

**UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS E CIÊNCIAS EXATAS
CAMPUS DE RIO CLARO
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE CONCENTRAÇÃO EM GEOLOGIA REGIONAL**

**CARACTERIZAÇÃO PETROLÓGICA, GEOQUÍMICA E
GEOCRONOLÓGICA (U/Pb e Ar/Ar) DO MACIÇO SARARÉ
Nova Lacerda-MT**

Larissa Marques Barbosa de Araújo Ruiz

Orientador: Prof. Dr. Antonio Misson Godoy – UNESP

Co-Orientadora: Prof. Dra. Maria Zélia Aguiar de Souza – UFMT

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Rio Claro

2003

**CARACTERIZAÇÃO PETROLÓGICA, GEOQUÍMICA E
GEOCRONOLÓGICA (U/Pb e Ar/Ar) DO MACIÇO SARARÉ
Nova Lacerda-MT**

Dissertação de Mestrado apresentada na Pós - Graduação em Geologia Regional do Instituto de Geociências e Ciências Exatas-IGCE da Universidade Estadual Paulista-UNESP, Campus de Rio Claro para obtenção do título de Mestre em Geologia

Orientador: Prof. Dr. Antonio Misson Godoy

Co-Orientadora: Prof. Dra. Maria Zélia Aguiar de Souza

Rio Claro
2003

**CARACTERIZAÇÃO PETROLÓGICA, GEOQUÍMICA E
GEOCRONOLÓGICA (U/Pb e Ar/Ar) DO MACIÇO SARARÉ
Nova Lacerda-MT**

COMISSÃO EXAMINADORA:

Prof.Dr. Antonio Misson Godoy (Orientador)
IGCE/UNESP/Rio Claro (SP)

Prof.Dra Tamar Milca Bortolozzo Galembeck
IGCE/UNESP/Rio Claro (SP)

Prof.Dr. Mauro Geraldês
UERJ/Rio de Janeiro (RJ)

ORIENTADA:

Larissa Marques Barbosa de Araújo Ruiz

Rio Claro, dede 2003

Resultado:.....

No fim tudo dá certo,
Se não deu certo...
é porque ainda não chegou ao fim.
Fernando Sabino

AGRADECIMENTOS

Na vida tudo que conseguimos depende de um conjunto de situações, da dedicação pessoal, às vezes da sorte, mais principalmente do apoio da família e dos amigos. Do mesmo modo e mesmas razões, as dissertações e teses se concretizam. Por isso desejo inicialmente agradecer a todos que me ajudaram a tornar um sonho distante à realidade de hoje.

Primeiro gostaria de prestar minha profunda gratidão ao Orientador o Prof. Dr. Antonio Misson Godoy por todo crédito, apoio, dedicação e pela oportunidade que me concedeu de estar ao seu lado aprendendo, me mostrando os rumos certos a serem tomados desempenhando não somente papel de excelente orientador trabalhando junto desde as etapas iniciais de campo até as finais de redação e edição do texto, perdendo noites e finais de semana, doando o melhor de si. Gostaria de agradecer acima de tudo o fato dele ter se tornado meu verdadeiro amigo, conselheiro, enfim, um anjo bom que Deus colocou em minha vida.

A minha co-orientadora Dra. Maria Zélia Aguiar de Souza que desde a graduação vem me orientando, mesmo sob circunstâncias que deixariam qualquer mortal desorientado, fica manifestada aqui, toda minha admiração, agradecimento e reconhecimento pelo seu apoio profissional (sugestões, correções e críticas), pela sua dedicação, pelo seu exemplo de luta e principalmente sua grande e pura amizade.

Ao meu co-orientador direto e indireto, que desempenhou vários papéis importantes em minha vida, de tutor a ótimo marido, compreensivo, prestativo e muito, muito paciente. Que apóia em todos os momentos da minha vida, bons ou ruins, de loucura ou de lucidez, durante toda minha carreira de graduada, pós-graduada e na vida pessoal. Que representa minha razão de estar aqui e sem seu apoio nada significaria ou valeria a pena, meu querido Ms. Amarildo Salina Ruiz, muito obrigado.

Ao professores, Dr. João Batista de Matos e Dr. Luiz Simões pela ajuda em campo e sugestões ao trabalho, ao Dr. Antenor Zanardo pelas sugestões e auxílio nas descrições e interpretações petrográficas, ao Dr. Francisco Egídio Pinho pelas análises U/Pb realizadas no Kansas e Dr. Mauro Geraldês pelas análises Ar/Ar realizadas na USP, colaborando com as sugestões e discussões sobre o trabalho, a Dra. Tamar Galembeck e Dr. Artur pelas sugestões e dicas, Dr. Norberto Morales e Dr. Allen Fetter.

Aos técnicos Isabel, Adilson, Junior, Vlademir, Mirtes e amiga Ana Paula pela ajuda na execução dos trabalhos executados em laboratório. As secretárias Eliane, Laura, Nádia, Vânia e Rose pelas dicas e conselhos.

Quero agradecer em especial meus amigos: (Zazá) Ivaldo por toda a colaboração dada ao longo deste trabalho, correções, críticas, discussões e sugestões, Carlos Fernandes pelo apoio nas etapas de campo, a Danielle Tardin, Daniel, Ana Cláudia, Carlos Humberto, Luiz Simões, Leila, Laís, Harizon, Auxiliadora, Raquel, Samuel, Ticiano, Clauzior, Shozo, Álvaro, César e Aldiney pelo apoio moral, psicológico e sentimental, pois sempre precisamos de amigos verdadeiros que nos apoiem e que permitam tornarmos melhores hoje do que fomos ontem e melhores amanhã do que estamos sendo hoje. A minha mãe Francisca e irmã Fabiola pela compreensão, dedicação, conselhos e por todo apoio dado durante minha vida.

Ao CNPq pela concessão da bolsa de mestrado. A FAPEMAT pelo custeio parcial da pesquisa. Às universidades UNESP – Universidade Estadual Paulista, UFMT – Universidade Federal de Mato Grosso e USP - Universidade Federal Paulista, pelo uso de equipamentos e instalações. Enfim, a todos que direta ou indiretamente possibilitaram a execução deste trabalho.

MUITO OBRIGADO A TODOS!!!

RESUMO

O Maciço Sararé, pertencente ao Terreno Santa Helena no Cráton Amazônico, situa-se a cerca de 60 Km a norte da cidade de Pontes e Lacerda, sudoeste de Mato Grosso, apresentando o contato leste e nordeste recoberto pelas rochas sedimentares da Bacia Cretácica Parecis. Encontra-se intrusivo em rochas metamórficas do Complexo Vulcano-sedimentar Pontes e Lacerda em gnaisses e migmatitos ortoderivados (Complexo Metamórfico Alto Guaporé, Maciço Sapé e Anhanguera) de idades mesoproterozóicas.

Compreende um corpo de 80 Km², constituído por três fácies petrográficas graníticas principais, cujos contatos são transicionais. As rochas apresentam composição monzogranítica, são inequigranulares a localmente porfiríticas, granulação predominantemente média, constituídas por microclínio, quartzo, oligoclásio límpido ou saussuritizado, abundantes placas de muscovita (primárias ou secundárias), rara biotita cloritizada e fluorita metassomática, além de titanita e minerais opacos.

A Fácies Biotita Monzogranito é dada por rochas equigranulares de granulação média-fina, cor avermelhada, leucocráticas, isotrópicas que ocorrem na porção sul do corpo.

A Fácies Muscovita Monzogranito é representada por rochas inequigranulares, granulação média-grossa, cor rósea, hololeucocráticas e isotrópicas, que ocorrem na porção norte e central da intrusão.

A ocorrência principal da Fácies Monzogranito aflora no extremo norte da área de forma isolada, como um ‘*plug*’ granítico e dentro do maciço como diques aplíticos tardios. São constituídas por rochas leucocráticas, róseas, isotrópicas, inequigranulares a porfiríticas de granulação fina a média.

