titanita é euédrico, prismática, de 0, 5mm até 0,1mm, com contatos retilíneos, levemente consumida e substituída por minerais opacos. Apresenta inclusões de máficos.

Apatita, zircão, minerais opacos e allanita são minerais acessórios, granulares, menor que 0,1 mm, ocorrem principalmente como inclusões e/ou produto de alteração.

4.2.3.2 Fácies Serra Velha

A fácies Serra Velha ocorre na borda noroeste do corpo granítico, em contato com a zona de cisalhamento Itapirapuã. É caracterizada como monzogranito (Figura 4.18 E), a granodiorito, de coloração cinza, leucocrática, isotrópica a localmente anisotrópica, marcada pela orientação secundária dos máficos e dos fenocristais, inequigranular, porfirítica, com fenocristais de microclínio branco (10-15%), que variam em torno de 2 a 3 cm com matriz média (Figura 4.20 C). Encontra-se, altamente fraturado (Figura 4.18 F e 4.20 D), com estrutura cataclástica e fraturas preenchidas por turmalina.

A matriz é constituída por oligoclásio (45-50%), quartzo (20-25%), microclínio (18-25%), biotita (5-7%) e hornblenda (1-2%). Os minerais secundários são traços de sericita, epidoto, albita, clorita e minerais opacos. Como acessórios, titanita (1-2%) e traços de minerais opacos, zircão, apatita e allanita.

O oligoclásio é subédrico, tabular, de até 1,5mm, secundariamente granular nos interstícios de até 0,2mm, geminado (albita), com inclusões de quartzo, biotita, titanita e minerais opacos. Apresenta contatos serrilhados com outros minerais. Alterado para argilominerais, sericita e albita, gerando um zoneamento (Figura 4.20 C). Nas rochas fraturadas, está extremamente saussuritizado e albitizado.

O quartzo é granular, subédrico a anédrico de até 1,5mm ou nos interstícios menor que 0,2mm. Apresenta extinção ondulante, contatos serrilhados com outros cristais e inclusões de minerais máficos, como minerais opacos e biotita. No cataclasito, encontra-se altamente fraturado, com as fraturas preenchidas por quartzo, albita e calcita (Figura 4.20 D).

O microclínio ocorre como cristais subédricos de hábito tabular de até 2mm e,

secundariamente, granulares de até 0,4mm na matriz. Geminado em grade, com inclusões similares ao oligoclásio, com textura de intercrescimento do tipo pertita. Apresenta contatos irregulares com outros cristais e está extremamente alterado para argilominerais e saussurita e fraturado.

A biotita é subédrico tabular de até 0,5mm, com pleocroísmo de verde, verde amarronzado e marrom. Apresenta inclusões de minerais opacos, zircão, titanita e apatita e contatos irregulares a retilíneos. Está alterada para clorita, epidoto, leucoxênio e minerais opacos e, nas rochas fraturadas, está completamente substituída por minerais opacos.

A hornblenda ocorre como cristais subédricos prismáticos de até 0,5mm, com pleocroísmo de verde claro, verde e verde escuro. Apresenta inclusões de minerais opacos, biotita e titanita, com contatos irregulares a retilíneos com os outros minerais. Está alterada para biotita, clorita e minerais opacos e, similar a biotita, está substituída por minerais opacos no cataclasito.

A titanita é euédrico, prismático, de 0,5mm até 0,1mm, com contatos retilíneos, levemente consumida e substituída por minerais opacos. Apresenta inclusões de máficos.

Apatita, zircão, minerais opacos e allanita são minerais acessórios, granulares, menor que 0,1 mm, ocorrem principalmente como inclusões e/ou produto de alteração.

4.2.3.3 Associação de Fácies Capote

A Associação de Fácies Capote é a área de maior expressão no corpo, aflorando em quase toda a parte norte da área. É constituída por uma gama de fácies não cartografadas na escala de mapeamento, mas com características petrográficas e geoquímicas similares entre si. Compreende duas fácies principais: monzogranito a, localmente, sienogranito, isotrópico a anisotrópico, leucocrático, de coloração cinza a rósea, inequigranular, porfirítico com megacristais rosas de microclínio (15-20%) de até 5 cm, tabulares a ovalados e matriz média a grossa (Figura 4.18 G e 4.20 E); e monzogranito a, localmente, sienogranito, isotrópico, leucocrático, de coloração branca a rósea, inequigranular, porfirítico com fenocristais rosas de microclínio (10-15%) de até 1 cm, tabulares e matriz média (Figura 4.18 H e 4.20 F). Próximo a zonas de falha, ocorrem estruturas cataclásticas com matriz fina e maior quantidade de minerais máficos (Figura 4.18 I).

Apresentam composições similares, com oligoclásio (40-45% - monzogranito / 20-25% - sienogranito), quartzo (25-27%), microclínio (20-25% - monzogranito / 40-45% - sienogranito), biotita (5-6%) e hornblenda (1-2%). Os minerais secundários são traços de sericita, epidoto, albita, clorita e minerais opacos. Como acessórios, titanita (1%) e traços de minerais opacos, zircão, allanita e apatita.

O oligoclásio é subédrico, tabular, de até 1,5mm, secundariamente granular nos interstícios de até 0,1mm, geminado (albita), com inclusões de quartzo, biotita, titanita e minerais opacos. Apresenta contatos serrilhados a anastomosados com outros minerais. Alterado para argilominerais, sericita e albita.

O quartzo é granular, subédrico a anédrico de até 1,5mm ou nos interstícios menor que 0,1mm. Apresenta extinção ondulante, contatos serrilhados com outros cristais e inclusões de minerais máficos, como minerais opacos e biotita.

O microclínio aparece como cristais subédricos de hábito tabular de até 1 a 1,5mm e, secundariamente, granulares de até 0,1mm na matriz. Geminado em grade, com inclusões similares ao oligoclásio, podendo até ser considerado poiquilítico, com textura de intercrescimento do tipo pertita. Apresenta contatos irregulares com outros cristais e está bastante alterado para argilominerais e saussurita.

A biotita é subédrico tabular de até 0,5mm, com pleocroísmo de verde, verde amarronzado e marrom. Apresenta inclusões de minerais opacos, zircão, titanita e apatita e contatos irregulares a retilíneos. Está alterada para clorita, epidoto, leucoxênio e minerais opacos.

A hornblenda ocorre como cristais subédricos prismáticos de até 0,5mm, com pleocroísmo de verde claro, verde e verde escuro. Apresenta inclusões de minerais opacos, biotita e titanita, com contatos irregulares a retilíneos com os outros minerais. Está alterada para biotita, clorita e minerais opacos.

A titanita é euédrico, prismático, de 0, 5mm até 0,1mm, com contatos retilíneos, ocorre geralmente associada ao anfibólio; com hábito romboédrico (“cunhas”) com pleocroísmo de tons marrons. Apatita, zircão, minerais opacos e allanita são minerais acessórios, granulares, menor que 0,1 mm, ocorrem principalmente como inclusões e/ou produto de alteração.

4.2.3.4 Fácies Apiaí-Mirim

A norte-nordeste da região de estudo, predomina uma área altamente afetada pela Zona de Cisalhamento Itapirapuã e falhas associadas. Em trabalhos anteriores, era definida como o embasamento paleoproterozoico, nomeado de Complexo Apiaí-Mirim, devido a presença de gnaisse e migmatito. Este trabalho considera que ambas as estruturas citadas têm origem nas interações entre a intrusão granitoide e o embasamento metassedimentar nas zonas de falha, verticalizando os bandamentos, o que gera estruturas cataclásticas a miloníticas (similares a gnaisse) e intrusivas (similares a migmatito). Entretanto, a dissociação entre granitoide e metassedimento em mapa é complexa, e a caracterização

facial deste granitoide torna-se extremamente dificultada devido a estas estruturas geradas pelas falhas. Portanto, será considerada uma fácies indiscriminada, mas que apresenta assinatura geoquímica similar ao Granito Capote.

A rocha é caracterizada como monzogranito de coloração cinza a rósea, leucocrática, anisotrópica, marcada pela orientação dos máficos e dos fenocristais, localmente cataclástica (Figura 4.18 J) a milonítica (Figura 4.18 K), inequigranular, porfirítica, com fenocristais de microclínio rosa (10-15%), que variam em torno de 2 a 3 cm, ovalados, com matriz fina a média. A matriz é composta por oligoclásio (40-45%), quartzo (25%), microclínio (25-30%) e biotita (5-7%). Os minerais secundários são traços de sericita, epidoto, albita, clorita e minerais opacos. Como acessórios, titanita (2-3%) e traços de minerais opacos, zircão e apatita.

O oligoclásio é subédrico granular nos interstícios de até 0,5mm, geminado (albita), com inclusões de quartzo, biotita, titanita e minerais opacos. Apresenta contatos serrilhados a anastomosados com outros minerais. Alterado para argilominerais, sericita e albita.

O quartzo é granular anédrico de até 1,0mm. Apresenta extinção ondulante e contatos serrilhados a anastomosados com outros cristais. Inclusões de minerais máficos, como opacos e biotita. Os cristais de microclínio são subédricos granulares de até 1mm. Está geminado em grade, com inclusões similares ao oligoclásio, com textura de intercrescimento do tipo pertita. Contatos irregulares com outros cristais. Bastante alterado para argilominerais e saussurita.

A biotita é subédrico tabular de até 0,3mm, com pleocroísmo de verde, verde amarronzado e marrom, inclusões de minerais opacos, zircão, titanita e apatita. Está orientada e marca uma foliação do tipo xistosidade (Figura 4.20 G).

Está alterada para clorita, epidoto, leucoxênio e minerais opacos. Representa localmente um pseudomorfo do que poderia ser uma hornblenda, que foi substituída por biotita + epidoto.

A titanita ocorre geralmente associada a biotita, são cristais euhédricos de 0, 5mm até 0,1mm, com hábito romboédrico com pleocroísmo de tons marrons.

Apatita, zircão e minerais opacos são minerais acessórios, granulares, menor que 0,1 mm, ocorrem principalmente como inclusões e/ou produto de alteração.

4.2.3.5 Aplito e Pegmatito

Associado a estas fácies e aos metassedimentos encaixantes, são descritos veios e diques aplíticos e pegmatíticos de tamanhos centimétricos até métricos, intrudindo de maneira discordante e/ou concordante nas rochas hospedeiras.

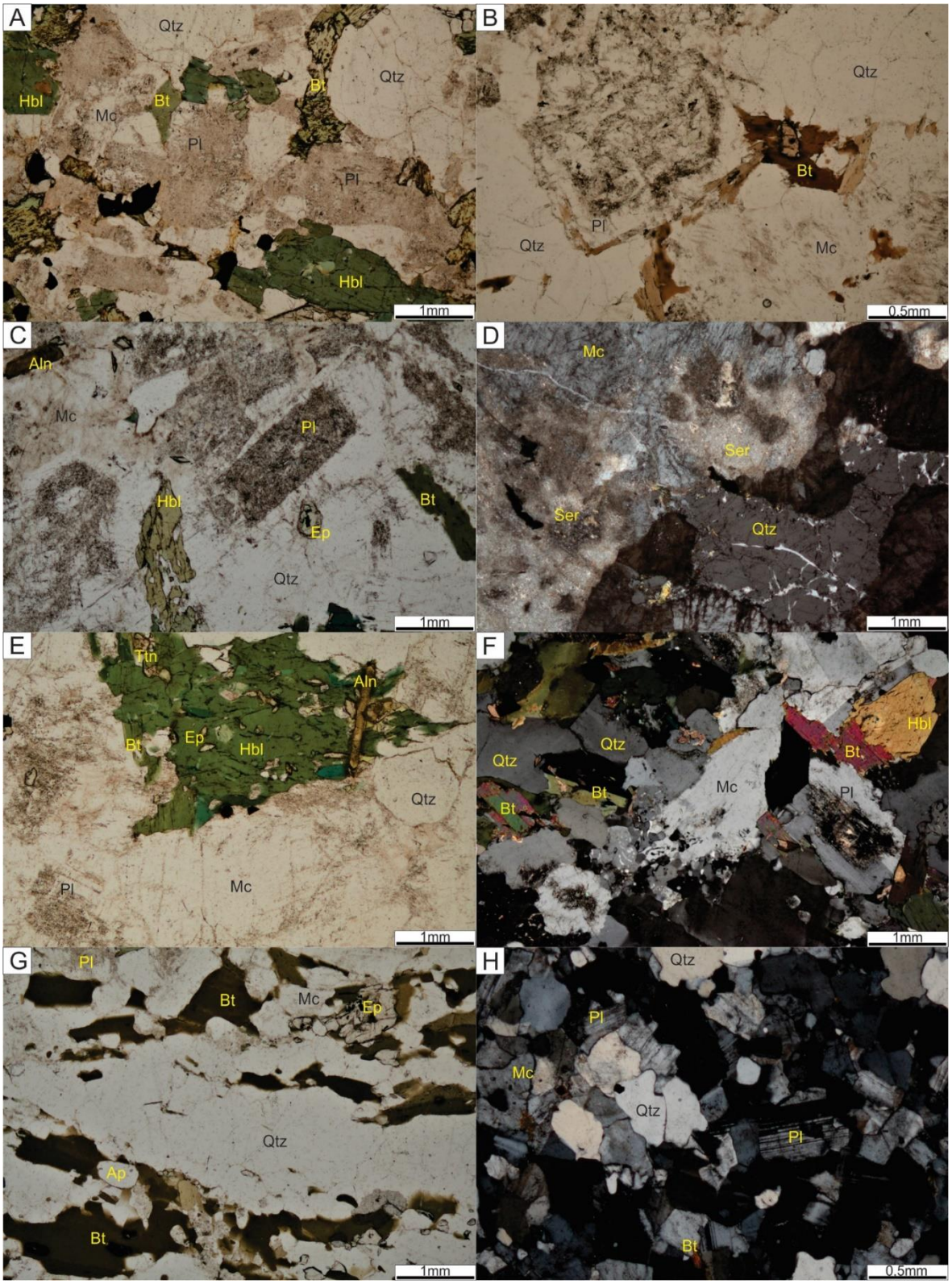


Figura 4.20 - Fotomicrografias sob luz transmitida. **A e B**) Fácies Paiol da Telha. Granodiorito (A) a monzogranito (B) de matriz fina a média, com alta quantidade de máficos (biotita e hornblenda) e plagioclásio com bordas de alteração para albita; **C e D**) Fácies Serra Velha. Monzogranito de matriz média a hornblenda e biotita (C), localmente extremamente fraturado (D), com processos de albitização e sericitização; **E e F**) Associação de Fácies Capote: Monzogranito a hornblenda e biotita (E), com processos de albitização do plagioclásio e biotitização da hornblenda (F); **G**) Fácies Apiaí-Mirim. Monzogranito com anisotropia marcada pela orientação da biotita e hornblenda consumida, com formação de epidoto. **H**) Aplito de matriz fina, hololeucocrático. A, B, C, E, G: Polarizadores descruzados; D, F e H: polarizadores cruzados. Ab: Albita; Bt: Biotita; Mc: Microclínio; Ap: Apatita; Qtz: Quartzo; Pl: Plagioclásio; Ep: Epidoto; Aln: Allanita; Ser: Sericita; Ttn: Titanita.

O aplito é caracterizado como uma rocha isotrópica, de composição sienogranítica, coloração rosa, hololeucocrática, equigranular, com matriz fina a muito fina (Figura 4.18 L e 4.20 H).

É constituído por microclínio (50%), quartzo (30-35%), oligoclásio (10-15%) e biotita (2-5%). Os minerais secundários são traços de sericita, epidoto, albita, clorita e minerais opacos. Como acessórios, titanita (1-2%) e traços de minerais opacos e apatita.

O pegmatito é isotrópico, de composição sienogranítica rosa, hololeucocrático, com matriz grossa a muito grossa (Figura 4.18 M). É constituído por microclínio (30%), albita (30%), quartzo (25%), oligoclásio (10%) e biotita (2-5%). Os minerais secundários são traços de sericita, epidoto, albita, clorita e minerais opacos. Como acessórios, titanita (1-2%) e traços de minerais opacos e apatita.

4.3 Granitoides Tardi a Pós-Colisionais

Na porção norte da área de estudo ocorrem granitoides posteriores ao magmatismo associado ao Complexo Granítico Três Córregos. Esses granitoides são caracterizados principalmente pela estrutura isotrópica, textura do tipo rapakivi, leucocráticos a hololeucocráticos, avermelhados e de composição sienogranítica.

São classificados geoquimicamente como granitoides do tipo A, tardi a – pós colisionais. Apresentam contatos intrusivos e/ou tectônicos com os metassedimentos e com as rochas do Complexo Granítico Três Córregos. Na área, os principais representantes deste magmatismo são: os granitos Correas, Capão Bonito e Sguario, considerados como diferenciados tardios do Complexo Granítico Três Córregos.

4.3.1 Granito Capão Bonito

As rochas do Granito Capão Bonito representam um corpo com forma alongada segundo a direção geral NE-SW, aflorando na parte norte da área de estudo. Apresenta contatos tectônicos a sudoeste com as rochas do Complexo Granítico Três Córregos e a sul com rochas da Formação Água Clara. Os demais contatos a norte/nordeste estão encobertos parcialmente por rochas do Grupo Itararé da Bacia do Paraná.

Geomorfologicamente, sua ocorrência reflete uma área colinosa ou de morrotes, dominada por drenagens dendríticas (Figura 4.21 A). As rochas afloram sob a forma de matacões com blocos de 2 a 15 metros de eixo maior em média. Secundariamente, afloram em pedreiras (Figura 4.21 B), ativas ou abandonadas, que extraem a rocha para uso como ornamental. Sua alteração intempérica produz solo de coloração alaranjada, podendo conter fenocristais reliquiares de feldspato potássico.

A rocha dominante é constituída por sienogranito vermelho (Figura 4.21 C e D), holo-

a leucocrático, isotrópico a levemente milonítico e/ou cataclástico nas regiões marginais do maciço ou zona de fraturamento interno, e com grande homogeneidade textural e composicional. A maioria dos litotipos é constituído por variedades inequigranulares a levemente porfiroides, com duas modas de matriz, fina e média a grossa, entre 0,2 cm a 1,5 cm, e com ocorrência de fenocristais de microclínio (10-15%) na fácies porfirítica, de tamanho entre 0,5 e 4,0 cm, coloração rósea e formato tabular.

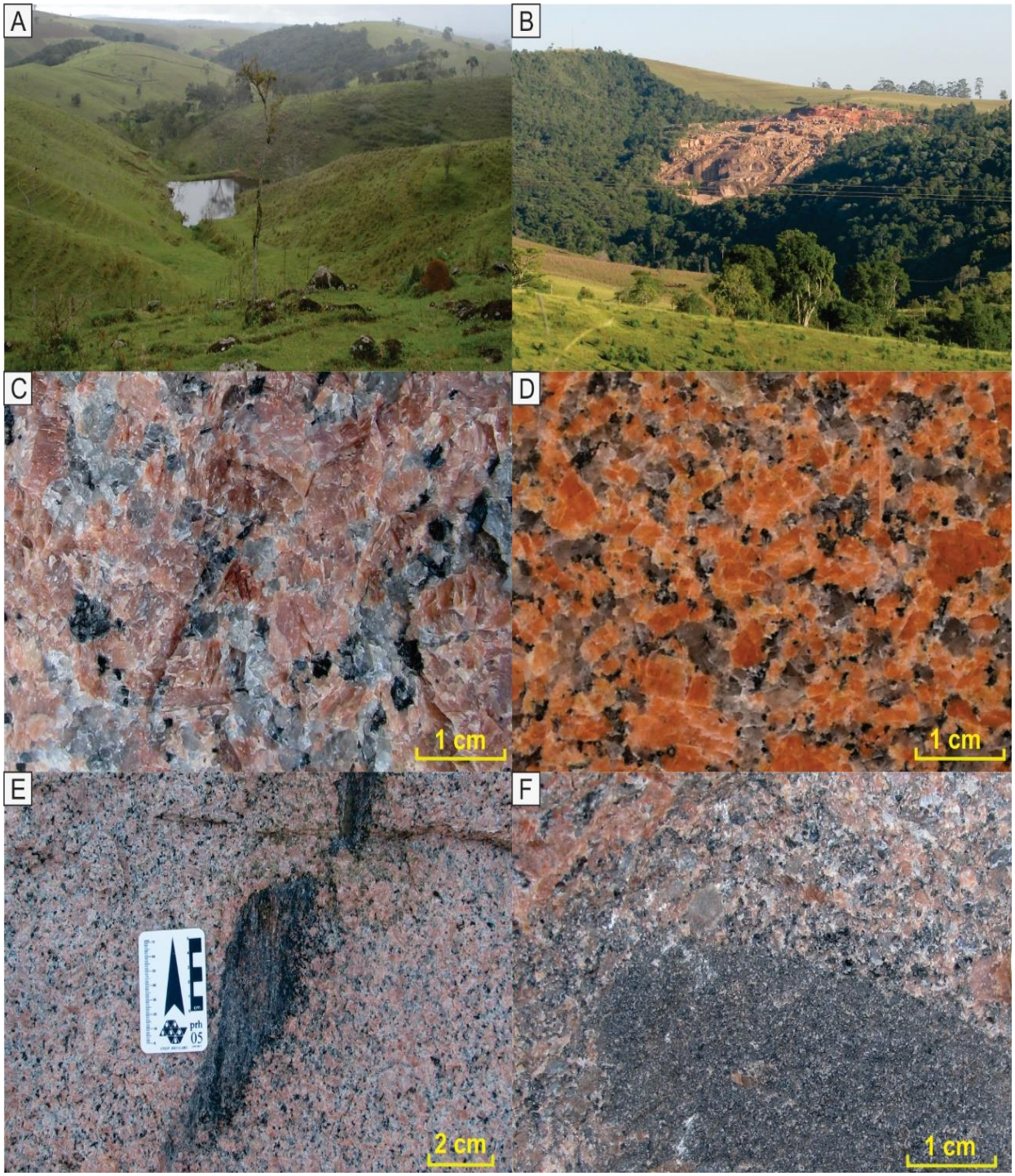


Figura 4.21 - Fotografias da geomorfologia e dos principais tipos petrográficos do Granito Capão Bonito: **A)** Destaque geomorfológico da unidade; **B)** Pedreira ativa com extração para uso em rocha ornamental; **C)** Sienogranito róseo porfirítico com fenocristais de microclínio de 2 cm e matriz média a grossa; **D)** Sienogranito róseo inequigranular de matriz média a grossa; **E)** Pequeno enclave micáceo, de composição diorítica a monzodiorítica; **F)** Xenólito de granito distinto.

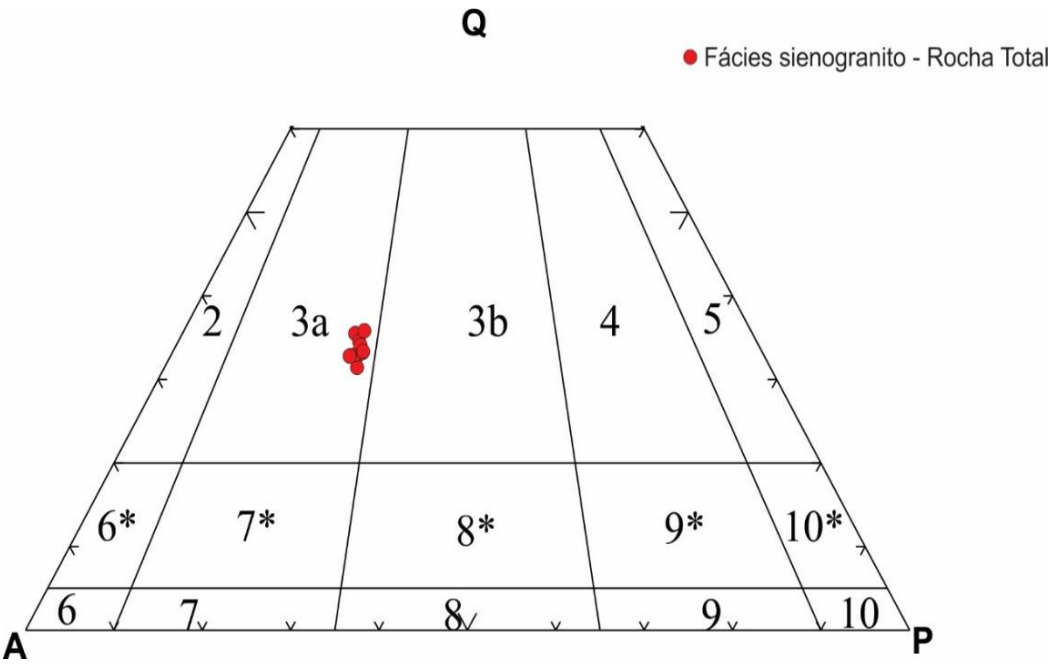


Figura 4.22 - Classificação de rochas (M<90); 3a) Sienogranito (Baseado em Streckeisen, 1976). Rocha total: matriz + fenocristais

Tabela 4.4 - Caracterização geral do Granito Capão Bonito.

Unidade		**Granito Capão Bonito**
Estrutura		Isotrópica
Textura		Porfirítica, matriz inequigranular hipidiomórfica. Localmente, pode ser equigranular
Grão(cm)	**Matriz**	0,2 – 1,5
	Fenocristais	0,5 - 4
% de Fenocristais	**Microclínio**	10-15%
	Plagioclásio	-
	Quartzo	-
Descrição		Coloração rósea a avermelhada, com fenocristais de microclínio róseos com média de 2 cm
Índice de cor		Hololeucocrático a Leucocrático
Minerais Leves ou Félsicos ou claros (%)	**Qtz**	32
	FK	41
	Plag	21
Minerais Máficos ou escuros (%)	**Biot**	4-5
	Hb	<1
	índice M	4-6
	Índice M'	4-6
Minerais Acessórios		apatita, zircão e minerais opacos
Minerais Secundários		sericita, epidoto, hidróxido de ferro e clorita
Classificação		**Biotita Sienogranito com Hornblenda**

Raramente, são encontradas rochas de textura equigranular, fina, de composição similar, mas ocorrendo principalmente como veios (aplito).

Observa-se pela presença de planos de falhas, diques de diabásio intrudidos com direção NW/SE, veios de quartzo e veios pegmatoides, estruturas de *schlieren* definida pela concentração de minerais máficos ou mistura e consumo de magmas mais ricos em máficos (Figura 4.21 E) e xenólitos de granitos distintos (Figura 4.21 F).

A matriz é composta por microclínio (41%), quartzo (32%), oligoclásio (21%), biotita (4-5%) e hornblenda (tr.). Os minerais secundários são representados por sericita, epidoto, hidróxido de ferro e clorita. Como acessórios, ocorrem apatita, zircão e minerais opacos.

Os dados oriundos da contagem modal de minerais félsicos foram lançados no diagrama QAP de Streckeisen (1976) (Figura 4.22) e são apresentados na tabela 4.4, com um sumário das principais características petrográficas das amostras. O microclínio é geralmente pertítico (Figura 4.23 A e B) e representado também por cristais parcialmente corroídos e euédricos, possuindo fraca extinção ondulante e geralmente com inclusões de biotita, quartzo e plagioclásio. Na maioria das vezes, apresenta geminação em grade e encontra-se límpidos ou parcialmente sericitizados e caulinitizados.

O quartzo apresenta-se intersticial definindo uma trama granítica. Possui forma anédrico, contatos serrilhados a fragmentados com os outros cristais, extinção ondulante e pequenas inclusões de feldspato.

O oligoclásio está intensamente zonado, representando um zoneamento rítmico de microbandas mais cálcicas e sódicas. Esta variação composicional é evidenciada principalmente pelo grau distintos de saussuritização do zoneamento (Figura 4.23 D). Muitas vezes, este zoneamento é resultado de bordas mais límpidas de albita.

Os minerais máficos são constituídos principalmente por biotita, secundado por hornblenda, e ocorrem em meio a matriz félsica encontrando-se dispersa caoticamente em placas isoladas ou aglutinadas constituindo glúmeros micáceos e localmente estão inclusas nos feldspatos.

A biotita como máfico predominante encontra-se com uma distribuição aleatória e podem ser encontradas fortemente cloritizadas (Figura 4.23 C). O anfibólio é caracterizado por hornblenda e que no geral encontra-se fortemente biotitizado ou cloritizado.

Os minerais acessórios como apatita, zircão e minerais opacos ocorrem em porcentagens muito pequenas e encontram-se distribuídos isoladamente ou associado aos minerais máficos. Os minerais secundários como sericita, epidoto, clorita e hidróxidos de ferro são resultados da saussuritização dos feldspatos e transformações dos minerais máficos.

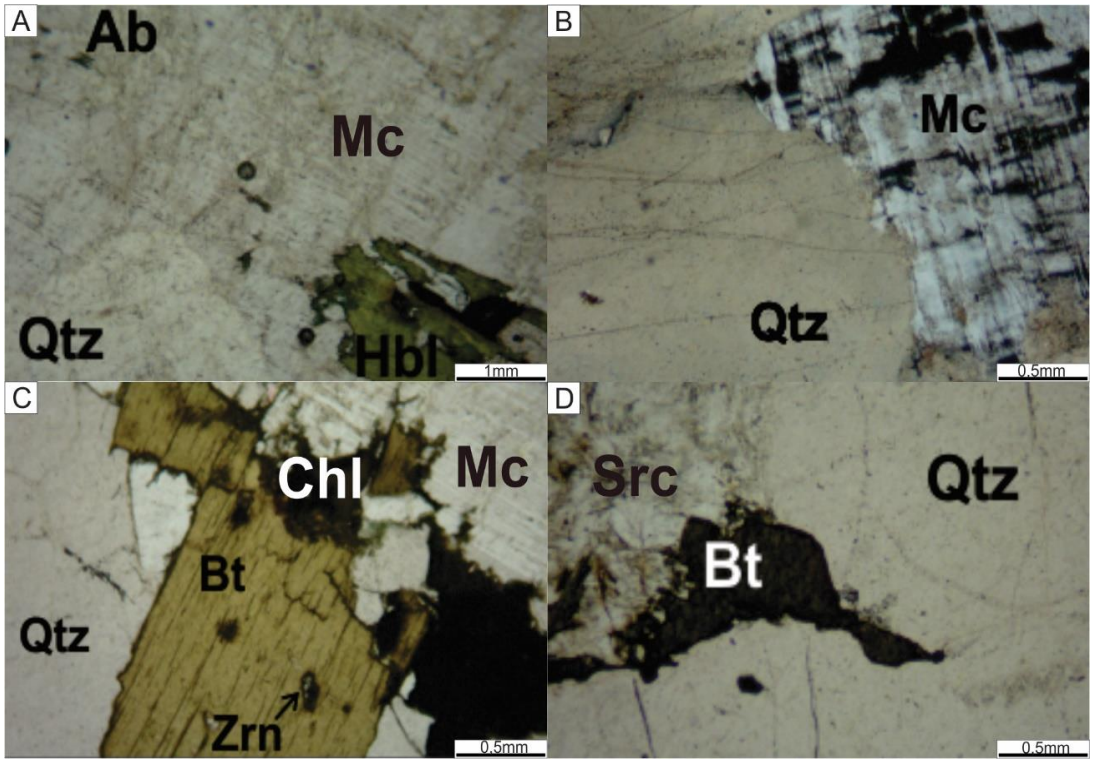


Figura 4.23 - Fotografias dos principais tipos petrográficos sienograníticos. **A**) Cristal de microclínio pertítico, com inclusão de hornblenda; **B**) Contato fragmentado entre quartzo e microclínio pertítico; **C**) Processo de intensa cloritização da biotita **D**) Processo de intensa sericitização do feldspato. A, B, C e D: polarizadores descruzados. Ab- Albita; Chl- Clorita; Hbl- Hornblenda; Bt- biotita; Mc- Microclínio; Zrn: Zircão; Qtz- Quartzo.

4.3.2 Granito Sguario

As rochas do Granito Sguario, recentemente estudado por Marchi et al. (inédito) encontram-se expostas a leste dos contrafortes erosivos da Unidade Geomorfológica da Depressão Periférica, a partir da exposição das sedimentares dos grupos Furnas e Itararé da Bacia do Paraná (Figura 4.24A).

O *Stock* apresenta forma elipsoidal alongada no sentido NE-SW, subparalela ao sentido da Zona de Cisalhamento Itapirapuã, que condiciona estruturalmente as bordas do maciço, com aproximadamente 69 km^2 de área.

O contato do Granito Sguario, ao norte e oeste, é tectônico com as rochas do Grupo Itaiacoca; ao sul e à leste, tectônico, a partir do Falhamento Sguario de direção NW-SE, com as rochas do Complexo Granítico Três Córregos.

As rochas do *Stock* Sguario afloram numa região de planalto, onde a amplitude não varia mais que 150 m. Os afloramentos dispõem-se na forma de grandes matacões e lajedos, e sua distribuição é concentrada nas encostas, que estão parcialmente encobertas por solo e por denso reflorestamento de pinheiros, o que dificulta o reconhecimento de afloramentos (Figura 4.24B).

A faciologia dominante corresponde a monzogranito porfirítico caracterizado por uma ampla gama de rochas de composição granítica holo- a leucocrática, com coloração rósea

a rosa e textura serial a, localmente, hiatal (Figura 4.24C e D). Os megacristais são de microclínio róseo e apresentam concentrações da ordem de 15 a 30%, com predomínio entre 20 e 25%. Casos de frequência extrema, inferiores a 5% e superiores a 40%, podem ocorrer lado a lado em estruturas de fluxo. As dimensões dos fenocristais ocorrem entre 1,5 e 4 cm, com predomínio do intervalo entre 2 e 3 cm (Figura 4.24E).

São rochas dominantemente isotrópicas, mas termos miloníticos ocorrem em que os minerais assumem formas alongadas, estiradas e exibem recristalização parcial. 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 e constituem proto- a ultramilonitos. Localmente, estruturas cataclásticas estão presentes (Figura 4.24 F).

A matriz apresenta coloração cinza escura em função da variação de minerais máficos e composição variável entre monzogranítica a granodiorítica, além de textura equi- a inequigranular média a grossa (Figura 4.24 G). Localmente, as rochas dominantes encontram-se intrudidas por demais variedades faciológicas mais tardias, com características inequigranulares a porfiríticas, além de aplitos e pegmatitos.

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 do entorno do corpo ígneo. É raramente observável a presença de inúmeros enclaves de pequenas dimensões definido por rochas microgranulares e autólitos de composição quartzo diorítica a quartzo monzonítica, e xenólitos de tamanhos variados (Figura 4.24 H).

Para as rochas com textura porfirítica, a matriz apresenta composição média de quartzo (< 25%), intersticial ou em agregados inequigranulares, microclínio (30%), dominantemente pertítico e, às vezes caulinitizados, e oligoclásio (35%), intensamente sericitizado e/ou saussuritizado, mirmequítico ou com bordas mais límpidas de albita.

Os minerais máficos são constituídos por biotita em até 10%, encontrada em placas isoladas, aglutinadas ou que desenvolvem alinhamentos que contornam os fenocristais e definem gnaissificação milonítica. A hornblenda (tr.) é caracterizada por apresentar-se parcialmente alterada para biotita e clorita.

Marchi et al. (inédito) reconhecem seis fácies distintas: Monzogranito Porfirítico Rosa, Sienogranito equigranular Róseo, Monzogranito Porfirítico Cinza, Sienogranito Inequigranular, Sieno- a Monzogranito Equigranular Cinza e Álcali-microclínio Granito. Aqui será discutida apenas a fácies principal (Monzogranito Porfirítico Rosa), por ser a mais representativa do corpo.

