

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

JONAS MENEZES ZENERO

**GEOLOGIA E GEOQUÍMICA DO BATÓLITO GRANITOIDE ITAOCA,
SUL DO ESTADO DE SÃO PAULO**

Rio Claro – SP
2020

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

JONAS MENEZES ZENERO

**GEOLOGIA E GEOQUÍMICA DO BATÓLITO GRANITOIDE ITAOCA,
SUL DO ESTADO DE SÃO PAULO**

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

Orientador: Prof. Dr. Antonio Misson Godoy

Rio Claro – SP

2020

Z54g Zenero, Jonas Menezes
 Geologia e geoquímica do batólito granitoide Itaoca, sul
 do Estado de São Paulo / Jonas Menezes Zenero. -- Rio
 Claro, 2020
 142 p. : il., tabs., fotos, mapas

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

 1. Geologia. 2. Granito. 3. Rochas Igneas. 4. Rochas
 Metamórficas. 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.

Jonas Menezes Zenero

**GEOLOGIA E GEOQUÍMICA DO BATÓLITO GRANITOIDE ITAOCA,
SUL DO ESTADO DE SÃO PAULO**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas de Rio Claro, Universidade Estadual Paulista, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre 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. Antenor Zanardo

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 Mineral LTDA/Brasília (DF).

Conceito: Aprovado

Rio Claro, 18 de setembro de 2020

AGRADECIMENTOS

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001.

RESUMO

O Granito Itaoca constitui um batólito intrusivo de forma circular, de 200 km², localizado entre o estado de São Paulo e Paraná, mais especificamente na porção central da folha topográfica de Apiaí, de escala 1:50.000. Apresenta idade aproximada de 623 Ma, associada a evolução neoproterozoica da Província Mantiqueira Central. Suas rochas encaixantes de composição metavulcanossedimentar compõem o Grupo Lajeado do Supergrupo Açungui e, apresentam nos entornos do batólito, mineralogia típica de metamorfismo de contato, com fácies que gradam da fácies epidoto hornfels nas bordas até piroxênio hornfels, nos teto-pendentes. Utilizando de aspectos texturais, estruturais, coloração e composicionais da rocha o maciço foi segmentado, ainda, em duas unidades, denominadas de Itaoca e Ribeira, subdivididas em 6 fácies, além de uma associação de fácies indiferenciadas. Petrograficamente suas rochas constituem, basicamente, hornblenda-biotita-quartzo monzonitos a monzogranitos, holo- a leucocráticos. Possuem textura porfirítica, granulação média a grossa, isotrópica a sub-orientada. A Unidade Itaoca é constituída de rochas menos evoluídas (quartzo monzonitos) que, possivelmente, se trata de um pulso magmático primário frente a Unidade Ribeira. Geoquimicamente, trata-se de um granito cálcio alcalino peraluminoso, do tipo I cordilheirano, sin a tardi colisional de ambiente de arco magmático pela fusão da crosta inferior. A evolução geológica é determinada pelo arranjo tectônico-metamórfico neoproterozoico, que é definida por três fases deformacionais principais. Os dois eventos iniciais são relacionados a uma tectônica tangencial, ligado à fase colisional e consequente espessamento de massas crustais seguido da colocação e parcial deformação nas bordas do batólito Itaoca. A deformação posterior é marcada por uma tectônica transtensiva/transtrativa em que ocorre associada à ascensão magmática tardia e a porção deformada do granito, classificada dentro da associação das fácies indiferenciadas. O metamorfismo regional progressivo é do tipo Barroviano, com rochas em fácies xisto verde alto, com ocorrências locais de metamorfismo de contato e o dinâmico que apresentam natureza retrometamórfica.

Palavras-chave: Geoquímica. Vale do Ribeira. Granito Itaoca.

ABSTRACT

The Itaoca Granite is an intrusive circular batholith of 200 km², located between the state of São Paulo and Paraná, more specifically on the center of Apiaí topographic sheet, in a 1:50,000 scale. It has an approximate age of 623 Ma, associated with the neoproterozoic evolution of the Central Mantiqueira Province. Its enclosing rocks of metavulcan-sedimentary composition make up the Lajeado Group of the Açungui Supergroup and present, in the surroundings of the batholith, a typical contact metamorphic mineralogy, with facies that vary from the epidote hornfels facies on the edges to the pyroxene hornfels, in the roof pendants. Using textural, structural, coloring and compositional aspects of the rock, the massif was further divided into two units, called Itaoca and Ribeira, subdivided into 6 facies, in addition to an association of undifferentiated facies. Petrographically, its rocks consist basically of hornblende-biotite-quartz monzonites to holo-leucocratic monzogranites. They have porphyritic texture, medium to coarse, isotropic to suborientated granulation. The Itaoca unit consists of less evolved rocks (quartz monzonites), possibly a primary magmatic pulse against the Ribeira Unit. Geochemically, the granitoid rocks are a cordilherian type I alkaline peraluminous calcium granite, in a tardi collisional of magmatic arc environment by the fusion of the lower crust. Geological evolution is determined by the neoproterozoic tectonic-metamorphic arrangement, which is defined by three deformational phases. The two initial events are related to a tangential tectonic, linked to the collisional phase and consequent thickening of crustal masses followed by placement and partial deformation at the edges of the Itaoca batholith. The posterior deformation is marked by a transcurrent/transpressive tectonic in which occurs associated with late magmatic ascension and the deformed portion of the granite, classified within the association of undifferentiated facies. The progressive regional metamorphism is of the Barrovian type, with rocks in high green schist facies, with local occurrences of contact and dynamic metamorphism that have a retrometamorphic nature.

Keywords: Geochemistry. Itaoca Granite. Ribeira Valley

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 – Localização do Batólito Itaoca no Terreno Apiaí. (Adaptado de Campanha et al., 2015).	16
Figura 2 – Mapa de localização da área com as vias de acesso principais.	19
Figura 3 – Imagem Landsat (bandas 6 e 8) da área. Nela observa-se a importância das falhas na estrutura da geomorfologia local, responsáveis por grandes vales, profundos e encaixados. (Imagem do Satélite Landsat – 06/12/2016).	20
Figura 4 – Imagem trabalhada no ArcGis no modelo Triangulated Irregular Network–TIN (esquerda) e imagem de satélite Landsat 8 (direita).	23
Figura 5 – A) Mapa tectônico da América do Sul (Almeida & Hasui, 1984). 1- Sistema orogênico andino. 2- Terreno Patagônia. 3- Cobertura Fanerozoica da Plataforma Sul-Americana. 4- Escudos da Plataforma Sul Americana, destacando a Província Mantiqueira (5) e o Cráton do São Francisco (6). B) As principais províncias estruturais do Brasil delimitadas no mapa com relevo ressaltado por modelo digital de terreno. (Bizzi, 2003)	29
Figura 6 – O Sistema Orogênico Mantiqueira, compartimentado conforme três Cinturões com destaque para o Terreno Apiaí. Adaptado de Hasui (2012).	31
Figura 7 – Localização dos maciços Granitóides no Terreno Apiaí (Mello, 1995).	33
Figura 8 – Principais litologias e estruturas do Terreno Apiaí. O Batólito Itaoca está destacado. Adaptado de Campanha et al. (2015).	34
Figura 9 – Mapa geológico da região de Itaoca. Adaptado de Melcher et al. (1973).	41
Figura 10 – Suítes intrusivas do Granito Itaoca e encaixantes (Mello et al., 1981).	43
Figura 11 – Geologia do Granito Itaoca e encaixantes (Mello et al., 1981).	44
Figura 12 – Mapa Geológico do Maciço Itaoca, seg. Mello (1995) e Mello & Bittencourt (1998).	45
Figura 13 – Mapa de suscetibilidade magnética do Maciço Itaoca. A) Medidas de lineação. B) Medidas de Foliação. C) Modelo de alojamento. Modificado de Salazar et al. (2008).	51
Figura 14 – Litoestratigrafia das diferentes unidades mapeadas na área de estudo.	56
Figura 15 – Mapa geológico simplificado da região do Batólito Itaoca na escala 1:100.000.	57
Figura 16 – Afloramento de rocha da Formação Betari. a) Rocha xistosa e foliada (N08E/75SE). b) Xistosidade, na qual apresenta semelhança à uma clivagem espaçada de crenulação.	59
Figura 17 – Afloramento de Mármore. a) Rocha bandada (sinalizado em amarelo), levemente arqueada, com bandas centimétricas, representando alternância de camadas de coloração cinza mais escuras e mais claras. b) Mesma rocha com foliação ressaltada, apresenta dobras parasíticas bem marcadas (sinalizadas em amarelo) e camadas centimétricas de bandas calcíticas.	60
Figura 18 – Mármore, pegmatitos e quartzitos da Pedreira Intercement. a) Mármore calcítico de alta pureza, anisotrópico com veios calcíticos de tonalidade esbranquiçada penetrando a rocha. b) Mármore calcítico com foliação Sn paralela ao bandamento parcialmente preservada com camada calcítica esbranquiçada paralela à essa foliação. c) Detalhe do pegmatito com mineral de turmalina, caulinita e micas em meio a material alterado.	61

Figura 19 – Afloramento quartzitos em corte de estrada da Formação Serra da Boa Vista e xistos bastante fraturados. _____	62
Figura 20 – a e b) Pedreira abandonada e afloramento do Mármore Apiaí. _____	63
Figura 21 – Afloramento de metacalcários e, b) rochas cálcio-silicáticas apresentando variações composicionais definidas a partir de um bandamento composicional. _____	64
Figura 22 – a, b) Ilustração do corpo granítico envolvendo sua região de borda, em primeiro plano da imagem, e região central do corpo, rebaixada, ao fundo da figura. A figura tem vista rumo NW-SE. _____	66
Figura 23 – a, b, c) Micro feições de relevo das zonas marginais ao batólito; d, e) relevo identificado pelo caos de blocos identificadas ao longo da área de encosta, e) lajedos; f e g) blocos nas principais drenagens da área de ocorrência do batólito granítico. _____	67
Figura 24 – a, b e c) Xenólitos e/ou teto pendentes da Mina Jucá de escarnitos mineralizados em wollastonita associadas a granada grossulária;. d e e) representante de alteração supergênica de minerais de cobre (malaquita e azurita) com scheelita-powellita associados. _____	68
Figura 25 – a e b) Hornfels de rochas metassedimentares clásticas. c, d, e e f) Hornfels de cálcio silicáticas (escarnitos) apresentando porfiroblastos gerados por metamorfismo de contato; g) Hornfels de anfibolito; e h) Hornfels de quartzito. _____	71
Figura 26 – Rochas metassedimentares clásticas apresentando porfiroblastos de andalusita orientados em xisto (a e d) e, isotrópicos em quartzito (c e d) , ambos formados por metamorfismo de contato em unidades adjacentes ao granito. _____	72
Figura 27 – a) Vista da Formação Minas de Furnas na localidade da Mineração Intercement. b, c, d) processo localizado de metamorfismo a partir de fraturamento hidráulico. _____	74
Figura 28 – As principais fases deformacionais a) Esquema do modelo observado b) Rocha cálcio silicática dobrada e c) rocha metapelítica. _____	75
Figura 29 – Aerogamaespectometria K, Th, U da região do Batólito Itaoca. _____	78
Figura 30 – Mapa Aerogamaespectométrico de contagem de Potássio da região do Batólito Itaoca. _____	79
Figura 31 – Mapa Aerogamaespectométrico de contagem de Tório da região do Batólito Itaoca. _____	79
Figura 32 – Mapa Aerogamaespectométrico de contagem de Urânio da região do Batólito Itaoca. _____	80
Figura 33 – Mapa Aerogamaespectométrico de Contagem Total (CT) dos elementos K, Th, U da região do Batólito Itaoca. _____	80
Figura 34 – Enclaves: a) Xenólito de rocha metassedimentar. b) paragnaisse. c) Microgranodioritos. d) Microgranular. e) Surmicáceo. f) Schlieren. _____	83
Figura 35 – a) Matação de rocha granítica; b) quartzo-monzonito a monzogranito porfirítico com fenocristais de FK (10-15%), com 1 a 2 cm.; c) quartzo-monzonito a monzogranito porfirítico, com fenocristais de tamanho máximo de 1cm, matriz equigranular e tonalidade cinza esbranquiçada; d) monzogranito porfirítico, com fenocristais variando da ordem de 0,5-1cm em matriz média à grossa equigranular; e) monzogranito porfirítico bimodal; f) quartzo-monzonito a monzogranito cinza de textura porfirítica. _____	85

Figura 36 – **a)** rocha com textura porfirítica, cristais anedrais a subeudrais, com matriz média, inequigranular e cerca de pouco mais de 10% de minerais máficos; **b)** textura porfirítica, inequigranular, cristais anedrais a subeudrais, de matriz fina a média, cerca de 15 % de máficos e veio de composição desconhecida; **c)** rocha porfirítica com fenocristais róseos, pequenos, de matriz média, equigranular e cerca de 5 a 10% de máficos; **d)** rocha porfirítica bimodal, com fenocristais pequenos e médios, esbranquiçados-róseos, em matriz grossa alotriomórfica com 5-10 % de máficos. **e)** quartzo-monzonito porfirítico; **f)** quartzo-monzonito porfirítico bimodal. _____86

Figura 37 – **a, b)** As amostras com fenocristais equigranulares, eudrais a subeudrais, róseos, de aproximadamente 0,5 cm, em matriz alotriomórfica, de tamanho médio equi- a inequigranular, com cerca de 15 a 20% de máficos; **c, d)** rocha com textura porfirítica, com fenocristais da ordem de 0,6 cm e 1,2 cm, brancos a róseos, subeudrais com bordas levemente arredondadas. Estão dispersos em matriz média alotriomórfica equi- a inequigranular, com 10 a 15% de máficos; **e, f)** quartzo monzonito de matriz cinza-esbranquiçado com fenocristais médios subeudrais. _____88

Figura 38 – **a)** Rocha in situ, na forma de lajedos **b)** diferença de rocha fresca (mais clara) e porção mais escurecida devido a alteração superficial **c)** arranjo isotrópico, estrutura maciça e textura porfirítica com matriz rosa alotriomórfica e, máficos compondo cerca de 10% da rocha; **d e e)** rocha isotrópica a sub-orientada, estrutura maciça, textura modal tipo sal e pimenta e porfirítica, com poucos fenocristais dispersos em matriz rósea, alotriomórfica com máficos compondo 15% dessa matriz. ____89

Figura 39 – Referente aos pontos IT -19 e IT -20, em **a)** pode ser observada a rocha in situ compondo com traços de juntas e orientação mineral preservada; **b e c)** rocha monzogranítica maciça, com alta concentração de máficos em b, e trama sal e pimenta em **c**; **d e e)** as rochas caracterizam uma fácies de textura porfirítica média/baixa, sub-orientada a isotrópica, maciça, com cerca de 15% de máficos compostos por biotita e hornblenda. _____91

Figura 40 – **a)** Rocha in situ exposta em leito de rio com família de juntas paralelas preservada; **b)** Rocha de matriz de tonalidade rósea, com moderada alteração e fenocristais de FK de até 1,5 cm; **c)** Quartzo-monzonito róseo com matriz média equigranular e fenocristais de até 0,5 cm; **d e e)** rocha de texturas isotrópica, maciça, porfiríticas, com fenocristais da ordem dos 1,5 cm e matriz rósea-esbranquiçada. _____92

Figura 41 – **a e b)** Granitos de matriz acinzentada a rósea composta por microclínio, quartzo, oligoclásio, biotita e hornblenda, além de fenocristais róseos de feldspato potássico de tamanho médio, eudrais a subeudrais; **c)** rocha de orientação marcada pelos minerais máficos e fenocristais; **d)** produto de processo de alteração hidrotermal com potassificação da rocha. _____93

Figura 42 – Diagrama QAP com as médias das amostras do Batólito Itaoca. _____94

Figura 43 – Fotomicrografias: **a, c e e)** (polarizadores cruzados) e **b, d e f)** (polarizadores paralelo) caracterizam a amostra IT-4, com textura microporfirítica evidenciada pelo plagioclásio, com inclusão de quartzo (textura poiquilítica) além de seu zoneamento composicional evidenciado pelos anéis microbandados e suas zonas mais alteradas (porção mais cálcica), quartzo anedral e com extinção

ondulante e máficos bem formados de hornblenda e biotita associados _____96

Figura 44 – Fotomicrografias: **a, c e e** (polarizadores cruzados) e **b, d e f** (polarizadores paralelos) caracterizam a amostra Geoq. 5 com oligoclásio eudral, evidenciando lamelas de albita (lei da albita), quartzo intersticial com extinção ondulante, microclínio com geminação simples de albita e periclíneo com aspecto enxadrezado, máficos como biotita e hornblenda eudrais a subedrais, além de acessórios como titanita e associados. _____98

Figura 45 – Fotomicrografias do ponto Geoq. 1 e IT-40, no qual pode se observar em **a, c e e** (polarizadores cruzados) e **b, d e f** (polarizadores paralelos). A rocha apresenta uma estrutura pouco organizada, com processos de alteração mais evidentes, nota-se a hornblenda alternando para biotita e epidoto, o plagioclásio e o microclínio de formas anedrais, com suas bordas arredondadas, além de saussuritização evidente no oligoclásio. O microclínio também apresenta lamelas de albita (textura de exsolução -pertitas-). **Legenda:** Qtz: quartzo, Pl: plagioclásio, Mc: Microclínio; Ab: albita; Hbl: hornblenda; Bt: biotita; Ttn: titanita; Ep: epidoto. _____100

Figura 46 – Seções delgadas de amostras coletadas nos pontos IT-17 e Geoq. 3. Em **a, c e e** apresenta os polarizadores cruzados enquanto em **b, d e f** paralelos. Apresenta plagioclásio, com centro saussuritizado, o microclínio com lamelas de albita, o quartzo com extinção ondulante anedral, e os cristais de hornblenda, biotita e titanita eudrais a subedrais, melhor formados. _____102

Figura 47 – Referentes aos pontos IT-19 e IT-20. As imagens da esquerda com polarizadores cruzados e, da direita, paralelos. Em ambas se observam rochas com baixo grau de alteração, com destaque para alteração no centro dos oligoclásios, lamelas de albita no microclínio (pertitas) e cristais de apatita próximos aos máficos oriundos da alteração. **Legenda:** Qtz: quartzo, Pl: plagioclásio, Mc: Microclínio; Ab: albita; Hbl: hornblenda; Bt: biotita; Ttn: titanita; Ap: apatita. _____103

Figura 48 – As lâminas delgadas são originárias das amostras coletadas nos pontos IT-21 e IT-23, nas imagens com polarizadores cruzados (esquerda) e paralelos (direita) é possível observar o tamanho avantajado das bordas dos cristais de microclínio (fenocristais), a alteração do plagioclásio, que evidencia teor de cálcio elevado nos centros e sódio nas bordas preservadas. Em destaque amarelo, é possível observar lamelas de albita no microclínio (pertitas), além de inclusões de quartzo e plagioclásio no mesmo cristal. Além da forma preservada de hornblenda alterada para biotita, clorita, epidoto microcristalino e magnetita. **Legenda:** Qtz: quartzo, Pl: plagioclásio, Mc: Microclínio; Ab: albita; Hbl: hornblenda; Bt: biotita; Ttn: titanita. _____105

Figura 49 – Fotomicrografia de litotipos termometamórficos, sendo **(a)** e **(b)** referentes ao ponto IT-105, no qual **(a)** apresenta os polarizadores paralelos e **(b)** cruzados, a lâmina apresenta bandamento de granada associada a wollastonita e massa microcristalina com quartzo, plagioclásio, epidoto, exemplificando o granada-wollastonita skarn. Em **(c)** e **(d)** observa-se uma rocha calciossilicatada do ponto IT-5, com bandamento de quartzo equigranular, granoblástico, com trama em mosaico, além de cristais de epidoto dispersos, e bandas de tremolita, epidoto e quartzo associados, inequigranulares e alotriomórficos. Em **(e)** e **(f)** é evidenciado um anfíbolito do ponto IT-8 com textura granoblástica,

idiomórfica, com cristais de anfibólio, epidoto, oligoclásio e quartzo. _____	107
Figura 50 – Fotomicrografia de minerais resultantes da alteração supergênica de minerais de cobre. À direita, é possível observar minerais de azurita, enquanto à esquerda a ocorrência do mineral malaquita. _____	108
Figura 51 – Imagem de microscópio eletrônico de varredura (elétrons retroespalhados) do monzogranito róseo 2 e monzogranito cinza 2. (a) Cristal hipidiomórfico de feldspato; (b) Cristal hipidiomórfico de plagioclásio. _____	108
Figura 52 – Diagrama de classificação de feldspatos (Deer et al., 1963). _____	109
Figura 53 – Imagem de microscópio eletrônico de varredura (elétrons retroespalhados) do monzogranito cinza 2, ilustrando um cristal xenomórfico de biotita. _____	110
Figura 54 – Diagrama de classificação da biotita (Deer et al., 1992). _____	110
Figura 55 – Imagem de microscópio eletrônico de varredura (elétrons retroespalhados) do monzogranito cinza 2, ilustrando um cristal xenomórfico de biotitidiomórfico de hornblenda. _____	112
Figura 56 – Dados dos cristais de anfibólio analisados e plotados nos diagramas de (a) Leake et al. (1997) e (b) Anderson & Smith (1995). Símbolos como na Tabela 8 . _____	112
Figura 57 – Diagramas geoquímicos de variação para elementos maiores tipo Harker (1909) das amostras de rochas do Granito Itaoca. _____	115
Figura 58 – Diagramas geoquímicos de classificação das amostras de rochas do Granito Itaoca. Legenda: A) Le Maitre (1989) (R–granito; T-quartzo monzonito), B) Middlemost (1985) (13- quartzo monzonito; 14–monzogranito); C) Le Maitre (1989) (3b monzogranito; 8* quartzo monzonito), D) Peacock (1931), E) Q x P de (Debon et al., 1988) 6 –quartzo monzonito, 7- quartzo monzodiorito, Abr.: TOL=toleítica, CAA=cálcico-alcalina, SUBALS= subalcalina sódica, SUBALK= subalcalina potássica, F) Taylor (1976), G) Índice de Shand de Maniar & Picolli (1989) e H) Debon & Le Fort (1983) campo V- granitos peraluminosos com clinopiroxênio + anfibólio + biotita. _____	117
Figura 59 – Diagramas geoquímicos binários para elementos traços para as amostras de rochas da Granito Itaoca. _____	119
Figura 60 – Diagramas geoquímicos de classificação de ambientes tectônicos para as amostras de rochas do Granito Itaoca. Legenda: A e B) Pearce et al. (1984) (Syn-COLG)–granitoide sin-colisional; (VAG)–granitoide de arco vulcânico; (WPG)–granitoide intraplaca, (ORG)–Granitóides de Cadeias Oceânicas. C) Batchelor & Bowden (1985). D) Whalen et al. (1987) campos de granitos anorogênicos (Tipo A), granitos félsicos fracionados (FG) e médias composicionais dos granitos dos tipos S, M e I (SMI). E) Frost et al. (2001), diagramas de caracterização de plútons “ferroan” e magnesianos. F) Eby (1992) (A1) granitos: do tipo A de origem mantélica, diferenciados de magmas basálticos e (A2) do tipo A de origem crustal, derivados de uma litosfera subcontinental. _____	120
Figura 61 – Diagramas de variogramas de multielementos incompatíveis e elementos de terra raras para as amostras de rochas do Granito Itaoca. Legenda: Elementos incompatíveis normalizados. A) Valores para meteoritos condriticos de Thompson (1982) e B) Valores da crosta inferior de Weaver &	

*Tarney (1984). Elementos terras raras, C) Valores dos meteoritos condríticos de Boynton (1984) e D) Valores da crosta inferior de Weaver & Tarney (1984).*_____121

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Índices para classificação de coloração de rochas magmáticas (Streckeisen; 1974). ____	25
Tabela 2 – Parâmetros de classificação de granulação de rochas magmáticas (Streckeisen; 1974). _	26
Tabela 3 – Datações isotópicas das rochas do Batólito Itaoca. _____	50
Tabela 4 – Sumário da nomenclatura das fácies das rochas do Batólito Itaoca. _____	81
Tabela 5 – Tabela com informações gerais das associações e fácies granitoides do Batólito Itaoca. _	95
Tabela 6 – Análises químicas representativas dos feldspatos. _____	109
Tabela 7 – Análises químicas representativas da biotita. _____	111
Tabela 8 – Análises químicas representativas da hornblenda. _____	113
Tabela 9 – Resultado de análises químicas de amostras das rochas do Granito Itaoca. _____	114

SUMÁRIO

1 Introdução	15
1.1 Histórico	16
1.2 Objetivos.....	18
1.3 Localização.....	19
1.4 Aspectos fisiográficos e socioeconômicos	20
2 Materiais e Métodos de Trabalho	22
2.1 Etapa Preparatória.....	22
2.2 Etapa de aquisição de dados	24
2.3 Trabalhos de laboratório.....	24
2.3.1 Análises petrográficas.....	24
2.3.2 Análises químicas de rochas.....	27
2.3.3 Análise de microsonda eletrônica	27
2.4 Etapa final.....	28
3 Contexto Tectônico Regional.....	28
3.1 Província Mantiqueira	28
3.1.1 Cinturão orogênico ribeira.....	30
3.1.1.1 Terreno Apiaí.....	32
3.1.1.1.1 Unidades Litológicas – Meso a Neoproterozoicas	34
3.1.1.1.2 Unidades litológicas – Neoproterozoico.....	38
3.1.1.1.3 Unidades litológicas – Fanerozoico.....	53
3.1.1.1.4 Estruturas regionais	53
4 Unidades Litológicas.....	55
4.1 Grupo Lajeado	58
4.1.1 Formação Betari	58
4.1.2 Formação Bairro da Serra.....	59
4.1.3 Formação Água Suja	60
4.1.4 Formação Mina de Furnas	60

4.1.5 Formação Serra da Boa Vista	61
4.1.6 Formação Mármore de Apiaí.....	62
4.1.7 Formação Passa Vinte	63
4.2 Unidade Magmática.....	64
4.2.1 Granito Itaoca	64
4.2.1.1 Contexto Geomorfológico	64
4.2.1.2 Contexto econômico	68
4.2.1.3 Contexto Metamórfico.....	69
4.2.1.4 Contexto Estrutural.....	73
4.2.1.5 Contexto aerogammaespectométrico.....	77
4.2.2 Contexto litológico do batólito Itaoca	81
4.2.2.1 Unidade Itaoca.....	84
4.2.2.1.1 Associação quartzto-monzonito cinza 1 e 2	84
4.2.2.1.2 Quartzto-monzonito cinza 3	87
4.2.2.2 Unidade Ribeira.....	88
4.2.2.2.1 Monzogranito róseo 1.....	88
4.2.2.2.2 Monzogranito róseo 2.....	90
4.2.2.2.3 Monzogranito róseo 3.....	90
4.2.2.3 Associação de fácies indiferenciadas	90
5 Petrografia.....	93
5.1 Unidade Itaoca.....	96
5.1.1 Quartzto-monzonito cinza1	96
5.1.2 Quartzto-monzonito cinza 2	97
5.1.3 Quartzto-monzonito cinza 3	99
5.2 Unidade Ribeira.....	101
5.2.1 Monzogranito róseo 1.....	101
5.2.2 Quartzto-monzonito róseo 2	102

5.2.3 Monzogranito róseo 3.....	104
5.3 Hornfels e escarnitos	106
6 Química mineral	108
6.1 Feldspatos	108
6.2 Biotita	110
6.3 Anfibólio.....	111
7 Litogeoquímica.....	113
8 Considerações Finais	121
9 Referências	125
APÊNDICE I.....	139

1 INTRODUÇÃO

O Batólito granítico Itaoca faz parte de um conjunto de intrusões cálcio-alcalinas tardias desenvolvidas durante a Orogenia Neoproterozoica Brasileiro-Pan Africana, no processo de colisão Brasil-África durante a formação do supercontinente Gondwana.

Está situado na porção central da Folha Topográfica de Apiaí na escala 1:50.000, do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (Carta SG-22-X-B-V-1) entre as coordenadas limites 24°30' Norte, 24°45' Sul, 48°45' Leste e 49°00' oeste em relação a Greenwich, no norte da folha. Encontra-se na região sul-sudeste do estado de São Paulo, na divisa com o estado do Paraná e compõe a microrregião de Apiaí, localizada na porção sul do vale da ribeira. Apresenta uma forma levemente ovalada na direção NE-SW, possui uma área superior a 200 Km² e corresponde a uma depressão topográfica com altitudes médias inferiores a 300m, porém nas suas bordas as altitudes são acima de 700m, como observado nos mapas geomorfológicos de Ponçano et al. (1981) na Serrania Ribeira e na província geomorfológica do Alto Vale do Ribeira de Ross & Moroz (2011).

Regionalmente, insere-se na Província Mantiqueira (Almeida, 1967; Hasui & Oliveira, 1984; Heilbron et al., 2004), na Província Mantiqueira Central (Heilbron et al., 2004), na faixa sul do Cinturão Ribeira (Almeida et al., 1977; Cordani et al., 1973; Hasui et al., 1978; Hasui, 2010, 2012), na região sul do Cinturão de Dobramentos Sudeste (Cordani et al., 2000) e na região centro-sul da Faixa ou Cinturão Ribeira de Hasui & Oliveira (1984).

Internamente ao Cinturão Ribeira, é caracterizado na área o Terreno Apiaí (Hasui, 2010, 2012) que é subdividido por zonas de cisalhamento transcorrentes destrais que compartmentam a região em grandes blocos tectônicos delimitados por falhas (Campanha, 1991, 2002; Campanha & Sadowski, 1999; Heilbron et al., 2004; Faleiros, 2008; Faleiros et al., 2010, 2011; Santos et al., 2015, Campanha et al., 1987, 2008, 2015).

O Terreno Apiaí consiste em sequências supracrustais de baixo a médio grau metamórfico, designadas como Grupo Açungui (Almeida, 1957; Petri & Suguio, 1969; Fiori, 1990; Campanha, 1991; Campanha & Sadowski, 1999) e, posteriormente proposto, como Supergrupo Açungui (Campanha, 1991; Campanha & Sadowski, 1999) (**Figura 1**). São rochas de idade mesoproterozoica a ediacarana definidas por Tassinari et al. (1994) e Fiori (1992, 1994) onde teve a divisão estratigráfica para a área proposta em três unidades litotectônicas principais, denominadas de Grupos Votuverava, Formação Água Clara e Grupo Lajeado.

O presente trabalho pretende avaliar os aspectos evolutivos e petrogenéticos das rochas neoproterozoicas do Batólito granítico Itaoca e apresentar os dados resultantes da investigação geológica, estrutural, geofísica, geoquímica e faciológica da área geográfica do batólito além

de sua compreensão geológica-tectônica deste magmatismo relacionado a sua inserção no contexto e arranjo geotectônico regional (Zenero et al., 2020). Também será discutido o estudo das rochas encaixantes e os processos metamórficos de contato impostos a elas em seu entorno, em termos de sua evolução magmática-metamórfica, microestrutural e de discussões da associação metalogenética desta área.

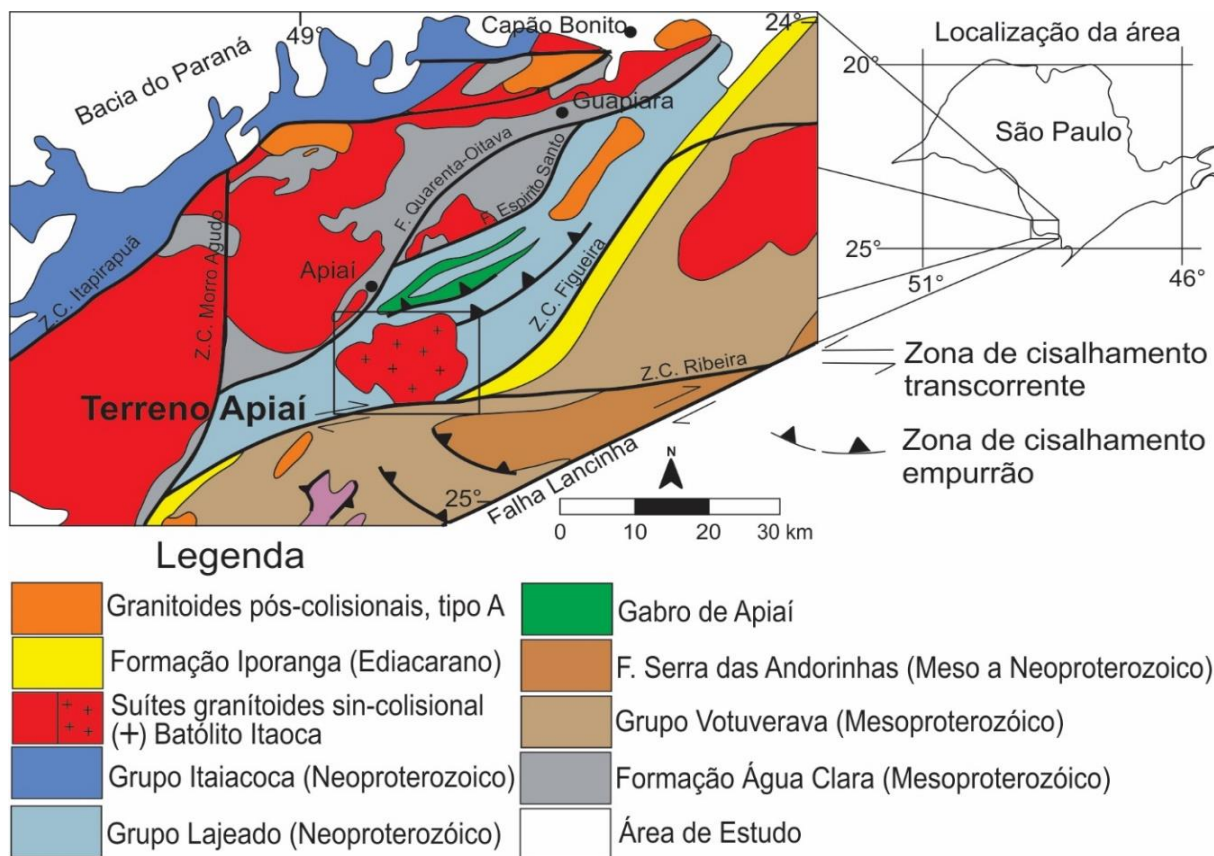


Figura 1 – Localização do Batólito Itaoca no Terreno Apiaí. (Adaptado de Campanha et al., 2015).

1.1 Histórico

Os primeiros trabalhos científicos abordando as rochas granitoides do Batólito Itaoca foram elaborados em diversas sínteses sobre a geologia regional na década de 70. 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 (1963, 1974). Melcher et al. (1971a, b), a partir do Projeto Ribeira, patrocinado pelo Departamento Nacional da Produção Mineral, publicou os dados da Folha Topográfica de Apiaí, em escala 1:200.000.

Algarte et al. (1973), no trabalho de pesquisa mineral realizado em 1972/1974, pelo convênio Departamento Nacional de Pesquisa Mineral (DNPM)/Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), na escala 1:100.000, contemplou as folhas dos municípios de Capão Bonito, Guapiara, Apiaí, Iporanga, Itapeva, Ribeirão Branco e Itararé.

No decorrer dos anos de 80 a 90, o batólito Itaoca foi enumerado em diversos projetos

de pesquisa, com enfoque econômico pelo Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo-IPT, para atividades de prospecção e exploração mineral, devido as ocorrências minerais identificadas de W, Mo, Cu, Au e F. O tungstênio descrito na área é oriundo do mineral scheelita (CaWO_4), o qual pode ser parcialmente substituído pelo elemento molibdênio, formando a série scheelita (CaWO_4) – powellita $\text{Ca}(\text{Mo}, \text{W})\text{O}_4$. Além de sulfetos, wollastonita (CaSiO_3), fluorita (CaF_2) e galena (PbS) que ocorrem, principalmente, associados as mineralizações nos escarnitos, as quais ocorrem na porção interna do granito na forma de tetos pendentes e megaxenólitos, ou em seu entorno, nas rochas encaixantes. Na série das volframitas, o ferro e o manganês substituem-se em diferentes proporções de tal forma que: quando o teor de Fe for inferior a 20%, tem-se a hübnerita (MnWO_4); quando o teor de Fe variar de 20% a 80%, a volframita $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{WO}_4$ e quando o teor de Fe for superior a 80%, a ferberita (FeWO_4).

Atualmente são conhecidos diversos minerais contendo tungstênio, mas dois deles sobressaem, a saber: volframita $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{WO}_4$ e scheelita (CaWO_4), de grande importância econômica, pois respondem pela maior quantidade produzida de tungstênio no mundo. O resultado desses estudos geológicos encontra-se sistematizados no mapa geológico de integrações do estado de São Paulo em escala 1:500.000, elaborados pelo Instituto de Pesquisa Tecnológica - IPT (Bistrichi et al., 1981; Almeida et al., 1981b; Hasui et al., 1981).

Trabalhos que resultaram em mapas regionais da região deve-se a Campanha, (1991, 2002) e foram utilizados nas integrações do mapa em escala 1:750.000, elaborado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (Perrota et al, 2006). O mapa de detalhe institucional atualizado, deve-se ao Serviço Geológico do Brasil – CPRM em Geologia e Recursos Minerais da Folha Apiaí-SG.22-X-B-V, na escala 1:100.000 (Faleiros et al., 2012).

Os trabalhos que abordam as rochas graníticas do Batólito Itaoca, na tentativa de associar e correlacionar a sua evolução com as diversas sínteses regionais, devem-se, inicialmente, a Melcher & Johnson (1956) na iniciativa pioneira de levantar geologicamente esta parte da área investigada, visando ao conhecimento das formações pré-cambrianas e suas possibilidades minerais.

Informações adicionais sobre o pré-cambriano da Faixa Ribeira, com maior enfoque para os seus recursos minerais, são também encontradas em Melcher (1968); Fuck et al. (1967) e Melcher et al. (1973), além de Morgental et al. (1975) e JICA (1981, 1982, 1983), executados nas escalas 1:50.000 e 1:25.000, que envolveram mapeamentos da região de Itaoca, com objetivos voltados a metalogênese.

Quanto a sua inserção e evolução da granitogênese paulista deve-se a Hasui et al. (1978),

Vlach et al. (1990); Janasi & Ulbrich (1992), em trabalhos sobre a geologia, geoquímica e petrologia dos granitóides do Vale do Ribeira (Gomes et al., 1975 a; b; Wernick & Gomes, 1974; 1977; Landim et al., 1974; Wernick, 1979; Cury et al., 2008; Zanella et al., 2014; 2015).

Trabalhos específicos dos aspectos da metalogênese da região devem-se inicialmente a Chiodi Filho et al., (1989) e, a partir do início dos estudos pelo Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo-IPT, diversos relatórios técnicos elaborados são descritos em trabalhos dos membros da equipe (Mello et al., 1981; Mello & Silva, 1984; Mello et al., 1985; Mello & Bettencourt, 1992, 1998; Tassinari & Mello, 1994), especificamente sobre os escarnitos, descritos por Ens (1990).

Estes diversos trabalhos elaborados e, com participação de Ivan S. C. Mello, encontram-se integrados na tese de doutorado (Mello, 1995) e Mello & Bettencourt (1998) permitindo uma visão ampla do batólito e o único trabalho com a descrição faciológica do corpo e, assim, permitiu a base inicial dos trabalhos desenvolvidos neste texto, além de dados específicos sobre as mineralizações. O Serviço Geológico do Brasil–CPRM apresenta em Faleiros et al. (2012) e Lopes et al. (2017), o levantamento atualizado das ocorrências minerais da região de Itaoca.

Dados de levantamentos aerogeofísicos disponibilizados pelo Serviço Geológico do Brasil – CPRM, também foram utilizados nas interpretações das variações composicionais do batólito, assim como no auxílio de sua dimensão cartográfica, associado a trabalhos de fotointerpretação e diversas campanhas de campo.

Trabalhos específicos de geoquímica e geocronologia identificados da área e consultados devem-se a Boin et al. (1983), Mello (1995), Tassinari & Mello (1994), Tassinari et al. (1994) e Mello & Bettencourt (1998) e com abordagem geocronológica e de paleomagnetismo a Salazar et al. (2008).

Por fim, estudos, principalmente da parte norte do batólito, foram realizados a partir de mapeamentos geológicos em escala 1:25.000, executados por trabalho de campo de alunos do curso de geologia da UNESP – Rio Claro no período de 2014 a 2018.

1.2 Objetivos

O presente trabalho direciona-se especificamente ao estudo das rochas do Batólito Granítico Itaoca e, tem por objetivo, analisar, caracterizar e discutir detalhadamente os resultados obtidos a partir do mapeamento geológico e faciológico sistemático na escala de 1:50.000. O qual utilizou de investigações de caráter petrográfico, estrutural, geofísico e geoquímico dos registros magmáticos a partir das seguintes etapas:

- Levantamento bibliográfico regional e local da área, seguido pelo mapeamento

A partir da cidade de Itaoca, por estrada parcialmente asfaltada e numa distância de aproximadamente 20 km, atinge-se a SP-250, rodovia Sebastião Ferraz de Camargo Penteado, já no município de Apiaí. Em direção sul do município de Itaoca por estrada de terra, atravessa-se o rio Ribeira, através da balsa, adentrando no estado do Paraná pela rodovia não pavimentada em direção a Adrianópolis (sentido Mina Panelas). O deslocamento na área é facilitado pelas inúmeras estradas em leito natural que levam ao acesso às fazendas e povoados.

1.4 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. A área de estudo está posicionada, dentro dessa província, na Serrania Ribeira (Almeida et al., 1981a), transição entre o Planalto Atlântico e a Planície Costeira.

Geomorfologicamente, a área do Granito Itaoca corresponde a uma depressão topográfica (altitudes médias de 225m, porém nas suas bordas as altitudes estão entre 700m e 1000m). Seu relevo varia de morrotes suaves a morros íngremes e/ou escarpados, com superfície rugosa a lisa, drenagens predominantemente dendríticas com feições radiais e vales profundos encaixados, típicos na área devido as falhas em rochas rígidas (**Figura 3**).

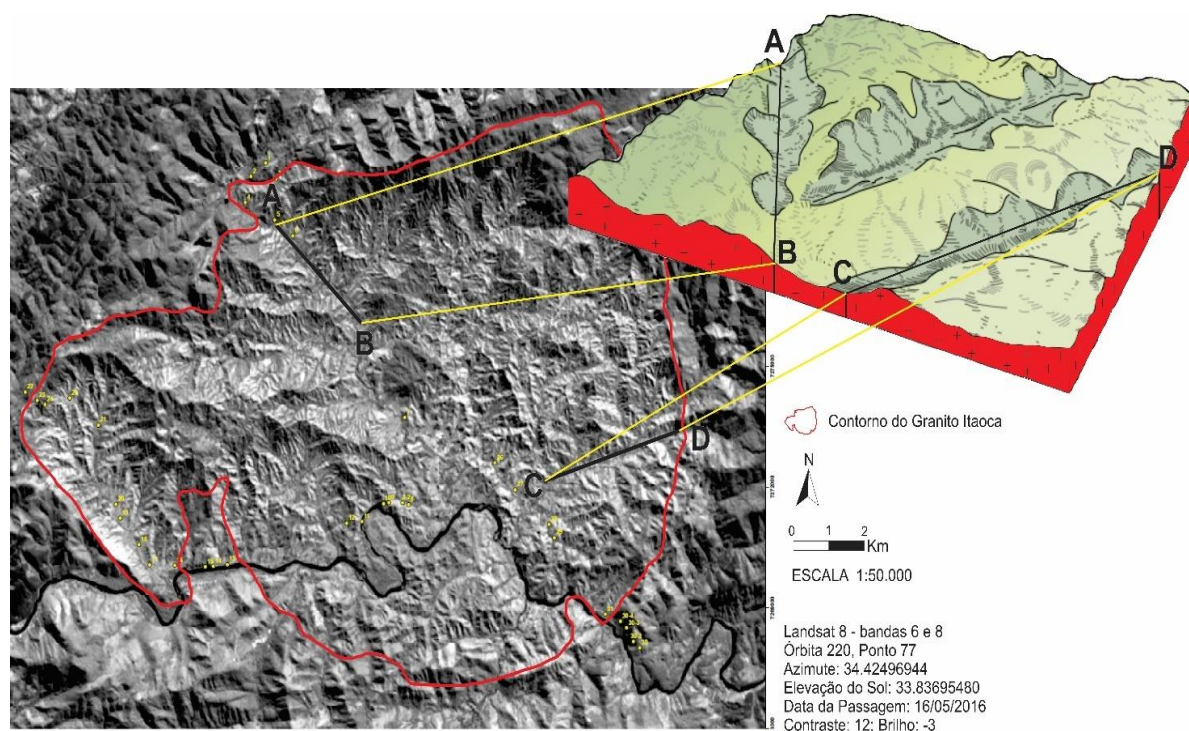


Figura 3 – Imagem Landsat 8 (bandas 6 e 8) da área. Observa-se a importância das falhas na estrutura da geomorfologia local, responsáveis por grandes vales, profundos e encaixados. (Imagem do Satélite Landsat 8 – 06/12/2016).

Ao norte e nordeste, próximos às unidades adjacentes, passam a predominar escarpas formadas por grandes espigões digitados, lineares e subparalelos, com topos angulosos e vertentes de perfis retilíneos.

Em consonância com as formas de relevo anteriores, predomina no maciço drenagem de média a alta densidade, padrão dendrítico e disposta em vales fechados. A norte e nordeste passa a ocorrer drenagem de alta densidade, com padrão paralelo-pinulado associada aos vales fechados. As encostas também variam de côncavas, convexas e até retilíneas, formando junto a drenagens. Em geral, os morros são predominantemente cobertos por pastos, enquanto, nos locais de rochas metamórficas, onde ocorrem solos mais argilosos e terrenos mais acidentados, ainda se encontram cobertos por floresta nativa ou secundária.

Na área mapeada, os principais corpos fluviais são os rios Ribeira, Palmital, Funil, Saltinho e São Sebastião. Encontra-se inserida no bioma Mata Atlântica, regionalmente destacada pelo alto grau de preservação de suas matas e por grande diversidade ecológica, as quais são representados por Floresta Ombrófila Densa, Floresta Ombrófila Mista e Floresta estacional semidecídua, além de ecossistemas associados importantes, como ambientes de cavernas. A área abriga o Parque Estadual Turístico do Alto Ribeira (PETAR), onde aplica-se a Lei 11.428/2006, que visa a regeneração e utilização deste bioma.

Nos granitos, em particular, a vegetação primária encontra-se quase que totalmente removida pela ação antrópica, tendo sido substituída por capoeiras, pastagens e roçados. A cobertura vegetal de maior porte geralmente corresponde a matas secundárias, dispostas nos vales dos principais cursos d'água da área, e nas bordas norte e leste do batólito, onde coincide com as altitudes mais elevadas do maciço.

O clima da região é do tipo tropical subquente, superúmido com subseca. Nesse domínio, a temperatura média anual gira em torno dos 22°C, com temperaturas máximas e mínimas respectivamente próximas dos 36°C e 0°C. Conjunto ao clima, o relevo com as formações montanhosas e a densa vegetação, funcionam como barreiras aos ventos provindos do Atlântico Sul, causando uma alta precipitação chuvosa (Prefeitura Municipal de Apiaí). De 2011 a 2016 a média anual de precipitação foi de 1468mm.

A região apresenta baixos índices de desenvolvimento sociais comparados a média do Estado de São Paulo e são reflexo de fatores históricos e econômicos, como áreas de conflitos ambientais, deficiência em infraestrutura, além de problemas fundiários. A economia local se baseia em agricultura/pecuária mantidos por famílias e pequenos produtores, dado à natureza do solo e terreno acidentado; mineração de areia e calcário (bens primários de baixo valor agregado) e, por fim, extrativismo vegetal e ecoturismo, complementam o setor de serviços

prestados da região (IBGE, 2014). O uso e ocupação do solo, quando não coberto por vegetação primária e áreas de reflorestamento, são ligadas as atividades rurais, predominantemente por pastagens voltadas a criação de gados e plantio de espécimes frutíferas e hortaliças.

2 MATERIAIS E MÉTODOS DE TRABALHO

O presente capítulo aborda os métodos de estudo utilizados nos trabalhos de campo, laboratório e na elaboração da dissertação, necessários para alcançar os objetivos propostos anteriormente.

Foi necessário dividir a pesquisa em diferentes etapas:

- Etapa preparatória;
- Etapa de mapeamento geológico regional na escala 1: 50.000;
- Etapa de laboratório com as análises petrográficas, químicas de rocha e mineral;
- Etapa final consiste em análise, sistematização e integração dos resultados.

2.1 Etapa Preparatória

Foi realizada uma revisão bibliográfica centrada na evolução do contexto geológico da área, subdivididos em aspectos geológicos, geotectônicos e geocronológicos, além de temas diversos de abordagens do projeto. Nessa revisão, procurou-se destacar a evolução do conhecimento obtido nos diversos trabalhos executados no granito Itaoca.

Nesta etapa de escritório, realizada nas dependências da Universidade Estadual Paulista–UNESP Campus de Rio Claro, foram realizadas integrações da cartografia geológica na escala 1:100.000 e 1:250.000, executadas por IPT, CPRM e DNPM e, integração com outros trabalhos, a exemplo dos mapas: Campanha (1991), Mello (1995) e Faleiros et al. (2012).

Foram utilizados resultados de mapeamentos geológicos da parte norte do batólito obtidos em trabalhos com os alunos do Curso de Geologia da UNESP, no período de 2014 a 2018, da disciplina Mapeamento Geológico de Áreas Cristalinas - (PEM633215), com sede no Centro Integrado de Estudos Multidisciplinares de Apiaí (CIEM/CPRM).

Para a elaboração de mapas bases, a partir da digitalização da folha plani-altimétrica na escala de 1:50.000 da Folha Topográfica Apiaí, foram usados os softwares Corel Draw (2018) e ArcMap (2015), além de mapa confeccionado a partir de sensores remotos, no caso imagens de radar (SRTM – *Shuttle Radar Topography Mission*) e satélite (*LandSt 8*), com a utilização das bandas 6 e 8, que melhor destacam as feições geológicas, a exemplo da **Figura 4**, a qual apresenta o Modelo Digital de Elevação (MDE), realizado no software ArcGis, na categoria Triangulated Irregular Network–TIN (à esquerda) e a imagem de satélite ASTER GDEM, base para produção do TIN (à direita).