A tectônica regional com direção NW-SE controla e define a forma alongada do Maciço Sararé acompanhando o *trend* regional de suas encaixantes. Tardamente, uma tectônica rúptil manifestada através de fraturas e falhas de direção NE-SW, define a geometria final do corpo.

Os dados geoquímicos e modais indicam que as rochas estudadas correspondem à Série Sub-Alcalina Monzonítica (SAM) e aos granitos crustais, sendo classificadas como Granitos Cálcio-Alcalinos de Alto K, peraluminosos, restritos e evoluídos em relação SiO₂ (+75%). Os teores dos elementos traços, os pequenos valores de Ca, bem como as razões de Ba/Rb baixas, evidenciam também rochas fortemente diferenciadas, geradas a partir de

processos de diferenciação magmática envolvendo fracionamento dos feldspatos, com empobrecimento dos plagioclásios e enriquecimento dos feldspatos alcalinos.

O estudo de ETR indica três padrões de distribuição assimétricos e similares, mas com valores distintos de REE, apresentando no geral valores elevados de $[La/Yb=8,04]_N$, $[Ce-Sm=1,86]_N$, $[Gd-Yb=2,04]_N$, forte anomalia negativa de Eu e $[Eu/Eu^*=0,35]$.

Os resultados geocronológicos indicam claramente que o Granito Sararé faz parte do magmatismo regional tardi a pós - cinemático, com idades de 900 a 920 Ma.

Conclui-se que o Maciço Sararé é do tipo S, gerado em ambiente de colisão continental e/ou de descompressão pós-colisional, em ambientes mais estáveis de consolidação e estabilização tectônica do final do evento colisional do Craton Amazônico. Formou-se a partir da fusão de material da crosta superior, através de processos de fracionamento magmático, o que possibilitou a geração de magmas aluminosos e mais enriquecidos em sílica, sódio e potássio.

Palavras Chaves: Maciço Sararé, petrografia, geoquímica, geocronologia.

ABSTRACT

The Sararé Granite belongs to the Santa Helena Terrain within the Amazonian Craton and is located about 60 km north of the city of Pontes and Lacerda, of southwest Mato Grosso. The east and northeast contacts of the body are marked by the sedimentary rocks of the Cretaceous Parecis Basin, while its remaining intrusive contacts are the metamorphic rocks of the Pontes and Lacerda volcano-sedimentary complex and orthogneisses and migmatites (Alto Guaporé Metamorphic Complex, Sapé and Anhangüera Massifs) of Mesoproterozoic age.

The areal extent of the intrusion is approximately 80 km² and is constituted by three major monzogranitic petrographic facies (biotite monzogranite, muscovite monzogranite and monzogranite) whose contacts are transitional. These rocks present monzogranitic composition, are unequigranular to locally porphyritic with medium grain size, constituted by microcline, quartz, oligoclase, abundant muscovite, rare chloritized biotite and metassomatic fluorite plus titanite and opaque minerals.

Biotite monzogranitic facies is represented by equigranular of medium to small grain size, red-colored, leucocratic and isotropic rocks, that crop out in the southern portion of the body. The facies of muscovite monzogranite is represented by medium to coarse inequigranular textures, rose-colored, hololeucocratic and isotropic rocks that occur in the north and central portion of the intrusion. Monzogranite facies crops out in its main occurrence in the north end of the area and are interpreted as late-stage granitic plugs, constituted by inequigranular of medium to small grain size to porphyritic leucocratic rosy isotropic rocks. Their occurrence is characterized as localized intrusive bodies, including late aplite dikes, into the other facies of the massif.

Regional NW-SE tectonic structures control the elongated shape of the body accompanying the regional trend of the country rocks and late brittle tectonics of NE-SW fractures and faults define the final geometry of the body.

The geochemical data indicate that the studied rocks correspond to Monzonite Alkaline Series (MAS) and crustal granites, classified as high-K peraluminous calcium-alkaline granites, chemically restricted in relation to SiO₂ around of 75%. Trace elements contents, low values of Ca and low Ba/Rb ratios make evident the high differentiated rocks, generated by magmatic differentiation processes including feldspars fractionating driving to plagioclase depletion and alkaline feldspars enrichment.

The study of REE indicates three asymmetrical and similar distribution patterns, but with different values of REE, presenting in the general high values of $[La/Yb=8,04]_N$, $[Ce-Sm=1,86]_N$, $[Gd-Yb=2,04]_N$, strong negative anomaly of Eu and $[Eu/Eu^*=0,35]$.

Geochronological results (U/Pb e Ar/Ar) indicate that the Sararé Granite is part of the regional late- to post- kinematic magmatism (900 to 920 Ma).

Saráré Massif comprises S-type granites formed in environment of continental collision and/or of post-collisional decompression, in more stable environments of consolidation and tectonic stabilization of the end of the collisional event of Amazonian Craton. Starting from the melting of material of the upper crust, along with processes of magmatic fractionation, made the generation of aluminous magmas and more enriched in silica, sodium and potassium possible.

Keywords: Sararé Granite, petrography, geochemistry, geochronology.

CAPÍTULO 1. INTRODUÇÃO

1.1. APRESENTAÇÃO

O setor sudoeste do Cráton Amazônico, situado na região limítrofe entre o Brasil e a Bolívia, é caracterizado pela superposição de pelo menos dois eventos orogênicos, Sunsás/Aguapeí – 1.25 a 1.0 Ga e San Ignácio/Rondoniano - 1.5 a 1.3 Ga. (Tassinari *et al.*, 2000), o que produziu um arranjo tectônico complexo e a ocorrência de associações litológicas de ambientes distintos, atualmente justapostas.

O Cráton Amazônico exposto entre a cidade de Pontes e Lacerda e o limite dos Estados da Rondônia–Mato Grosso, foi cartografado inicialmente pelos projetos governamentais (escala 1:1.000.000) durante as décadas de 70 e 80 (Figueiredo *et al.*, 1974 e Barros *et al.*, 1982) e, posteriormente, Menezes *et al.* (1993), Ruiz (2000), Ruiz *et al.*, (2001, 2003) mapearam, as folhas topográficas de Pontes e Lacerda e parte da folha Rio Pindaituba (SD 21-Y-AV), ambas na escala 1:100.000.

Há uma grande lacuna de informações geológicas básicas no lado brasileiro, em particular no Estado de Mato Grosso, o que dificulta a identificação mais segura das unidades geológicas geradas em diferentes estágios da evolução da crosta continental, bem como a compreensão dos regimes estruturais e metamórficos, vigentes em diferentes cenários tectônicos da região.

Os dados disponíveis, considerando as limitações mencionadas, descrevem pelo menos dois episódios magmáticos de natureza/caráter tardi a pós-cinemáticos no sudoeste de Mato Grosso. O mais antigo, restrito a uma faixa de direção N-S entre as cidades de São José dos Quatro Marcos e a Reserva do Cabaçal, com idades entre 1.40-1.45 Ga. (Monteiro *et al.*, 1986 e Geraldés, 2000) e outro, mais jovem, regionalmente denominado Granito tipo Guapé com idade em torno de 0,90 Ga. (Barros *et al.*, 1982, Geraldés, 2000 e Ruiz *et al.*, 2003).

O mapeamento geológico na escala 1:100.000, realizado por Ruiz (2000) na região do Posto Sapé, a 60 km ao norte da cidade de Pontes e Lacerda, destacou um maciço granítico isotrópico, denominado Maciço Sararé, com feições típicas de atividades

magmáticas tardi a pós-cinemáticas correlacionadas à granitogênese toniana (idade de \cong 900 Ma), que afeta a porção SW de Mato Grosso.

Desta forma, o estudo do Maciço Sararé em seus aspectos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos, associado à caracterização das feições de campo, vem contribuir para a compreensão do papel deste episódio tardi a pós-magmático na evolução e consolidação da porção sudoeste do Cráton Amazônico.