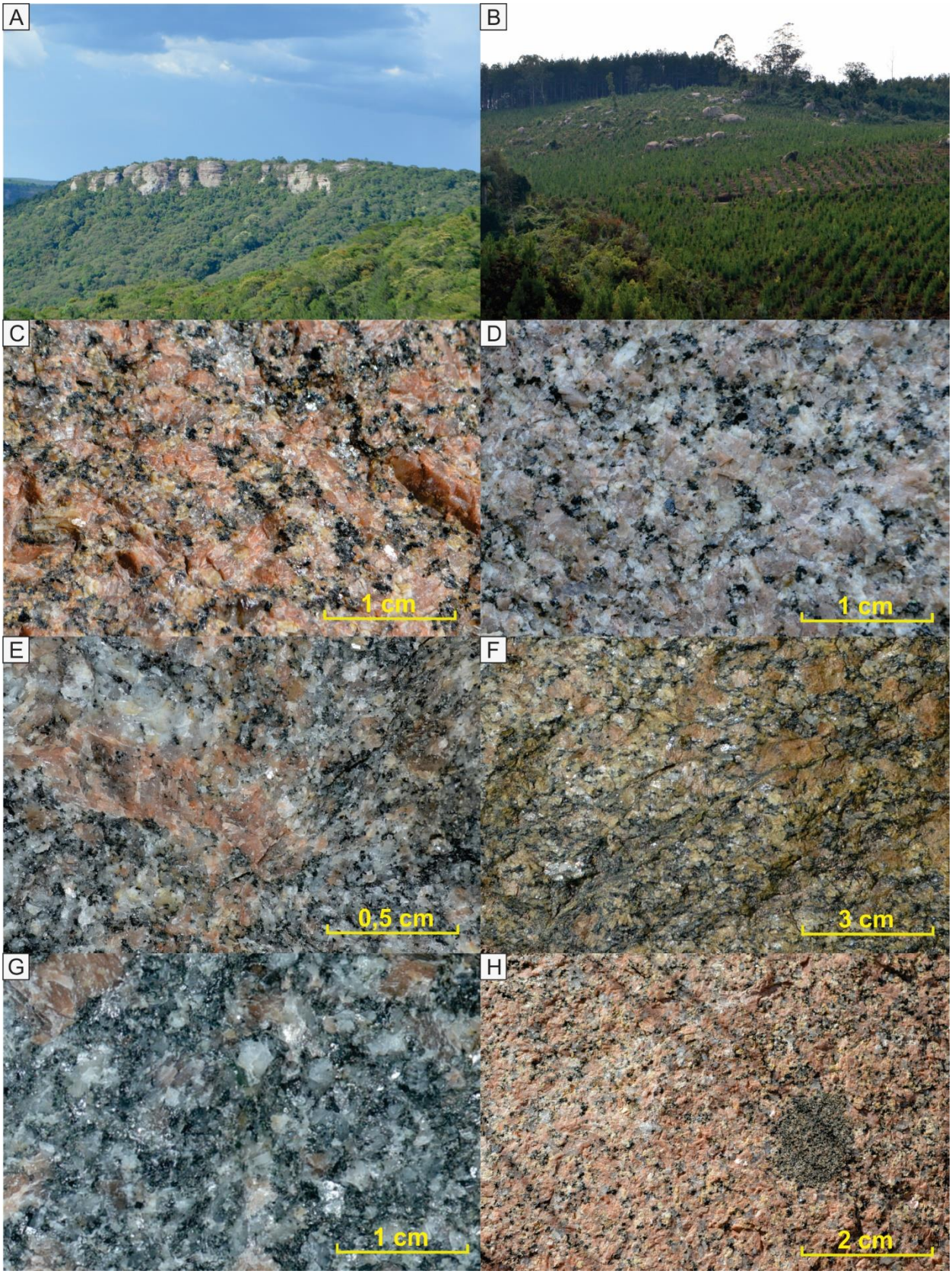


Figura 4.24 - Fotografias da geomorfologia e dos principais tipos petrográficos do Granito Sguario. **A**) Contato erosivo com o Grupo Furnas, da Bacia do Paraná; **B**) Encosta com blocos e matacões; **C** e **D**) Monzogranito porfirítico vermelho (C) a róseo (D), com fenocristais de microclínio centimétricos geralmente agregados em matriz fina a média; **E**) Detalhe de megacristal de microclínio de até 4 cm; **F**) Cataclasito de granito, com foliação marcada pela orientação dos máficos e fenocristais; **G**) Monzogranito inequigranular de matriz cinza média a grossa; **H**) Autólito centimétrico de composição diorítica. (Modificado de Marchi et al., inédito).

A fácies foi classificada com base no diagrama Q-A-P de Streckeisen (1976) (Figura 4.25) e caracterizada na tabela 4.5.

O microclínio é subédrico (Figura 4.26A e B), tabular, com contatos retos a irregulares com plagioclásio e quartzo. Os grãos variam de 0,8 a 2 mm, exibem geminação em grade bem desenvolvida. Às vezes é pertítico e possui cordões com filetes de albita intersticial. O plagioclásio possui grãos subédricos de até 1,5 mm, com frequente geminação polissintética, com frequente saussuritização. Ocorre intensamente sericitizado e/ou saussuritizado, mirmequítico ou com bordas mais límpidas de albita.

O quartzo é anédrico, granular e ocorre intersticialmente, raramente na forma de agregados. Constitui cristais pequenos à grandes, irregulares, salpicados por inclusões fluidas, além de extinção ondulante fraca.

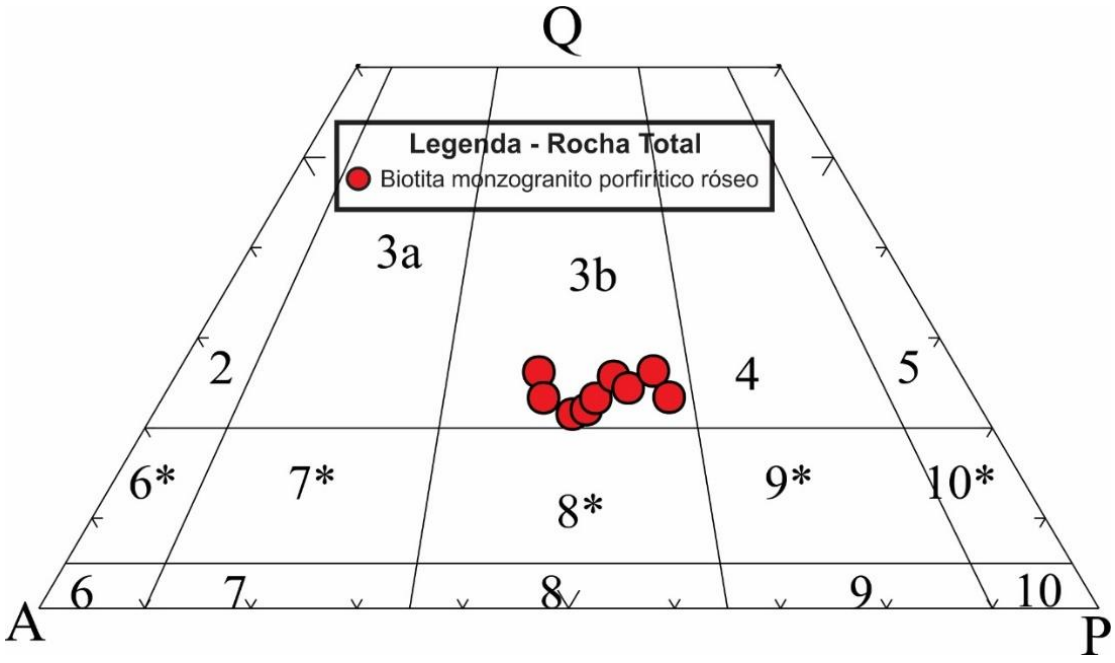


Figura 4.25 - Diagrama QAP (Q= quartzo; A= feldspato alcalino; P= plagioclásio) com a composição modal para as fácies do Granito Sguario (modificado de Marchi et al., inédito). Rocha total: matriz + fenocristais

A biotita ocorre sob a forma de palhetas dispersas (Figura 4.26C) de terminações pontiagudas e pseudomorfos de hornblenda. Está parcial a totalmente cloritizada e ou substituída por epidoto. Muitas palhetas apresentam formação de óxido de Fe paralelos ao plano de clivagem. Os cristais são subédricos a euédricos e possuem até 2 mm no eixo de maior elongação.

A clorita ocorre como produto de alteração das biotitas, em forma de palhetas e até na forma de pseudomorfos de hornblenda. O tamanho varia entre 0,4 a 1,5 mm e o contato com os grãos de feldspato e quartzo são geralmente irregulares. Também são observados pequenos grãos de clorita em microclínio com maior grau de alteração.

Tabela 4.5 - Informações petrográficas gerais das fácies do Granito Sguario (Modificado de Marchi et al., inédito).

Unidade		Granito Sguario
Estrutura		Isotrópica
Textura		Porfirítica, matriz inequigranular hipidiomórfica
Grão(cm)	**Matriz**	0,3 - 2,0
	Fenocristais	1,5 - 4
% de Fenocristais	**Microclínio**	20 - 25
	Plagioclásio	-
	Quartzo	-
Descrição		Fenocristais de FK róseos em matriz cinza fina à média composta por plagioclásio, microclínio e quartzo.
Índice de cor		Leucocrática
Minerais Leves ou Félsicos ou claros (%)	**Qtz**	24
	FK	30
	Plag	35
Minerais Máficos ou escuros (%)	**Biot**	5 - 10
	Hb	<1
	índice M	5 - 10
	Índice M'	5 - 10
Minerais Acessórios		minerais opacos, titanita, allanita, apatita, zircão e carbonato
Minerais Secundários		clorita, sericita e epidoto
Classificação		**biotita monzogranito porfirítico róseo**

Os minerais opacos aparecem associados aos filossilicatos, assim como os cristais de allanita e apatita (Figura 4.26D). A titanita ocorre como pequenos grãos dispersos pela lâmina, na forma de cristais euédricos, assim como os raros cristais de carbonato.

4.3.3 Granito Correas

O Maciço Correas, recentemente trabalhado por Mata et al. (2020) (Figura 4.27), possui dimensões de um *stock* granítico em forma elipsoidal alongada e é subparalelo a direção NE-SW das principais zonas de cisalhamento. Apresenta 5,5 km de comprimento, largura média de 1 km, e perfaz uma área de aproximadamente 5 km². Aflora numa região de planalto, onde a amplitude não varia mais que 150 m. Na área, as maiores declividades são encontradas na porção oeste do corpo, onde existe uma forte quebra de relevo que está associada ao contato do granito com os metassedimentos. As porções centrais do corpo apresentam-se mais íngremes e encontram-se mais dissecadas e erodidas.

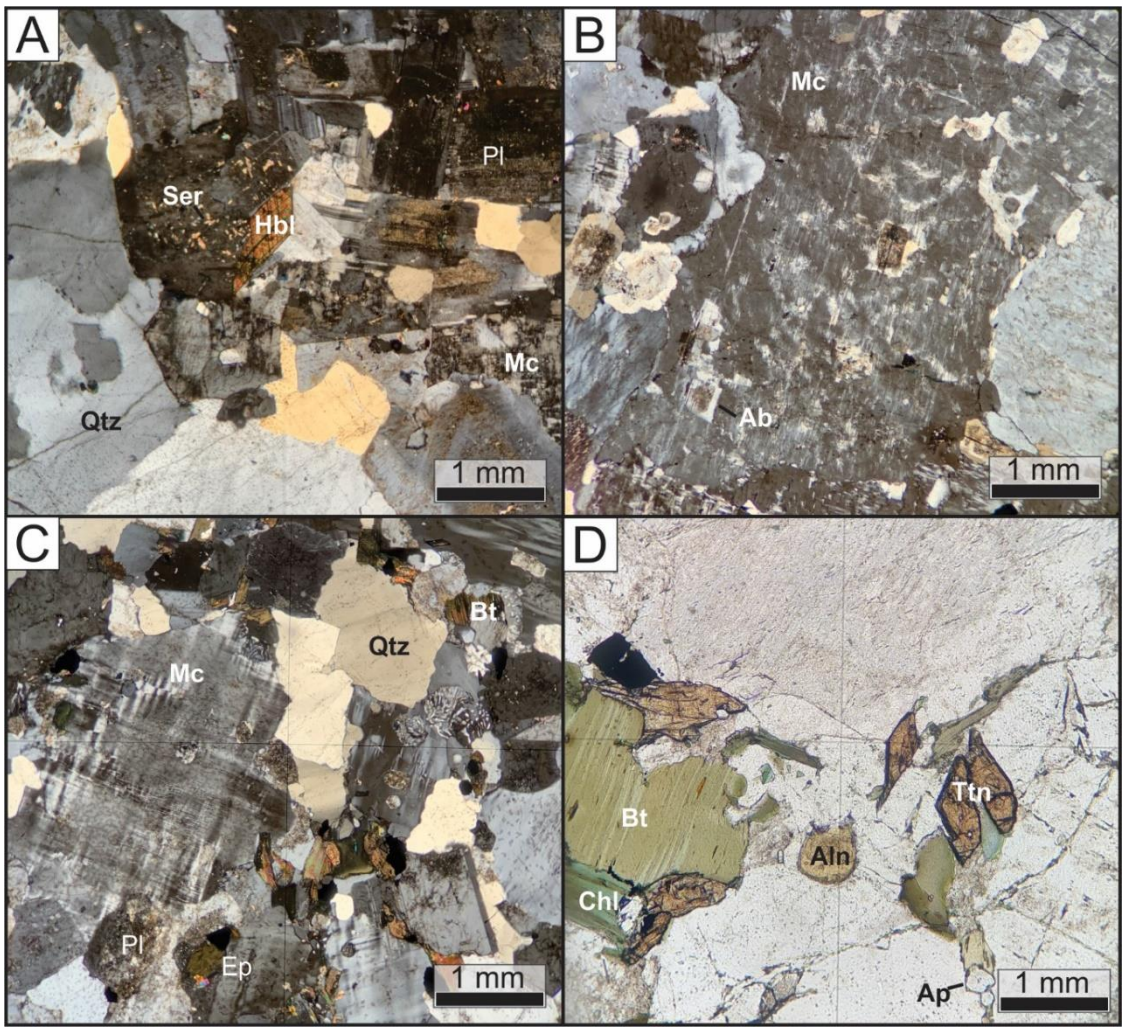


Figura 4.26 Fotomicrografias da fácies monzogranito porfirítico róseo sob luz transmitida. **A**) Aspecto textural granular hipidiomórfico em matriz inequigranular; **B**) Fenocristal de microclínio pertítico englobando cristais de plagioclásio zonado; **C**) Cristais de biotita secundária com epidoto nas bordas associadas à grãos de feldspato; **D**) Cristais de titanita, allanita e apatita associados às micas; (Modificado de Marchi et al., inédito). D: Polarizadores descruzados; A, B, C: polarizadores cruzados. Ab: Albita; Bt: Biotita; Mc: Microclínio; Ap: Apatita; Qtz: Quartzo; Pl: Plagioclásio; Ep: Epidoto; Aln: Allanita; Ser: Sericita; Ttn: Titanita; Chl: Clorita; Hbl: Hornblenda.

Os afloramentos dispõem-se na forma de pequenas exposições das litologias do maciço na forma de grandes matacões e lajedos, parcialmente encobertos com coberturas de solo e por um denso reflorestamento de pinheiros, dificultando muito o reconhecimento de afloramentos.

O limite norte do granito encontra-se delimitado por contatos intrusivos e tectônicos com as rochas metassedimentares da Formação Água Clara e rochas ígneas do Complexo Granítico Três Córregos. O limite sul, também se encontra em contato tectônico com as rochas metassedimentares da Formação Água Clara e as rochas graníticas do Complexo Granítico Três Córregos.

O Maciço Correas compreende tipos petrográficos agrupados segundo características geológicas, petrográficas, texturais e estruturais semelhantes em fácies e/ou

associações de fácies: Biotita Monzogranito Porfirítico, Biotita-Muscovita Sienogranito Porfirítico, Mica-albita Granito Porfirítico com topázio e uma fase pegmatítica.

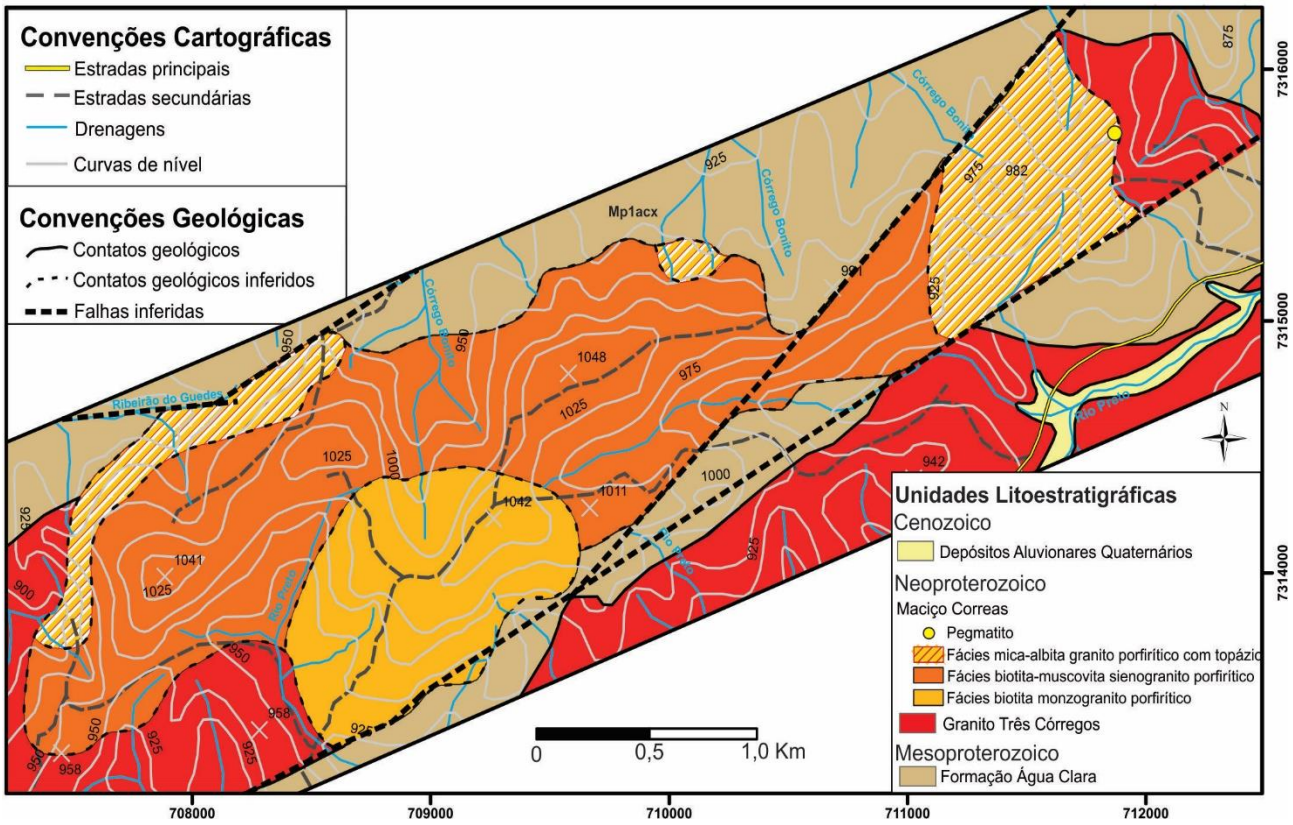


Figura 4.27 - Mapa Geológico da região do Maciço Correas (Mata et al., 2020).

As texturas que aparecem com maior frequência são as porfiríticas, raramente *rapakivi*, mas termos equi- inequigranulares, aplíticos e pegmatoides também são comuns. As feições de texturas *rapakivi* são observadas em raros fenocristais de feldspato potássio ovalados róseos manteados por albita/oligoclásio e pela frequência de fenocristais de quartzo corroído com formas globulares, com tonalidades azuladas, além de cristais de quartzo anédricos intersticiais, oligoclásio uniformes e zonados e biotita dispersas caoticamente ou organizadas em glúmeros.

O índice de coloração destes litotipos é leucocrático com variedades hololeucocráticas constituindo basicamente termos denominados de leucogranitos.

Os resultados petrográficos obtidos para o grupo de amostras do Maciço Correas, nas rochas das fácies e pegmatitos foram classificadas com base no diagrama Q-A-P de Streckeisen (1976) (Figura 4.28), utilizando os valores das composições modais estimadas da mineralogia descrita (Tabela 4.6).

A Fácies Biotita Monzogranito Porfirítico é identificada na porção sudoeste do maciço e aflora sob a forma de um corpo circular, apresentando-se frequentemente na forma de blocos de dimensões variáveis, muitas vezes intemperizados.

São rochas de coloração cinza a rósea, leucocráticas, isotrópicas, inequigranulares a porfiríticas e apresentando fenocristais de microclínio (5%), que variam em torno de 1 cm, fenocristais de quartzo globular (8%) e cristais de oligoclásio (6%) fortemente saussuritizados que variam de 0,2 a 0,5cm (Figura 4.29 A). A granulação da matriz varia de fina a média (0,2 a 1mm) e é composta por microclínio (30%), oligoclásio (21%), quartzo (20%), biotita (6%). Os minerais secundários são muscovita/sericita (3%), e traços de epidoto, clorita e minerais opacos. Os minerais acessórios são o zircão, apatita, topázio e titanita.

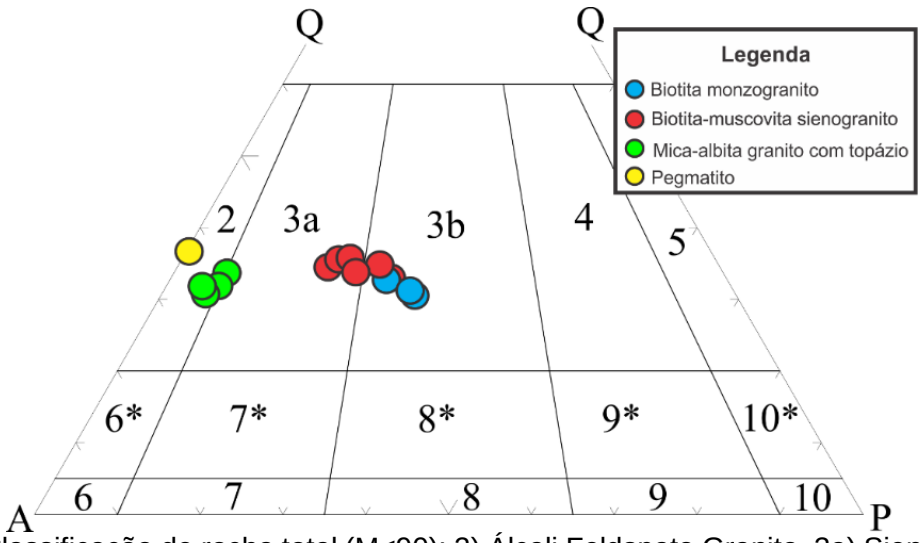


Figura 4.28 - Classificação de rocha total (M<90); 2) Álcali Feldspato Granito, 3a) Sienogranito, 3b) Monzogranito (Baseado em Streckeisen, 1976) (Mata et al., 2020).

A Fácies Biotita-Muscovita Sienogranito Porfirítico é a de maior expressão no maciço, aflorando em quase todo a extensão do corpo. A rocha possui coloração rósea a avermelhada, leucocrática, maciça, porfirítica no qual os fenocristais são de microclínio (7%), oligoclásio (6%) e quartzo (7%) em uma matriz fina a média (Figura 4.29 B), enquanto que na matriz há 28% de microclínio, 17% de oligoclásio, 21% de quartzo, 7% de muscovita, 6% de biotita, e como minerais secundários 1% de muscovita e traços de sericita, albita, epidoto e clorita. Os minerais acessórios são topázio, zircão, apatita, allanita e minerais opacos.

A Associação de fácies mica-albita granito porfirítico com topázio aflora somente nas bordas NE e SW do corpo, sendo atualmente a ocorrência NE lavrada para refratários e cerâmica. É a fácies mais evoluída e mais jovem do maciço e está associada com as mineralizações de Sn e W em greisen que ocorrem nas rochas encaixantes próximas a seu contato.

Nesta associação ocorrem rochas hololeucocráticas, sem biotita, coloração branca a rósea, estrutura maciça, textura inequigranular a porfirítica, com fenocristais de quartzo globular (5%), e microclínio (5%) que variam de 3 a 7mm em matriz média a grossa (Figura

4.29 C). Na matriz há 40% de albita, 23% de quartzo, 17% de microclínio, 4% de oligoclásio, 5% de zinnwaldita, 1% de topázio e como minerais secundários existem traços de sericita e clorita. Os minerais acessórios são zircão, apatita e minerais opacos.

Tabela 4.6 - Informações gerais das associações e fácies graníticas do Maciço Correas (Mata et al. 2020).

Unidade		**Maciço Correas**		
Fácies		**Fácies Biotita Monzogranito Porfirítico**	**Fácies Biotita - Muscovita Sienogranito Porfirítico**	**Fácies Mica-Albita Granito Porfirítico com Topázio**
Estrutura		Isotrópica	Isotrópica	Isotrópica
Textura		Porfirítica, matriz inequigranular hipidiomórfica	Porfirítica matriz inequigranular hipidiomórfica	Porfirítica, matriz inequigranular hipidiomórfica
Grão (mm)	**Matriz**	0,3 – 2	0,1 -1	0,1 - 0,8
% fenocristais	**Microclínio**	5	7	5
	Plagioclásio	6	6	-
	Quartzo	8	7	5
Descrição		coloração cinza a rósea, com fenocristais de feldspato brancos a róseos e de quartzo	coloração cinza a vermelha, com fenocristais de feldspato brancos a róseos e de quartzo.	coloração branca a rósea, com fenocristais de feldspato e de quartzo e.
Índice de cor		Leucocrático	Leucocrático	Hololeucocrático
Minerais Félsicos ou claros (%)	**Qtz**	28	28	28
	FK	35	35	22
	Plag	27	23	40 (albita) + 4 (olig..)
Minerais pesados escuros (%)	**Biot**	6	6	-
Minerais pesados claros (%)	**Zwd**	-	-	5
	Musc	2	7	5 (quando não há zwd)
	Índice M	8	13	5
	Índice M'	6	6	5
Minerais Acessórios		apatita, topázio, zircão, allanita e minerais opacos	apatita, allanita, zircão, topázio e minerais opacos	topázio, zircão, apatita e minerais opacos
Minerais Secundários		muscovita, sericita, albita, epidoto, clorita e topázio	muscovita, sericita, albita, epidoto, clorita e topázio	sericita, epidoto e clorita
Classificação		**Biotita Monzogranito Porfirítico**	**Biotita-Muscovita Sienogranito Porfirítico**	**Mica-Albita Granito Porfirítico com topázio**

Os Pegmatitos e Veios são restritos e afloram próximo a fácies mica-albita granito, no contato com as encaixantes. Os pegmatitos possuem estrutura bandada e caracterizam-se pela alternância de bandas quartzosas e micáceas, com presença de topázio em alguns locais. Os cristais de quartzo, mica e topázio estão bem formados e chegam a ter mais de 5cm (Figura 4.29 D). Esses fenocristais encontram-se envoltos em uma matriz bem mais fina composta por albita, quartzo, microclínio e muscovita. Os fenocristais de quartzo e topázio são poiquilíticos e englobam cristais finos de albita.

A muscovita é bem desenvolvida e varia de 0,5 a 3 mm, por vezes poiquilítica. As palhetas de muscovita possuem kink-bands, o que indica uma deformação do granito. Também foram observados cristais menores de muscovita de até 0,2mm formados a partir da alteração dos plagioclásios (Figura 4.30 B).

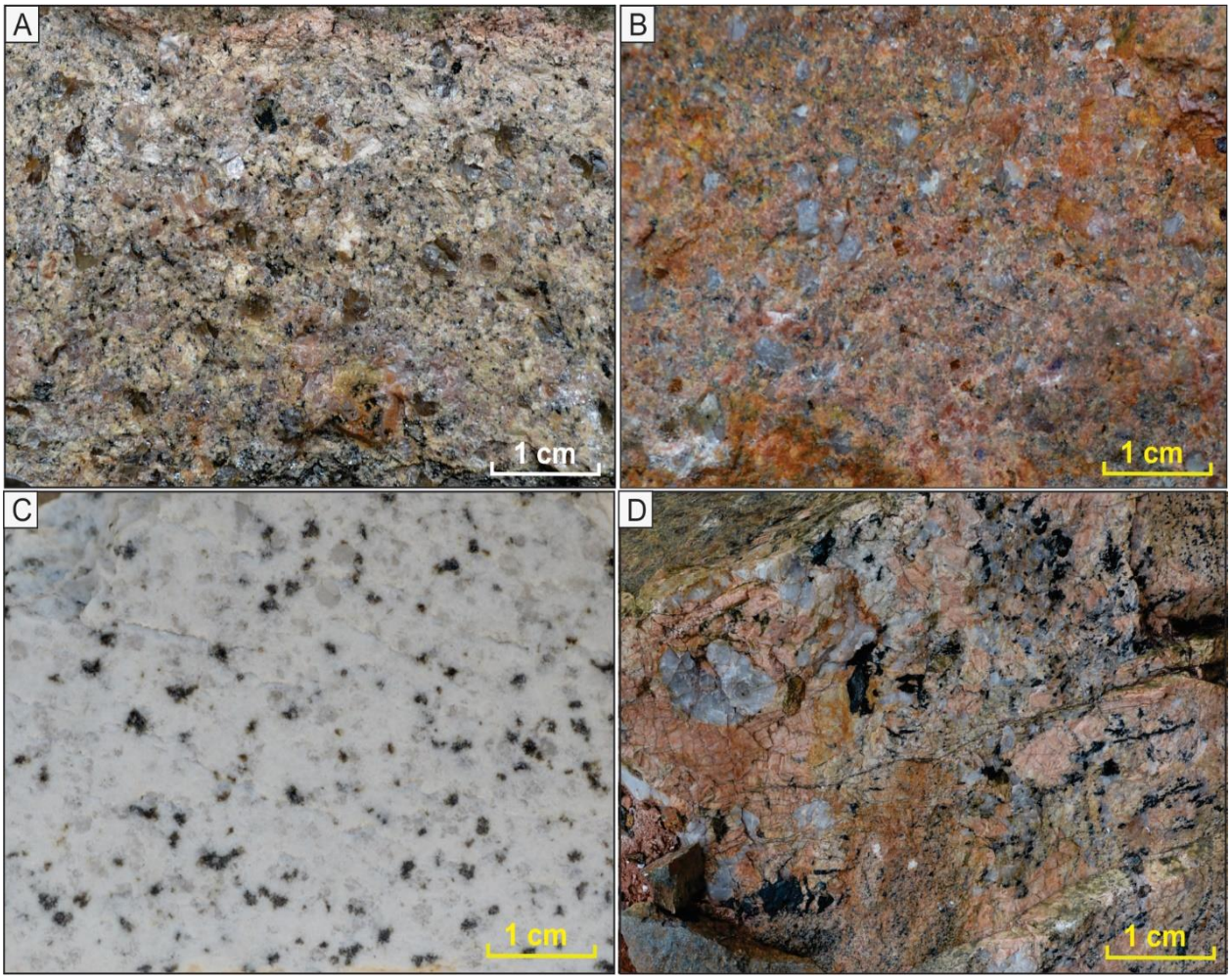


Figura 4.29 - Aspectos macroscópicos: **A**) **-** Fácies Biotita Monzogranito Porfirítico. Monzogranito leucocrático, equigranular a porfirítico e matriz de granulação média. **B**) Fácies Biotita-Muscovita Sienogranito Porfirítico. Sienogranito de coloração rósea, com presença de fenocristais de quartzo globular de coloração azulada, porfirítica e matriz de granulação média; **C**) Fácies Mica-Albita Granito Porfirítico com topázio; Álcali Feldspato Granito de coloração cinza a esbranquiçada, com fenocristais de quartzo globular, inequigranular a levemente porfirítica com matriz de granulação fina a média; **D**) Fase Pegmatítica; fenocristais de quartzo, mica e topázio no pegmatito.

Os fenocristais de microclínio variam de 1 a 1,5 cm, e a maioria dos cristais possui textura de intercrescimento do tipo pertita. Alguns cristais também apresentam textura poiquilítica, na qual são englobados pequenos cristais de quartzo, plagioclásio, biotita e muscovita. Alguns fenocristais de microclínio também estão parcialmente alterados para a albita (Figura 4.30 A).

Os fenocristais de plagioclásio são subédricos, tem hábito tabular, e variam de 2 a 6 mm, em sua maioria os cristais são zonados e estão fortemente saussuritizados, principalmente no centro (mais cálcico) do que nas bordas (mais sódicas).

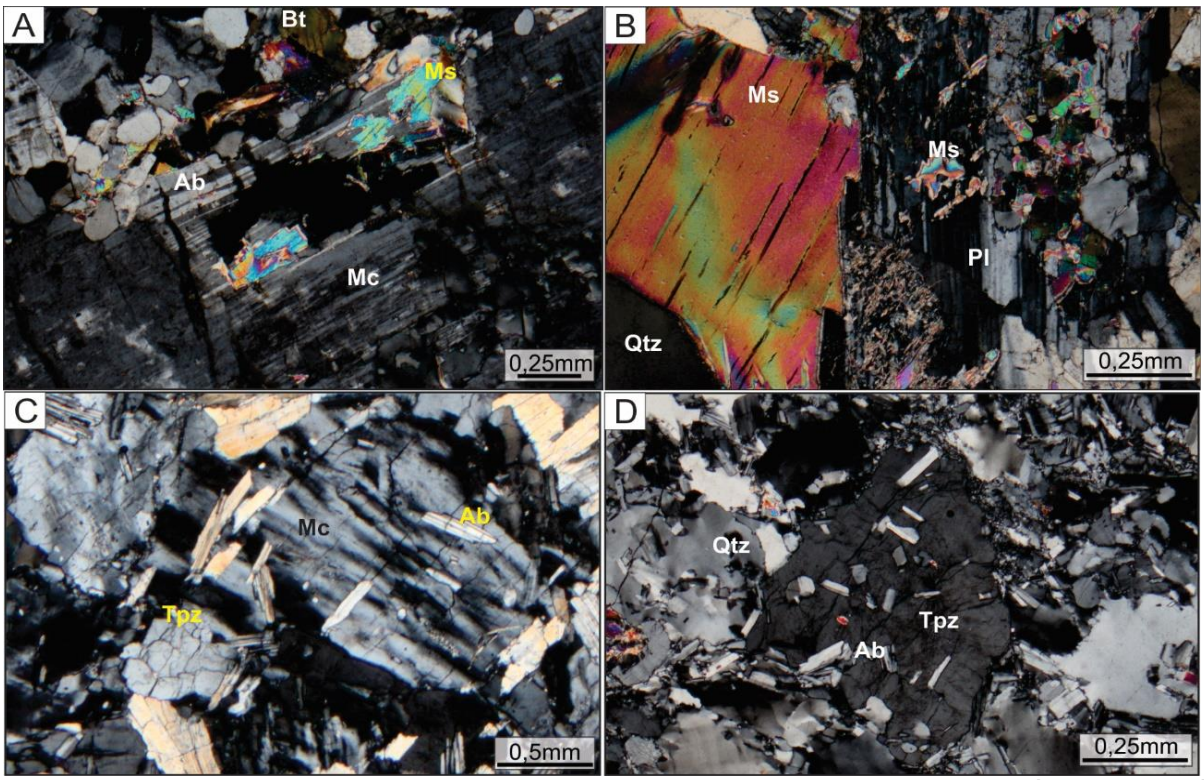


Figura 4.30 - Fotomicrografias sob luz transmitida. **A**) Biotita Monzogranito Porfirítico: Microclínio parcialmente alterado para albita; **B**) Biotita-Muscovita Sienogranito Porfirítico: Cristal de muscovita primária ao lado de cristal de plagioclásio alterado com formação de muscovita secundária; **C**) Mica-Albita Granito Porfirítico com topázio: Fenocristal de microclínio poiquilítico englobando ripas de albita e cristal de topázio modal; **D**) Pegmatitos e Veios: Fenocristal de topázio poiquilítico. A, B, C e D: polarizadores cruzados. Ab: Albita; Bt: Biotita; Mc: Microclínio; Ms: Muscovita; Qtz: Quartzo; Pl: Plagioclásio; Tpz: Topázio.