Dimensionamento do maciço com base em imagens de sensoriamento remoto

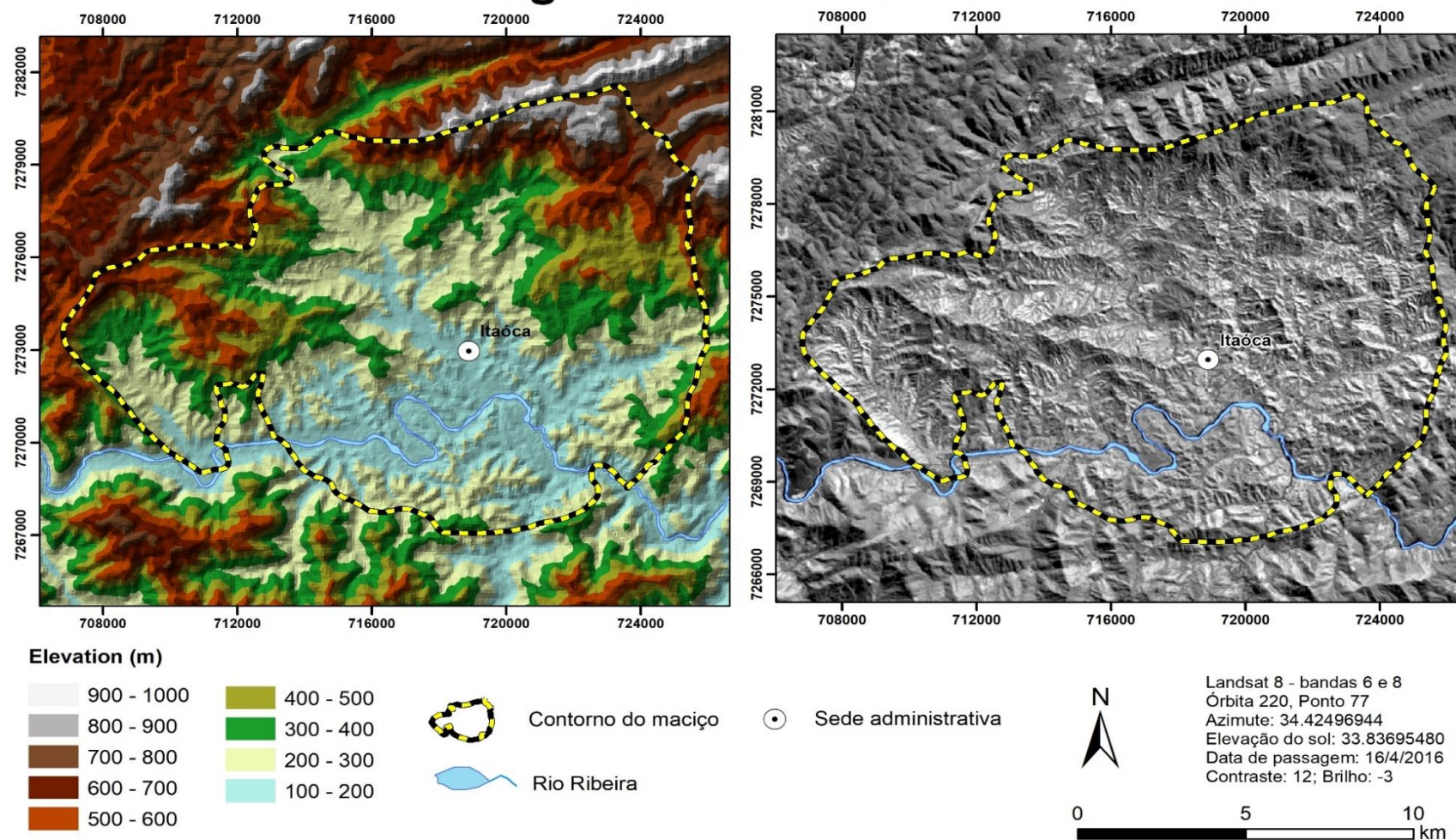


Figura 4 – Imagem trabalhada no ArcGis no modelo Triangulated Irregular Network–TIN (esquerda) e imagem de satélite Landsat 8 (direita).

Resultados provenientes de levantamentos aerogeofísicos realizados em 2011, Projeto Paraná – Santa Catarina, disponibilizados pelo Serviço Geológico do Brasil – CPRM foram interpretados, e a partir do software Geosoft, puderam ser confeccionados mapas gamaespectométricos que forneceram dados valiosos para o mapeamento e a interpretação de estruturas relacionadas ao corpo granítico.

2.2 Etapa de aquisição de dados

A área objeto em que foi realizado o mapeamento geológico, na escala de semi-detalle, refere-se a parte da área da Folha Topográfica Apiaí (Carta SG-22-X-B-V-1), na escala 1:50.000, envolvendo as rochas do Batólito Granítico Itaoca e as rochas encaixantes do seu entorno. Esta etapa representa os trabalhos desenvolvidos em campo, os quais contaram com 183 pontos de observação realizados ao longo da área de abrangência do corpo granítico, além da coleta de amostras para análises laboratoriais (petrografia e geoquímica). Ainda, previamente e, paralelamente com os trabalhos de campo, foi realizada a interpretação de imagens oriundas dos sensores remotos.

Foram utilizados equipamentos como GNSS - datum SIRGAS 2000, bússola para medidas estruturais com declinação de 19,94°, martelo, lupa de bolso, canivete, ácido HCl @ 10%, câmera fotográfica, base topográfica IBGE, material de coleta de amostras *sacos plásticos*, fita adesiva, marcador permanente, caneta imantada, caderneta impermeável além de acessórios e equipamentos de proteção individuais.

2.3 Trabalhos de laboratório

A preparação das amostras se deu seguindo as normas iniciais dos Laboratórios de Pesquisa do Departamento de Petrologia e Metalogenia – DPM/IGCE/UNESP.

2.3.1 Análises petrográficas

O estudo qualitativo em 40 lâminas delgadas tem como base as descrições macro, e microscópico (composição mineralógica, feições texturais e estruturais), em seções delgadas e amostras de mão.

O estudo quantitativo da composição mineralógica de amostras representativas por meio de análises modais com contagens em escala macro e microscópica, utilizando-se de um contador de pontos automático. Pelo fato de as rochas estudadas apresentarem granulação de média-grossa a grossa, a determinação da composição modal foi realizada através da contagem macroscópica efetuada em placas atacadas com ácido fluorídrico e depois tratadas com cobalto-nitrito de sódio.

O método utilizado e recomendado por Moraes & Rodrigues (1978) permitiu a distinção entre feldspatos potássicos (de cor amarela), cálcio-sódico (baixa alteração do padrão cromático) e o quartzo (que não apresenta nenhuma mudança cromática).

As lâminas petrográficas foram analisadas através de microscópios ópticos de luz transmitida, onde foram feitas as descrições petrográficas e comentários a respeito da gênese e evolução das rochas graníticas.

Para elucidar os critérios adotados, serão apresentados, a seguir, os conceitos básicos já conhecidos na literatura, relacionados à caracterização petrográfica das rochas magmáticas:

Composição mineralógica: Reconhecimento dos tipos de minerais essenciais, caracterizados quanto a cor, forma (eudral, subeudral e anedral), dimensões, tipos de contatos, estruturas, 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 (resultante do efeito oxidante) e as cinzas claras e escuras (resultante do tipo mineralógico e quantidade de máficos).

Índice de coloração: A classificação quanto ao índice de coloração segundo recomendação da International Union of Geological Sciences-IUGS (Streckeisen, 1974), realizada através da estimativa modal visual em amostra de mão e em lâminas, leva em consideração a porcentagem de volume de minerais máficos e de minerais opacos (**Tabela 1**).

Tabela 1 – Índices para classificação de coloração de rochas magmáticas (Streckeisen; 1974).

Índice de Cor (5 em volume)	Rocha
>10	Hololeucocrática
10-30	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 (1974) e resumidos na **Tabela 2**.

As rochas porfíricas tiveram seus fenocristais classificados de acordo com os seguintes critérios:

Escala macroscópica:

- Cor: coloração predominante no megacristal;

- Forma: formato dominante dos fenocristais (eudral, subeudral e anedral);
- 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 2 – Parâmetros de classificação de granulação de rochas magmáticas (adaptado de Streckeisen; 1974).

Tamanho Absoluto			
Granulação	1. Fina: <1 mm	2. Média: 1 a 5 mm	3. Grossa: > 5 mm.
Tamanho Relativo			
Tamanho dos Grãos	1. Equigranular Rochas com grãos de tamanhos iguais ou com variações mínimas.	2. Inequigranular	
		2.1 Matriz Variação de tamanho entre os grãos minerais sem destaque dos maiores vs os menores.	2.2 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, 1974).

Para as rochas metamórficas abordadas em menores proporções utilizou-se a nomenclatura proposta por Fettes & Desmons (2007) e a caracterização dos metamorfismos regional e de contato segundo os critérios proposto em Turner (1981) e o metamorfismo dinâmico, segundo Sibson (1977).

2.3.2 Análises químicas de rochas

As amostras receberam um tratamento prévio a fim de serem retiradas as porções intemperizadas, prejudiciais às análises geoquímicas.

Em seguida as amostras foram preparadas conforme os procedimentos rotineiros estabelecidos no Laboratório de Preparação de Amostras do DPM-UNESP (lavagem, cominuição, britagem em britadores do tipo mandíbula e pulverização em moinho oscilante ou de anéis).

Às análises químicas de rocha total, de elementos maiores, menores, traços e elementos terras raras (ETR) das rochas do Batólito Itaoca foram realizadas em número de 10 amostras representativas das principais fácies. As amostras foram analisadas no Laboratório de Geoquímica LABOGEO-IGCE/UNESP- Campus Rio Claro.

Os padrões de rotina do laboratório propostos por Malagutti et al. (1998) e Nardy et al. (1997), sendo utilizados fluorescência de raio-x, para elementos maiores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , CaO , Na_2O e K_2O) (concentração em %), através de pastilha fundida em meio borato e elementos traços (Ba, Cr, Cu, Nb, Ni, Rb, Sr e Zr) (concentração em ppm), através de pastilha fundida.

Para a determinação dos elementos terras raras (La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu) (em ppm) foram analisados por separação cromatográfica e leitura por espectrometria de emissão atômica por plasma indutivamente acoplado (Inductively Coupled Plasma-Atomic Emission Spectrometry - ICP-AES).

Os dados geoquímicos foram tratados no software NewPet, onde se obteve os diagramas de classificação geoquímicas através dos elementos maiores e traços e de elementos terras raras.

2.3.3 Análise de microsonda eletrônica

A química mineral foi realizada com a finalidade de se determinar, com exatidão, a composição de alguns minerais presentes nas rochas, assim como, determinar, com base em

parâmetros pré-determinados, a geotermobarometria do granito.

As lâminas selecionadas foram polidas no Laboratório de Laminação, metalizadas com carbono e analisadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM) do Instituto de Geociências e Ciências Exatas (IGCE), UNESP - Câmpus de Rio Claro.

As análises foram realizadas em cinco lâminas por microsonda eletrônica da marca JEOL modelo JXA-8230 superprobe, acoplado a detector de WDS (Wavelength Dispersive X-Ray Spectrometers), sob condições de 15 kV, aceleração de 20,4 nÅ e diâmetro do feixe de 10 µm, com padrões naturais para todos os elementos.

Foram analisados cristais de plagioclásio, feldspato potássico, biotita e hornblenda, escolhidos por critérios petrográficos de acordo com a paragênese de interesse.

Para investigação de suas composições foram realizadas análises pontuais. Os cálculos da atividade mineral das fases analisadas e das fórmulas estruturais dos minerais foram realizados com auxílio dos programas Microsoft Office Excel 365 e Petrograph.

2.4 Etapa final

Nesta etapa, os dados obtidos foram agrupados e relacionados entre si de modo a se conseguir as interpretações geológicas e petrogenéticas e o mapa geológico da área em escala 1:50.000.

Nesta fase os dados foram devidamente interpretados, resultando em artigos, trabalhos para eventos e na confecção da dissertação de mestrado, conforme as normas utilizadas pela UNESP- Campus de Rio Claro.

3 CONTEXTO TECTÔNICO REGIONAL

O continente Sul-Americano é formado por três grandes domínios geotectônicos: os Andes, a Plataforma Patagônica, a Plataforma Sul-Americana (Almeida, 1967), além dos Escudos da Plataforma Sul Americana (Figura 5A). Dentro da Plataforma Sul-Americana, destaca-se a Província Mantiqueira e o Cráton do São Francisco (Almeida & Hasui, 1984) (Figura 5B). A Plataforma Sul-Americana (Almeida & Hasui, 1984) é definida como a porção continental da placa homônima que permaneceu estável e funcionou como antepaís durante a evolução das faixas móveis do Caribe (norte) e a Andina (a oeste), ao mesmo tempo em que, no Meso – Cenozoico, ocorria a abertura e desenvolvimento do Atlântico Sul.

3.1 Província Mantiqueira

Almeida et al. (1981b) aplicaram ao território brasileiro o conceito de províncias

estruturais, identificando as 10 maiores províncias, com base na natureza das rochas do embasamento cristalino e da cobertura sedimentar (**Figuras 5A, B**). Entre elas, encontra-se a Província Mantiqueira que representa um sistema orogênico Neoproterozoico o qual a área de estudo se insere.

Segundo Hasui (2012), o sistema constitui uma faixa ao longo da região costeira entre o sul da Bahia até o Rio Grande do Sul, com extensão para o Uruguai, apresenta cerca de 3.000 km de comprimento com orientação NNE-SSW, com 200 km de largura na parte sul e 600 km na parte norte. A oeste apresenta limite com o Cráton São Francisco, com a cobertura da Bacia do Paraná e com a extremidade sul da Faixa Brasília. A leste, a Província Mantiqueira faz divisa com a Província Margem Continental Leste.

Hasui (2010) classifica todos os eventos acrescionários como pertencentes ao mesmo ciclo, também observado em outras províncias, de convergência do Brasiliano e faz a seguinte subdivisão: Brasiliano I (900-700 Ma.); Brasiliano II (670-530 Ma.); Brasiliano III (580-490 Ma.).

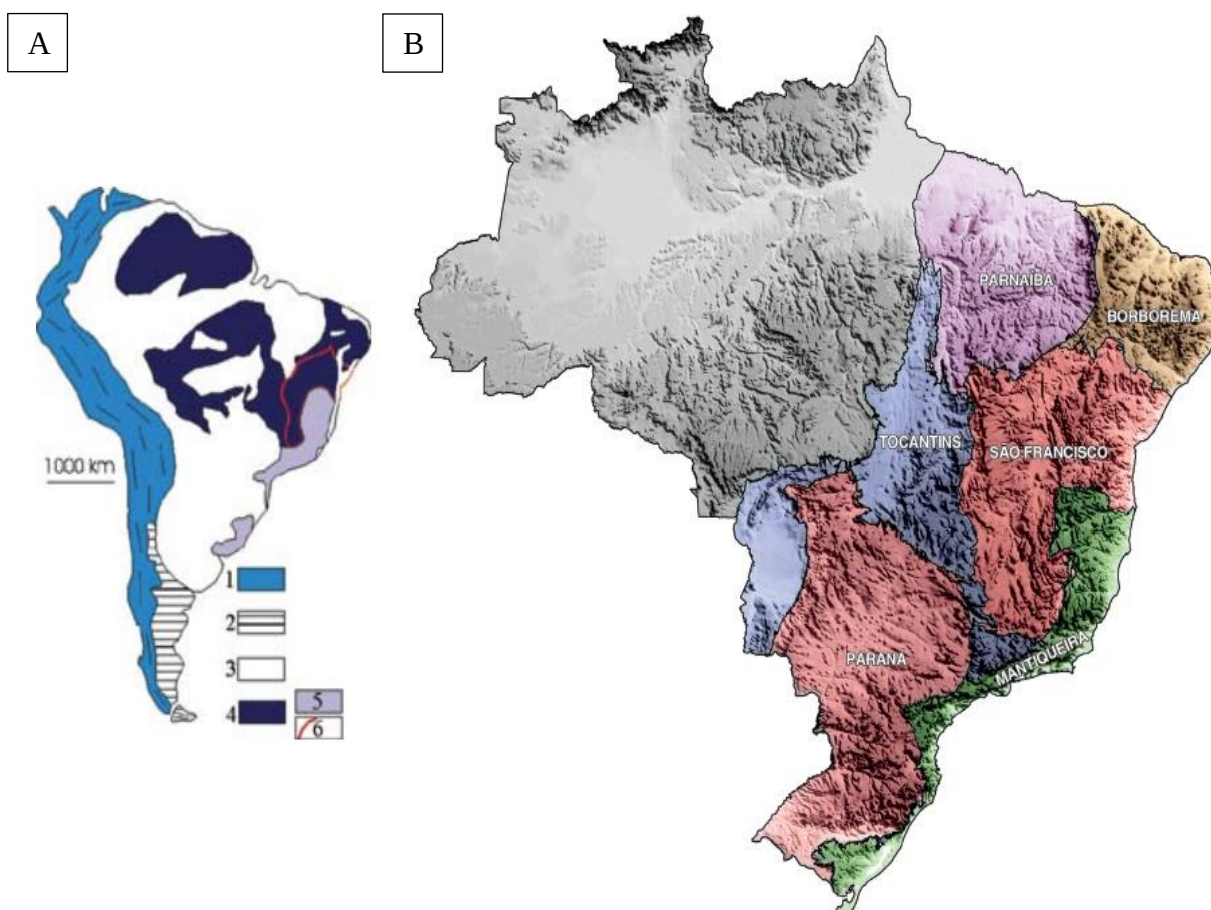


Figura 5 – A) Mapa tectônico da América do Sul (Almeida & Hasui, 1984). 1- Sistema orogênico andino. 2- Terreno Patagônia. 3- Cobertura Fanerozoica da Plataforma Sul-Americana. 4- Escudos da Plataforma Sul Americana, destacando a Província Mantiqueira (5) e o Cráton do São Francisco (6). **B)** As principais províncias estruturais do Brasil delimitadas no mapa com relevo ressaltado por modelo digital de terreno. (Bizzi, 2003)

Conforme Almeida (1967), o Sistema Orogênico Mantiqueira desenvolveu-se durante o Ciclo Brasileiro, no Neoproterozoico, que resultou da aglutinação do paleocontinente Gondwana Ocidental. A amalgamação desse supercontinente causou o fechamento diacrônico dos oceanos Goianídes e Adamastor, situados a oeste e a leste do paleocontinente São Francisco.

As diversas colisões que resultaram no supercontinente Gondwana, ao longo dos Ciclos Orogênicos Brasileiro/Panafricano, formaram uma série de Faixas Móveis datadas do Neoproterozoico/Eoproterozoico - inclusive a Província Mantiqueira (Campanha & Sadowski, 1999; Heilbron et al., 2008). Estes episódios ocasionaram eventos de pós-colisão, que resultaram em falhas transcorrentes de direção NE, que marcam a fisiografia da região.

A Província Mantiqueira foi compartimentada em três setores, referidos como setentrional, central e meridional por Almeida & Hasui (1984). Hasui (2010) adotou uma compartimentação em três cinturões orogênicos, complexos, produtos de cenários evolutivos que envolvem processos diacrônicos e superposições de eventos metamórficos. Hasui (2012): denomina para o segmento setentrional de Araçuaí, para o central de Ribeira e o meridional de Tijucas.

3.1.1 Cinturão Orogênico Ribeira

A porção central do Sistema Mantiqueira (Cinturão Orogênico Ribeira), consiste em um segmento crustal paralelo à linha costeira do sudeste brasileiro que se estende para sudoeste até o Paraná e leste de Santa Catarina.

A oeste é encoberto pela Bacia do Paraná e a leste faz limite com a Província de Margem Continental Leste. Na região da divisa Minas Gerais - Rio de Janeiro - São Paulo, o Orógeno Ribeira se limita com o Cinturão Araçuaí e em sua extremidade sul, se limita com o Cinturão Tijuca (Hasui, 2012).

Segundo Heilbron et al. (2004), a colisão entre a borda sul-sudoeste da paleoplaca São Francisco-Congo e bloco Paranapanema, atualmente encoberta pelas sequências deposicionais fanerozoicas da Bacia do Paraná, foi responsável pelo trend estrutural NNW-SSE encontrado na parte sul do Orogênio Brasília. Esta etapa é definida como Colisional I, com ápice em 650-630 Ma. A etapa colisional II (580 Ma.), que compreende a interação entre o Cráton São Francisco e outra(s) placas e/ou microplaca(s) e/ou arco de ilhas situado(s) a sudeste deste Cráton, além da porção sudoeste do Cráton do Congo, foi responsável pelo trend estrutural NE-SW do Orógeno Ribeira. A mesma resultou no empilhamento de terrenos de leste para oeste-noroeste.

Após o Transamazônico, o embasamento regional formado pelas unidades mais antigas esteve sob condições intraplaca, ou seja, esteve sujeito a processos distensivos tendendo a fragmentá-lo, ocasionando uma evolução no rifteamento que evoluiu para aberturas oceânicas e posteriormente recebeu grande aporte de sedimentos entre 1,6 a 1,4 Ga, dando origem as formações como Água Clara, Votuverava e Lajeado.

A seguir, do Neoproterozoico até o fim do Cambriano, o regime distensivo foi retomado, seguido por convergência e pelo colapso orogênico - configurando assim o Ciclo de Wilson, nomeado de Brasileiro. Este ciclo envolveu a fragmentação do Rodínia e finalizou com a consolidação do Gondwana.

Este modelo geodinâmico reconhecido na área envolveu convergência dos Domínios Curitiba e Luís Alves com o Cráton do Rio de La Plata, fechamento do Oceano Adamastor e formação do arco magmático, possivelmente, correlato ao Arco Rio Negro (Heilbron e Machado 2003). As supracrustais neoproterozoicas representam a Faixa Apiaí-São Roque, que tem origem interpretada a partir de um rift, bacia retroarco ou antearco, bacia intra-arco ou interarco (Basei et al., 2010).

A região meridional da Faixa Ribeira é estudada hoje segundo o conceito de terreno tectonoestratigráfico: entidades geológicas de extensão regional, limitadas por falhas e caracterizadas por uma história geológica totalmente desvinculada da evolução de unidades adjacentes em períodos anteriores à justaposição entre elas. Um terreno tectonoestratigráfico corresponde a um pacote de rochas limitado por falhas ou zonas de cisalhamento importantes (possíveis suturas) com estratigrafia, ambiente e história geológica distintas dos terrenos adjacentes. Nesta situação a área alvo está inserida no Terreno Apiaí, da Faixa Ribeira, dentro do Sistema Orogrênico da Mantiqueira.

3.1.1.1 Terreno Apiaí

Segundo Prazeres Filho et al. (2003), o Terreno Apiaí compõe uma faixa com aproximadamente 500 km de extensão e 100 km de largura e é constituído por rochas metavulcanossedimentares (meso a supracrustais) de baixo a médio grau metamórfico. As rochas metamórficas localizadas na porção norte desse terreno são representadas pelos Grupos Serra do Itaberaba e São Roque, enquanto as rochas localizadas na porção sul são representadas pelas sequências meta-vulcanossedimentares do Supergrupo Açungui. Seus limites tectônicos, juntamente com as unidades geológicas adjacentes, são marcados pelas Zonas de Cisalhamento Lancinha-Cubatão e Itariri.

Admite-se que o Terreno Apiaí consiste em uma associação tectonometamórfica de

terrenos distintos de idade mesoproterozoica a neoproterozoica, acrescidos como um terreno composto provavelmente durante o Neoproterozoico. Os últimos estágios de deformação estão associados a um sistema transcorrente destal regional e uma colisão oblíqua (Faleiros, 2008).

De modo geral, o Terreno Apiaí compreende núcleos restritos de afloramento de rochas de embasamento gnáissico denominado Gnaiss Tigre que estão associadas a núcleos de estruturas antiformais, as unidades de rochas do Supergrupo Açungui, extenso magmatismo granítico brasileiro (**Figura 7**) e uma cobertura sedimentar cenozoica.

A sul, o Terreno está encoberto pelas rochas fanerozóicas da Bacia do Paraná e neoproterozoicas/eopaleozoicas das bacias de Castro e Camarinha. No âmbito de rochas granitóides encontradas no Terreno, destacam-se os grandes batólitos graníticos, alojados em uma direção preferencial geral NE-SW (**Figura 8**).

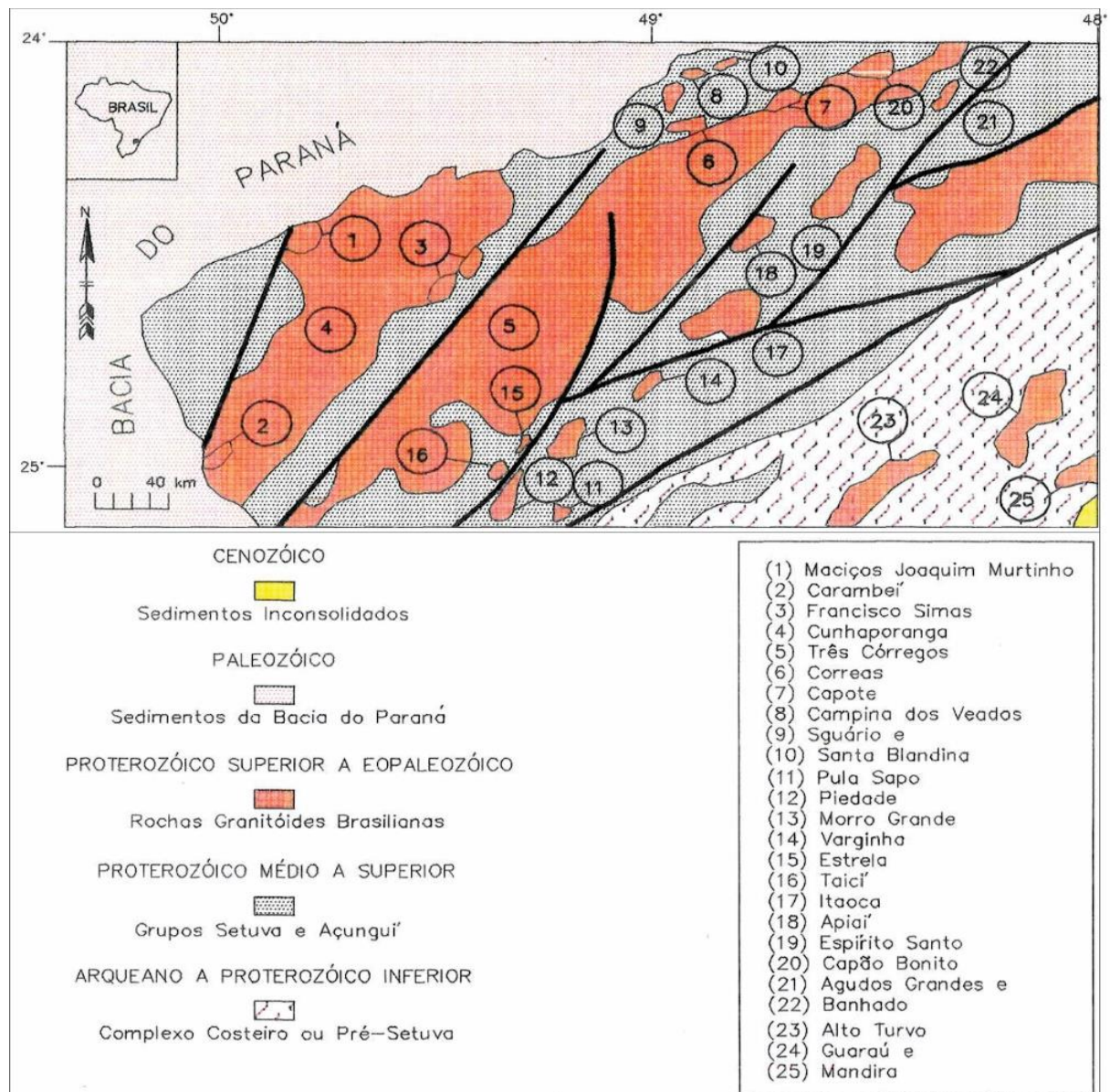


Figura 7 – Localização dos maciços Granitóides no Terreno Apiaí (Mello, 1995).

3.1.1.1.1 Unidades Litológicas – Meso a Neoproterozoicas

Gnaiss Tigre: O embasamento é composto por uma associação de gnaisses migmatíticos miloníticos denominado Gnaiss Tigre, de idade Paleoproterozóica (Transamazônico) e são encontrados principalmente em estruturas antiformais abertas, em núcleos isolados (Faleiros et al., 2012). Segundo Cury et al. (2008), os sienogranitos apresentam assinaturas geoquímicas de granitos do tipo A. Esses autores obtiveram uma idade U-Pb em zircão de 1772 ± 10 Ma, interpretada como idade de cristalização da rocha.

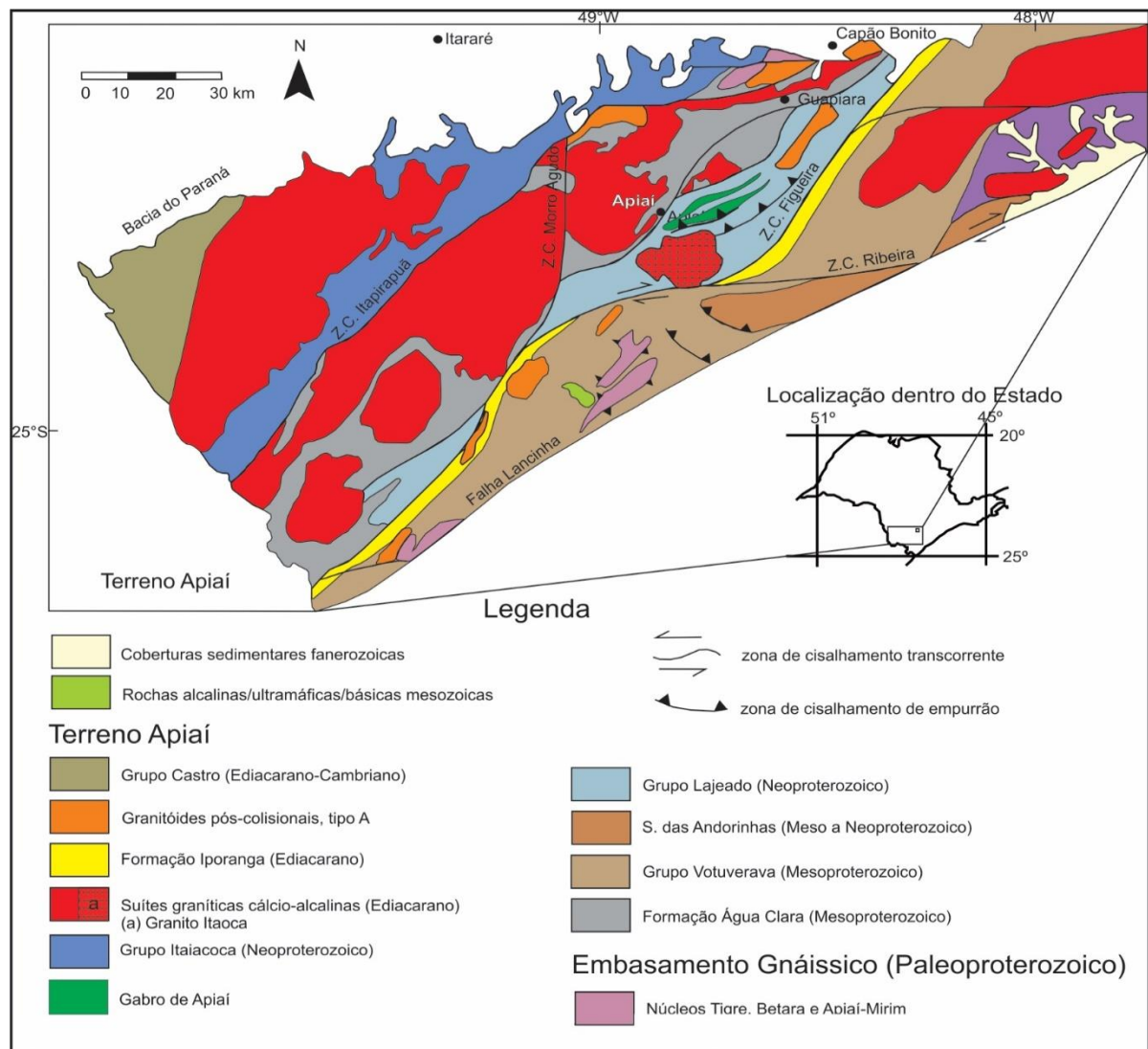


Figura 8 – Principais litologias e estruturas do Terreno Apiaí. O Batólito Itaoca está destacado. Adaptado de Campanha et al. (2015).

Supergrupo Açungui: Compreende uma sequência de rochas supracrustais meta-vulcanossedimentares de baixo a médio grau metamórfico, constituída por uma associação de terrenos distintos de idades calimiana, toniana e ediacarana, acrescidos durante a Orogenia Brasileiro-Pan-Africana (Campanha & Faleiros, 2005; Faleiros, 2008). Inicialmente definida como Grupo, a unidade foi elevada a Supergrupo por Campanha (1991). A subdivisão

estratigráfica descrita neste trabalho se baseia em Faleiros (2012), em ordem crescente em: Grupo Lajeado (Ectasiano a Toniano), Sequência Serra das Andorinhas (Calimiano), Grupo Votuverava (Calimiano), Formação Água Clara (Calimiano) (Figura 8).

Formação Água Clara: definida por Marini et al., (1967) ocorre na região de Araçaíba/Apiaí à norte da Zona de Cisalhamento Carumbé/Água Limpa, sob a forma de uma faixa NE-SW.

Weber et al. (2004, 2008) define a formação como composta predominantemente por uma sequência carbonática impura. Possui mármore puros a impuros, quartzitos, metacherts, metabasitos, anfíbolitos, granada-clorita-biotita xistos, calcoxistos, micaxistos e anfibólitos. Os corpos dessas rochas metabásicas e anfibolíticas se encontram em meio às sequências vulcanossedimentares e apresentam expressivas dimensões longitudinais quando comparadas às dimensões laterais, geralmente decimétricas. A idade de sedimentação foi inferida a partir de datações U-Pb em zircões de metabasitos: 1593 ± 70 Ma, 1561 ± 18 Ma, 1484 ± 76 Ma e 1477 ± 47 Ma.

Ela é subdividida por Faleiros (2012) em duas unidades informais que basicamente se diferenciam pela dominância entre litotipos siliciclásticos e carbonáticos:

Unidade de Xisto: compreende intercalações entre camadas de micaxisto, quartzo-micaxisto e xistos carbonáticos, além de intercalações subordinadas de camadas de xisto grafitoso, granada-biotita-xisto e quartzito.

Unidade Carbonática: que é formada, predominantemente, por rochas calciossilicáticas e mármore, com intercalações subordinadas de biotita-quartzo-xisto, quartzito e metabasitos.

Tais unidades foram submetidas ao metamorfismo variando de grau baixo na fácies xisto verde a médio nas fácies epidoto-anfíbolito a anfíbolito, gradando da zona da actinolita para a do diopsídio de leste para oeste (Almeida, 1986). Próximo ao contato com o Granito Barra do Chapéu, é evidenciado um metamorfismo de contato por hornfels foliados com anfibólito, epidoto e carbonato. Segundo Kops (1994), a Formação Água Clara está possivelmente relacionada a um ambiente de sedimentação de águas normalmente rasas, associado a uma plataforma continental, com vulcanismo básico e raramente ácido.

Grupo Votuverava: consiste em uma sequência essencialmente vulcanossedimentar, constituída por turbiditos distais com magmatismo básico expressivo, representado na forma de intercalações lenticulares, concordantes com a estrutura primária, de metabasitos (anfibólito xisto/ fels, anfíbolito) (Faleiros et al., 2011; Faleiros, 2012). Ele se subdivide em cinco formações, de acordo com Perrota (1996): Perau, Rubuquara, Nhunguara, Piririca e Ribeirão das Pedras. Faleiros (2012) ainda descreve duas unidades informais adicionais: micaxisto e

granada-micaxisto.

O grupo é limitado, a sul, pela Falha de Lancinha e, a norte, pelas Zonas de Cisalhamento Ribeira e Figueira (Faleiros, 2012). As rochas do Grupo Votuverava apresentam um metamorfismo da série Barroviana que gradam da fácies Xisto Verde baixa, zona da clorita, na região a norte da Zona de Cisalhamento Ribeira, à fácies anfibolito médio, zona da cianita, a sul da referida estrutura (Faleiros, 2003; 2008; Faleiros et al., 2010). Estudos geoquímicos realizados por Frascá et al. (1997) e Faleiros et al. (2011) indicam a coexistência de metabasitos com composições de basaltos toleíticos de arcos vulcânicos e basaltos de dorsais mesoceânicas. Tal fato, aliado à ampla variação entre os valores Ti/V (15-40) e o ambiente de sedimentação do Grupo Votuverava, convergem para um ambiente de bacia retroarco para o magmatismo básico do mesmo.

Trabalhos recentes têm indicado sistematicamente que a deposição das rochas do Grupo Votuverava tem idade mesoproterozoica (Basei et al., 2003; Campanha & Faleiros, 2005). Basei et al. (2003) apresentam idades U-Pb (convencional e SHRIMP) de 1479 ± 12 e 1484 ± 16 Ma, obtidas em zircões de anfibolitos do Grupo Votuverava.

Sequência Serra das Andorinhas: segundo Campanha et al. (1985) mostra forte semelhança com a Formação Perau do Grupo Votuverava e foi separada dessa em termos de associação de protólitos (Campanha, 1991). A Sequência Serra das Andorinhas compreende uma associação de natureza tipicamente clástico-terrágena, enquanto o Grupo Votuverava representa uma associação metavulcanossedimentar com contribuição expressiva de rochas básicas. Ela compreende duas unidades metamorfizadas sob fácies xisto verde superior (Faleiros & Campanha, 2004).

Unidade Basal: é caracterizada como clástico-terrágena e é composta por xistos metapelíticos e carbonáticos, quartzitos e raras intercalações de corpos de metabasitos, exibindo xistosidade bem desenvolvida.

Unidade De Topo: compreende mármore dolomíticos finos, isotrópos, com raro bandamento composicional e clivagem tectônica. Essa sequência representa um provável ambiente de sedimentação em uma plataforma carbonática de águas rasas (Campanha & Sadowski, 1999).

Grupo Lajeado: é representado pela alternância de formações terrígenas e carbonáticas metamorfizadas na fácies xisto verde baixo, zona da clorita (Faleiros, 2012). O ambiente de sedimentação é interpretado para esta unidade como o de uma margem continental passiva relacionado ao paleocontinente Columbia ou Rodínia (Campanha et al., 2015). A sequência exibida para o Grupo Lajeado segue a compartimentação original proposta por Campanha et al.

(1985), composta de sete formações com adição do Mármore Apiaí.

Formação Betari: apresenta uma espessura aproximada de 600 metros, constitui a base do Grupo Lajeado e pode ser dividida em três subunidades (Faleiros, 2012). A Unidade Metapsamítica é composta por fácies arenoconglomeráticas e arenosas. A Unidade Metapelítica corresponde a um metarritmito fino (intercalação de metassiltito e metargilito). A Unidade de Xistos é correlata a Metapelítica, porém metamorfizada em um grau mais elevado. As três unidades apresentam metamorfismo na fácies xisto verde (Campanha et al., 1985) e são interpretadas como um sistema turbidítico retrogradacional (Pires, 1990; Campanha, 1991; Faleiros, 2008). Idades U-Pb SHRIMP em zircões detríticos coletados de metaconglomerado da Unidade Metapsamítica indicam idade máxima de sedimentação no Ectasiano (ca. 1400 Ma) (Campanha et al., 2008). Uma idade mínima de sedimentação é proporcional a ca. 880 Ma (Toniano) que é dada pela idade U-Pb SHRIMP em zircões ígneos provenientes do Gabro de Apiaí (Campanha et al., 2009).

Formação Bairro da Serra: se destaca por hospedar mineralizações sulfetadas polimetálicas de Pb-Zn-Ag do tipo Panelas (Fleischer, 1976). Ela é basicamente constituída por metacalcarenito com camadas subordinadas de metacalcilutitos. Faleiros (2008) reconhece sete associações de fácies distintas que evidenciam uma sequência progradacional para a Formação Bairro da Serra.

Formação Água Suja: é caracterizada como metarritmitos cinzentos, compostos pela intercalação de camadas centimétrica a milimétricas de metassiltito, metargilito e metarenitos muito finos com acamamento gradacional, muito semelhante à Formação Betari. Representam depósitos associados a um ambiente de baixa energia, provavelmente relacionados a fluxos turbidíticos de baixa densidade (Hasui & Oliveira, 1984; Campanha et al., 1986).

Formação Mina de Furnas: é constituída principalmente por metacalcarenitos com intensa estratificação plano-paralela, alternados com filitos carbonáticos e metarenitos de estrutura maciça. Tal sequência pode ser interpretada como formada tanto por correntes turbidíticas de baixa concentração como depósitos relacionados à sedimentação pelágica-hemipelágica (Hasui et al., 1981; Campanha et al., 1986). Também hospeda mineralizações sulfetadas polimetálicas de Pb-Zn-Ag do tipo Panelas (Fleischer, 1976).

Formação Serra da Boa Vista: É composta por metarenitos finos rítmicos com níveis subordinados de metassiltito e metarenito médio a conglomerático, metamorfizados na fácies xisto verde. Estruturas sedimentares são bem preservadas e o ambiente de deposição é interpretado como sendo um leque submarino de águas relativamente rasas, onde os turbiditos foram retrabalhados por ondas (Pires, 1990).

A unidade apresenta contato erosivo com a Formação Passa Vinte (sobreposta) e tectônico de empurrão com a Formação Mina de Furnas (sotoposta) (Faleiros, 2012)

Mármore de Apiaí: é composto por um mármore calcítico de cor cinza escura, com níveis sulfetados e raras estruturas sedimentares bem deformadas. A unidade é caracterizada por forte deformação, com feições de dobramento por buckling, isto é, camadas incompetentes amoldadas no interior de camadas mais competentes (Faleiros, 2012).

Formação Passa Vinte: é composta por mármore calcíticos e dolomíticos de coloração cinza-claro a branca, com estruturas de esteiras algais e laminação cruzada. Corpos de xistos carbonáticos, metamargas, metarenito e metassiltito ainda podem ocorrer.

A unidade representa um evento de transgressão e seu ambiente de deposição é interpretado por Pires (1990) como sendo um leque submarino de águas relativamente rasas, onde os turbiditos foram retrabalhados por ondas. Apresenta contato concordante e interdigitado na base, com a Formação Serra da Boa Vista, e tectônico no topo, com a Formação Gorutuba.

Formação Gorutuba: é caracterizada por metarritmitos compostos de camadas milimétricas de metacalcilutito, metamarga, metassiltito, metarenito, metargilito e mármore, com bandamento composicional e estruturas primárias bem definidas (Faleiros, 2012). O empilhamento das fácies sedimentares sugere uma sequência turbidítica, de leque submarino (Pires, 1990). Intenso metamorfismo de contato ocorre próximo à intrusão do Gabro Apiaí.

3.1.1.1.2 Unidades litológicas – Neoproterozoico

Gabro de Apiaí: ocorre intrusivo na porção superior do Subgrupo Lajeado, estando em contato com as Formações Gorutuba, Serra da Boa Vista e Passa Vinte e foi definido por Morgental et al. (1975).

De formato semelhante a um lopólito, a rocha possui cerca de 30 km² de área exposta (Morgental et al., 1975; Campanha, 1991; Campanha & Sadowski, 1999; Archanjo et al., 2012; Faleiros et al., 2012; Oliveira et al., 2012). É composto por gabros, a clino e ortopiroxênios (augita e hiperstênio), e plagioclásios (andesina e labradorita). Apresenta poucos minerais opacos, apresentando leve alteração hidrotermal, com hornblenda, biotita nas bordas de augita e hiperstênio. O gabro de Apiaí provoca, nas rochas encaixantes, metamorfismo de contato de grau fraco. Sua mineralogia é típica dos gabros, com teores de 49 a 52% de sílica, clino- e ortopiroxênios e plagioclásio (Marconato, 2006).

Pode ser classificado como de filiação toleítica com base nos teores de FeO, MgO e (Na₂O ± K₂O). Os óxidos e elementos traços mostram características similares às dos basaltos

de cadeias mesoceânicas, embora se tratem de gabros (Frasca et al., 1997).

Hackspaker et al. (2000) por sua vez sugerem o gabro como origem em basaltos oceânicos tipo E-MORB e definiram sua idade em 617 ± 4 Ma, de acordo com a datação U-Pb em zircão e monazita.

De acordo com Silva et al. (1981), o gabro possui idade de aproximadamente 675 ± 41 Ma, na datação K-Ar em plagioclásio. Campanha et al. (2009) define a idade como sendo 880 Ma, pelo método U-Pb SHRIMP através de zircões presentes na rocha.

Batólitos Graníticos: Os principais batólitos granitos são designados de Cunhaporanga, Três Córregos e Agudos e, no geral, possuem composição de sienogranitos, monzogranitos e quartzo-monzonitos.

Os batólitos Cunhaporanga e Três Córregos são os representantes de maior expressão geográfica do Terreno Apiaí, ocupando juntos cerca de 8000 km^2 e orientados de acordo com a direção regional preferencial, em torno de N30-40E (Prazeres Filho, 2005).

Formam, no geral, uma sequência intermediária-félsica, cálcio-alcalina de médio a alto-K, do tipo I de ambientes compressoriais de margens continentais ativas (Wernick et al., 1990; Gimenez Filho, 1993; Reis Neto, 1994; Gimenez Filho et al., 2000; Guimarães, 2000; Prazeres Filho, 2000 e Prazeres Filho et al., 2003).

Complexo Três Córregos: é representado por um batólito bem individualizado, de caráter tardi- a pós-tectônico, com alongamento na direção NE-SW e, composição litológica e textural, relativamente homogêneas (Fuck et al., 1967). É subdividido por Prazeres Filho (2005) em sete unidades graníticas: Paina, Apiaí-Guaçu, Santa Bárbara, Arrieiros-Cerro Azul, Conceição, São Sebastião e Barra do Chapéu-Ribeirão Branco.

Granito Barra do Chapéu: definido por Bistrichi et al. (1981) é parte do Complexo Granítico Três Córregos. Seu principal litotipo é um granito porfirítico róseo a cinza, com megacristais de feldspato alcalino róseo, ora isotrópico, ora foliado. Sua composição modal varia de sienogranítica a granodiorítica, com M igual a 15% representado por biotita e hornblenda. Cabe ainda destacar a presença de enclaves microgranulares máficos de composição diorítica em meio à unidade (possível evidência da fusão da crosta inferior).

O granito pertence à série calcioalcalina de alto potássio expandida (SiO_2 entre 60 a 70%) do tipo I e compreende rochas metaluminosas a fracamente peraluminosas (Prazeres Filho, 2005). Gimenez Filho et al. (2000) data o granito leucocrático foliado da borda do maciço em 610 ± 3 Ma obtida como idade de cristalização método U-Pb em zircões. Prazeres Filho (2005) obteve idades U-Pb (ID-TIMS, zircão) de 611 ± 1 Ma, 589 ± 4 Ma e 589 ± 4 Ma em monzogranito e quartzo-monzonito porfirítico.

Além desses, ocorrem também em geral na forma de stocks intrusivos, tanto nas rochas metassedimentares como nas rochas graníticas, granitoides que variam desde cálcio-alcalinos de alto-K a granitos de tipologia A, em ambientes tardi a pós-orogênico entre 590 a 560 Ma. (Gimenez Filho, 1993; Guimarães & Ulbrich, 1999; Guimarães, 2000; Prazeres Filho, 2000; Goraieb, 2001; Leite, 1993).

Granito Apiaí: consiste em um corpo de 68 km² de forma alongada com direção NE ao longo da Zona de Cisalhamento Quarenta-Oitava, a oeste da cidade de Apiaí. O litotipo predominante consiste em hornblenda-biotita granito maciço, porfirítico, com megacristais anédricos de feldspato potássico róseo, imersos em matriz cinza. Hackspacher et al. (2000, 2004) obtiveram idade U-Pb de 605 ± 3 Ma para a cristalização desse granito, que é interpretado como tardi-colisional.

Granito Itaoca:

Registro Geológico do Granito: A iniciativa pioneira de levantar geologicamente parte da área investigada deve-se a Melcher & Johnson (1956) e, posteriormente, a Melfi et al. (1965) e Melcher (1965), mais especificamente das mineralizações associadas aos metassedimentos que ocorrem lateralmente as rochas graníticas. Sendo que, trabalhos específicos sobre as rochas graníticas da região devem-se a Fuck et al. (1971).

O mapeamento geológico referente ao Projeto Ribeira foi executado pela PROTEC - Projetos Técnicos e Obras de Engenharia Ltda - para o Departamento Nacional da Produção Mineral. O seu principal objetivo consistiu na elaboração de seis cartas geológicas adjacentes (Apiaí, Capão Bonito, Cerro Azul, Eldorado, Guapiara e Itararé), em escala 1: 100.000. A carta geológica da Folha Apiaí foi publicada, na escala 1:200.000, por Melcher et al. (1971a); em Geologia da Folha de Apiaí, SP e PR.

Para o Granito Itaoca (Melcher et al., 1971a) define um corpo, de composição granítica a granodiorítica e textura variável de equigranular a porfirítica em ambiente pós-tectônico e que provocou metamorfismo de contato nos metassedimentos encaixantes, com a auréola estendendo-se por vários metros.

A síntese da evolução geológica da área correspondente ao Projeto Ribeira, que se encontra em Melcher et al. (1971b), denominado de “Geologia das Rochas Pré-cambrianas do Vale do Rio Ribeira de Iguape”. Dados geocronológicos, obtidos em rochas da região e, em áreas vizinhas, indicam o fim do pré-cambriano (650 Ma), como a época principal do metamorfismo das rochas do Grupo Açungui.

Os granitos exibem idades aparentes mais recentes. As mais representativas são as pertencentes aos granitos pós-tectônicos, de tendência alcalina, cujas idades atingem 530-540

elípticas e circulares e distinguindo duas suítes, designadas de Suíte Granitóide Itaoca e Suíte Granitóide Saltinho, caracterizadas na **Figura 10**. Nessa figura, observa-se que, o formato do corpo granítico foi mantido, a contribuição frente ao trabalho de Melcher et al. (1973) está na divisão de duas unidades no maciço. Na Suíte Granitóide Itaoca encontra-se agrupado os monzogranitos e quartzo monzonitos, que apresentam, quando são, coloração predominantemente esbranquiçada à cinza claro e que afloram nas porções central e leste do maciço. A Suíte Granitóide Saltinho é constituída por monzogranitos, quartzo monzonitos e quartzo sienitos de coloração dominante rósea, além de alasquitos restritos.

Mello et al. (1981) propõe, ainda, a ocorrência de litologias hornféisicas em toda a extensão lateral ao corpo granítico, que apresentam variações de largura de até 500 m e, internamente, na forma de enclaves de tamanhos centimétricos a centenas de metros de rochas metassedimentares encaixantes, denominadas de Suítes Termometamórficas (**Figura 11**).

Mello (1995), propõe para o Granito Itaoca a subdivisão faciológica em oito fácies magmáticas: a fácies cinza 1, 2 e 3 e as fácies Rósea 1, 2,3, 4 e 5. As Fácies Cinza 3 e a Fácies Rósea 5, com exposição restrita e balizada por falhas ou zonas de cisalhamento foram interpretadas como processos de alteração tardi a pós-magmáticos; e uma associação de fácies (as fácies Miloníticas), abrangente de tipos intrusivos deformados, aflorantes em toda a borda sul do batólito, desenvolvidos pela ação transcorrente do Lineamento Ribeira.