1.2. OBJETIVOS

A escolha do Maciço Sararé como objeto deste estudo deve-se, principalmente, ao fato de constituir um exemplo típico da atividade ígnea tardi a pós-cinematizada do Evento Sunsás/Aguapeí.

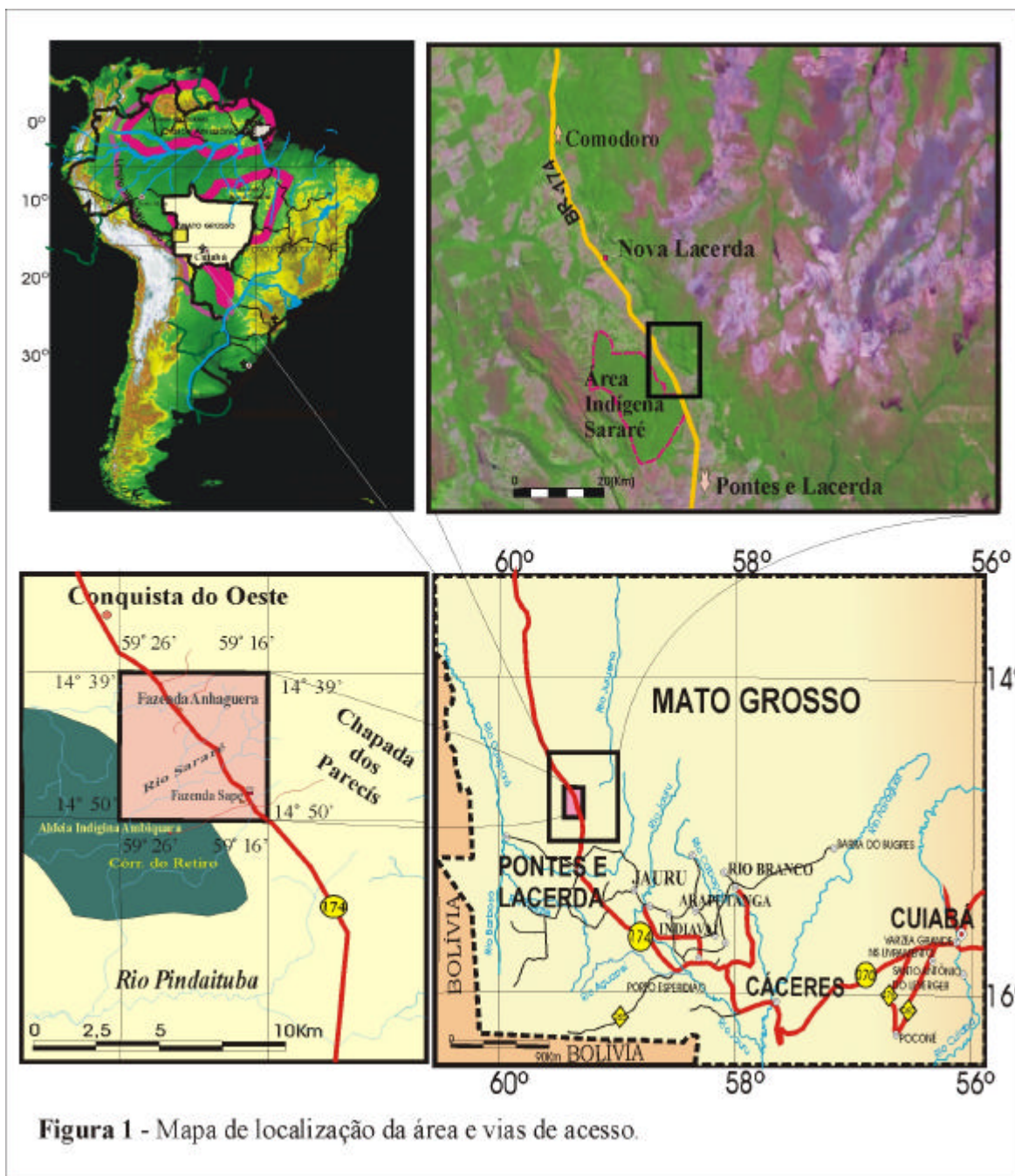
A partir deste estudo, pretende-se caracterizar a natureza do magmatismo e dos processos magmáticos envolvidos na formação deste maciço, destacando-se os regimes tectônicos responsáveis pela sua geração; bem como a definição da idade aproximada de sua colocação e resfriamento e, conseqüentemente, a sua relação com o ciclo orogênico Sunsás-Aguapeí e a consolidação da porção sudoeste do Cráton Amazônico.

1.3. LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A região estudada situa-se na porção sudoeste do Estado de Mato Grosso, abrangendo parte da Folha Topográfica Rio Pindaituba (SD-21-Y-A-V). A área cartografada na escala 1:100.000, compreende aproximadamente 80 Km², delimitada pelos paralelos 14°38'30" / 14°49'20" de latitude Sul e meridianos 59°16' / 59°26' de longitude Oeste, a 460 Km de Cuiabá e 60 Km da cidade de Pontes e Lacerda, o principal pólo econômico do oeste mato-grossense (Figura 1).

O acesso à área é facilitado por estradas de rodagem asfaltadas com boas condições de manutenção. A partir de Cuiabá, ele é feito pela rodovia BR-070 até a cidade de Cáceres, de onde se toma a BR-174 que corta a área estudada longitudinalmente.

A locomoção no seu interior é facilitada pelas estradas secundárias que ligam às sedes e retiros das fazendas (Figura 1).



CAPÍTULO 2. MATERIAIS E MÉTODOS

O objetivo deste capítulo é apresentar as atividades desenvolvidas e as técnicas de análises empregadas para execução desta pesquisa. As atividades realizadas podem ser divididas em três fases: uma etapa preparatória; uma de aquisição de dados em campo e nos laboratórios; e uma terceira fase de análise e sistematização dos dados, culminando na elaboração final da dissertação.

A seguir serão descritas as ações que compuseram cada etapa do estudo, bem como os métodos analíticos utilizados na execução da pesquisa.

2. 1. FASE PREPARATÓRIA

2.1.1. Pesquisa Bibliográfica

Precedendo os trabalhos de campo, foi realizada cuidadosa pesquisa bibliográfica das principais contribuições à geologia da porção sudoeste do Cráton Amazônico no Brasil, dos quais destacam-se os trabalhos de Figueiredo *et al.* (1974); Almeida (1978), Barros *et al.* (1982); Amaral (1974 e 1984); Lima, (1984); Hasui *et al.* (1984); Saes *et al.* (1984); Teixeira & Tassinari (1984); Litherland *et al.* (1986); Monteiro *et al.* (1986), Teixeira *et al.* (1989); Matos (1995); Ruiz (1992); Menezes *et al.* (1993); Saes & Leite (1993); Saes *et al.* (1991); Matos (1995); Matos & Schorscher (1997); Tassinari (1996); Teixeira *et al.* (1989); Geraldés (1996 e 2000); Pinho *et al.* (1997); Scabora & Duarte (1998); Saes (1999); Tassinari & Macambira (1999); Cordani *et al.* (2000); Tassinari *et al.* (2000); Leite & Saes (2000) e Ruiz (2000), entre outros.

Além destes, foram consultados diversos trabalhos que abordam temas relativos as metodologias de geoquímica, de mapeamento faciológico, de geocronologia e ambientes tectônicos de *emplacement* de corpos graníticos Vlach (1985); Godoy (1989); Ferreira (1991); Andrade (1993); Galembeck (1997); Dunlap & Fossen (1998) e Ubrich *et al.*, (2001).

2.1.2. Interpretação de Imagens e Fotografias aéreas

A foto-interpretação foi realizada com o propósito de auxiliar na identificação do arranjo tectônico regional dos prováveis conjuntos litológicos que compõem o embasamento cristalino.