Os fenocristais de quartzo possuem as bordas corroídas, são arredondados e variam de 1 a 4 mm, porém também existem alguns cristais de mais de 1cm. Os fenocristais possuem textura poiquilítica e englobam outros cristais de quartzo, plagioclásio e muscovita. Os cristais de biotita possuem entre 0,1 e 0,5 mm, estão dispersos por toda a rocha e encontram-se em sua maioria cloritizados e greisenizados (formação de muscovita secundária.

Os cristais de zinnwaldita são subédricos, com pleocroísmo variando de incolor ao marrom claro (em algumas amostras a mica não possui pleocroísmo, e foi identificada como sendo muscovita). São bem desenvolvidos e variam de 0,5 a 1,5mm. As bordas de alguns dos cristais estão parcialmente sericitizadas.

Os cristais de topázio são subédricos e variam de 0,5 a 1mm (Figura 4.30 C e D). Os cristais de fluorita são incolores e possuem manchas roxas, estão dispersos por toda a rocha, mas ocorrem geralmente associados as micas.

4.4 Bacia do Samambaia

A bacia do Samambaia é caracterizada por um relevo de morrotes suavizados de

média a alta amplitude nas proximidades do Ribeirão Samambaia, expostos numa área aproximada de 10 km². São morrotes de topo arredondado sem nenhuma tropia evidente, em sua maioria de vertentes côncavas. Os afloramentos são abundantes e bem preservados, representados por blocos nos morros (Figura 4.31 A) e, secundariamente, em cortes de estrada. O contato com os metassedimentos da Formação Água Clara é de caráter discordante ao leste e oeste e tectônico a norte e sul.

A rocha é um conglomerado polimítico clasto-sustentado cinza-azulado com seixos avermelhados (Figura 4.31 B). A estrutura é maciça e a granulação da matriz é grossa a muito grossa, com aspecto microconglomerático, rica em quartzo e feldspato cimentados por uma matriz de clorita + sericita.

Os seixos são euédricos, não apresentam nenhum tipo de selecionamento, não-imbricados, de feldspato potássico róseo, subangulosos e subédrico de tamanhos variados (1-8 cm). Em menor quantidade, ocorrem seixos de rochas, como quartzito, mármore e calciossilicatada. Na proximidade com as zonas de falha, a rocha encontra-se brechada e extremamente fraturada, com textura cataclástica até milonítica e granulação fina a muito fina.

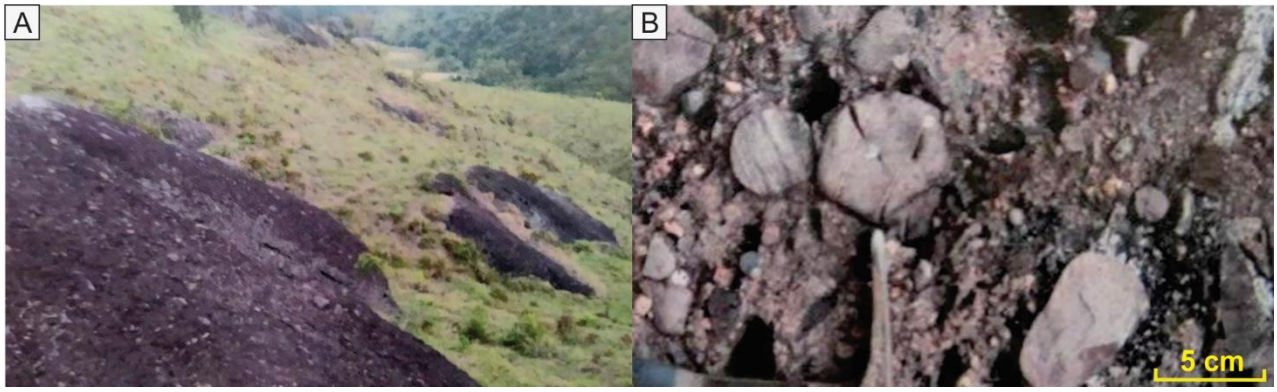


Figura 4.31 - Fotografias da geomorfologia e do conglomerado: **A)** Destaque geomorfológico do Conglomerado Samambaia; **B)** Conglomerado polimítico clasto-sustentado cinza azulado, com seixos róseas de feldspato potássico e matriz grossa a muito grossa.

4.5 Magmatismo Serra Geral

Associado ao magmatismo básico da Formação Serra Geral, ocorrem na área diabásio na forma de diques, de distintas dimensões, métricos a quilométricos, orientados na direção preferencial NW-SE, com contatos discordantes às demais unidades. Algarte et al. (1973), considerando a alta incidência de diques na região, definiram uma estrutura linear, bastante extensa e profunda, denominada “Fissuramento de Guapiara”, responsável pela intrusão destes corpos. Geomorfologicamente, apresenta-se como drenagens encaixadas e vales retilíneos, ou em topos de morrotes e colinas (Figura 4.32 A).

As exposições de rocha dessa unidade ocorrem na forma de blocos residuais e *in*

situ, que variam de tamanhos principalmente decimétricos a métricos (Figura 4.32 B), mostrando de forma frequente uma acentuada alteração intempérica esferoidal (Figura 4.32 C), com geração de solos de coloração ocre a avermelhada e concentração superficial de magnetita.

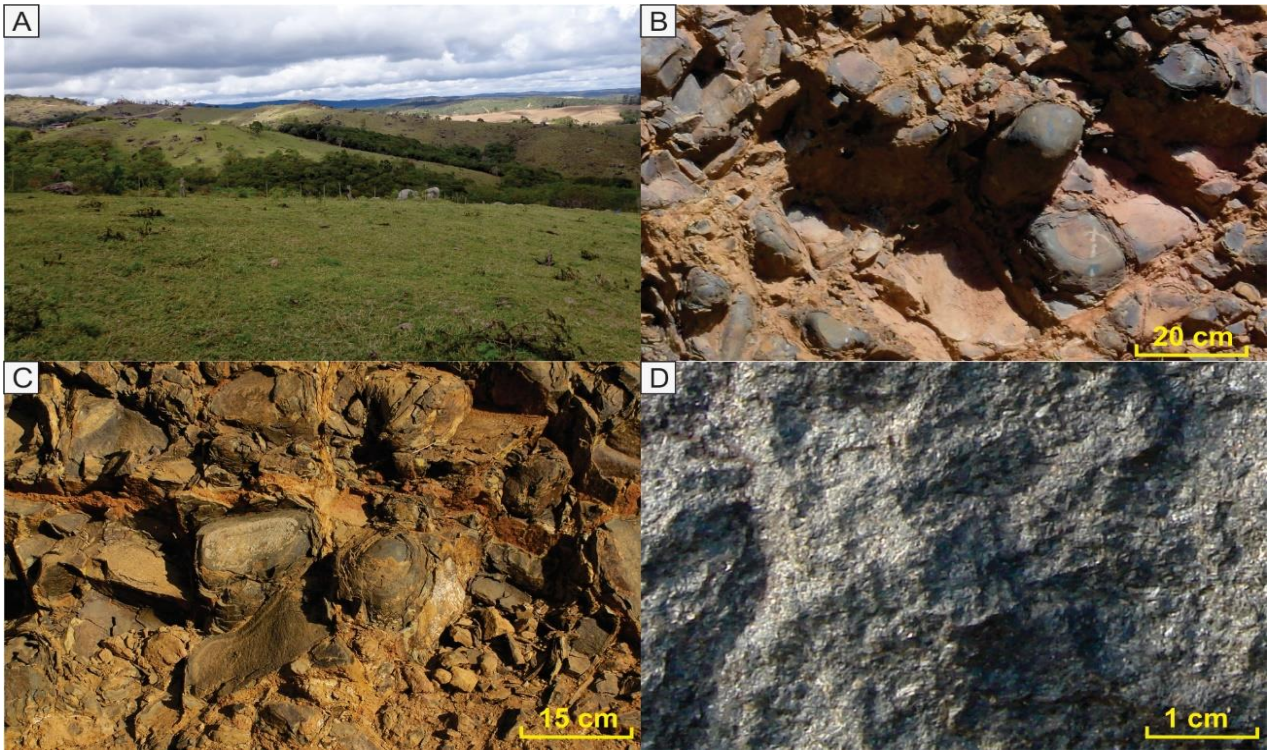


Figura 4.32 - Fotografias da geomorfologia e dos principais tipos de diabásio: **A)** Destaque geomorfológico do diabásio; **B)** Afloramento de blocos de diabásio de tamanhos centimétricos a métricos; **C)** Feição de alteração intempéricfa do tipo esferoidal; **D)** Diabásio de coloração cinza-escuro, equigranular, maciço e de granulação fina.

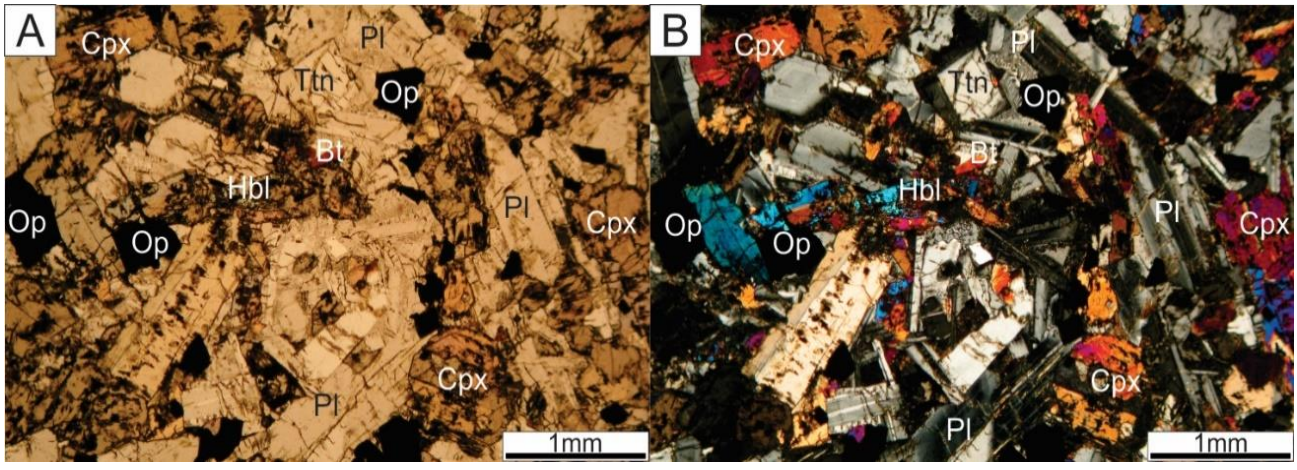


Figura 4.33 - Fotomicrografia do diabásio, com destaque para a textura sub-ofítica, com ocorrência de piroxênio nos interstícios do plagioclásio. **A**) Polarizadores descruzados; **B**) Polarizadores cruzados; Cpx- Clinopiroxênio; Op- Minerais Opacos; Hbl- Hornblenda; Bt- biotita; Pl- plagioclásio; Ttn- Titanita.

O diabásio tem coloração cinza-escuro, melanocrático, equigranular (com poucos cristais médios de plagioclásio com até 1 mm), estrutura maciça a localmente vesicular ou

amigdaloidal (preenchimentos de calcita, quartzo e zeólita), granulação fina a afanítica, holocristalina e de textura ofítica a subofítica (Figura 4.32 D). É constituído por plagioclásio (labradorita) (50%), clinopiroxênio (augita) (40%), hornblenda (4%), biotita (3%) e minerais opacos (3%). Como minerais acessórios, ocorrem apatita e titanita, e, como minerais secundários, clorita, epidoto e leucoxênio.

A labradorita ocorre em hábito prismático/ripiforme, variando de 0,2mm a 4mm, subédrico, contatos irregulares e alterações para saussurita. As ripas englobam augita e hornblenda, caracterizando a textura intersticial/subofítica (Figura 4.33 A e B). Encontra-se, ainda, geminação polissintética do tipo albita e simples do tipo carlsbad.

A augita ocorre sob a forma de cristais submilimétricos, variando de 0,1mm a 0,8mm, predominantemente subédricos, ocupando interstícios e configurando agregados granulares de contatos irregulares e, por vezes, hábitos prismáticos. Apresenta-se com algumas porções manchadas de uralitização, com formação de hornblenda e biotita.

A biotita e a hornblenda ocorrem na forma de cristais anédricos amarronzados e esverdeados, respectivamente, exibindo quase sempre bordas corroídas, produtos do processo de uralitização dos piroxênios. Os minerais opacos ocorrem de forma substancial na rocha, com tamanhos variando de 0,1 a 0,9 mm, apresentando-se preferencialmente, por meio de cristais anédricos, com algumas variações subédricos e euédricos.

4.6 Cobertura sedimentar

Os sedimentos colúvio-aluviais são referíveis do neocenozoico (Quaternário) (Figura 4.34 A e B). Os depósitos ocorrem, principalmente, ao longo do dos principais rios onde formam expressivos bancos de areia; depósitos aluviais menores são também observáveis ao longo do leito dos rios afluentes de menores expressões.

Os sedimentos aluviais são em geral, areias inconsolidadas de variada granulometria, com predomínio de areias finas a médias, além de níveis de conglomeráticos (comumente denominadas de “cascalheiras”) constituídos de clastos de quartzo sub-angulosos (principalmente) de tamanhos variáveis (grânulos, seixos, calhaus). A gradação destes depósitos é normal. Os terraços, devido à ação das águas fluviais, exibem estruturas sedimentares como estratificações cruzadas planares de baixo ângulo e tangenciais sendo estas assintóticas na base.

De modo amplo, associado ao sopé das encostas, especialmente aquelas de maior declividade, nota-se a presença de depósitos coluvionares, providos das porções topográficas de cotas mais altas.

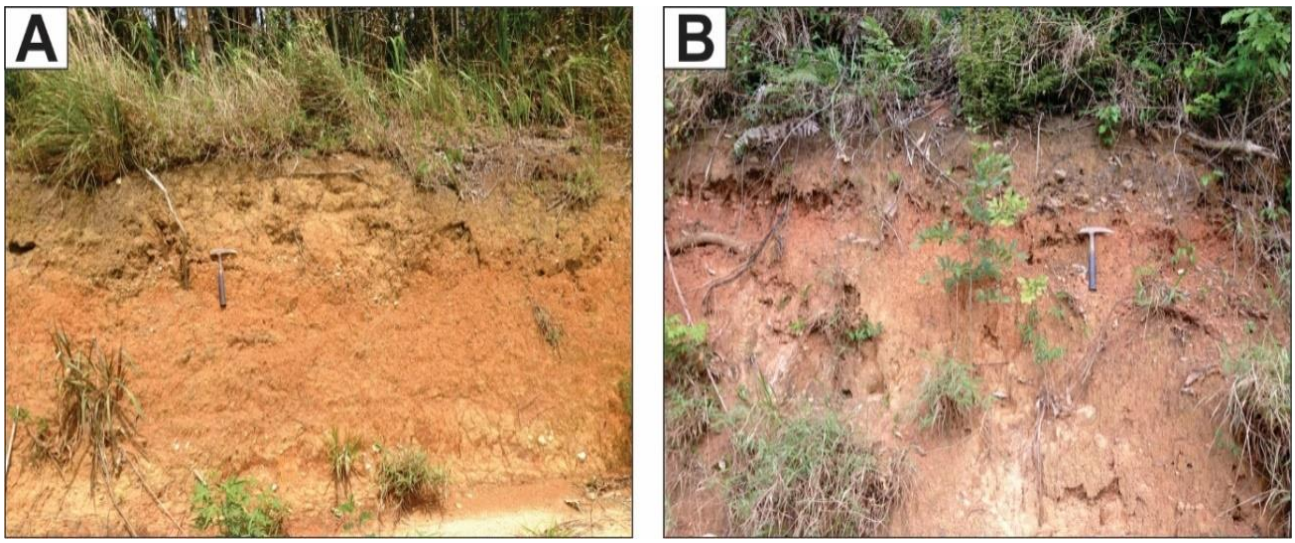


Figura 4.34 - A e B) Coberturas coluvionares representativas da região.

5 GEOLOGIA ESTRUTURAL

A área apresenta grande complexidade estrutural e tectônica: falhas de cavalgamento separam domínios litoestratigráficos próprios; estas por sua vez estão cortadas por expressivas falhas transcorrentes destrais. As estruturas principais denotam predominância de caráter dúctil para a deformação da área em estudo.

As rochas pré-cambrianas aflorantes estão estruturadas a partir de zonas de cavalgamento, cuja direção é aproximadamente NE, balizando grandes pacotes litológicos mais antigos (a SE) a cavalgar sequências NW cada vez mais jovens, em um complexo sistema de lascas tectônicas empurradas uma sobre as outras. Tais lascas possuem estratigrafia própria e podem ser constituídas por um ou mais tipos litológicos.

Diversas categorias de estruturas foram reconhecidas em campo (xistosidade, clivagem ardosiana, juntas, falhas, foliação milonítica, lineação mineral e de estiramento, eixo de dobras e planos axiais), além de figuras de interferência (superposição de dobramentos). Em geral, foram descritas S_0 como as estruturas reliquiares e interpretadas três deformações principais, nomeadas como D_1, D_2 e D_3.

A fase D_1 está relacionada a colisão continental de Faleiros et al. (2012) e é responsável pela formação da foliação S_1, caracterizada como uma clivagem ardosiana ou xistosidade, de direção NE-SW de baixo ângulo que ocorre paralela ao acamamento sedimentar S_0.

Essa fase de deformação é a que tem menor ocorrência na área, pois foi sobreposta pelos eventos posteriores e ocorre paralela a foliação S_2.

O evento deformacional D_2 também está relacionado com a colisão continental citada para o evento D_1 e, segundo Fiori (1992), é produto de um evento deformacional composto

por um sistema de cavalgamentos.

A foliação S_2 possui direção preferencial NE-SW e os minerais que marcam a xistosidade são principalmente a actinolita nas rochas calciossilicatadas, e a biotita e muscovita no xisto além dos cristais de quartzo recristalizados em diferentes unidades.

O evento deformacional D_3 corresponde ao estágio de tectônica transcorrente do modelo de Faleiros et al. (2012) e ao Sistema de Dobramento Apiaí (Fiori, 1992), e está relacionado a formação de grandes dobras regionais, com plano axial subvertical e eixos subhorizontais.

Este evento também está relacionado a ocorrência das zonas de cisalhamento de direção NE-SW. Fiori (1992) classifica a movimentação das transcorrências na região como lateral dextrogira. A foliação S_3 gerada durante esse evento é caracterizada como uma clivagem de crenulação que sobrepõe as foliações S_1 e S_2.

5.1 Estruturas primárias

Estruturas sedimentares reliquiares preservadas podem ser observadas principalmente na Unidade Xistosa e localmente na Unidade Carbonática, mas são de difícil compreensão devido ao intenso arranjo estrutural posterior, que paraleliza esses acamamentos sedimentares com os bandamentos metamórficos.

Na Unidade Xistosa, resulta pela intercalação de quartzito e quartzito micáceo, com porções mais monótonas, ricas em quartzito, e outras com uma certa ritmicidade entre termos mais ou menos micáceos. O filito sericítico exibe o bandamento composicional marcado pela intercalação entre camadas submilimétricas a milimétricas de grãos de quartzo e outras com cristais de sericita.

Na Unidade Carbonática observa-se estruturas reliquiares nos metassedimentos carbonáticos. Ocorrem bandas de metacarbonato impuro, alternados com metacarbonato mais purose desenvolvendo bandamento com bandas de espessuras diversas.

5.2 Evento D_1

A fase D_1, relacionada aos eventos de cavalgamento regionais, tem como principal registro a geração de uma foliação S_1, plano paralela ao acamamento reliquiar S_0, de pequena evidência, preservada pontualmente como flancos de dobras reliquiares D_2, com orientação paralela à foliação plano axial S_2 (Figura 5.1 A e B) e como micróliton no muscovita xisto da Unidade Xistosa (Figura 5.1 C e D).

Essa foliação é marcada pela orientação de minerais micáceos e por um bandamento composicional, classificada como xistosidade ou clivagem ardosiana.

A direção preferencial é aproximadamente N47E/38SE (Figura 5.2 A). Entretanto, as foliações sugerem caimento tanto pra NW quanto para SE, em um padrão de guirlanda, coerente com a interpretação de grandes estruturas sinclinais e anticlinais geradas durante o evento D_3, que tende a paralelizar os registros de fases anteriores segundo a direção NE-SW.

5.3 Evento D_2

A segunda fase de deformação é representada pelo dobramento da foliação S_1 e geração de uma foliação S_2 plano axial, subparalela a foliação S_1 (Figura 5.1 A e B). As dobras são de escala microscópica a mesoscópica, com amplitude centimétrica a decimétrica, assimétricas, cilíndricas, inclinadas e com caimento horizontal a subhorizontal para SE, e ângulo de abertura interflancos maior que 70°.

A foliação S_2 é caracterizada como principal de toda região e ocorre, majoritariamente, na Unidade Carbonática, como um bandamento composicional, paralelo as foliações S_1 e S_0, marcado pela variação de coloração e/ou variação de composição, com bandas centimétricas a milimétricas de quartzito mais escuras intercaladas com bandas centimétricas a milimétricas de material calciossilicatado mais claro (Figura 5.1 E e F); na Unidade Xistosa, ocorre como uma clivagem de crenulação, em que o septo é uma xistosidade a clivagem ardosiana, marcada pela orientação dos cristais de muscovita, biotita e sericita. Localmente, é definida como um bandamento composicional, marcado pela variação de coloração e/ou variação de composição, com bandas centimétricas a milimétricas de quartzito mais claras intercaladas com bandas centimétricas a milimétricas de filito mais escura.

A direção preferencial é aproximadamente N20E, com mergulho de 56°, com a maioria das medidas tomadas com caimento para NW (Figura 5.2 B). Entretanto, assim como as foliações S_1, o estereograma apresenta um padrão de guirlanda, com plano axial de direção N60E/subvertical e eixo N48/sub-horizontal, com leve caimento para NE, evidenciando o evento D_3 e a paralelização das foliações antigas.

Correlato ao evento D_2, ocorre a intrusão dos granitoides sin colisionais do Complexo Granítico Três Córregos. Ao intrudir nos metassedimentos da Formação Água Clara, esses granitoides bascularam os bandamentos tectônicos, produzindo um comportamento anômalo das foliações, como visto no mapa geológico e na figura 5.2 B, que são descritas e mapeadas circundando a borda do corpo granitoide.

Esses granitoides, que se encontram em sua maioria isotrópicos devido a sua reologia, podem apresentar uma leve foliação marcada pela orientação dos fenocristais e

dos minerais máficos nestas bordas de contato intrusivo.

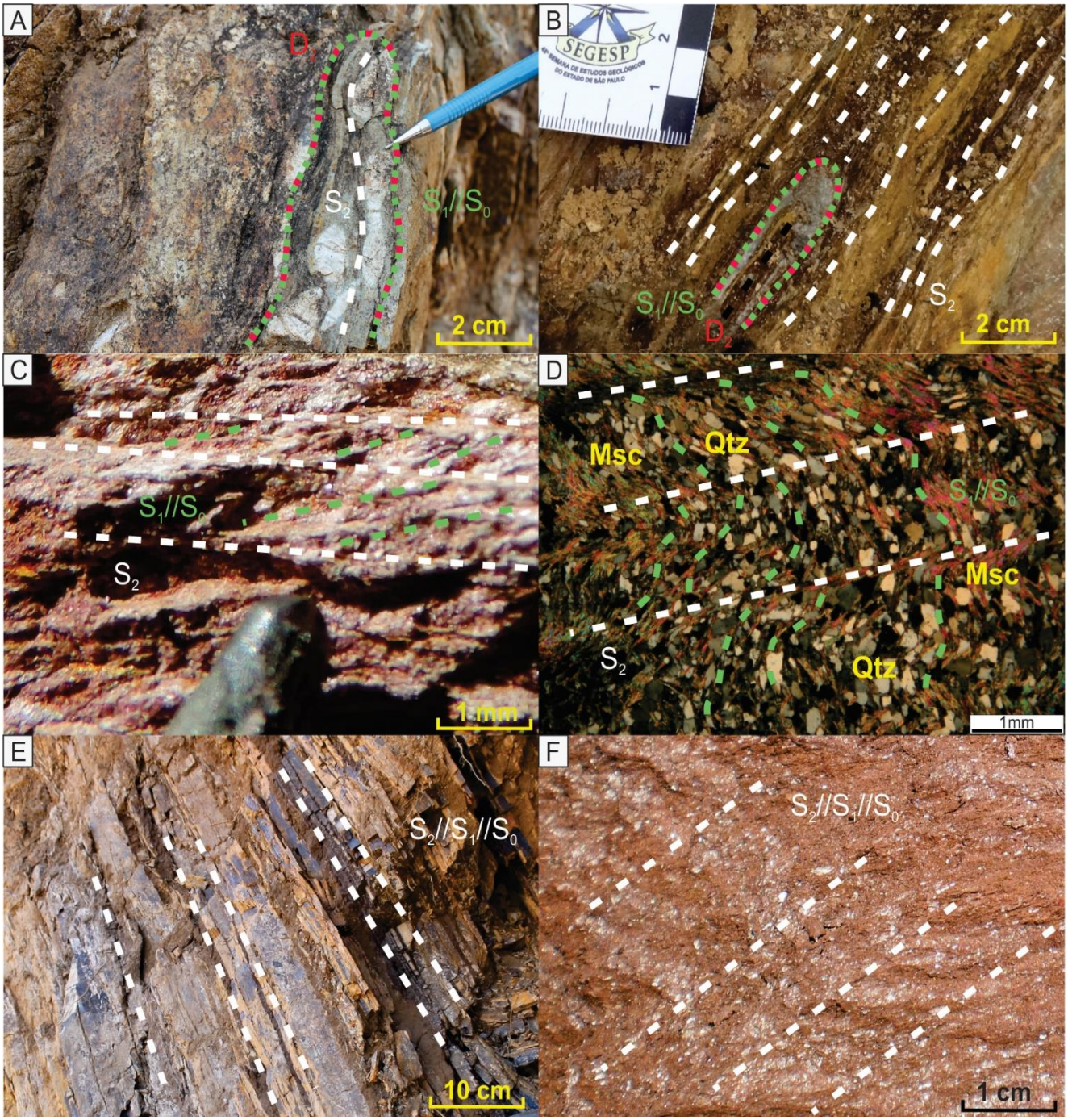


Figura 5.1 - **A e B)** Foliação $S_1//S_0$ preservada em dobras reliquiares D_2, paralela à foliação plano axial S_2; **C e D)** Muscovita xisto com foliação $S_1//S_0$ preservada em micróliton e foliação S_2 representando o septo; **E e F)** Principais feições estruturais da área, bandamento composicional $S_2//S_1//S_0$ marcado pela alternância de cores e/ou de composição, comum nas rochas calciossilicatadas (E) e xistosidade $S_2//S_1//S_0$ marcada pela orientação da muscovita, comum em xisto (F). Msc: Muscovita, Qtz: Quartzo.

5.4 Evento D_3

O evento D_3 é caracterizado pelo dobramento das foliações S_1 e S_2 em escala regional e geração de uma foliação plano axial S_3. Essas dobras são milimétricas, métricas

e quilométricas, classificadas como não cilíndricas, assimétricas, abertas, inclinadas (Figura 5.3 A), com foliação plano axial S_3 de direção NE-SW e alto ângulo de mergulho, e eixo de caimento NE.

Concomitantemente a este evento, são descritas zonas de cisalhamento destrais de direção NE-SW, que são responsáveis pela verticalização de todas as foliações anteriores em suas proximidades (Figura 5.3 B) e intrusões de granitoides tardi a pós-tectônicos.

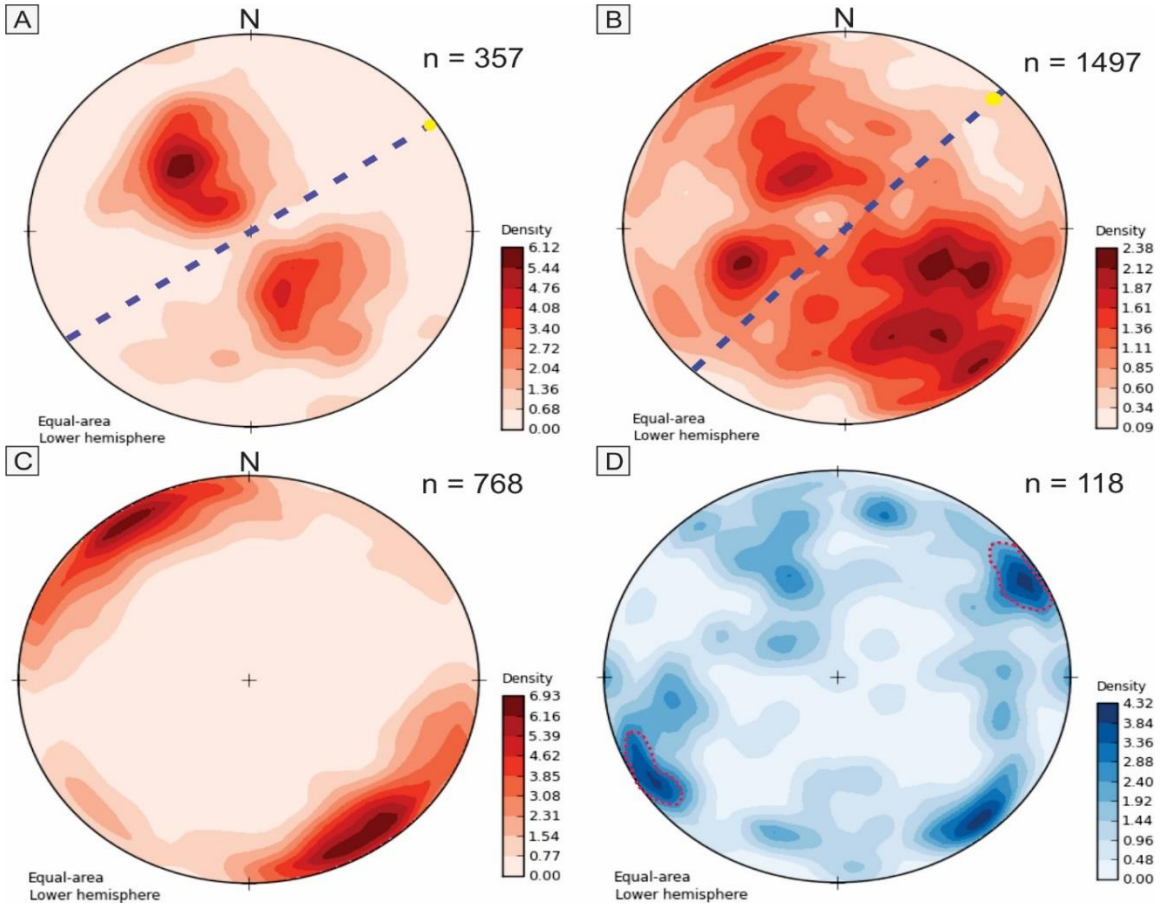


Figura 5.2 - Projeção dos planos referente aos pólos **A)** Foliação S_1//S_0 com atitude preferencial N47E/38SE a NW; **B)** Foliação S_2 com atitude preferencial N20E/56NW a SE; **C)** Foliação S_3 com atitude preferencial N84E/82SE a NW; **D)** Eixo de dobra E_3//Lineação mineral/estiramento L_3 com atitude preferencial N45/6 a horizontal. Observar que o plano axial e eixo presente em A e B condizem com a atitude preferencial da foliação S_3 em C e com a direção preferencial de E_3 e L_3 em D_3.

A foliação S_3 é descrita como uma clivagem de crenulação (Figura 5.3 C), mais facilmente observável na Unidade Xistosa, de atitude preferencial N84E/82SE a vertical (Figura 5.2 C). Entretanto, devido as diversas zonas de cisalhamento na área, esta foliação encontra-se paralelizada com as demais foliações anteriores, o que torna difícil a distinção entre um bandamento S_2 verticalizado pelas intrusões graníticas ou pelas zonas de cisalhamento e uma foliação S_3 subvertical. Nos granitoides, esta foliação é marcada pela orientação dos fenocristais de microclínio e dos minerais máficos (Figura 5.3 D).

Secundariamente é descrita nas zonas de cisalhamento e proximidades como uma

foliação milonítica a cataclástica, marcada por lâminas descontínuas de minerais máficos fragmentados e finamente recristalizados intercalados com lâminas e lentes de quartzo e feldspatos, com a geração de rochas filoníticas. Junto a isto são visíveis indicadores cinemáticos, que em média indicam uma componente destral para essas zonas (Figura 5.3 E).

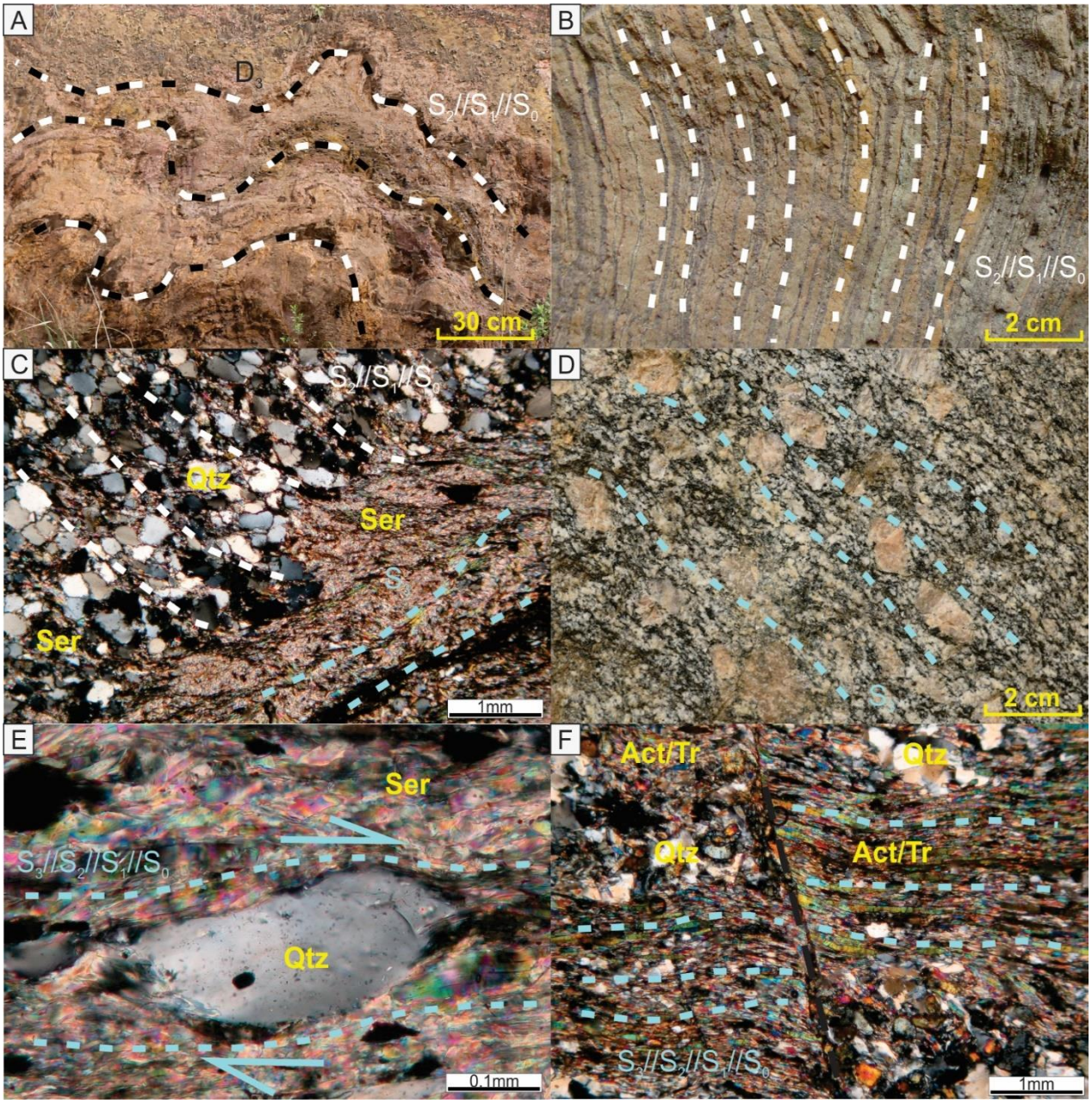


Figura 5.3 - **A)** Dobra D_3 com os flancos representados pela foliação $S_2//S_1//S_0$; **B)** Bandamento composicional $S_2//S_1//S_0$ verticalizado devido à proximidade com zonas de cisalhamento; **C)** Sericita filito com foliação $S_2//S_1//S_0$ preservada em micróliton e foliação S_3 representando o septo; **D)** Foliação S_3 marcada em granitoide pela orientação dos fenocristais de microclínio e dos minerais máficos; **E)** Cristal de quartzo em milonito indicando a componente destral de cisalhamento; **F)** Microfalha que desloca a foliação S_3. Ser: Sericita, Qtz: Quartzo, Act/Tr: Actinolita/Tremolita.