Na escala do mapeamento executado, no entanto, não se conseguiu a individualização das áreas de exposição das fácies intrusivas Cinza I e 2 e a Rósea 3 e 4, de modo a serem cartografadas conjuntamente, como associações faciológicas. Portanto ficou reconhecido em mapas as unidades Itaoca e Saltinho reconhecido por Mello et al. (1981) e Milonítica por Mello (1985), que correspondem aos domínios de granitóides cinzentos, róseos e miloníticos. A seguir o mapa geológico segundo Mello (1995) e Mello & Bittencourt (1998) (**Figura 12**) e a descrição simplificada dessas unidades definidas:

Unidade Itaoca: Essa unidade perfaz cerca de 70% da área do batólito, aflorando exclusivamente nas partes central e leste do maciço e é constituída por monzogranito, quartzo monzonito e quartzo sienito, de cor cinza a levemente amarronzada, estrutura maciça e, por vezes, sub-orientada. Importante a predominância de texturas porfirítica com grande variedade de megacristais com tamanhos variados de cristais de feldspato potássico.

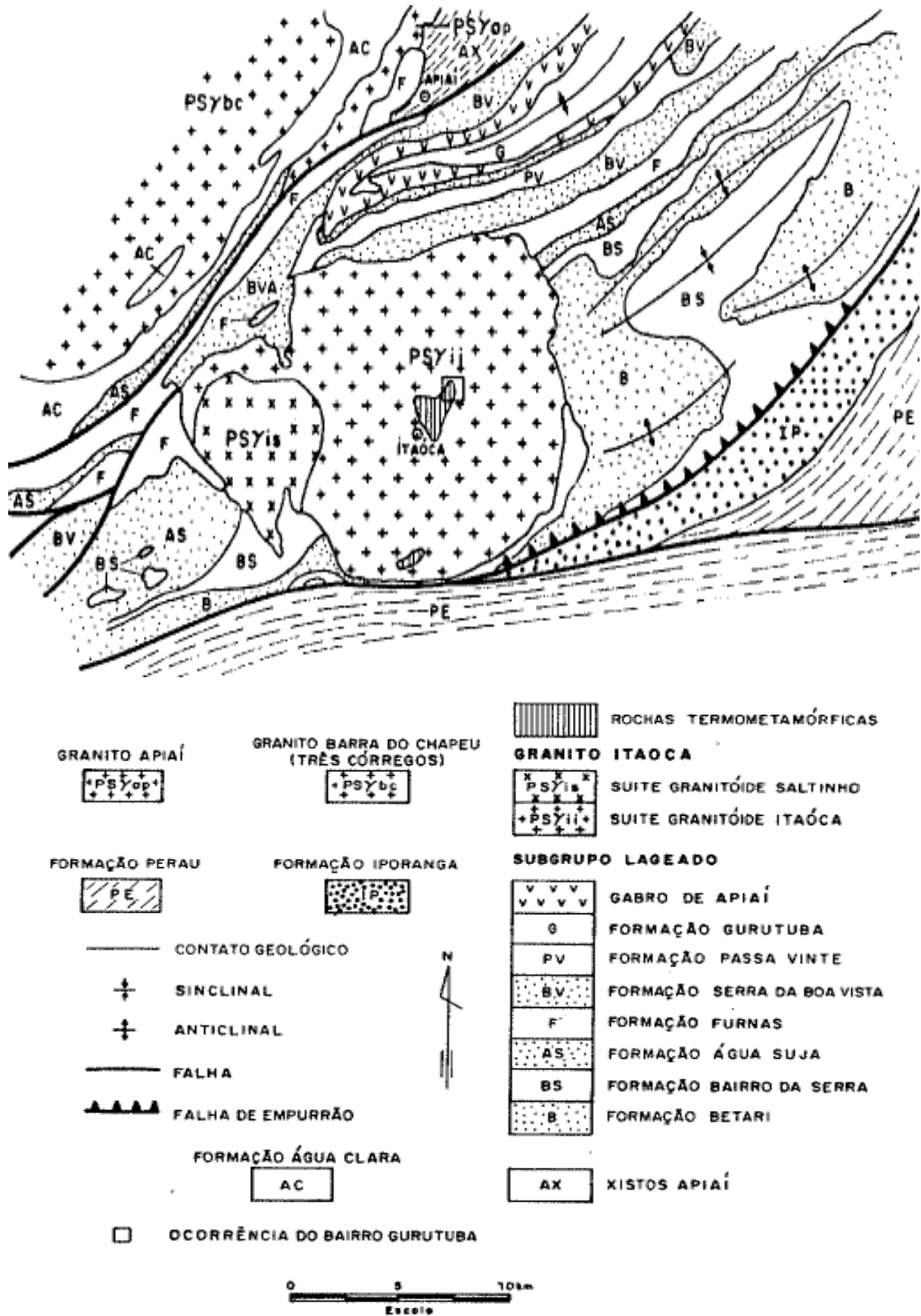
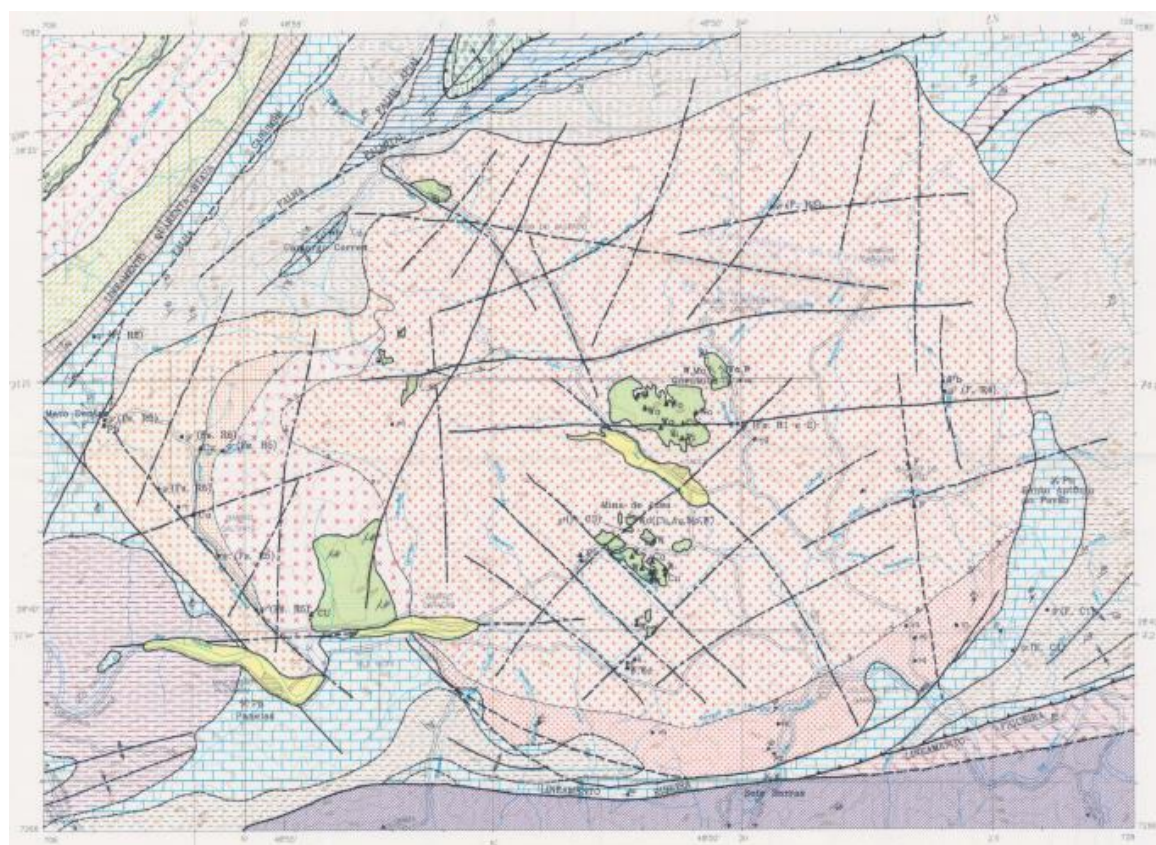


Figura 10 – Suítes intrusivas do Granito Itaoca e encaixantes (Mello et al., 1981).





Unidades litoestratigráficas

Cenozoico

Depósito aluvionar: aluvião, terraços atuais e subatuais

Mesoproterozoico a Neoproterozoico

Unidade Termometamórfica indiferenciada: hornfel pelítico, xisto mosqueado, quartzito, hornfel calciossilicatado, mármore e escarnito.

- Unidade Milonítica** Associação de fácies granitóide milonítica (Fs. M): hornblenda-biotita monzogranito, sienogranito, metamonzogranito, melamonzogranito cinzento ou róseo, milonítico a gnáissico-milonítico, porfíroides, com variações a tipo equigranular média a grossas.
- Unidade Saltinho** Associação das Fácies Rósea 3 (F. R3) Rósea 4 F. R4) com Rósea 1 subordinada: biotita-hornblenda-monzogranito róseo equigranular a inequigranular médio (F. R3), Hornblenda-biotita monzogranito e quartzo-monzonito hololeucocrático róseo esbranquiçado equigranular a inequigranular médio (F. R4).
- Unidade Itaoca** Fácies Rósea 2 (F. R2). Subordinadamente ocorrem fácies rósea 1, 3 e 4: biotita-hornblenda melaquartzomonzonito e melaquartzosienito róseo inequigranular, grosso a médio com variações porfíroides finas a médias (F. R2).
- Fácies Rósea 1 (F. R1): hornblenda-biotita melaquartzomonzonito róseo fino, inequigranular a porfíroide.
- Associação de Fácies Cinza 1 (F. C1), predominante, com a Fácies Cinza 2 (F. C2): hornblenda-biotita monzogranito, quartzomonzonito, melamonzogranito e melaquartzomonzonito cinzento porfíroide (megacristal cinzento de KF), médio (F. C1). Hornblenda-biotita melamonzogranito, melaquartzomonzonito e melaquartzosienito subordinado, porfíroide (megacristais róseos de KF), médios a grossos (F. C2).

Complexo Granitóide Três Córregos: rochas granitóides de composição e textura variadas, envolvendo litotipos do embasamento a granitóides pós-tectônicos.

Gabro de Apiaí: metagabro e metadiabásio.

Xisto de Apiaí: granada-quartzomicaxisto e quartzo-grafita-micaxisto com intercalação subordinada de rocha calciossilicatada e meta-arenito.

Formação Gorutuba: metassedimento rítmico, incluindo metassiltito, filito carbonático, mármore, filito calciossilicatado e meta-arenito.

Formação Passa Vinte: mármore bandado.

Formação Serra da Boa Vista: meta-arenito bandado, localmente micronglomerático com intercalações de filito e metassiltito.

Formação Bairro da Serra e Mina de Furnas: mármore e mármore margoso, localmente bandado, calcítico com intercalação de filitos e xistos carbonáticos, filito, metabasito e meta-arenito.

Formação Betari: quartzo micaxisto, meta-arenito e metaconglomerado.

Formação Iporanga: metassiltito, filito e ardósia com intercalação de meta-argilito, meta-arenito, meta-arcóseo e metaconglomerado polimítico de matriz arcoseana.

Formação Perau: filito e xisto fino, metassiltito, quartzito, filito grafítico, metarrilito, ardósia e metabasito. Subordinadamente ocorrem metavulcânica básica e ácida.

Formação Água Clara: rocha calciossilicatada, cálcio-xisto, mármore e intercalação subordinada de quartzito, xisto, metabasito, metaultramáfica, filito e paragneisse.

Figura 12 – Mapa Geológico do Maciço Itaoca segundo Mello (1995) e Mello & Bittencourt (1998).

Unidade Saltinho: constitui cerca de 20% da área do maciço, concentrando-se a oeste do batólito e compreende 3 fácies distintas, com grande variação litológica, contemplando rochas como biotita-hornblenda monzogranito, hornblenda-biotita-quartzo monzonito e quartzo sienito róseo. Possui característica marcante da coloração rosa apresentando texturas porfiríticas, inequigranulares ou equigranulares.

Unidade Milonítica: representa a Unidade Itaoca heterogeneamente deformada e milonitizada devido à proximidade da Zona de Cisalhamento Ribeira, na borda sul do plúton, agrupando grande variedade de tipos granitóides miloníticos, mais e menos deformados, que não foram diferenciados entre si.

Essa Unidade representa uma área inferior a 10% de parte do batólito e é composta por monzogranitos, quartzo monzonito foliados a gnáissicos, protomiloníticos a miloníticos. Esse conjunto de granitóides do Maciço Itaoca foi submetido a processos metassomáticos de feldspatização potássica e sódica, que se intensificam nas fácies mais evoluídas do batólito.

Petrografia: Apresenta textura porfirítica com megacristais de feldspato potássico (7-20 mm) idiomórficos a hipidiomórficos, cinzentos ou amarronzados, distribuídos em matriz de granulação média (3 a 6 mm), na qual se associam feldspatos, quartzo e minerais máficos.

A mineralogia essencial é composta por oligoclásio, feldspato alcalino e quartzo, minerais ferromagnesianos constituídos por biotita e hornblenda e, como minerais acessórios, ocorre apatita, titanita, allanita e zircão. Sericita, epidoto, clorita e carbonatos formam os produtos de alteração mais comuns (Mello, 1995).

A Unidade Saltinho inclui duas variações principais, sendo uma constituída por: biotita-hornblenda monzogranito róseo, equigranular a inequigranular médio e a outra por hornblenda-biotita monzogranito a quartzo-monzonito hololeucocrático, rosa-esbranquiçado, equigranular a inequigranular médio.

A estrutura é isotrópica a fracamente foliada, sendo que, localmente, raros megacristais de feldspato potássico (4-12 mm) destacam-se da matriz de granulação fina a média (1-6 mm), constituída por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico e máficos. A mineralogia é formada por quartzo, biotita, microclínio, oligoclásio, hornblenda e minerais acessórios, como titanita, magnetita, epidoto, clorita, apatita e zircão (Mello, 1995).

A primeira fácies compreende hornblenda-biotita-quartzo monzonito róseo a levemente esbranquiçado, fino, inequigranular a porfirítico (cristais maiores de feldspato potássico), isotrópico a suborientado. Alguns cristais de feldspato potássico alcançam até 8 mm de diâmetro. A composição mineralógica compreende quartzo, hornblenda, oligoclásio, microclínio, biotita e minerais acessórios como titanita, magnetita e hidróxidos de ferro.

A segunda consiste em biotita-hornblenda-quartzo monzonito a quartzo sienito róseo, isotrópico a suborientado, inequigranular, grosso a médio, com variações porfiríticas de granulação fina a média. Comumente, apresentam megacristais de feldspato potássico (5 a 10 mm) dispersos em matriz de granulação fina a média (2 a 5 mm), composta por plagioclásio, quartzo, biotita e hornblenda.

A mineralogia essencial é constituída por quartzo, microclínio, oligoclásio-albita, biotita e hornblenda. Além de allanita, titanita, magnetita e apatita (Mello, 1995).

A Fácies Milonítica ocorre na borda sul do plúton, na região de influência da Zona de Cisalhamento Ribeira e compreende monzogranito e quartzo-monzonito foliados a gnáissicos, protomiloníticos a miloníticos, de cor cinzenta a rósea, em geral com orientação preferencial de forma de megacristais de feldspato (8-20 mm).

A matriz apresenta estrutura foliada e granulação média a grossa. A mineralogia é constituída por oligoclásio e feldspato potássico, quartzo, hornblenda, biotita, titanita, apatita, epidoto e magnetita (Mello, 1995).

Metamorfismo: Segundo Landim et al. (1974) as bordas do corpo são afetadas pelas zonas de cisalhamento Figueira, Ribeira e Quarenta Oitava. A colocação do Granito Itaoca foi controlada pela deformação transpressiva regional, associada aos sistemas transcorrentes e dobramentos correlatos, sendo considerada como sin- a tardi-tectônica em relação ao episódio deformacional do Neoproterozoico (Ciclo Brasileiro).

Ens (1990), que, em seus estudos da área, priorizou os escarnitos, constata que os teto pendente da parte central do batólito foram inicialmente afetados por metamorfismo de contato de caráter isoquímico, em temperatura superior a 650 °C. Posteriormente, com a progressiva consolidação magmática e atingida a saturação em H₂O na massa ígnea, soluções aquosas iniciaram os processos metassomáticos responsáveis pela formação dos escarnitos e pelas paragêneses retrógradas (muscovita poiquiloblástica nos xistos mosqueados e nos hornfels e com tremolita e clinozoisita poiquiloblásticas nos mármore).

Na borda do maciço, o metamorfismo termal é denunciado pela textura mosqueada dada por poiquiloblastos de muscovita e/ou andaluzita em metapelitos, assim como, pela recristalização de metacalcários.

Ens (1990) sugere que os elementos introduzidos nos granada-piroxênio escarnitos foram essencialmente Fe, Mg e Si, simultaneamente com a contaminação dos granitóides em Ca e, que as reações minerais ocorreram a temperaturas próximas de 600°C, pressões da ordem de 2 kbar, fCO₂ > a 0,5 e condições inicialmente redutoras.

Posteriormente, sob menores temperaturas e empobrecidos em Fe, esse fluído residual,

enriquecido em Al e Si, atravessa o salina-escarnito e mármore, formando os grana da wollastonita escarnito, entre 550°C e 450°C, sob condições predominantemente oxidantes.

Tratando os aspectos estruturais que afetam o batólito granitóide, o mesmo é balizado pelos lineamentos Quarenta Oitava, a noroeste, e Ribeira, a sul, ambos de natureza predominantemente dúctil, são pertencentes às principais zonas de cisalhamento transcorrente regionais do final do Neoproterozoico (Campanha et al. 1994). Além disso, o maciço é cortado por zonas de cisalhamento dúcteis-rúpteis, de médio a alto ângulo, condicionantes da formação de cataclasitos e milonitos.

Na porção sul do maciço, tem-se uma deformação mais intensa, resultante da proximidade com o Lineamento Ribeira. Essa condição implica na determinação da Unidade Milonítica, resultante da movimentação transcorrente ao longo desta feição.

Salazar et al. (2008) também indica as deformações descritas na borda sul como associadas à zona de cisalhamento Ribeira. Em trabalhos de campo, foram reconhecidas estruturas que reforçam a hipótese da atuação da tectônica transcorrente durante a colocação do granito, enquanto a intrusão estava em estado plástico.

No contato sul do granito com os metassedimentos são observados alinhamentos de direção próxima a E-W, paralelos à direção da zona de cisalhamento Ribeira. A orientação variável entre N70E e E-W também é característica de enclaves, xenólitos e restos de teto. Na matriz do granito, esta orientação pode ser observada pela imbricação de fenocristais de feldspato alcalino e, pela ocorrência de uma foliação magmática insipiente, marcada pela orientação de minerais máficos.

Estas informações reforçam a interpretação de uma zona de milonitização na borda sul do Granito Itaoca, controlada pela zona de cisalhamento Ribeira. A deformação ocorreu enquanto o granito estava em estado plástico, permitindo a geração de estruturas de fluxo e a orientação dos restos de teto, mas com a manutenção de contatos interdigitados típicos da intrusão granítica.

A ascensão do granito pode ter sido condicionada pelas falhas de alto ângulo da zona de cisalhamento Ribeira, está atuando como zona de fraqueza para as injeções de magma, como proposto por Salazar et al. (2008).

Estruturas rúpteis paralelas à zona de cisalhamento foram interpretadas como resultantes de uma fase de reativação posterior, como descrito por Zanella et al. (2014).

Geoquímica: Os trabalhos iniciais envolvendo dados e interpretações geoquímicas de rocha deve-se a Gomes et al. (1975a, b); Wernick & Gomes (1974, 1977) e Wernick (1979). Boin et al. (1983) deve-se o primeiro trabalho geoquímico voltado as mineralizações de

minerais ferrosos, ou ainda quando da tentativa de ordenamento e classificação metalogenética dos granitóides desta região (Chiodi Filho et al., 1989).

Segundo Mello (1995) e Mello & Bittencourt (1998) os litotipos do Maciço Itaoca são rochas metaluminosas correlacionáveis à série cálcio-alcálica de alto potássio, de natureza tardi- a pós-orogênica, do tipo I Cordilherano.

A natureza do batólito e suas encaixantes, assim como a relação de contato entre as rochas ígneas e os metassedimentos, a distribuição das fácies intrusivas no maciço e os parâmetros físico-químicos de formação dos escarnitos da rocha ígnea permitem considerá-lo posicionado entre a epizona e mesozona crustais, dos 6 a 7 km de profundidade, e formado por várias injeções cogenéticas de granitóides e sienitoides, por ballooning, a partir de magma precursor gerado na base da crosta. Esta fusão original, essencialmente crustal, teria composição primordial diorítica e pode ter recebido contribuição mantélica, a considerar-se como indicativos, nesse sentido, alguns dos enclaves existentes na área.

Este maciço contém depósitos de wollastonita e scheelita powellita associados a skarns, localizados em sua porção central, formados durante os estágios de metassomatismo e hidrotermalismo (Mello & Bettencourt, 1998).

Geocronologia e Susceptibilidade Magnética: Dados geocronológicos em rocha total de granitóides da Unidade Saltinho, para a fácies Rósea 2, (Mello, 1995) forneceram uma idade Rb/Sr de 626 ± 27 Ma (R.I. = 0,710-0,711) considerada como aproximadamente a do Maciço Itaoca (**Tabela 3**).

Por outro lado, os dados geocronológicos das mineralizações de fluorita em filões da Zona de Cisalhamento do Pavão, permitem especular sobre a idade do evento cisalhante. A razão inicial média de 0,7114 dessas fluoritas (minerais sem Rb), pode ser considerada como a razão inicial dos isótopos do elemento no sistema mineralizado, e as razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos granitóides hidrotermalizados encaixantes, como as composições isotópicas atuais do sistema.

Isto permite calcular a idade da mineralização e do cisalhamento em 520 ± 30 Ma (Tassinari & Mello 1994). Isto é compatível com o intervalo de idades admitido para os eventos de transcorrência regionais e que teriam reajustado o sistema isotópico na passagem do Proterozoico ao Fanerozoico (**Tabela 3**).

Salazar et al. (2008) obtiveram idade U-Pb, SHRIMP em zircão de 623 ± 10 Ma para a Fácies Itaoca e que é interpretada como a idade de cristalização do plúton, na **Tabela 3**, pode ser analisado as diferentes respostas geocronológicas oriundas dos trabalhos realizados na área, da qual, tem-se a datação do Salazar como a mais recente. Em trabalho de suscetibilidade

magnética no Maciço Itaoca (**Figura 13C**) definiu-se a estrutura interna do maciço, determinada por anisotropia de suscetibilidade magnética ao longo de 65 sítios de amostragem (**Figura 13B**).

Tabela 3 – Datações isotópicas das rochas do Batólito Itaoca.

	Fácies Magmática	Idades U-Pb(Ma)	Rb-Sr (Ma)	Autor
Batólito Granitoide Itaoca	Unidade Itaoca Fácies Cinza 1		692 ± 27	Tassinari & Mello (1994)
	Fluorita em zona cisalhamento		520 ± 30	Tassinari & Mello 1994
	Unidade Saltinho Fácies Rósea 2		626 ± 27	Mello (1995)
	Unidade Itaoca Fácies Cinza 3		588 ± 51	Mello (1995)
	Fácies Itaoca	SHRIMP 623 ± 10		Salazar et al. (2008)

Segundo Salazar et al. (2008) a anisotropia de suscetibilidade magnética combinada com a orientação preferencial e da forma dos silicatos revelam uma petrotrama magmática, planar e subhorizontal no centro do batólito. As distintas orientações à trama primária (**Figura 13A**) registram principalmente os esforços de intrusão e colocação magmática e sugerem que o alojamento magmático do maciço granítico Itaoca esteve governado por esforços regionais transpressivos que afetaram o Grupo Lajeado.

A fábrica secundária é imposta pelas tramas miloníticas da deformação transcorrente do marco regional, afetando intensamente as bordas dos plútons e parecem relacionar-se com distintos momentos de cristalização no maciço (**Figura 13B**). O modelo de alojamento proposto combinado com o evento compressivo que gerou foliação, dobras e falhas reversas que compartimentaram o Grupo Lajeado, evoluiu para cisalhamentos transcorrentes destrais.

A mudança na orientação dos esforços, teria criado extensão local na junção entre as zonas de cisalhamento Ribeira e Quarenta Oitava que propiciaram a intrusão ígnea (**Figura 13C**).

Metalogênese: Os escarnitos estudados, segundo Ens (1990), ocorrem no interior e bordas de enclave além de possíveis teto pendentes metassedimentares que afloram na porção central do maciço. Pela ação térmica e emissão de fluídos aquosos do corpo magmático as rochas metassedimentares dos enclaves e das encaixantes originaram hornfels diversos.

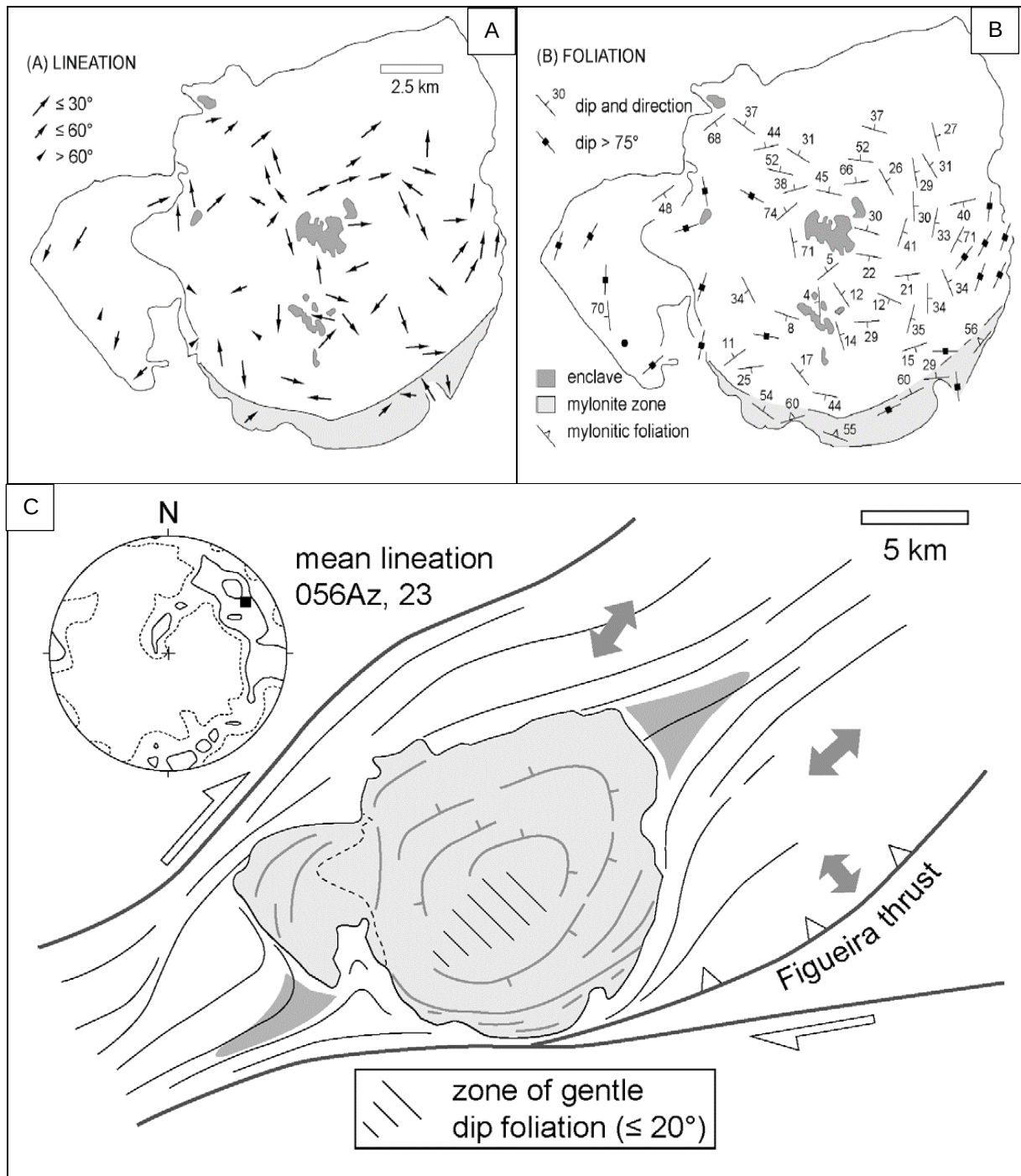


Figura 13 – Mapa de suscetibilidade magnética do Maciço Itaoca. A) Medidas de lineação. B) Medidas de Foliação. C) Modelo de alojamento. Modificado de Salazar et al. (2008).

Com isso, foram identificados na área dois tipos de escarnitos (Ens, 1990):

Os granada-sahlita escarnitos que ocorrem em zonas métricas ao longo do contato de mármore e as rochas granitóides constituído essencialmente de clinopiroxênio (salita-ferrosalita), com bandas e veios granatíferos (grossulária-andradita). Fases minerais tardias (epidoto, calcita, albita) ocorrem substituindo principalmente as granadas.

Os granada-wollastonita escarnitos desenvolvem como espessos pacotes entre os mármore e hornfels pelíticos e são constituídos por grossulária, wollastonita e diopsídio.

Localmente a granada encontra-se bastante vesuvianitizada. O metamorfismo de contato atingiu temperaturas superiores a 650 C° e pressão em torno de 2 kbar.

Segundo, Mello et al. (1981), Mello & Silva (1984), Mello et al (1985) e Mello & Bittencourt (1998), no interior do maciço há mineralizações diversas, desde disseminações pontuais de sulfetos a depósitos cubados de wollastonita e scheelita. Veios de quartzo em fraturas de vários pontos das zonas de cisalhamento que cortam o batólito contém, em geral, disseminações localizadas de pirita, pirrotita, calcopirita, molibdenita e galena, associadas ou não. Há, no entanto, alguns filões constituídos por brechas com turmalina na Unidade Saltinho que possuem calcopirita e pirita.

Internamente, em uma zona de cisalhamento situada na área central do batólito, ocorrem blastomilonitos com calcopirita, bornita e pirita, em disseminações e níveis maciços. Já na zona de cisalhamento do Bairro Pavão, a leste do maciço, ocorrem mineralizações de fluorita em milonitos, veios de quartzo e bolsões de *greisen*.

A mineralização é, em geral, constituída de fluorita roxa, amarela ou branca, disseminada. Os greisens podem, localmente, conter agregados centimétricos a decimétricos maciços com mais de 80% de fluorita roxa.

As mineralizações mais significativas em granitóides não milonitizados ocorrem apenas na Fácies Cinza 3 e compreendem disseminações na rocha ou filmes em fraturas contendo pirita, calcopirita, molibdenita, pirrotita, marcassita e covelita.

Já as ocorrências minerais nos escarnitos do maciço Itaoca são, normalmente, representadas por wollastonita, scheelita-powellita e molibdenita. Em apenas uma ocorrência observa-se a associação com mineralizações de cobre e ouro.

Formação Iporanga: A Formação Iporanga (Leonardos, 1934) ocorre como uma faixa estreita e alongada a noroeste da Zona de Cisalhamento Figueira, assentando-se sobre a Formação Ribeirão das Pedras com uma discordância erosiva. Ela é constituída predominantemente por metarritimitos que consistem na intercalação de metassiltitos, podendo ocorrer a presença de metarenitos arcossianos e sericitizados.

Cabe citar ainda a ocorrência de camadas de metaconglomerados polimíticos, além de metavulcânicas e metavulcanoclásticas de espessura métrica. Campanha et al. (2008) obtiveram idade de U-Pb SHRIMP de 579 ± 34 Ma em zircões das rochas vulcânicas. Cristais de zircão extraídos de seixos de granito da brecha polimítica basal da unidade indicam 593 ± 15 Ma (U-Pb SHRIMP) como idade máxima para sedimentação dessa unidade. As rochas supracrustais do Supergrupo Açungui são intrudidas por diversos corpos magmáticos neoproterozoicos. A maioria das intrusões está relacionada a um magmatismo ácido, essencialmente Ediacarano

com dimensões e formas variadas (stocks, diques e batólitos). No entanto, existe também a ocorrência de uma intrusão de carácter básico representada pelo Gabro Apiaí. A seguir são descritos os principais corpos magmáticos presentes na área de estudo.

3.1.1.1.3 Unidades litológicas – Fanerozoico

Magmatismo Mesozoico: é composto essencialmente por diques de diabásio, diabásio porfirítico e lamprófiro, com ocorrência de stocks de gabros alcalinos, distribuindo-se de forma esparsa pela região em estudo e cortando praticamente todas as unidades (Faleiros, 2012). Os diques de diabásio são caracterizados por sua forma tabular com orientações NW/NNW e NE/ENE, apresentando mergulhos subverticais.

O corpo mais expressivo da área é o Dique de Betari, associado a um lineamento NW, que condiciona os vales retilíneos dos rios Pedra Branca, Betari e das Pedras (Campanha, 1991). Os diques de lamprófiros são menos abundantes que os de diabásio, mas ocorrem na região como corpos tabulares de espessuras decimétricas compostos por rochas negras com textura porfirítica.

Sedimentação Cenozoica: É representada basicamente pela Formação Pariquera-Açu e por depósitos aluvionares.

Formação Pariquera-Açu (Bigarella & Mousinho, 1965): compreende depósitos fanglomeráticos de leques aluviais coalescentes, que gradam lateralmente para depósitos de planície fluvial meandrante e de lagos.

Segundo Melo (1990), a Formação Pariquera-Açu está associada à reativação de falhas normais relacionadas ao alinhamento de Guapiara, sugerindo atividade tectônica sinsedimentar de idade miocênica variando de ortoconglomerado a areia, argila laminada e argila

Depósitos Aluvionares: os leques aluviais são constituídos por lentes de paraconglomerado, lamito e ortoconglomerado e arenito com estratificação cruzada tabular.

A planície de inundação é caracterizada por depósitos variando de ortoconglomerado a areia, argila laminada e argila. Os depósitos lacustres são constituídos por argila e argila siltosa com intercalações arenosas subordinadas (Melo, 1990).

3.1.1.1.4 Estruturas regionais

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 a essa direção e conferem às unidades, uma morfologia, em mapa, alongada do

mesmo modo (Campanha, 1991). Esta estruturação está inserida em um sistema de cavalgamento e transcorrência, cuja disposição das unidades e das Zonas de Cisalhamento estão preferencialmente alongadas na direção NE-SW (Fiori, 1990).

A região de Apiaí é interpretada como uma área polideformada por diferentes eventos do Ciclo Brasileiro (Neoproterozoico a início do Paleozoico). Segundo Fiori (1992), é possível entender as diferentes fases a partir de seu agrupamento em três sistemas de deformação principais: o Sistema de Cavalgamento Açungui, mais antigo; o Sistema de Dobramento Apiaí; e o Sistema de Transcorrência Lancinha, podendo os dois últimos estarem geneticamente relacionados. O Sistema de Cavalgamento Açungui é responsável por grande variedade de estruturas, tais como falhas de cavalgamento, dobras D1, planos de foliação S1 e lineações. Ao todo, ocorrem 16 falhas de cavalgamento na região, relacionadas a dois eventos dentro desse sistema: evento principal, com sentido de deslocamento NW para SE; e de retrocavalgamento cujo sentido de movimentação é de SE para NW.

Tais falhas cortaram a coluna estratigráfica original em fatias e, após transportá-las à distância, empilharam-nas uma sobre as outras segundo o modelo de duplex. A foliação S1 ocorre paralela ou acamamento sedimentar (S0) e aos principais cavalgamentos. A S2 ocorre associada a S1, formando ângulos geralmente entre 15 e 20°, também de cavalgamento.

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 o empilhamento tectônico (Campanha, 1991).

Gimenez Filho (1993) reconhecem três fases deformacionais com superposições de eventos tectônicos. A primeira fase, também denominado de D1, é representada pela xistosidade relacionada ao evento transposicional.

Já a segunda fase D2, por sua vez, está relacionada ao um evento mais dúctil com formação de dobras de traço axial norte-noroeste, com foliações de baixo ângulo, a qual é sobreposta pela terceira e última fase D3, de traço axial leste-oeste e alto mergulho das foliações.

O Sistema de Dobramento Apiaí é caracterizado pelo dobramento das estruturas geradas no Sistema de Cavalgamento Açungui (SCA). As dobras formadas têm dimensões variadas, apresentando eixos sub-horizontais, com caimentos ora para sudoeste, ora para nordeste (a depender da formação onde se desenvolvem). Seu plano axial é subvertical, existindo uma foliação S3 paralela a ele.

As principais estruturas desse sistema são as Antiformas do Setuva, Cerne, Caetê, Betara e Brejal, e as sinformas de Almirante Tamandaré, Rio Abaixo, Vuturuvu e Santa Rita (Fiori,

1992).

O Sistema de Transcorrência Lancinha corresponde ao terceiro evento deformacional, sendo responsável pelos principais lineamentos na área. Ele é representado pelas Falhas da Lancinha e de Morro Agudo, que subdividem a região estudada em três blocos tectônicos, cada um com uma organização estrutural e estratigráfica distinta.

Importante citar o aparecimento de falhas sin e antitéticas, sendo as primeiras com sentido de movimentação dextral, e as últimas, caracterizadas por faixas de concentração de clivagem de fratura direcionada para NW, evidenciam sentido de movimentação sinistral. Como consequência deste terceiro evento, os empilhamentos tectônicos anteriormente formados, foram truncados e deslocados, justapondo-se conjuntos litológicos distintos e originalmente situados a grandes distâncias (Fiori, 1990). Dentro do Supergrupo Açungui, Campanha (1991), posiciona estas rochas estão em megaestruturas anticlinais e sinclinais abertas com eixos sub-horizontais para NE.

4 UNIDADES LITOLÓGICAS

A configuração estratigráfica e tectônica da área de estudo, de modo geral, as unidades e as feições estruturais neoproterozoicas, seguem um padrão estrutural regional, cujo principal *trend* se associa à orientação NE-SW e que são interrompidas ou contornam a área do Batólito Granitoide Itaoca.

As unidades litológicas metassedimentares regionais e ígneas da área constituem domínios litológicos distintos e a organização da sequência metassedimentar teve como base a distribuição litoestratigráfica proposta por Campanha et al. (1985, 1986) e Faleiros et al. (2012), se encontram na **Figura 14** enquanto as unidades litológicas presentes na área de estudo (**Figura 15**), ou no **Apêndice 1 – Mapa Geológico**.

A unidade mais antiga, meso a Neoproterozoico, é representada por rochas metassedimentares de baixo grau metamórfico correlacionadas ao Super Grupo Açungui. Portanto, destacam às rochas metassedimentares do Grupo Votuverava, Formação Água Clara e pela sequência Grupo Lajeado, seguidos das rochas ígneas básicas do Gabro Apiaí e as rochas granitoides do Batólito Itaoca.

No domínio das rochas encaixantes metassedimentares, serão descritos de uma maneira geral, as rochas que se encontram em contato com o Batólito Itaoca e, portanto, restringido às rochas metassedimentares do Grupo Lajeado, sendo que rochas metassedimentares do Grupo Votuverava ocorrem no extremo SE e a Formação Água Clara no extremo NW do mapa geológico.

Era Grupo	Formação	Unidade	Descrição Simplificada
Neoproterozoico	Unidade Termo-metamórfica indiferenciada	MPIh	Hornfels pelíticos, xistos, quartzitos, hornfels básicos (anfibolitos e metagabros), hornfels calcossilicatados, mármore e escarnitos.
	Granito Itaoca	Np3y2lia	Biotita-hornblenda monzogranito com titanita, allanita e apatita cálcio-alcálico, tipo I Cordilheriano, com textura porfírica marcada por fenocristais de FK róseos a cinzentos em matriz fina à média cinzenta
Mesoproterozoico Supergrupo Açungui Grupo Lajeado	Fm. Passa Vinte	MPpv	Marmore calcítico de tonalidade cinza escura, maciço a bandado muito deformado; sequência metas-sedimentar composta pela intercalação de meta-calcário e metassilito; Rochas calciossilicáticas bandadas
	Fm. Serra da Boa Vista	MPbv	Metarritmito composto por quartzito e xisto, contendo quartzo, muscovita, biotita, turmalina e andaluzita pontual. Caracteriza uma sequência metapsamo-pelítica com metamorfismo de contato.
	Fm. Mármore de Apiaí	MPma	Mármore calcíticos de tonalidade cinza escura à esverdeada com estrutura bandada e deformação bem marcada
	Fm. Mina de de Furnas	MPmf	Metacalcarenito com estratificações cruzadas, metacalclutito calcítico e metabrecha carbonática
	Fm. Água Suja	MPas	Ardósia e filito (metassilito e metargilito) com estratificações cruzadas, metacalclutito calcítico, metabrecha carbonática.
	Fm. Bairro da Serra	MPbs	Metacalcarenito com estratificações cruzadas, metacalclutito calcítico, metabrecha carbonática.
	Fm. Betari	MPb	sericita xisto, quartzo-sericita xisto, clorita-sericita xisto, sericita-quartzo xisto. Ardósia e filito (metassilito; metargilito rítmicos gradando para metarenitos.

Figura 14 – Litoestratigrafia das diferentes unidades mapeadas na área de estudo.

O Grupo Lajeado é representado, na área, por uma gama de rochas diversificadas, como mármore, rochas calciossilicatadas, filitos, xistos, quartzitos e metabasitos, visto a partir das formações em contato com as rochas ígneas: Betari, Bairro da Serra, Água Suja, Mina de Furnas, Serra da Boa Vista, Mármore Apiaí e Passa Vinte, além da Gorotuba restrita a norte do corpo ígneo (**Figura 15**).

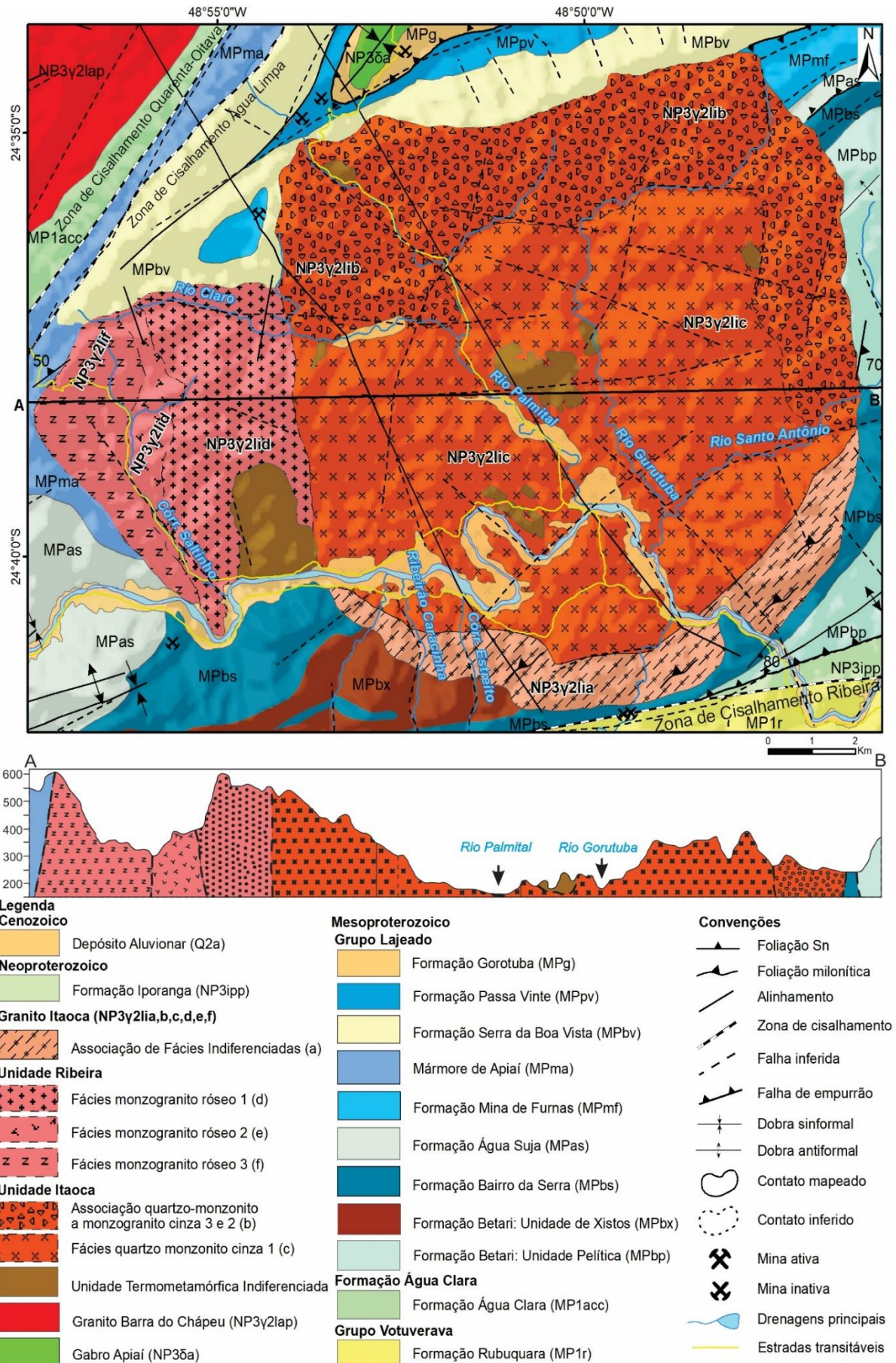


Figura 15 – Mapa geológico simplificado da região do Batólito Itaoca na escala 1:100.000.

Além destas unidades foram observados no mapa geológico o Gabro Apiaí e o Granito Apiaí, ambos de idade Neoproterozoica, ocorrendo no extremo NW e, ainda, de maneira menos significativa, ocorrem intrusões máficas a ultramáficas, relacionadas as intrusões do Arco de Ponta Grossa, como diabásios, lamprófiros e os depósitos aluvionares de idade Cenozoica.

As rochas graníticas neoproterozoicas identificadas do Batólito Granito Itaoca encontram-se descritas e correlacionadas aos termos descritos por Mello (1995), representam o principal escopo dos estudos e das descrições desenvolvidas nesta pesquisa.

A sua associação com as rochas do metamorfismo de contato correlacionadas ao batólito, os hornfels de composição metassedimentares e escarnitos mineralizados são resultados da associação de processos metassomáticos de contato e teto pendentes vinculados a cúpula da intrusão granítica.

Ainda, tem-se as resultantes das atenuantes do metamorfismo dinâmico, são os milonitos e cataclasitos, associadas principalmente as bordas das rochas do batólito e definido a partir da junção entre as zonas de cisalhamento Quarenta Oitava, no contato norte e, Ribeira e Figueira, no contato sul.

As principais feições de deformação são vistas associadas à Zona de Cisalhamento Ribeira, reforçando a hipótese da atuação da tectônica transcorrente durante a colocação das rochas graníticas do batólito, enquanto a intrusão estava em estado plástico.

A deformação mais penetrativa é vista nas rochas metassedimentares, alinhadas de direção próxima a E-W a NE-SW, paralelos à direção da zona de cisalhamento Ribeira.

A região que envolve o Granito Itaoca apresenta diferentes feições geomorfológicas, tendo em vista que não existe uma paisagem granítica padrão. Os padrões de drenagem, forma das encostas, rugosidade entre outros, apresentam certa variância, típicas desse tipo de terreno.

4.1 Grupo Lajeado

No contexto das rochas encaixantes, antigos trabalhos realizados pelo JICA (1981, 1982, 1983) classificam-nas como inseridas no Subgrupo Lajeado (Campanha et al., 1985, 1986) e Grupo Lajeado (Faleiros; 2012). São, assim, reconhecidas em campo as formações Betari, Furnas, Bairro da Serra, e Serra da Boa Vista, discutidas no presente capítulo a partir de análises macroscópicas e descrição de lâminas delgadas.

4.1.1 Formação Betari

Representando a formação basal do Grupo Lajeado é identificado em contato com porções da Formação Furnas nos arredores do Granito Itaoca e subdividida por Campanha et al (1985, 1986) em dois membros, superior e inferior (*Figuras 16*).

Destaca-se na área a porção superior, representada por afloramento, encontrado em borda de estrada, de filito/xisto, micáceo, com xistosidade, que se assemelha a uma clivagem de crenulação.

Apresenta fenocristais de andaluzita, concordantes à foliação principal, resultantes do metamorfismo de contato ocorrido durante a intrusão do Granito Itaoca. Petrograficamente, a rocha apresenta textura holocristalina, inequigranular, lepidoporfiroblastica, com fenoblastos de andaluzita e clivagens de crenulação de biotita, grafita e muscovita fina associadas.



Figura 16 – Afloramento de rocha da Formação Betari. **a)** Rocha xistosa e foliada (N08E/75SE). **b)** Xistosidade, na qual apresenta semelhança à uma clivagem espaçada de crenulação.

4.1.2 Formação Bairro da Serra

Unidade de natureza carbonática foi observada no contato oeste do granito Itaoca na estrada que une Itaoca a Ribeira. Caracterizada por suas feições cársticas, grandes dolinas, cavernas (a ex. caverna Santana), drenagem superficial e errática e contatos geológicos extremamente nítidos.

Em geral é representada por mármore finos, cinza-escuros a médios, homogêneos, por

vezes bandados decimétricos a centimétrico. A rocha apresenta coloração cinza-escuro azulada, bandas centimétricas e foliações de empurrão de direção NE e baixo ângulo, conforme a foliação principal regional, e dobras parasíticas locais (**Figuras 17**).

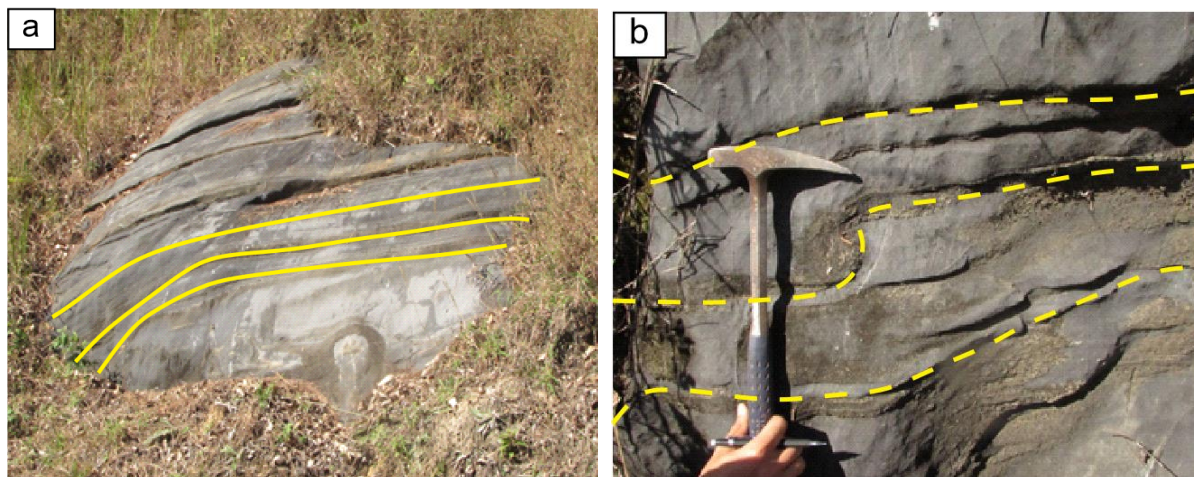


Figura 17 – Afloramento de Mármore. **a)** Rocha bandada (sinalizado em amarelo), levemente arqueada, com bandas centimétricas, representando alternância de camadas de coloração cinza mais escuras e mais claras. **b)** Mesma rocha com foliação ressaltada, apresenta dobras parasíticas bem marcadas (sinalizadas em amarelo) e camadas centimétricas de bandas calcíticas.