O material disponível está dividido em, imagem de satélite *Landsat* PB, Banda 3 na escala de 1:250.000, Mosaico Semi-controlado de Radar na escala 1:250.000 e fotografias aéreas PB-FAB-USAF (1965) na escala 1:60.000, possibilitou a definição dos principais lineamentos ou descontinuidades regionais, além da distribuição geográfica preliminar das unidades mapeadas.

2.2. FASE DE AQUISIÇÃO DE DADOS

Esta fase da pesquisa envolveu os trabalhos de campo com coleta de amostras e mapeamento geológico sistemático e posteriormente, o trabalho de laboratório consistia nas descrições de seções delgadas, preparação das amostras para análise geoquímica e geocronológica, elaboradas no Departamento de Petrologia e Metalogenia/IGCE/UNESP, no Centro de Pesquisa Geocronológico do Instituto de Geociências/USP e no Departamento de Recursos Minerais ICET/UFMT.

2.2.1. Etapas de Campo

Os trabalhos de campo para o estudo do Maciço Sararé e das rochas encaixantes foram realizados nos períodos de julho de 2001, janeiro e julho de 2002, os quais somaram, aproximadamente, 25 dias de levantamento de dados em campo. Foram estudados 88 afloramentos situados ao longo de estradas, córregos e encostas da Serra do Parecís com o propósito de identificar diversos aspectos do maciço, dentre os quais destacam-se: a natureza dos seus limites e das suas encaixantes; as variações faciológicas (composicional e textural); as estruturas magmáticas (enclaves etc.) e tectônicas (fraturamentos, falhas, foliações etc.).

Concomitantemente à descrição dos litotipos, foram realizadas coletas de amostras de rochas para os estudos em laboratório (análises petrográficas, geoquímicas e geocronológicas). A localização dos afloramentos estudados pode ser consultada no Mapa de Localização de Afloramentos.

2.2.2. Critérios de Identificação das Fácies

Na execução do mapeamento faciológico do Maciço Sararé foram empregados critérios de campo e de laboratório, que permitiram a individualização e classificação das suas fácies petrográficas. O conceito de fácies utilizado neste trabalho corresponde aquele aplicado por Ulbricht *et al.* (2001): “A Fácies petrográfica plutônica corresponde a unidade litoestratigráfica informal de menor hierarquia que pode ser reconhecida e descrita, na amostra de mão e no campo, pelas características mineralógicas, texturais e estruturais”.

A seguir serão apresentados os critérios utilizados para a identificação das fácies petrográficas para o Maciço Sararé:

Índice de coloração

No Maciço Sararé, onde as fases minerais máficas estão representadas por biotita/clorita e muscovita, adotou-se a nomenclatura sugerida pela IUGS (Streckeisen, 1976), representada em termos da porcentagem total de máficos presentes e designada:

- ❖ $M < 05\%$ = rochas hololeucocráticas
- ❖ $M < 35\%$ = rochas leucocráticas

Granulação

Com relação aos aspectos texturais como o tamanho absoluto e relativo dos cristais, as rochas foram classificadas segundo a denominação das rochas ígneas de IUGS (Streckeisen, 1976) e também foram utilizadas as modificações de terminologias para as rochas porfiríticas adotadas em Godoy (1989) e Galembeck (1997).

Quanto ao tamanho absoluto dos cristais, as denominações utilizadas foram:

- ❖ < 0.1 mm - densa
- ❖ 1 mm – fina

- ❖ 1 mm – 10 mm – média
- ❖ 10 – 30 mm - grossa
- ❖ 30 – 100 mm – muito grossa.

Para o tamanho relativo dos cristais foram utilizadas as nomenclaturas:

- ❖ *Equigranulares*: minerais com dimensões aproximadamente iguais;
- ❖ *Inequigranulares*: minerais com dimensões diferentes.
- ❖ *Porfíroide*: quando os fenocristais estão inseridos em uma matriz de granulação média, média a grossa ou grossa;
 - ❖ *Porfíricas*: quando os fenocristais (com tamanho igual ou superior a cinco vezes a granulação média da matriz) estão inseridos numa matriz de granulação fina a densa ou fina a média.

Estruturas

Com relação aos aspectos estruturais, as rochas plutônicas foram classificadas:

- ❖ *Isotrópicas ou maciças* (envolvendo rochas homogêneas, cujos minerais encontram-se distribuídos de forma caótica, sem qualquer orientação);
- ❖ *Anisotrópicas* (quando os minerais mostram-se orientados seguindo uma direção preferencial, concordante com a foliação regional).

Texturas

Ao que se refere à forma dos cristais, foram usadas as denominações:

- ❖ euédrico (cristal bem desenvolvido e limitado por suas próprias faces);
- ❖ subédrico (cristal limitado, em parte, por suas próprias faces, porém possuindo superfícies cuja forma está limitada pelos cristais vizinhos);
- ❖ anédrico (cristal cuja forma está determinada pelos cristais vizinhos).

Nas rochas graníticas as tramas mais comuns e descritas neste trabalho são:

- ❖ Textura granítica, granular ou hipidiomórfica;
- ❖ Textura do tipo *perítica*, que representa os efeitos de desmisturação ou exsolução de feldspatos alcalinos e ocorre sob diversas formas: finas lamelas, fios, entrelaçadas, glóbulos, bastonetes ou manchas.

Texturas localizadas e especiais ligadas à cristalização simultânea:

❖ *Intercrescimento granofírico* que é o intercrescimento submilimétrico de quartzo com formas irregulares, globulares ou vermiformes, as margens do feldspato alcalino.

2.2.3. Etapa de Laboratório

Esta etapa é de fundamental importância, pois é nela que os dados obtidos em campo foram devidamente analisados.

Deste modo, amostras representativas do Maciço Sararé foram encaminhadas para o Laboratório de Laminação do Departamento de Petrologia e Metalogenia do Instituto de Geociências e Ciências Exatas-UNESP, onde foram confeccionadas seções delgadas para a realização das análises petrográficas e seleção das amostras geoquímica encaminhadas ao Laboratório de Preparação de Amostras e Geoquímica do DPM/UNESP.

Também foram selecionadas e preparadas amostras para geocronologia no Laboratório de Preparação de Amostra do DRM-UFMT as quais foram encaminhadas ao *Isotope Geochemistry Laboratory* da Universidade do Kansas (EUA) e ao Centro de Pesquisa Geocronológicas da USP (CPGeo-USP).

Análises Petrográficas

A identificação das diferentes fácies do maciço teve como suporte a análise petrográfica e modal de 20 lâminas delgadas. A análise modal foi realizada a partir da contagem dos minerais em seção delgada utilizando dois métodos: a contagem realizada através do contador eletrônico e a contagem por estimativa visual da porcentagem mineralógica.

Na descrição petrográfica foram utilizados alguns parâmetros principais, tais como, mineralogia, granulação, aspectos texturais e provável seqüência de cristalização magmática das faciologias.

As análises foram realizadas ao microscópio de luz transmitida com auxílio de um *vernier* e um contador de pontos automático, tipo *James Swift* - Modelo F.

O número de pontos determinado para cada seção, variou de 600 a 1500, em função das granulações apresentadas para cada fácies e das malhas escolhidas para as contagens, os resultados estão descritos e enumerados no Capítulo 5.

Simbologia das Fácies Petrográficas

A simbologia que será adotada nos capítulos referentes à petrografia e a geoquímica de rocha para as fácies petrográficas do Granito Sararé encontra-se ilustrada no Quadro 01.

Quadro 01- Simbologia utilizada para as fácies do Maciço Sararé.