Outra feição estrutural importante deste evento são as lineações, minerais e de estiramento, que em sua maioria ocorrem paralelas com o eixo das dobras D_3, com atitude

preferencial N45/6 a horizontal (Figura 5.2 D). A lineação apresenta-se marcada pelo estiramento de quartzo e feldspato, cordões e “trilhas” de minerais finamente recristalizados (biotita, quartzo, feldspato) ou pela orientação de clastos/porfiroclastos.

Associado provavelmente ao final deste evento, estão as deformações de caráter rúptil, de direção principal NW-SE, escalas milimétricas (Figura 5.3 F), métricas e quilométricas, que serviram de alojamento para as intrusivas básicas associadas a Formação Serra Geral.

6 METABÁSICAS E METAULTRABÁSICAS: GEOQUÍMICA E METAMORFISMO

As rochas metabásicas e metaultrabásicas são de grande importância no contexto geológico regional, pois ocorrem de forma preservada em meio a metassedimentos de baixo grau. Por conter minerais índices, permitem a obtenção de valores numéricos de P e T satisfatórios, em detrimento as rochas metassedimentares que frequentemente apresentam associação paragenética complexa na determinação do grau metamórfico, bem como relações intensas de transformação mineral e elevado grau de intemperismo.

Baseado no trabalho de Vieira et al. (2020), aqui serão apresentados, resumidamente, os resultados da análise de química mineral, metamorfismo e litogeoquímica, com objetivo de identificar as fontes magmáticas, gênese, contribuição na evolução regional e quantificar os valores de temperatura e pressão do metamorfismo regional progressivo da unidade metabásica da Formação Água Clara. Em Vieira et al. (2020) também estão listadas as amostras, localização na área de estudo e respectivas análises.

O estudo de química mineral foi desenvolvido nos principais minerais formadores da paragênese metamórfica (oligoclásio/andesina e hornblenda).

Os dados foram projetados no diagrama Or-Ab-An (Figura 6.1 A), dos quais foram obtidas as composições dos cristais de plagioclásio analisados apresentando variações composicionais em três principais grupos, com teor de anortita entre $An_{49,16} – An_{65,76}$ (Cristal reliquiar de labradorita, remetente a pseudomorfos ígneos das rochas básicas); $An_{21,30} – An_{35,02}$ (Núcleo do cristal de composição oligoclásio/andesina, representando o ápice metamórfico); e $An_{1,52} – An_{7,65}$ (Bordas e/ou planos de fraqueza de composição de albita, remetente ao retrometamorfismo regional).

O diagrama TSi x Mg/Mg+Fe de Leake et al. (1977) (Figura 6.1 B) de classificação dos anfibólios, evidencia a presença de 2 grupos principais regionalmente: menor % de Si e pequena variação da relação entre Mg e Fe, representando o ápice do metamorfismo

progressivo regional (Tschermakita a Magnesiohornblenda; Ferrotschermakita a Ferrohornblenda); e com maior porcentagem de Si, representando o retrometamorfismo regional (Magnesiohornblenda a Tremolita).

Os 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:

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

A pressão foi calculada a partir do alumínio em análise quantitativa de anfibólio, utilizando a fórmula:

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

Os valores médios de temperatura variam entre 604°C a 643°C, com predominância de valores entre 611°C a 621°C. Os valores médios de pressão variam entre 5,8 kbar a 7,5 kbar, com predominância de valores entre 6,5 kbar a 7,3 kbar (±0,6).

Caracteriza-se, portanto, como M_1 o evento metamórfico regional progressivo, com paragênese metamórfica na rocha metabásica de ferrotschermakita- ferrohornblenda-magnesio-hornblenda ± oligoclásio/andesina, que, conforme calculado acima, atingiu o pico metamórfico de 611°C a 621°C de temperatura e 6,5 kbar a 7,3 kbar (±0,6), atingindo o auge desse evento a fácies anfibolito médio.

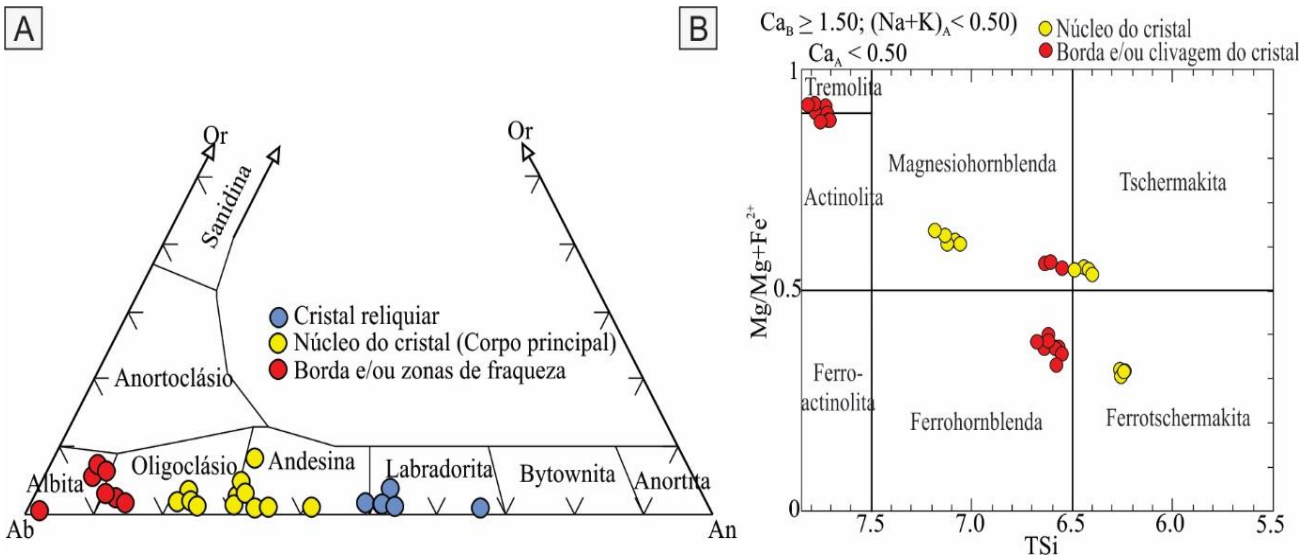


Figura 6.1 – **A)** Diagrama de composição de plagioclásio a partir de valores de K (Or), Na (Ab), Ca (An); **B)** Diagrama de Leake et al. (1977) de classificação dos anfibólios. Modificado de Vieira et al. (2020).

Geoquimicamente, as rochas foram divididas em 6 grupos: Grupo Itaiacoca ultrabásica (■) e básica (■); e Formação Água Clara ultrabásica (●) e básicas (●, ●, ●). Os dados, tabelas e explicações em detalhes sobre cada uma dessas fácies encontram-se

em Vieira et al. (2020).

As análises de rocha total dos litotipos metabásicos e metaultrabásicos foram distribuídas em diagramas binários utilizando o MgO como índice de diferenciação (Figuras 6.2 A a H). As amostras definem um agrupamento de rochas dominante, de composição básica, com valores bastante homogêneos de sílica, mas distintos em relação ao magnésio. No geral, as rochas básicas apresentam entre 45 a 52% de SiO_2, com média ao redor de 50%. Um segundo agrupamento, com três amostras, apresenta composição ultrabásica com valores entre 43 a 45% de SiO_2. Observa-se uma normalidade no decréscimo dos teores de SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, CaO, Na_2O, K_2O e MnO, à medida que o magma é enriquecido em MgO.

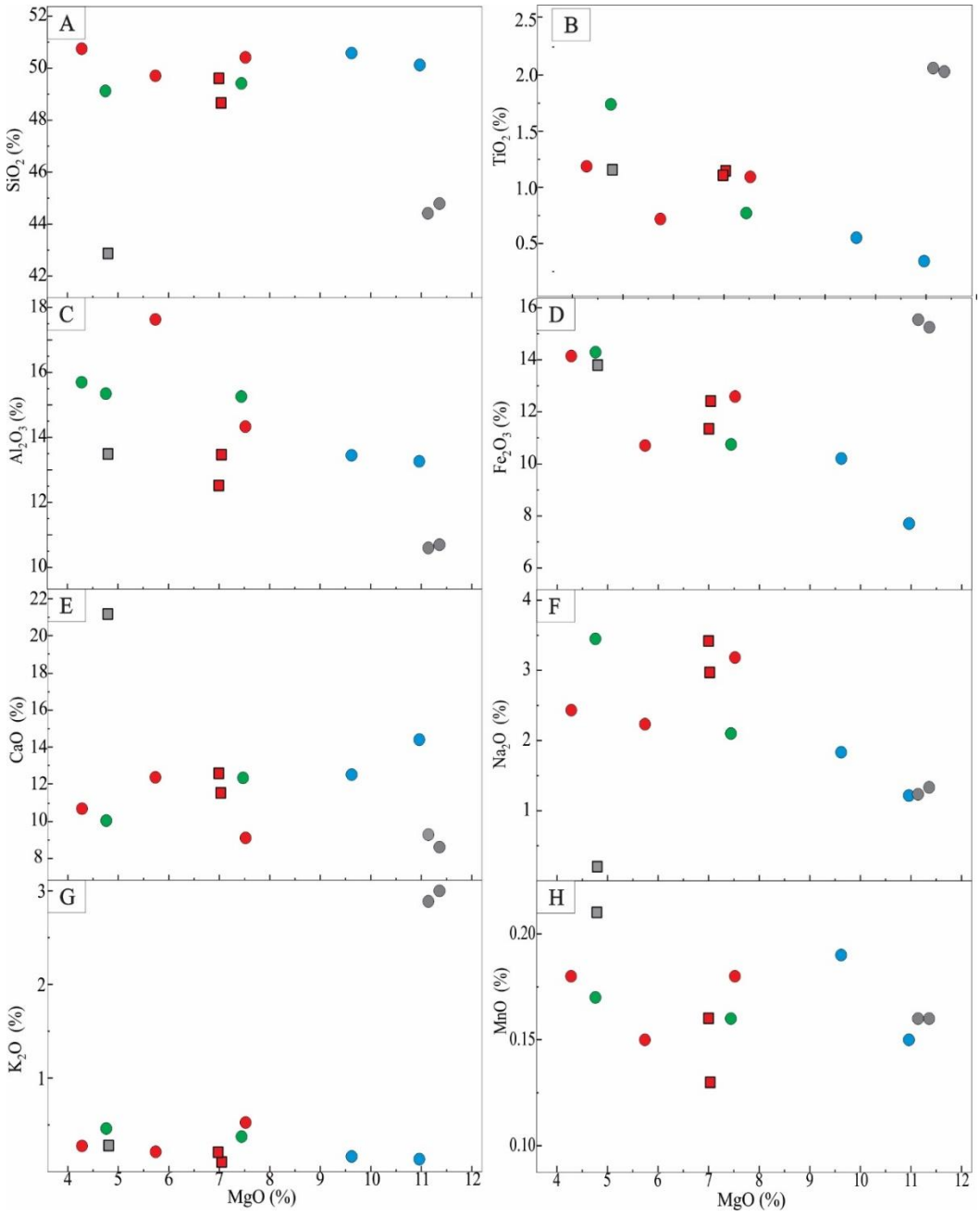


Figura 6.2 - Diagramas geoquímicos de variação para elementos maiores tipo Harker (1909) das amostras de rochas básicas/ultrabásicas (Modificado de Vieira et al., 2020).

Quanto à distribuição binária dos elementos traços *vs* MgO dos diagramas das figuras 6.3 A a 6.3 H, em relação ao estrôncio (Sr) (Figura 6.3A), zircônio (Zr) (Figura 6.3C), ítrio (Y) (Figura 6.3D), tório (Th) (Figura 6.3G) e nióbio (Nb) (Figura 6.3H), é visível para a sequência uma correlação negativa com o 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. No geral, os valores no diagrama de bário (Ba) (Figura 6.3B), níquel (Ni) (Figura 6.3E) e cromo (Cr) (Figura 6.3F) evidenciam um crescimento associado ao aumento de magnésio. Portanto, sugere-se um processo de fracionamento a partir da segregação de minerais ferromagnesianos e enriquecimento em plagioclásio, com consequente enriquecimento de Sr, Zr e Y e empobrecimento em Ba.

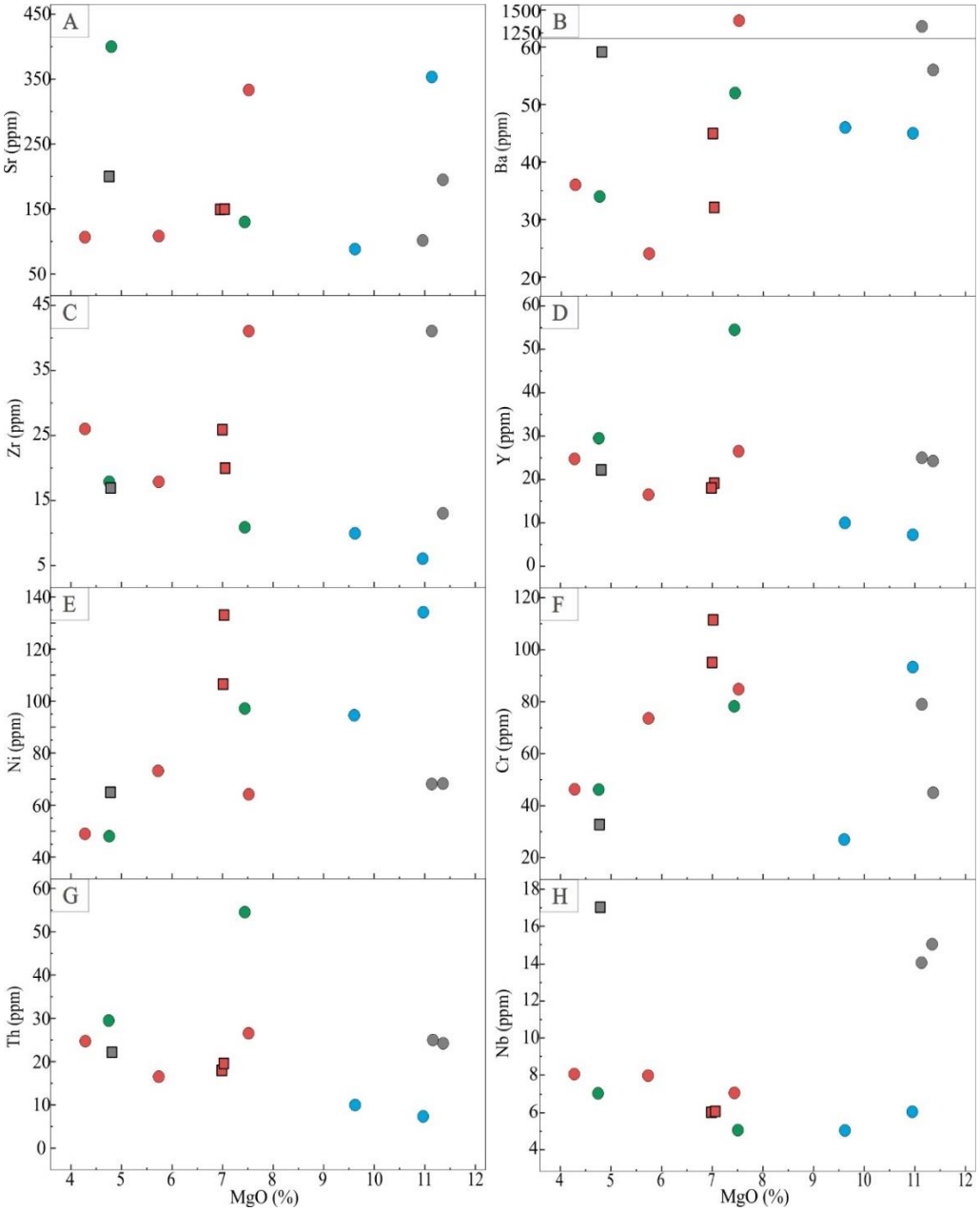


Figura 6.3 - Diagramas geoquímicos binários para elementos traço para as rochas de composição básicas/ultrabásicas (Modificado de Vieira et al., 2020).

No diagrama composicional da figura 6.4 A (Middlemost, 1994), as amostras distribuem-se dominantemente entre o gabro/basalto, com exceção de três amostras de natureza ultrabásica com teores de SiO_2 < 45%.

No diagrama de classificação de série magmática da figura 6.4 B (Middlemost, 1975), as amostras de basaltos são na maioria coincidentes ao campo dos basaltos subalcalinos de natureza toleítica de baixo a médio potássio. A afinidade toleítica dessas rochas é evidenciada no diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) (Figura 6.4C). No diagrama de classificação da figura 6.4D (Jensen, 1976), a maioria das amostras de corresponde a basaltos subalcalinos de natureza Fe-toleítico.

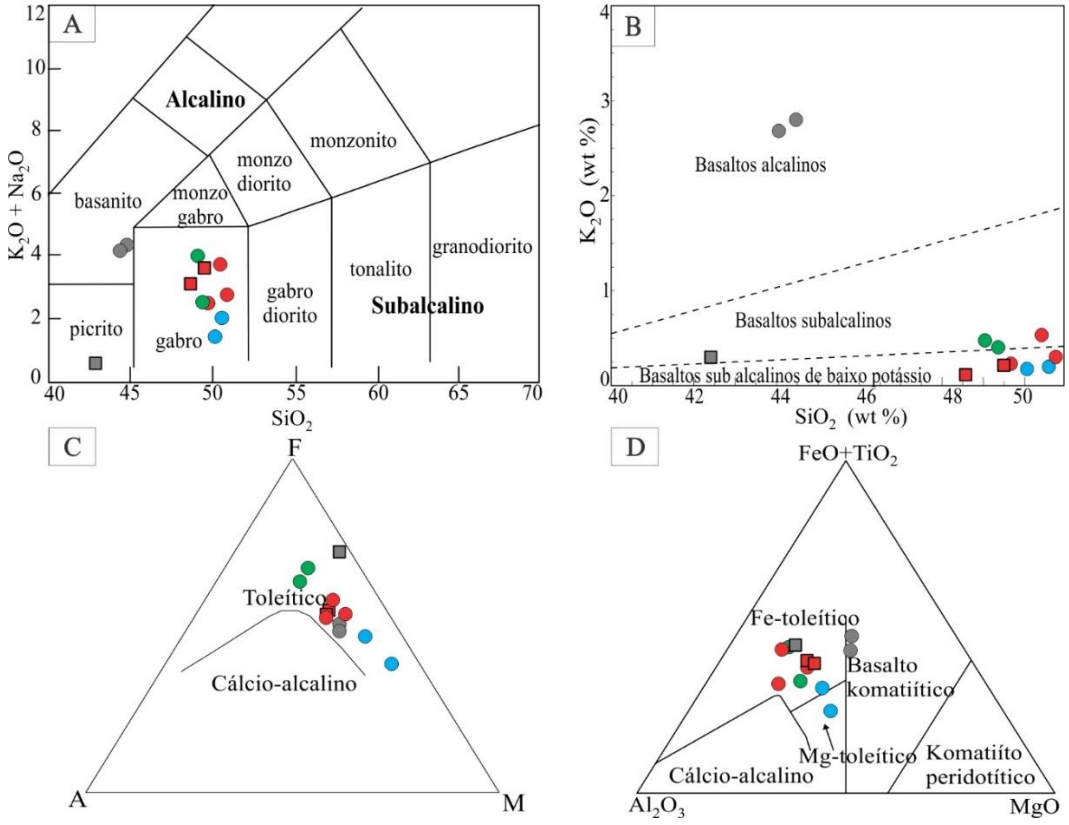


Figura 6.4 - Diagramas geoquímicos de classificação de amostras e de ambiente tectônico para as rochas de composição básicas/ultrabásicas. **Legenda**: **A**) Middlemost (1994), **B**) Middlemost et al. (1975), **C**) Irvine & Baragar (1971), **D**) Jensen (1976) (Modificado de Vieira et al., 2020).

Nos diagramas de classificações observa-se na figura 6.5A (Mullen, 1983) que as amostras se distribuem na transição de ambiente de arco de ilha oceânico e dos basaltos de cadeia mesoceânicas (MORB) em sua maioria. Na figura 6.5B de Pearce et al. (1977) as amostras distribuem-se, perante aos campos disponíveis, no campo de basalto de cadeia mesoceânica (MORB).

No diagrama da figura 6.5C (Pearce & Norry, 1979) as rochas apresentam característica de basaltos toleíticos de cadeia mesoceânicas (MORB) e em basaltos toleíticos de arco de ilha oceânica, similar a figura 6.5A.

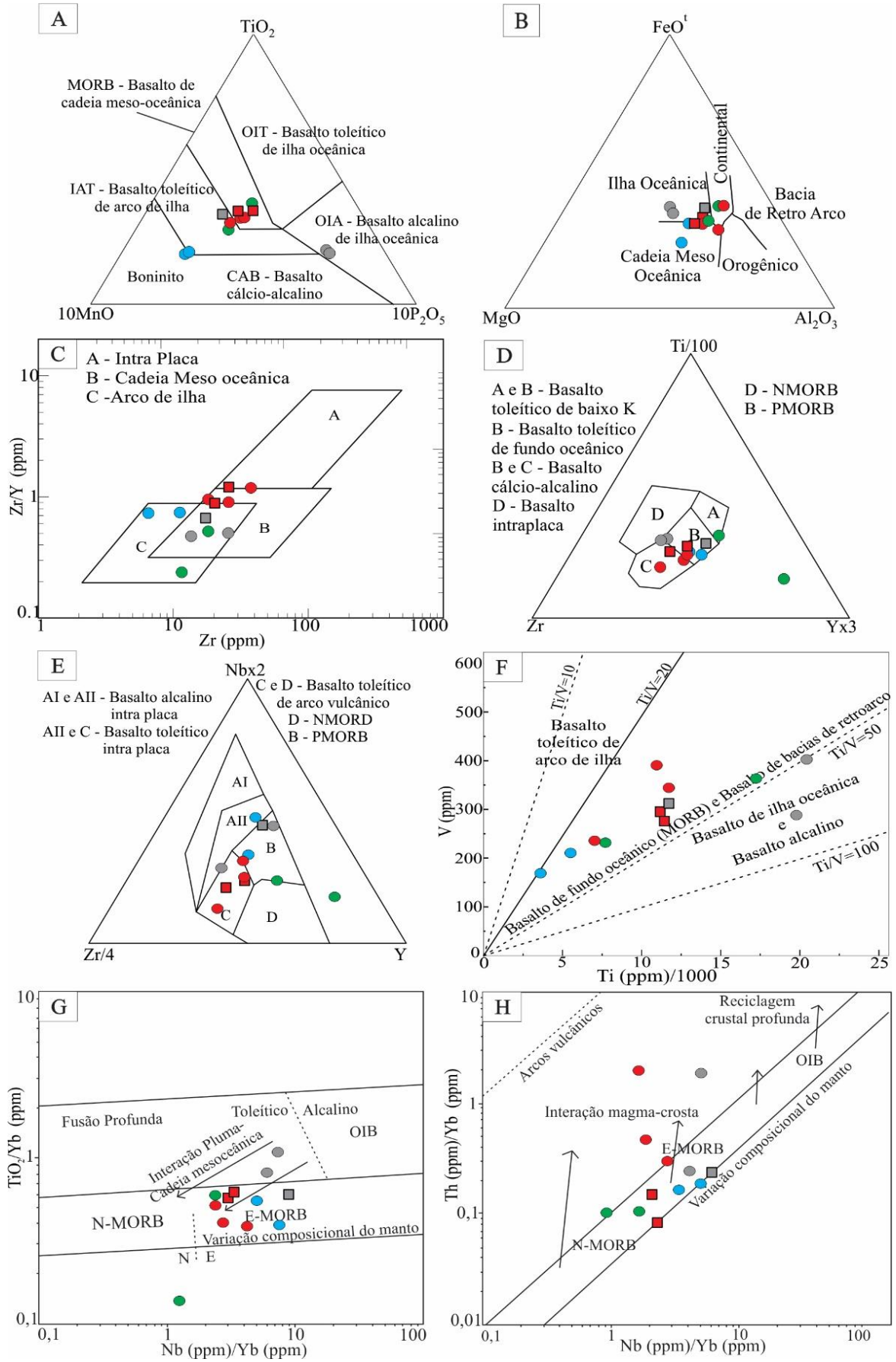


Figura 6.5 - Diagramas geoquímicos de classificação de amostras e de ambiente tectônico para as rochas de composição básicas/ultrabásicas. **Legenda**: **A**) Mullen (1983); **B**) Pearce et al. (1977), **C)** Pearce & Norry (1979), **D**) Pearce & Can (1973), **E**) Meschede (1986); **F**) Shervais (1982); **G** e **H**) Pearce (2008) (Modificado de Vieira et al., 2020).

Pelo diagrama de Pearce & Can (1973) (Figura 6.5D) as amostras dispõem-se dominantemente no campo dos basaltos toleíticos de fundo oceânico, especificamente do tipo P-MORB ou E-MORB. Meschede (1986) (Figura 6.5E) reforça as características de basaltos toleíticos de baixo K de cadeia mesoceânicas enriquecida (E-MORB), com amostras transicionando para os basaltos alcalinos de ilha oceânica.

No diagrama da figura 6.5F de Shervais (1982) as amostras se inserem no campo de basaltos de fundo mesoceânicas (MORB), com possibilidades da sua formação num ambiente do tipo "*back-arc*".

No diagrama da figura 6.5 G observa-se que as rochas se posicionam principalmente no campo de composição de fonte mantélica de basaltos de cadeia mesoceânicas do tipo E-MORB (enriquecido) e, pela razão obtida, a geração por fusão parcial rasa fica evidente.

Na figura 6.5H, observa-se uma distribuição do maior número de amostras de um enriquecimento progressivo da fonte mantélica E- MORB (enriquecida), com algumas amostras apresentando variações para o campo de interação de magma e crosta, resultado do processo de subducção.

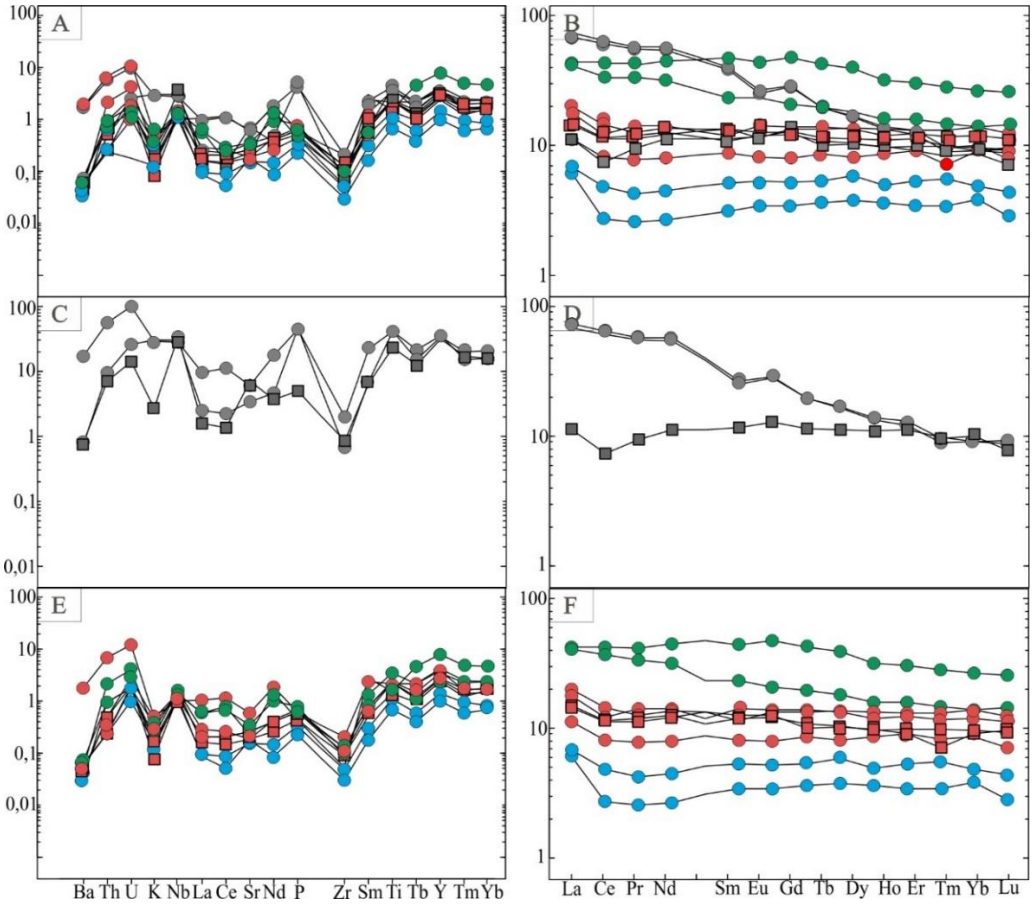


Figura 6.6 - Diagramas de elementos incompatíveis (Spider) para as rochas de composição básica normalizado segundo: **A**) Weaver & Tarney (1984) com os valores para a crosta inferior. **B**) Boynton (1984) para meteoritos condríticos; **C**) Weaver & Tarney (1984), com destaque para rochas ultrabásicas; **D**) Boynton (1984), com destaque para rochas ultrabásicas; **E**) Weaver & Tarney (1984), com destaque para rochas básicas; **F**) Boynton (1984), com destaque para rochas básicas. (Modificado de Vieira et al., 2020).

No diagrama multielementar de elementos-traço normalizado segundo Weaver & Tarney (1984) com os valores para a crosta inferior (Figura 6.6A), os dados geoquímicos indicam que os litotipos exibem um empobrecimento em Ba, K e Zr e enriquecimento em Nb, Sr e Ti, evidenciando processos de fracionamento envolvendo plagioclásio e minerais máficos.

Estes apresentam-se com anomalias positivas em função da segregação e enriquecimento de plagioclásio para as fases mais diferenciadas.

O padrão de fracionamento resultante da composição de elementos terras raras (ETR) normalizados pelo Condrito de Boynton (1984) (Figura 6.6B), evidencia uma distribuição de ETR distinta em um agrupamento de rochas ultrabásicas e rochas básicas.

As amostras apresentam, em sua maioria, padrão fortemente assimétrico (razão média La/Yb > 3,39), Eu* = 15,24, Eu/Eu*= 0,94 e mostram uma distribuição com leve enriquecimento em ETR leves (ETRL) (razão Ce-Sm= 1,14) em relação aos ETR pesados (ETRP) (razão Gd-Yb= 1,54). Padrão típico de rochas básicas toleíticas associadas a cadeia mesoceânica (MORB).

7 GRANITOGÊNESE SIN-COLISIONAL

O estudo da granitogênese sin-colisional na área foi desenvolvido principalmente no batólito Capote, baseado nos estudos de Vieira et al. (2021), e secundariamente no *Stock* Saival, que será discutido em Godoy et al. (inédito). Neste capítulo será apresentado o complemento a análise petrográfica do Capítulo 4, que compreende os resultados da análise de química mineral e litogeoquímica, com objetivo de caracterizar o ambiente tectônico, gênese e fonte magmática, e os aspectos geoquímicos/petrográficos do Granito Capote. As tabelas e cálculos, além da interpretação em maior detalhe, encontram-se disponíveis em Vieira et al. (2021).

O batólito Capote foi dividido em quatro fácies principais: Paiol da Telha (●), Serra Velha (●), Associação Capote (●) e Apiaí Mirim (✚). Localmente, também foi trabalhado os aplitos (▫).

A química mineral foi desenvolvida em todas as fácies do granito, e os principais minerais essenciais caracterizados são o feldspato potássico (microclínio), o plagioclásio (oligoclásio), mica (biotita) e anfibólio (edenita).

Os valores de feldspato potássico condizem com a interpretação petrográfica de microclínio, com Or>90. Os cristais de plagioclásio apresentam variação composicional com teor de albita entre $Ab_{75,21}$ – $Ab_{94,90}$, e composição predominantemente no oligoclásio (Figura 7.1 A). A presença de albita é explicada como um mineral secundário, fruto de

alteração hidrotermal de oligoclásio.

De acordo com o diagrama Al(IV) versus $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ (Deer et al., 1992), os cristais de biotita analisados são quimicamente classificados como flogopita (Fácies Paiol da Telha e Serra Velha), flogopita a annita (Associação de Fácies Capote) e annita (Fácies Apiaí-Mirim) (Figura 7.1 B).

As análises de anfibólio foram realizadas nas fácies Paiol da Telha e Capote (Figura 7.1 C). As outras fácies, devido ao alto grau de intemperismo e/ou percolação de fluídos, não apresentavam anfibólios bem preservados para tal diagnóstico. O diagrama TSi x Mg/Mg+Fe de Leake et al. (1977), evidencia a presença de 2 grupos principais: os caracterizados como edenita, principalmente relacionados com a Fácies Paiol da Telha; e os classificados como ferroedenita, majoritamente da Associação de Fácies Capote.