4.1.3 Formação Água Suja

A Formação Água Suja é composta por metarritmitos cinzentos alternados a camadas centimétricas de metassiltitos, metargilito e em menor ocorrência, camadas centimétricas de metarenitos muito finos e filitos cinza escuros, bandados, com tonalidade amarelada quando submetidas a maiores reações intempéricas.

4.1.4 Formação Mina de Furnas

A Formação Minas de Furnas foi observada nos entornos do plúton granítico, mais especificamente nos interiores da Mineradora *Intercement*, que explora mármore calcítico para a fabricação de cimento e, que possibilitou uma visita guiada a mina.

Campanha (1991) descreve a formação como próxima da Formação Bairro da Serra, com um nível de intercalações de filito e mármore, que a diferenciam, localizado próximo da antiga Mina de Furnas (Pb, Ag).

Na mina, foi possível observar o contato dos carbonatos desta formação com o granito Itaoca, além de pegmatitos, com concentração aluminosa (provavelmente absorvido das encaixantes) do granito no mármore e, o contato do mármore com quartzitos da Formação Serra da Boa Vista (**Figura 18.c**).

Localmente, na pedreira, foi possível observar estruturas singulares, como grandes concentrações calcíticas, semelhantes a cataclasitos no meio do mármore, se tratando

provavelmente de um metamorfismo hidráulico (**Figuras 18**).



Figura 18 – Mármore, pegmatitos e quartzitos da Pedreira Intercement. **a)** Mármore calcítico de alta pureza, anisotrópico com veios calcíticos de tonalidade esbranquiçada penetrando a rocha. **b)** Mármore calcítico com foliação S_n paralela ao bandamento parcialmente preservada com camada calcítica esbranquiçada paralela à essa foliação. **c)** Detalhe do pegmatito com mineral de turmalina, caulinita e micas em meio a material intemperizado.

4.1.5 Formação Serra da Boa Vista

Na área é caracterizada por representar a região de maior altitude topográfica, sendo facilmente identificado por fotografia aérea. Campanha (1991) descreve a unidade como metarenitos de granulação variada, desde muito fina a muito grossa, ocorrendo em níveis locais porções conglomeráticas. Níveis de deformação metamórfica com alternância de quartzito xistos a quartzito milonitos são descritos.

No Contato com o Granito Itaoca são observados quartzo-mica hornfels, devido ao metamorfismo de contato da encaixante com a rocha ígnea. Aflora na região de estudo nas cotas 340 até 700 metros, na porção norte, sendo que na porção próxima do plúton Itaoca chega até a cota de 1080 metros, com uma alta declividade. Esta Formação apresenta intercalações de camadas de quartzitos e xistos métricas, porém podem apresentar-se centimétricas localmente (*Figura 20*).

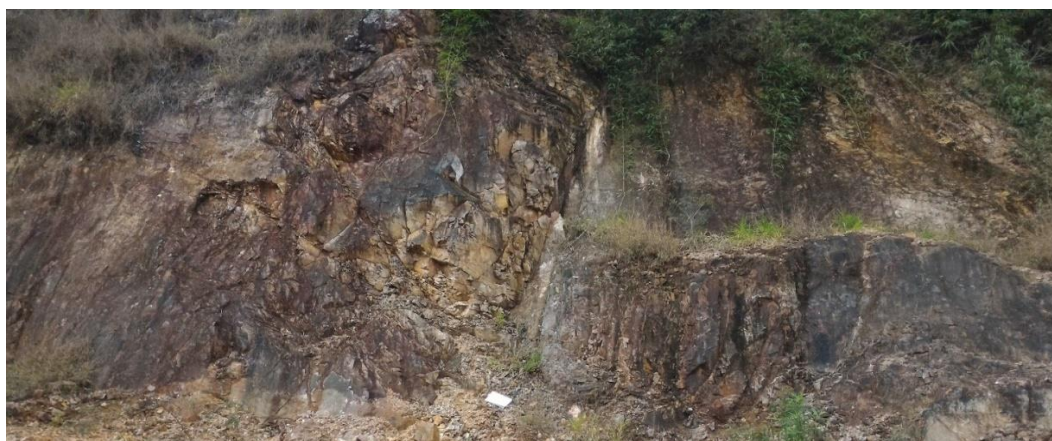


Figura 19 – Afloramento quartzitos em corte de estrada da Formação Serra da Boa Vista e xistos bastante fraturados.

Os afloramentos descritos desta formação apresentam um grau de intemperismo médio nas porções xistosas e baixo nas quartzosas, com coloração creme amarelado, encontrados em barrancos da serra e afloramentos de leito de estrada. A composição modal estimada é quartzo (50%), muscovita (30%), biotita (15%) e sericita acicular (5%).

É descrita como sendo uma biotita-muscovita-quartzo xisto com sericita. Nota-se a presença de sombras de pressão nos grãos de quartzo marcadas por muscovitas placóides.

O quartzito ocorre bastante fraturado e compacto, é uma rocha anisotrópica e possui sua mineralogia principal representada por quartzo (> 90%), muscovita (10%), biotita (<1%) e opacos (<1%). Possui uma textura granolepidoblástica, com pouca recrystalização e é bastante fraturado.

O quartzo apresenta extinção ondulante e a sericita é placóide. Apresenta xistosidade marcada pela orientação das micas. O quartzo apresenta-se pouco recrystalizado e bastante fraturado, os contatos entre os cristais são retilíneos a serrilhados, e a textura lepidogranoblástica.

4.1.6 Formação Mármore de Apiaí

A unidade Mármore Apiaí apresenta-se associada a regiões de morros com topos arredondados e encostas côncavas e, é composto por uma camada superficial de alteração de

cor marrom escura, a mesma cor do solo associado ao litotipo. A unidade é representada na área por mármore calcítico de coloração cinza escura levemente esverdeada, isotrópico, composto principalmente por finos cristais de calcita, associados a quartzo, tremolita e possivelmente clorita devido a sua cor esverdeada (*Figuras 20a, b*).

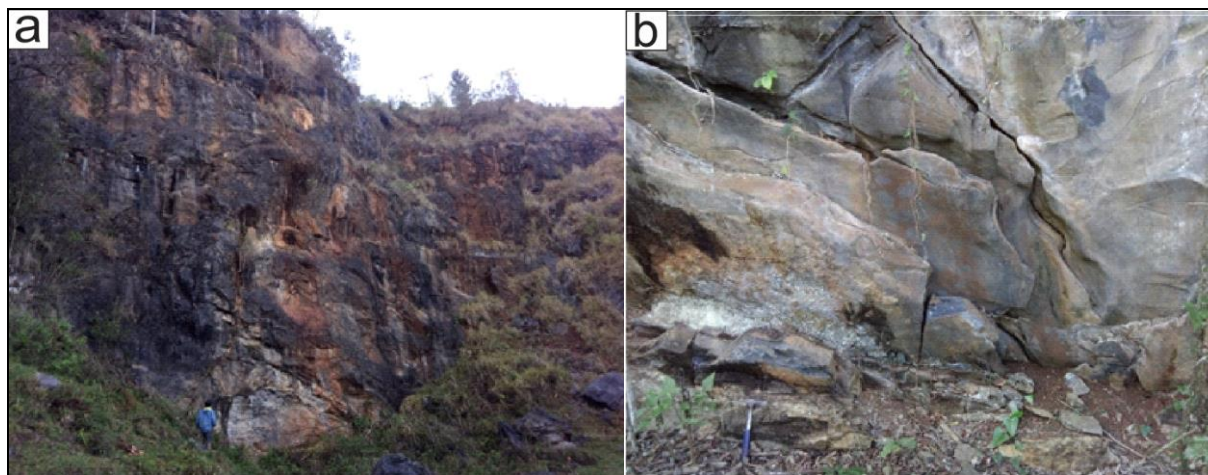


Figura 20 – a e b) Pedreira abandonada e afloramento do Mármore Apiaí.

Em certos casos, é possível notar que o litotipo apresenta um bandamento composicional, marcado pela intercalação de bandas claras e bandas cinza esverdeadas a azuladas. Tal bandamento apresentava-se muitas vezes deformado, gerando dobras de escalas centimétricas, com planos axiais subverticais.

4.1.7 Formação Passa Vinte

A Formação Passa Vinte está associada a regiões de encostas, retilíneas a convexas e nos vales dos principais rios da área, tanto encaixados como mais abertos, ocorrendo em amplitudes topográficas de aproximadamente 440m, entre as cotas de 280 e 720m e é representada na área principalmente por dois grupos principais de litotipos, com variações internas: mármore e rocha calciossilicáticas.

A unidade composta por mármore é predominante em relação à de calciossilicáticas. É possível identificar diversas formas de ocorrência da rocha em questão. Dentre elas, observou-se mármore calcítico de coloração cinza escura a esverdeada exibindo uma estrutura maciça a bandada.

Macroscopicamente, certas ocorrências apresentam um bandamento não muito bem definido e muitas vezes transicional. Nesses casos, ocorre a intercalação de bandas muito finas, com tonalidades homogêneas, variando em tons de cinza (escuro, amarelado, esverdeado, etc). Tais rochas apresentam uma composição mais carbonática de maneira geral, com um discreto bandamento que intercala porções com minerais calciossilicáticos e minerais carbonáticos.

Algumas amostras, porém, evidenciam o bandamento de forma nítida, definido pela

intercalação de bandas centimétricas mais escuras (cinza escuro esverdeado) a mais claras (cinza médio).

Tais litotipos podem ser considerados metacalcários mais impuros. Em alguns casos, as porções de coloração esverdeada exibem uma estrutura foliada (clivagem ardosiada). Por esse motivo, infere-se que em certos níveis, as bandas mais escuras se apresentam predominantemente compostas por minerais silicáticos com textura lepidogranoblástica (clorita, biotita, epidoto, quartzo), compondo sequências metassedimentares que alternam metacalcários com metassiltitos (**Figuras 21 a, b**).

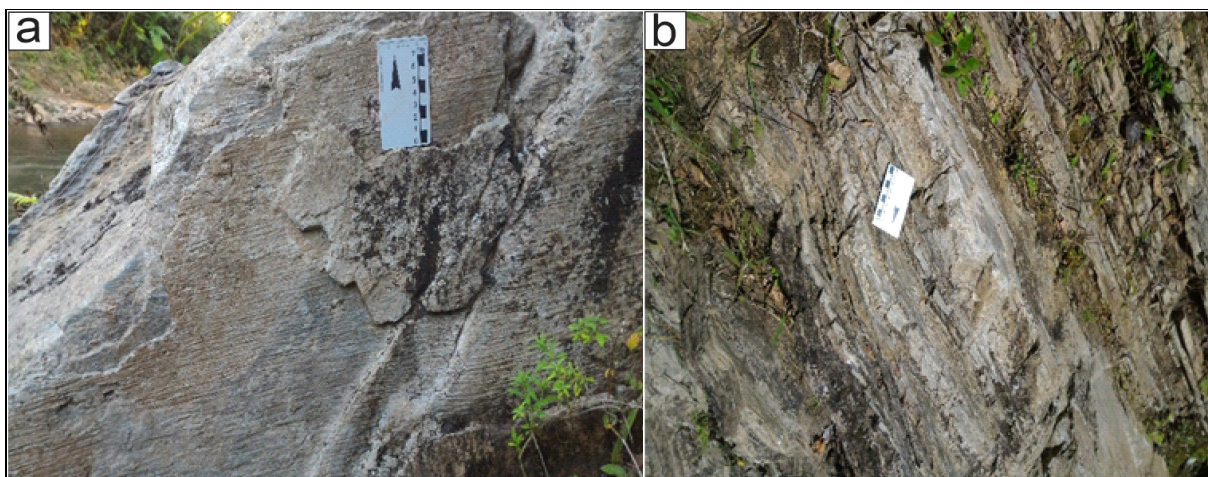


Figura 21 – Afloramento de metacalcários e, b) rochas cálcio-silicáticas apresentando variações composicionais definidas a partir de um bandamento composicional.

Importante citar que o metacalcário, descrito frequentemente, se encontra deformado de maneira intensa, definido por padrões de dobramentos complexos, crenulações e dobras parasíticas sobre o bandamento composicional dos litotipos.

4.2 Unidade Magmática

4.2.1 Granito Itaoca

As rochas neoproterozoicas do Batólito Granitoide Itaoca dispõem-se na forma de um corpo elipsoidal a levemente alongada a direção geral NE-SW, paralela à direção das principais zonas de cisalhamento, intrusivo a epizonais em terrenos pré-cambrianos que afloram no sul do estado de São Paulo e NE do estado do Paraná.

4.2.1.1 Contexto Geomorfológico

As rochas dispõem-se em uma área superior a 200 Km² e o relevo associado a essa unidade é marcado por elevadas amplitudes e média a altas declividades, com topos de morros arredondados a angulosos e alinhados, além de vales predominantemente fechados, com drenagens encaixadas, e vertentes, em geral, côncavas (**Figura 22**).

A região central do corpo é caracterizada por uma área arrasada e topograficamente rebaixada, mas se individualizado, localmente, áreas acidentadas e íngremes favorecem a formação de áreas mais dissecadas e erodidas com inúmeras exposições das litologias do maciço na forma de grandes matacões e lajedos, parcialmente encobertos.

O batólito apresenta geomorfologicamente aspectos variados com relevo que varia de topos de morros escarpados, próximo aos 1000 metros de altitude, principalmente no contato com as rochas encaixantes, a planícies de inundação do Rio Ribeira de Iguape, a 140 metros do nível do mar. Afloramentos de blocos encontra-se distribuído intensamente ao longo de drenagens, principalmente ao longo do curso do Córrego Guarda-Mão, afluente do Rio Ribeira.

Geomorfologicamente, os terrenos graníticos exibem uma morfologia distinta, sendo comumente formados através do intemperismo seletivo, tanto na subsuperfície quanto na superfície topográfica, seguido pela remoção dos materiais soltos da desintegração da rocha.

Dessa forma, a rocha granítica se torna muito dependente de feições estruturais, como falhas, que agem como grandes facilitadores para os processos intempéricos e erosivos, contribuindo na formação de grandes vales e evolução da forma topográfica.

Assim, pode-se distinguir, em meio a essa variedade de padrões de relevo características predominantes de caráter macro, como os grandes vales, condicionados pelos falhamentos e feições relacionadas ao resfriamento do granito, como as diaclases.

Ainda, é destoante, na área, a diferença topográfica que envolve as bordas da intrusão ígnea e sua região central, com um desnível que atinge cerca de 700 metros de sua porção mais elevada até a mais baixa. Esta feição é observada nas fotos panorâmicas das **figuras 22a, b**, aflorando grandes escarpas de rocha exposta encobertas parcialmente por matas reliquias (**Figuras 23a, b, c**).

Ao que indica, esse padrão elevado se deve ao soerguimento na colocação das rochas ígneas e a maior resistência imposta pelo metamorfismo de contato ocasionando a recristalização das rochas, durante a intrusão granítica às rochas encaixantes.

Como caráter micro, dentro da área do granito, ocorrem diversas feições geomorfológicas, representadas, principalmente, por estruturas como caos de blocos.

A parte central do corpo, por consistir em área arrasada apresenta afloramentos na forma de morros de matacões (**Figura 23d**), de lajedos e matacões isolados (**Figura 23e**).

A feição geomorfológica de caos de blocos é produto da desnudação seletiva de um manto de intemperismo, não tendo relação com a desintegração mecânica de afloramentos rochosos e, a parte principal das drenagens, apresentam um padrão disseminado de blocos rolados (**Figuras 23f e 23g**).



Figura 22 – a, b) Ilustração do corpo granítico envolvendo sua região de borda, em primeiro plano da imagem, e região central do corpo, rebaixada, ao fundo da figura. A figura tem vista rumo SE.

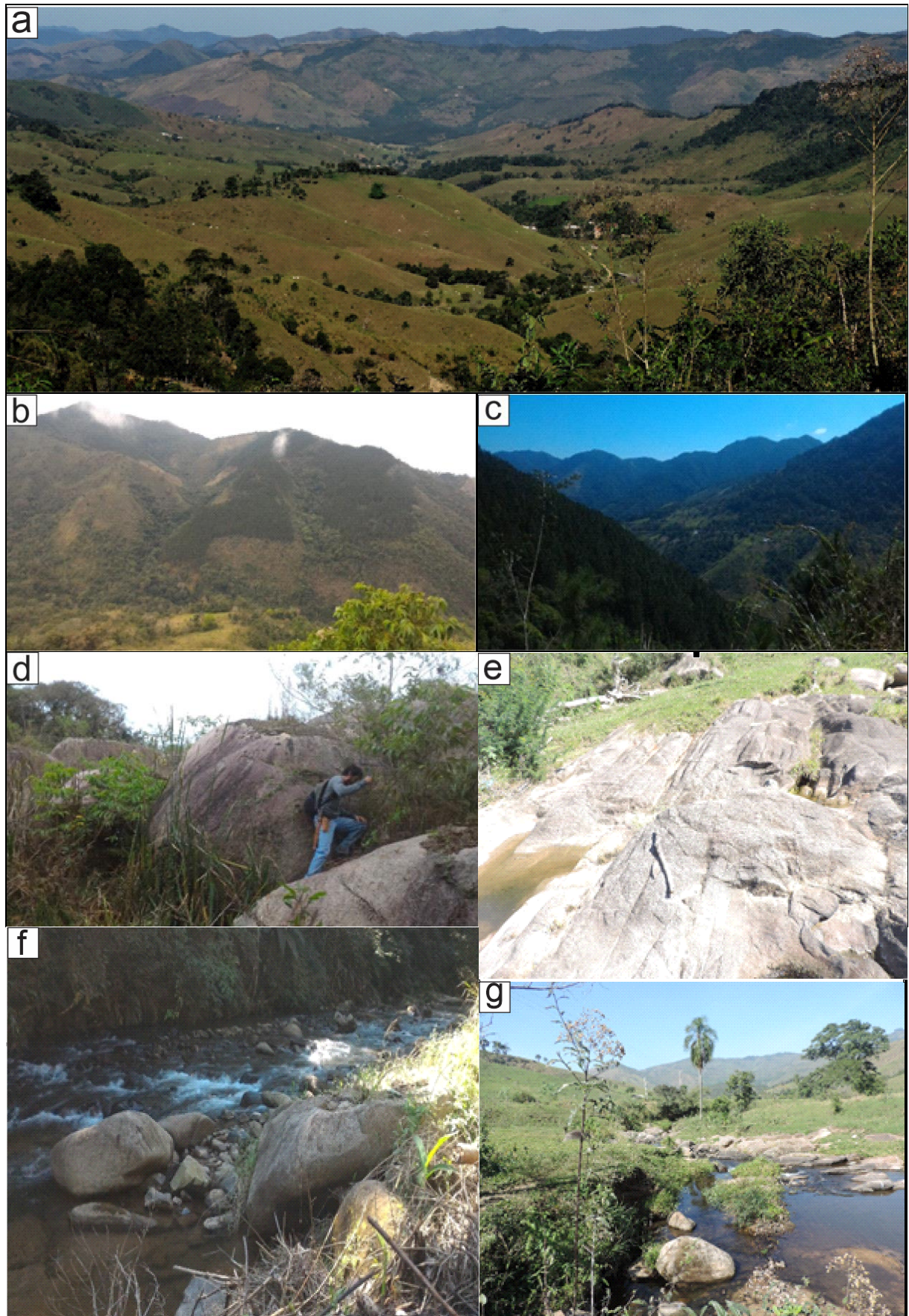


Figura 23 – **a, b, c)** Micro feições de relevo das zonas marginais ao batólito; **d, e)** relevo identificado pelo caos de blocos identificadas ao longo da área de encosta, **e)** lajedos; **f e g)** blocos nas principais drenagens da área de ocorrência do batólito granítico.

4.2.1.2 Contexto econômico

A região de ocorrências das rochas do batólito constitui de grande importância para pesquisa e exploração mineral, em razão das mineralizações alojadas em escarnitos constituindo em megaxenólitos ou possivelmente tetos pendentes muito enraizados, formados nas zonas marginais do topo do corpo magmático (*Figura 24*).

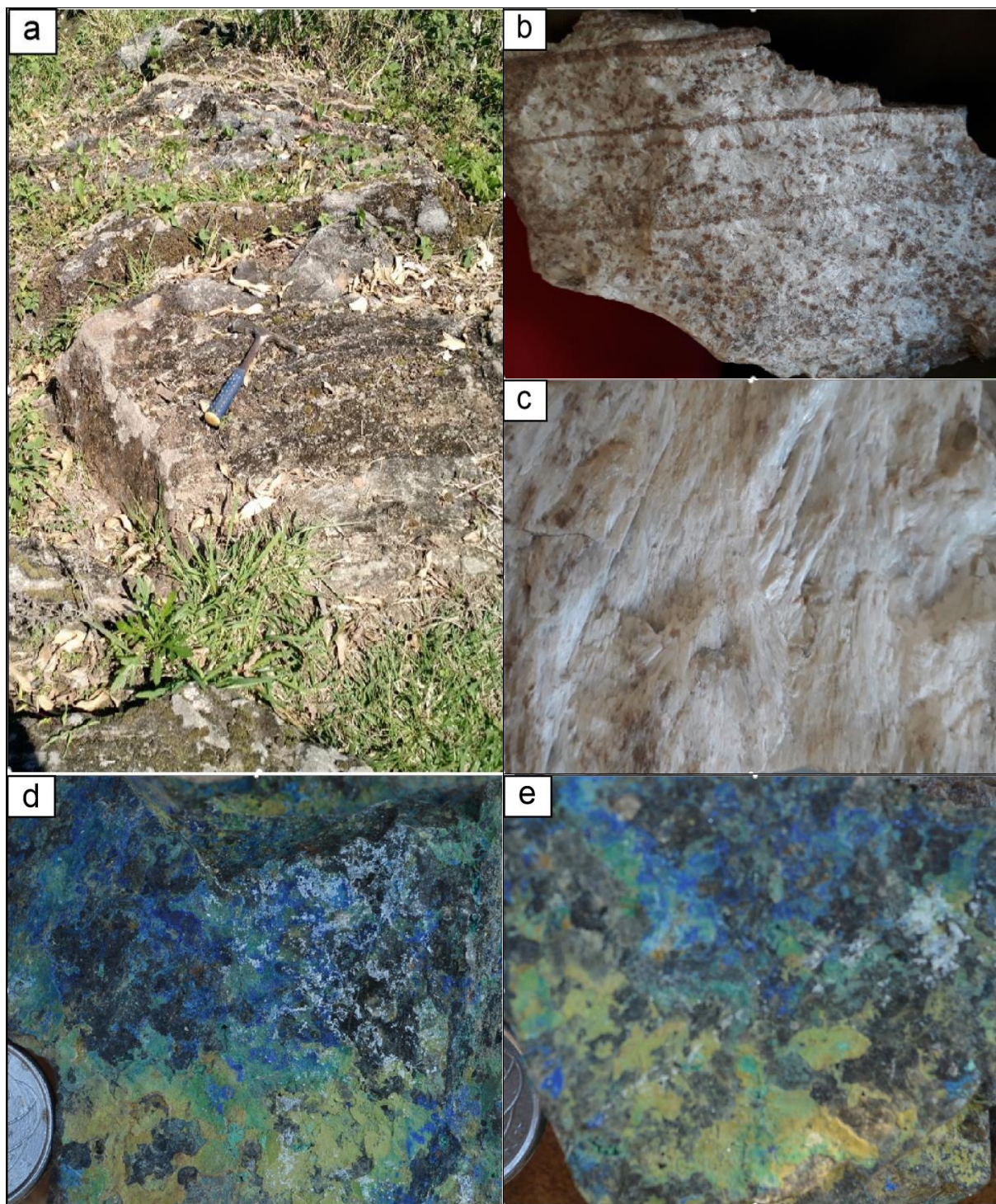


Figura 24 – **a, b e c)** Xenólitos e/ou teto pendentes da Mina Jucá de escarnitos mineralizados em wollastonita associadas a granada grossulária; **d e e)** representante de alteração supergênica de minerais de cobre (malaquita e azurita) com scheelita-powellita associados.

Os litotipos dos xenólitos e tetos pendentes são xistos, quartzitos, metarritmitos calciossilicáticos e mármore mais e menos puros. O efeito térmico das rochas granitóides, nos restos de rochas encaixantes estão, em maior ou menor grau, transformados em xistos mosqueados, hornfels e, ocasionalmente, escarnitos. O conjunto de metamorfismo de contato foi denominado de Unidade Termometamórfica Indiferenciada (Mello, 1995), referenciado principalmente nas ocorrências mais conhecidas e trabalhadas da literatura a Mina do Jucá (**Figura 24a**).

Estas mineralizações exibem, como minerais de minério mais importantes, o mineral industrial wollastonita associadas a granadas (**Figuras 24 b, c**) e o representante metálico scheelita-powellita (**Figuras 24 d, e**). É fundamental os conhecimentos acumulados a partir da prospecção mineral e dos trabalhos petrogenéticos dos escarnitos elaborados por Ens (1990).

Além destas importantes ocorrências observa-se no entorno das rochas do batólito que os litotipos carbonáticos hospedam outros bens minerais como: calcário para indústria de cal, cimento e de calcário para corretivo de solo (Grupo Lajeado); mineralizações sulfetadas de Pb-Zn-Ag do tipo Perau; mineralizações sulfetadas de Pb-Zn-Ag do tipo Pannels, mineralizações de fluorita (Grupo Lajeado), mármore como rocha ornamental (pendentes de teto no Granito Itaoca).

4.2.1.3 Contexto Metamórfico

Em relação aos tipos de metamorfismos presentes na área é possível identificar: Evento metamórfico (M1) – Metamorfismo Regional Progressivo (D1 e D2); Evento Metamórfico (M2) – Metamorfismo de Contato e Hidrotermalismo, associado à intrusão das rochas do Granito Itaoca; Evento metamórfico (M3) – Metamorfismo Dinâmico, associado principalmente a Zona de Cisalhamento Ribeira e Evento Metamórfico Retrometamorfismo (M4). O metamorfismo regional (M1) está associado ao processo de colisão continental, relacionado aos eventos deformacionais (D1, D2 e D3) e, é considerado do tipo dinamotermal (orogênico) progressivo, da série Barroviana (P/T moderadas), em fácies xisto-verde, na zona da biotita e/ou granada e, localmente, com tendência para fácies anfibolito.

Os metapelitos apresentam maior susceptibilidade as atenuantes do metamorfismo e deformação, enquanto os metacarbonatos/metamargas e quartzitos apresentam minerais mais estáveis e permitem, às vezes, a manutenção e conservação de paragêneses metamórficas, mesmo em fácies que atingiram maior grau metamórfico e, localmente, não apresentam total transformações para paragêneses retrometamórficas.

O evento metamórfico (M1) é o mais representativo ao longo da área e está relacionado

aos eventos deformacionais (D1 – D2), principalmente observado sobre as unidades metassedimentares do Supergrupo Açungui que é constituído por uma associação de metassedimentos caracterizada predominantemente por filitos, metarritmitos, metassiltitos, metarenitos e xistos, além de metarcóseos, metamargas, mármore e anfibolitos (**Figuras 25a–h**). Os tipos dominantes, os filitos, gradam à metarritmitos marcado por um bandamento composto por porções predominantes mais quartzosas e porções com textura granolepidoblástica ricas em biotita + muscovita.

São constituídos basicamente por quartzo, feldspatos, sericita, clorita e biotita + muscovita, que, geralmente encontram-se reorientadas segundo um bandamento composicional tectônico. Os litotipos metapelíticos/xistos resultam, de modo geral, em uma assembleia com quartzo, epidoto, biotita, sericita, muscovita e clorita, os quais apresentam estrutura xistosa e textura lepidogranoblástica. A paragênese quartzo + mica branca + clorita é a associação metamórfica mais comum em metapelitos (M1), eventualmente acompanhada da biotita + muscovita e/ou granada (M2). O auge do metamorfismo foi contemporâneo à fase de deformação D2, evidenciado pelo crescimento de biotita como um dos minerais formadores da clivagem S2, além de parcial recristalização de quartzo.

Em relação às rochas calciossilicáticas, o metamorfismo (M1) encontra-se em paragênese com tremolita/actinolita, biotita e epidoto, que condiz também com a fácies xisto verde. O metamorfismo de contato (M2) associa-se as rochas granitóides sin a tardi-tectônicas e epizonais do Batólito Itaoca, intrusivas em rochas do Supergrupo Açungui e associado às bordas dos maciços graníticos.

O emplacement ígneo está associado ao alojamento dos corpos ígneos durante a fase deformacional (D2), havendo a recristalização e desenvolvimento de minerais de contato sobre os do metamorfismo regional (M2), alcançando a fácies albita e piroxênio hornfels e regionalmente ocasionam lateralmente aos maciços dois processos de variação de isógradas metamórficas, com o alçamento lateral das isógradas, através da exposição de níveis crustais mais profundos.

Ens (1990), em estudos dos escarnitos da área, constata que os tetos pendentes da parte central do batólito, foram inicialmente afetados por metamorfismo de contato de caráter isoquímico, em temperatura superior a 650 °C. Posteriormente, com a progressiva consolidação magmática e atingida a saturação em H₂O na massa ígnea, soluções aquosas iniciaram os processos metassomáticos responsáveis pela formação dos escarnitos e, pelas paragêneses retrógradas (muscovita poiquiloblástica nos xistos mosqueados e nos hornfels e com tremolita e clinozoisita poiquiloblásticas nos mármore).

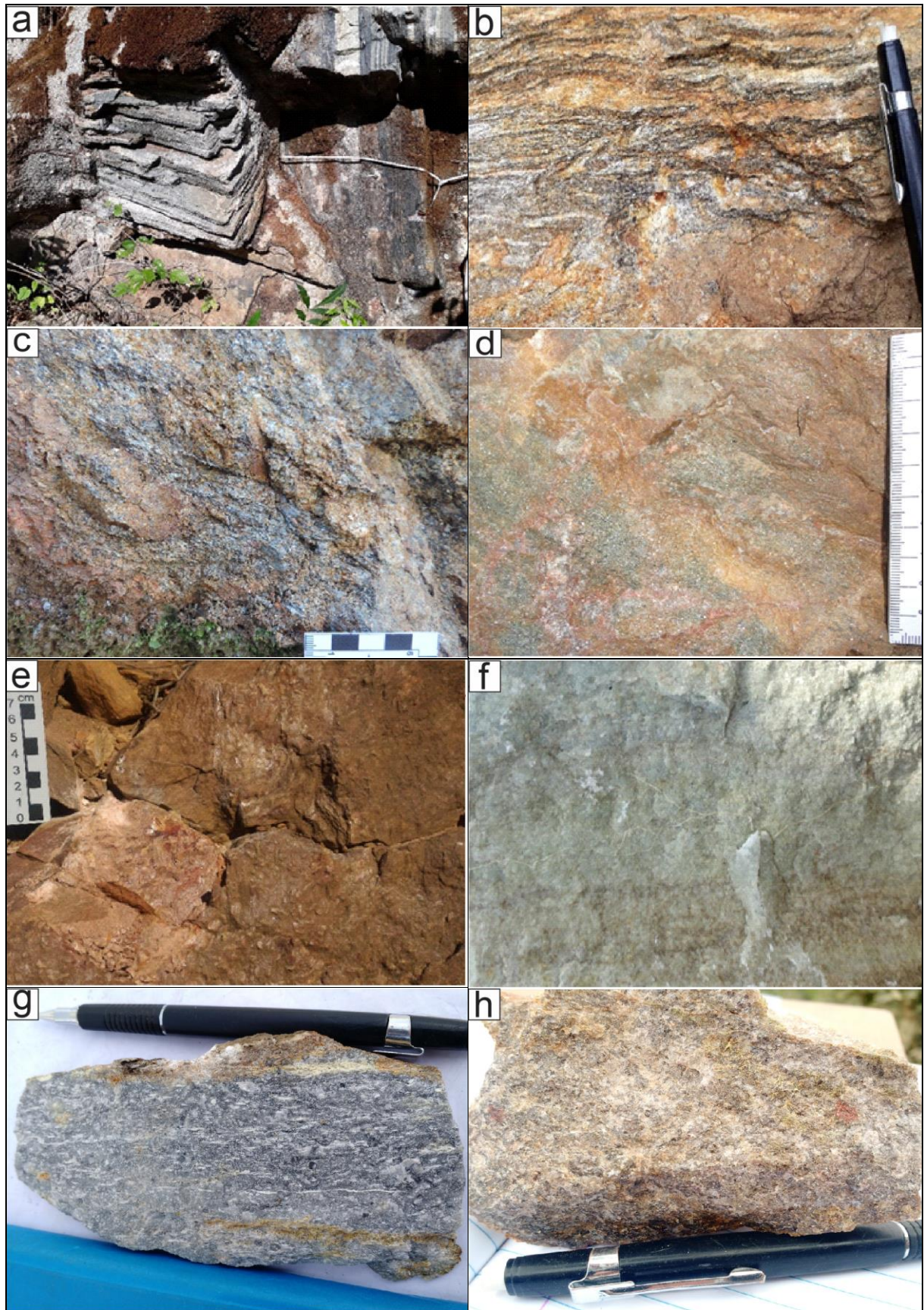


Figura 25 – **a e b)** Hornfels de rochas metassedimentares clásticas. **c, d, e e f)** Hornfels de cálcio silicáticas (escarnitos) apresentando porfiroblastos gerados por metamorfismo de contato; **g)** Hornfels de anfíbolito; e **h)** Hornfels de quartzito.

O domínio metassedimentar regional é o único que apresenta evidências de metamorfismo associado ao evento M2 apresentando a andaluzita paralela ao plano axial das crenulações das dobras D2 e, portanto, sinaliza que ela teria se formado durante D2. Nesse caso, sua presença é atribuída à intrusão do granito Itaoca e possibilita a inferência de que tal corpo intrudiu em uma fase sin a tardi-tectônica, associada a fase D2.

As paragêneses são marcadas pela presença principalmente de biotita, feldspato potássico e andaluzita desenvolvida principalmente na forma de megaporfiroblastos e poiquiloblástos, orientados segundo a foliação (S2) (**Figuras 26a – d**). A paragênese andaluzita + feldspato potássico indicam relação P-T da ordem de aproximadamente 650-700 °C e pressões superiores a 2 kbar.

A Formação Minas de Furnas na Mineração Intercement possibilita a identificação de processo localizado de metamorfismo hidráulico a partir de concentração de fluidos quentes ricos em carbonatos e de CO₂ (**Figuras 27**).

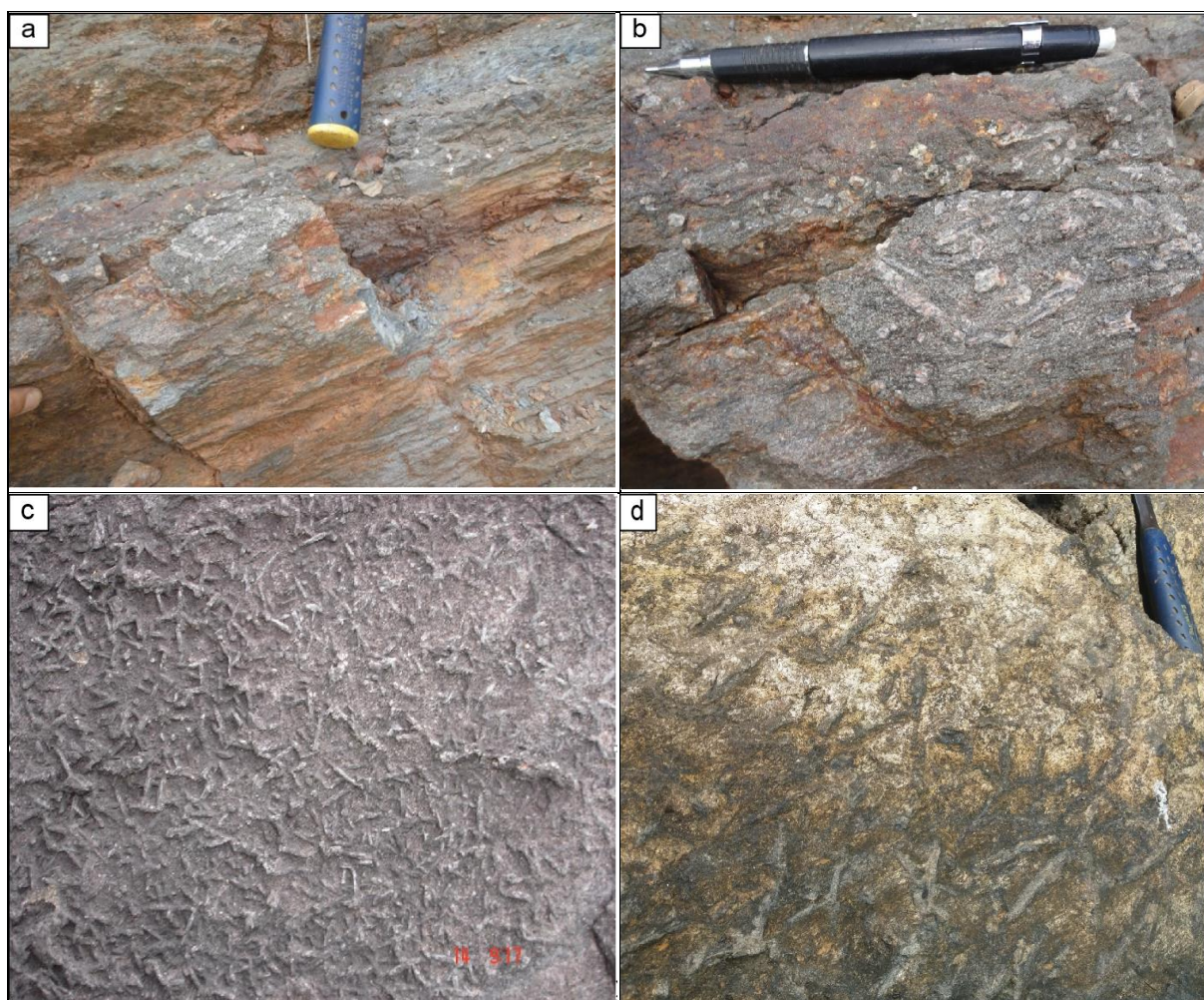


Figura 26 – Rochas metassedimentares clásticas apresentando porfiroblastos de andalusita orientados em xisto (**a e d**) e, isotrópicos em quartzito (**c e d**), ambos formados por metamorfismo de contato em unidades adjacentes ao granito.

As auréolas de metamorfismo termal apresentam-se parcialmente preservadas em função do maior ou menor grau de deformação imposto pela foliação (S3) nas zonas miloníticas nos contatos destes maciços, ou devido a intensidade das transformações minerais retrometamórficas impostas pelo metamorfismo (M4), que ocorre tanto nas paragêneses de contato como nas regionais.

Localmente, o metamorfismo dinâmico (M3) é intenso e vinculado à foliação milonítica, principalmente da Zona de Cisalhamento Ribeira, com desenvolvimento de filonitos com acamamento tectônico que oblitera estruturas reliquias nas zonas de cisalhamento do final da fase (D3).

Este processo superpõe ao conjunto das rochas, desestabilizando as paragêneses anteriores em paragêneses retrometamórficas (M4), para condições de fácies xisto-verde baixa, sendo marcado principalmente por quartzo recristalizado, estirado e fragmentado; reorientação e recristalização de sericitas e porfiroclastos rotacionados com formação em alguns pontos de franjas de recristalização.

4.2.1.4 Contexto Estrutural

As rochas do Supergrupo Açungui apresentam uma evolução estrutural do tipo polifásica, evidenciada pelo registro de quatro fases deformacionais principais (**Figuras 28a – c**). As estruturas primárias são bastante frequentes, predominando o acamamento gradacional reliquiar S0, mas devido aos intensos processos de transposição e deformação milonítica regionais, nas áreas mais deformadas, passam a um bandamento tectônico imposto pelo cisalhamento.

As deformações progressivas tangenciais (D1 e D2) encontram-se associadas ao início do processo colisional, com formação de dobras da fase (D1) isoclinais a recumbentes com foliação plano-axial S1, de baixo ângulo e direção principal NE-SE, paralela à subparalela a S0 e de atitude média N50E/30SE. Visualizada apenas localmente e, muitas vezes, transposta por foliações posteriores.

A fase D2 é definida por redobramentos assimétricos gerando uma clivagem ardosiana ou de crenulação S2, de maior penetratividade na área, com atitude média de N60E/60SE e está ligada à falha de empurrão presente na área.

O ângulo de mergulho pode variar de baixo a médio, mas com rumo que varia, ao longo da área, a depender da posição geográfica em relação aos flancos das antiformes e sinformes, podendo, assim, apontar para sudeste e sudoeste.

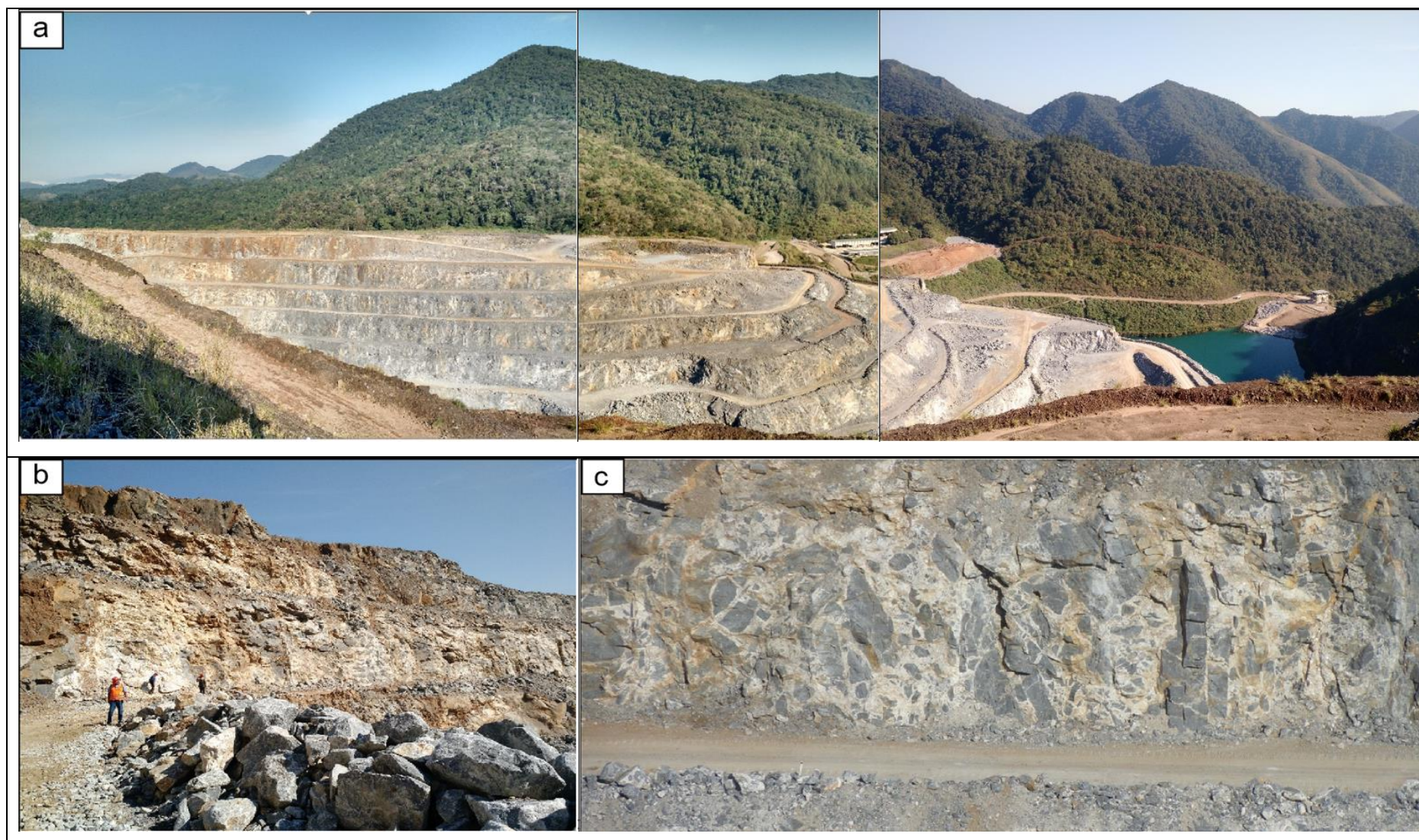


Figura 27 – a) Vista da Formação Minas de Furnas na localidade da Mineração Intercement. **b, c, d)** processo localizado de metamorfismo a partir de fraturamento hidráulico.

Constitui a fase mais importante no rearranjo tectônico, sendo responsável pelo desenho dos dobramentos regionais, que invariavelmente são inversos ou recumbentes e associam-se às zonas de cavalgamento. Localmente ocorrem as duas foliações S1 e S2, nas regiões de charneira, no entanto, quando paralelizadas, nos flancos das dobras, apenas a foliação S2 é preservada.

A granitogênese brasileira associa-se à uma tectônica dúctil tardi D2 com *emplacement* do maciço e a geração de porfiroblastos controlado pelos planos axiais da clivagem de crenulação da fase S2.

A fase D3 de caráter dúctil-rúptil a rúptil define a foliação S3 de alto ângulo, com direção principal NE-SW e caindo ora para SE ora para NW, além de caráter retrometamórfico para a área (pode apresentar caráter progressivo quando preenchidas por fluídos aquecidos provenientes das rochas intrusivas).

É definida pela formação de dobras suaves a abertas (sinformais e antiformais) e sanfonadas de eixo sub-horizontal, com uma tênue clivagem subvertical, com plano axial de atitude N80E/80SE, que evolui gradativamente e localmente para falhas direcionais, ambas paralelas ao “trend” regional NE-SW a E-W, paralelos à direção da Zona de Cisalhamento Ribeira.

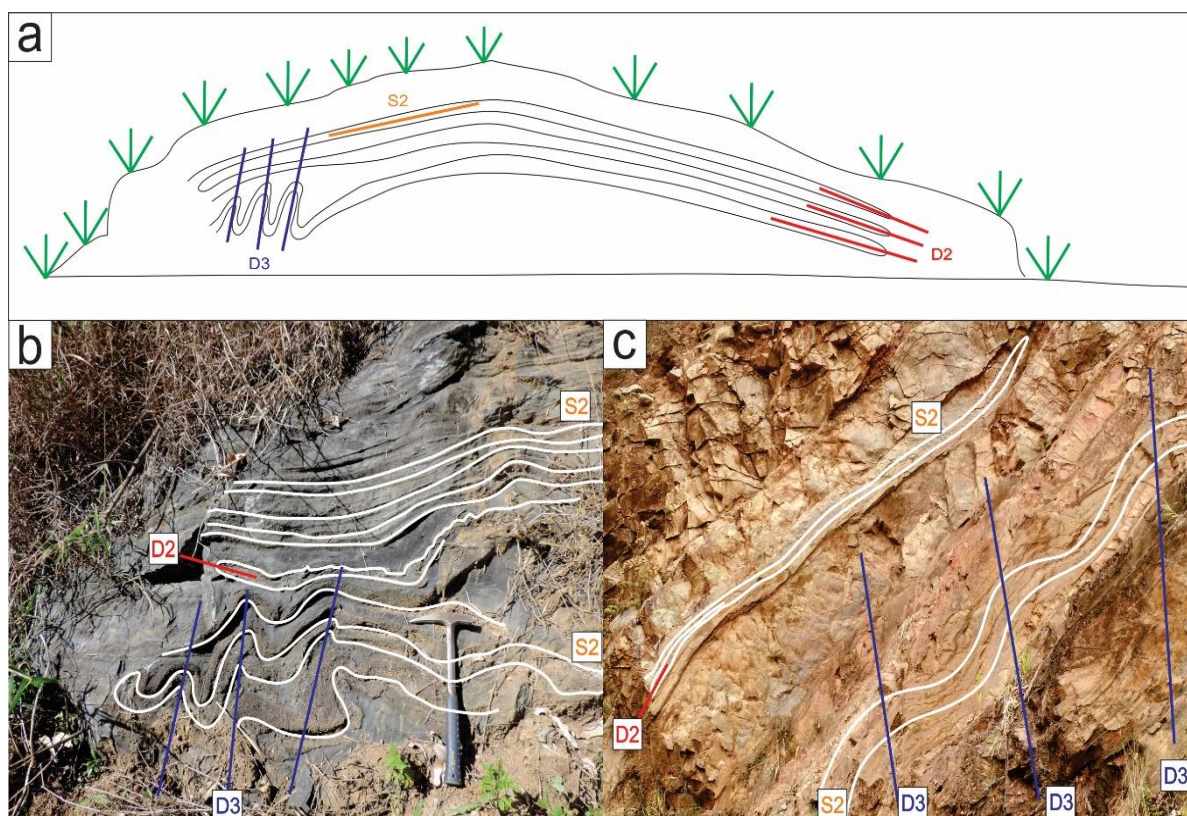


Figura 28 – As principais fases deformacionais **a)** Esquema do modelo observado **b)** Rocha cálcio silicática dobrada e **c)** rocha metapelítica.

A foliação S3 é penetrativa nas zonas de cisalhamento caracterizando-se como uma foliação milonítica, com a geração de filonitos com acamamento tectônico que oblitera as demais estruturas reliquias. O granitóide apresenta, quando exposto, um caráter fracamente milonítico a blastomilonítico nas bordas.

O evento deformacional D4 está relacionado a uma foliação e/ou clivagem de partição S4 subvertical, de direção NW-SE, pouco penetrativa e raramente observada.

A granitogênese das rochas do Itaoca associa-se à tectônica dúctil-rúptil com emplacement das rochas ígneas em estruturas transtrativas do tipo *pull-apart*, sendo controlado e condicionado pelas falhas de alto ângulo da Zona de Cisalhamento Ribeira, que constituíam sistemas antigos, como zona de fraqueza para as injeções magmáticas que, facilitam a ascensão destes magmas e são rejuvenescidas no final do brasileiro, condicionando sua forma, afetando tardiamente, principalmente as suas bordas.

O *emplacement* do complexo magmático encontra-se relacionado a uma deformação contínua, associada ao final da fase D2, com uma história que vai desde transtrativa, associada à ascensão magmática e a atual estruturação dos granitos sin a tardi-colisionais Neoproterozoicos, a transcorrente/transpressiva com formação de dobras apertadas com foliação milonítica vertical intensa, gerada pela tectônica dúctil-rúptil, com direção geral NE-SW das principais zonas de cisalhamento da região.

A deformação ocorreu enquanto o granito estava em estado plástico, permitindo a geração de estruturas de fluxo e a orientação dos tetos pendentes, mas com a manutenção de contatos interdigitados típicos da intrusão granítica.

Portanto, durante o evento Neoproterozoico ocorreria um processo colisional (NW-SE) seguido aos alojamentos do magmatismo cálcio-alcalino a alcalino e ao final, um processo de escape tectônico com reativações de inúmeras zonas de cisalhamentos transcorrentes definindo a compartimentação geotectônica atual na área.