Fácies do Maciço Sararé	Simbologia
<i>Fácies Monzogranito</i>	◆
<i>Fácies Muscovita Monzogranito</i>	●
<i>Fácies Biotita Monzogranito</i>	■

Análises Geoquímicas

Foram selecionadas dez (10) amostras representativas do Granito Sararé, para análises geoquímicas de elementos maiores, menores, traços e terras raras. Primeiramente, essas amostras foram tratadas no Laboratório de Preparação de Amostras do DPM/IGCE-UNESP, de acordo com os seguintes estágios:

1. Lavagem e retirada de camadas superficiais intemperizadas e cominuição das amostras por marreta;
2. britagem em dois britadores de mandíbula, um para diminuir sua granulação e outro para torná-las homogêneas;
3. pulverização no moinho oscilante em panela de tungstênio;
4. quarteamento das amostras e separação de 100 gramas do material.

A partir daí, essas amostras foram encaminhadas para o Laboratório de Geoquímica LABOGEO do Departamento de Petrologia e Metalogenia do Instituto de

Geociências e Ciências Exatas/UNESP, onde foi empregada a técnica de Fluorescência de Raios-X para análises dos elementos maiores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , $\text{FeO}_{\text{total}}$, MnO , CaO , Na_2O , K_2O e elementos traços (Rb, Sr, Cr, Ni, Zr, Y, Ce, Ba, Nb e Cu) utilizou-se respectivamente, pastilhas fundidas e prensadas; enquanto que os elementos de terras raras (Lu, Dy, Gd, Er, Yb, Y, La, Eu, Nd, Ce e Sm) foram analisados por ICP-AES.

Os resultados obtidos foram estudados com o auxílio de programa para processamento de dados petrológicos *Minpet for Windows* (versões 2.0 e 2.02, *Minpet Geological Software*; Richard, 1995) e *Newpet for DOS* (versão 7.10, *Newpet Copyright Microsoft Corporation*; Clarke, 1993).

Este procedimento inclui a criação do arquivo referente as 10 amostras estudadas, a interpretação geoquímica dos dados tratados em diagramas de variação binários e/ou ternários para os óxidos e elementos traços, além dos diagramas normalizados para os dados de elementos terras raras.

Foram usados também diagramas classificatórios e discriminantes de diferentes autores, para identificar possíveis relações genéticas entre as fácies petrográficas analisadas e que se encontram discutidas no Capítulo 6.

Análises Geocronológicas

Com o propósito de determinar as idades prováveis de cristalização e resfriamento do maciço granítico, foram empregados dois métodos geocronológicos distintos: método U-Pb em zircão e Ar-Ar em biotita e muscovita.

Método U/Pb

No laboratório de Preparação de amostra do DRM-UFMT, as amostras coletadas foram cominuídas em britador, moídas em moinho de disco e posteriormente, peneirados em diferentes intervalos de granulometria, reservando-se o concentrado das frações menores que 80 mesh. Este concentrado foi submetido ao bateamento para a separação dos minerais pesados como zircão, apatita, monazita, magnetita etc.

Este novo concentrado é então levado a um separador magnético do tipo Frantz, cujo objetivo é separar a fração não magnética (zircão) para posterior processamento em líquidos densos (Bromoformio $d=2,6$ e Iodeto de Metileno $d=3,2$). O concentrado de zircão é então lavado com HNO_3 e em seguida, submetido ao separador magnético (Frantz), onde várias frações de zircão são obtidas em função da susceptibilidade magnética.

As frações de zircão foram tratadas no *Isotope Geochemistry Laboratory* da Universidade do Kansas (EUA) pelo professor doutor Francisco Egídio Cavalcante Pinho (DRM-UFMT). As etapas laboratoriais posteriores estão descritas em detalhe nos trabalhos de Dantas, 1996 e Geraldles, 2000, e envolvem os seguintes processos: a diluição isotópica, extração do U-Pb e a leitura em Espectômetro de Massa. Para os cálculos das idades utilizou-se o programa ISOPLOT de Ludwig (1999).

Método Ar^{40}/Ar^{39}

No Laboratório de Preparação de Amostra do Centro de Pesquisa Geocronológicas da USP (CPGeo-USP) as amostras foram trituradas, cominuídos e peneirados até a granulação de 30 a 60 mesh. A partir do concentrado, com o emprego de lupa binocular, extrae-se com pinça, os cristais de muscovita e biotita. As amostras de biotita e muscovita selecionadas foram posteriormente irradiadas, com o padrão GA-1550 (McDougall & Harrison, 1999) no reator nuclear IPEN/CNEN IEA-R1. As análises foram realizadas no laboratório de Ar-Ar do CPGeo-USP conforme os procedimentos descritos em Vasconcelos *et al.* (2002).

2.3. FASE DE SISTEMATIZAÇÃO DOS DADOS E CONCLUSÃO

Após a integração das informações geológicas e dados obtidos em laboratório, foi elaborado o mapa geológico utilizando os programas AutoCad 2000 e CorelDraw 10 e a redação do texto final da Dissertação de Mestrado. Sínteses parciais foram publicadas em eventos científicos de abrangência nacional e regional.

CAPÍTULO 3. GEOLOGIA REGIONAL

3.1. SÍNTESE DA EVOLUÇÃO DO CONHECIMENTO GEOLÓGICO

A área deste estudo situa-se no sudoeste do Cráton Amazônico e constitui, segundo contribuições recentes (Saes & Fragoso César, 1996; Saes, 1999; Geraldés, 2000; Leite & Saes, 2000; Tassinari *et al.*, 2000 e Geraldés *et al.*, 2001), um complexo arranjo de terrenos crustais justapostos em sucessivos eventos tectônicos mesoproterozóicos: Rio Negro-Juruena (1.7–1.55 Ga.), Rondoniano-San Ignacio (1.5–1.3 Ga) e Sunsás-Aguapeí (1.25-1.0 Ga.).

Nas últimas décadas duas linhas de pensamento contrastantes, sustentadas por paradigmas antagônicos buscaram descrever o cenário evolutivo do Cráton Amazônico. De um lado os autores alicerçados nos conceitos da escola geossinclinal apresentam um modelo baseado na recorrência de sucessivas reativações proterozóicas em uma extensa plataforma arqueana-paleoproterozóica (Amaral, 1974, Almeida, 1974); enquanto, outros, que empregam os fundamentos da Teoria da Tectônica Global ou de Placas, defendem um processo de evolução crustal baseado em sucessivas acreções de crosta juvenil, do Arqueano até o limiar do Neoproterozóico, em torno de um núcleo arqueano (Cordani *et al.*, 1979, Teixeira *et al.*, 1989, Tassinari *et al.*, 2000, entre outros). Concepção alternativa de Hasui *et al.*, 1984, propõe a justaposição de blocos crustais ao longo de suturas associadas a terrenos de alto grau, em colisões diácronas do arqueano ao paleoproterozóico (Ruiz *et al.*, 2003).

Hasui & Almeida (1970) foram pioneiros na utilização dos métodos radiométricos K/Ar e Rb/Sr na porção SW do estado de Mato Grosso. Obtiveram através da análise de quatro amostras pelo método K/Ar, valores mostrando uma acentuada dispersão (1140 a 698 Ma.) ao qual citaram idade convencional Rb/Sr de 1490 Ma, obtidas por Hurley (1968) em um granito próximo a cidade de Jauru.

Figueiredo *et al.* (1974) realizaram mapeamento sistemático, na escala 1:250.000, em uma extensa área do sudoeste mato-grossense. Com base neste levantamento identificaram e subdividiram o embasamento cristalino em três unidades denominadas

informalmente de: “Complexo Basal” representando o conjunto de rochas mais antiga da área, constituída por biotita gnaisses, hornblenda biotita gnaiss, anfibolitos, xistos, quartzitos e duas unidades mais jovens de idade pré-cambriana média e superior denominadas de “Intrusivas Básica-Ultrabásicas” formada por gabros, gabros anfibolitizados, anfibolitos, serpentinitos e peridotitos, e “Rochas Graníticas” representados por sienogranitos, adamelitos e tonalitos.