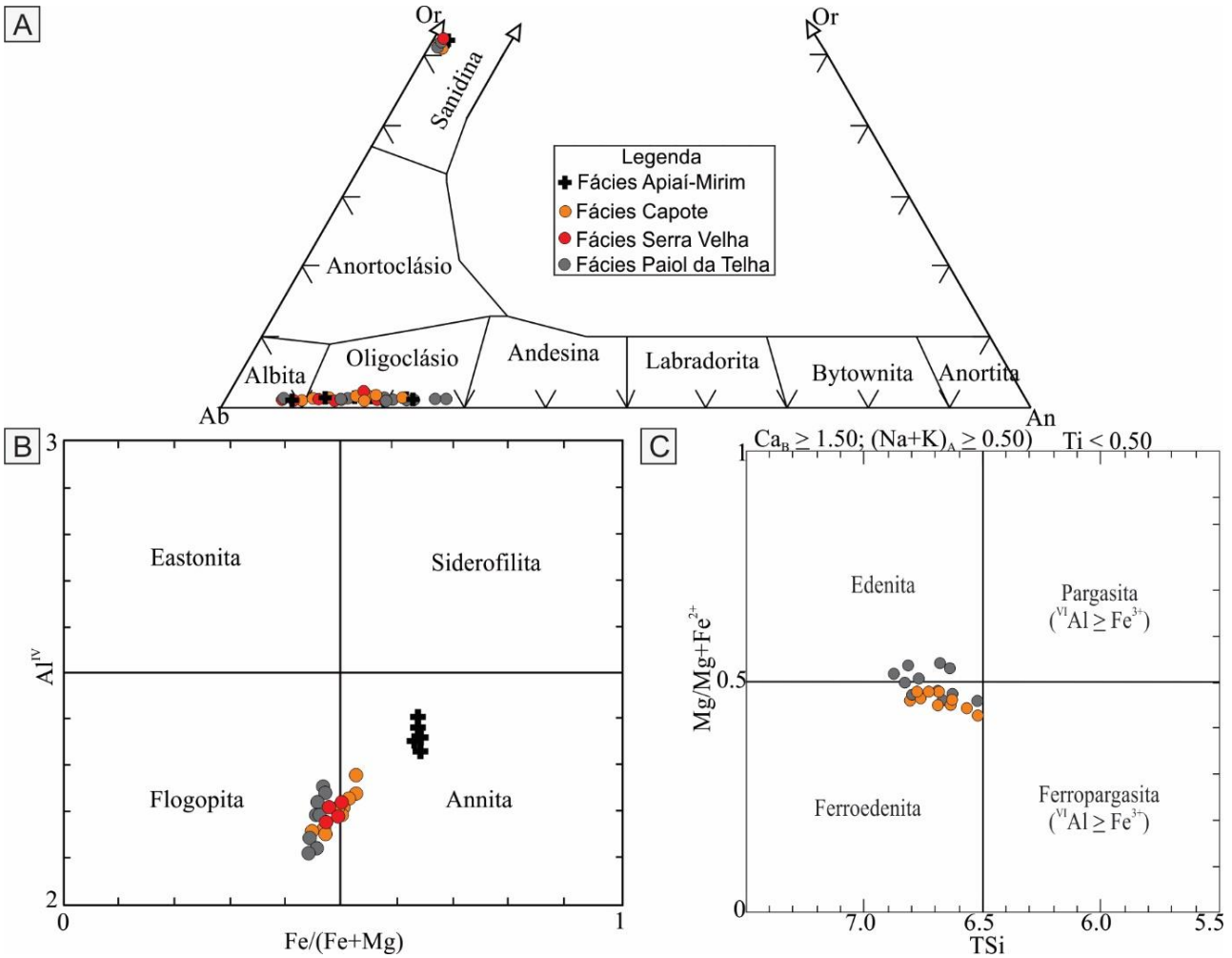


Figura 7.1 – **A)** Diagrama de composição de feldspato, a partir de valores de K (Or), Na (Ab), Ca (Na) (Deer et al., 1963); **B)** Diagrama de classificação de biotita (Deer at al., 1992); **C)** Diagrama de Leake et al. (1977) de classificação dos anfibólios. Modificado de Vieira et al. (2021).

As análises geoquímicas realizadas nas rochas do Granito Capote foram distribuídas nos diagramas de Harker (1909) (Figuras 7.2 A a 7.2 H) com ligeira diferenciação entre as fácies de composição intermediária a levemente ácida (Fácies Paiol da Telha, Serra Velha e Apiaí Mirim) com valores de sílica entre 63 a 68%, 66 a 69%, e 66%, respectivamente; e

das fácies de composição mais ácida (Fácies Capote), com valores entre 67 a 71% e, no caso do diferenciado aplito com valores de 75%.

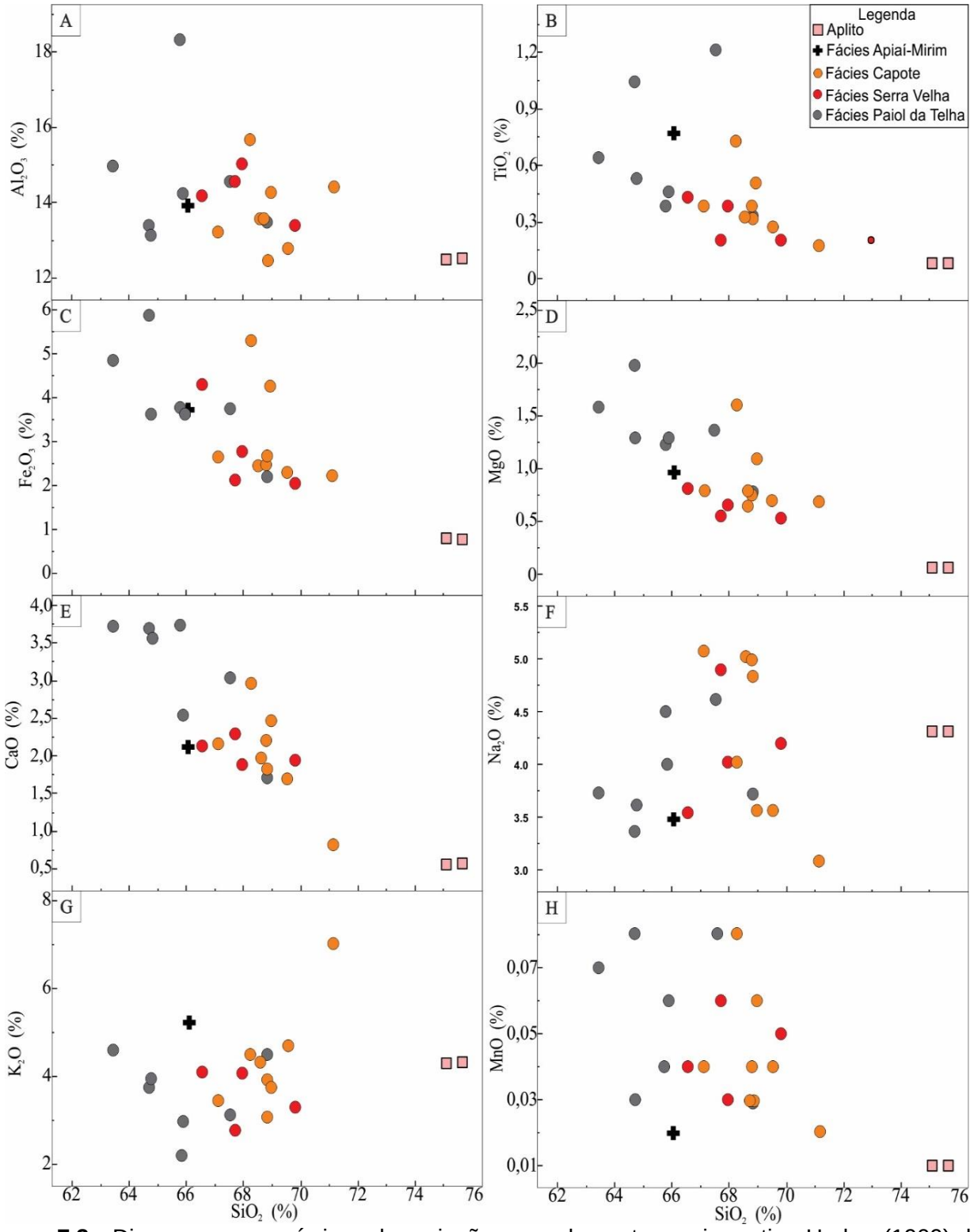


Figura 7.2 - Diagramas geoquímicos de variação para elementos maiores tipo Harker (1909) das amostras de rochas do Granito Capote (Vieira et al., 2021).

Os demais óxidos (TiO_2, Fe_2O_3, MgO e CaO) mostram correlação negativa em relação ao aumento em SiO_2, evidenciando um empobrecimento em minerais máfico em relação as rochas mais enriquecidas. Observa-se, de maneira semelhante, uma leve

diminuição do Al_2O_3 em relação ao aumento da sílica, principalmente no aplito, devido a diminuição dos minerais aluminosos, como a biotita, e ausência de hornblenda.

As exceções ocorrem na distribuição dos álcalis**,** onde os teores de Na_2O (3 a 5%) e K_2O (2 a 7%) oscilam num intervalo de variação mais ou menos constante, não apresentando grandes variações em relação ao teor em SiO_2, com picos representando processos de albitização e potassificação, respectivamente, mas, em geral, condizentes com as rochas graníticas diferenciadas.

No diagrama petrográfico de Middlemost (1985), da figura 7.3A, as amostras distribuem-se principalmente em três campos petrográficos: os das rochas intermediárias definidos por quartzo monzonito e granodiorito, e pelas rochas ácidas constituído por granito (monzogranito). Especificamente, o aplito é caracterizado no campo do granito e do álcali-feldspato granito.

No diagrama modal QAP de Lameyre & Bowden (1982), da figura 7.3B, as rochas da fácies Paiol da Telha encontram-se nos campos do quartzo monzonito e granodiorito, transicionando para monzogranito. A fácies Serra Velha apresenta similar evolução, de granodiorito para monzogranito. As rochas da fácies Capote e Apiaí Mirim são caracterizadas como monzogranito com transição para sienogranito, localmente. O aplito é classificado como sienogranito a álcali-feldspato granito.

Com base no diagrama ternário de El Bouseily & El Sokkary (1975), da figura 7.3C, as rochas do são classificadas como granodiorito e diorito (Fácies Paiol da Telha e Serra Velha) diferenciando-se para granitos normais (Fácies Capote e Apiaí Mirim) e granitos anômalos (Aplito).

O diagrama de séries magmáticas da figura 7.3D (Frost et al., 2001), define uma tendência de diferenciação com rochas iniciais cálcio-alcalina e rochas finais, mais diferenciadas, alcalina-cálcica a alcalina sódica.

No diagrama de classificação que utiliza os parâmetros multicatiônicos Q *versus* P, de Debon et al. (1988) (Figura 7.3E), observa-se que os pontos representativos das rochas estudadas são classificados dominantemente como quartzo monzonito a monzogranito com afinidade para as séries subalcalinas potássica a cálcio-alcalina

No diagrama de classificação com relação ao teor em potássio de Taylor (1976) (Figura 7.3F), observa-se que as amostras se distribuem predominantemente no campo da série cálcio-alcalina de alto potássio.

Nos diagramas de alumínio saturação, as rochas são classificadas segundo a figura 7.3G (Maniar & Picolli, 1989), como granitoides peraluminosos em razão da presença dominante de biotita e hornblenda.

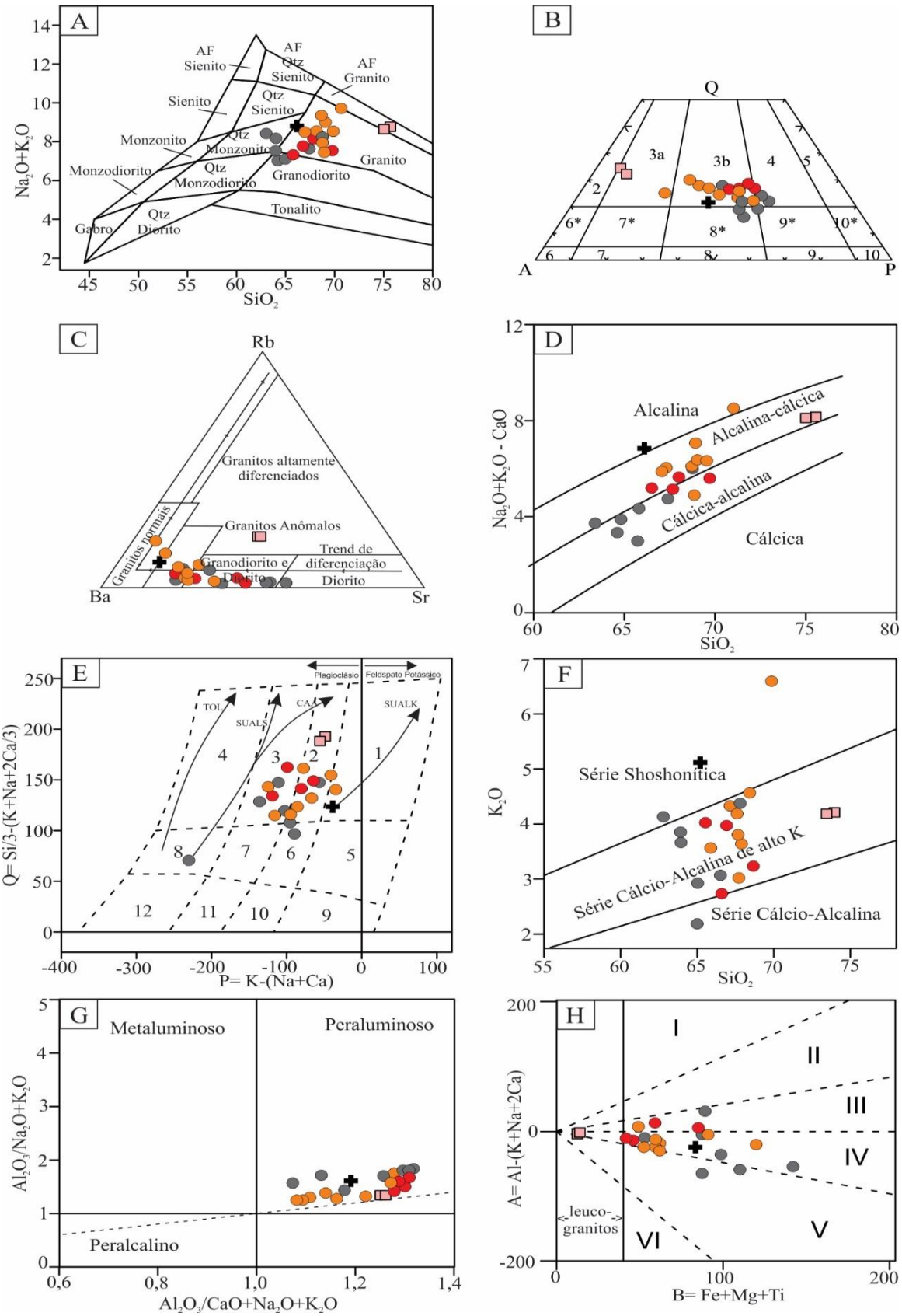


Figura 7.3 - Diagramas geoquímicos de classificação das amostras de rochas do Granito Capote. **A**) Middlemost (1985); **B**) Lameyre & Bowden (1982) (3a-sienogranito; 3b-monzogranito; 4-granodiorito; 8*-quartzo monzonito); **C**) El Bouseily & El Sokkary (1975); D) Frost et al. (2001); **E**) Q x P de (Debon et al., 1988) Abr.: TOL=toleítica, CAA=cálcico-alcalina, SUBALS= subalcalina sódica, SUBALK= subalcalina potássica; **F**) Taylor (1976); **G**) Índice de Shand de Maniar & Picolli (1989); **H**) Debon & Le Fort (1983): leucogranito peraluminoso: campo III- biotita; campo IV – biotita + hornblenda; campo V – biotita + hornblenda + clinopiroxênio (Vieira et al., 2021).

O diagrama de Debon & Le Fort (1983) (Figura 7.3H) define para a sequência magmática a transição granito com clinopiroxênio + anfibólio + biotita para granito com anfibólio + biotita, que é predominante.

Quanto à distribuição dos elementos traços dos diagramas binários das figuras 7.4A a 7.4H, observa-se que, no diagrama Rb *versus* SiO_2 (Figura 7.4A), ocorre correlação positiva com o incremento da sílica e potássio nos litotipos. A correlação positiva deve-se principalmente às rochas com a alta porcentagem de biotita, além de expressivos valores de feldspato potássico. No geral, o rubídio substitui o potássio do feldspato potássico e, secundariamente, o potássio, na biotita.

Em relação ao estrôncio, no diagrama Sr *versus* SiO_2 (Figura 7.4B), os litotipos mostram baixos valores e decaimento em *trend* em relação ao aumento da SiO_2. No geral, o estrôncio apresenta correlação direta com cálcio, evidenciado na redução de plagioclásios para as rochas mais diferenciadas e enriquecidas em SiO_2.

A porcentagem de bário, no diagrama Ba *versus* SiO_2 (Figura 7.4C) apresenta uma leve redução dos valores e é admitida sua associação mais facilmente aos plagioclásios. A correlação negativa com o aumento de sílica é evidenciada pela redução de plagioclásio para as rochas mais diferenciadas.

Os valores de zircônio no diagrama Zr *versus* SiO_2 (Figura 7.4D) mostra correlação negativa para as fácies mais diferenciadas. O decréscimo do Zr indica leve fracionamento ao longo da evolução dos líquidos e sua diminuição nas concentrações nos líquidos mais diferenciados finais.

Os valores de nióbio (Figura 7.4E), ítrio (Figura 7.4F), háfnio (Figura 7.4G) e gálio (Figura 7.4H) mostram teores baixos e correlações similares em relação ao SiO_2, razão do maior fracionamento magmático e consequentemente diminuição das suas concentrações nos líquidos mais diferenciados finais e empobrecimento de minerais ferromagnesianos. Alguns litotipos apresentam picos elevados de concentração destes elementos, provavelmente devido a hidrotermalização destas rochas.

Nos diagramas de caracterização de ambiente geotectônico observa-se na figura 7.5A (Batchelor & Bowden, 1985), que as amostras são classificadas como pertencentes a um evento magmático pré a sin-colisional.

No diagrama de caracterização de ambiente geotectônico observa-se nas figuras 7.5B e 7.5C, (Pearce et al., 1984), que as rochas são classificadas como possivelmente pertencentes a suíte magmática de granito sin colisional de arco magmático.

No diagrama da figura 7.5D (Whalen et al., 1987) o resultado obtido reforça a assinatura de granitos apresentando médias composicionais para granito do tipo S, M e I

(SMI), condizentes com as características mineralógicas e geoquímicas de granito do tipo I, com leve evolução para granito anorogênico e félsicos fracionados (FG) (Aplito).

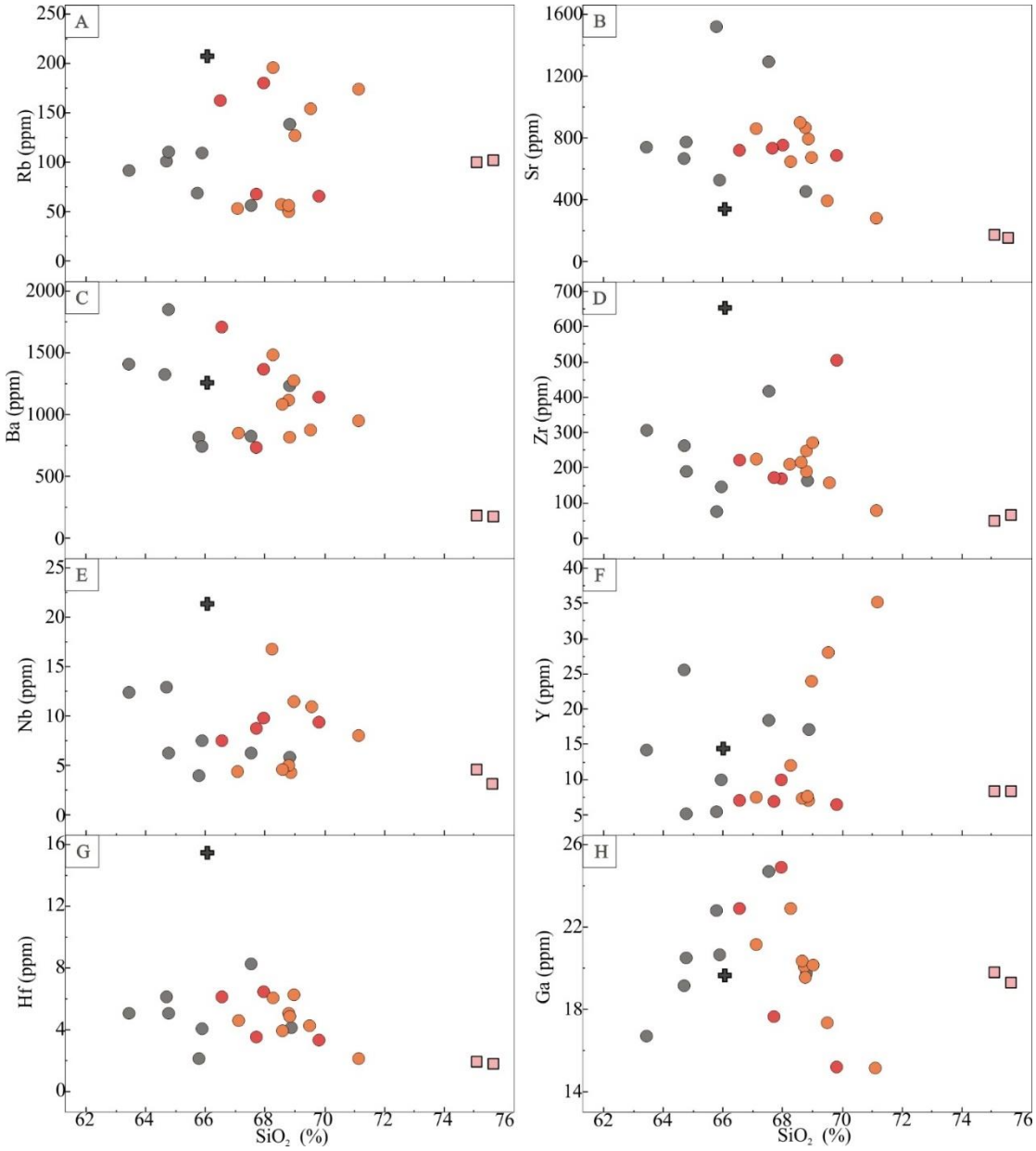


Figura 7.4 - Diagramas binários para elementos traços das rochas do Granito Capote (Vieira et al., 2021).

No diagrama de classificação com base nas condições de oxidação (Figura 7.5E) proposto por Frost et al. (2001) as amostras se apresentam dominantemente no campo de granitos magnesianos do tipo I cordilheranos de ambiente de arco magmático de Pitcher (1983).

No diagrama de Dall'Agnol & Oliveira (2007) com base nas condições de oxidação (Figura 7.5F), as amostras se agrupam predominantemente no campo dos granitos cálcio alcalinos.

Nos variogramas de multielementos os elementos traços foram normalizados para os valores de meteorito condrítico de Thompson (1982) (Figura 7.6A) e apresentam um

forte empobrecimento em Nb e Zr. Para os valores de crosta inferior de Weaver & Tarney (1984) (Figura 7.6B) mostram empobrecimento em Ba, Nb, Sr e Ti. O empobrecimento nestes elementos indica um conjunto de rochas com padrão de arco magmático.

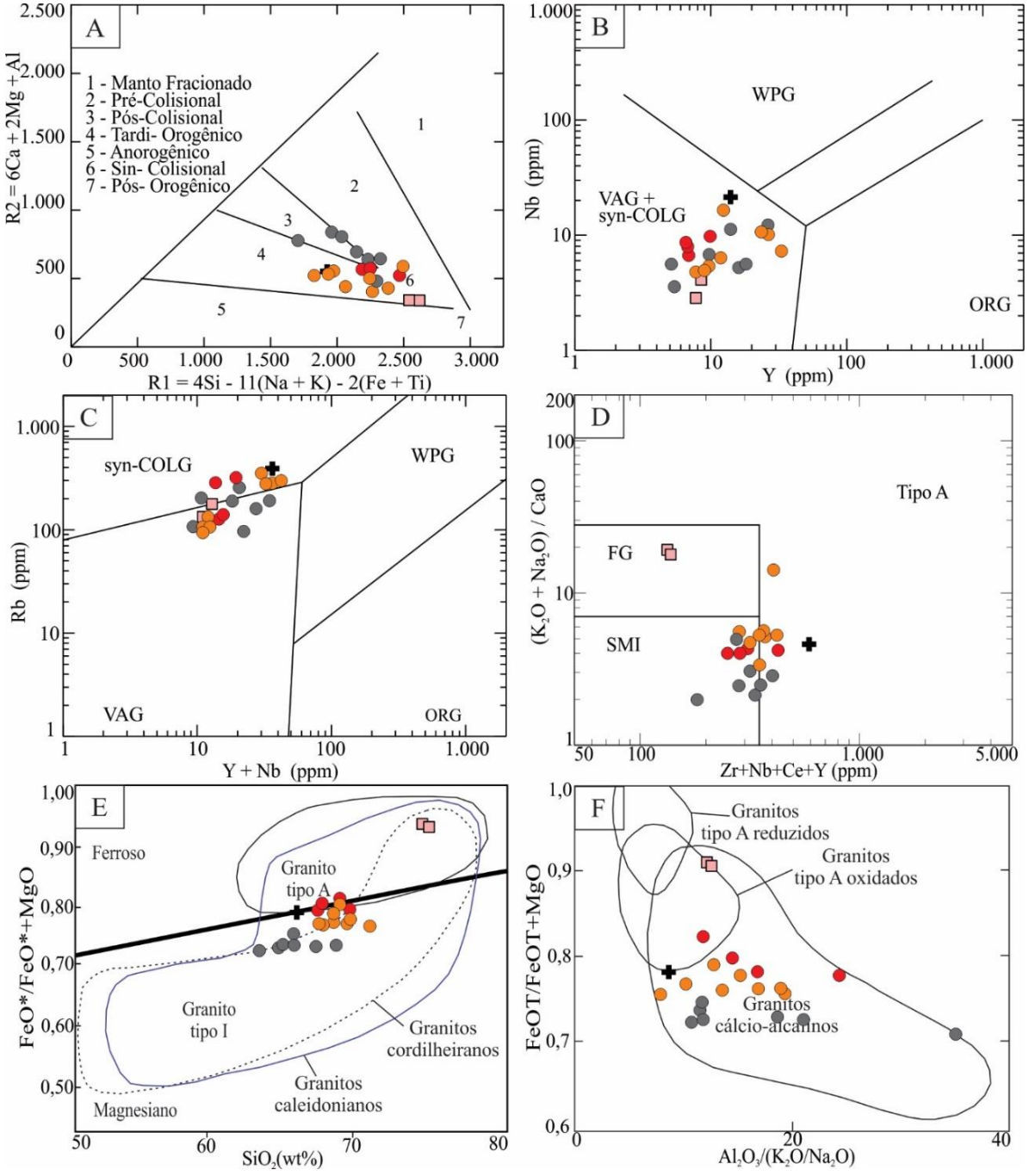


Figura 7.5 - Diagramas geoquímicos de ambientes tectônicos para elementos traços. **A**) Batchelor & Bowden (1985); **B** e **C**) Pearce et al. (1984) (Syn-COLG) granitoide sin-colisional; (VAG) granitoide de arco vulcânico; (WPG) granitoide intraplaca; (ORG) granitoides de cadeias oceânicas; **D**) Whalen et al. (1987) - S M I: médias composicionais dos granitos dos tipos S, M e I; FG: granitos félsicos fracionados; **E**) Frost et al. (2001), **F**) Dall'Agnol, & Oliveira (2007). (Vieira et al., 2021).

Os elementos terras raras (ETR) foram normalizadas segundo os valores de meteorito condrítico de Boynton (1984) (Figura 7.6C) e segundo os valores para crosta inferior Weaver & Tarney (1984) (Figura 7.6D). O padrão obtido apresenta distribuição

assimétrica, paralela e similar, o que evidencia amostras distintas e cogenéticas, com valores crescentes de ETR, para as rochas mais diferenciadas, mas passíveis de distinção e sugerindo evolução das rochas analisadas por processo de fracionamento magmático.

A fácies Paiol da Telha a média de $[La/Yb=26,57]_N$, em relação aos valores da fácies Serra Velha $[La/Yb=39,54]_N$ e da fácies Capote $[La/Yb=40,11]_N$, o que reflete uma sequencias de rochas mais evoluídas e que apresentam uma distribuição com enriquecimento em ETR leves (ETRL) (razão Ce-Sm= 2,94; 3,60 e 3,93, respectivamente) em relação aos ETR pesados (ETRP) (razão Gd-Yb= 3,26; 3,49 e 3,37, respectivamente).

A fácies Apiaí Mirim tem elevada média $[La/Yb=82,07]_N$, com fraco enriquecimento em ETR leves (ETRL) (razão Ce-Sm= 5,34) em relação aos ETR pesados (ETRP) (razão Gd-Yb= 4,94), que pode ser explicado pela alta taxa de fluidos hidrotermais, associado a deformação mais proeminente.

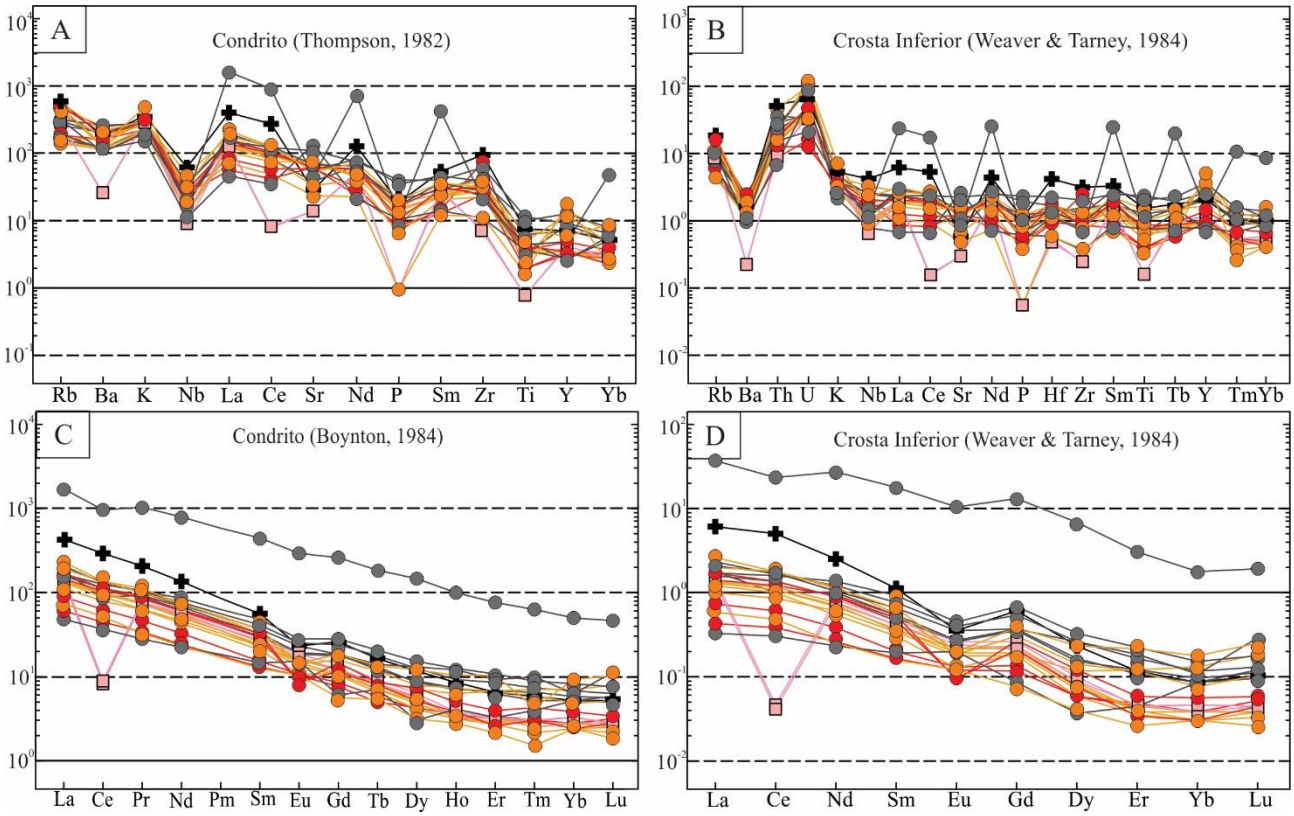


Figura 7.6 - Diagramas de variogramas de multielementos incompatíveis e elementos de terra raras para as amostras de rochas do Granito Capote. Elementos incompatíveis normalizados: **A**) Valores para meteoritos condríticos de Thompson (1982) e **B**) Valores da crosta inferior de Weaver & Tarney (1984). Elementos terras raras normalizados: **C**) Valores dos meteoritos condríticos de Boynton (1984) e **D**) Valores da crosta inferior de Weaver & Tarney (1984). (Vieira et al., 2021).

8 GRANITOGÊNESE TARDI A PÓS-COLISIONAL

O estudo da granitogênese tardi a pós-colisional na área foi desenvolvido baseado nos estudos de Vieira (2015), Mata et al. (2020) e Marchi et al. (Inédito) nos *Stocks* graníticos Capão Bonito, Correas e Sguario, respectivamente. Neste capítulo será discutido

comparativamente os resultados da análise de química mineral e litogeoquímica, dos *Stocks* Capão Bonito (●) e Correas (▲), complementando a petrografia apresentada no Capítulo 4, com objetivo de caracterizar o ambiente tectônico, gênese e fonte magmática, e os aspectos geoquímicos/petrográficos da granitogênese tardi a pós-colisional. As tabelas e cálculos, além da interpretação em maior detalhe, encontram-se disponíveis em Vieira (2015) e Mata et al. (2020).

O estudo de química mineral foi desenvolvido no Granito Correas e os principais minerais essenciais caracterizados são o plagioclásio (albita) e as micas (muscovita, biotita, zinnwaldita). Os cristais de plagioclásio apresentam variações composicionais com respeito ao teor de albita entre $Ab_{96,69}$ – $Ab_{99,64}$, e composição predominantemente na albita (Figura 8.1 A). De acordo com o diagrama Al(IV) versus $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ (Speer, 1984), os cristais de biotita analisados são quimicamente classificados entre a annita e siderofilita (Figura 8.1 B) De acordo com a classificação de Tischendorf et al. (2004, 2007), os cristais de mica primária são quimicamente classificados como zinnwaldita (Figura 8.1 C) e muscovita (Figura 8.1 D). Os cristais de mica secundária são classificados como micas transicionais (Figura 8.1 D).

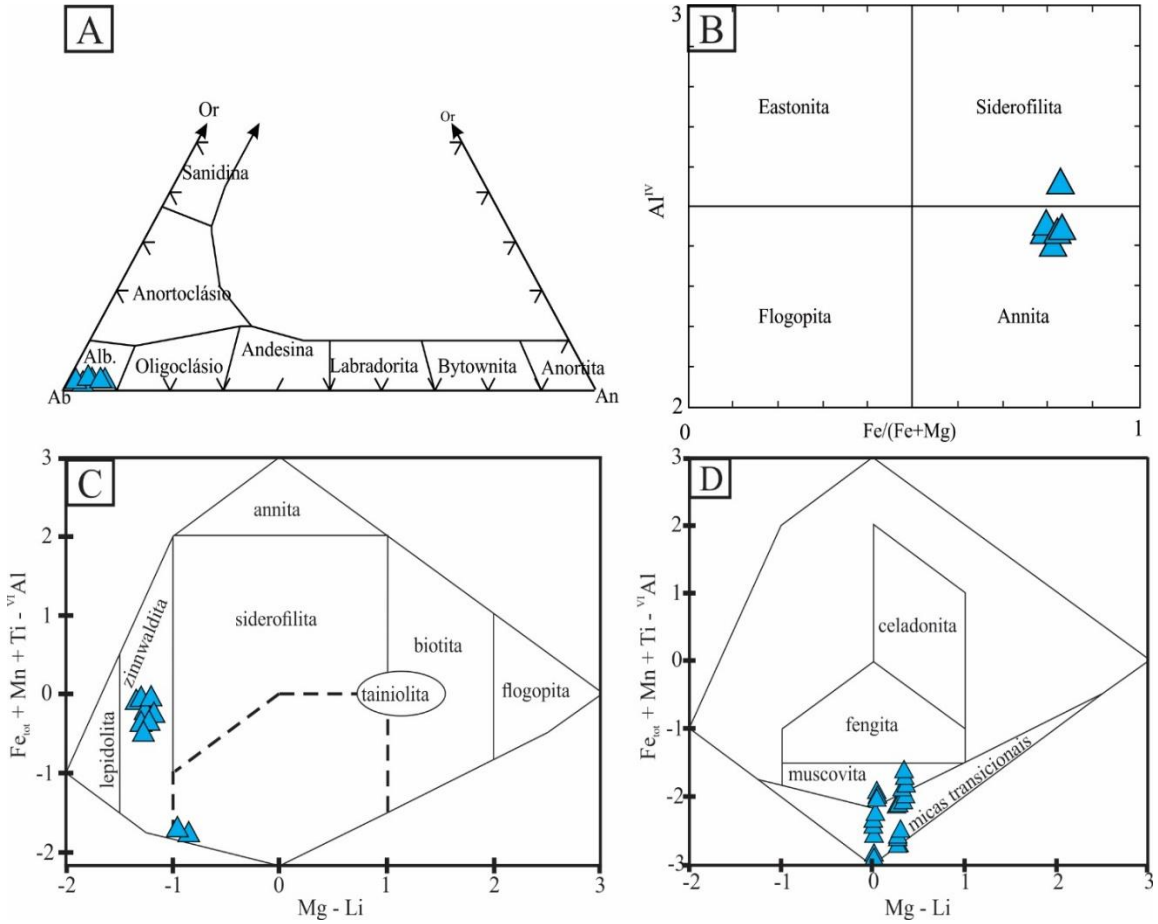


Figura 8.1 – **A**) Diagrama de composição de plagioclásio, a partir de valores de K (Or), Na (Ab), Ca (Na). Deer et al. (1963); **B**) Diagrama de classificação de biotita (Speer, 1984); **C e D**) Diagrama de classificação de micas: **C**) Tischendorf et al. (2004); **D**) Modificado de Tischendorf et al. (2004) e Tischendorf et al. (2007). Modificado de Mata et al. (2020).