Na sequência, em nível crustal mais raso, temos o regime transtensivo/transtrativo que retrabalha a crosta existente, formando dobras normais com direção ENE/WSW e transcorrências de direção geral ENE/WSW, obliteram as demais feições com geração de filonitos com acamamento tectônico e indicativo de movimentos, basicamente destrais.

Esta fase transpressiva foi responsável pela estruturação em blocos altos e baixos, hoje visualizada através da compartimentação da região do Batólito Itaoca. No final do Neoproterozoico teríamos o alojamento do corpo tardio em níveis mais rasos da crosta, representando o início da extensão crustal.

A tectônica fanerozoica, fase mais recente observada na área, é uma tectônica mais

tardia de caráter predominantemente rúptil de direção majoritária NW-SE, que interceptam as rochas do batólito. São grandes alinhamentos associados ao “relaxamento” posterior a fase final (D_3), os quais, são posteriormente intrudidos, aproveitando essa direção principal, por rochas básicas, correlacionadas a Formação Serra Geral.

4.2.1.5 Contexto Aerogamaespectométrico

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. Sabendo que os terrenos onde afloram rochas graníticas, tendem a obter boas respostas gamaespectométricas, visto que, essas rochas apresentam teores relevantes dos elementos K, Th e U.

O potássio é um elemento de relativa abundância 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. É relativa abundância, também, nas micas como a flogopita, biotita e muscovita além dos argilominerais, formados pela alteração hidrotermal e/ou processos de alteração da rocha, como a argila Ilítica

O tório e o urânio apresentam na crosta continental uma abundância média, 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. Minerais esses comumente encontrados em rochas graníticas.

Ressalva-se que, para a análise de gamaespectrometria, devem ser considerados diversos fatores que podem afetar os valores detectados, 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. Ainda, foram analisados os dados de modo a contornar possíveis inconsistências, como efeitos pepita e picos destituídos de significado local, assim como a distribuição das linhas de voo.

A análises dos sinais ternários para os elementos K, Th e U (**Figura 29**), apresenta boa equivalência na identificação dos contatos externos das rochas do batólito e, permitem a identificação areal, a leste das fácies cinza da Unidade Itaoca e a oeste, das fácies róseas do Unidade Ribeira.

Nos mapas produzidos a partir dos dados aerogamaespectrométricos disponibilizados pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM), foram inseridos os limites das unidades e fácies mapeadas no presente trabalho a fim de ilustrar e discutir a relação dessas fácies com as respectivas respostas para os elementos analisados.

Os mapas apresentados se encontram na escala 1:100.000 e as fácies indicadas pelas letras **a, b, c, d, e, f**, correspondem, respectivamente, às fácies: Associação de fácies indeterminada, associação de fácies quartzo-monzonito cinza 1 e 2, fácies quartzo-monzonito cinza 3, fácies monzogranito róseo 1, fácies quartzo-monzonito róseo 2 e fácies monzogranito róseo 3.

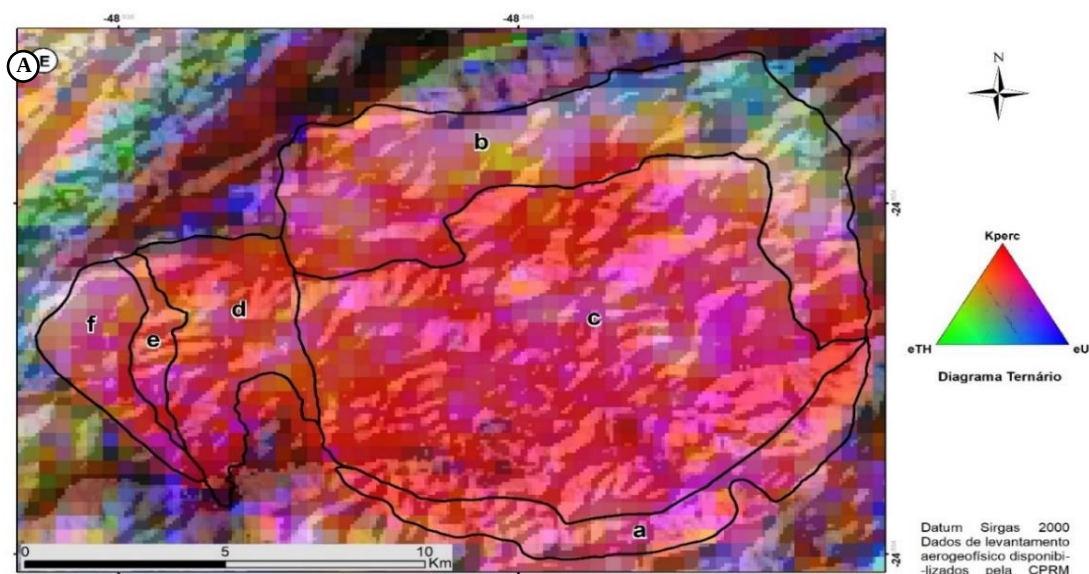


Figura 29 – Mapa ternário dos elementos K, Th, U da região do Batólito Itaoca, com subdivisão das fácies indiferenciadas (a); facies cinza 1 e 2 (b); facies cinza 3 (c); facies róseas 1 (d); fácies róseas 2 (e) fácies róseas 3 (f).

O mapa de contagem de K (**Figura 30**) reproduz a melhor equivalência com os contatos externos das rochas do batólito, expressando valores mais baixos das intensidades relativas de K, no extremo NE, provavelmente reflexo da diferença de resposta da associação das fácies cinza 1 e 2 nessa região.

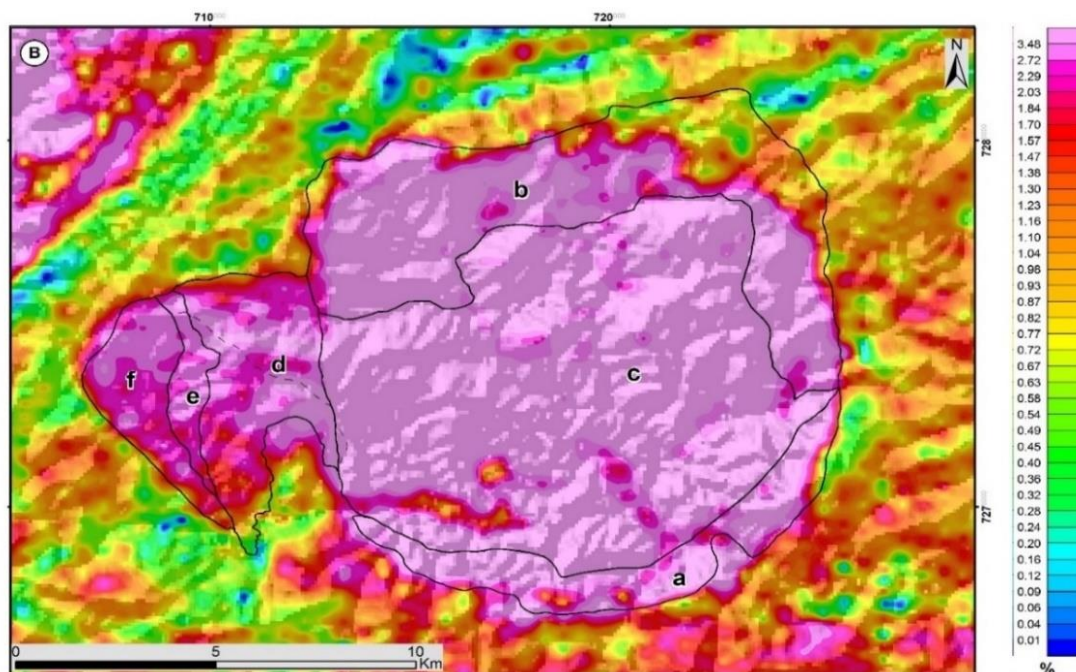


Figura 30 – Mapa Aerogamaespectrométrico de contagem de Potássio da região do Batólito Itaoca.

O mapa de eTh (**Figura 31**) apresenta resultados atrativos para o trabalho, pois destaca a associação de fácies cinza 1 e 2 na porção norte do plúton, de forma a demonstrar boa resposta para esse elemento na porção interna dos limites dessa fácies. Isso corrobora com o mapeamento e análise de fotointerpretação utilizada para definição da unidade.

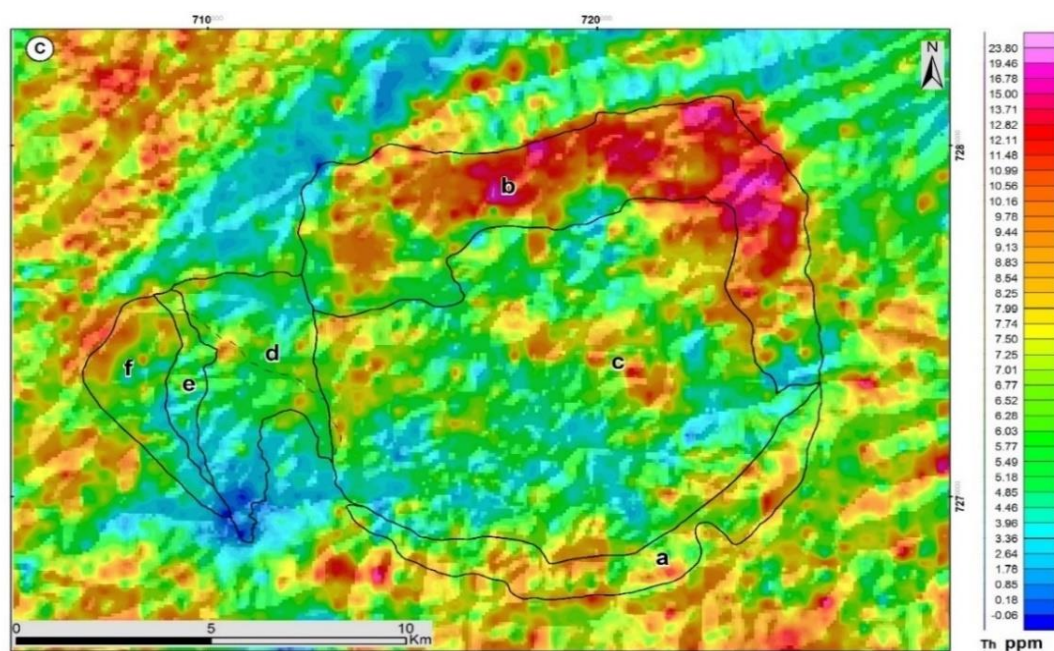


Figura 31 – Mapa Aerogamaespectrométrico de contagem de Tório da região do Batólito Itaoca.

Este contraste também é observado pela resposta do elemento U (**Figura 32**), particularmente nas mesmas áreas que apresentam boa resposta do elemento Th, além de apresentar inúmeras pequenas ocorrências com valores mais elevadas internamente nas rochas

do batólito.

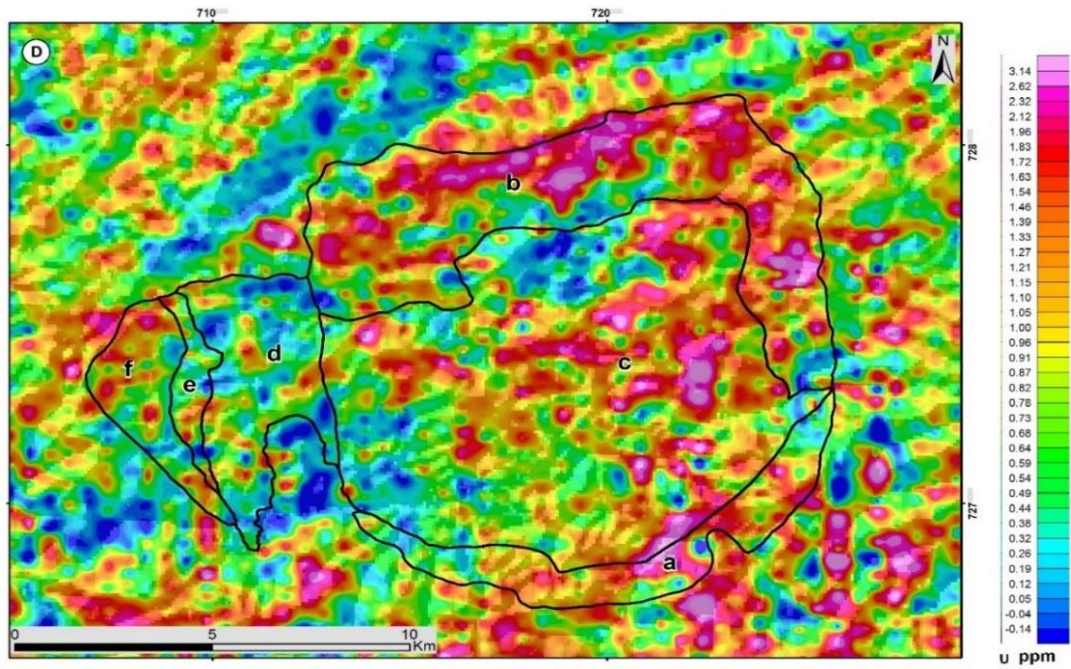


Figura 32 – Mapa Aerogamaespectrométrico de contagem de Urânio da região do Batólito Itaoca.

O mapa de Contagem Total (CT) (**Figura 33**) para K, Th, U apresenta excelentes resultados na delimitação das rochas do batólito, como também marca a direção NW-SE de deformação interna no batólito, que reflete os sedimentos de aluvião depositados pelos principais corpos d'água que ocupam esse alinhamento. Também apresentou boa resposta no destaque da direção N-S, que delimita as grandes unidades mapeadas (Itaoca e Ribeira).

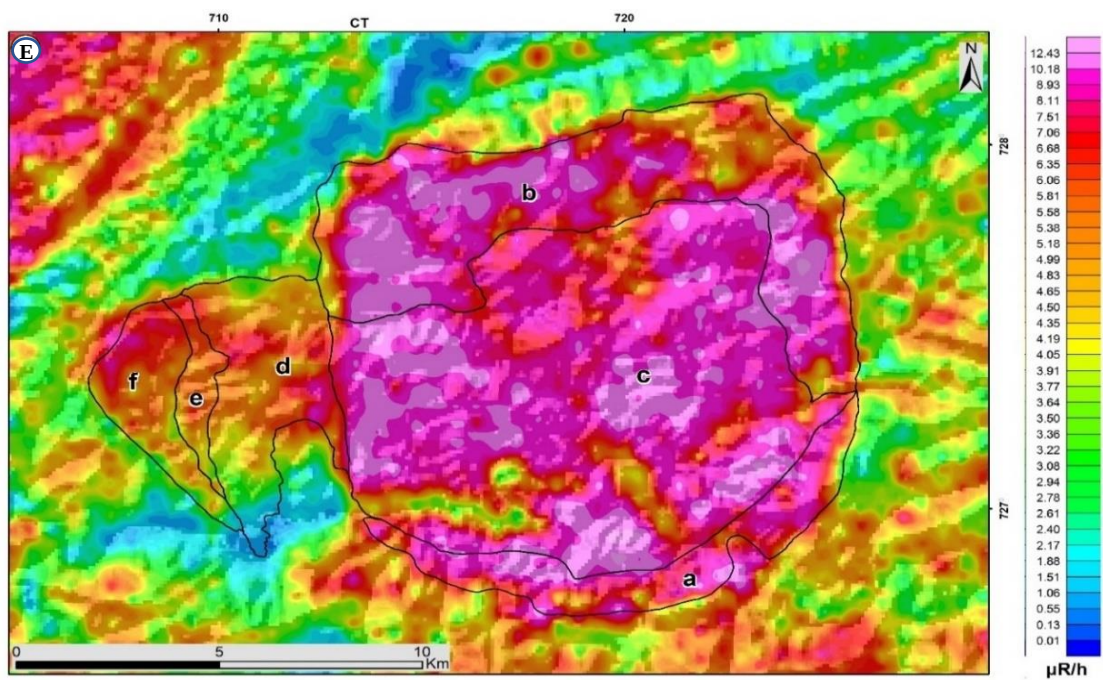


Figura 33 – Mapa Aerogamaespectrométrico de Contagem Total (CT) dos elementos K, Th, U da região do Batólito Itaoca.

4.2.2 Contexto litológico do batólito Itaoca

A partir dos trabalhos das rochas graníticas de Mello (1995) e Mello & Bittencourt (1998), com a caracterização e denominação das fácies das rochas do Batólito Itaoca foi possível elaborar a **Tabela 4**, com propostas de divisão litoestratigráfica para as rochas ígneas.

Tabela 4 – Sumário da nomenclatura das fácies das rochas do Batólito Itaoca.

Mello, 1995 / Mello & Bittencourt, 1998			Zenero et al., 2020		
Unidade	Associação (As)	Fácies (F)	Unidade	Associação (As)	Fácies (F)
Milonítica	As. F. Milonítica			Indiferenciada	
Saltinho	As. F. Rósea 3 As. F. Rósea 4	As. F. Rósea 3	Ribeira		Monzogranito Róseo 1
		As. F. Rósea 4			Quartzo-monzonito Róseo 2
		F. Rósea 2			Monzogranito Róseo 3
		F. Rósea 1			Quartzo-monzonito Cinza 1
Itaoca	As. F. Cinza 1		Itaoca	Quartzo-monzonito Cinza 1 e 2	Quartzo-monzonito Cinza 2
		F. Cinza 2			Quartzo-monzonito Cinza 3

As rochas do batólito identificadas na **Figura 15**, apresenta disposta em um corpo ovalado a levemente alongado segundo NE-SW, sendo que os contatos a sul, são parcialmente impostos pelas deformações da Zona de Cisalhamento Ribeira. Portanto, as estruturas rúpteis são caracterizadas por zonas miloníticas principalmente no contato sul e localmente na porção interna. Sobrepostas a essas zonas miloníticas e de falhas são definidos processos cataclásticos, como um processo evolutivo final da deformação, em níveis mais rasos, ocasionando a geração de pseudotaquilitos e mudanças texturais e estruturais próximo as regiões de planos de falhas e fraturas, o que acaba por dificultar sua classificação, principalmente quando ocorre mudanças nas cores dos feldspatos, propiciado pela movimentação de fluídos metassomáticos.

O primeiro evento corresponde a falhamentos transcorrentes Ribeira (ZCR) com orientação geral paralela ao "*trend*" regional NE-SW a E-W, constituindo-se provavelmente numa zona de fraqueza mais antiga a qual condiciona a forma alongada do maciço apresentando-se reativada após o metamorfismo regional principal e se prolongando até o fim do Ciclo Brasileiro, controlando o posicionamento e a geometria final do batólito.

O segundo evento é discordante do "*trend*" regional e de menor intensidade, que apresenta, em alguns casos, associado aos movimentos horizontais, componente vertical a subvertical, que secciona internamente as rochas do batólito.

Este sistema de falhamentos possivelmente expõe, dentro do maciço, corpos magmáticos de profundidade diferentes e, portanto, apresentando-se atualmente em níveis

erosionais distintos. Este arranjo contribuiria para explicar a distinção brusca das fácies granitóides, como também, a variação dos tipos e intensidade presentes de xenólitos das áreas contíguas.

A evolução magmática da granitogênese Itaoca é determinada por uma inicial, evidenciada por pequenos enclaves, com dimensões centimétricas, geralmente ovalados ou arredondados de microgranodioritos, microdioritos e metagabros.

A fase principal na construção do batólito e responsável pela intrusão de grandes massas de monzogranitos a quartzo-monzonitos que fragmentaram e incorporaram as rochas precedentes.

Esta grande área corresponderia a parte central oriental que remete a um bloco magmático com exposição de grande parte do nível superior, onde, na sua parte mais rasa, pode ser visto pela distribuição dos tetos pendentes, além de ser caracterizada por uma maior homogeneidade de fácies, sendo os quartzo-monzonito porfiríticos cinza de matriz de granulação média a grossa, dominantes.

Nessas áreas são comuns xenólitos de rochas metassedimentares (**Figura 34a**) e raros gnaisses (**Figura 34b**), além dos xenólitos a possíveis autólitos de composição granodioríticas a dioríticas (**Figura 34c**), enclaves microgranulares (**Figura 34d**) e surmicáceos (**Figura 34e**). Muitas vezes ocorrem *schlieren* micáceos resultantes de misturas de magmas ácidos (**Figura 34f**).

A fase final é caracterizada pelas intrusões de sucessivos pulsos magmáticos de monzogranito róseo na região oeste do batólito tectonicamente controladas pelas direções de fraqueza NNE-SSW.

A fase tardia é marcada por intrusões de granitos equigranulares, aplitos e pegmatitos finais afetando todos os níveis expostos do complexo. Lateralmente e internamente, nas regiões da cúpula do batólito, grande intensidade e variados tamanhos de xenólitos e teto pendentes das rochas encaixantes estão presentes, mineralizados ou não.

Os xenólitos e teto pendentes das rochas encaixantes chegam em alguns locais a anatexia e digestão desses metassedimentos pelíticos e químicos e, conseqüentemente, à geração, localmente, do granito com composição ou texturas modificadas. No contato nordeste, norte e noroeste do complexo é mais frequente e preservada a auréola de metamorfismo de contato com dimensão de até centenas de metros. Localmente, eventos deformacionais da zona de cisalhamento, obliteram parcial ou totalmente as estruturas e minerais formados no metamorfismo de contato, por um retrometamorfismo tardio.

As texturas que aparecem com maior frequência são as porfiríticas, mas termos equi-

inequigranulares, aplíticos e pegmatóides também são comuns. O índice de coloração destes litotipos é basicamente leucocrático com variedades desde holo- até melagranitóides.

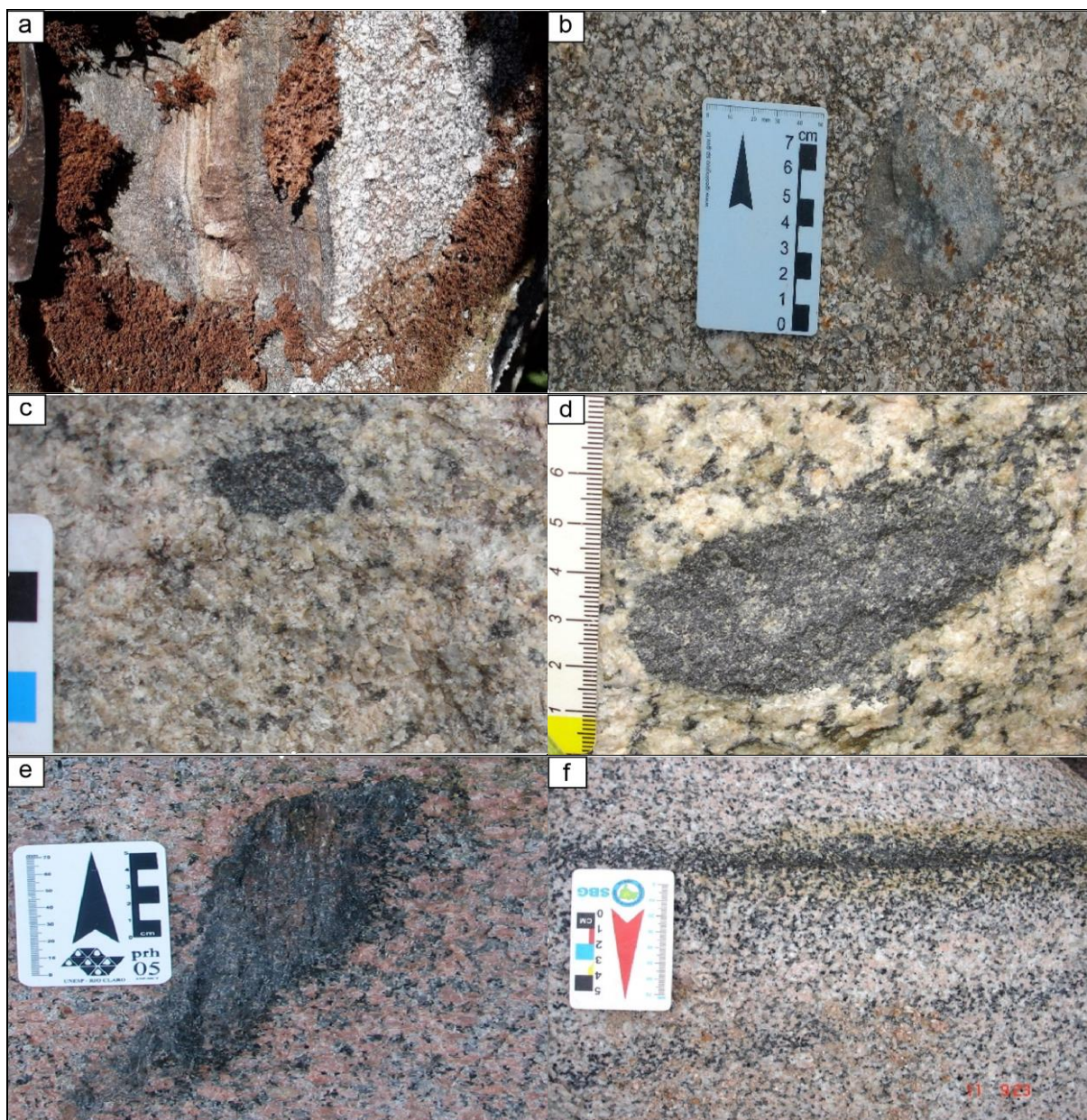


Figura 34 – Enclaves: a) Xenólito de rocha metassedimentar. b) paragneisse. c) Microgranodioritos. d) Microgranular. e) Surticáceo. f) Schlieren.

A mineralogia básica compreende microclínio pertítico, oligoclásio e/ou andesina, quartzo, biotita e raras hornblenda, ao lado de minerais acessórios como zircão, apatita, titanita, allanita, turmalina e minerais opacos. Os minerais secundários correspondem à clorita, sericita, calcita, epidoto, biotita e minerais opacos. Raras são as turmalinas e as muscovitas secundárias que ocorrem em fácies com intenso processo de assimilação e/ou por processos metassomáticos, comum nas fácies tardias pegmatóides e áreas próximas a processos de xenólitos. As hornblendas são comuns nas fácies principalmente cinza e secundariamente rósea.

O batólito compreende tipos petrográficos comuns, agrupados em associações de fácies

segundo características geológicas semelhantes em 6 fácies e ou associações de fácies que apresentam variações composicionais monzogranítica a sienograníticas e quartzo monzoníticas. Não incluindo os corpos localizados de dioritos a granodioritos.

Foram devidamente mapeadas e classificadas: 3 unidades denominadas de Itaoca, Ribeira e Associação Indiferenciada e 6 subdivisões faciológicas para as rochas granitoides denominadas de Fácies Cinza 1, Fácies Cinza 2, Fácies Cinza 3, Fácies Rósea 1, Fácies Rósea 2 e Fácies Rósea 3. Na escala de mapeamento e observado no mapa geológico da figura 15 as Fácies Cinza 1 e 2, foram agrupadas e denominadas de Associação Cinza 1 e 2, também foi destacada a Associação Indiferenciada.

4.2.2.1 Unidade Itaoca

4.2.2.1.1 Associação quartzo-monzonito cinza 1 e 2

Na Associação Cinza 1 e 2 são identificadas rochas da Fácies Quartzo-monzonito Cinza 1 e da Fácies Quartzo-monzonito Cinza 2, não diferenciadas (**Figuras 35a a f**) devido sua desconformidade e, também, por se tratar da porção de maior dificuldade de mapeamento, com relevo muito acidentado e coberto por floresta nativa, que dificultou, ainda, a interpretação das imagens e resposta dos sensores aerotransportados.

Quartzo-monzonito cinza 1

A Fácies de Quartzo-monzonito Cinza 1 localiza-se na região norte e nordeste do batólito, as quais fazem contato com as rochas metassedimentares, pertencentes as formações Betari, Bairro da Serra, Água Suja, Mina de Furnas e Boa Vista (**Figura 15–Apêndice I – Mapa Geológico**).

A rocha apresenta coloração acinzentada, mas permitindo a presença em situações localizadas e, mais intemperizada, de feldspatos róseos. Apresenta estrutura maciça isotrópica e textura porfirítica bimodal. Os fenocristais compõem duas modas, indicando pelo menos duas fases de cristalização e variam de 0,5 a 1 cm e 1,5 a 2 cm. São idiomórficos a hipidiomórficos, com coloração branca-acinzentada a levemente rósea. Os quartzo-monzonito porfiríticos apresentam matriz de granulação média a grossa onde estão dispostos fenocristais de feldspato potássico de coloração rósea, numa proporção de 5 a 10% do total da rocha. A matriz varia de fina a grossa, em geral média ou transitando entre as mesmas, geralmente equigranular, com tamanho dos cristais entre 0,2 a 0,5 cm (**Figuras 35a - f**).

Ainda, nas porções mais próximas ao contato com as rochas encaixantes, apresenta feições texturais mais finas devido a uma cristalização mais rápida na borda do maciço. O índice de coloração destes litotipos é basicamente leucocrático com variedades desde holo- até

melagranitóides.

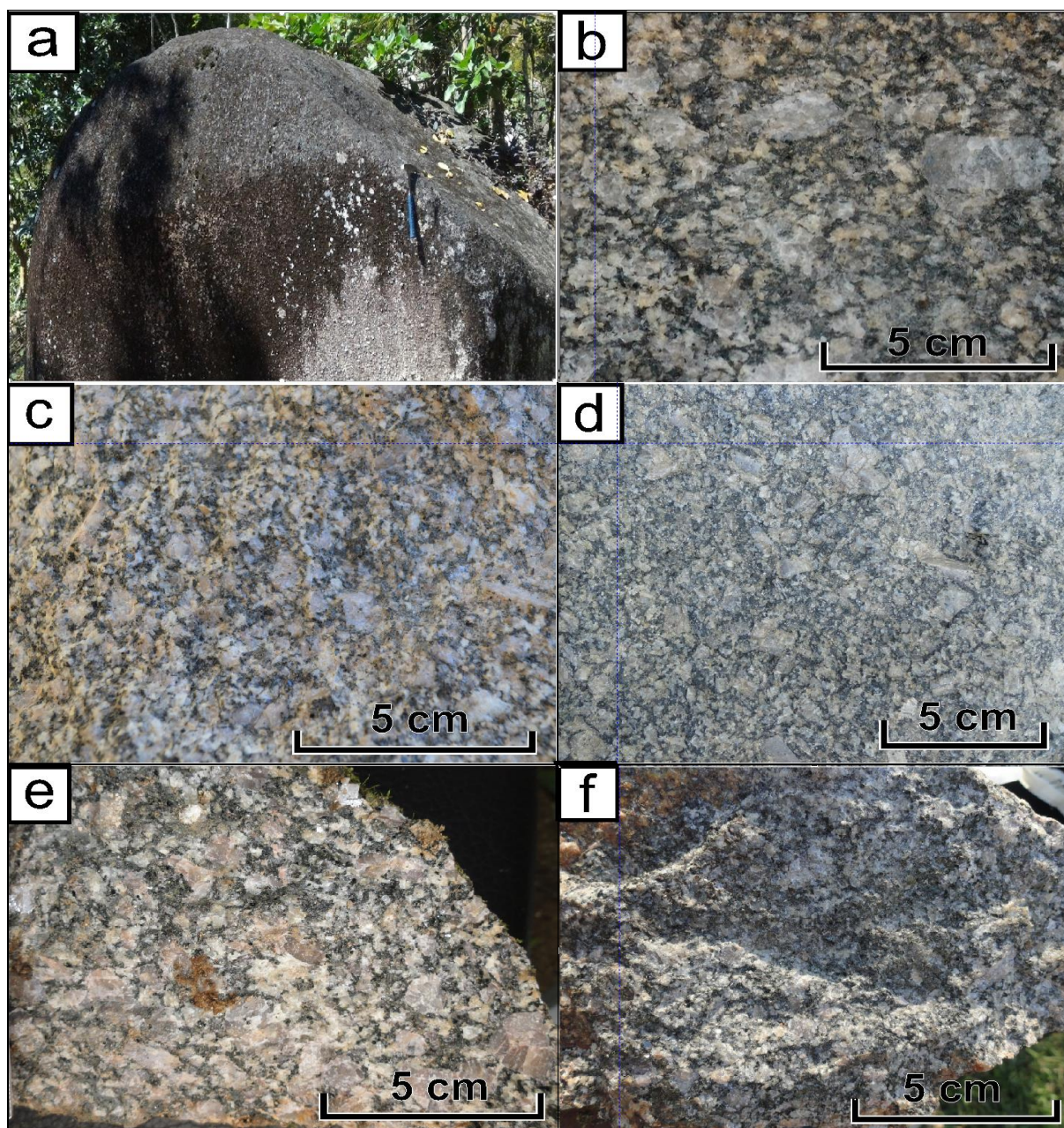


Figura 35 – a) Matacão de rocha granítica; **b)** quartzo-monzonito a monzogranito porfirítico com fenocristais de FK (10-15%), com 1 a 2 cm.; **c)** quartzo-monzonito a monzogranito porfirítico, com fenocristais de tamanho máximo de 1cm, matriz equigranular e tonalidade cinza esbranquiçada; **d)** monzogranito porfirítico, com fenocristais variando da ordem de 0,5-1cm em matriz média à grossa equigranular; **e)** monzogranito porfirítico bimodal; **f)** quartzo-monzonito a monzogranito cinza de textura porfirítica.

Quartzo-monzonito cinza 2

A Fácies Quartzo-monzonito Cinza 2 encontra-se, também, na região de borda da face norte a nordeste do batólito, fazendo contato com às rochas metassedimentares, mais especificamente, às formações Betari, Bairro da Serra, Água Suja, Mina de Furnas e Boa Vista.

A rocha apresenta coloração acinzentada, estrutura isotrópica, maciça, textura

porfirítica, podendo ocorrer duas modas em porções restritas, com predomínio de uma moda de fenocristais pequenos, da ordem de 0,5 a 0,6 cm, róseos a cinzas idiomórficos a subidiomórficos. (*Figuras 36a – f*).

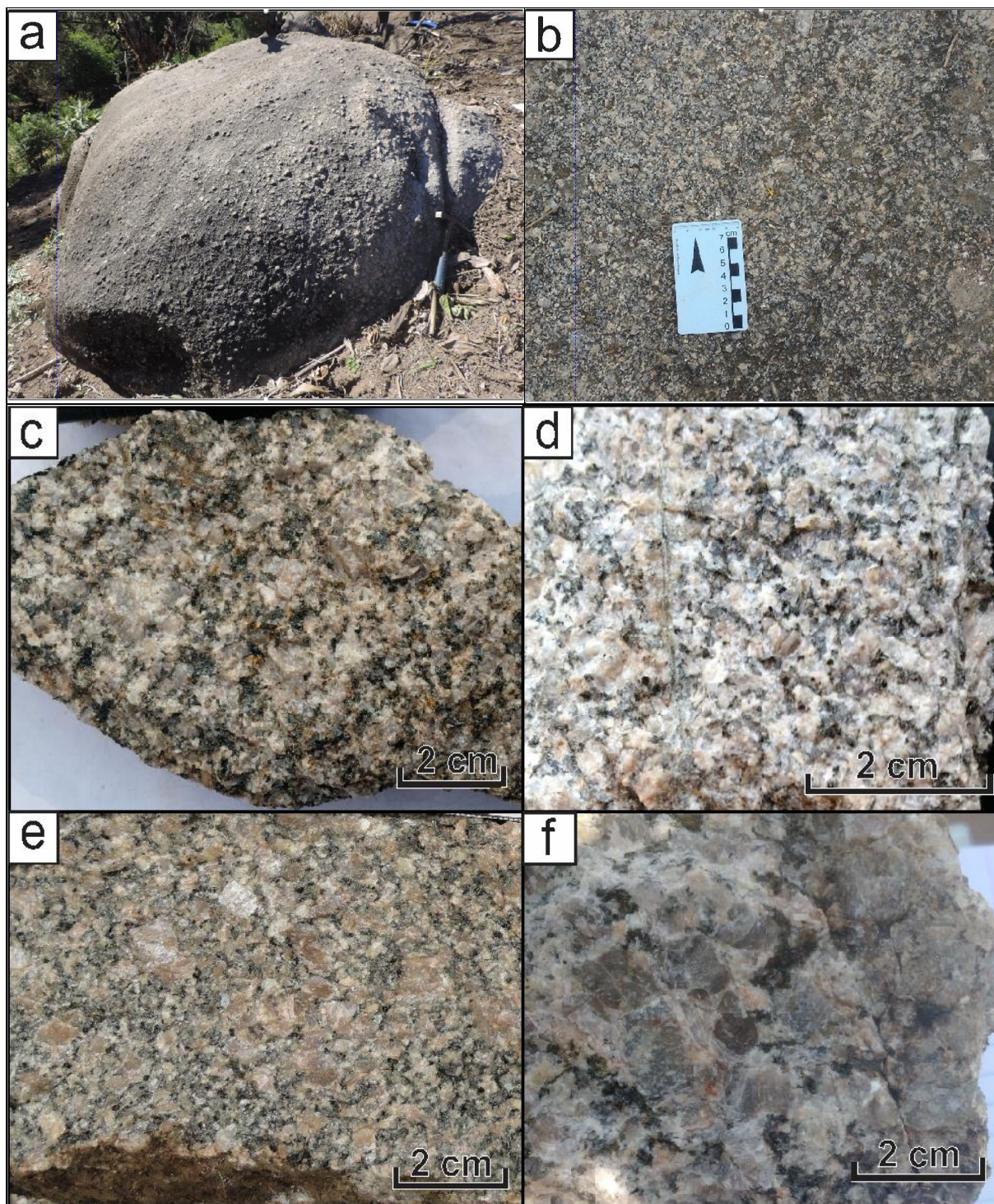


Figura 36 – a) rocha com textura porfirítica, cristais anedrais a subeudrais, com matriz média, inequigranular e cerca de pouco mais de 10% de minerais máficos; **b)** textura porfirítica, inequigranular, cristais anedrais a subeudrais, de matriz fina a média, cerca de 15 % de máficos e veio de composição desconhecida; **c)** rocha porfirítica com fenocristais róseos, pequenos, de matriz média, equigranular e cerca de 5 a 10% de máficos; **d)** rocha porfirítica bimodal, com fenocristais pequenos e médios, esbranquiçados-róseos, em matriz grossa alotriomórfica com 5-10 % de máficos. **e)** quartzo-monzonito porfirítico; **f)** quartzo-monzonito porfirítico bimodal.

São agrupadas nesta unidade as rochas porfiríticas cinza a levemente róseas de composição predominantemente quartzo-monzonítica a monzogranítica subordinada, compreendendo variedades leucocráticas, de matriz com granulação média a grossa

Os fenocristais apresentam predominantemente dimensão serial sendo que localmente assumem aspecto hiatal, com uma fração sempre menor que 2 cm e, localmente, ocorre variedades hololeucocráticas com grandes fenocristais de feldspato potássico dominando tamanho inferior a 4 cm

4.2.2.1.2 Quartzo-monzonito cinza 3

A Fácies Quartzo-monzonito Cinza 3 compõem os tipos predominantes, correspondendo ao arcabouço do batólito e ocupa toda a porção central do granito, abrigando a região urbana do município de Itaoca, além dos principais enclaves de ocorrência mineral da área (**Figura 15–Apêndice- Mapa Geológico**).

A rocha corresponde a quartzo-monzonitos e monzogranitos porfiríticos de coloração cinza a rosada e apresentam textura porfirítica preferencialmente serial com variações subordinadas para tipos hiatais, textura porfirítica bimodal com cristais hipidiomórficos a alotriomórficos, estrutura predominantemente isotrópica e maciça (**Figuras 37a – f**), mas exibem, também, estruturas localmente desde discretamente anisotrópicas até foliadas, de natureza milonítica.

Nos termos miloníticos os minerais assumem formas alongadas, estiradas e exibem recristalização parcial. A matriz apresenta textura do tipo argamassa, com domínios poligonais (agregados de quartzo) e domínios lepidoblásticos em função de estruturas intensamente foliadas. Estruturas de fluxo são pouco frequentes e estão representadas basicamente por bandas de enriquecimento em megacristais de microclínio.

Os fenocristais são de microclínio róseo esbranquiçados e apresentam concentrações da ordem de 15 a 20%. As dimensões dos fenocristais variam de 0,5 para 1,2 centímetros. São eudrais a subeudrais, em geral rosas a brancos, compostos por feldspato potássico (microclínio).

A matriz apresenta coloração cinza e composição monzogranítica a granodiorítica com textura inequigranular e tamanho médio, da ordem de 0,1 a 0,3 centímetros, hipidiomórfica. Como a fácies de maior área de exposição observa-se com frequência e, localmente, a distribuição de veios aplíticos e pegmatóides de coloração rosada e espessuras centimétricas a decimétricas, por vezes alaskíticos, além da intensa participação dos tetos pendentes na distribuição topográfica da fácies.

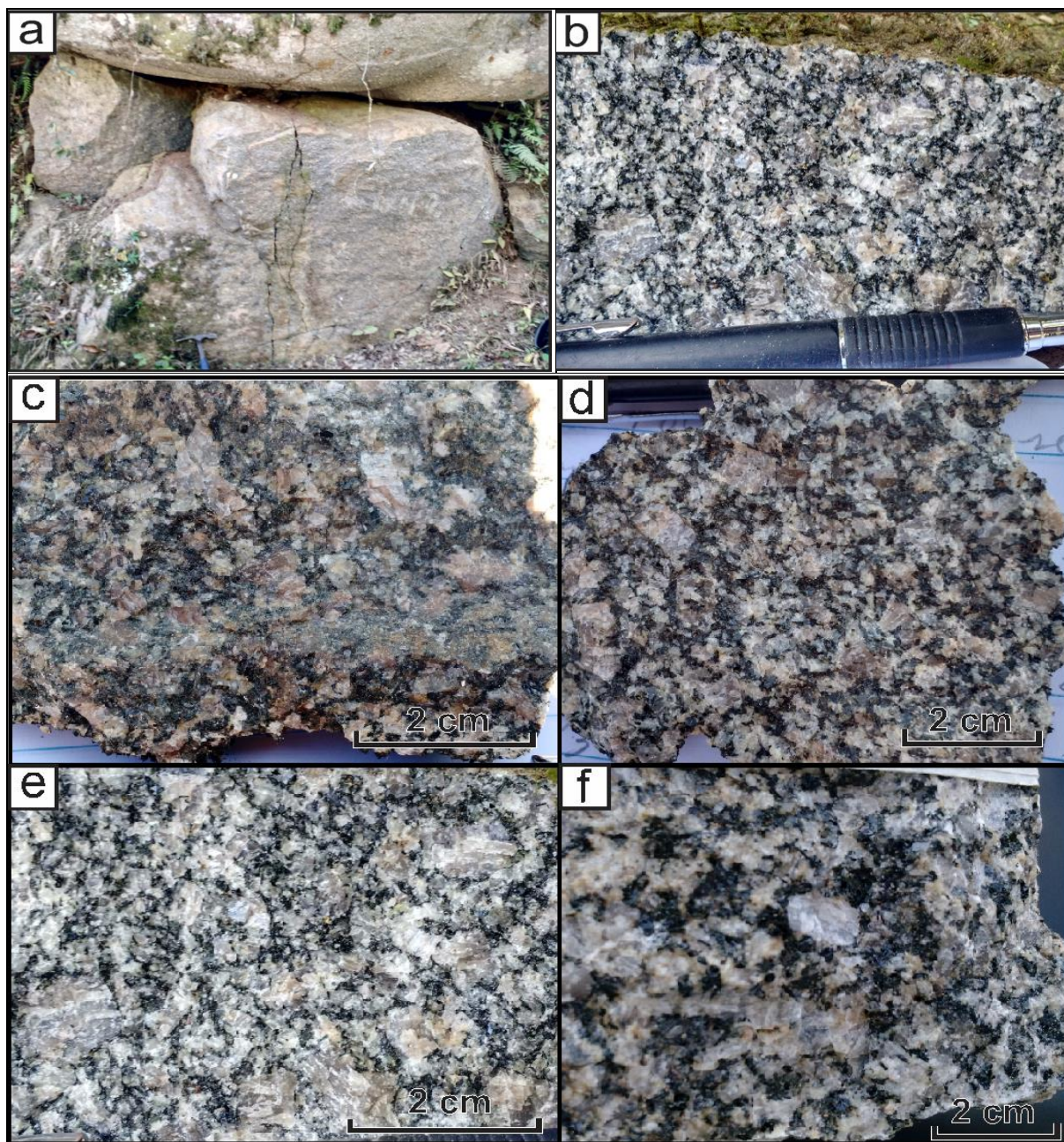


Figura 37 – a, b) As amostras com fenocristais equigranulares, eudrais a subeudrais, róseos, de aproximadamente 0,5 cm, em matriz alotriomórfica, de tamanho médio equi- a inequigranular, com cerca de 15 a 20% de máficos; **c, d)** rocha com textura porfirítica, com fenocristais da ordem de 0,6 cm e 1,2 cm, brancos a róseos, subeudrais com bordas levemente arredondadas. Estão dispersos em matriz média alotriomórfica equi- a inequigranular, com 10 a 15% de máficos; **e, f)** quartzo monzonito de matriz cinza-esbranquiçado com fenocristais médios subeudrais.

4.2.2.2 Unidade Ribeira

4.2.2.2.1 Monzogranito róseo 1

A Fácies Monzogranitos Róseo 1, localizada na porção centro oeste do maciço, controlado por falhamentos secundários, associados à Zona de Cisalhamento Ribeira. Apresentam trama sal e pimenta e textura inequigranular a levemente porfirítica com poucos fenocristais dispersos pela matriz de tamanho pequeno (0,5 cm).

Os fenocristais são subeudrais a anedrais, róseos, dispersos em matriz também rósea, de granulação que varia de fina a média e texturas predominante equigranular, isotrópica a sub-orientada (os máficos apresentam orientação), de granulação fina a média e tamanho na ordem dos 0,2 a 0,4 cm (*Figuras 38a – e*).

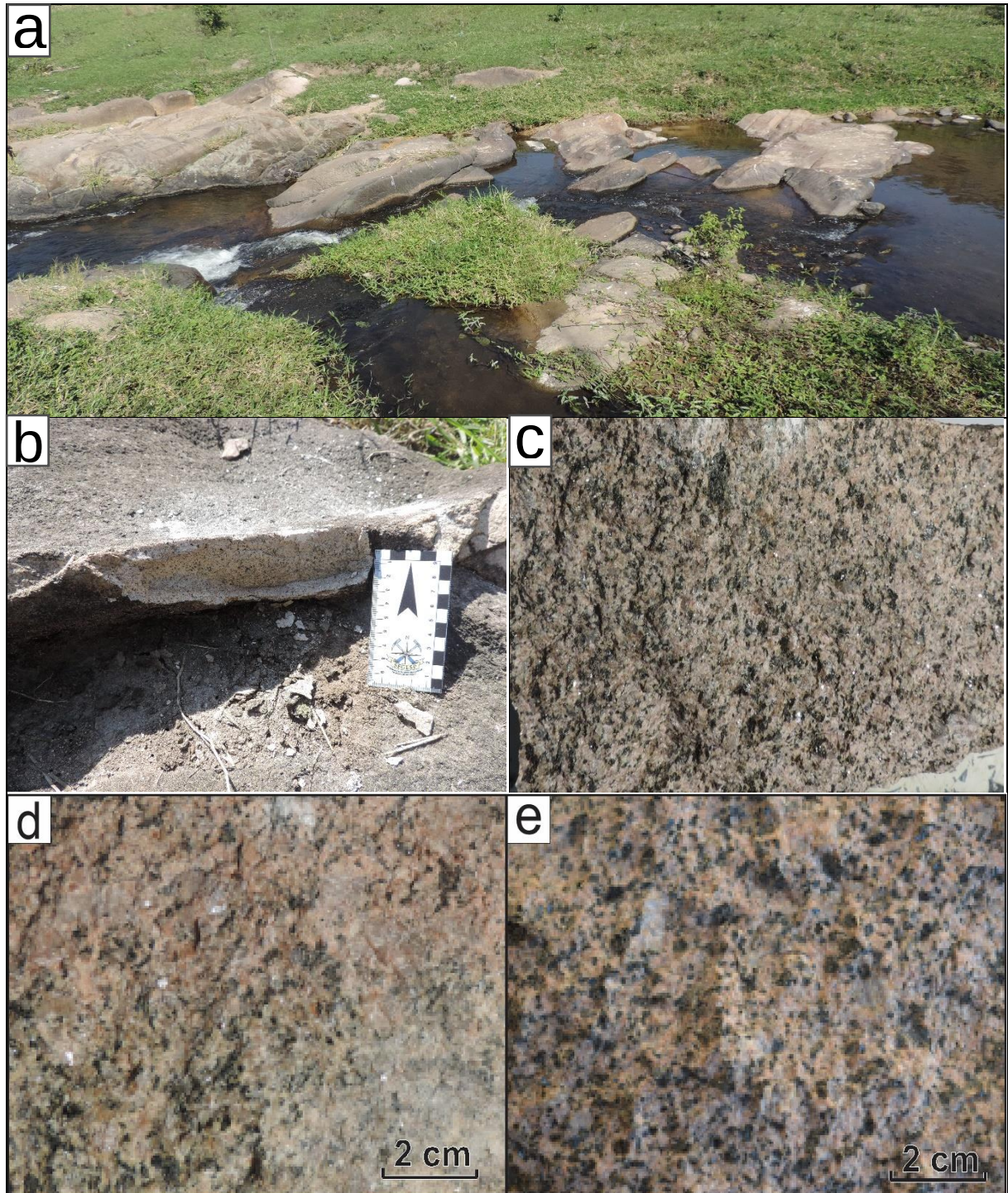


Figura 38 – a) Rocha in situ, na forma de lajedos **b)** diferença de rocha sã (mais clara) e porção mais escurecida devido a intemperismo **c)** arranjo anisotrópico, maciço com matriz rosa alotriomórfica e, máficos compondo cerca de 10% da rocha; **d e e)** rocha isotrópica a sub-orientada, estrutura maciça, textura modal tipo sal e pimenta e porfirítica, com poucos fenocristais dispersos em matriz rósea, alotriomórfica com máficos compondo 15% dessa matriz.

São rochas de coloração rósea, leucocráticas, mostrando pontuais feições miloníticas. Estas rochas caracterizam-se por uma textura granoblástica inequigranular e localmente porfiroclástica.

4.2.2.2.2 *Monzogranito róseo 2*

A Fácies Monzogranito Róseo 2 apresenta estrutura maciça, sub-orientada, com textura inequigranular a porfirítica, alotriomórfica e matriz equi- a inequigranular. O microclínio é róseo a levemente acinzentado, com tamanhos relativamente pequenos (0,5 a 0,8 cm) idiomórficos a hipidiomórficos e bem dispersos na matriz e, em certas porções, apresenta leve albitização das bordas.

A matriz, por sua vez, apresenta porção leucocrática rósea composta por plagioclásio, quartzo e feldspato, é alotriomórfica equi- a inequigranular, de granulação média, com cristais da ordem dos 0,2 a 0,5 cm, composta por minerais máficos de biotita e hornblenda (~15%) suborientados a isotrópicos hipidiomórficos (***Figuras 39a – e***).

4.2.2.2.3 *Monzogranito róseo 3*

Ocorre na porção extremo oeste do batólito granítico, faz contato com rochas encaixantes metassedimentares (Formação Água Suja e Mármore de Apiaí). A fácies monzogranito róseo 3 é característica por apresentar, dentro da unidade das fácies róseas, a textura porfirítica composta pelos maiores fenocristais, os quais alcançam até 1,5 centímetros de comprimento.