Barros *et al.* (1982) durante a execução do Projeto Radambrasil na Folha SD-21-Cuiabá, em levantamento geológico na escala de 1:1.000.000, inserem a área estudada, no conjunto definido por Silva *et al.* (1974) como “Complexo Xingu”, substituindo o termo “Complexo Basal” de Figueiredo *et al.* (1974), que representam as rochas de idade mais antigas. Obtiveram idades mínimas para formação do embasamento de 1439-69 Ma. e razão inicial Rb/Sr de 0.701 ± 0.001 . Caracterizaram a “Suíte Intrusiva Guapé” como corpos intrusivos ácidos representados por granodioritos e granitos, mapeados na região da Fazenda Guapé, associados a diques de composição basáltica. É importante ressaltar as idades obtidas pelos métodos K/Ar com valores variando de 656 a 875 Ma. e Rb/Sr convencional entre 835 a 900 Ma.. Alguns corpos básicos-ultrabásicos foram individualizados como Suíte Intrusiva Rio Alegre, e um complexo ígneo acamadado, intrudido no Grupo Aguapeí, foi designado como Grupo Rio Branco.

Amaral (1974 e 1984) descreve as províncias estruturais Tapajós e Rio Branco juntamente com embasamento das coberturas sedimentares fanerozóicas que recobrem a Plataforma ou Cráton Amazônico, relacionando as suas características litoestratigráficas-estruturais e definindo os diferentes eventos tectônicos que afetaram cada uma delas. De acordo com o conhecimento geológico disponível à época, o autor define o Cráton Amazônico como uma ortoplataforma consolidada durante o proterozóico e dividida em três setores, afetados por diferentes eventos de reativação. Os eventos que afetaram a porção sudoeste do cráton, são designados de “Paraense” (1700-1500 Ma.), “Madeirense” (1400-1250 Ma.) e “Rondoniense” (1050-900 Ma.).

Saes *et al.* (1984) em mapeamento na região de Jauru identificaram várias unidades até então incluídas no Complexo Xingu. Sugerem a distinção de quatro subunidades, da base ao topo: Associação Gnáissica Migmatítica Brigadeirinho, Granito Santa Helena e Granodiorito Água Clara; Sequência Vulcano Sedimentar Quatro Meninas formadas por litotipos vulcânicos e plutônicos associados a sedimentos terrígenos e químicos; Suíte Intrusiva Figueira Branca composta por um conjunto de rochas intrusivas básicas e ultrabásicas, não deformadas correspondendo, à Suíte Intrusiva Rio Alegre e.

Suíte Intrusiva Guapé constituída por biotita hornblenda granitos, adamelitos e microgranitos porfiríticos isotrópicos.

Teixeira & Tassinari (1984) realizaram uma tentativa de caracterização geocronologic da Província Rondoniana. Através de idades obtidas pelo método K-Ar, sugerem a ocorrência de uma possível zona cratônica, pré Rondoniana, com idades entre 1800 e 1880 Ma. para os granitóides e de 1430 Ma. para anfibolitos da região de Jaurú. As outras idades K-Ar (1300–1100 Ma. e 1000–900 Ma.) foram interpretadas como reflexo do prolongado período de resfriamento da Província. A Suíte Intrusiva Guapé representaria o encerramento da Província em torno de 900 Ma. e 830 Ma. (Rb/Sr convencional).

Leite *et al.* (1985) denominam como Suíte Intrusiva Rio Branco, um conjunto magmático composto por duas unidades principais: a primeira basal melanocrática constituída por gabros e olivina-gabros e a segunda unidade superior leucocrática representada por quartzo monzonito, quartzo sienito e sienito. Corresponde ao Grupo Rio Branco de Barros *et al.* (1982).

Monteiro *et al.* (1986) contribuem para o conhecimento geológico da área caracterizando, em mapeamento geológico na escala de 1:100.000, o “Greenstone Belt do Alto Jauru”, formado por uma seqüência de rochas vulcano-plutônicas (ultrabásicas, básicas, intermediárias e ácidas) e sedimentares (detriticas e químicas) metamorfisadas na fácies xisto verde a anfibolito e distribuídas em uma área de aproximadamente 11.000 Km², situadas nas bacias dos altos cursos dos rios Jauru e Cabaçal. Dados geocronológicos obtidos pelo método K/Ar em rocha gabróica, indicam uma idade de aproximadamente 2.800 Ma., caracterizando o “Greenstone Belt do Alto Jauru” como pertencente ao arqueano.

Litherland *et al.* (1986) relacionam os eventos tectono-metamórficos que afetaram a região leste boliviana, com os que afetaram o sudoeste do Cráton Amazônico. Os autores apresentam a cartografia geológica do oriente boliviano na escala 1:1.000.000 e destacam o embasamento cristalino, formado pelo Cráton Paraguá e constituído por três unidades, com idades mínimas transamazônicas: Complexo Granulítico Lomas Meneches, Complexo de Pargnaisses Chiquitania e Supergrupo Xistos San Ignacio. Descrevem a ocorrência de dois ciclos orogênicos: o San Ignacio e o Sunsás, com idades de 1.4 a 1.2 Ma. e 1.2 a 950 Ma., respectivamente. No Brasil definem a Faixa Móvel Aguapé e a correlacionam ao ciclo orogênico Sunsás.

Teixeira *et al.* (1989) apresentam uma revisão e integração dos dados geocronológicos do Cráton Amazônico. Sugerem uma evolução geotectônica baseada na

idéia de um núcleo arqueano estável (Província Amazônia Central-2.7 Ga.) bordado por cinturões móveis mais jovens (Província Maroni-Itacaiunas 2.2 a 1.9 Ga., Rio Negro-Juruena-1.75 a 1.5 Ga., Rondoniana-1.40 a 1.2 Ga. e Sunsás-1.1 a 0.9 Ga.).

Menezes *et al.* (1993) na execução do mapeamento da folha Pontes e Lacerda mantem o *status* do Grupo Aguapeí, da Suíte Intrusiva Guapé, do Grupo Parecis e da Formação Guaporé e, adicionalmente caracterizam diferentes unidades litoestratigráficas. O Complexo Metamórfico Alto do Guaporé corresponde ao conjunto de rochas orto e paraderivadas, gnaissificadas e polimetamorfisadas de fácies anfibolito médio a alto, com idades (Rb/Sr) de 1.971 ± 70 Ma.. O Complexo Granulítico–Anfibolítico de Santa Bárbara que reúne, de forma indiscriminada, granulitos e anfibolitos, com idade sugerida para o intervalo Arqueano-Proterozóico Inferior. O Complexo Metavulcano-sedimentar Pontes e Lacerda, o Granito-Gnaisse Santa Helena, o Granito São Domingos e a Suíte Rio do Cágado.

Saes & Leite (1993) com base no estudo da evolução tectono-sedimentar das bacias meso-proterozóicas, Grupo Aguapeí, no Brasil e Sunsás/Huanchaca, na Bolívia, sugerem que tais unidades formam coberturas sedimentares quartzíticas, acumuladas em bacias intracratônicas, sobre um embasamento estabilizado no início do Proterozóico Médio. Propõem também que os ambientes deposicionais destas bacias evoluíram de fluvial, passando lateralmente a costeiro e marinho raso, sob influência de marés na base da seqüência. A plataforma marinha transiciona de S-SW para ambientes marinhos mais profundos com deposição de turbiditos em sistemas de leques submarinos em Santo Corazón. A unidade mais alta da secção sedimentar apresenta depósitos de rios *braided* e dunas eólicas. A deformação e o metamorfismo mostram nítida polaridade com intensidades crescentes no sentido do *front* tectônico Aguapeí, que reflete da mesma forma a vergência dos dobramentos e sentido de movimento das falhas inversas. Para os autores, existe uma coincidência entre o *front* Aguapeí e o limite entre o bloco crustal antigo estabilizado no transamazônico a oeste (Bloco Rio Alegre) e o complexo granítico desenvolvido no proterozóico médio leste (Complexo Santa Helena).