As análises geoquímicas foram realizadas nas rochas do Granito Correas e do Granito Capão Bonito e serão comparativamente discutidas neste capítulo.

A distribuição dos elementos maiores encontra-se caracterizada nos diagramas de Harker (1909) (Figuras 8.2A a 8.2H), com teores elevados de sílica e encontram-se distribuídos num intervalo restrito entre 72% a 77%. Os demais óxidos (TiO_2, Fe_2O_3, MgO e CaO) mostram correlação negativa em relação ao aumento em SiO_2, evidenciando um empobrecimento em relação as rochas mais enriquecidas e indicam similaridade com as características de rochas holo- a leucocráticas, com acentuado empobrecimento em minerais máficos.

O final da diferenciação apresenta termos extremamente ácidos empobrecidos em MgO, CaO e enriquecido em Na_2O, com associação mineral empobrecida em minerais máficos e enriquecido em albita. Os valores elevados de Na_2O e K_2O são condizentes com as rochas altamente diferenciadas deste conjunto magmático.

Após a fase magmática final, a constituição do corpo granítico é caracterizada por intrusões localizadas constituídas por aplitos e pegmatitos mais diferenciados, sugerindo, portanto, que o magmatismo se desenvolveu por diferentes pulsos magmáticos que foram se diferenciando.

No diagrama petrográfico de Middlemost (1985), da figura 8.3A, as amostras distribuem-se principalmente em dois campos petrográficos: os das rochas ácidas definidos por granitos enriquecidos em sílica e álcalis e os dos álcali (albita) granito.

No diagrama normativo QAP de Lameyre e Bowden (1982), da figura 8.3B, as rochas ácidas são predominantemente sienogranito e álcali (albita) granitos de afinidade com a série magmática cálcio-alcalino monzogranítica de alto potássio a alcalina sódica.

O diagrama de classificação petrográfica que utiliza os parâmetros multicatiônicos Q *vs* P, de Debon et al. (1988) (Figura 8.3C), mostra que os litotipos são classificados como granitos de caráter cálcio-alcalino a subalcalino potássico.

No diagrama de classificação com relação ao teor em potássio de Taylor (1976) (Figura 8.3 D), o maior número de amostras está distribuído no campo da série cálcio-alcalina de alto potássio, mas também se observa amostras com valores de $K_2O > 5\%$, de afinidade shoshonítica.

Quanto à saturação em alumínio, observa-se no diagrama de Shand (1943) (Figura 8.3E), que os litotipos apresentam caráter dominantemente peraluminoso. O diagrama de Debon & Le Fort (1983) (Figura 8.3F) define para a sequência magmática a predominância de leucogranitos peraluminosos a muscovita > biotita (campo I) e leucogranitos peraluminosos a biotita (campo III) e biotita + hornblenda (campo IV).

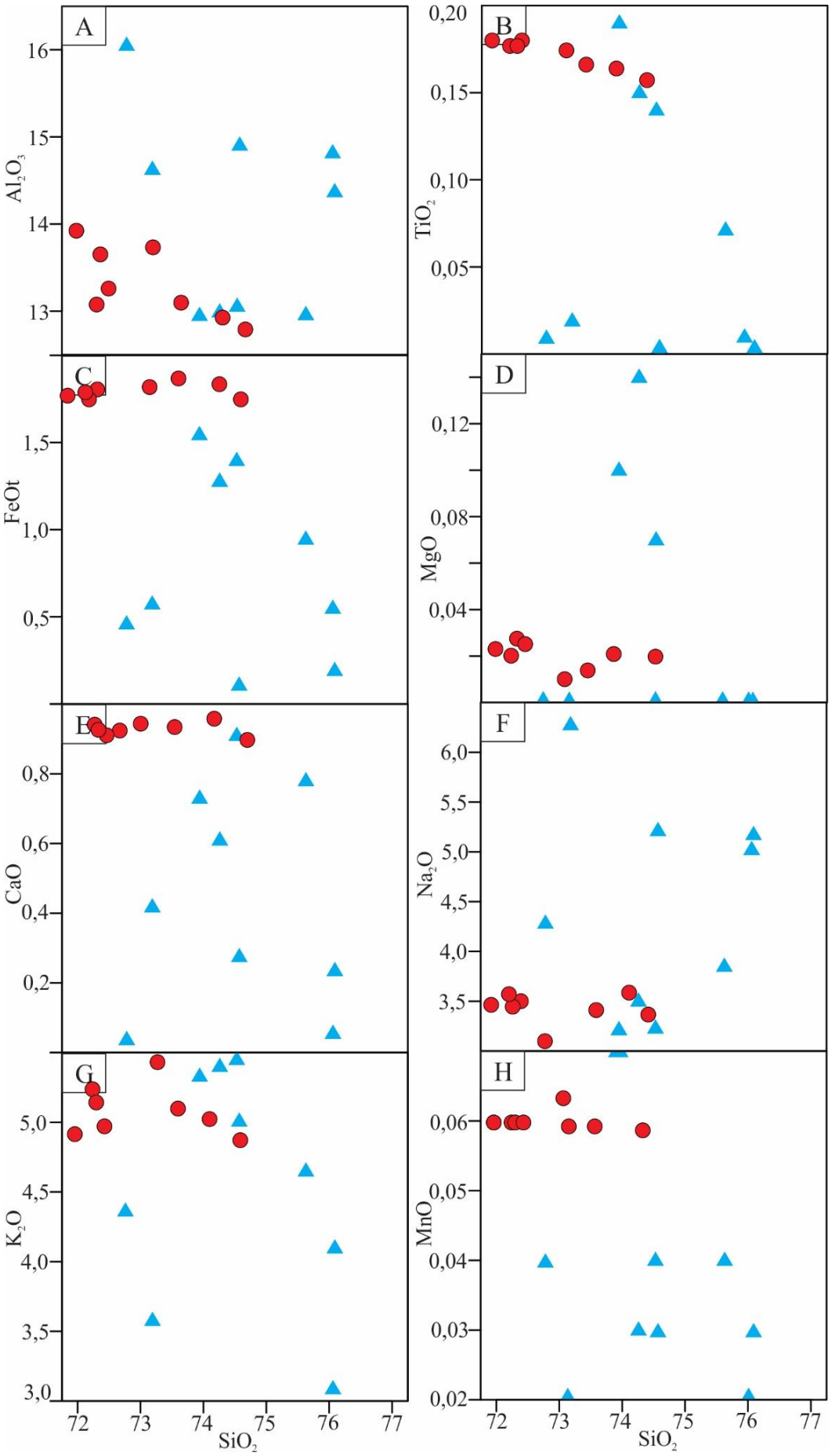


Figura 8.2 - Diagramas geoquímicos de variação para elementos maiores tipo Harker (1909) (Modificado de Vieira, 2015; Mata et al., 2020).

Quanto à distribuição dos elementos traços apresentados nos diagramas binários das figuras 8.4A a 8.4F, observa-se que a distribuição de rubídio (Rb) apresenta altos valores e, nos diagramas Rb *vs* SiO_2 (Figura 8.4A) e Rb *vs* K (Figura 8.4B), apresenta uma leve correlação positiva com o incremento da sílica para os conjuntos analisados. O rubídio está associado ao potássio do feldspato potássico e da biotita, sugerindo que o aumento de Rb se deva a associação com a presença elevada de feldspato potássio nas rochas mais evoluídas.

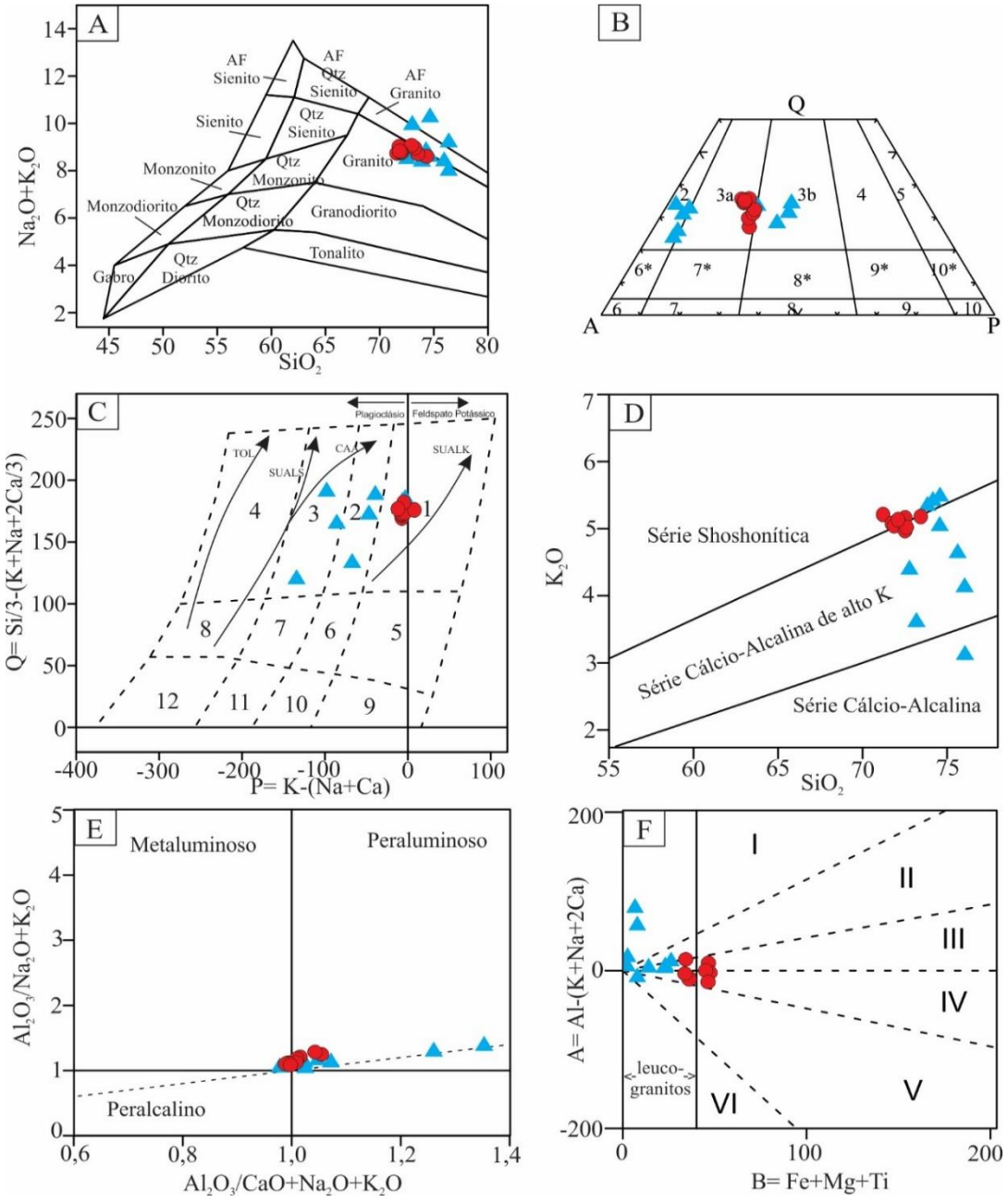


Figura 8.3 - Diagramas geoquímicos de classificação das amostras. **A**) Middlemost (1985); **B**) Lameyre & Bowden (1982) (2-álcali granito, 3a-sienogranito; 3b-monzogranito); **C**) Q x P de (Debon et al., 1988) Abr.: TOL=toleítica, CAA=cálcico-alcalina, SUBALS= subalcalina sódica, SUBALK= subalcalina potássica; **D**) Taylor (1976); **E**) Índice de Shand de Maniar & Picolli (1989); **F**) Debon *&* Le Fort (1983): leucogranito peraluminoso: campo I – muscovita > biotita; campo II – biotita > muscovita campo III- biotita; campo IV – biotita + hornblenda. (Modificado de Vieira, 2015; Mata et al., 2020).

Em relação ao estrôncio (Sr), os litotipos mostram baixos valores e nos diagramas Sr *vs* SiO_2 (Figura 8.4C) e Sr *vs* Ca (Figura 8.4D) mostram uma leve correlação positiva dos agrupamentos de amostras com a sílica em associação direta na redução de plagioclásios para as rochas mais diferenciadas. Portanto, sugere-se um processo de fracionamento magmático, com consequente aumento de plagioclásio sódico (albita) e feldspato potássico a partir da segregação e redução em plagioclásios cálcicos, e consequente empobrecimento de Sr do líquido magmático, disponível para as fases mais diferenciadas.

As quantidades de bário, no diagrama Ba *vs* SiO_2 (Figura 8.4E) e Ba *vs* Ca (Figura 8.4F) mostram baixos valores e é admitida sua associação mais facilmente aos plagioclásios cálcicos. É possível observar uma diminuição da quantidade de Ba nas fácies mais diferenciadas devido à redução de plagioclásios cálcicos nessas rochas.

Os valores de zircônio no diagrama Zr *vs* SiO_2 (Figura 8.4G) mostra correlação negativa para as fácies mais diferenciadas. O decréscimo do Zr indica forte fracionamento ao longo da evolução dos líquidos e sua diminuição nas concentrações nos líquidos mais diferenciados finais sugere o fracionamento simultâneo de titanomagnetita, ilmenita e zircão no processo evolutivo do líquido magmático.

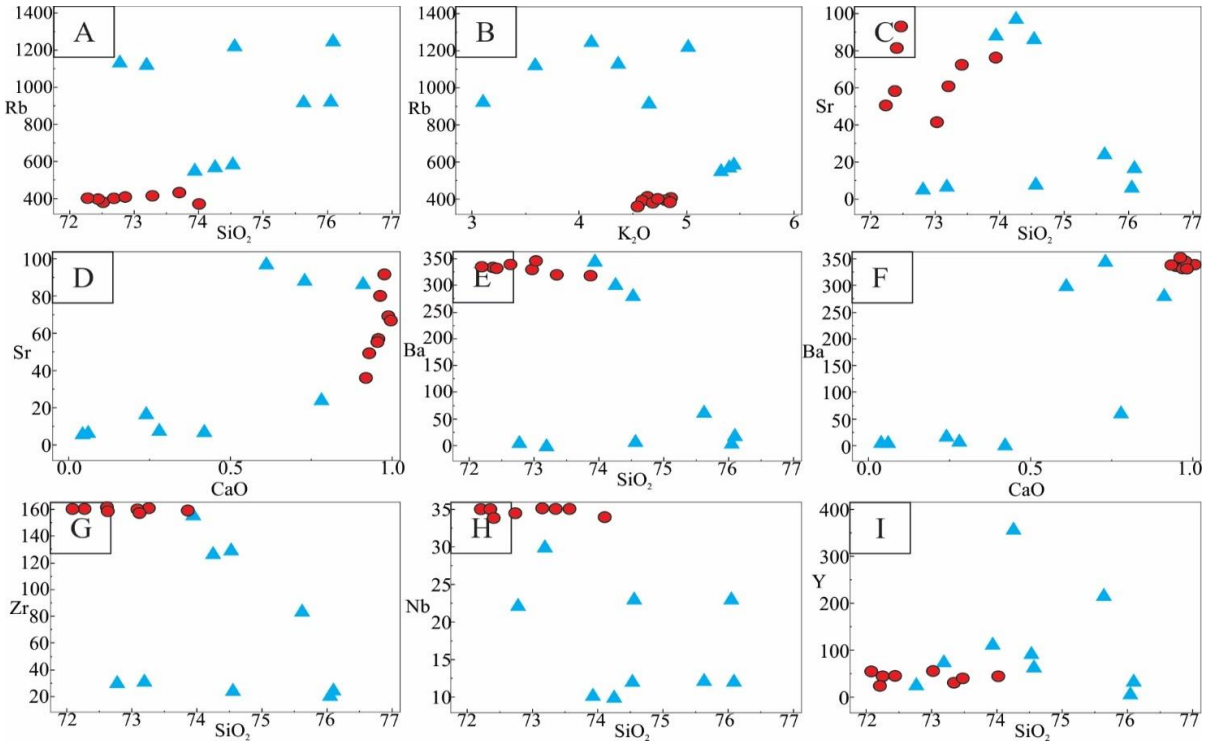


Figura 8. 4 - Diagramas binários para elementos traços. (Modificado de Vieira, 2015; Mata et al., 2020).

Os valores de Nb (Figura 8.4H) são baixos e não definem uma tendência, apresentando a disposição das amostras horizontalizada a leve correlação negativa com SiO_2, razão do maior fracionamento magmático e consequentemente diminuição das suas

concentrações nos líquidos mais diferenciados finais e empobrecimento de minerais ferromagnesianos.

Os valores de ítrio no diagrama Y *vs* SiO_2 (Figura 8.4I) são elevados e não definem uma tendência, dispostos de maneira horizontal, com picos de alta concentração, provavelmente devido a influência de líquidos hidrotermais.

Nos diagramas de caracterização de ambiente geotectônico observa-se na figura 8.5A (Batchelor & Bowden, 1985), que as amostras são classificadas segundo um *trend* de distribuição, como pertencentes a um evento magmático sin-colisional a anorogênico.

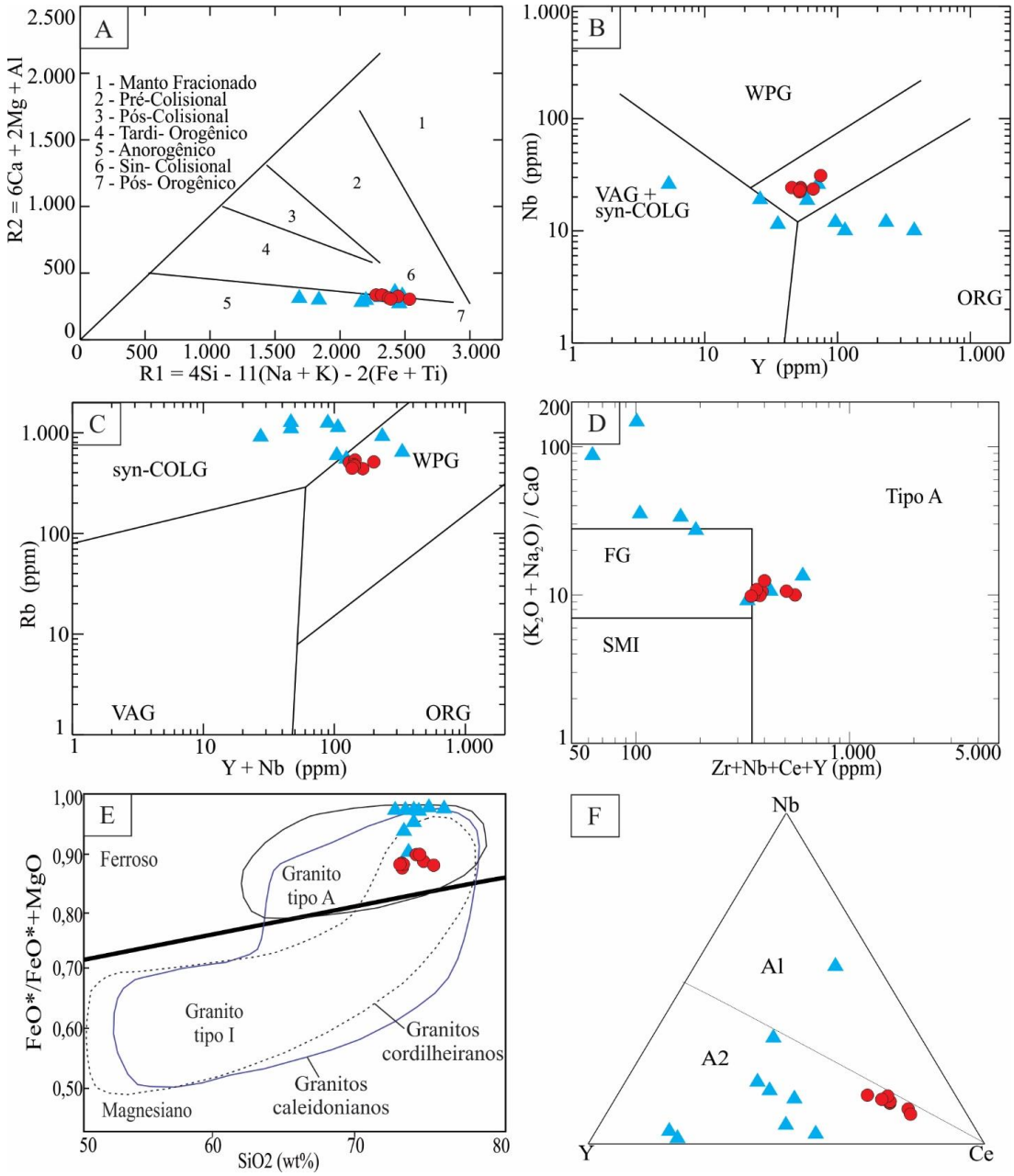


Figura 8.5 - Diagramas geoquímicos de ambientes tectônicos para elementos traços. **A**) Batchelor & Bowden (1985); **B** e **C**) Pearce et al. (1984) (Syn-COLG) granitoide sin-colisional; (VAG) granitoide de arco vulcânico; (WPG) granitoide intraplaca; (ORG) granitoides de cadeias oceânicas; **D**) Whalen et al. (1987) - S M I: médias composicionais dos granitos dos tipos S, M e I; FG: granitos félsicos fracionados; **E**) Frost et al. (2001), **F**) Eby (1992) – A1: granitos do tipo A de origem mantélica e A2: granitos do tipo A de origem crustal. (Modificado de Vieira, 2015; Mata et al., 2020).

No diagrama de caracterização de ambiente geotectônico observa-se nas figuras 8.5B e C, (Pearce et al., 1984), que as rochas são classificadas como possivelmente pertencentes a uma suíte magmática de granitos sin- a pós-colisionais de arco magmático a anorogênicos de ambiente de intraplaca.

No diagrama da figura 8.5D, (Whalen et al., 1987), o resultado obtido reforça este caráter das rochas compatíveis e transicionais entre o campo dos granitos do tipo I, para granitos tipo A, que condiz com os litotipos mais tardios e mais diferenciados os albita granitos.

No diagrama de classificação com base nas condições de oxidação (Figura 8.5E) proposto por Frost et al. (2001) as amostras se apresentam dominantemente no campo de granitos ferrosos do tipo I caledonianos de Pitcher (1983) de alto potássios e pós-tectônico e os granitos do tipo A.

No diagrama de Eby (1992) da figura 8.5 F, as amostras classificam-se como granitos do tipo A no campo A2, sugerido para granitos pós-orogênicos a anorogênicos de ambiente intraplaca, gerados a partir da fusão de material da crosta, ambiente comum também à geração dos granitos rapakivis.

Nos variogramas de multielementos, os elementos traços estão normalizados segundo os valores de Thompson (1982) para meteorito condrítico (Figura 8.6A). Observa-se que a maioria dos litotipos exibe um forte empobrecimento em Ba, Sr e Ti e enriquecimento em Rb, Zr, Nb e Y, baixas razões de Ba/Rb, além relações elevadas de K/Na, evidenciando rochas fortemente diferenciadas e condizentes com os granitos do Tipo A.

Os diagramas de elementos terras raras total (ETRT) foram normalizadas segundo os valores de meteorito condrítico de Boynton (1984) (Figura 8.6B).

Os padrões gerais de distribuições de elementos terras raras obtidos para as rochas são similares e com uma distribuição assimétrica e paralela, evidenciando amostras distintas e cogenéticas, apresentam valores crescentes de elementos terras raras para as rochas mais diferenciadas. Mostram forte anomalia negativa em Eu, sugerindo a intensificação do processo de fracionamento magmático, a partir do magma inicial, através da remoção dos plagioclásios e enriquecimento de feldspato.

Os padrões gerais de distribuições dos elementos terras raras (ETR) normalizados pelo condrito sugerem que durante o fracionamento magmático não ocorreu uma expressiva participação das fases enriquecidas em elementos terras raras pesadas (ETRP), consequência das rochas empobrecidas em minerais ferromagnesianos e minerais acessórios.

Apresentam forte anomalia negativa de Eu, que sugere importante fracionamento de plagioclásio e feldspato potássico e forte assimetria definida pela relação elevada de elementos terras raras leves em relação ao empobrecimento de elementos terras raras pesadas, indicando um conjunto de rochas mais evoluídas e enriquecida em feldspatos.

A comparação entre esses dois Stocks demonstra sua similaridade cogenética, com o Granito Capão Bonito análogo geoquimicamente a fácies Biotita-Muscovita Sienogranito do Granito Correas. As outras fácies do Granito Correas não encontram compatibilidade com o Granito Capão Bonito, seja devido a fatores erosivos e/ou por estarem encobertos.

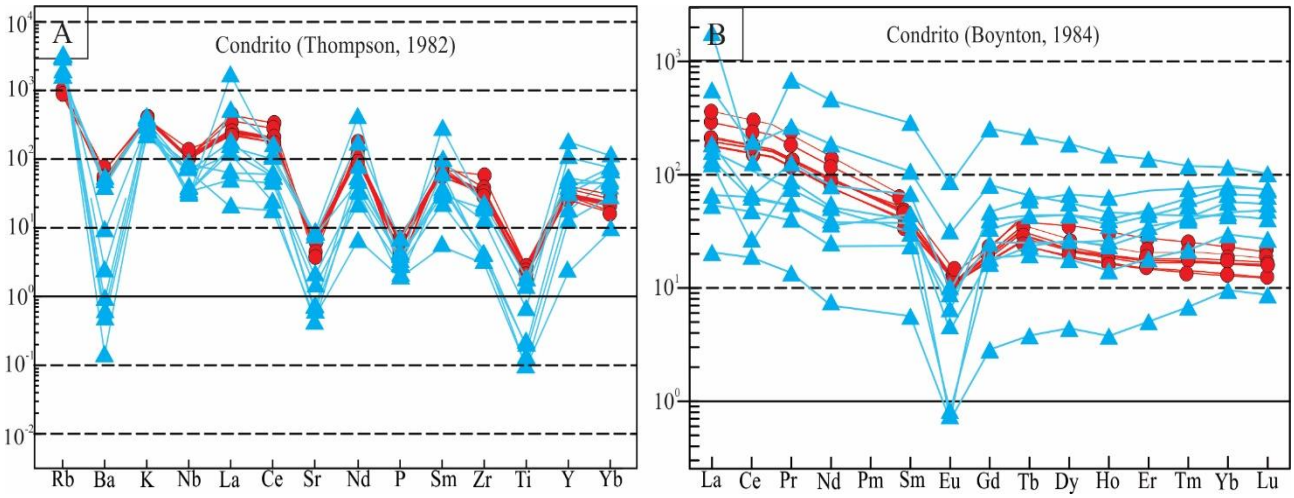


Figura 8.6 - Diagramas de variogramas de multielementos incompatíveis e elementos de terra raras para as amostras. Elementos incompatíveis normalizados: **A**) Valores para meteoritos condríticos de Thompson (1982) e **B**) Valores dos meteoritos condríticos de Boynton (1984). (Modificado de Vieira, 2015; Mata et al., 2020).

9 DISCUSSÕES E EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

A evolução geológica da Faixa Ribeira, na qual se insere o Terreno Apiaí, é correlacionada aos eventos tectônicos, de caráter compressivo, distensivos e transcorrente, sedimentares e magmáticos no contexto da fragmentação do Supercontinente Rodínia, da consequente instalação da Tafrogênese Toniana (Fuck et al., 2008; Brito Neves, 1999) e posterior formação do Gondwana, durante a Orogênese Brasiliana.

Os litotipos mapeados na área inserem-se no contexto das rochas pré-cambrianas da Província Mantiqueira Central, pertencentes às unidades: Supergrupo Açungui (Formação Água Clara - Mesoproterozoico), rochas granitoides neoproterozoicas sin-colisionais do Complexo Granítico Três Córregos (Granito Saival, Granito Barra do Chapéu e Granito Capote) e dos granitos tardi a pós colisionais (Capão Bonito, Sguario e Correas), rochas sedimentares da Bacia do Samambaia (Ediacarano), intrusivas básicas jurássicas relativas ao Magmatismo Serra Geral e sedimentos do Quaternário.

Faleiros et al. (2011), através da compilação de dados geocronológicos recentes

adquiridos por diversos autores (ver Tabelas 2.1 e 2.2), propõe a gênese do Terreno Apiaí pela amalgamação de unidades de rochas metassedimentares e metavulcanos-sedimentares de idades Callimiana, Ectasiana a Toniana, Toniana e Ediacarana.

Não existem evidências que indicam a existência de mais de um evento tectônico, ou se todo processo ocorreu essencialmente no Brasiliano. O cenário evolutivo é complexo e não pode ser explicado simplesmente por reconstruções baseadas no Ciclo de Wilson

Tal ciclo de ruptura e instauração de supercontinentes, segundo Hasui, 2010, abrangem os principais aspectos geotectônicos:

a) deriva de massas continentais e abertura de oceanos em regime distensivo, envolvendo adelgaçamento litosférico, rifteamento intracontinentais, *hot spots*, intrusões intraplaca e desenvolvimento de margens passivas (Figura 9.1a e b).

b) convergência de massas continentais em regime compressivo, incluindo formação de arcos insulares e continentais e deposição com a formação das bacias sedimentares (Figura 9.1c).

O registro evolutivo inicial da área refere-se à deposição das rochas sedimentares posteriormente metamorfizadas pertencentes à Formação Água Clara, compreendida no Supergrupo Açungui (Campanha, 1991; Campanha & Sadowski, 1999; Santos et al., 2015), composta por duas unidades: Unidade Xistosa, constituída por mica-quartzo filito e/ou xisto e quartzito; e Unidade Carbonática, composta por rochas calciossilicatadas, mármore e rochas metaultrabásicas e metabásicas.

Essa sequência litológica admite a interpretação do ambiente deposicional como incialmente marinho profundo, com formação de rochas pelíticas, que grada para um ambiente marinho raso, onde foram depositados calcário puro e impuro. A bacia em questão teria se formado durante as fases distensivas relacionadas à fragmentação do Supercontinente Rodínia, no Mesoproterozoico. Basei et al. (2003); Weber et al. (2004) e Campanha et al. (2008) corroboram tal assertiva.

Weber et. al. (2004) e Weber (2004) definem a Formação Água Clara como estabelecida entre 1.4 e 1.5 Ga, no contexto tectônico da Tafrogênese Estateriana, representando o rifteamento do supercontinente Atlântica.

Este contexto geotectônico marcado por esta sequência de episódios iniciais é seguido de eventos tectônicos c e d (Hasui, 2010):

c) prismas de acresção, com fechamento do oceano (Figura 9.1 d), colisão de continentes, orogênese, metamorfismo e magmatismo (Figura 9.1 e e f);

d) colapso do orógeno, com erosão e consolidação de um novo supercontinente, em condições distensivas (Figura 9.1 g). Predominantemente na fase tectônica (c) os

eventos tectono-magmáticos-metamórficos na área se desenvolveram, polideformando as rochas. A continuidade da evolução geológica se deu durante o Neoproterozoico, com o ciclo orogênico Brasiliano na Faixa Ribeira. Tais eventos foram reconhecidos como:

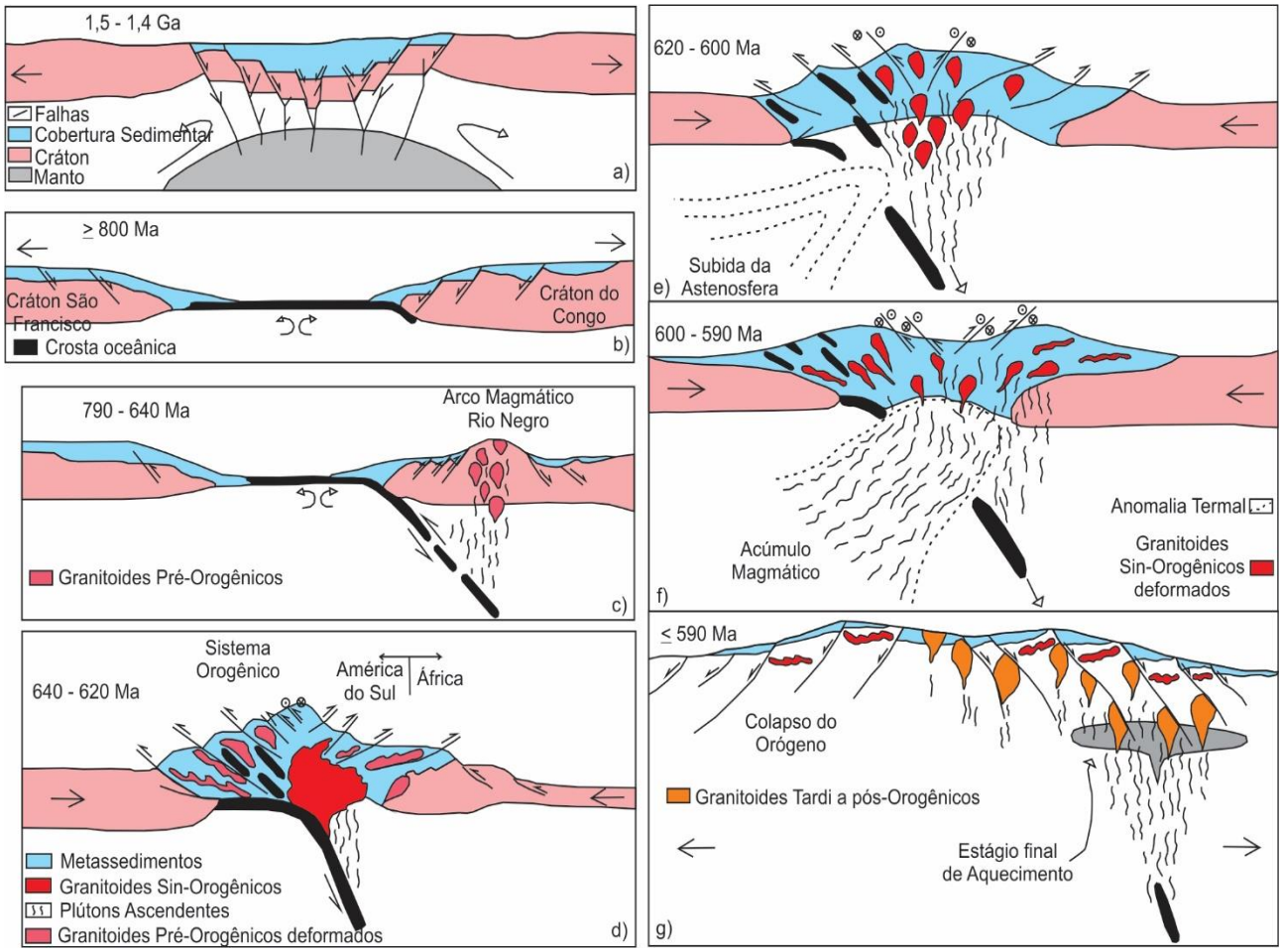


Figura 9.1 - Esquematização de modelo evolutivo da Província Mantiqueira durante o Ciclo Brasiliano: **a**) Fase de rifteamento continental, com início de deposição das sequências sedimentares da Formação Água Clara; **b**) Formação de assoalho oceânico e desenvolvimento de margem passiva, com atuação de movimentos divergentes. **c**) estágio de início de subducção em margem ativa, com atuação de sistemas de empurrão, correspondentes ao Sistema de Cavalgamento Açungui e ao Sistema de Dobramento Apiaí; **d**) estágio de colisão continental associada a intrusões graníticas sin-orogênicas (Complexo Granítico Três Córregos); **e**) Esquematização de modelo evolutivo da Província Mantiqueira durante o Ciclo Brasiliano de um dos estágios finais da colisão, com forte atuação de zonas de cisalhamento transcorrentes; **f**) Final do estágio de colisão com a deformação do Complexo Granítico Três Córregos; **g**) Intrusão dos granitoides tardi a pós-colisionais (Capão Bonito, Sguario e Correas) (modificado de Santos et al., 2015).