A matriz abrange um tamanho médio de 0,4 a 0,5 cm. Não apresenta orientação preferencial, sendo isotrópica e com cerca de 10 a 20% de máficos (***Figuras 40a – e***).

Sua coloração rósea não tão predominante, e sua matriz apresenta minerais mais bem formados, idiomórficos a hipidiomórficos, o que facilita sua distinção macroscópica. Em geral, a matriz é equigranular com granulação grossa.

4.2.2.3 *Associação de fácies indiferenciadas*

Nesse capítulo, serão tratadas uma gama de fácies encontradas no corpo granítico que sofreu deformação, devido a movimentos de falhas, provavelmente relacionados ao final do alojamento e esfriamento do granito Itaoca, além da atuação de zonas de cisalhamento associadas em seus entornos.

Desse modo, podem-se identificar pelo menos duas fácies indiferenciadas: uma representativa de rochas relacionadas às falhas, fundos de grandes vales e leitos de rios e

córregos encaixados, de morfologia típica das regiões afetadas por falhas e fraturas; e outra localizada na porção sul do batólito, região afetada pela Zona de Cisalhamento Ribeira (ZCR), que apresenta uma gama de rochas, aparentemente, todas da Unidade Itaoca, submetidas ao metamorfismo dinâmico associado a retrometamorfismo, exibindo granitoides foliados a gnáissicos protomiloníticos, miloníticos e blastomiloníticos (*Figura 41*).

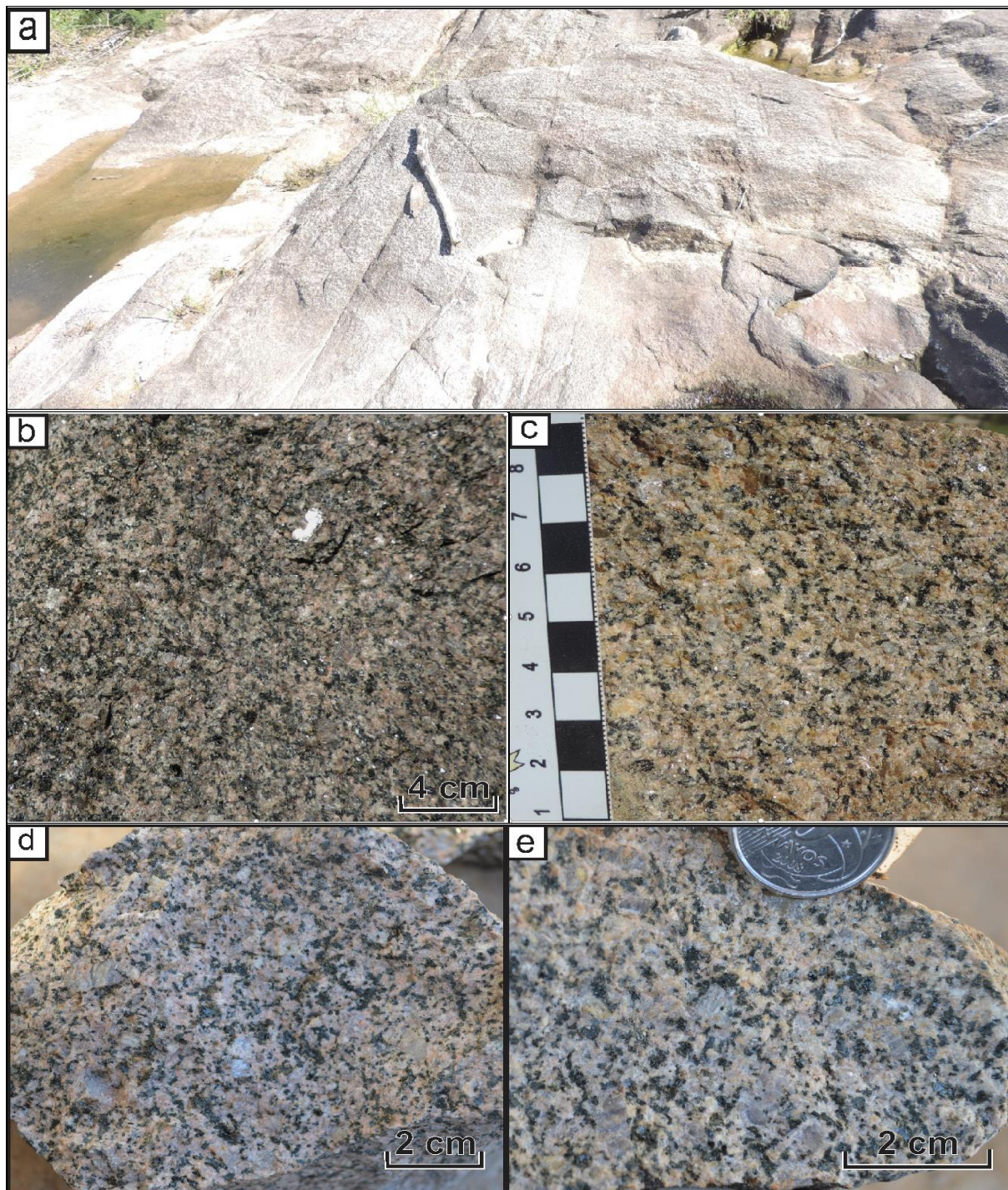


Figura 39 – **a)** pode ser observada a rocha in situ compondo com traços de juntas e orientação mineral preservada; **b e c)** rocha monzogranítica maciça, com alta concentração de máficos em b, e trama sal e pimenta em c; **d e e)** as rochas caracterizam uma fácies de textura porfírica média/baixa, sub-orientada a isotrópica, maciça, com cerca de 15% de máficos compostos por biotita e hornblenda.

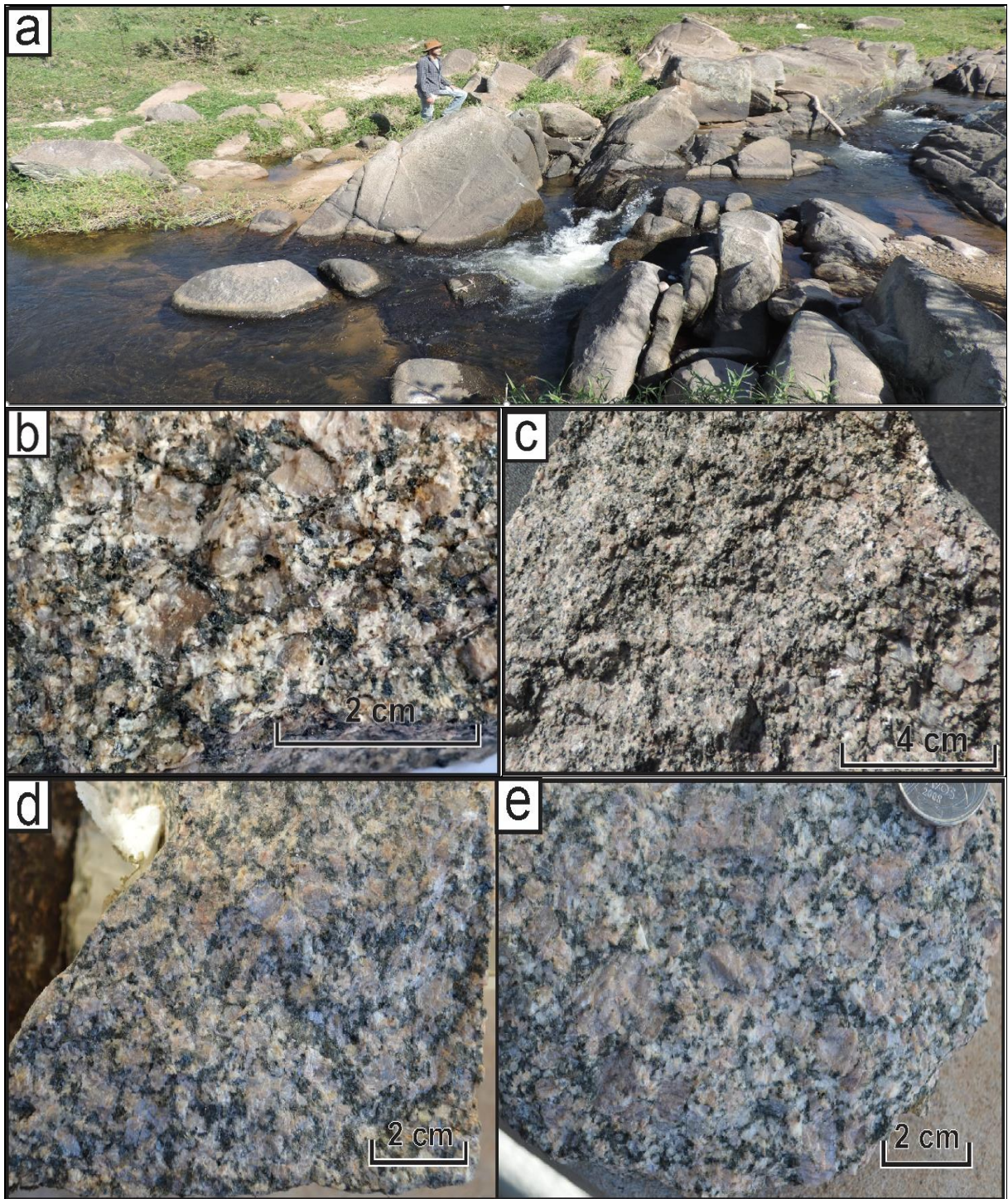


Figura 40 – a) Rocha in situ exposta em leito de rio com família de juntas paralelas preservada; **b)** Rocha de matriz de tonalidade rósea, com moderada alteração e fenocristais de FK de até 1,5 cm; **c)** Quartzo-monzonito róseo com matriz média equigranular e fenocristais de até 0,5 cm; **d e e)** rocha de texturas isotrópica, maciça, porfiríticas, com fenocristais da ordem dos 1,5 cm e matriz rósea-esbranquiçada.

As rochas representativas dos fundos de vales e regiões afetadas por falhas, apresentam variados graus de potassificação, veios de diversas naturezas (turmaliníticos, epidotos etc.), demonstrando-se muitas vezes com intensa alteração hidrotermal, assim como outras muito bem preservadas em relação a rochas vizinhas

A área a sul do batólito, caracterizada por Mello (1995) como fácies miloníticas, abrange rochas com diferentes graus de alteração, não sendo internamente distinguida em mapa devido a heterogeneidade dos litotipos nesse local.

São rochas protomiloníticas, miloníticas a blastomiloníticas com rochas granitoides associadas sem nenhuma orientação mineral, que nesse caso, foram classificadas como pertencentes a Unidade Itaoca. No presente trabalho, essa região foi classificada como pertencente a associação de fácies indiferenciadas.



Figura 41 – **a e b)** granitos de matriz acinzentada a rósea preferencialmente anedral composta por microclínio, quartzo, oligoclásio, biotita e hornblenda, além de fenocristais róseos de feldspato potássico de tamanho médio, eudrais a subedrais; **c)** rocha de orientação marcada pelos minerais máficos e fenocristais; **d)** produto de processo de alteração hidrotermal com potassificação da rocha.

5 PETROGRAFIA

Neste capítulo são apresentados os resultados petrográficos obtidos para o grupo de amostras do Batólito Itaoca. A maior parte das dúvidas de identificação óptica de várias fases minerais foram parcialmente esclarecidas durante os estudos de seções delgadas.

As razões destas dúvidas são várias, destacando-se a granularidade micrométrica de

alguns agregados e os efeitos da alteração (sobreposição de transformações desencadeadas por processos tardimagmáticos e, posteriormente perturbadas, em grau variável, pela meteorização química) que, em conjunto, dificultam a avaliação das propriedades ópticas e à diagnose mineral; acrescem as razões decorrentes da natureza singular de algumas das fases minerais.

A nomenclatura das associações de fácies e fácies magmáticas seguiram as designações definidas no Capítulo IV classificadas em:

- 3 unidades denominadas de Itaoca, Ribeira, Associação Indiferenciada;
- 6 subdivisões faciológicas para as rochas granitoides denominadas de:
- Fácies Cinza 1, Fácies Cinza 2, Fácies Cinza 3,
- Fácies Rósea 1, Fácies Rósea 2 e Fácies Rósea 3.

Na escala de mapeamento e observado no mapa geológico da figura 15 as Fácies Cinza 1 e 2, foram agrupadas e denominadas de Associação Cinza 1 e 2, além da Associação Indiferenciada.

Os dados oriundos da contagem modal foram lançados no diagrama QAP de Streckeisen (1974) (**Figura 42**) e a **Tabela 5** apresenta o sumário das características petrográficas das variedades das amostras.

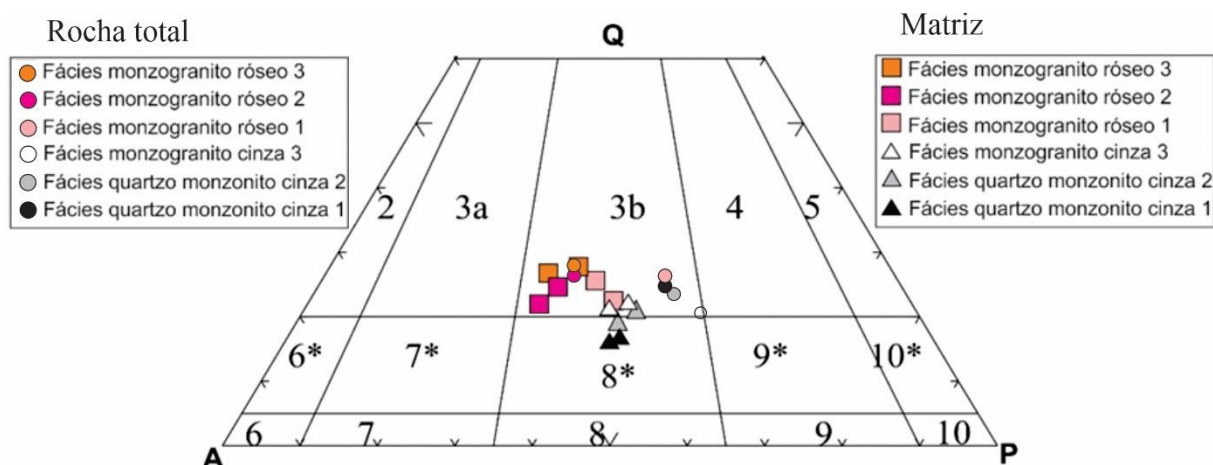


Figura 42 – Diagrama QAP com as médias das amostras do Batólito Itaoca recalculadas para rocha total (esferas) e para a matriz (polígonos).

Neste item serão descritas novas terminologias para as fácies que facilitem a sua utilização, padronização e comparação e que estarão associadas às terminologias das associações de fácies e fácies definidas e já utilizadas em Mello (1995), bem como no mapa geológico de referência. A diferenciação das fácies e ou associações que serão descritas, baseiam-se essencialmente em aspectos macroscópicos (Capítulo IV) e microscópicos, de textura e da cor dos feldspatos, índice de cor, e feições composicionais.

Tabela 5 – Tabela com informações gerais das associações e fácies granitoides do Batólito Itaoca.

Batólito Itaoca							
		Unidade Itaoca			Unidade Ribeira		
Fácies		Fácies Cinza 1	Fácies Cinza 2	Fácies Cinza 3	Fácies Rósea 1	Fácies Rósea 2	Fácies Rósea 3
Estrutura		Isotrópica	Isotrópica	Isotrópica	Isotrópica	Anisotrópica	Anisotrópica
Textura		Porfirítica bimodal	Porfirítica serial	Porfirítica bimodal	Porfirítica serial	Inequigranular a porfirítica	Porfirítica a inequigranular
Matriz		1 – 3 mm	2 – 5 mm	2 – 5 mm	2 – 4 mm	2 – 5 mm	4 – 5 mm
Fenocrystal FK (mm)		5 // 12	5 - 6	5 - 10 // 15 - 20	5	5 – 8	15
Descrição Fenocrystal		róseo a cinza (+/-20%) FK	róseo a cinza (+/-15%) FK	cinza (+/-18%) FK	róseo (+/- 20%) FK.	róseo (+/- 5%) FK.	róseo (+/- 8%) FK.
Índice de cor (%)		Leucocrático	Leucocrático	Leucocrático	Leucocrático	Leucocrático	Leucocrático
Minerais Félsicos	Qtz	18	21	23	25	24	26
	FK	24	27	27	28	38	36
	Plag.	45	43	40	40	30	29
Minerais Fe-Mg (%)	Anf.	6	3	4	2	3	3
	Biot.	7	6	6	5	5	6
	Total	13	9	10	7	8	9
Minerais Acessórios		apatita, titanita allanita, zircão, minerais opacos	apatita, titanita allanita, zircão magnetita.	apatita, titanita allanita, zircão magnetita	apatita, titanita allanita, zircão minerais opacos.	apatita, titanita allanita, zircão minerais opacos.	apatita, titanita allanita, zircão minerais opacos
Minerais Alteração		sericita, epidoto carbonato clorita, biotita minerais opacos	sericita, epidoto carbonato clorita, biotita minerais opacos	sericita, epidoto carbonato clorita, biotita minerais opacos	sericita, epidoto carbonato clorita, biotita minerais opacos	sericita, epidoto carbonato clorita, biotita minerais opacos	sericita, epidoto carbonato clorita, biotita minerais opacos
Classificação		Biotita-hornblenda-quartzo monzonito	Biotita-quartzo monzonito com hornblenda	Biotita-monzogranito com hornblenda	Biotita monzogranito com hornblenda	Biotita monzogranito com hornblenda	Biotita monzogranito com hornblenda

5.1 Unidade Itaoca

5.1.1 Quartzo-monzonito cinza1

Petrograficamente a Fácies Quartzo-monzonito Cinza 1 apresenta textura microporfirítica bimodal, holocristalina, de textura alotriomórfica à hipidiomórfica com cristais anedrais à euedrais (**Figura 43**).

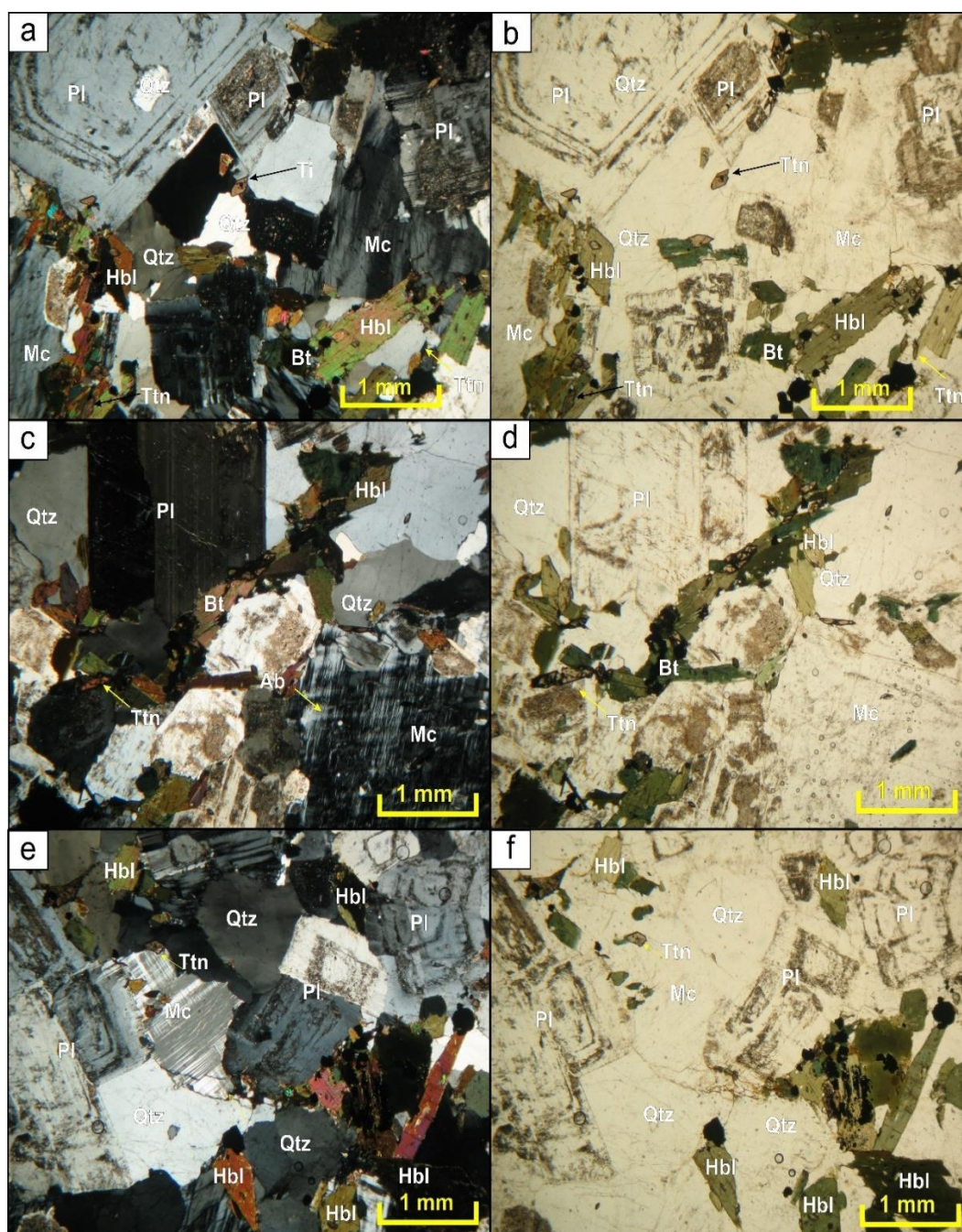


Figura 43 – Fotomicrografias: **a, c e e** (polarizadores cruzados) e **b, d e f** (polarizadores paralelos) caracterizam a amostra IT-4, com textura microporfirítica evidenciada pelo plagioclásio, com inclusão de quartzo (textura poiquilítica) além de seu zoneamento composicional evidenciado pelos anéis microbandados e suas zonas mais alteradas (porção mais cálcica), quartzo anedral e com extinção ondulante e máficos bem formados de hornblenda e biotita associados. **Legenda:** Qtz: quartzo, Pl: plagioclásio, Mc: Microclínio; Ab: albita; Hbl: hornblenda; Bt: biotita; Ttn: titanita.

A rocha apresenta texturas de intercrescimento, como à poiquilítica, de quartzo dentro dos feldspatos (majoritariamente microclínio), textura mimerquítica nos plagioclásios e pertíticas à antipertíticas no microclínio e oligoclásio. Apresenta também evidência de textura coronítica, com formação de albita envolvendo o oligoclásio.

A moda microporfirítica composta de microclínio e oligoclásio, apresenta bivariação, bem formados, eudrais a subeudrais, com ocorrências de saussuritização média à alta. A matriz, por sua vez, é equigranular, hipidiomórfica, composta por plagioclásio, feldspato, quartzo, máficos (biotita e hornblenda) e minerais opacos.

O oligoclásio apresenta anéis de crescimento, podendo representar um zoneamento rítmico, de microbandas mais sódicas ou cálcicas, sendo mais cálcica (oligoclásio cálcico) no centro e sódica nas bordas (oligoclásio sódico a albita), provavelmente devido ao fato que as porções centrais estão mais saussuritizadas e as bordas mais límpidas (sódicas).

O microclínio possui texturas de exsolução, como pertita e poiquilítica. O quartzo ocorre evidenciando o final da cristalização granítica, ocupando os interstícios da rocha, sempre anedral, inequigranular e com extinção ondulante.

Os minerais acessórios como titanita, apatita e zircão são encontrados como elementos traços, em geral idiomórficos a hipidiomórficos e minerais de alteração, como clorita e algum epidoto, são alotriomórficos

5.1.2 Quartzo-monzonito cinza 2

Petrograficamente, a Fácies Quartzo-monzonito Cinza 2 apresenta textura microporfirítica, holocristalina, composta de cristais hipidiomórficos, matriz inequigranular, composta basicamente por oligoclásio, microclínio, quartzo, biotita e hornblenda (**Figura 44**).

O Oligoclásio, ocorre como cristais maiores da matriz a quase fenocristais da textura microporfirítica, apresentando aspecto turvo, alterações de porções mais cálcicas, pelas variações zonadas núcleo-borda de porções mais e menos cálcicas, além de geminação da lei da albita.

O microclínio ocorre como megacristais, em geral idiomórficos a hipidiomórficos, eudrais a subeudrais, apresentando leve saussoritização e geminação simples de albita e periclínio que gera aspecto enxadrezado, típico desse mineral.

O quartzo ocorre de maneira intersticial, ocupando as porções finais da cristalização de forma anedral e alotriomórfica, possui extinção ondulante e ainda pode aparecer como inclusão associado ao oligoclásio ou microclínio.

Os minerais máficos, como a hornblenda e a biotita, ocorrem em meio a matriz

associados, representam 15 a 20% da rocha, em geral hipidiomórficos, euedrais a subeudrais.

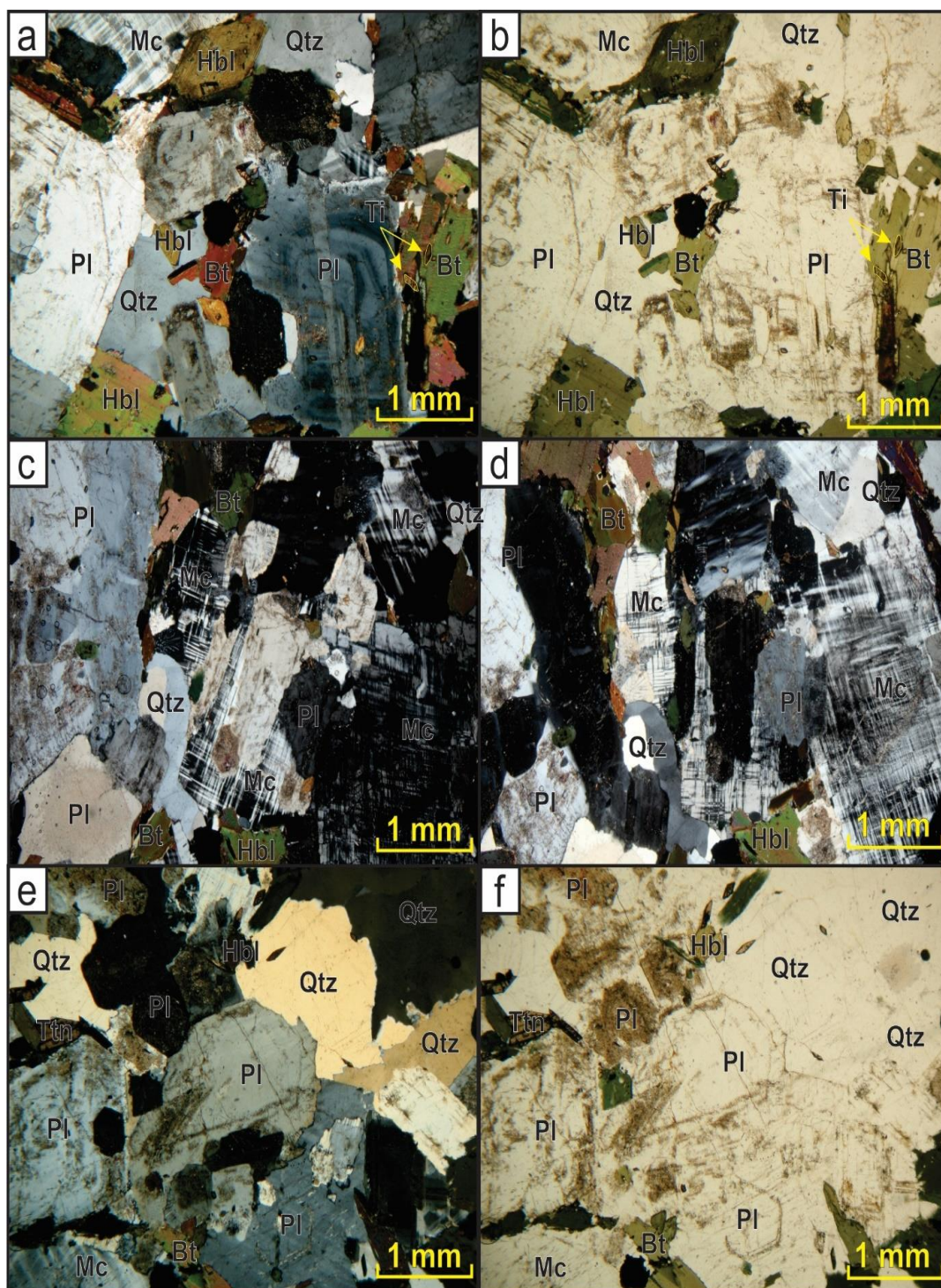


Figura 44 – Fotomicrografias: **a, c e e** (polarizadores cruzados) e **b, d e f** (polarizadores paralelos) caracterizam a amostra Geoq. 5 com oligoclásio eudral, evidenciando lamelas de albita (lei da albita), quartzo intersticial com extinção ondulante, microclínio com geminação simples de albita e periclíneo com aspecto enxadrezado, máficos como biotita e hornblenda euedrais a subeudrais, além de acessórios como titanita e associados. **Legenda:** Qtz: quartzo, Pl: plagioclásio, Mc: Microclínio; Ab: albita; Hbl: hornblenda; Bt: biotita; Ttn: titanita.

Os minerais acessórios como a titanita são comuns, sempre associados a biotita e hornblenda, além de serem bem formados e de tamanhos variados. Os minerais opacos ocorrem

de maneira acessória, pelo hábito são prováveis magnetitas e/ou ilmenitas. Outros minerais acessórios como zircão e apatita ocorrem em pequena quantidade apenas como minerais traços na rocha.

Desse modo foram classificadas as rochas da fácies como hornblenda-biotita-quartzo mela monzonitos, variando para monzogranitos a mela monzogranitos, dependendo de porções de rochas com maiores concentrações de quartzo.

A matriz apresenta composição quartzo-monzonítica a granodiorítica, composta por quartzo, intersticial ou em agregados inequigranulares, microclínio e oligoclásio levemente sericitizado e/ou saussuritizado, muitas vezes ressaltando um zoneamento dado por bordas mais límpidas de albita. A biotita constitui o máfico predominante, encontrando-se em placas isoladas ou aglutinadas.

O anfibólio do tipo hornblenda, apresenta-se parcialmente alterado passando para biotita e clorita. Os acessórios são minerais opacos, apatita, rutilo, zircão e titanita. Os minerais de alteração são sericita, clorita, calcita, epidoto e hidróxidos de ferro e leucoxênio.

5.1.3 Quartzo-monzonito cinza 3

Petrograficamente, a rocha apresenta textura microporfirítica bimodal, holocristalina, composta de fenocristais hipidiomórficos, com texturas de intercrescimento, como a poiquilítica, textura mimerquítica, pertíticas a antipertíticas (*Figura 45*).

Sua matriz, inequigranular à equigranular, alotriomórfica é composta basicamente por cristais de microclínio, oligoclásio, quartzo e máficos associados entre si (biotita e hornblenda, além de alteração dos mesmos).

O microclínio, além de se apresentar como fenocristal da textura porfirítica, é um mineral encontrado na matriz, em geral subeudral, com inclusões envolvendo lamelas pertíticas de albita e cristais de quartzo, além de textura enxadrezada típica formada por lamelas de albita e periclíneo como identificado em fácies anteriores.

O oligoclásio é subhedral, apresenta em abundância a geminação da albita, além de cristais mais alterados (muitas vezes por completo) o que demonstra prováveis cristais mais cálcicos, como reparados anteriormente, e texturas de reação como mimerquitas. O quartzo, por sua vez, ocorre nos interstícios da rocha, sempre anedral, inequigranular e com extinção ondulante.

Os cristais máficos da rocha são biotita e hornblenda, sendo que a hornblenda está em geral alterada, o que originou cristais de biotita, epidoto e até alguma calcita microcristalina.

Os minerais acessórios como titanita e apatita ocorrem como traços na rocha, sendo a

titanita mais presente, de forma eudral associada aos minerais máficos.

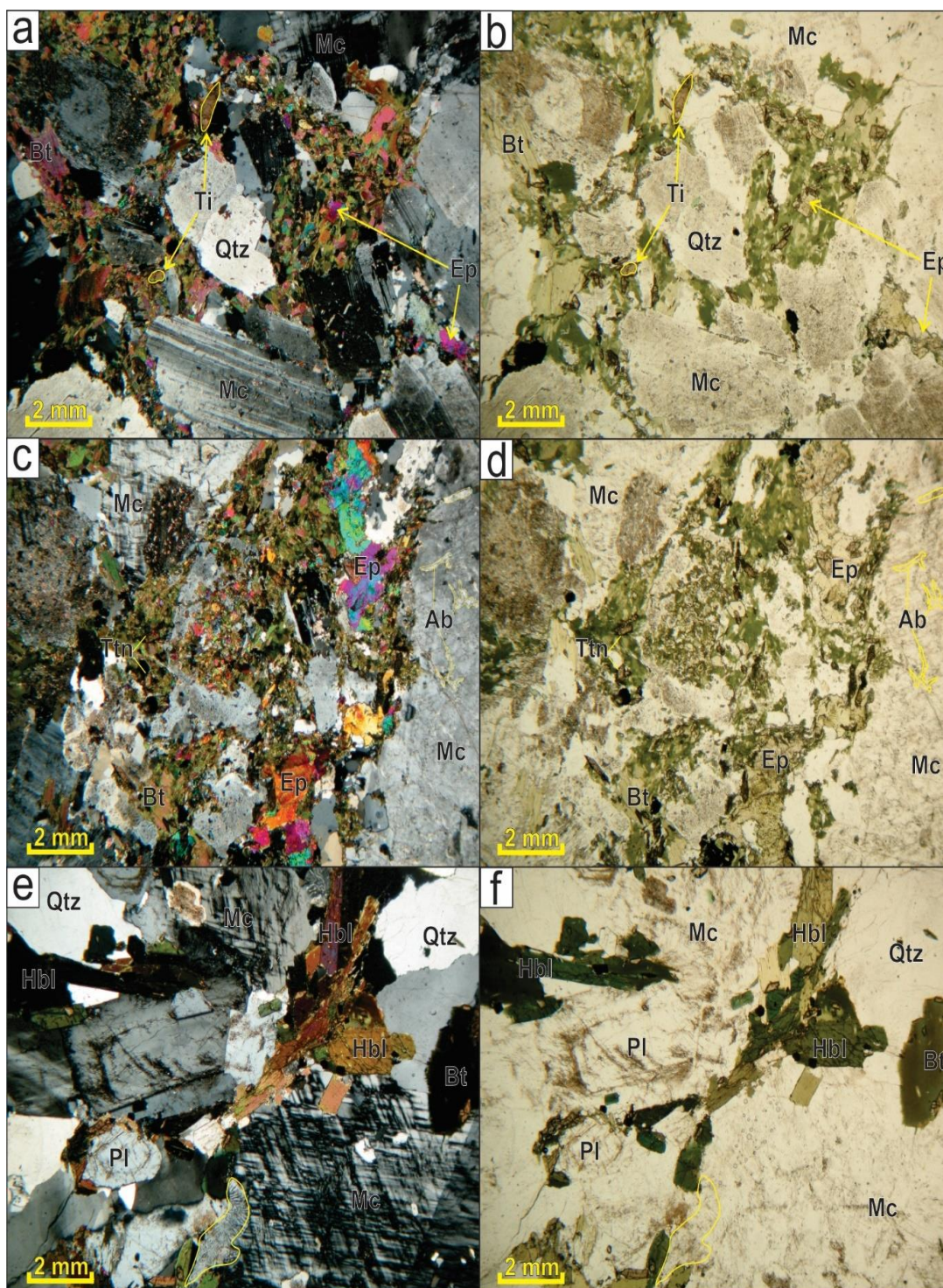


Figura 45 – Fotomicrografias do ponto Geoq. 1 e IT-40, no qual pode se observar em **a, c e e** (polarizadores cruzados) e **b, d e f** (polarizadores paralelos). A rocha apresenta uma estrutura pouco organizada, com processos de alteração mais evidentes, nota-se a hornblenda alternando para biotita e epidoto, o plagioclásio e o microclínio de formas anedrais, com suas bordas arredondadas, além de saussuritização evidente no oligoclásio. O microclínio também apresenta lamelas de albita (textura de exsolução -pertitas-). **Legenda:** Qtz: quartzo, Pl: plagioclásio, Mc: Microclínio; Ab: albita; Hbl: hornblenda; Bt: biotita; Ttn: titanita; Ep: epidoto.

Desse modo, as rochas da fácies foram classificadas como hornblenda-biotita-quartzo

monzonito, com variações para hornblenda-biotita monzogranitos, além de porções mais ricas em fenocristais de feldspato alcançando, localmente, a variedade de sienogranito e quartzo sienito.

As rochas são compostas basicamente por oligoclásio, intensamente sericitizado e/ou saussuritizado, muitas vezes ressaltando um zoneamento dado por bordas mais límpidas de albita, feldspato potássico e quartzo intersticial ou em agregados inequigranulares, associados com biotita e hornblenda dispersa caoticamente ou constituindo glúmeros micáceos e apresentam teores de até valores acima de 10%.

Além do exposto acima, são observados e descritos minerais acessórios como titanita, mineral opaco, apatita, zircão e allanita e minerais secundários como sericita, epidoto, clorita e carbonatos, minerais opacos, hidróxidos de ferro e leucoxênio.

5.2 Unidade Ribeira

5.2.1 Monzogranito róseo 1

A rocha apresenta textura holocristalina, hipidiomórfica a alotriomórfica. Sua textura varia de microporfirítica a granular, com fenocristais euedrais a anedrais, texturas de intercrescimento como pertitas e alterações diversas como saussuritização. Os fenocristais são compostos por microclínio e oligoclásio, sendo que os mesmos também ocorrem na matriz. São esses euedrais a anedrais, compondo uma textura hipidiomórfica.

O oligoclásio apresenta, como já visto em outras fácies, zoneamento mineral, com porções centrais mais cálcicas e, por isso, com maior saussuritização, e em alguns locais é possível distinguir epidoto.

O microclínio, que compõem os fenocristais da textura porfirítica identificada macroscopicamente, tem textura poiquilítica, com cristais de quartzo intercrescidos, além de texturas de exsolução, como pertitas.

O quartzo é alotriomórfico, tipicamente demonstra ser dos últimos minerais a se cristalizar, com aspectos intersticiais. Sua extinção é ondulante, assim como todas as fácies já analisadas. O mesmo pode ser encontrado também na forma de “vermes” em cristais de oligoclásio no contato com quartzo, o que forma uma textura típica mimerquítica (**Figura 46**).

Associados, ocorrem a biotita e a hornblenda, em geral hipidiomórficos a idiomórficos, alterados e com formação de epidoto e clorita. Como acessórios, ocorrem titanita, epidoto. A rocha predominante da fácies foi classificada como um hornblenda-biotita monzogranito, com variações para hornblenda-biotita sienogranito, quartzo monzonitos e quartzo sienitos, além de porções mais ricas em máficos, caracterizando, por vezes, o prefixo ‘mela’ a rocha.

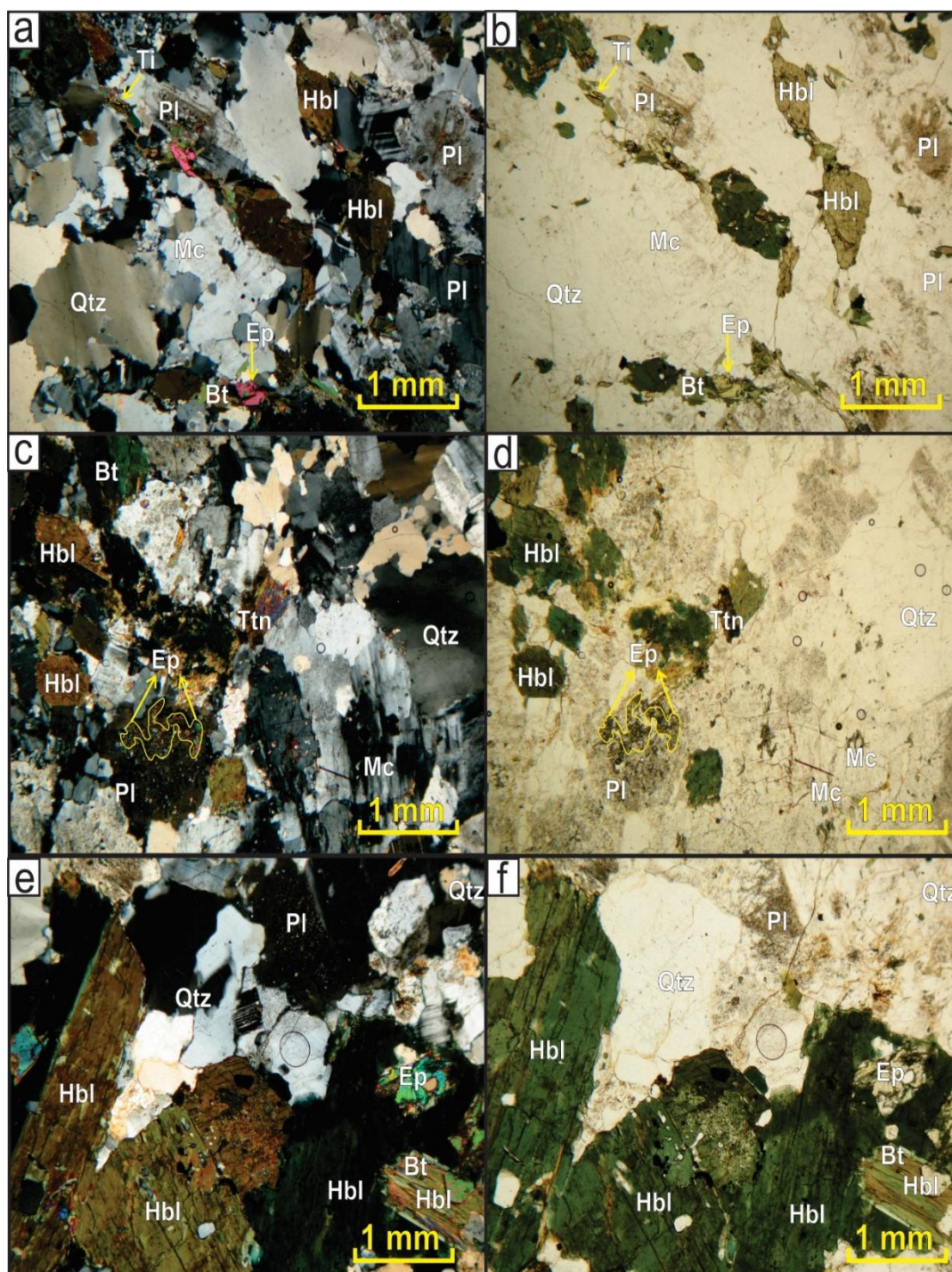


Figura 46 – Seções delgadas de amostras coletadas nos pontos IT-17 e Geoq. 3. Em **a**, **c** e **e** apresenta os polarizadores cruzados enquanto em **b**, **d** e **f** paralelos. Apresenta plagioclásio, com centro saussuritizado, o microclínio com lamelas de albita, o quartzo com extinção ondulante anedral, e os cristais de hornblenda, biotita e titanita eudrais a subedrais, melhor formados.

Legenda: Qtz: quartzo, Pl: plagioclásio, Mc: Microclínio; Hbl: hornblenda; Bt: biotita; Ttn: titanita; Ep: epidoto.

5.2.2 Quartzo-monzonito róseo 2

Petrograficamente, a rocha apresenta textura holocristalina, granular, microporfirítica, hipidiomórfica a alotromórfica com matriz equi- a inequigranular. Os minerais também

apresentam texturas de reação, como pertitas e mimerquitas. Ocorrem, também, evidências de alteração na rocha, como a saussuritização (**Figura 47**).

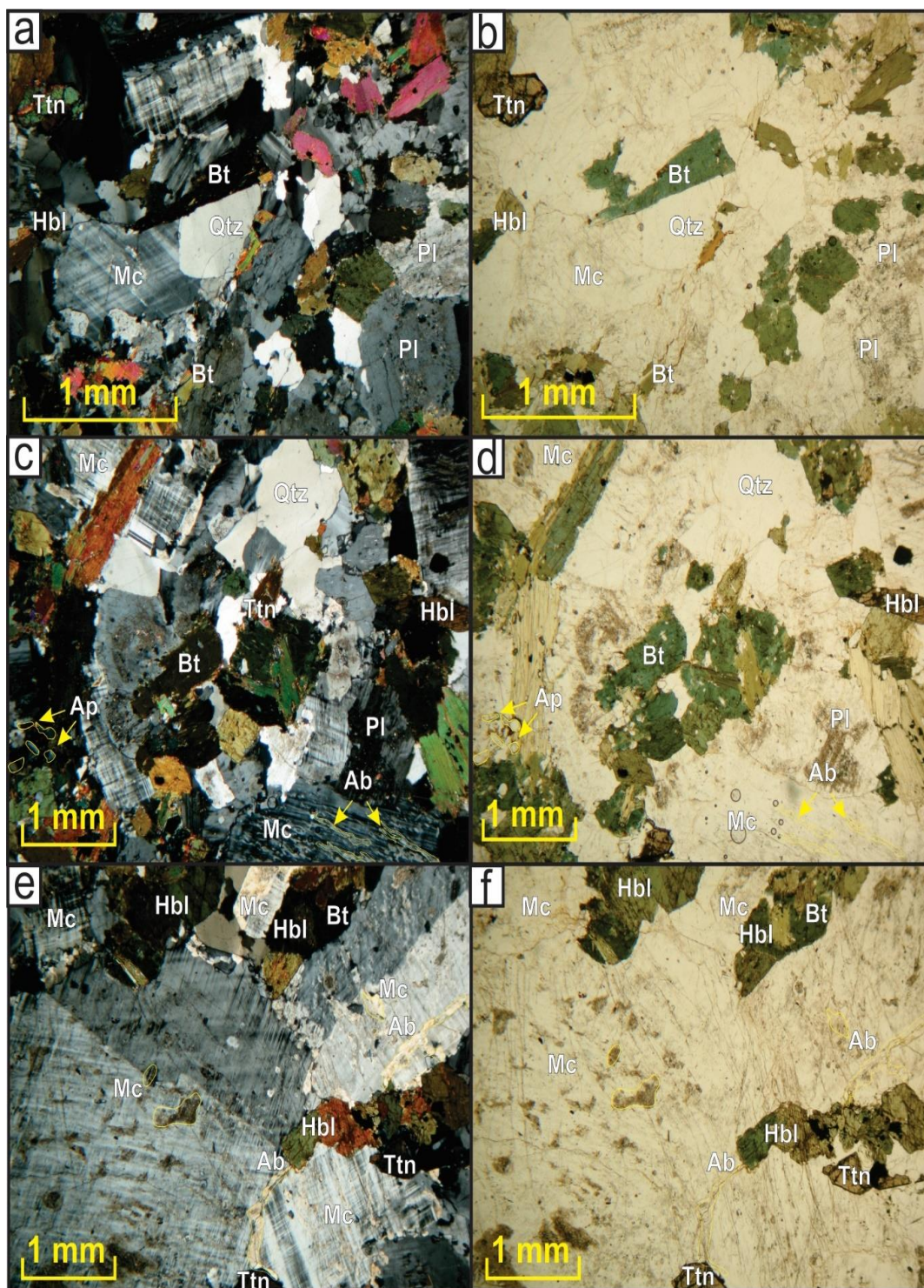


Figura 47 – As imagens da esquerda com polarizadores cruzados e, da direita, paralelos. Em ambas se observam rochas com baixo grau de alteração, com destaque para alteração no centro dos oligoclásios, lamelas de albita no microclínio (pertitas) e cristais de apatita próximos aos máficos oriundos da alteração. **Legenda:** Qtz: quartzo; Pl: plagioclásio; Mc: Microclínio; Ab: albita; Hbl: hornblenda; Bt: biotita; Ttn: titanita; Ap: apatita.

O microclínio, que compõem os fenocristais da textura porfírica, são em geral idio- a

hipidiomórficos, apresentam maclas de albita, e por vezes periclínio ortogonal a essas, formando o típico aspecto enxadrezado.

Na **Figura 47** é possível observar em destaque tais lamelas de albita em lâmina petrográfica delgada da rocha. O plagioclásio oligoclásio apresenta textura hipidiomórfica a alotriomórfica, com variação composicional, alternando dos centros mais cálcicos a bordas mais sódicas (menos alteradas), com o centro cálcico alterado.

O quartzo ocorre de maneira alotriomórfica, inequigranular, nos interstícios, marcando o final da cristalização. Apresenta extinção ondulante, aparece relacionado a texturas de reação como mimerquitas e poiquilítica.

Os minerais máficos, no entanto, ocorrem com textura hipidiomórfica, com variações euedrais a anedrais, equigranulares em geral, com porções alteradas para clorita, epidoto e apatita. Perfazem aproximadamente 16% da rocha. Ainda, associados aos mesmos, ocorre titanita como mineral acessório.

Classificados como hornblenda-biotita quartzo monzonitos, as rochas dessa fácies transitam entre hornblenda-biotita monzogranitos, hornblenda-biotita sienogranitos a quartzo sienitos, localmente observados em campo.

5.2.3 Monzogranito róseo 3

Petrograficamente, a rocha apresenta similaridade com outras fácies em termos de textura e estrutura, sendo holocristalina, microporfirítica, isotrópica, hipidiomórfica inequigranular com processos de alteração bem marcados, com substituições completas de minerais. Texturas de exsolução como pertitas e poiquilítica também são identificadas, além de texturas de mimerquitas (**Figura 48**).

O oligoclásio apresenta na rocha aspectos hidiomórficos, dispersos na matriz, com geminação Carlsbad, intrusões poiquilítica no microclínio (pertita) e zoneamento mineral, assim como nas outras fácies, com porção mais cálcica no centro variando para porções mais sódicas e menos alteradas nas bordas, em alguns núcleos já é possível identificar pequenos cristais de epidoto.

O microclínio ocorre como fenocristais, destacando da matriz, em geral idiomórfico a hipidiomórfico, com lamelas de albita, e meclas de periclíneo, com extinção enxadrezada. Como descrito acima, o microclínio apresenta textura poiquilítica, com inclusões de cristais de quartzo e plagioclásio (**Figura 48.a**). Em certas porções, também apresenta leve saussuritização.

O quartzo ocorre sempre como final de cristalização, nos interstícios, anedral, com

extinção ondulante e nos plagioclásios como mimerquitas.