Matos (1995) propôs que a região do Rio Alegre tem características de terrenos arqueanos marcados por retrabalhamentos superimpostos, de idade proterozóica. Descreveu associações litoestruturais arqueanas, compreendendo rochas gnáissicas, migmatíticas e granitóides, pertencentes ao Complexo Metamórfico do Alto Guaporé. Segundo este autor, o Grupo Aguapeí, distribuído principalmente na Serra do Salto do

Aguapeí de direção N-NW e caimento para oeste, é constituído por rochas quartzíticas e localmente metaconglomerados, com mineralizações de ouro do tipo *paleo-placer*.

Geraldes *et al.* (1996) aplicando Sm/Nd nas rochas da Formação Mata Preta (aflorante na região de Jauru e Pontes e Lacerda) obtiveram idades de 1988 ± 387 Ma., com variações nos valores da isócrona e na idade modelo T_{DM} sugerindo influência de perturbações hidrotermais e metamórficas. No Gabro Indiavaí a isócrona obtida foi de 1688 ± 46 Ma. que indicaria a provável idade de cristalização do gabro e idade T_{DM} para rocha total de 1788 ± 252 Ma. relacionada ao período de diferenciação magmática. Haveria uma provável contemporaneidade entre o gabro e o Tonalito Cabaçal com idade U/Pb em zircão de 1636 Ma. O Granito Alvorada, b/Sr idade de 1524 ± 278 Ma. para a cristalização, sugerindo fonte com baixo Rb/Sr como manto superior ou empobrecida em Rb como crosta inferior. O Granito Gnaiss Santa Helena aflorante nas cidades de Jauru e Pontes e Lacerda analisado por Rb/Sr indicou idades compatíveis com as de Menezes *et al.* (1993), de 1308 ± 40 Ma. que representaria a idade de deformação deste batólito coincidente provavelmente com a fase inicial do evento tectônico Aguapeí-Sunsás.

Saes (1999) definiu o “Aulacógeno Aguapeí” como importante elemento geotectônico em relação ao Cinturão Colisional Sunsás, originado através do rifteamento intracratônico na porção sul do Cráton Amazônico no fim do mesoproterozóico (1.2–1.0 Ga.). Possui embasamento formado pela amalgamação de cinco terrenos tectono-stratigráficos distintos, constituídos por complexos metamórficos do Paleoproterozóico (>1.6 Ga.) e intrusivas de idade e natureza diversas. Denominados de terrenos: Jauru, Santa Helena e Rio Alegre, no Brasil, e Paraguá e San Pablo, na Bolívia. De acordo com o autor, o Terreno Jauru formado por complexos metamórficos paleoproterozóicos gerados pela aglutinação de antigos de arcos insulares intracratônicos, do paleoproterozóico (~1.9 Ga.), afetados por intensa granitogênese calci-alcalina (1.5–1.4 Ga.) e magmatismo toleítico (1.45 Ga.). O Terreno Santa Helena constitui um fragmento de arco cordilheirano, formado por granitos e tonalitos com 1.45 Ga.. O Terreno Rio Alegre é um conjunto de associações de rochas efusivas e plutônicas básico-ultrabásicas e metassedimentares químicas, exibindo feições de alojamento alóctone ao longo do lineamento milonítico regional que marca a sutura colisional entre os terrenos Santa Helena e Paraguá. O Terreno Paraguá composto por complexos gnáissico-granulíticos (Chiquita e Lomas Maneches) e cinturões de supracrustal metassedimentares (San Inácio), invadido em 1.3 Ga. pela granitogênese calcio-alcalina do Batólito Pensamento. O Terreno San Pablo registra a provável evolução

de arco magmático cordilheirano, acrescido à porção sul da Amazônia durante a orogênese colisional Sunsás (1.0 Ga.).

Geraldes (2000) com base em dados geocronológicos e geoquímicos obtidos em diversas unidades litoestratigráficas da porção SW do Cráton Amazônico identifica a existência de vários terrenos litoestratigráficos, semelhantes aos definidos por Saes, 1999. O autor sugere um modelo de evolução baseado no desenvolvimento de sucessivos arcos magmático mesoproterozóicos (1.70 a 1.55 Ga. – Orogênia Cachoeirinha – Terreno Jauru - e 1.45 a 1.25 – arco magmático Santa Helena – Terreno Santa Helena). O Terreno Rio Alegre, uma seqüência vulcano-sedimentar associada a intrusões ultramáficas e máficas, com idades U-Pb entre 1.6 a 1.5 Ga. e assinatura geoquímica comparável a dos arcos insulares, é interpretado como um fragmento de crosta oceânica acrescido às margens ocidentais do continente. O evento Sunsás/Aguapeí responsável pela deformação e metamorfismo do Grupo Aguapeí/Sunsás e gênese de vários corpos graníticos e gabróides, é o ponto culminante da cratonização desta porção do Cráton Amazônico (1.2 a 0.9 Ga.).

Ruiz (2000) realiza mapeamento geológico na escala de 1:100.000 na região do Posto Sapé, município de Conquista D'Oeste (MT), e individualiza uma assembléia litológica de natureza diversificada composta por ortognaisses e migmatitos e corpos intrusivos deformados e isotrópicos, informalmente designados: Associação Gnáissico-Migmatítica, Gnaiss Anhangüera, Tonalito Sapé e Granito Sararé .

Geraldes *et al.* (2001) assentados em dados geoquímicos, isotópicos (U-Pb e Sm-Nd) e nas feições caracterizadas em campo, definem três eventos crustais maiores: o Terreno Alto Jauru, que compreende rochas de arcos de ilhas com assinatura isotópica juvenil (1.79 a 1.74 Ga); a suíte Cachoeirinha, composta por plútons cálcio-alcálicos (1.56 a 1.54 Ga) interpretados como a raiz do Orógeno e, finalmente, o Batólito Santa Helena, um corpo alongado, constituído por rochas cálcio-alcálicas (1.45 a 1.42 Ga). O Domínio Rio Alegre, situado a oeste do Batólito Santa Helena, inclui rochas máficas plutônicas e vulcânicas juvenis (1.52 a 1.47 Ga) acrescidas às margens do Terreno Alto Jauru. A Suíte Rio Branco consiste de gabros e rochas granofíricas (1.47 a 1.43 Ga), interpretadas como um produto reflexo da formação do arco magmático Santa Helena. O Grupo Aguapeí, uma cobertura siliciclástica, depositada entre 1.0 a 1.4 Ga, recobre o embasamento metamórfico da Bolívia (Huanchaca) ao Brasil (Serra de Rio Branco). O Cinturão de Cavalgamento Aguapeí, que apresenta idade K-Ar em torno de 930 Ma, é interpretado como um cinturão de dobras e cavalgamentos de *foreland*, formado pela reativação de uma paleo rift durante a Orogenia Sunsás.

Ruiz *et al.* (2003a) apresentam uma divisão litoestratigráfica para a região do Posto Sapé, na Br-174, em que se destacam uma assembléia de litótipos mais antigos e deformados constituídos pelo Complexo Meta-vulcano Sedimentar Pontes e Lacerda e Complexo Metamórfico Alto Guaporé, ortognaisses intrusivos denominados Maciços Anhangüera e Sapé e, marcando o evento ígneo mais jovem, a intrusão do Maciço Sararé, um corpo alongado, isotrópico, que exhibe três fácies petrográficas distintas: Fácies Biotita-Monzogranito, Fácies Muscovita-Monzogranito e Fácies Monzogranito.