(I) fases de deformação D_1 e D_2, com formação das foliações S_1 e S_2, respectivamente, marcadas por forte xistosidade, bandamento composicional e clivagem de crenulação, associadas à dobras inclinadas e recumbentes com planos axiais sub-horizontais em escala micro a macroscópica.

(II) metamorfismo regional progressivo, em fácies anfibolito inferior, de pressão 6,5 kbar a 7,3 kbar (±0,6) e temperatura 611°C a 621°C (Vieira et al., 2020; Capítulo 6), com

desenvolvimento de xisto, rochas metabásicas e ultrabásicas e rochas calciossilicatadas.

As fases deformacionais D_1 e D_2, referentes a um mesmo evento de esforços de cavalgamento, foram responsáveis pela formação de foliações paralelas ao acamamento sedimentar S_0. A direção de esforço permaneceu a mesma ao longo do evento tectônico, o que fez com que S_2 ficasse paralelo a S_0 e S_1 na maior parte da região, somente distinguível em dobras reliquiares preservadas dentro da foliação S_2.

A evolução dessas duas fases deformacionais no ambiente colisional foi responsável pelo fechamento do Oceano Adamastor.

(IIIa) intrusão das rochas graníticas do Complexo Granítico Três Córregos nos metassedimentos adjacentes, relacionada à fase deformacional D_2. Vieira et al. (2021) descreve esse granitoide como cálcio alcalino peraluminoso, sin colisional a arco vulcânico, da série de alto potássio a shoshonítica, magnesiano, apresentando assinatura de granito do tipo I cordilheirano gerado pela fusão da crosta inferior e associado à evolução do arco (Capítulo 7).

Diversos autores datam essas rochas entre 660 e 600 Ma predominantemente (Tabela 2.2), condizente com a interpretação de Campanha & Sadowski (1999), que a região se apresentava em contexto de subducção durante esse período (Figura 9.1 c e d).

Em termos tectônicos, Gimenez Filho et al. (2000) interpretam este complexo como relacionado à arcos magmáticos, gerados a partir da colisão entre o Terreno Apiaí e o Terreno Atuba, cuja subducção teria ocorrido de NW para SE.

(IIIb) metamorfismo de contato em condições de baixa pressão e alta temperatura, pertinente à intrusão granitoide, que atuou gerando novas fases cristalinas por processos metassomáticos/hidrotermais e recristalização dos minerais das rochas encaixantes (Capítulo 4). Esses processos são característicos de eventos tectônicos de grande escala, tal como formação de supercontinentes.

Posteriormente todas as unidades pré-cambrianas da área foram submetidas a um evento deformacional associado com sistemas transcorrentes tardi-colisionais D_3 (Figura 9.1 f e g).

Segundo Hackspacher & Godoy (1999) e Santos et al. (2015), essa fase deformacional corresponde a fase de escape lateral (fase de colisão tardia), que gerou zonas de cisalhamento de caráter destral com a mesma direção de todo "*trend*" estrutural da área (NE-SW), dobras suaves a abertas e uma tênue foliação S_3 subvertical. O modelo de evolução das fases deformacionais para a área é observado na figura 9.2.

Associado a esta tectônica rúptil de direção NE-SW, os principais falhamentos foram responsáveis pela estruturação e compartimentação em blocos altos e baixos, com

soerguimento de unidades com profundidades diferentes, evidenciado pela disposição lateralmente de unidades metassedimentares distintas.

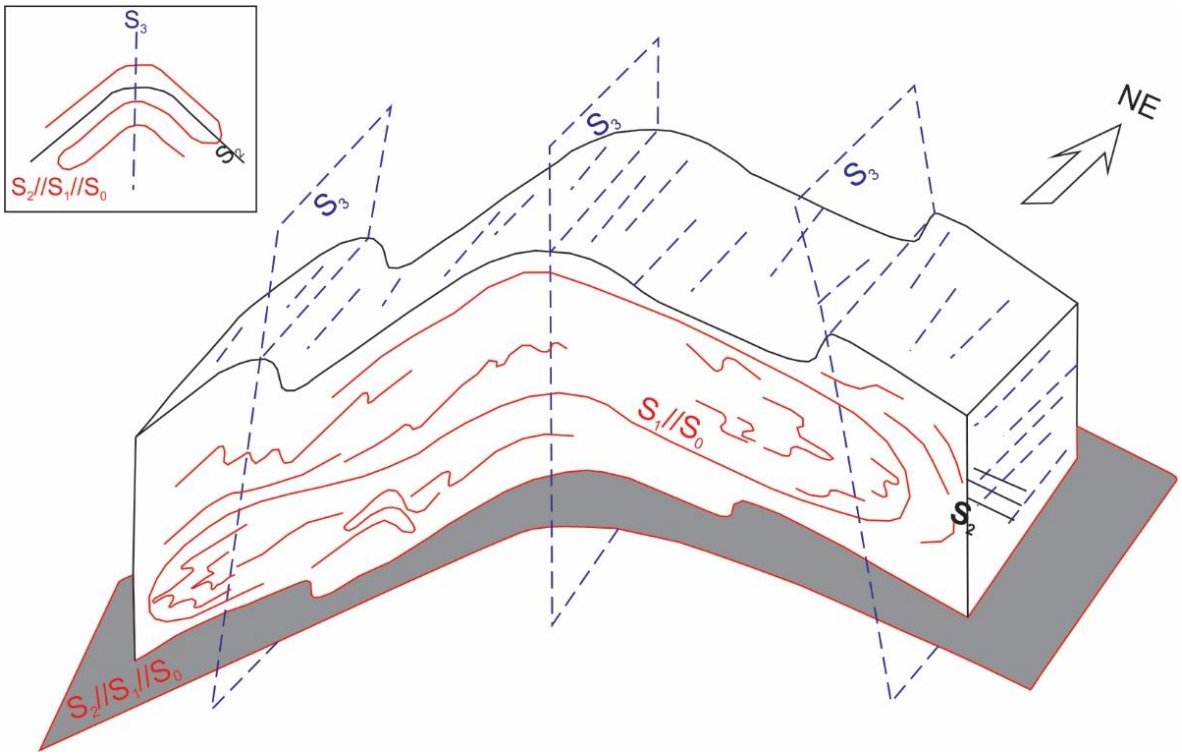


Figura 9.2 - Padrão de redobramento para a área associado a uma deformação final de natureza compressiva-transcorrente (Modificado de Vieira et al., 2018b).

A ocorrência de granitos brasilianos pode ser associada a uma história transtrativa, onde as diferentes zonas de cisalhamento seriam responsáveis pela colocação e estruturação dos principais corpos graníticos (Hackspacher & Godoy, 1999).

Associado a fase de deformação D_3, ocorre o *emplacement* dos Granitos tardi- a pós-tectônicos Capão Bonito, Sguario e Correas. Seu posicionamento e geometria final é controlado pelos falhamentos transcorrentes que se iniciaram ou foram reativados após o metamorfismo regional e se prolongaram até o fim do Ciclo Brasiliano.

Constituem um evento magmático pertencente às séries cálcio-alcalinas alto potássio a shoshonítica ou às séries subalcalinas potássicas, com caráter predominantemente peraluminoso a metaluminoso (Vieira, 2015; Mata et al., 2020b). O magmatismo é compatível com os granitos do Tipo A, pós-orogênico a anorogênico de ambiente intraplaca, com fusão de material da crosta inferior (Vieira, 2015; Mata et al., 2020b).

Segundo Pitcher (1983), estes granitos cálcios alcalinos de alto potássio podem ser classificados como Granito tipo– I Caledoniano ou pós-tectônico e seriam condizentes com uma deformação extensional, relativo aos estágios finais colisionais (Figura 9.3).

Prazeres Filho et al. (2003a, b) e Prazeres Filho (2005) descrevem este período

como marcado pela intrusão de plútons graníticos rasos, com datações na média de 600 a 560 Ma (Tabela 2.2), que são considerados extensão da Província Itu.

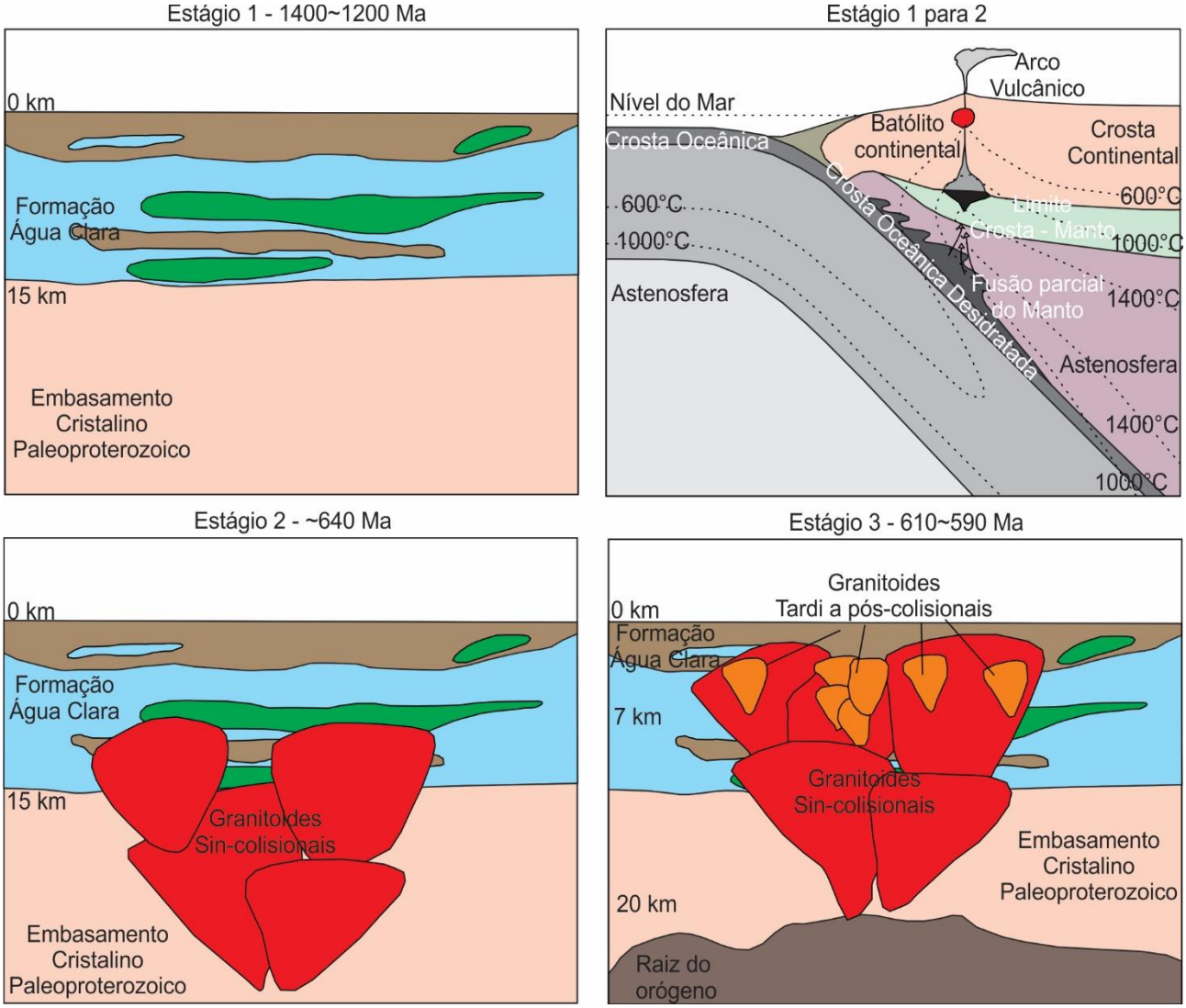


Figura 9.3 - Esquema da evolução da área, com ênfase para as intrusões e os estágios em que ocorrem até chegar a um perfil representativo atual. (Modificado de Richards, 2003).

Findado os eventos pertinentes ao Ciclo Brasiliano, a região atingiu um estágio de relativa estabilidade, com exceção das reativações estruturais que propiciaram o magmatismo básico mesozoico, relacionado à Formação Serra Geral, que se manifesta através de diques de diabásio de direção principal NW-SE.

Renne et al (1996) e Franco (2006) sugerem que esses diques estão relacionados com intrusões alinhadas com o "*trend*" estrutural dos lineamentos de Guapiara, durante o desenvolvimento do Arco de Ponta Grossa. O estiramento litosférico e a ascensão da pluma geraram anomalias termais que acarretaram em atividade ígnea distensional (Rostirolla et al., 2000).

Os mesmos autores correlacionaram as rochas vulcânicas da Bacia do Paraná, datadas em 155 Ma, com os diabásios dos diques do Lineamento de Guapiara, datados em

132±10 Ma.

Esses eventos tectônicos estariam relacionados aos eventos de ruptura do Gondwana e formação dos derrames basálticos da Formação Serra Geral.

Após a estabilização tectônica da área, no início do Fanerozoico, não foram mapeados registros que permitissem a interpretação dos eventos ocorridos durante o decorrer deste éon. Sabe-se que foram influentes, principalmente, processos erosivos, os quais foram responsáveis por modelar a geomorfologia atual.

10 CONCLUSÕES

A área mapeada no presente trabalho situa-se no extremo sul do estado de São Paulo e compreende a faixa centro-sul do Cinturão Ribeira, na porção central da Província Mantiqueira. A estratigrafia é representada por 6 unidades: rochas metassedimentares do Supergrupo Açungui (Formação Água Clara), rochas granitoides do Complexo Granítico Três Córregos (Granito Barra do Chapéu, Granito Saival e Granito Capote) e dos granitos tardi a pós colisionais (Capão Bonito, Sguario e Correas), rochas sedimentares da Bacia do Samambaia, intrusivas básicas relativas ao Magmatismo Serra Geral e sedimentos do Quaternário.

O quadro estrutural-metamórfico é determinado dominantemente pelo arranjo tectônico neoproterozoico, identificado nas rochas epimetamórficas da Formação Água Clara. As rochas apresentam uma evolução estrutural polifásica, evidenciada pelo registro principalmente de três fases deformacionais D_1, D_2 e D_3. As deformações são plenamente registradas nos litotipos metassedimentares e, em menor escala, nos corpos graníticos.

A manutenção das estruturas primárias, devido aos intensos processos de transposição das foliações S_1 e S_2 e deformação milonítica, associadas à deformação de alto ângulo S_3, ocorrem de forma escassa, com predominância somente do acamamento gradacional reliquiar S_0 nas áreas menos deformadas.

As deformações progressivas tangenciais D_1 e D_2 encontram-se associadas ao início do processo colisional, associadas às zonas de cavalgamento e relacionada as fases iniciais da orogênese com espessamento crustal.

O primeiro evento deformacional D_1 tem como principal registro a geração de uma foliação S_1, plano paralela ao acamamento reliquiar S_0, de pequena evidência, classificada como xistosidade ou clivagem ardosiana, e de direção preferencial N47E/38SE.

O segundo evento deformacional D_2 constitui o dobramento da foliação S_1 e a geração de uma foliação plano-axial S_2 identificada por um bandamento composicional, paralelo as foliações S_1 e S_0, marcado pela variação de coloração e/ou variação de

composição, com bandas centimétricas a milimétricas mais escuras intercaladas com bandas centimétricas a milimétricas mais clara. Localmente, uma clivagem ardosiana ou xistosidade penetrativa ou uma de clivagem de crenulação não penetrativa e espaçada milimétrica a centimetricamente entre porções da rocha. Apresentam atitude preferencial N20E/56NW. As dobras são de escala microscópica a macroscópica, com amplitude centimétrica a decimétrica, assimétricas, cilíndricas, inclinadas e com caimento horizontal a subhorizontal para SE, e ângulo de abertura interflancos maior que 70°.

A granitogênese sin- colisional associa-se a uma tectônica dúctil D_2 com *emplacement* das rochas do Complexo Granítico Três Córregos, vista principalmente na reorientação dos minerais máficos (biotita e hornblenda) e a geração de porfiroblastos de granada e actinolita/tremolita nas aureolas de metamorfismo de contato desenvolvidas lateralmente aos corpos ígneos. Esse evento apresenta contatos intrusivos com os metassedimentos da Formação Água Clara, o que bascula os bandamentos composicionais e dá a foliação S_2 um caráter anômalo, acompanhando a área de intrusão dos granitoides.

O terceiro evento deformacional D_3 envolve esforços transpressivos em caráter dúctil-rúptil e é definida pela formação de amplas dobras normais, suaves a abertas (sinformais e antiformais) e sanfonadas de eixo sub-horizontal, com uma tênue clivagem subvertical, com plano axial de atitude preferencial N84E/82SE.

Esta clivagem evolui gradativamente e localmente para falhas direcionais, com foliação milonítica e/ou cataclásticas S_3 que afetam principalmente as bordas do corpo, paralelas ao *trend* regional NE-SW, ambas paralelas a direção geral NE-SW regional.

A foliação S_3 é penetrativa nas zonas de cisalhamento, e apresenta indicativos de movimentos de caráter destral, o que caracteriza uma foliação milonítica, com a geração de filonitos com acamamento tectônico que oblitera estruturas reliquiares sedimentares.

A deformação D_3 ocorre associada à ascensão magmática tardia dos granitoides tardi a pós- colisionais (Capão Bonito, Sguario e Correas), associadas a zonas de cisalhamentos.

Tardiamente observam-se diques de diabásio intrusivos controlados por um *trend* de direção principal NW-SE, que são correlatos aos diques que se encaixam na direção das juntas e enxames de diques associados ao Lineamento Guapiara (NW-SE).

Ademais, este trabalho teve como contribuições inéditas principais ao acervo geológico da região:

- Quantificação do ápice do metamorfismo regional progressivo associado ao evento D_2, atingindo fácies anfibolito médio, com valores de temperatura e pressão calculados em

cristais de anfibólio, de 611°C a 621°C de temperatura e 6,5 kbar a 7,3 kbar (±0,6), e paragênese mineral principal de ferrotschermakita- ferrohornblenda- magnesio-hornblenda ± oligoclásio/andesina.

- Estudo comparativo entre os granitoides sin-colisionais da área e mapeamento faciológico de um corpo antes indiviso (Granito Capote). Esse granitoide é classificado como cálcio alcalino peraluminoso, sin colisional a arco vulcânico, da série de alto potássio a shoshonítica, magnesiano, apresentando assinatura de granito do tipo I cordilheirano gerado pela fusão da crosta inferior e associado à evolução do arco magmático.
- Estudo comparativo entre os granitoides tardi a pós-colisionais da área. São rochas pertencentes às séries cálcio-alcalinas alto potássio a shoshonítica ou às séries subalcalinas potássicas, com caráter predominantemente peraluminoso, do Tipo A, pós-orogênico a anorogênico de ambiente intraplaca, com fusão de material da crosta inferior. As rochas granitoides evidenciam um caráter fracamente milonítico e/ou cataclástico nas suas bordas, quando expostos os seus contatos com as rochas encaixantes.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AB'SABER, A.N. Relevo, estrutura e rede hidrográfica do Brasil. **Boletim Geográfico**, v. XIV, n. 132, p. 225-288, 1954.

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 & HASUI, Y. **O pré-cambriano do Brasil**. São Paulo. Blücher. p. 308-344, 1984.

ALMEIDA, F.F.M. Novas ocorrências de fósseis no pré-cambriano brasileiro. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 29, p. 63-72, 1957.

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

ALMEIDA, F.F.M.; AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. The Precambrian evolution of the South America cratonic margin south of the Amazon river. In: NAIR, A.E.M. & STEHLI, F.G. (ed.) **The Ocean Basins and Margins**. New York, Plenum, v. 1, p. 411-446, 1973

ALMEIDA, F.F.M.; BRITO NEVES, B.B.; CARNEIRO, C.D.R. The origen and evolution of the South American Platform. **Earth Science Reviews**, v. 50, p. 77-111, 2000.

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.

ALMEIDA, M.A. **Geologia da formação Água Clara na região de Araçaíba – SP**. São Paulo. 1989. 184 p. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo, São Paulo.

ALMEIDA, M.A.; BISTRICHI, C.A.; STEIN, D.P.A Formação Água Clara na região de Araçaíba, 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.

ARRUDA, M.R. **Mineralogia da Mina de Cobre de Santa Blandina, em Itapeva, Estado de São Paulo**. São Paulo, 1971, 180 p. Tese (Doutorado), Universidade de São Paulo.

BARBOSA, O. A chamada série Ribeira. **Mineração e Metalurgia**, São Paulo, v. 13, n. 79, p. 187-189, 1948.

BARBOSA, O. **Geologia e petrologia na região de Apiaí, estado de São Paulo**. Tese (Concurso para a Cadeira de Geologia, Petrografia e Mineralogia) – Escola Politécnica, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1941.

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

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

BETTENCOURT, I.; FULFARO, V.J.; GIRARDI, V.A.V.; PETRI, S. Geologia da Folha de Capão Bonito, SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, 1971, São Paulo. **Boletim de Resumos**...São Paulo: SBG, p. 94, 1971

BIGARELLA, J.J. & MOUSINHO, M.R. Considerações a respeito dos terraços fluviais, rampas de colúvio e várzeas. Curitiba, **Boletim Paranaense de Geografia**., v. 16/17, p. 153-197, 1965.

BIGARELLA, J.J. & SALAMUNI, R. Some palaegeographhic features of the Brazilian

Devonian. **Boletim Paranaense de Geociências**, v. 21/22, p. 133-151, 1967.

BIONDI, J.C. **Mapa geológico da área do embasamento do Estado do Paraná, escala 1: 250.000**. Curitiba, MINEROPAR. 1983.

BISTRICHI, C.A.; ALMEIDA, M.A.; STEIN, D.P. **Geologia das folhas Barra do Chapéu (SG.22-X-B-I-4) e Araçaíba (SG.22-XF-II-3), estados de São Paulo e Paraná**. São Paulo, Contrato IPT/ Pró-Minério, vol. l, 104 p. (IPT. Relatório 22.150), 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.

BOLONINI, T.M. **Geologia e Potencialidade do Granito "Vermelho Capão Bonito" (Sudoeste do Estado de São Paulo) como Rocha Ornamental.** Rio Claro, 2011, 183 p. Dissertação (Mestrado em Geociências), Instituto de Geociências e Ciências Exatas– Universidade Estadual Paulista.

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.

BRITO NEVES, B.B. América do Sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrescionário andino. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 29, n. 3, p. 379-392, 1999.

CAMPANHA, G.A.C. & SADOWSKI, G.R. Cinturão Ribeira: tectônica e questões pendentes sobre sua evolução. In: XL CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Belo Horizonte. **Anais**…Belo Horizonte: Sociedade Brasileira Geologia, p.17, 1998

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. **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.; BASEI, M.A.S; TASSINARI, C.C.G.; NUTMAN, A.P.; FALEIROS, F.M. Constraining the age of the Iporanga Formation with shrimp U-Pb zircon: implications for possible ediacaran glaciation in the Ribeira belt, SE Brazil. **Gondwana**

Research, v. 13, p. 117-125, 2008.

CAMPANHA, G.A.C.; BASEI, M.S.; FALEIROS, F.M.; NUTMAN, A.P. The Mesoproterozoic to Early Neoproterozoic passive margin Lajeado Group and Apiaí Gabbro, Southeastern Brazil. **Geoscience Frontiers**, p. 1-12, 2015b.

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. Curitiba, 1987. **Atas**...Curitiba: SBG, v. 2, p. 725-742, 1987.

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 1490Ma oceanic back-arc magmatism. **Precambrian Research**, v. 266, p. 530–550, 2015a.

CAMPANHA, G.A.C.; GIMENEZ FILHO, A.; CAETANO, S.L.V.; PIRES, F.A.; DANTAS, A.S.L.; TEIXEIRA, A.L.; DEHIRA, L.K. **Geologia das folhas Iporanga (SG.22-X-B-V-2) e gruta do Diabo (SG.22- X-B-VI-1), estado de São Paulo.** São Paulo, Contrato IPT/Pró-Minério (IPT. Relatório, 22 352), 1985.

CAMPANHA, G.A.C.; GIMENEZ FILHO, A.; CAETANO, S.L.V.; PIRES, F.A.; DANTAS, A.S.L.; TEIXEIRA, A.L.; DEHIRA, L.K. Geologia e estratigrafia da região das folhas Iporanga e Gruta do Diabo, Vale do Ribeira, São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia, 1986, v. 2. **Anais**...Goiânia: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 1058–1073.

CAMPANHA, G.A.C.; MACHADO JR., D.L.; NAGATA, N.; DANTAS, A.S.L.; ENS, H.H.; GIMENEZ FILHO, A.; BISTRICHI, C.A.; FERREIRA, F.J.F.; MONMA, R.; ETCHEBEHERE, M.L.C.; RONDINELLI, D.; STEIN, D.P.; MAEYAMA, O.; DEHIRA, L.K.; BORDIGNON J.L. **Avaliação preliminar da geologia das folhas (em 1:50.000) Taquaral, Mina do Espírito Santo, Ribeirão Itacolomi, Serra do Aboboral, Jacupiranga (Eldorado Paulista), Rio Guaraú (Barra do Azeite), Rio Turvo (Serra do Aleixo) - Vale do Ribeira, SP**. SCT/Pró-Minério, 4 v. 334 p. (Rel. IPT 26 863). 1988.

CAMPOS NETO, M.C. Contribuição à litoestratigrafia e estrutura do Grupo Açungui no sudeste do estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 4, São Paulo, 1983. **Atas**... São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1983, p. 103-112.

CHIODI FILHO, C.; SANTOS, J.F.; SOARES, P.C.; MORETZJOHN, J.S. **Estudo de elementos terras raras para caracterização e avaliação metalogenética de granitoides no escudo paranaense.** In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, II, Rio de Janeiro, 1989. **Anais**... Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de

Geologia, p. 487-498, 1989.

CHIODI FILHO, C.; TAKAHASHI, A.T.; SILVA, C.R.; FERREIRA, J.C.G. **Projeto Capão Bonito.** Relatório final – CPRM, v I, Rio de Janeiro, 121 p., 1983.

COMPANHIA DE PESQUISAS E RECURSOS MINERAIS (CPRM). **Projeto Aerogeofísico Paraná-Santa Catarina**. 2011.

CORDANI, U.G.; BITTENCOURT, I.; BETTENCOURT, J.S.; GOMES, C.B.; LELIS, H.S.; MELFI, A.J. Geologia da Folha de Guapiara, SP e PR. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, 1971, São Paulo. **Boletim de Resumos**...São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 93, 1971.

CURY, L.F. **Geocronologia e Litogeoquímica dos Stocks Graníticos da Porção Sudeste da Faixa Apiaí, Estado do Paraná**. 2003. 125 p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2003.

CURY, L.F.; KAULFUSS, G.A.; SIGA JUNIOR, O.; BASEI, M.A.S.; HARARA, O.M.M.; SATO, K. Idades U-Pb (zircões) de 1.75 Ga em granitóides alcalinos deformados dos núcleos Betara e Tigre: Evidências de regimes extensionais do Estateriano na Faixa Apiaí. **Geologia USP. Série Científica**, v. 2, p. 95-108, 2002.

DAITX, E.C. **Origem e evolução dos depósitos sulfetados tipo Perau (Pb-Zn-Ag), com base nas jazidas Canoas e Perau (Vale do Ribeira - PR)**. Rio Claro, 1996.Tese (Doutorado), Instituto de Geociências.

DAITX, E.C.; TEIXEIRA, W.; ZANARDO, A. Geologia e geocronologia do metagabro de Apiaí, Vale do Ribeira, SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO de GEOLOGIA, 36, Natal, 1990. **Boletim de Resumos**... Natal: Sociedade Brasileira de Geologia, 1990, p. 341.

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.

DANTAS, E.L.; HACKSPACHER, P.C.; FETTER, A.H.; SATO, K., PIMENTEL, M.M.; GODOY, A.M. ND Isotope Systematics Related to Proterozoic Evolution of the Central Ribeira Belt in the State of São Paulo, SE Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 1, p. 140-143, 2000.

DEBON, F. & LE FORT, P. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. **Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences**, v. 73, 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 mineral**s. Londres, Longman, 558 p., 1963.

EBY, G.N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. **Geology**, v. 20, p. 641-644, 1992.

El BOUSEILY, A.M. & El SOKKARY, A.A. The Relation between Rb, Ba and Sr in Granitic Rocks. **Chemical Geology**, v. 16, p. 207-219, 1975.

FALEIROS, F.M. **Evolução De Terrenos Tectono-Metamórficos Da Serrania Do Ribeira E Planalto Do Alto Turvo (SP, PR).** Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica) - Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, 306 p., 2008.

FALEIROS, F.M.; CAMPANHA, G.A.C.; BELLO, R.M.S.; FUZIKAWA, K. Quartz recrystallization regimes, c-axis texture transitions and fluid inclusion reequilibration in a prograde greenschist to amphibolite facies mylonite zone (Ribeira Shear Zone, SE Brazil). **Tectonophysics**, v. 485, p. 193–214, 2010.

FALEIROS, F.M.; FERRARI, V.C.; COSTA, V.S.; CAMPANHA, G.A.C. Geoquímica e petrogênese de metabasitos do grupo Votuverava (Terreno Apiaí, Cinturão Ribeira Meridional): evidências de uma bacia retroarco calimiana. **Geologia USP, Série Científica,** v. 11, n. 2, p. 135-155, 2011.

FALEIROS, F.M.; MORAIS, S M.; CROSTA, V.S. **Geologia e Recursos minerais da Folha Apiaí – SG.22-X-B-V,** Estados de São Paulo e Paraná, Escala 1:100.000 – São Paulo: CPRM, 107 p. 2012.

FASSBINDER, E. **A unidade Água Clara no contexto do Grupo Açungui: um modelo transpressivo de colisão oblíqua no Neoproterozoico paranaense**. São Paulo, 1996. 207 p. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo.

FERREIRA F.J.F.; MORAES R.A.V.; FERRARI M.P.; VIANNA R.B. Contribuição ao estudo do Alinhamento Estrutural do Guapiara. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, Curitiba, 1981. Atas...Curitiba: Sociedade Brasileira de Geologia, 1981, p. 226-240.

FETTES, D. & DESMONS, J. **Metamorphic rocks. A classification and glossary of terms**. Cambridge: Cambridge University Press, 244 p., 2007.

FIORI A.P. & GASPAR, L.A. Considerações sobre a estratigrafia do Grupo Açungui (Proterozoico Superior), Paraná, Sul do Brasil. **USP- Série Científica**, v. 24, p. 1-19, 1993.

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 a norte de Curitiba.** São Paulo, 1990. 261p. Tese (Livre Docência). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo,

1990.

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

FRANCISCONI, O. **Mapa Geológico, Folha Guapiara (SG.22-X-B-II) escala 1:100.000, (com nota explicativa).** In: SILVA, A.T.S.F.; FRANCISCONI, O.; GODOY, A.M; BATOLLA Jr, F. Projeto Integração e Detalhe Geológico no Vale do Ribeira. Relatório Final. São Paulo, DNPN/CPRM, 1981a, v. 2.

FRANCO, A.O.B. **Termocronologia por traço em apatitas na região do arco de Ponta Grossa, entre os alinhamentos de Guapiara e São Jerônimo-Curiúva**. 123 f. Tese (Mestrado em Geologia Regional), Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro (SP), 2006.

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 Araçaíba, SP. **Geologia USP, Série Científica**, v. 21, p. 73-92, 1990.

FRITZONS JÚNIOR, O.; PIEKARZ, G. F.; FALCADE, D. Geologia e potencial econômico do Grupo Setuva (PR). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32. Salvador. 1982. **Anais**...Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 1982, v. 3, p. 991-1001.

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. 40, p. 261-293, 2001.

FUCK, R.A.; BRITO NEVES, B.B. B.; SCHOBBENHAUS, C. Rodínia descendants in South America. **Pre-cambrian Research**, v. 160, n. 1-2, p. 108-126, 2008.

FUCK, R.A.; MARINI, O.J.; TREIN, E. Contribuição ao estudo das rochas graníticas do Estado do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**, v. 23, p. 183-221, 1967.

GIMENEZ FILHO, A. **Evolução do Complexo Granítico Três Córregos a noroeste da Apiaí – SP.** São Paulo, 1993, 118 p. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo.

GIMENEZ FILHO, A.; JANASI, V.A.; CAMPANHA, G.A.C.; TEIXEIRA, W.; TREVIZOLI JÚNIOR, L.E. U-Pb dating and Rb-Sr isotope geochemistry of the eastern portion of the Três Córregos batholith, Ribeira Fold Belt, São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, p. 45-50, 2000.

GIMENEZ FILHO, A.; TEIXEIRA, W.; FIGUEIREDO, M.C.; TREVIZOLI JÚNIOR, L.E. Geologia, Petrografia e Litogeoquímica do Complexo Granítico Três Córregos na Região de Barra do Chapéu e Ribeirão Branco, SP. São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, n. 2, p. 92-106, 1995.

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 Folha Topográfica de Capão Bonito na Escala 1:50.000, Sudeste do Estado de São Paulo. São Paulo, UNESP, **Geociências**, v. 38, n. 1, p. 51 - 71, 2019.

GORAIEB, C.L. **Aspectos geológicos e metalogenéticos do Maciço Correas.** São Paulo, 1995. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo.

GORAIEB, C.L. **Contribuição à gênese do depósito primário polimetálico (Sn, W + Zn, Cu, Pb) Correas, Ribeirão Branco (SP)**. São Paulo, 2001. 215 p. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo.

HACKSPACHER, P. C.; DANTAS, E. L.; VAN SCHUMUS, W. R.; FETTER, A. Terrenos exóticos na Faixa Ribeira, sim ou não? In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 5, 1997. São Paulo. **Atas**... São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1997, v. 1, p. 69-71.

HACKSPACHER, P.C. & GODOY, A.M. Vertical Displacement During Post-Colisional Escape Tectonic (Brasiliano Orogeny) of The Ribeira Belt, São Paulo, Brazil. J**ournal of African Earth Sciences.** Elsevier Science Ltd., Africa do Sul, v. 29, n. 1, p. 25-32, 1999.

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. & OLIVEIRA, M.A.F. Província Mantiqueira. Setor Central. In: ALMEIDA, F.F. & HASUI, Y. (Eds). **O Pre-Cambriano do Brasil**. São Paulo, p. 308-344, 1984.

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. **Novo modelo geológico do Vale do Ribeira**. São Paulo, IPT (Relatório 23742). 1986.

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.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A. Os Granitos e Granitóides da Região de Dobramentos Sudeste nos Estados de São Paulo e Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, 1978, Recife. **Anais**...Recife: Sociedade Brasileira de

Geologia, 1978, p. 2579-2593.

HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; COIMBRA, A.M. The Ribeira folded belt. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 5, n. 4, p. 257-266, 1975.

HASUI, Y.; CREMONINI, O.A. & BORN, H. O "Granito Três Córregos" revisado e o Maciço Catas Altas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33. Rio de Janeiro, 1984b. **Anais**... Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 1984b, v.7, p. 3023-3031.

HASUI, Y.; CREMONINI, O.A.; BORN. H. Considerações sobre o Grupo Açungui em São Paulo e porção adjacente do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33. Rio de Janeiro. 1984a. **Anais**....Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 1984a, v. 7, p.3297-3306.