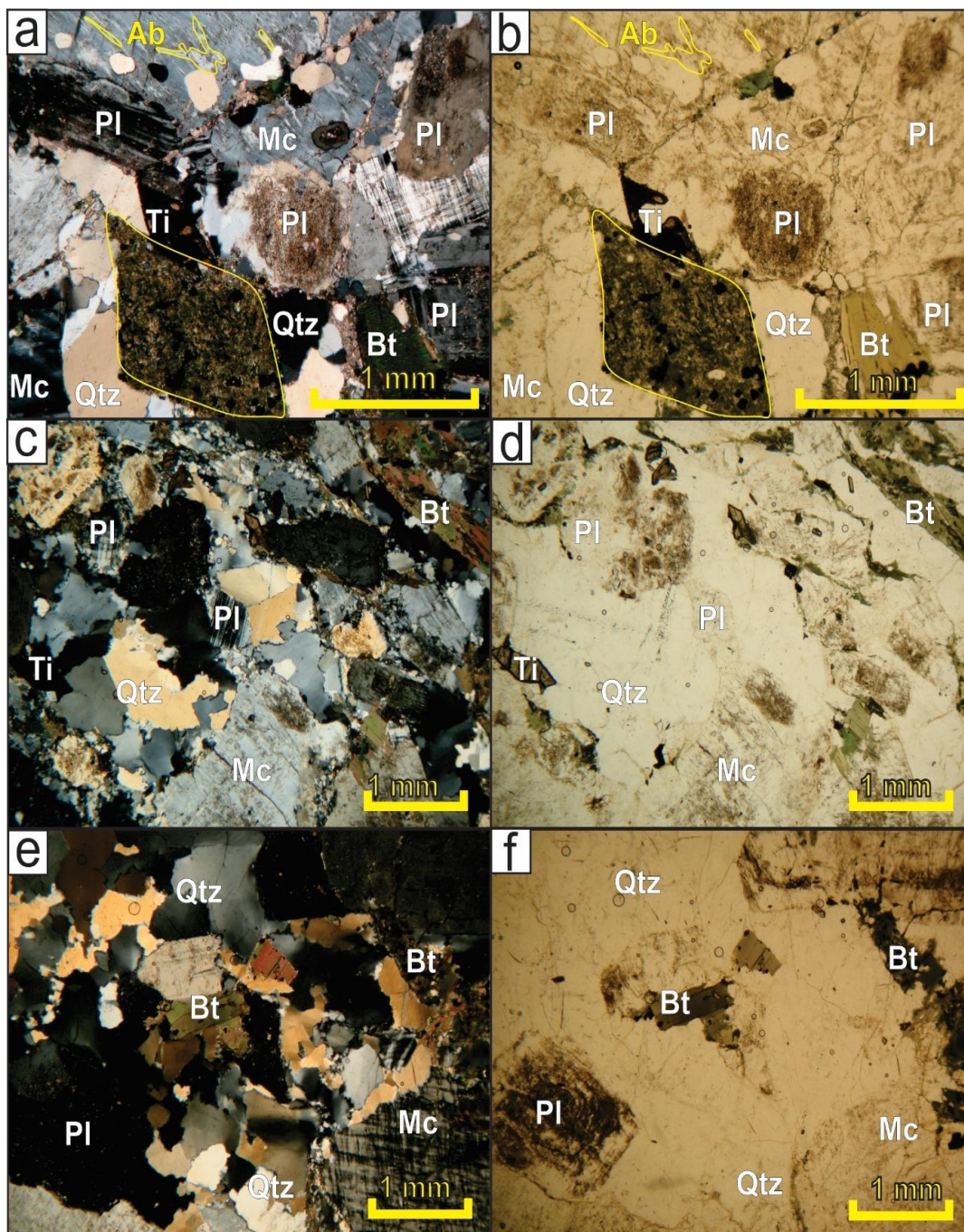


Figura 48 – Nas imagens com polarizadores cruzados (esquerda) e paralelos (direita) é possível observar o tamanho avantajado das bordas dos cristais de microclínio (fenocristais), a alteração do plagioclásio, que evidencia teor de cálcio elevado nos centros e sódio nas bordas preservadas. Em destaque amarelo, é possível observar lamelas de albита no microclínio (pertitas), além de inclusões de quartzo e plagioclásio no mesmo cristal. Além da forma preservada de hornblenda alterada para biotita, clorita, epidoto microcristalino e magnetita. **Legenda:** Qtz: quartzo, Pl: plagioclásio, Mc: Microclínio; Ab: albита; Hbl: hornblenda; Bt: biotita; Ttn: titanita.

Os máficos são destacados pela biotita e hornblenda, a segunda praticamente consumida por completo, preservando inclusive seu formato (**Figura 48a, b** destacado em amarelo), alterada para mineralogia variada, como epidoto, biotita, clorita e minerais opacos, como a

magnetita.

Os minerais acessórios identificado a titanita, em geral eudral e bem espalhada ao longo da lâmina, geminada, sempre associada aos minerais máficos de biotita e hornblenda, e algum zircão na forma de traço.

Essa última fácies foi classificada como um hornblenda-biotita monzogranito, ocorrendo como hornblenda-biotita sienogranito, dependendo da densidade dos feldspatos, e variando para monzogranitos ou quartzo monzonitos, quando da diminuta concentração de quartzo na rocha.

5.3 Hornfels e escarnitos

Dentro do campo das rochas termometamórficas identificadas durante o trabalho e, como já discutido no presente trabalho, são identificados nesse grupo, os granada-wollastonita escarnito, os hornfels calciossilicatados e anfibolito, todos encontrados na área interna do Batólito Itaoca. A partir da análise petrográfica dessas rochas, puderam ser observadas características importantes à interpretação da evolução das rochas graníticas.

Na figura **49a.** e **b.** pode ser observada a seção delgada de uma amostra do granada-wollastonita escarnito. Nela predominam os minerais wollastonita, granada (grossulária), diopsídio e escapolita. Essa paragênese mineral indica uma temperatura de cristalização superior a 700°C (piroxênio hornfels). Essa condição sugere que esse escarnito provavelmente trata-se de um megaxenólitos ou, uma porção muito enraizada de um teto pendente oriundo da encaixante (Grupo Lajeado).

A figura **49c.** e **d.** ilustra uma lâmina de de hornfels calciossilicatados, apresenta bandamento composicional e mineralogia predominante de quartzo, tremolita e epidoto. Sua formação está associada a fluídos posteriores a formação do granada-wollastonita escarnito, que, já enriquecidos em cálcio, alteram os hornfels pelíticos para rochas hornfels calciossilicatadas.

Na figura **49e.** e **f.** podem ser observados as seções delgadas de rochas anfibolíticas identificadas na porção interna do granito. Possivelmente esse material foi transportado pelo próprio magma granítico, com idade Brasileira. Sua natureza ortomagmática é evidente pela presença de plagioclásio bem formado do tipo oligoclásio.

Ainda, de caráter mais recente, podem ser observados ocorrências de minerais supergênicos de cobre, formados da alteração de cristais de pirita, calcopirita e bornita, principalmente (**Figura 50**).

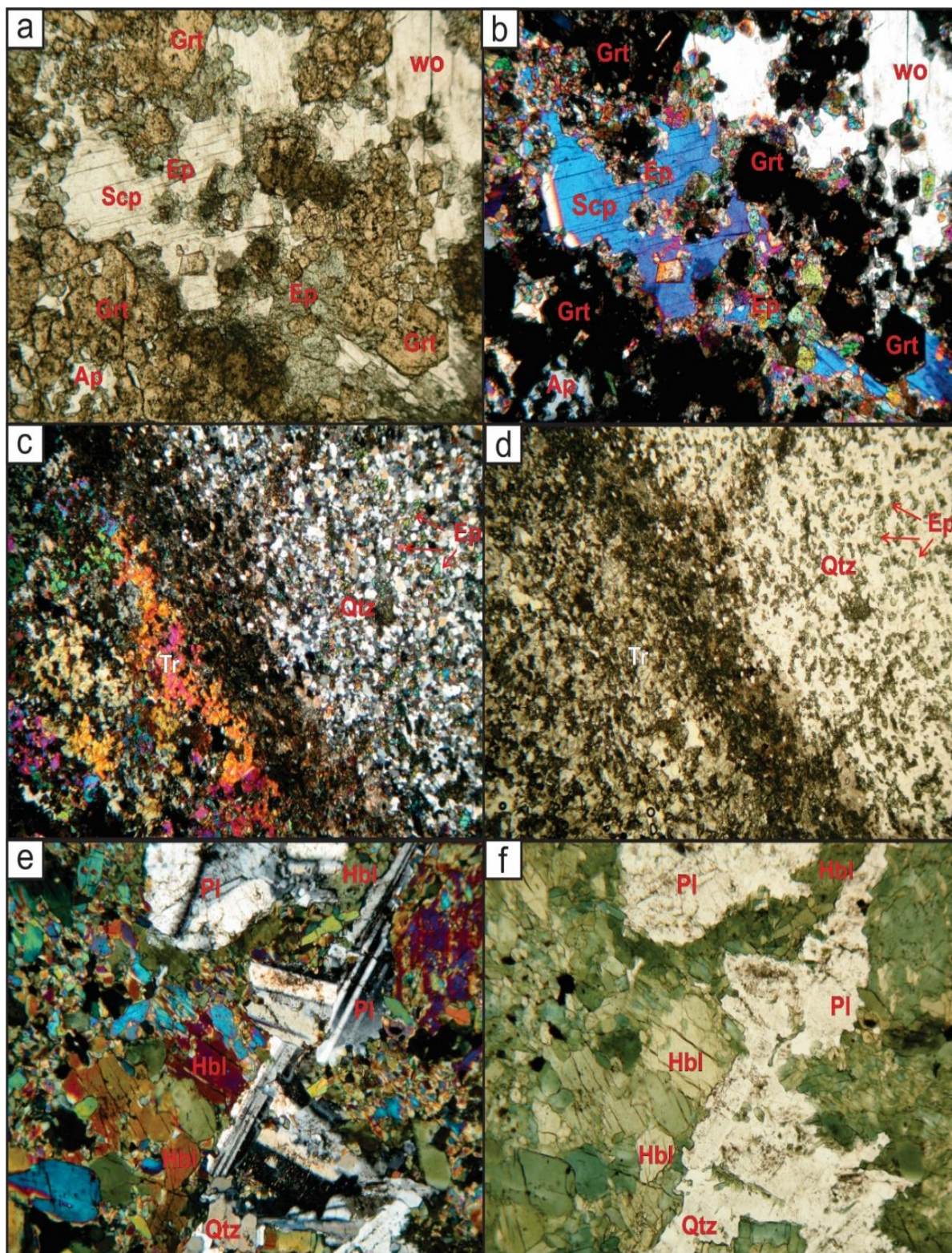


Figura 49 – Fotomicrografia de litotipos termometamórficos, sendo (a) e (b) referentes ao ponto IT-105, no qual (a) apresenta os polarizadores paralelos e (b) cruzados, a lâmina apresenta bandamento de granada associada a wollastonita e massa microcristalina com quartzo, plagioclásio, epidoto, exemplificando o granada-wollastonita skarn. Em (c) e (d) observa-se uma rocha calciossilicatada do ponto IT-5, com bandamento de quartzo equigranular, granoblástico, com trama em mosaico, além de cristais de epidoto dispersos, e bandas de tremolita, epidoto e quartzo associados, inequigranulares e alotriomórficos. Em (e) e (f) é evidenciado um anfibolito do ponto IT-8 com textura granoblástica, idiomórfica, com cristais de anfibólio, epidoto, oligoclásio e quartzo.

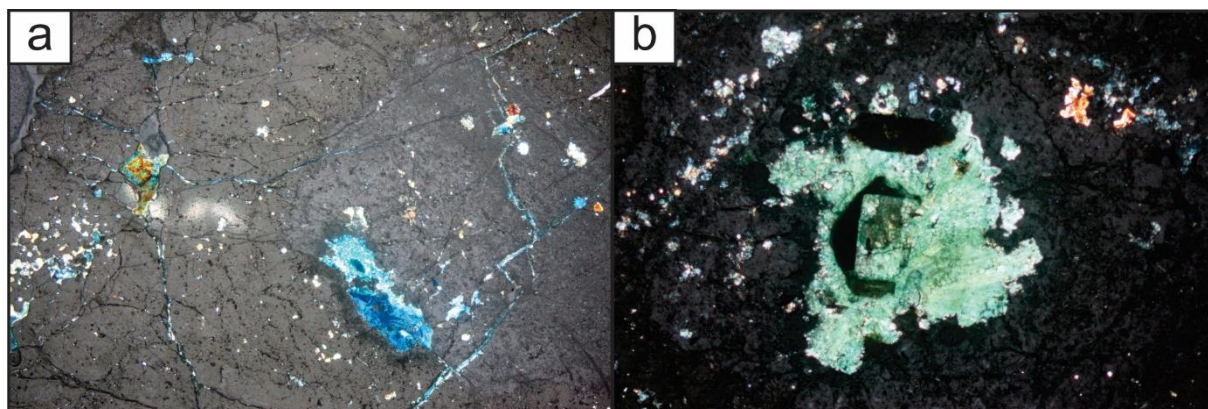


Figura 50 – Fotomicrografia de minerais resultantes da alteração supergênica de minerais de cobre. À direita, é possível observar minerais de azurita, enquanto à esquerda a ocorrência do mineral malaquita.

6 QUÍMICA MINERAL

O estudo de química mineral do Granito Itaoca foi desenvolvido nas fácies rosas e cinzas, onde foram analisados cristais de plagioclásio, feldspato potássico, biotita e hornblenda, escolhidos por critérios petrográficos de acordo com a paragênese de interesse.

As análises foram realizadas em cinco lâminas por microsonda eletrônica, acoplado a detector de WDS, sob condições de 15 kV, aceleração de 20,4 nÅ e diâmetro do feixe de 10 µm, com padrões naturais para todos os elementos.

6.1 Feldspatos

Foram analisados cerca de 60 cristais de feldspato e plagioclásio nas amostras Geoq. 2, IT-04, IT-20, IT-23 e IT-54, representantes das fácies cinzas e róseas (**Figura 51**). O conteúdo de átomos por unidade de fórmula (a.p.u.f) dos cristais de feldspato e plagioclásio analisados, de cada amostra, estão apresentados na **Tabela 6**, onde expõem-se valores significativos dos 30 cristais de cada mineral analisado.

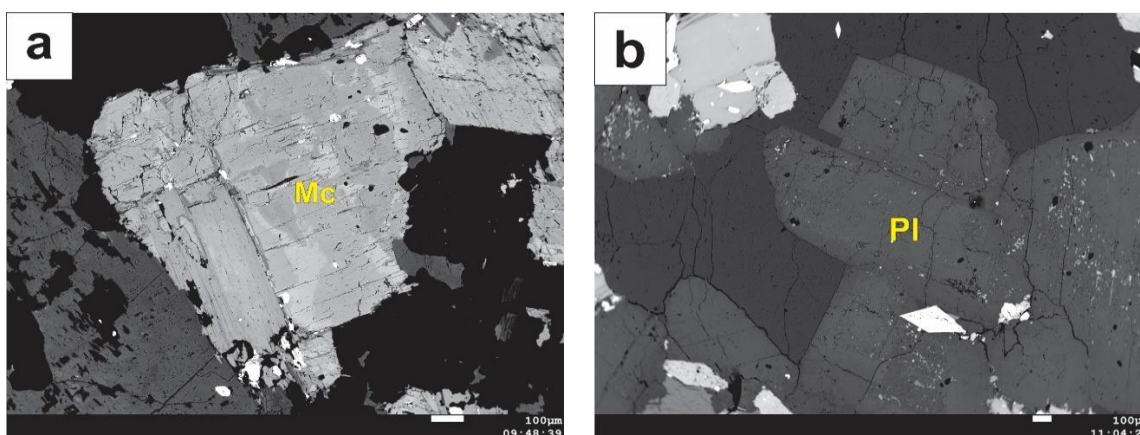


Figura 51 – Imagem de microscópio eletrônico de varredura (elétrons retroespalhados) do monzogranito róseo 2 e monzogranito cinza 2. (a) Cristal hipidiomórfico de feldspato; (b) Cristal hipidiomórfico de plagioclásio.

Para os cristais de feldspato, foram realizadas análises químicas pontuais, os quais apresentam composições relativamente homogêneas com $Or_{93,68-94,68\%}$. Observa-se, na **Figura 52**, que os feldspatos analisados se enquadram no campo da sanidina.

O plagioclásio, por sua vez, foi analisado a partir das mesmas amostras, em 30 cristais aleatórios. Nas análises observadas o plagioclásio apresenta variações composicionais com respeito ao teor de albita entre $Ab_{90,17} - Ab_{77,94}$, com composição predominante no oligoclásio e, em menor proporção, a albita (**Figura 52, Tabela 6**).

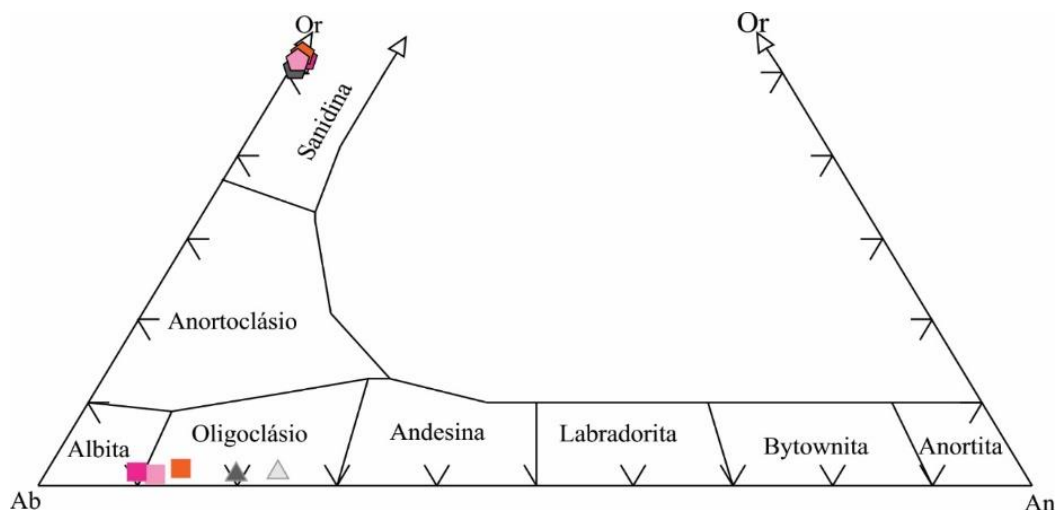


Figura 52 – Diagrama de classificação de feldspatos (Deer et al., 1963).

Tabela 6 – Análises químicas representativas dos Feldspatos.

Amostra	Feldspato					Plagioclásio				
	Cinza 1 (◻)	Cinza 2 (◻)	Rosa 1 (◻)	Rosa 2 (◻)	Rosa 3 (◻)	Cinza 1 (◻)	Cinza 2 (◻)	Rosa 1 (◻)	Rosa 2 (◻)	Rosa 3 (◻)
SiO ₂	63,65	64,56	63,76	64,22	64,67	62,51	63,93	65,11	66,15	65,38
Al ₂ O ₃	18,78	18,85	18,75	18,67	18,71	23,26	22,90	21,44	21,31	21,83
Fe ₂ O ₃	0,09	0,10	0,07	0,08	0,09	0,12	0,16	0,07	0,10	0,16
BaO	0,89	0,78	0,67	0,75	0,58	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4,26	3,78	2,14	1,91	2,29
Na ₂ O	0,66	0,66	0,63	0,56	0,58	8,77	9,13	9,93	10,25	9,75
K ₂ O	14,96	15,07	15,13	15,25	15,20	0,19	0,16	0,09	0,09	0,30
Total	99,04	100,02	99,02	99,54	99,84	99,14	100,07	98,81	99,83	99,72
APUF										
Si	2,98	2,98	2,98	2,98	2,99	2,79	2,82	2,89	2,91	2,88
Al	1,03	1,03	1,03	1,02	1,02	1,22	1,19	1,12	1,10	1,13
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Ba	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,20	0,18	0,10	0,09	0,11
Na	0,06	0,06	0,06	0,05	0,05	0,76	0,78	0,86	0,87	0,83
K	0,89	0,89	0,90	0,90	0,90	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
Soma Cátions	4,98	4,01	4,01	4,01	4,01	4,99	4,01	4,01	4,01	4,01
Ab	6,32	6,24	5,99	5,32	5,49	77,94	80,67	88,89	90,17	86,89
Anor	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	20,88	18,43	10,56	9,29	11,31
Ort	93,68	93,76	94,01	94,68	94,51	1,17	0,90	0,55	0,55	1,80

Observa-se, ainda, o *trend* evolutivo das fácies do granito na composição de sódio (albita) e cálcio (anortita), onde os cristais de plagioclásio mais cálcicos compõem a fácies cinza, frente os mais sódicos, que compõem as fácies róseas.

6.2 Biotita

Dentro das fácies do granito Itaoca, foram observados apenas uma variedade pertencente ao grupo da biotita. As biotitas compõem um total de 30 cristais analisados nas diferentes fácies do granito. A **Figura 53**, abaixo, ilustra um cristal de biotita referente a amostra IT-04, pertencente a fácies cinza 2 do granito.

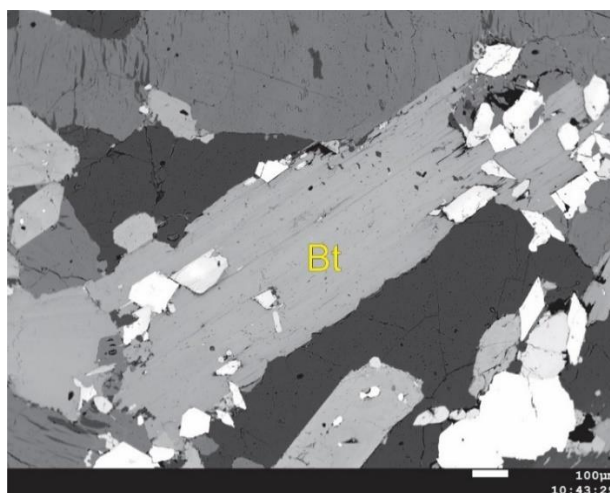


Figura 53 – Imagem de microscópio eletrônico de varredura (elétrons retroespalhados) do monzogranito cinza 2, ilustrando um cristal xenomórfico de biotita.

Os cristais de biotita (análises pontuais) não apresentaram grandes variações nos teores de Fe e MgO, assim como com o Al_2O_3 (**Tabela 7**). No diagrama Al^{IV} vs. $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ (Deer et al., 1992) observa-se um *trend* com maior variação nos teores de $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ frente ao Al^{IV} . Ainda assim, todos os pontos analisados são plotados dentro do campo da Annita (**Figura 54**).

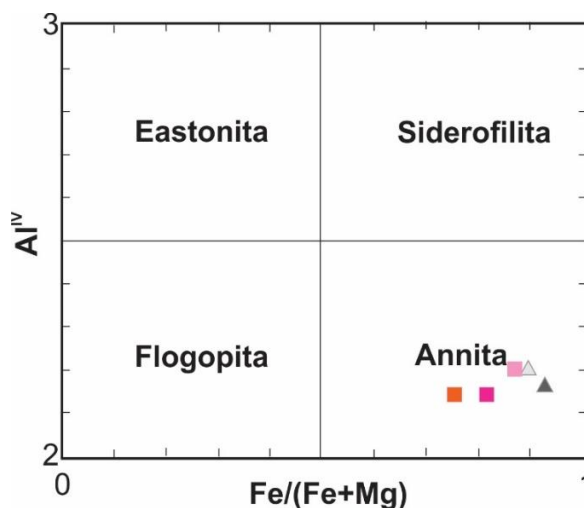


Figura 54 – Diagrama de classificação da biotita (Deer et al., 1992).

Tabela 7 – Análises químicas representativas da biotita.

Amostra	Cinza 1 (▲)	Cinza 2 (▲)	Rosa 1 (■)	Rosa 2 (■)	Rosa 3 (■)
SiO ₂	37,32	37,24	37,51	37,95	38,53
TiO ₂	1,65	1,61	1,77	1,18	1,2
Al ₂ O ₃	14,12	13,89	14,23	14,02	14,32
FeO	17,64	18,36	17,2	16,53	15,19
MnO	0,27	0,2	0,34	0,25	0,33
MgO	12,44	11,68	12,41	13,44	14,1
CaO	0	0	0	0	0
Na ₂ O	0,047	0,05	0,05	0,06	0,06
K ₂ O	9,38	9,12	9,33	9,42	9,61
BaO	0,24	0,21	0,49	0,11	0,2
H ₂ O*					
Total	93,07	92,32	93,35	93,05	93,53
APUF					
Si	2,9	2,92	2,9	2,93	2,94
Al iv	2,2	2,16	2,2	2,14	2,14
Al vi	0,19	0,21	0,2	0,21	0,22
Ti	0,1	0,1	0,1	0,07	0,07
Fe	1,15	1,2	1,11	1,07	0,97
Mn	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02
Mg	1,43	1,36	1,43	1,55	1,6
Ca	0	0	0	0	0
Na	0	0	0	0	0
K	0,93	0,91	0,92	0,87	0,93
Ba	0	0	0,02	0	0
Fe/(Fe+Mg)	0,45	0,47	0,44	0,41	0,38

6.3 Anfibólio

Dentro das fácies do granito Itaoca, foram observados apenas uma variedade pertencente ao grupo da hornblenda, com um total de 100 cristais analisados. Na **Figura 55**, abaixo, observa-se um cristal de hornblenda, idiomórfico, da amostra IT-04, representante da fácies cinza 2.

As análises mostram composições, com AlT 2,20 a 2,27, Fe 0,8 a 1,32, Mg 2.43 a 2.79 e Ca 1,81 a 1,87, o que acarreta razões Mg/(Mg+Fe) de 0,65 a 0,78. Estas composições quando projetadas no diagrama de classificação para os anfibólios cálcicos (Leake et al., 1997) são classificadas no campo da Edenita (**Figura 56.a**).

Ainda, como já observado nos plagioclásios, é evidente o *trend* evolutivo das fácies cinza para as róseas, onde a quantidade de átomos por fórmula de magnésio descende, das fácies cinza para as róseas, enquanto a sílica, por outro lado, é ascendente.

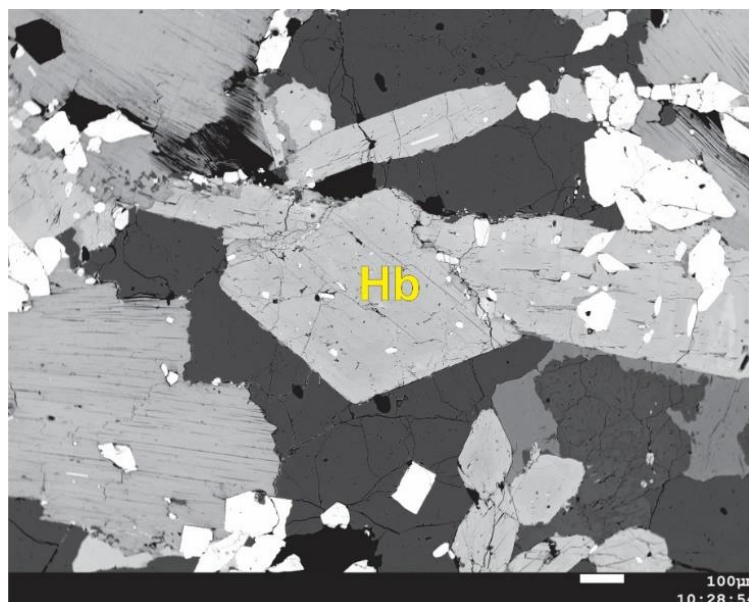


Figura 55 – Imagem de microscópio eletrônico de varredura (elétrons retroespalhados) do monzogranito cinza 2, ilustrando um cristal xenomórfico de biotita idiomórfico de hornblenda.

De mesma forma, a determinação da pressão e temperatura de cristalização, utilizando das composições do anfibólio (calibração de Schmidt, 1992 e Otten, 1984) mostra valores da ordem de 7,4 kbar e 680°C (**Figura 56** e **Tabela 8**), com oscilação da temperatura em valores máximos de 740 °C e mínimos de 620 °C. O cálculo da temperatura foi obtido a partir da fórmula:

- $T(^{\circ}\text{C}) = 1,204 \times (\text{Ti}/23 \text{ O}) + 545$ (Otten, 1984).

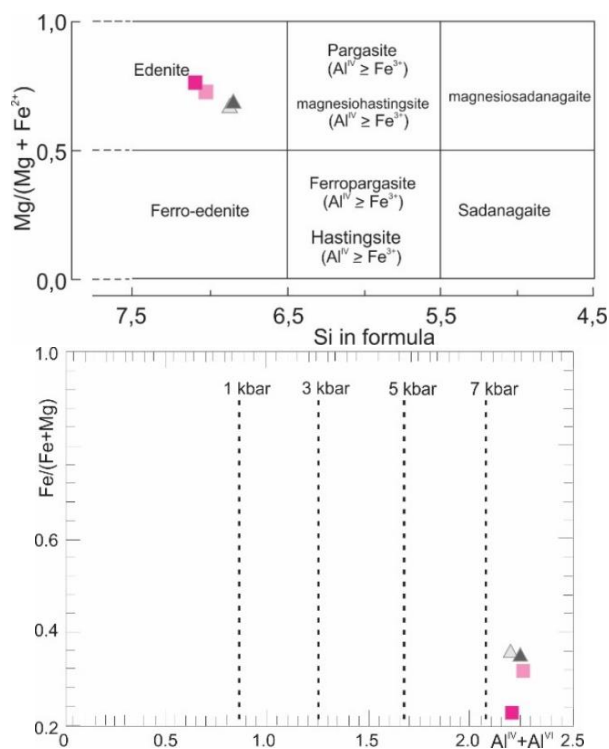


Figura 56 – Dados dos cristais de anfibólio analisados e plotados nos diagramas de (a) Leake et al. (1997) e (b) Anderson & Smith (1995). Símbolos como na **Tabela 8**.

Observa-se, também, uma oscilação descendente da temperatura entre as Unidades Itaoca e Ribeira, assim como, internamente às unidades, observa-se um *trend* regressivo de temperatura entre as fácies do centro para as fácies da borda do granito.

Tabela 8 – Análises químicas representativas da hornblenda.

<i>Amostra</i>	<i>Cinza 1 (▲)</i>	<i>Cinza 2 (▲)</i>	<i>Rosa 1 (■)</i>	<i>Rosa 2 (■)</i>
SiO ₂	45,46	45,15	46,42	46,55
TiO ₂	1,02	1,01	0,93	0,71
Al ₂ O ₃	7,71	7,82	6,93	6,38
Cr ₂ O ₃	0,03	0,01	0,05	0,03
FeO	17,08	17,14	16,86	15,33
MnO	0,37	0,43	0,33	0,35
MgO	10,69	10,88	11,00	12,45
CaO	11,42	11,32	11,21	11,13
Na ₂ O	1,43	1,49	1,31	1,28
K ₂ O	0,97	0,98	0,87	1,20
Total	96,18	96,23	95,92	95,22
APUF				
Si	6,93	6,89	7,06	7,13
Al iv	1,07	1,11	0,94	0,87
Al vi	1,14	1,14	1,33	1,33
Ti	0,12	0,12	0,11	0,08
Fe	1,32	1,26	1,06	0,79
Mg	2,43	2,47	2,49	2,79
Cr	0,00	0,00	0,01	0,00
Ca	1,87	1,85	1,83	1,81
Na	0,42	0,00	0,39	0,00
K	0,19	0,19	0,17	0,15
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg/(Mg+Fe)	0,65	0,66	0,70	0,78
Fe/(Fe+Mg)	0,35	0,34	0,30	0,22
Al ^{IV} + Al ^{VI}	2,21	2,25	2,27	2,21
Temperatura	685,65	684,89	673,78	640,62

7 LITOGEOQUÍMICA

As análises geoquímicas realizadas nas rochas do Batólito granítico Itaoca encontram-se enumeradas na **Tabela 9**, a fim de permitir uma comparação.

Os trabalhos de cunho geoquímico das rochas do batólito encontram-se descritos nos trabalhos iniciais de Gomes et al. (1975a, b); Wernick & Gomes (1974, 1977) e Wernick (1979) e, mais recentemente, por Mello (1995) e Mello & Bittencourt (1998).

A distribuição dos elementos maiores encontra-se caracterizado nos diagramas de Harker (1909) (**Figuras 57A a 57H**), mostram teores baixos de sílica para granitos e encontram-se distribuídos num intervalo restrito entre 63% a 71%.

Para as rochas menos diferenciadas da unidade cinza, os valores de SiO₂ de 63 e 64% caracterizam rochas de natureza intermediária. Os demais óxidos (TiO₂, Fe₂O₃, MgO, CaO e MnO) mostram correlação negativa em relação ao aumento em SiO₂, evidenciando um empobrecimento em relação as rochas mais enriquecidas em sílica e indicam similaridade com as características de rochas holo- a leucocráticas, com acentuado empobrecimento em minerais máficos.

Tabela 9 – Resultado de análises químicas de amostras das rochas do Granito Itaoca.

Batólito Itaoca										
	Unidade Itaoca			Unidade Ribeira						
	Fácies Cinza			Fácies Róseo						
	1 (▲)	2 (▲)	3 (▲)	1 (■)	1 (■)	2 (■)	2 (■)	3 (■)	3 (■)	3 (■)
SiO ₂	63.84	64.69	67.44	67.2	67.38	65.58	66.16	70.8	70.15	71.17
TiO ₂	0.96	0.89	0.65	0.61	0.7	0.76	0.7	0.47	0.39	0.4
Al ₂ O ₃	14.99	15.11	14.54	13.59	13.66	13.79	13.96	13.69	13.69	13.72
Fe ₂ O ₃	4.7	4.43	3.49	3.37	3.61	3.89	3.76	2.39	2.17	2.08
MnO	0.06	0.06	0.05	0.05	0.05	0.7	0.06	0.03	0.03	0.06
MgO	0.93	0.81	0.54	0.8	0.8	1.07	0.94	0.38	0.35	0.37
CaO	3.33	3.18	2.52	2.41	2.52	3.2	2.69	2	2.07	1.68
Na ₂ O	4.21	4.38	4.09	4.16	4.05	4.26	4.26	3.94	4.2	3.81
K ₂ O	5.36	5.02	5.76	5.67	5.92	5.89	5.93	5.74	5.42	5.91
P ₂ O ₅	1.15	0.88	0.49	0.87	0.8	1.03	1.11	0.23	0.47	0.3
LOI	0.57	1.06	0.52	1.3	0.44	0.49	0.45	0.4	0.49	0.54
Total	100.04	100	100.01	100.02	100.01	100.04	100.02	100.06	100.01	100.01
Cr	17	18	5	18	12	19	28	6	9	27
Cu	7	<3	3	7	7	6	<3	<3	13	8
Ni	13	13	15	27	11	37	33	14	15	29
Zn	70	30	45	57	59	69	58	39	79	59
Ba	2129	1800	2024	1957	1784	2385	2461	1744	2630	2177
Rb	135	128	130	142	120	145	151	120	154	136
Sr	1167	831	742	891	952	1041	1114	903	1378	899
Zr	38	66	42	28	31	28	33	56	43	21
Y	10	4	5	10	5	22	12	6	11	9
Nb	16	12	20	10	16	18	19	13	12	21
La	98.7	62.2	70.2	78.5	85.3	156.8	101.9	68.4	106.7	87
Ce	175.8	112	106.5	147.6	143.3	185.1	185.6	144	188.3	166.9
Nd	69	42.8	36.2	57.6	52.2	113.8	70.6	52.2	73.1	66.7
Sm	10.8	6.3	5.4	9.2	7.9	18.1	11.3	8.1	11.5	10.7
Eu	2.48	1.5	1.32	2.15	1.86	4.37	2.63	1.8	2.6	2.45
Gd	6.53	3.77	3.39	5.71	4.88	12.27	6.92	4.58	6.92	6.58
Dy	3.59	1.8	2.03	3.26	2.6	6.45	3.95	2.27	3.75	3.62
Er	1.43	0.72	0.9	1.41	1.1	2.68	1.67	0.92	1.49	1.6
Yb	1.1	0.5	0.8	1.2	0.9	1.8	1.3	0.7	1.1	1.2
Lu	0.12	0.05	0.08	0.13	0.08	0.22	0.17	0.07	0.12	0.15
[La/Yb]N	60.49	83.87	59.16	44.10	63.90	58.73	52.85	65.88	65.40	48.88
Eu*	40.30	23.43	20.39	34.61	29.68	70.10	42.33	29.61	42.85	40.14
Eu/Eu*	0.84	0.87	0.88	0.85	0.85	0.85	0.85	0.83	0.83	0.83
Ce/Sm	3.93	4.29	4.76	3.87	4.38	2.47	3.96	4.29	3.95	3.76
Gd/Yb	4.79	6.08	3.42	3.84	4.38	5.50	4.30	5.28	5.08	4.42

Observa-se a relação de uma redução gradual de Fe_2O_3 , MgO , CaO das fácies iniciais cinzas para as fácies mais diferenciadas róseas, observado nas paragêneses dos minerais máficos como hornblenda + biotita nos litotipos iniciais e a sua gradual redução e, terminando com termos ácidos a intermediários, empobrecidos em MgO , CaO e apresentando somente Fe_2O_3 , sem grandes variações em função da dominâncias e homogeneidade das fácies na porcentagem de biotita.

Quanto às relações em alumínio encontra-se diretamente ligado a presença os feldspatos e minerais máficos, sendo as rochas classificadas como biotita leucogranitos ou leucogranitos com biotita, com exceção as fácies iniciais que são definidas como granitos com hornblenda definindo um caráter transicionando para natureza metaluminosa.

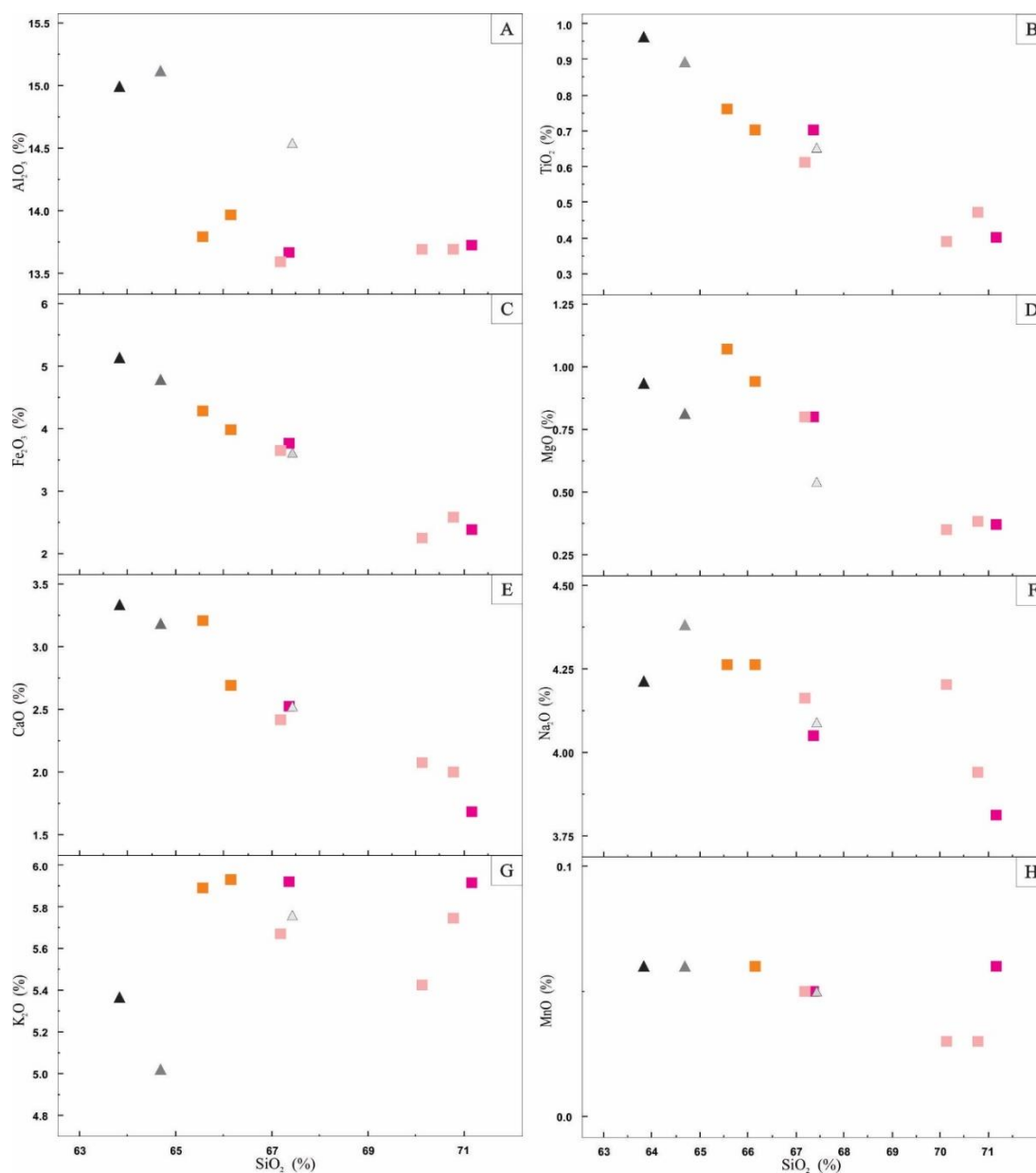


Figura 57 – Diagramas geoquímicos de variação para elementos maiores tipo Harker (1909) das amostras de rochas do Granito Itaoca.

As exceções ocorrem na distribuição dos álcalis, onde os teores de $\text{Na}_2\text{O} > 3,8\%$, oscilam num intervalo de variação mais ou menos constante, não apresentando grandes variações em relação ao teor em SiO_2 , com concentração de amostras em torno de 4%, enquanto que o apresenta valores de $\text{K}_2\text{O} > 5\%$ e correlação positiva e com teores que flutuam entre 5,0 a 5,9%. Valores estes que se encontra condizentes com as rochas graníticas diferenciadas.

As rochas do batólito são caracterizadas por intrusões que podem ser agrupadas em grandes fases magmáticas. A fase magmática inicial é restrita e de pequeno porte constituída por autólitos de dioritos a granodioritos equigranulares, identificados em descrições petrográficas.

A fase principal e dominante é constituída por monzogranitos a quartzo monzonitos porfiríticos cinza pouco diferenciados, apresentando teores entre 63 a 67% de SiO_2 e evidenciam uma zonação da parte central para as bordas com redução da granulação das rochas da fácies.

A fase secundária, apresenta acresção lateral ao conjunto principal e é constituída por monzogranito porfiríticos e inequigranulares róseos, mais evoluídos e, portanto mais diferenciados, apresentam valores médios de 70% de SiO_2 e controladas pelas reativações das zonas de cisalhamento que contornam o batólito, principalmente na sua borda sul onde são descritas deformações associadas à zona de cisalhamento Ribeira, que reforçam a hipótese da atuação da tectônica transcorrente durante a colocação do granito, enquanto a intrusão estava em estado dúctil.

Observa-se, ainda, processos localizados, associados à assimilação e contaminação crustal, frequentemente observadas no entorno dos inúmeros tetos pendentes que ocorrem no interior das rochas do batólito. Tardiamente, a fase magmática final é caracterizada por intrusões localizadas compostos por corpos graníticos equigranulares, aplitos e pegmatitos mais diferenciados que afetam as demais fácies, sugerindo que o magmatismo se desenvolveu por diferentes impulsos magmáticos.

Nos diagramas petrográficos de Le Maitre (1989) da **Figura 58A** e de Middlemost (1985) da **Figura 58B**, as amostras distribuem-se principalmente em dois campos, os das rochas intermediárias definidos por quartzo monzonitos e pelas rochas ácidas constituído por álcali granitos e monzogranitos.

O diagrama Q-A-P de Lê Maitre (1989) (**Figura 58C**) define para o conjunto principal de amostras a composição monzogranítica, com exceção das amostras de quartzo monzonitos. As rochas da fácies cinza são classificadas como quartzo monzonitos e as da fácies rósea como quartzo monzonitos a monzogranitos.

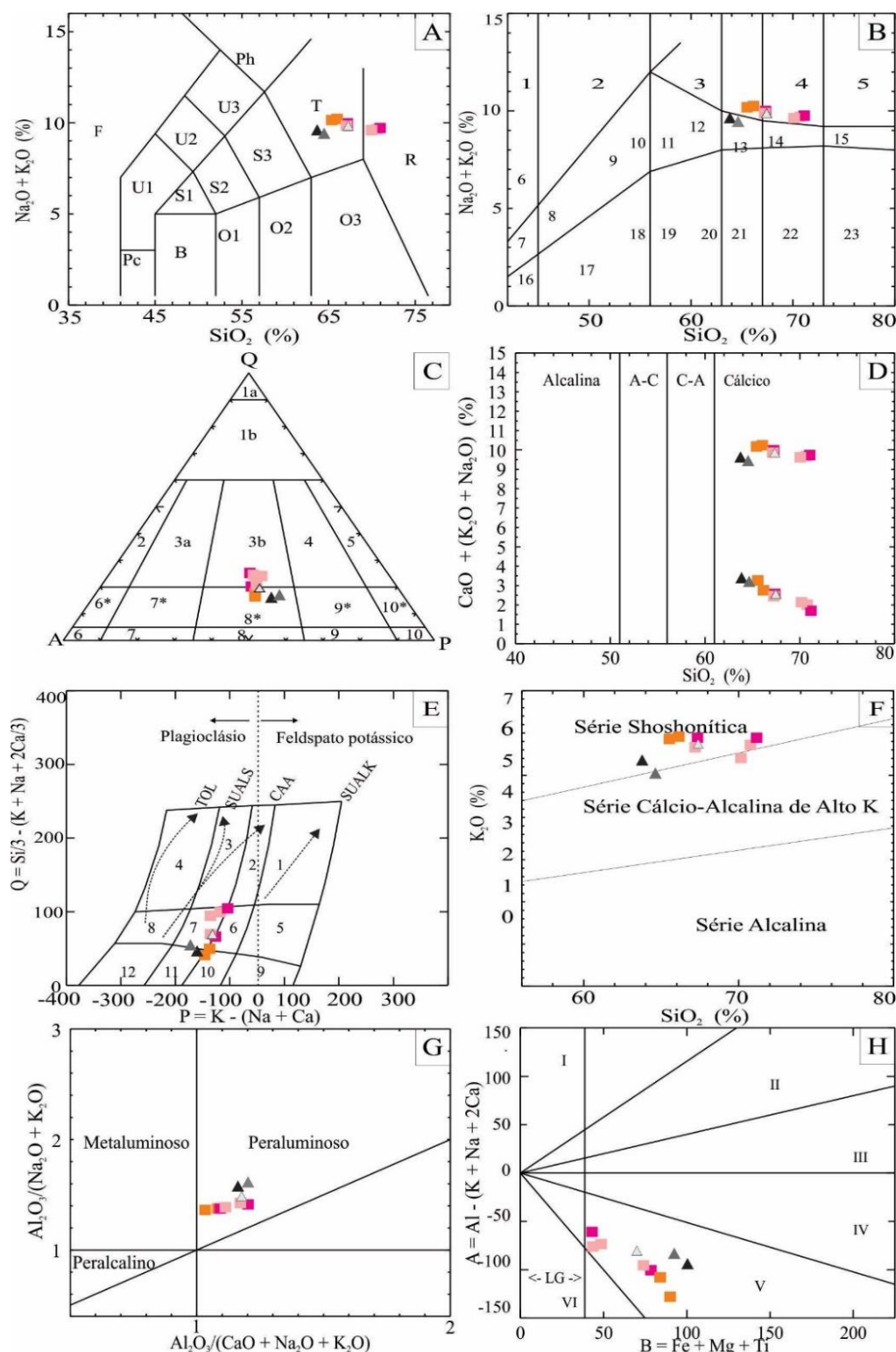


Figura 58 – Diagramas geoquímicos de classificação das amostras de rochas do Granito Itaoca. **Legenda:** **A)** Le Maitre (1989) (R–granito; T–quartzo monzonito), **B)** Middlemost (1985) (13– quartzo monzonito; 14–monzogranito); **C)** Le Maitre (1989) (3b monzogranito; 8* quartzo monzonito), **D)** Peacock (1931), **E)** Q x P de (Debon et al., 1988) 6 –quartzo monzonito, 7– quartzo monzodiorito, Abr.: TOL=toleítica, CAA=cálcico-alcalina, SUBALS= subalcalina sódica, SUBALK= subalcalina potássica, **F)** Taylor (1976), **G)** Índice de Shand de Maniar & Picolli (1989) e **H)** Debon & Le Fort (1983) campo V- granitos peraluminosos com clinopiroxênio + anfíbólio + biotita.

Nos diagramas de séries magmáticas da **Figura 58D** (Peacock, 1931) definem uma

tendência cálcio-alcálica e constitui-se um índice de aproximadamente 55. No diagrama de classificação petrográfica que utiliza os parâmetros multicatiónicos Q versus P, de Debon et al. (1988) (**Figura 58E**), observa-se que os pontos representativos das rochas estudadas são classificados predominantemente como quartzo monzonitos de afinidade com as séries subalcalinas potássica a cálcio-alcálica.

No diagrama de classificação com relação ao teor em potássio de Taylor (1976) (**Figura 58F**), observa-se que as amostras se distribuem na transição do campo da série cálcio-alcálica alto potássio, sendo um grande número das amostras da fácies principal pertencentes à série shoshonítica, definido pelo forte enriquecimento em potássio dos litotipos analisados.

Nos diagramas de alumínio saturação, as rochas são classificadas segundo a **Figura 58G** (Maniar & Picolli, 1989), como granitóides peraluminosos em razão da presença dominante de biotita. O diagrama de Debon & Le Fort (1983) (**Figura 58H**) define para a sequência magmática a predominância granitos com clinopiroxênio + anfibólio + biotita.

Quanto à distribuição dos elementos traços dos diagramas binários da **Figura 59A** a **59F**, observa-se que a distribuição no diagrama Rb versus SiO₂ (**Figura 59A**), apresenta uma correlação positiva com o incremento da sílica e potássio. A correlação positiva deve-se principalmente às rochas com a alta porcentagem de biotita, além de expressivos valores de potássio. No geral, o rubídio substitui o potássio do feldspato potássico e, secundariamente, o potássio, na biotita.

Em relação ao estrôncio, no diagrama Sr versus SiO₂ (**Figura 59B**), os litotipos mostram baixos valores e um decaimento em um *trend* com caimento dos valores em relação ao aumento da SiO₂. No geral, o estrôncio apresenta correlação direta com cálcio, evidenciado na redução de plagioclásios para as rochas mais diferenciadas e enriquecidas em SiO₂.

Portanto, sugere-se um processo de fracionamento magmático, envolvendo principalmente os feldspatos, com consequente aumento de feldspato potássico a partir da segregação e redução em plagioclásios e, consequente empobrecimento de Sr do líquido magmático, disponível para as fases mais diferenciadas.

As porcentagens de bário, no diagrama Ba versus SiO₂ (**Figura 59C**) mostram baixos 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 SiO₂ (**Figura 59D**) mostra uma 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.

Os valores de nióbio e ítrio nos diagramas Ni, Y versus SiO₂ (**Figura 59E e 59F**) mostram uma correlação negativa para as fácies mais diferenciadas. Os valores decrescentes de nióbio e de ítrio são devido ao maior fracionamento magmático, e consequentemente o empobrecimento de minerais ferromagnesianos.

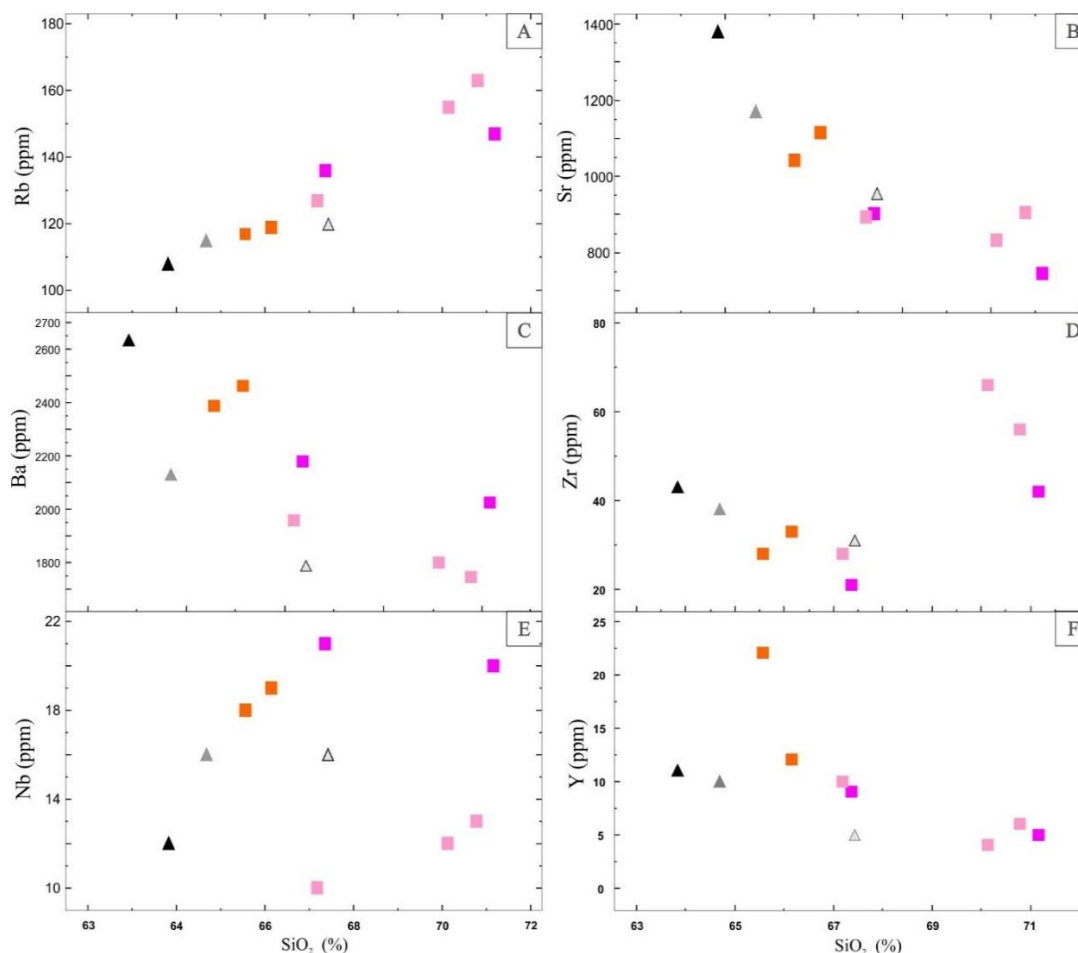


Figura 59 – Diagramas geoquímicos binários para elementos traços para as amostras de rochas da Granito Itaoca.

Nos diagramas de caracterização de ambiente geotectônico observa-se nas **Figuras 60A e 60B** (Pearce et al., 1984), que as rochas são classificadas como pertencentes a uma suíte magmática de granitos sin- a tardi- colisionais de arco magmático.

No diagrama da **Figura 60C** (Batchelor & Bowden, 1985), as amostras encontram-se distribuídas entre os campos predominantemente sin- a tardi- orogênicos de ambiente de arco magmático.

No diagrama da **Figura 60D** (Frost et al., 2001), as amostras encontram com padrões geoquímicos que transicionam entre granitos do tipo A “ferroan” e aos granitos com afinidades de granitos magnesianos do tipo I cordilheranos de ambiente de arco magmático.

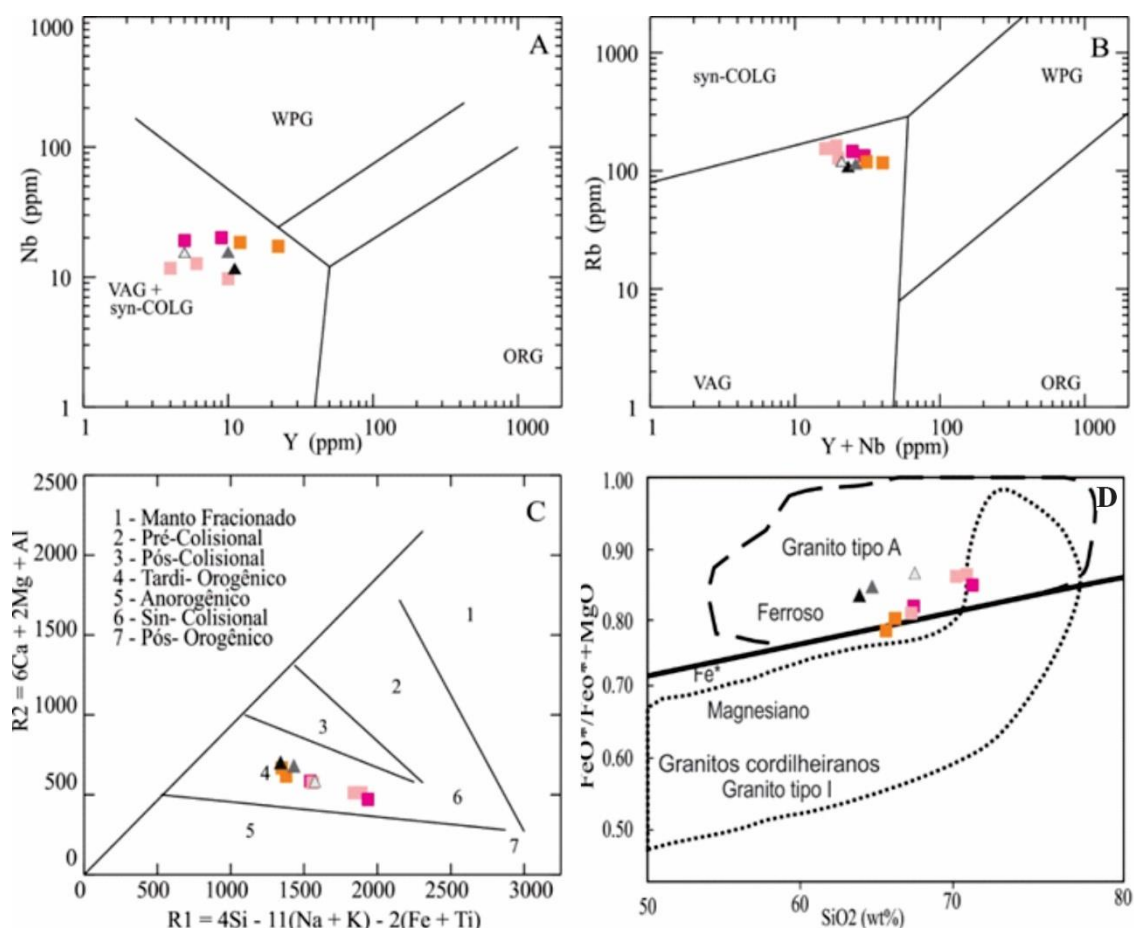


Figura 60 – Diagramas geoquímicos de classificação de ambientes tectônicos para as amostras de rochas do Granito Itaoca. **Legenda:** **A e B**) Pearce et al. (1984) (Syn-COLG)–granitoide sin-colisional; (VAG)–granitoide de arco vulcânico; (WPG)–granitoide intraplaca, (ORG)–Granitóides de Cadeias Oceânicas. **C**) Batchelor & Bowden (1985). **D**) Frost et al. (2001), diagramas de caracterização de plútons “ferroan” e magnesianos.

Nos variogramas de multielementos os elementos traços foram normalizados para os valores de meteoritos condríticos de Thompson (1982) (**Figura 61A**) apresenta um forte empobrecimento em Nb e Zr e para os valores de crosta inferior de Weaver & Tarney (1984) A **Figura 61B** mostra empobrecimento Rb, Ba, Sr, Zr e Ti. O empobrecimento nestes elementos indica tratar-se de um conjunto de rochas com padrão de arco magmático e pouco diferenciadas no geral.

Os diagramas de elementos terras raras foram normalizadas segundo os valores de meteoritos condríticos de Boynton (1984) (**Figura 61C**) e também normalizadas segundo os valores para crosta inferior Weaver & Tarney (1984) (**Figura 61D**).

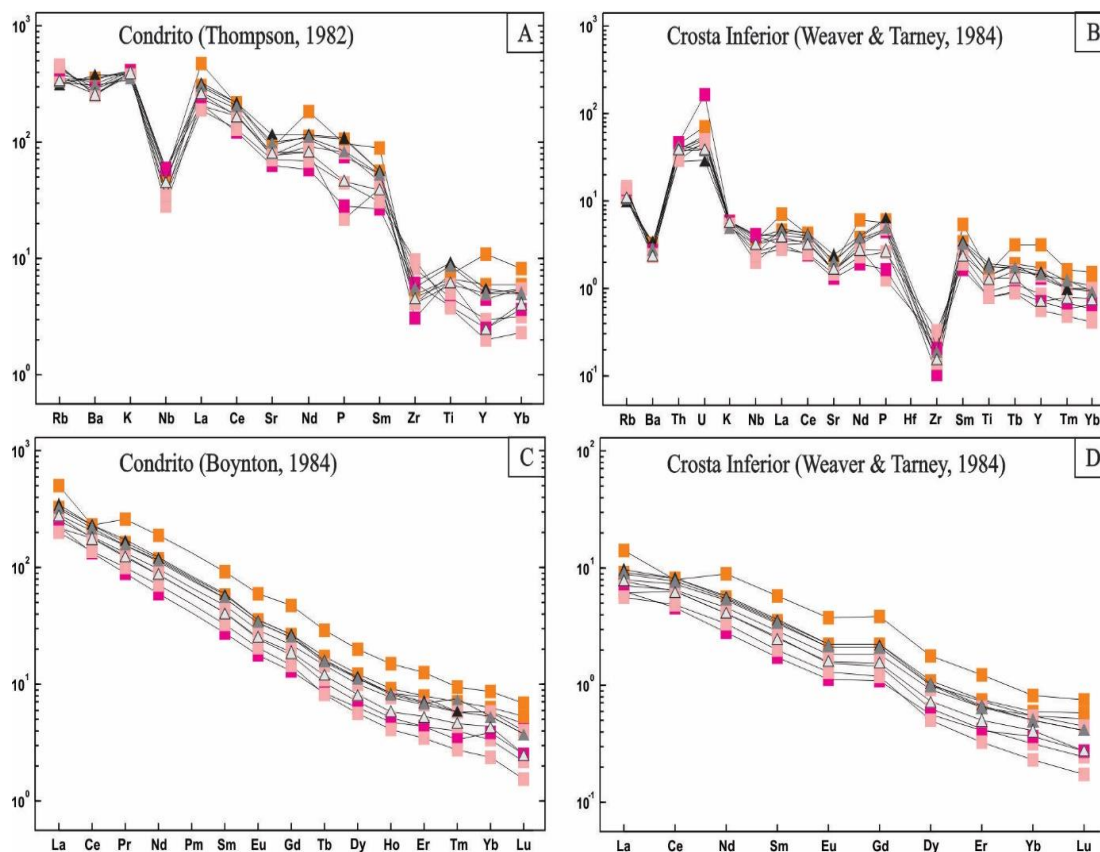


Figura 61 – Diagramas de variogramas de multielementos incompatíveis e elementos de terra raras para as amostras de rochas do Granito Itaoca. **Legenda:** Elementos incompatíveis normalizados. **A)** Valores para meteoritos condríuticos de Thompson (1982) e **B)** Valores da crosta inferior de Weaver & Tarney (1984). Elementos terras raras, **C)** Valores dos meteoritos condríuticos de Boynton (1984) e **D)** Valores da crosta inferior de Weaver & Tarney (1984).

O padrão geral de distribuição dos elementos terras raras (ETR) normalizados pelo condrito (Boynton, 1984) apresentam $[La/Yb=60,33]N$, o que sugere que, durante o fracionamento magmático, não ocorreu uma expressiva participação das fases enriquecidas em elementos terras raras pesadas (ETRP), consequência do empobrecimento em minerais ferromagnesianos e minerais acessórios.

A anomalia negativa de Eu é fraca a ausente, com $[Eu/Eu^*=0,85]N$, sugere fraco fracionamento de plagioclásio no processo de diferenciação e simetria definida pela relação elevada de elementos terras raras leves $[Ce/Sm]N=3,97$, em relação ao empobrecimento de elementos terras raras pesadas $[Gd/Yb]N=4,71$, aumentando os valores de ETR à medida que o grau de diferenciação aumenta.

8 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A área de ocorrência das rochas graníticas intrusivas do Batólito Itaoca, está localizada na porção centro-sul do Cinturão Ribeira, no Terreno Apiaí. Localiza-se na área da Folha Topográfica de Apiaí, em escala de 1: 50.000 na divisa entre o estado de São Paulo e Paraná.

A área envolve rochas da sequência metavulcanossedimentar do Supergrupo Açungui de idade meso- a neoproterozoica e compõem as rochas do Grupo Lajeado, mais especificadamente as formações Betari, Bairro da Serra, Água Suja, Mina de Furnas, Mármore Apiaí, Serra da Boa Vista e Passa Vinte. Lateralmente ao corpo magmático observam-se, localmente, rochas hornféisicas.

Petrograficamente as suas rochas constituem, principalmente, hornblenda-biotita-quartzo monzonitos a monzogranitos, holo- a leucocráticos com minerais máficos constituídos por biotita e hornblenda. Possuem textura porfirítica com fenocristais de dimensões inferiores a 3 a 4 cm, granulação média a grossa, coloração cinza ou rósea e isotrópica a sub-orientada com discreta foliação de baixo ângulo e alto ângulo milonítico e ou cataclástico.

Nas áreas marginais é observada uma redução na dimensão dos fenocristais, associada a resfriamento rápido. As fácies tardias comuns são constituídas de diques equigranulares de cor cinza, aplitos róseos e cinza e veios pegmatíticos.

Os enclaves são constituídos de xenólitos de rochas encaixantes, além de composições granodioríticas a quartzo dioríticas e restitos surmicáceos. No contato com as rochas encaixantes ocorrem metamorfismo de contato, veios e apófises graníticas, aliadas a processos hidrotermais.

As rochas do batólito foram individualizadas em duas unidades, as de colorações cinza denominada de Unidade Itaoca e as de coloração rósea denominada de Unidade Ribeira, além de uma associação de fácies indiferenciadas. A Unidade Itaoca foi subdividida em 3 fácies de composição quartzo-monzonito cinza e denominadas de fácies 1, 2 e 3 e a Unidade Ribeira de composição quartzo-monzonito a monzogranito rósea e denominada de fácies 1, 2 e 3.

A associação de fácies cinza 1 e 2, compõem predominantemente rochas quartzo-monzoníticas de características semelhantes e são segmentadas, principalmente, pelo arranjo da matriz, diferença do tamanho dos fenocristais e quantidade de minerais máficos. A fácies cinza 3, por sua vez, também trata, predominantemente, de rochas quartzo-monzoníticas, no entanto, compõem rochas com menor percentual de quartzo, além de apresentar um arranjo distinto da matriz e tamanho dos fenocristais em relação às outras fácies cinza.

A fácies rósea 1 apresenta rochas monzograníticas com uma quantidade superior de máficos, sendo comumente distinguida como mela granito além de apresentar leve orientação dos minerais. A fácies rósea 2, por sua vez, apresenta um percentual de quartzo menor, com exemplares predominantes de rocha caracterizados como quartzo-monzonitos. A fácies rósea 3 apresenta maior quantidade de fenocristais, menor percentual de minerais máficos e é isotrópica.

A associação de fácies indeterminadas agrega as rochas afetadas pelo metamorfismo dinâmico e processos hidrotermais, de modo que ocorre em locais pontuais por toda extensão aflorante do granito. A porção mais expressiva dessa associação de fácies é descrita na porção sul do batólito, região diretamente afetada pela Zona de Cisalhamento Ribeira.

O arranjo deformacional–metamórfico é identificado principalmente nas rochas epimetamórficas do Supergrupo Açungui e apresenta uma evolução estrutural marcada por três deformações principais, atribuídas ao evento neoproterozoico. Os dois eventos iniciais são relacionados a uma tectônica progressiva e tangenciais D1/D2, ligados à fase colisional, sendo identificado duas fases iniciais de baixo ângulo e, consequente espessamento de massas crustais e a colocação e deformação das rochas sin-tardi colisionais do Batólito Itaoca, que apresentam localmente a imposição de uma foliação de baixo ângulo, possivelmente remetendo ao final da fase D2.

Associado ao final da fase tectônica dúctil D2, ocorre a colocação e deformação das rochas sin- colisionais do Batólito Itaoca vista, principalmente, na reorientação dos minerais máficos (biotita e hornblenda) e a geração de porfiroblastos nas auréolas de metamorfismo de contato desenvolvidas lateralmente aos corpos ígneos.

A deformação posterior é marcada por uma tectônica transcorrente/transpressiva em que ocorre associada à ascensão magmática tardia e à atual estruturação alongada dos granitos pós-colisionais. A deformação de caráter dúctil-rúptil e retrometamórfica D3 ocorre associada à formação de dobras suaves a abertas (sinformais e antiformais), com flancos de S0//S1//S2, que evolui gradativamente e localmente para falhas direcionais, apresentando foliação milonítica e/ou cataclásticas S3, afetando principalmente as bordas do corpo e com direção geral NE-SW e, mergulhos de alto ângulo tanto para SE, quanto para NW.

Nas zonas de cisalhamentos com foliação verticalizada e penetrativa, observam-se milonitos, filonitos e um bandamento tectônico, associados à deformação milonítica de alto ângulo S3, com *trend* preferencial NE. Nessas zonas, ocorre, também, a geração de filonitos com acamamento tectônico que oblitera estruturas reliquiares das rochas encaixantes e, definem uma deformação milonítica, associada principalmente às bordas do corpo magmático.

O metamorfismo regional progressivo é do tipo Barroviano, com rochas em fácies xisto verde alto a anfibolito baixo, com ocorrências locais de metamorfismo de contato e o dinâmico que apresentam natureza retrometamórfica. As deformações registradas na área são facilmente observadas nas rochas metassedimentares pertencentes ao Grupo Lajeado.

O metamorfismo regional (M1), está relacionado aos principais eventos deformacionais, registrados nas rochas metassedimentares (D1 e D2). O *emplacement* ígneo, associado ao

evento metamórfico M2, está relacionado às rochas granitóides sin a tardi-tectônicas e epizonais ao Batólito Itaoca. Esse evento metamórfico é diretamente relacionado a fase deformacional D2, que báscula a foliação S2 regional de acordo com a forma da intrusão e recristaliza os minerais das rochas encaixantes alcançando fácies albita e hornblenda hornfels e definindo o metamorfismo (M2).

Durante o evento deformacional D3, evidenciado na área pelas zonas de cisalhamento que balizam o batolítico a norte e sul, tem-se o evento metamórfico (M3) associado, que é representado, na área, por metamorfismo dinâmico e rochas miloníticas a fortemente orientadas, principalmente na porção sul do corpo. O evento metamórfico M3, por sua vez, é característico pelas paragêneses retrometamórficas, que superpõe os eventos anteriores por paragêneses de fácies xisto-verde baixa e é visualizado a partir das transformações minerais de hidratação e geração dos novos minerais em condições retrometamórficas.

A partir das análises petrográficas e geoquímica das unidades, foi possível observar que, possivelmente, o granito itaoca é constituído de pelo menos dois impulsos magmáticos principais, onde a Unidade Itaoca, primária, corresponde a rochas quartzo monzoníticas, menos diferenciadas, enquanto a Unidade Ribeira, posterior, apresenta uma associação mais evoluída com rochas predominantemente monzograníticas.

Internamente a essas unidades, é observada uma diferenciação que migra da porção central dos corpos em direção as suas bordas e, é muito bem marcada dentro da Unidade Itaoca, onde a fácies quartzo-monzonito cinza 3 apresenta menor diferenciação frente as fácies quartzo-monzonito cinza 1 e 2, localizadas na borda do granito. Dentro da Unidade Ribeira, é observado uma diferenciação que caminha da fácies quartzo-monzonito róseo 2 até monzogranito róseo 1 e 3.

Quimicamente, as rochas granitoides tratam-se de um granito cálcio alcalino peraluminoso, sin a tardi colisional, pertencem à série de alto potássio a shoshonítica, similares a granitos “*ferroan*”, apresentando assinatura de granito do tipo I cordilheriano gerados pela fusão da crosta inferior e associado à evolução do Arco Magmático, possivelmente correlacionado ao Arco do Rio Negro.

De acordo com a distribuição dos elementos maiores, a resposta para a sílica se mostra reduzida, com intervalos entre 63 e 71%, abrangendo natureza intermediária para a Unidade Itaoca. Em relação aos óxidos, observa-se uma clara diferenciação que migra das fácies cinza para róseas.

Dentro dos diagramas petrográficos, observou-se que os litotipos analisados se enquadraram nos campos das rochas intermediárias (quartzo monzonitos) e ácidas (álcali

granitos e monzogranitos). A unidade Itaoca, assim, se enquadra no campo dos quartzomonzonito frente a Unidade Ribeira, classificada como monzogranito.

Para os ambientes tectônicos o granito Itaoca foi classificado como uma suíte magmática de granitos associados à evolução de arco magmático, com médias composicionais associadas a granitos tipo I.

9 REFERÊNCIAS

- ALGARTE, J.P.; MARTINS, A.J.M.; MORGENTHAU, 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. Novas ocorrências de fósseis no Pré-Cambriano brasileiro. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 29, n. 1, p. 63-72, 1957.
- ALMEIDA, F.F.M. Origem e evolução da plataforma brasileira. Rio de Janeiro: DNPM/DGM. **Boletim 241**, 36 p., 1967.
- ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. **O Pré-Cambriano do Brasil**. São Paulo, Blücher, 378 p., 1984.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y., BRITO-NEVES, B.B.; FUCK, R.A. Províncias estruturais brasileiras. SIMPÓSIO GEOLOGIA NORDESTE, 8, 1977, Campina Grande. **Anais...** Campina Grande: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 363-391, 1977.
- ALMEIDA, F.F.M. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-paleozoico no Brasil. *Revista Brasileira de Geologia*, v. 16, p. 325-349, 1986.
- 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., 1981a.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO-NEVES, B.B.B.; FUCK, R.A. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth Sciences Reviews**, v. 17, p. 1-29, 1981b.
- ARCHANJO, C.J.; CAMPANHA, G.A.C.; SALAZAR, C.A.; LAUNEAU, P. Using AMS combined with mineral shape preferred orientation analysis to understand the emplacement fabrics of the Apiaí gabbro-norite (Ribeira Belt, SE Brazil). **International Journal of Earth Sciences**, v. 101, n. 3, p. 731-745, 2012.
- ANDERSON, J.L. & SMITH, D.R. The effects of temperature and f_{O_2} on the Al-in-hornblende barometer. **American Mineralogist**, v. 80, n. 5-6, p. 549-559, 1995.

- BASEI, M.A.S.; BRITO NEVES, B.B.B.; SIGA JUNIOR, O.; BABINSKI, M.; PIMENTEL, M.; TASSINARI, C.; HOLLANDA, M.B.M.; NUTMAN, A.; CORDANI, U. Contribution of SHRIMP U–Pb zircon geochronology to unravelling the evolution of Brazilian Neoproterozoic fold belts. **Precambrian Research**, v. 183, n. 1, p. 112-144, 2010.
- BASEI, M.A.S.; SIGA JR., 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. Geochronology and isotope geochemistry of Votuverava and Perau mesoproterozoic basins, Southern Ribeira Belt, Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4. **Short Papers**, 2003. p. 501-504.
- BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P. Petrogenetic interpretation of granitic rock series using multicationic parameters. **Chemical Geology**, v. 48, p. 43-55, 1985.
- BIGARELLA, J.J. & MOUSINHO, M.R. Considerações a respeito dos terraços fluviais, rampas e colúvios e várzeas. **Boletim Paranaense de Geografia**, v. 16/17, p. 153-197, 1965.
- 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.
- BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI R.M.; GONÇALVES, J.H. (Eds.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. Brasília: CPRM/Serviço Geológico do Brasil. 2003
- BOIN, M.N.; MELLO, I.S.C.; SILVA, J.R.B. Geoquímica dos granitoides de Itaoca (SP). In: Simpósio Regional de Geologia, 4, 1983, São Paulo. **Anais...**São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 313-326, 1983.
- BOYNTON, W.V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: HENDERSEN, P. (Coords). **Rare earth element geochemistry**. Elsevier Amsterdam, p. 63-114, 1984.
- CAMPANHA, G.A.C. **Tectônica Proterozoica no Alto e Médio Vale do Ribeira, Estados de São Paulo e Paraná**. São Paulo, 1991. 296p. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências-Universidade de São Paulo.
- CAMPANHA, G.A.C. **O papel do sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes na configuração da porção meridional da Faixa Ribeira**. São Paulo, 2002, 105p. Tese (Livre Docência), Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo.
- CAMPANHA, G.A.C.; FALEIROS, F.M. Neoproterozoic terrane collage in the southern and central Ribeira belt, Brazil. In: INTERNATIONAL GONDWANA SYMPOSIUM, 12, 2005, Mendoza. GONDWANA 12 CONFERENCE: GEOLOGICAL AND BIOLOGICAL

- HERITAGE OF GONDWANA. **Abstracts...**Mendoza: National Academy of Sciences (Argentina), 2005. v. 1, p. 81.
- 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.; 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: PROMINÉRIO / 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. **Atas...**Goiânia: Sociedade Brasileira de Geologia, 1986.
- CAMPANHA, G.A.C.; BISTRICHI, C.A.; ALMEIDA, M.A. Considerações sobre a organização litoestratigráfica e evolução tectônica da faixa de dobramentos Apiaí. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, 1987, Curitiba. **Atas...**Curitiba: SBG 1987, v. 2, p. 725-742.
- CAMPANHA, G.A.C.; GIMENEZ FILHO, A.; SADOWSKI, G.R. Tectônica da Faixa Ribeira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38. Florianópolis, 1994. **Boletim de Resumos Expandidos...** Florianópolis: SBG 1994. v. 1, p. 271-272.
- 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. et al. Geocronologia do terreno Apiaí no sul do estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO 45 ANOS DE GEOCRONOLOGIA NO BRASIL, 2009, São Paulo. **Boletim de Resumos Expandidos...** São Paulo: IGc-USP, 2009, p. 220-221.
- CAMPANHA, G.A.C.; FALEIROS, F.M.; BASEI, M.A.S.; TASSINARI, C.C.G.; NUTMAN, A.P.; VASCONCELOS, P.M. Geochemistry and age of mafic rocks from the Votuverava Group, southern Ribeira Belt, Brazil: Evidence for 1490 Ma oceanic back-arc magmatism. **Precambrian Research**, v. 266, p. 530-550, 2015.
- CAMPOS NETO, M.C. Orogenic systems from southwestern Gondwana: an approach to Brasiliano-Pan African cycle and collage in southeastern Brazil. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D.A. (Eds.), **Tectonic Evolution of South America**, p. 335–365, 2000.

- 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.
- COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS. **Geologia e Recursos Minerais do Estado de São Paulo: Sistemas de Informações Geográficas (SIG)**. Brasília: MME, Programa Geologia do Brasil: Integração, Atualização e Difusão de Dados da Geologia do Brasil, Mapas Geológicos Estaduais. Escala 1:750000, CD-ROM, 2006.
- CORDANI, U.G.; DELHAL, J.; LEDENT, O. Orogenèses superposeés dans le Précambrien du Brésil sud-oriental (États du Rio de Janeiro et de Minas Gerais). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 3, n. 1, p. 1-22, 1973.
- CORDANI, U.G.; SATO, K.; TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; BASEI, M.A.S. Crustal evolution of the South American platform. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D.A. (Eds.) **Tectonic evolution of South America**, Rio de Janeiro: p. 19- 40, 2000 CURY, L.F.; SIGA JR., O.; HARARA, O.M.M.; PRAZERES FILHO, H.J.; BASEI, M.A.S. Aspectos tectônicos das intrusões dos granitos do Cerne, Passa Três e Rio Abaixo, sudeste do Pré-Cambriano paranaense. Estudo baseado em datações ³⁹Ar-⁴⁰Ar em micas. **Revista do Instituto de Geociências**, v. 8, n. 1, p. 87-104, 2008.
- 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 minerals**. Londres, Longman, 558 P., 1963.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. **An introduction to the rock-forming minerals**. (2nd ed.), Longmans, Green and Co, London (1992), p. 696
- EBY, G.N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. **Geology**, v. 20, p. 641-644, 1992.
- ENS, Y.H. **Petrogênese dos escarnitos de Itaoca-Vale do Ribeira -SP**. São Paulo, 1990, 172 p. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- FALEIROS, F.M. Zona de Cisalhamento Ribeira: deformação, metamorfismo e termobarometria de veios sin-tectônicos. 2003. **Tese de Doutorado**. Universidade de São

Paulo.

- FALEIROS, F.M. Evolução de Terrenos Tectono-Metamórficos da Serrania do Ribeira e Planalto do Alto Turvo (SP, PR). São Paulo, 2008. 306 p. **Tese (Doutorado)**, Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo.
- FALEIROS, F.M.; CAMPANHA, G.A.C.; BELLO, R.M.S.; FUZIKAWA, K. Quartz recrystallization regimes, c-axis texture transitions and fluid inclusion re-equilibration in a prograde greenschist to amphibolite facies mylonite zone (Ribeira Shear Zone, SE Brazil). **Tectonophysics**, v. 485, p. 193–214, 2010.
- FALEIROS, F.M. & CAMPANHA, G.A.C. Petrografia e microestruturas de tectonitos da zona de cisalhamento Ribeira, vale do Ribeira, SP e PR: implicações no zoneamento metamórfico e estrutural do supergrupo Açungui e unidades correlatas. **Revista Brasileira de Geociências**, Curitiba, v. 34, p. 419-430, 2004.
- FALEIROS, F.M.; FERRARI, V.C.; COSTA, V.S.; CAMPANHA, G.A.C. Geoquímica e petrogênese de metabasitos do grupo Votuverava (Terreno Apiaí, Cinturão Ribeira Meridional): evidências de uma bacia retro arco caliminiana. **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, 107p., 2012.
- FETTES, D. & DESMONS, J. **Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms**. Cambridge University Press. 244p. 2007
- FIORI, A.P. **Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui a norte de Curitiba**. São Paulo, 1990. 261 p. Tese (Livre Docência). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1990.
- FIORI, A.P. Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui, PR. **Boletim IG-USP. Série Científica**, v. 23, p. 55-74, 1992.
- FIORI, A.P. Evolução geológica da bacia Açungui. **Boletim Paranaense de Geociências**, v. 42, p. 7-27, 1994.
- FLEISCHER, R. A pesquisa de chumbo no Brasil. Congresso Brasileiro de Geologia, XXIX, 1976, Ouro Preto. **Anais...** Ouro Preto: Sociedade Brasileira de Geologia, 1976 v. 1, p 19-32.
- FRASCÁ, M.H.B.O.; CAMPANHA, G.A.C.; FIGUEIREDO, M.C.H.; SADOWSKI, G.R. Geoquímica e ambiência tectônica de metabasitos do alto e médio Vale do Ribeira, São Paulo e Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 27, n. 1, p. 41-48, 1997.
- 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.; MARINI, O.J.; TREIN, E. Contribuição ao estudo das rochas graníticas do Estado do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**, v. 23, p. 25, 1967.
- FUCK, R.A.; MARINI, O.J.; TREIN, E.; MURATORI, A. Geologia do Leste Paranaense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo, 1971. **Anais...** São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, 1971, v. 1, p. 122-130.
- GIMENEZ FILHO, A. **Evolução do Complexo Granítico Três Córregos a noroeste de Apiaí-SP**. São Paulo, 1993. Tese (Doutorado), 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.
- GOMES, C.B.; ARRUDA, J.R.; BERENHOLC, M.; HYPÓLITO, R. Geoquímica de maciços graníticos da região do Ribeira. Parte I; elementos traços. **Anais da Academia de Ciências e Letras**, v. 47, p. 113-130, 1975a.
- GOMES, C.B.; ARRUDA, J.R.; BERENHOLC, M.; HYPÓLITO, R. Geoquímica de maciços graníticos da região do Ribeira. Parte II; elementos traços. **Anais da Academia de Ciências e Letras**, v. 47, p. 459-476, 1975b.
- GORAIEB, C.L. **Contribuição à Gênese do Depósito Primário Polimetálico (Sn, W $\pm$, Zn, Cu, Pb) Correias, Ribeirão Branco (SP)**. São Paulo, 2001. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências-Universidade de São Paulo.
- GUIMARÃES, G.B. **As rochas granitóides do complexo granítico Cunhaporanga, Paraná: aspectos geológicos, geofísicos, geoquímicos e mineralógicos**. São Paulo, 2000. 230p. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências- Universidade de São Paulo.
- GUIMARÃES, G.B. & ULBRICH, H.H.G.J. Aspectos geoquímicos das rochas granitóides do complexo granítico Cunhaporanga, Sul do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUIMICA, 7, Porto Seguro, 1999. **Anais...**Porto Seguro: Sociedade Brasileira de Geoquímica, 1999, p. 522-524.
- 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.

- HACKSPACHER, P.C; RIBEIRO, L F.B.; RIBEIRO, M.C.S.; FETTER, A.H.; HADLER NETO, J.C.; TELLO, C.E.; DANTAS, E.L. Consolidation and break-up of the South American platform in southeastern Brazil: tectonothermal and denudation histories. **Gondwana Research**, v. 1, p. 91-101. 2004.
- HARKER, A. **The Natural History of Igneous Rocks**. London, Methuen, 384 p., 1909.
- HASUI, Y. Evolução polifásica do pré-cambriano a oeste de São Paulo. **Boletim IG**, v. 6, p. 95-108, 1975.
- HASUI, Y. A grande Colisão Pré-Cambriana do Sudeste brasileiro e a Estruturação Regional. São Paulo, UNESP, **Geociências**, v. 29, n. 2, p. 141-169, 2010.
- HASUI, Y. Sistema Orogênico Mantiqueira. In: HASUI, Y., CARNEIRO, C.D.R.; ALMEIDA, F.F.M.A.; BARTORELLI, A. (org.) **Geologia do Brasil**. São Paulo, Beca, p. 331-372, 2012.
- HASUI, Y. & OLIVEIRA, M.A.F. Província Mantiqueira. Setor Central. In: ALMEIDA, F.F. & HASUI, Y. (Eds). **O Pré-Cambriano do Brasil**. São Paulo, p. 308-344, 1984.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A. Os Granitos e Granitóides da Região de Dobramentos Sudeste nos Estados de São Paulo e Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, 1978, Recife. **Anais...**Recife: Sociedade Brasileira de Geologia, 1978, p. 2579-2593.
- HASUI, Y; DANTAS, A.S.L; CARNEIRO, C.D.R; BISTRICH, C.A. O embasamento Pré-Cambriano e Eo-Paleozoico em São Paulo. **Mapa Geológico do Estado de São Paulo, Escala 1.500.000**. São Paulo, SP, Brasil, v. 1, p. 12–45, 1981.
- HEILBRON, M; MACHADO, N. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic–Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). **Precambrian Research**, v. 125, n. 1-2, p. 87-112, 2003.
- 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.). **Geologia do Continente Sul-americano**. São Paulo: Ed. Beca, p. 203-236, 2004.
- HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M.; TASSINARI, C.C.G.; ALMEIDA, J.; TUPINAMBA, M.; SIGA JÚNIOR, O.; TROUW, R. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 294, n. 1, p. 211-237, 2008.
- IBGE. 2014. **Histórico dos municípios**. Disp. em: < <http://www.cidades.ibge.gov.br/xtras/home.php>> acesso em 09 de outubro de 2016
- INSTITUTO GEOGRÁFICO GEOLÓGICO (IG). **Mapa geológico do Estado de São Paulo**,

- em 1: 1.000.000, São Paulo, 1963.
- IUGS - International Union of Geological Sciences. Plutonic rocks classification and nomenclature recommended by the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks. **Geotimes**, v. 18, p. 26-30, 1973.
- INSTITUTO GEOGRÁFICO GEOLÓGICO (IG). **Mapa Geológico do Estado de São Paulo**, em 1:1.000,000. São Paulo, 1974.
- JANASI, V.A. & ULBRICH, H.H.G.J. Inventário Bibliográfico de Granitos do Estado de São Paulo. **Boletim Instituto de Geociências**. Publicação Especial, v. 11, 253p. 1992.
- JICA - Japan International Cooperation Agency/Metal Mining Agency of Japan. 1981. Report geological survey of Anta Gorda; phase I. s.l. São Paulo. DNPM.
- JICA - Japan International Cooperation Agency/Metal Mining Agency of Japan. 1982. Report geological survey of Anta Gorda; phase 2. s.l. São Paulo. DNPM.
- JICA - Japan International Cooperation Agency/Metal Mining Agency of Japan. 1983. Report geological survey of Anta Gorda; phase 3. s.l. São Paulo. DNPM.
- KOPS, P.T. **Geologia das Formações Antinha, Votuverava e Água Clara à sudeste do Complexo Granítico Três Córregos, Estado do Paraná**. Rio Claro, 1994. 132p. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências, Universidade Estadual Paulista.
- LAMEYRE, J. & BOWDEN, P. Plutonic Rock Types Series: Discrimination of Various Granitoid Series and Related Rocks. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 14, p. 169-186, 1982.
- LANDIM, P.M.B.; GOMES, C.B.; ARRUDA, J.R.; FÚLFARO, V.J. Análise de agrupamentos aplicada ao estudo geoquímico do granito Itaoca. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, 1974, Porto Alegre. **Anais...** Porto Alegre: Sociedade Brasileira de Geologia, 1974, v. 7, p. 161-168.
- LE MAITRE, R.W. **Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological-Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks**. Blackwell, Oxford, 193p. 1989.
- 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. Rio de Janeiro. **DNPM Report**, v. 564, 1934.
- LOPES, A.P. RIBEIRO, L.M.A.L.; SALVADOR, E.D.; PAVAN, M.; SILVA, A.D.R. **Informe de Recursos Minerais, Série Províncias Minerais do Brasil**. Programa Geologia do Brasil. São Paulo: CPRM, 158 p., 2017.
- MALAGUTTI, M.I.A.; BAHIA FILHO, O.; MORENO, M.M.T.; NARDY, A.J.R. Determinação de elementos terras raras e ítrio em rochas silicáticas por ICP-AES com separação em resina trocadora de íons. **Geochimica Brasiliensis**, v. 12, n. 1/2, p. 75-80, 1998.
- MANIAR, P.D. & PICOLLI, P.M. Tectonic Discrimination of Granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, v. 101, p. 635-643, 1989.
- MARCONATO, A.; TURRA, B.B.; SALVADOR, E.D.; CHIEREGATI, L.A.; D'AGOSTINO, L.Z.; PERROTTA, M.M.; LOPES, R.C. **Geologia e recursos minerais do estado de São Paulo**, 2006.
- 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.
- MELCHER, G.C. & JOHNSON, R.F. Geologia e depósitos minerais do vale do rio Ribeira de Iguape. **Divisão de Fomento da Produção Mineral**, n. 98/99, 1956.
- MELCHER, G.C. **Contribuição ao conhecimento do Distrito Mineral do Ribeira de Iguapé, Estados de São Paulo e Paraná**. São Paulo, 1965. Tese (Livre-Docência). Escola Politécnica, Universidade de São Paulo.
- 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, 1971a, p. 193.
- MELCHER, G.C.; CORDANI, U.G.; DAMASCENO, E.C.; GIRARDT, V.A.V.; GOMES, C.B., LELLI, S.H.S.; MELFI, A.J. Geologia da Folha de Apiaí, SP e PR. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, 1971, São Paulo. **Boletim de Resumos...**São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1971b p. 194.
- MELCHER, G.C.; GOMES, C.B.; CORDANI, U.G.; BETTENCOURT, J.S.; DAMASCENO, 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.
- MELFI, A.J.; CORDANI, U.G.; BITTENCOURT, I.; Reconhecimento fotogeológico de parte do Grupo Açungui. **Bragantia**, v. 24, n. 34, p. 447-474, 1965.
- MELLO, I.S.C. **Geologia e aspectos metalogenéticos do Maciço Itaoca, Vale do Ribeira, SP e PR**. São Paulo. 1995. 167p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo
- MELLO, I.S.C. & SILVA, R.B. Mineralizações associadas aos granitóides de Itaoca (SP). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. **Anais...** Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 1984, v. 6, p. 3001-3011.
- MELLO, I.S.C. & BETTENCOURT, J.S. Geologia e aspectos metalogenéticos do batólito Itaoca, Vale do Ribeira (São Paulo e PR). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, 1992, São Paulo. **Anais...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, v. 2, p. 209, 1992.
- MELLO, I.S.C. & BETTENCOURT, J.S. Geologia e gênese das mineralizações associadas ao Maciço Itaoca, Vale do Ribeira, SP e PR. **Brazilian Journal of Geology**, v. 28, n. 3, p. 257-268, 1998.
- MELLO, I.S.C.; SILVA, J.R.B.; BOIN, M.N.; SARAGIOTTO, A.J.R.; SILVA, R.B. Geologia dos granitóides de Itaoca (SP). In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1981. **Atas...** Curitiba: Sociedade Brasileira de Geologia, v. 1, p. 82-93, 1981.
- MELLO, I.S.C.; SILVA, R.B.; GORAIEB, C.L. As mineralizações de tungstênio (scheelita) nos granitóides de Itaoca (SP). In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 5, São Paulo, 1985. **Atas...** Rio São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, v. 2, p. 433-444, 1985.
- MIDDLEMOST, E.A.K. Naming materials in the magma/igneous rock system. **Earth-Sciences Reviews**, v. 37, p. 215-224, 1985.
- MIDDLEMOST, E.A.K. Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. **Chemical geology**, v. 77, n. 1, p. 19-26, 1989.
- MORAES, M.C. & RODRIGUES, E.P. Exemplo de Aplicação de Coloração Seletiva de Feldspato Potássicos e Cálcicos, como Técnica Auxiliar no Estudo de Rochas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CERÂMICA, 21. 1978. Blumenau, **Anais....** Blumenau: SBG, v. 24, n. 97, p. 32-35, 1978
- MORGENTAL, A.; BATTOLA JÚNIOR, F.; PINTO, G.G.; PAIVA, I.P.; DRUMOND, J.B.V. **Projeto Sudelpa: relatório final**. São Paulo. SUDELPA/CPRM. 18v., 1975.
- NARDY, A.J.R.; ENZWEILER, J.; BAHIA FILHO, O.; OLIVEIRA, M.A.F.; PENEIRO, M.A.V. Determinação de elementos maiores e menores em rochas silicáticas por espectrometria de fluorescência de raios X: resultados preliminares. In: CONGRESSO

- BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, VI, 1997, Salvador. **Anais...**Salvador: SBGq, 1997, p. 346-348.
- OLIVEIRA, M.A.F.; MANIESI, V.; NARDY, A.J.R. Litogeoquímica, química mineral e termobarometria do metagrabro de Apiaí, SP. São Paulo, Unesp, **Geociências**, v. 31, n. 4, p. 665-680, 2012.
- OTTEN, M.T. The origin of brown hornblende in the Artflet gabbro and dolerites. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 86, p. 189-199, 1984.
- PEACOCK, M.A. Classification of igneous rocks series. **Journal Geology**, v. 39, p. 54-67, 1931.
- 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.
- PERROTA, M.M. **Potencial aurífero de uma região no Vale do Ribeira, São Paulo, estimado por modelagem de dados geológicos, geoquímicos, geofísicos e de sensores remotos num sistema de informações geográficas**. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências-Universidade de São Paulo, 1996.
- PERROTTA, M.M.; SALVADOR, E.D.; LOPES, R.C.; D'AGOSTINHO, L.Z.; PERUFFO, N.; GOMES, S.D.; SACHS, L.L.; MEIRA, V.T.; GARCIA, M.G.M.; LACERDA FILHO, J.V. **Mapa Geológico do Estado de São Paulo**, escala 1:750.000. Programa Geologia do Brasil-PGB, CPRM, São Paulo, 2005.
- PETRI, S. & SUGUIO, K. Sobre os metassedimentos do grupo Açungui do extremo sul do estado de São Paulo. São Paulo. **Secretaria de Serviços e Obras Públicas/Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da USP**, p. 1-98, 1969.
- PIRES, F.A. **Análise paleoambiental e estratigráfica de sequências metassedimentares (grupo Açungui), na região de Iporanga e Apiaí-SP**. São Paulo. 1990. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- PONÇANO, W.L.; CARNEIRO, C.D.R; BISTRICHI, L.A.; ALMEIDA, F.F.M.; PRANDINI, F.L. **Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo**. São Paulo. IPT/PRO-MINERIO, 1981.
- PRAZERES FILHO, H.J. **Litogeoquímica, geocronologia (U-Pb) e geologia isotópica dos complexos graníticos Cunhaporanga e Três Córregos, Estado do Paraná**. São Paulo. São Paulo, 2000, 180 p. Dissertação (Mestrado). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- PRAZERES FILHO, H.J. **Caracterização geológica e petrogenética do batólito granítico Três Córregos (PR-SP) geoquímica isotópica (Nd-Sr-Pb), idades (ID-TIMS/SHRIMP)**

- e'delta POT. 18'O em zircão.** São Paulo. 2005.Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- PRAZERES FILHO, H.J.; HARARA, O.; BASEI, M.; PASSARELLI, C.; & 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. *Geologia USP. Série Científica*, v. 3, p. 51-70, 2003.
- REIS NETO, J.M. **Faixa Itaiacoca: registro de uma colisão entre dois blocos continentais no Neoproterozoico.** São Paulo 1994. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- ROSS, J. & MOROZ, I. Mapa Geomorfológico do Estado De São Paulo. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 10, p. 41-58, 2011
- SALAZAR, C.A.; ARCHANJO, C.J.; BABINSKI, M.; LIU, D. Magnetic fabric and zircon U–Pb geochronology of the Itaoca pluton: implications for the Brasiliano deformation of the southern Ribeira belt (SE Brazil). **J S Am Earth Sci**, v. 26, p. 286–299, 2008.
- SANTOS, T.M.B.; TASSINARI, C.C.G; FONSECA, P.E. Diachronic collision, slab break-off and long-term high thermal flux in the Brasiliano–Pan-African orogeny: Implications for the geodynamic evolution of the Mantiqueira Province. **Precambrian Research**, v. 260, p. 1-22, 2015.
- SCHMIDT, M.W. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 110, p. 304-310, 1992.
- SIBSON, R.H. Fault rocks and fault mechanisms. **Journal of the Geological Society**, v. 133, n. 3, p. 191-213, 1977.
- SILVA, A.T.S.F.; FRANCISCONI, O.; GODOY, A.M.; BATOLLA JÚNIOR, F. **Projeto integração e detalhe geológico no Vale do Ribeira: relatório final de integração geológica.** São Paulo: DNPM: CPRM, 1981.
- STRECKEISEN, A.L. Plutonic rocks: classification and nomenclature recommended by the IUGS Subcommission on the systematics of igneous rocks. **Geotimes**, v. 63, p. 773–786, 1974
- TASSINARI, C.C.G. & MELLO, I.S.C. A idade e a origem das mineralizações do granitoide de Itaoca. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Camboriú, 1994. **Anais...** Camboriú: Sociedade Brasileira de Geologia, 1994, p. 304.
- TASSINARI, C.C.G.; MELLO, I.S.C.; GOMES, D.P. Sr and Pb isotope evidence for the on gen of skarn, sulfides and fluor mineralizations of the Itaoca granitoid, southern Brazil. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON GEOCHRONOLOGY, COSMOCHRONOLOGY

- AND ISOTOPE GEOLOGY, 8. Berkeley, 1994. **Abstracts...** Berkeley: USGS, 1994. p. 316.
- TAYLOR, W.P. Intrusion and differentiation of granitic magma at high level in the crust: the Puscao Pluton. Lima, Peru. **Journal of Petrology**, p. 82-133, 1976.
- THOMPSON, R.N. British Tertiary volcanic province. **Journal of Geology**, v. 18, p. 49-107, 1982.
- TURNER, F.J. **Metamorphic petrology**. New York: McGraw Hill Co., 1981.
- 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.; SIGA JUNIOR, O.; BASEI, M. A. S.; SATO, K.A. Formação Água Clara na Região de Araçáiba –SP, Registro de uma bacia Mesoproterozoica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41, 2002. João Pessoa. **Anais...**João Pessoa: Sociedade Brasileira de Geologia, 2002, p. 346, 2002.
- WEBER, W.; SIGA JUNIOR, O.; SATO, K.; BASEI, M.A.S.; REIS NETO, J. M.; NUTMAN, A.P. A Formação Água Clara na Região de Araçáiba - SP: Registro U-Pb de Uma Bacia Mesoproterozoica. In: **Geologia USP Série Científica**, São Paulo, v. 4, n. 1, p. 101-110, 2004.
- WERNICK, E. Aspectos petrológicos dos granitóides da Província Ribeira, SP e PR. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2, Rio Claro, 1979. **Anais...**Rio Claro: Sociedade Brasileira de Geologia, v. 1, p. 101-116, 1979.
- WERNICK, E. & GOMES, C.B. Granitos e metamorfismo no vale do rio Ribeira de Iguape, SP e PR. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, 1974, Porto Alegre. **Anais...** Porto Alegre: Sociedade Brasileira de Geologia, v. 5, p. 145-154, 1974.
- WERNICK, E. Enclaves e seu significado geológico. **Geociências**, v. 2, p. 87-96, 1983
- WERNICK, E. & GOMES, C.B. Geoquímica de Maciços Graníticos da Região do Ribeira. Parte III: Considerações Petrológicas. **Anais da Academia de Ciências e Letras**, v. 49, p. 157-169, 1977.
- WERNICK, E.; RIGO JÚNIOR, L.; GALEMBECK, T. M. B.; WEBERDIEFENBACH, K. Os complexos granitoides Cunhaporanga e Três Córregos (PR) zoneamento magmático e implicações geotectônicas. **Geociências**, v. 9, n. p. 67-88, 1990
- 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.

ZANELLA, R.R.; BERTON, F.; RAMOS, V.L.; CURY, L.F. Contribuições à Análise Estrutural da borda sul do Granito Itaoca, Vale do Ribeira - PR e SP. In: XV SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS IX INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON TECTONICS, 2015, Vitória. **Anais...** Vitória: Sociedade Brasileira de Geologia, 2015.

ZANELLA, R.R.; BERTON, F.; RAMOS, V.L.; CURY, L.F. Fases de deformação associadas à zona de cisalhamento Ribeira na região de Adrianópolis – PR. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 47, 2014, Salvador. **Anais...** Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 1214.

ZENERO, J.M.; VIEIRA, O.A.R.P.; GODOY, A.M. Geologia e Litogeoquímica do Batólito Itaoca, Sul do Estado de São Paulo. **Geociências**, v. 39, p. 317-342, 2020.

APÊNDICE I