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.

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.

HOBBS, B.E.; MEANS, W.D.; WILLIAMS, P.F. **An outline of structural geology**. Wiley, New York, 571 p., 1976.

IBGE 2011, **Histórico dos municípios**. Disp. em: < http://www.cidades.ibge.gov.br/xtras/home.php> acesso em 20 de junho de 2020.

IBGE. 2006. **Histórico dos municípios**. Disp. em: < http://www.cidades.ibge.gov.br/xtras/home.php> acesso em 20 de junho de 2020.

IBGE. 2014. **Histórico dos municípios**. Disp. em: < http://www.cidades.ibge.gov.br/xtras/home.php> acesso em 20 de junho de 2020.

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO. **Definição da potencialidade de chumbo e associados no sul do estado de São Paulo**. São Paulo (IPT, Relatório, 15 934). 1981.

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO. **Modelos metalogenéticos e possibilidades de mineralizações no Pré-Cambriano no estado de São Paulo**. São Paulo (IPT, Relatório, 21 717). 1983.

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.

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

the evolution of the Ribeira Belt. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 14, p. 363-376, 2001.

JENSEN, L.S. A new cation plot for classifying subalkaline volcanic rocks. Ontario Division of **Mines. Misc Paper**, v. 66, 22 p., 1976.

KAUL, P.F.T. Significado dos granitos anorogênicos da Suíte Intrusiva Serra do Mar na evolução da crosta do sul-sudeste do Brasil no âmbito das Folhas SG-22 Curitiba e SG-23-Iguape. In: CONGRESSO BRÁSILEIRO GEOLOGIA, 33. Rio de Janeiro, 1984. **Anais**...Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, v. 6, 1984, p. 2815-2825.

KAULFUSS, G.A. **Geocronologia dos núcleos de embasamento Setuva, Betara e Tigre, norte de Curitiba-Paraná**. 2001. São Paulo. Tese (Doutorado). Universidade de São Paulo.

LAMEYRE, J. & BOWDEN, P. Plutonic Rock Types Series: Discrimination of Various Granitoid 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.

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.

LEONARDOS, O.H. **Nota sobre a geologia do distrito de Iporanga, SP**. DNPM: Rio de Janeiro, 1934. (Relatório, 564).

LEONARDOS, O.H. **Notas petrográficas sobre a série Ribeira do sul do estado de São Paulo**. São Paulo, Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da USP,1941. p. 7-13. (Boletim, 21, Mineralogia, 4), 1941.

MAACK, R. Breves notícias sobre a geologia do Paraná e Santa Catarina. **Arq. Bio. Técn. PR**., v. 2, p. 63-154, 1947.

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

MANIESI, V. **Petrologia das rochas anfibolíticas das regiões de Adrianópolis, Campo Largo e Rio Branco do Sul, PR**. Rio Claro, 215 p. Tese (Doutorado), Instituto de

Geociências e Ciências Exatas - Universidade Estadual Paulista. 1997.

MARCHI, E.O.; GODOY, A.M.; VIEIRA, O.A.R.P. Geologia e Geoquímica do Granito Sguario, Sudoeste de São Paulo. São Paulo, UNESP, **Geociências**, (inédito)

MARINI, O.J.; TREIN, E.; FUCK, R.A. O Grupo Açungui no Estado do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências,** v. 23/25, p. 43-103, 1967.

MATA, S.P.; GODOY, A.M.; VIEIRA, O.A.R.P.; LUVIZOTTO, G. Litogeoquímica e Química Mineral das Rochas do Maciço Correas. São Paulo, UNESP, **Geociências**, v. 39, n. 3, p. 609-630, 2020b.

MATA, S.P.; VIEIRA, O.A.R.P.; GODOY, A.M. Geologia do Maciço Correas, Sudeste do Estado de São Paulo, v. 39, n. 2, p. 297-316, 2020a.

MCCLAY, K. The **Mapping of Geological Structures** (Geological Society of London handbook). John Wiley & Sons Tdt, Chichester, England, 161 p., 1987.

MELCHER, G.C.; CORDANI, U.G.; DAMASCENO, E.C.; GIRARDT, V.A.V.; GOMES, C.B., LELLI, S.H.S.; MELFI, A.J. Geologia das Rochas Pré-Cambrianas do Vale do Rio Ribeira de Iguape. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, 1971, São Paulo. **Boletim de Resumos**...São Paulo: Sociedade brasileira de Geologia, 1971, p. 193, 1971.

MELCHER, G.C.; GOMES, C.B.; CORDANI, U.G.; BETTENCOURT, J.S.; DAMACENO, E.C.; GIRARDI, V.A.V.; MELFI, A.J. Geologia e petrologia das rochas metamórficas e graníticas associadas do Vale do Rio Ribeira de Iguape, SP e PR. **Revista Brasileira de Geologia**, v. 3, n. 2, p. 97-123, 1973.

MELLO, I. S.C. **Geologia e aspectos metalogenéticos do Maciço Itaoca, Vale do Ribeira, SP e PR**. São Paulo. 1995, 168 p. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências – Universidade de São Paulo.

MELO, M.S. A **Formação Pariquera Açu e depósitos relacionados: sedimentação, tectônica e geomorfogênese**. São Paulo. 1990. 211 p. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências – Universidade de São Paulo.

MESCHEDE, M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeites with the Nb-Zr-Y diagram. **Chemical Geology**, v. 16, p. 207-218, 1986.

MIDDLEMOST, E.A.K. **Magmas and magmatic rocks.** Longman, London, 1985.

MIDDLEMOST, E.A.K. Naming Materials in the Magma/Igneous Rock System. **Earth-Science Reviews**, v. 37, p. 215- 244, 1994.

MIDDLEMOST, E.A.K. The Basalt Clan. **Earth-Science Reviews**, v. 11, p. 337-564, 1975.

MMAJ-JICA. **Report on geological survey of Anta Gorda (phase 1)**. Brasília: Convênio

Departamento Nacional de Produção Mineral/Metal Mining Agency of Japan-Japan-International Cooperation Agency, 1981.

MMAJ-JICA. **Report on geological survey of Anta Gorda (phase 2)**. Brasília: Convênio Departamento Nacional de Produção Mineral/Metal Mining Agency of Japan-Japan International Cooperation Agency, 1982.

MMAJ-JICA. **Report on geological survey of Anta Gorda (phase 3)**. Brasília: Convênio Departamento Nacional de Produção Mineral/Metal Mining Agency of Japan-Japan International Cooperation Agency, 1983.

MORGENTAL, A.; BATOLLA JR., F.; PINTO, G.G.; PAIVA, I.P.; DRUMOND, J.B.V. **Projeto Sudelpa: relatório final**. SUDELPA/CPRM, São Paulo. 1975.

MULLEN, E.D. MnO/TiO2, P2O5: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. **Earth and Planetary Science Letters***,* v. 62, p. 53-62, 1983.

OLIVEIRA, E.P. **Geologia e recursos minerais do estado do Paraná**. Rio de Janeiro: Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, 1927. 172 p. (Monografia, 6).

OTTEN, M.T. The origin of brown hornblende in the Artfllet gabbro and dolerites. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 86, p. 189-199, 1984.

PAIVA, I.P.; BATOLLA Jr., F.; CARVALHO, M.A.S.; COLANERI, S.; AGUIAR NETO, A. **Projeto Leste do Paraná, Folha Apiaí.** São Paulo: DNPM, 1977, v. 1, 228 p. (Relatório Final Convênio DNPM-BADEP-IGUFP).

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, J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. **Litho**s, v. 100, p. 14-48, 2008.

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, p. 956-983, 1984.

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.

PEDROSA-SOARES, A.C. & WIEDEMANN-LEONARDOS, C.M. Evolution of the Araçuaí belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D.A. (Eds.) **Tectonic Evolution of South America**.

São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 265-285, 2000.

PEDROSA-SOARES, A.C.; NOCE, C.M.; WIEDEMANN, C.M.; PINTO, C.P. The Araçuaí West Congo orogen in Brazil: An overview of a confined orogen formed during Gondwanland assembly**. Precambrian Research**, v. 110, p. 307-323, 2001.

PERROTA, 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.

PETRI, S & FULFARO, V.J. Considerações geológicas sobre a região de Itapeva, SP. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, v. 16, n. 1p. 25-42, 1967.

PETRI, S. & SUGUIO K. **Sobre os metassedimentos do extremo sul do estado de São Paulo**. São Paulo, Conv. USP/DAEE, São Paulo, 98 p. (Publ. Esp.), 1969.

PIRES, F. A. **Análise Paleoambiental e Estratigráfica de Sequências Metassedimentares (Grupo Açungui), na Região de Iporanga e Apiai - São Paulo**. São Paulo, 1990. 151 p. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

PITCHER, W.S. Granite type and tectonic environment. In: HSU KENETH, J. (ed.) **Mountain building processes**. Acad. Press. London, chap. I- 3, p. 19-40, 1983.

PONTES, J. B. Geologia e potencialidades econômicas da Formação Água Clara - Paraná. Relatório interno da MINEROPAR, 1981.

PONTES, J. B. Geologia e potencialidades econômicas da Formação Água Clara - Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, 1982. Salvador. **Anais**...Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 1982. v. 3, p. 1002-1016.

PORSANI, J.L.; SAUCK, W.A.; SOUZA JUNIOR, A.O. GPR for mapping fractures and as guide for the extraction ornamental granite from a quarry: A case study from southern Brazil. **Journal of Aplied Geophysics**, v. 58, p. 177-187, 2005.

PRAZERES FILHO, H. J.; BASEI, M. A. S.; HARARA, O.M.; PASSARELLI, C. R.; SIGA JR., O.; REIS NETO, J.M.; SATO, K. The Alto Ribeira Magmatic Arc (Paraná State-Southern Brazil): geochemical and isoto-pic evidences of magmatic focus migration and its tec-tonic implications. In: SOUTH AMERICAN SYMPO-SIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 3, Pucón, Extend Abstract. Pucón, Sociedad Geológica de Chile, p.213-216. 2001.

PRAZERES FILHO, H.J. **Caracterização geológica e petrogenética do Batólito Granítico Três Córregos (PRSP): geoquímica isotópica (Nd-Sr-Pb), idades (ID-TIMS/ SHRIMP) e δ18O em zircão.** São Paulo, 2005. 207 p. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo.

PRAZERES FILHO, H.J. **Litogeoquímica, geocronologia (U-Pb) e geologia isotópica dos complexos graníticos Cunhaporanga e Três Córregos, estado do Paraná.** 2001. 180 p. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo, São Paulo.

PRAZERES FILHO, H.J.; BASEI, M.A.S.; PASSARELLI, C.R.; HARARA, O.M.; SIGA JÚNIOR, O. U-Pb zircon ages of post-orogenetic granitic magmatism in Apiaí folded belt (Paraná state, southern Brazil): petrological and geotectonic significance. **Anais.** Salvador: CBPM/IRD, 2003b.

PRAZERES FILHO, H.J.; GUIMARAES, G.; BASEI, M.; SIGA JUNIOR, J.M.; CAMPANHA, G.; SALLUN FILHO, W. Mapa geológico 1:50.000 da porção centro-sul da faixa Itaiacoca, PR. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, 1998, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia, 1998, p. 36.

PRAZERES FILHO, H.J.; HARARA, O.M.; BASEI, M.A.S.; PASSARELLI, C.R.; SIGA Jr, O. Litoquímica, geocronologia U-Pb e geologia isotópica (Sr-Nd-Pb) das rochas graníticas dos batólitos Cunhaporanga e Três Córregos na porção sul do Cinturão Ribeira, Estado do Paraná. **Boletim IG-USP/ Série Científica**, São Paulo, v. 3, p. 51-70, 2003a.

RAMSAY, J.G & HUBERT, M.I. The techniques of modern structural geology. v. 2: **Folds and fractures**. New York: Academic Press, 700 p. 1987.

RAMSAY, J.G. & HUBERT, M.I. The techniques of modern structural geology, Vol I, Strain analysis. Academic Press, 1–307 p. 1983.

REIS NETO, J.M. **Faixa Itaiacoca: registro de uma colisão entre dois blocos continentais no Neoproterozoico**. São Paulo, 1994. 253 p. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

RENNE, P.R.; DECKART, K.; ERNESTO, M.; FÉRAUD, G.; PICCIRILLO, E.M. Age of the Ponta Grossa dike swarm (Brazil), and implications to Paraná flood volcanism. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 144, p. 199–211, 1996.

RICHARDS, J.P. Tectono-Magmatic Precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) Deposit Formation. Economic Geology. v. 98, p. 1515-1533, 2003.

ROSS, J., & MOROZ, I. **Mapa Geomorfológico do Estado De São Paulo**. Revista do Departamento de Geografia, v. 10, p. 41-58, 2011.

ROSTIROLLA, S.P.; ASSINE, M.L.; FERNANDES, L.A; ARTUR, P.C. Reativação de paleolineamentos durante a evolução da Bacia do Paraná – o exemplo do alto estrutural de Quatiguá. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 4, p. 639-648, 2000.

SALAZAR, C. A.; ARCHANJO, C. J.; RODRIGUES, S.W.O.; HOLLANDA, M. H. B.; LIU, D. Age and magnetic fabric of the Três Córregos granite batholith: evidence for Ediacaran

transtension in the Ribeira Belt (SE Brazil). **International Journal of Earth Sciences**, v. 102, n. 6, p. 1563-1581, 2013.

SALAZAR, C.A.; RODRIGUES, S.W.O.; VELÁSQUEZ, M.E.; ARCHANJO, C.J.; BRUMATTI, M. Geoquímica e Trama do Granito Capão Bonito: Domínio Apiaí, Faixa Ribeira (SP). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, XIII e SIMPÓSIO DE GEOQUÍMICA DOS PAISES DO MERCOSUL, III, 2011, Gramado. **Anais...** Gramado: Sociedade Brasileira de Geoquímica, p. 657-660, 2011.

SANTOS, M.S. & FELIPE, R.S. **Reconhecimento geológico da Faixa Três Córregos**. Curitiba: MINEROPAR, 1980. (Relatório Interno).

SANTOS, T.M.B.; TASSINARI, C.C.G; FONSECA, P.E. Diachronic collis**i**on, slab break-off and long-term high thermal flux in the Brasiliano–Pan-African orogeny: Implications for the geodynamic evolution of the Mantiqueira Province. **Precambrian Research**, v. 260, p. 1-22, 2015.

SCHMIDT, M.W. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the AI-in-hornblende barometer. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 110, p. 304-310, 1992.

SCHOBBENHAUS, C. & BRITO NEVES, B.B. A Geologia do Brasil no contexto da plataforma Sul-Americana. In: BIZZI, L.A., SCHOBBENHAUS, C., VIDOTI, R.M., GONÇALVES, J.H. (Eds). **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**, CPRM, Serviço Geológico do Brasil, Brasília, p. 169-226, 2003.

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.

SIBSON, R.H. **Faults and fault rock mechanism**. Geological Society of London, v. 133, p. 191-213, 1977.

SIGA JR., O.; 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. Geologia-USP. **Serie Científica**, v. 3, p. 39-49, 2003.

SIGA JR., O.; BASEI, M.A.S.; WEBER, W.; SATO, K.; REIS NETO, J.M.; PRAZERES FILHO, H.J.; NUTMAN, A. The Itaiacoca Group: U-Pb (zircon) records of a neoproterozoic basin. In: SIMPÓSIO SUDAMERICANO DE GEOLOGIA ISOTÓPICA, 3, Chile. **Actas...**Santiago, 2001, p. 245-248.

SIGA JUNIOR, O.; BASEI, M.A.S.; PASSARELLI, C.R.; SATO, K.; CURY, L.F.; MCREATH, I. Lower and Upper Neoproterozoic magmatic records in Itaiacoca Belt (Paraná-Brazil): zircon ages and lithostratigraphy studies. **Gondwana Research**, v. 15, p. 197–208, 2009.

SIGA JUNIOR, O.; BASEI, M.A.S.; SATO, K.; PASSARELLI, C.R.; NUTMAN, A.; MCREATH, I.; PRAZERES FILHO, H.J. Calymmian (1.50–1.45 Ga) magmatic records in Votuverava and Perau sequences south-southeastern Brazil: zircon ages and Nd–Sr isotopic geochemistry. **Journal of South American Earth Sciences,** v. 32, p. 301–308, 2011.

SIIVOLA, J. & SCHMID, R. **Lisf of mineral abreviations**. Web: Version (01.02.2017) IUGS. (www.bgs.ac.uk/scmr/home.html). p 14. 2007.

SILVA, A.T.S.F.; CHIODI FILHO, C.; CHIODI, D.K.; ALGARTE, J.P. Geologia Integrada das Folhas Cananéia e Iguape. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, 1978. Recife. **Anais**... Recife: Sociedade Brasileira de Geologia, 1978. v. 1, p. 208-221.

SILVA, A.T.S.F.; CHIODI FILHO, C.; CHIODI, D.K.; PINHO FILHO, W.D. **Projeto Santos-Iguape**. São Paulo, Convênio CPRM/DNPM. v. 1. 640 p. (Relatório final de Geologia.) 1977

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.

SILVA, L.C.; MCNAUGHTON, N.J.; ARMSTRONG, R.; HARTMANN, L.A.; FLETCHER, I.R. The Neoproterozoic Mantiqueira province and its African connections: a zircon based U–Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. **Precambrian Research**, v. 136, p. 203–240, 2005.

SILVA, R.B. & ETCHEBEHERE, M.L.C. **Contribuição ao estudo da potencialidade tungstenífera do Estado de São Paulo e critérios de prospecção.** In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia, 1986. **Anais** ... Goiânia: Sociedade Brasileira de Geologia, 1986, v.5, p. 2.035-2047.

SILVA, R.B. & PRESSINOTTI, P.C. **Proposição de um modelo de exploração para mineralizações de estanho e tungstênio em granitóides do Estado de São Paulo**. Revista Instituto de Geociências, n. 1-2, p. 55-66, 1991.

SOARES, P.C. Sequências tectonossedimentares e tectônica deformadora no centro-oeste do escudo paranaense. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, 1987, Curitiba. **Atas**...Curitiba: Sociedade Brasileira de Geologia, v. 2, p. 743- 771, 1987.

SOUZA JÚNIOR, A.O. & PORSANI, J.L. Localização de fraturas em rochas graníticas, no município de Capão Bonito-SP, Brasil. São Paulo, **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 20, p. 123-128, 2003.

SOUZA, A.P. **Mapa geológico na escala 1:50.000 e esboço da evolução tectônica e sedimentar do Grupo Itaiacoca, nas folhas Barra do Chapéu e Ouro Verde – SP/PR**.

São Paulo, 1990. 200 p. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo

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.

STRECKEISEN, A.L. Plutonic Rocks: Classification and Nomenclature Recommended by the I.U.G.S. Sub-Commission on the Systematic of Igneous. **Rocks, Geo, Times**, v. 18, p. 26-30, 1973

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

TAKAHASHI, A. T.; CHIODI FILHO, C.; SILVA, C. R.; BATOLLA Jr., F. **Projeto Integração e Detalhe Geológico no Vale do Ribeira - Relatório Final, Área Ribeirão do Perau**. DNPM/ CPRM, São Paulo, v. 7, 94 p. 1981.

TAKAHASHI, A.T.; FERREIRA, J.C.G.; THEODOROVICZ, A.; BATOLLA JUNIOR, F.; CHIODI FILHO, C. **Mapa Geológico da Folha Guapiara (SG.22-X-B-II-2).** SUREG-SP. Relatório Final, 130 p., 1984.

TASSINARI, C.C.G.; BARBOUR, A.P.; DAITX, E.C.; SATO. K. Aplicação dos isótopos de Pb-Sr na determinação da natureza das fontes das mineralizações de chumbo do Vale do Ribeira - SP e PR. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, 1990, Natal. **Anais**... Natal: Sociedade Brasileira de Geologia, n. 3, p. 1254-1266, 1990.

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

TEIXEIRA, A.L. **Análise das bacias da transição Proterozoico - Fanerozoico do Estado de São Paulo e adjacências**. São Paulo, 158 p., 2000. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

TEIXEIRA, W. Geochronology of the southern part of the São Francisco Craton. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 12, p. 268-277, 1982.

THEODOROVICZ, A. & CÂMARA, M.M. Ambiência tectônica da Faixa Itaiacoca-Itapeva na região sudeste do Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35. Belém. 1988. **Anais**... Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, v. 6, p. 2713-2726.

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.

THEODOROVICZ, A; CÂMARA, M.M.; MORAES, S.M; GODOY, H.K.; TAKAHASHI, A.T.

Projeto Engenheiro Maia-Ribeirão Branco: Relatório Final. São Paulo. Contrato CPRM/PROMINÉRIO. 2 v., 1986.

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

TISCHENDORF, G.; FÖRSTER, H.J.; GOTTESMANN, B.; RIEDER, M. True and brittle micas: composition and solid-solution series. **Mineralogical Magazine**, v. 71, p. 285–320, 2007.

TISCHENDORF, G.; RIEDER, M.; GOTTESMANN, B.; GUIDOTTI, C.V. A new graphical presentation and subdivision of potassium micas. **Mineralogical Magazine**, v. 68, p. 649-667, 2004.

TREIN, E.; REIS, N.J.M.; BIONDI, J.C.; MONASTIER, M.S. Revisão da formação Itaiacoca: identificação de uma sequência metavulcanossedimentar em Abapã (PR). In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 5, 1985, São Paulo. **Atas...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1985. p. 169-185.

TROUW, R.A.J.; HEILBRON, M.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P.; VALERIANO, C.M.; ALMEIDA, J.C.H.; TUPINAMBÁ, M.; ANDREIS, R.R. The central segment of the Ribeira Belt. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D.A. (eds.) **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro, p. 287-310, 2000.

TURNER, F. J. **Metamorphic Petrology**. 2nd ed. McGraw-Hill, New York, 524 p., 1981.

TURNER, F.J. & VERHOOGEN, J. **Igneous and Metamorphic Petrology,** 2º ed., McGraw-Hill Book Company, Inc., New York. 1960.

TURNER, F.J. & WEISS, L.E. **Structural analysis of metamorphic tectonites**. New York: McGraw Hill, 1968.

VIEIRA, O.A.R.P. **Geologia da Folha Guapiara 1:50000 (SG-22-X-B-II-2)**. Rio Claro, 2017. 145 p. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências e Ciências Exatas - Universidade Estadual Paulista.

VIEIRA, O.A.R.P. **Geoquímica e petrologia do Maciço Capão Bonito**. Rio Claro, SP. 48 p., 2015. Monografia (Conclusão de Curso). UNESP/IGCE.

VIEIRA, O.A.R.P.; GODOY, A.M.; HACKSPACHER, P.C.; LEITE JUNIOR, W.B. Contexto Estrutural da Área da Folha Topográfica Guapiara. São Paulo, UNESP, **Geociências**, v. 37, n. 3, p. 505-521, 2018b.

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, 2018a.

VIEIRA, O.A.R.P.; GODOY, A.M.; LUVIZOTTO, G.L. 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.; 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.

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 BRASILEIRA 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, p. 575-57, 1984.

WEBER, W. **Geocronologia de rochas metabásicas da Formação Água Clara: registro de uma bacia Mesoproterozoica**. São Paulo, 2004. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

WEBER, W.; SIGA JÚNIOR, O.; SATO, K.; REIS NETO, J.M.; BASEI, M.A.S.; NUTMAN, A.P. A Formação Água Clara na região de Araçaíba – SP: registro de uma bacia mesoproterozoica. **Geologia USP, Série Científica**, v. 4, p. 101-110, 2004.

WERNICK, E. & FERREIRA, C.J. Tipologia de zircão e razão inicial SR87/Sr86 em séries granitóides. São Paulo. UNESP. **Geociências**, v. 9, p. 107 -126, 1990.

WERNICK, E. Arc-related Rapakivi Granites from the Ribeira Fold Belt, SE Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 1, p. 20-24, 2000.

WERNICK, E. Enclaves e seu significado geológico. **Geociências**, v. 2, p. 17-36, 1983.

WERNICK, E. The Pluriserial Ribeira Magmatic System 590, SE/S Brazil and Uruguay. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, SP, v. 28, n. 4, p. 533-542, 1998.

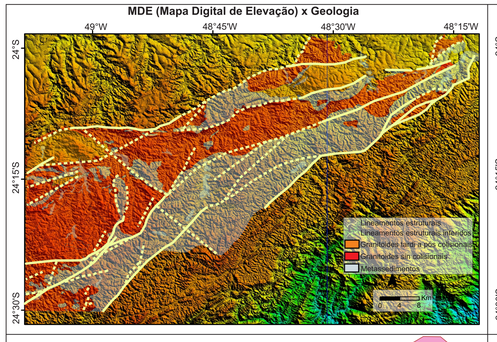
WERNICK, E.; GALEMBECK, T.M.B.; GODOY, A.M.; HERMANN, P.K. Geochemical variability of the Rapakivi Itu Province, State of São Paulo, SE Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 69, n. 3, p. 395-413, 1997.

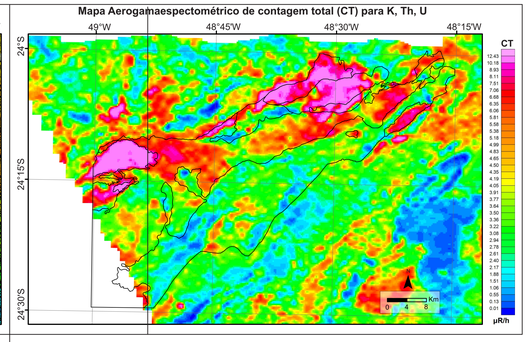
WERNICK. E.; RIGO JÚNIOR, L.; GALEMBECK, T.M.B.; WEBER DIEFENBACH, K. 1990. Os complexos granitoides Cunhaporanga e Três Córregos (PR): zoneamento magmático e implicações geotectônicas. **Geociências**, 9:67-85.

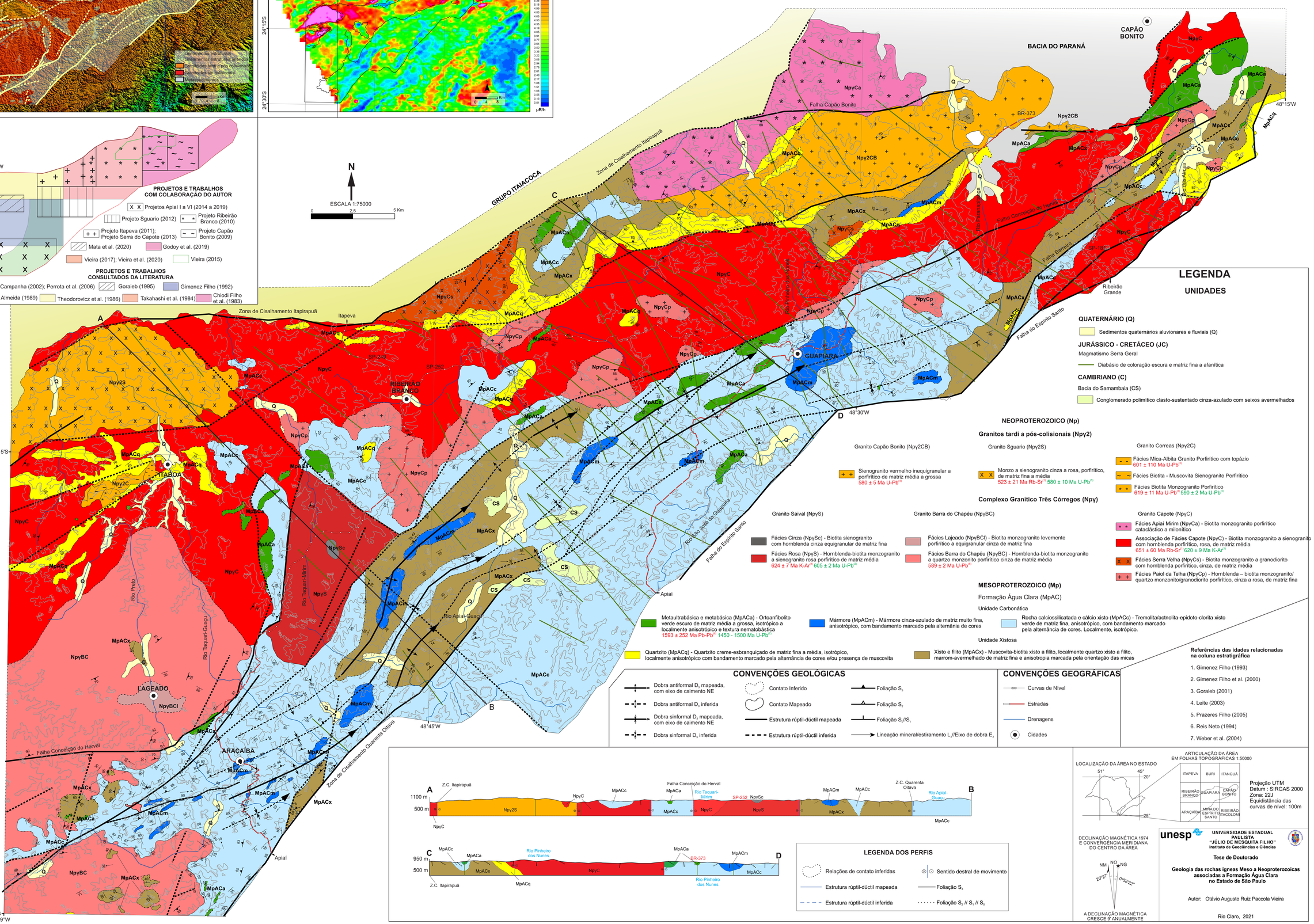
WHALEN, J.W.; CURRIE, K.L.; CHAPPEL, B.W. A-Type Granites: Geochemical Characteristics, Discrimination and Petrogenesis. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 95, p. 407-419, 1987.

ANEXO I

MAPA GEOLÓGICO







LEGENDA

UNIDADES

QUATERNÁRIO (Q)

Sedimentos quaternários aluvionares e fluviais (Q)

JURÁSSICO - CRETÁCEO (JC)

Magmatismo Serra Geral

Diabásio de coloração escura e matriz fina a afanítica

CAMBRIANO (C)

Bacia do Samambaia (CS)

Conglomerado polimítico clasto-sustentado cinza-azulado com seixos avermelhados

NEOPROTEROZOICO (Np)

Granitos tardi a pós-colisionais (Npy2)

Granito Capão Bonito (Npy2CB)

Sienogranito vermelho inequigranular a porfirítico de matriz média a grossa
580 ± 5 Ma U-Pb[6]

Granito Sguario (Npy2S)

Monzo a sienogranito cinza a rosa, porfirítico, de matriz fina a média
523 ± 21 Ma Rb-Sr[7] 580 ± 10 Ma U-Pb[6]

Granito Correas (Npy2C)

Fácies Mica-Albita Granito Porfirítico com topázio
601 ± 110 Ma U-Pb[6]

Fácies Biotita - Muscovita Sienogranito Porfirítico

Fácies Biotita Monzogranito Porfirítico
619 ± 11 Ma U-Pb[7] 590 ± 2 Ma U-Pb[6]

Complexo Granítico Três Córregos (Npy)

Granito Saival (NpyS)

Fácies Cinza (NpySc) - Biotita sienogranito com hornblenda cinza equigranular de matriz fina

Fácies Rosa (NpyS) - Hornblenda-biotita monzogranito a sienogranito rosa porfirítico de matriz média
624 ± 7 Ma K-Ar[7] 605 ± 2 Ma U-Pb[2]

Granito Barra do Chapéu (NpyBC)

Fácies Lajeado (NpyBCl) - Biotita monzogranito levemente porfirítico a equigranular cinza de matriz fina

Fácies Barra do Chapéu (NpyBC) - Hornblenda-biotita monzogranito a quartzo monzonito porfirítico cinza de matriz média
589 ± 2 Ma U-Pb[6]

Granito Capote (NpyC)

Fácies Apiaí Mirim (NpyCa) - Biotita monzogranito porfirítico cataclástico a milonítico

Associação de Fácies Capote (NpyC) - Biotita monzogranito a sienogranito com hornblenda porfirítico, rosa, de matriz média
651 ± 60 Ma Rb-Sr[7] 620 ± 9 Ma K-Ar[7]

Fácies Serra Velha (NpyCs) - Biotita monzogranito a granodiorito com hornblenda porfirítico, cinza, de matriz média

Fácies Paiol da Telha (NpyCp) - Hornblenda – biotita monzogranito/ quartzo monzonito/granodiorito porfirítico, cinza a rosa, de matriz fina

MESOPROTEROZOICO (Mp)

Formação Água Clara (MpAC)

Unidade Carbonática

Metaultrabásica e metabásica (MpACa) - Ortoanfibolito verde escuro de matriz média a grossa, isotrópico a localmente anisotrópico e textura nematobástica
1593 ± 252 Ma Pb-Pb[4] 1450 - 1500 Ma U-Pb[7]

Mármore (MpACm) - Mármore cinza-azulado de matriz muito fina, anisotrópico, com bandamento marcado pela alternância de cores

Rocha calciossilicatada e cálcio xisto (MpACc) - Tremolita/actnolita-epidoto-clorita xisto verde de matriz fina, anisotrópico, com bandamento marcado pela alternância de cores. Localmente, isotrópico.

Unidade Xistosa

Quartzito (MpACq) - Quartzito creme-esbranquiçado de matriz fina a média, isotrópico, localmente anisotrópico com bandamento marcado pela alternância de cores e/ou presença de muscovita

Xisto e filito (MpACx) - Muscovita-biotita xisto a filito, localmente quartzo xisto a filito, marrom-avermelhado de matriz fina e anisotropia marcada pela orientação das micas

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

- Dobra antiformal D_n mapeada, com eixo de caimento NE
- Dobra antiformal D_n inferida
- Dobra sinformal D_n mapeada, com eixo de caimento NE
- Dobra sinformal D_n inferida
- Contato Inferido
- Contato Mapeado
- Estrutura rúptil-dúctil mapeada
- Estrutura rúptil-dúctil inferida
- Foliação S_3
- Foliação S_2
- Foliação S_2//S_1
- Lineação mineral/estiramento L_2//Eixo de dobra E_2

CONVENÇÕES GEOGRÁFICAS

- Curvas de Nível
- Estradas
- Drenagens
- Cidades

Referências das idades relacionadas na coluna estratigráfica

1. Gimenez Filho (1993)
2. Gimenez Filho et al. (2000)
3. Goraieb (2001)
4. Leite (2003)
5. Prazeres Filho (2005)
6. Reis Neto (1994)
7. Weber et al. (2004)

LEGENDA DOS PERFIS

- Relações de contato inferidas
- Estrutura rúptil-dúctil mapeada
- Estrutura rúptil-dúctil inferida
- Sentido destral de movimento
- Foliação S_3
- Foliação S_2 // S_1 // S_0

LOCALIZAÇÃO DA ÁREA NO ESTADO

51° 45° 20° 25°

ARTICULAÇÃO DA ÁREA EM FOLHAS TOPOGRÁFICAS 1:50000

ITAPEVA | BURI | ITANGUÁ
RIBEIRÃO BRANCO | GUAPIARA | CAPÃO BONITO
ARAÇAÍBA | MINA DO ESPÍRITO SANTO | RIBEIRÃO TACOLOMI

Projeção UTM
Datum : SIRGAS 2000
Zona: 22J
Equidistância das curvas de nível: 100m

DECLINAÇÃO MAGNÉTICA 1974 E CONVERGÊNCIA MERIDIANA DO CENTRO DA ÁREA

NM NO NG
20°27' 0°58'22"

A DECLINAÇÃO MAGNÉTICA CRESCE 9' ANUALMENTE

unesp

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA "JÚLIO DE MESQUITA FILHO"
Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Tese de Doutorado

Geologia das rochas ígneas Meso a Neoproterozoicas associadas a Formação Água Clara no Estado de São Paulo

Autor: Otávio Augusto Ruiz Paccola Vieira

Rio Claro, 2021