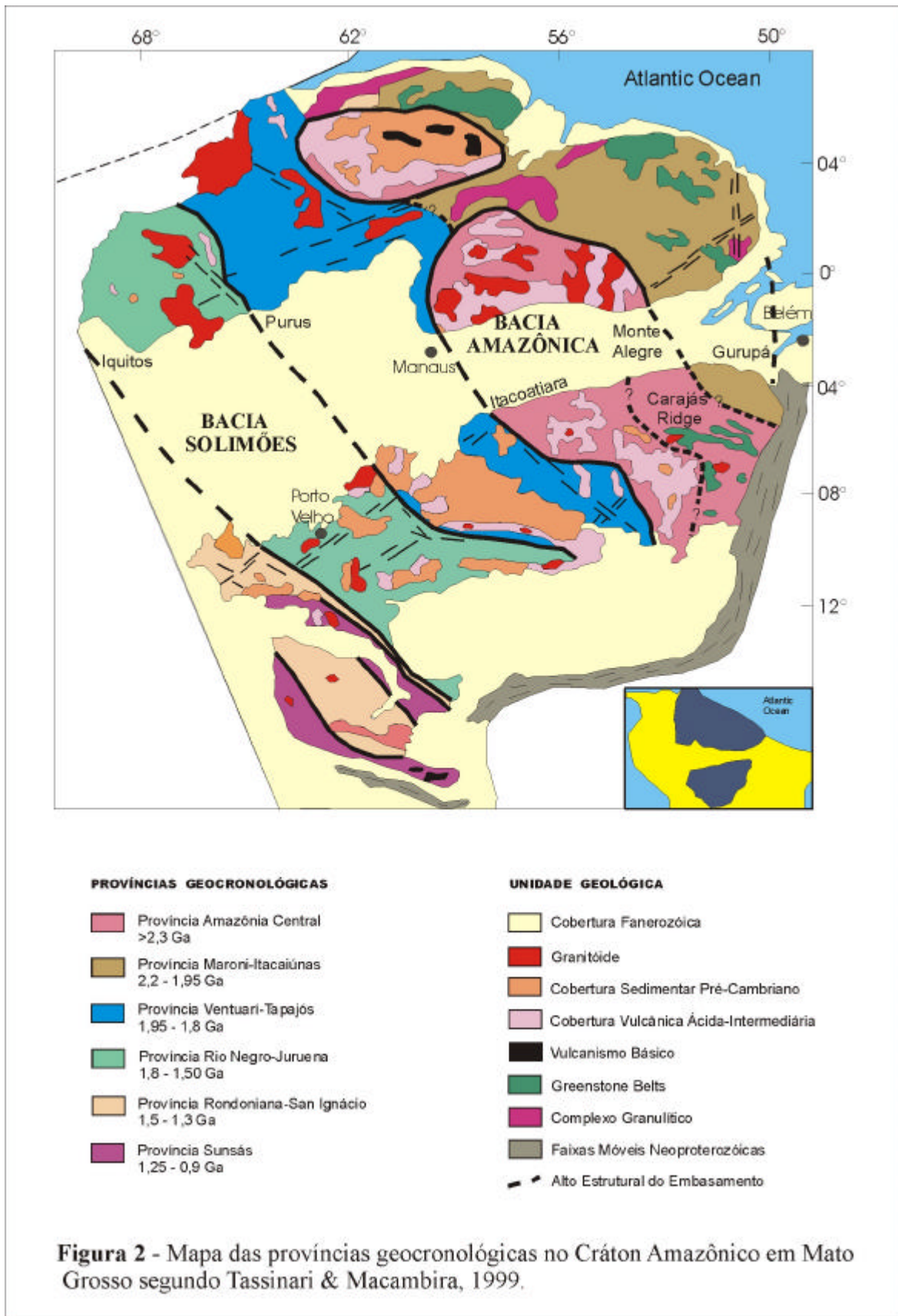
Ruiz *et al.* (2003b) subdividem o Maciço Sararé em três fácies petrográficas: Fácies Biotita-Monzogranito, Fácies Muscovita-Monzogranito e Fácies Monzogranito e apresentam uma caracterização geoquímica do maciço. Com base nos dados petrográficos e geoquímicos os autores propõem que o granitos é epizonal, tardi- tectônico, do Tipo S, gerado pela fusão da crosta superior, com a participação de processos de fracionamento magmático e contaminação crustal intensa, com formação de magmas aluminosos. Provavelmente gerado em ambiente de colisão continental e/ou de decompressão pós-colisional, que alcançam ambientes mais estáveis de consolidação ao final do evento colisional no SW do Cráton Amazônico.

Ruiz *et al.* (2003b) apresentam uma revisão sobre o magmatismo de idade toniana (1.0 a 0.85 Ga) no SW de Mato Grosso e Bolívia Oriental, destacando a relação entre o momento da colocação e o estágio orogênico (sin, tardi e pós-cinmáticos), os dados isotópicos existentes e o contexto geológico das encaixantes. Os autores acentuam a diversidade dos produtos magmáticos associados a esse evento e a necessidade de mais investigações geológicas, isotópicas e geoquímicas.

3.2. COMPARTIMENTAÇÃO DO SW DO CRÁTON AMAZÔNICO

O emprego dos isótopos em estudos geológicos regionais permitiu a Cordani *et al.*, 1979 e, posteriormente Tassinari, 1981, Teixeira *et al.*, 1989, Tassinari, 1996, Tassinari & Macambira, 2000 e Tassinari *et al.* 2000, apresentassem diversas propostas de compartimentação do Cráton Amazônico em Províncias ou Domínios Geocronológicos.

Na mais recente versão, Tassinari *et al.*, 2000 (Figura 2), individualizam cinco Províncias Proterozóicas (Maroni- Itacaiúnas 2.2 -1.95 Ga., Rio Negro-Juruena 1.8–1.55 Ga., Rondoniano- San Ignácio 1.5–1.3 Ga. e Sunsás-Aguapeí 1.25–1.0 Ga.) dispostas em torno de um núcleo crustal arqueano, a Província Amazônia Central (> 2.3 Ga.).



Na década de 90, generalizou-se o emprego do conceito de terrenos e de amalgamação de massas continentais na porção sudeste do Cráton Amazônico, envolvendo as regiões do oriente boliviano, SW de Mato Grosso e sul de Rondônia (Saes & Fragoso César, 1996; 1996; Saes, 1999; Geraldles, 2000 e Geraldles *et al.*, 2001), contribuíram com importantes propostas de discriminação de terrenos tectono-estratigráficos em Mato Grosso e Bolívia.

Apresenta-se aqui uma breve sùmula geológica dos terrenos aflorantes em território brasileiro empregando a divisão utilizada por Saes, 1999, não obstante, é necessário frisar que tanto a existência, como a natureza desses terrenos geotectônicos estão sob debate, exigindo, obviamente, estudos interdisciplinares que abordem o tema com critério.

Segundo Saes (1999), em território brasileiro são reconhecidos, de oeste para leste, os seguintes terrenos geotectônicos: Paraguá (TP), Rio Alegre (TRA), Santa Helena (TSH) e Jauru (TJ) (Figura 3).

O Terreno Paraguá, inicialmente descrito como Cráton Paraguá (Klinck & Litherland, 1982), domina quase a totalidade do escudo pré-cambriano da Bolívia, estendendo-se, a leste, para além da fronteira brasileira.

Os litotipos deste Terreno são agrupados nas seguintes unidades litoestratigráficas: embasamento paleoproterozóico ou arqueano dominado por rochas granulíticas (Complexo Lomas Manechis), gnaisses para e ortoderivados migmatizados (Complexo Chiquitanía), seqüência vulcano-sedimentar, com vulcanismo bimodal e intercalações de estratos siliciclásticos e químico-exalativos (Supergrupo Xistos San Ignácio) e granitóides do Batólito Pensamiento.

O conhecimento geológico sobre o Terreno Paraguá em território brasileiro está restrito a trabalhos de mapeamento em áreas reduzidas (Matos & Ruiz, 1991; Ferreira Filho & Bizzi, 1985 e Geraldles, 2000).

O Terreno Rio Alegre é uma estreita faixa de metavulcânicas básicas e ultrabásicas com intercalações de sedimentos químicos-exalativos e intrusões de gabros, noritos, anortositos, além de rochas metamórficas como serpentinitos, anfíbolitos e granulitos básicos a intermediários.

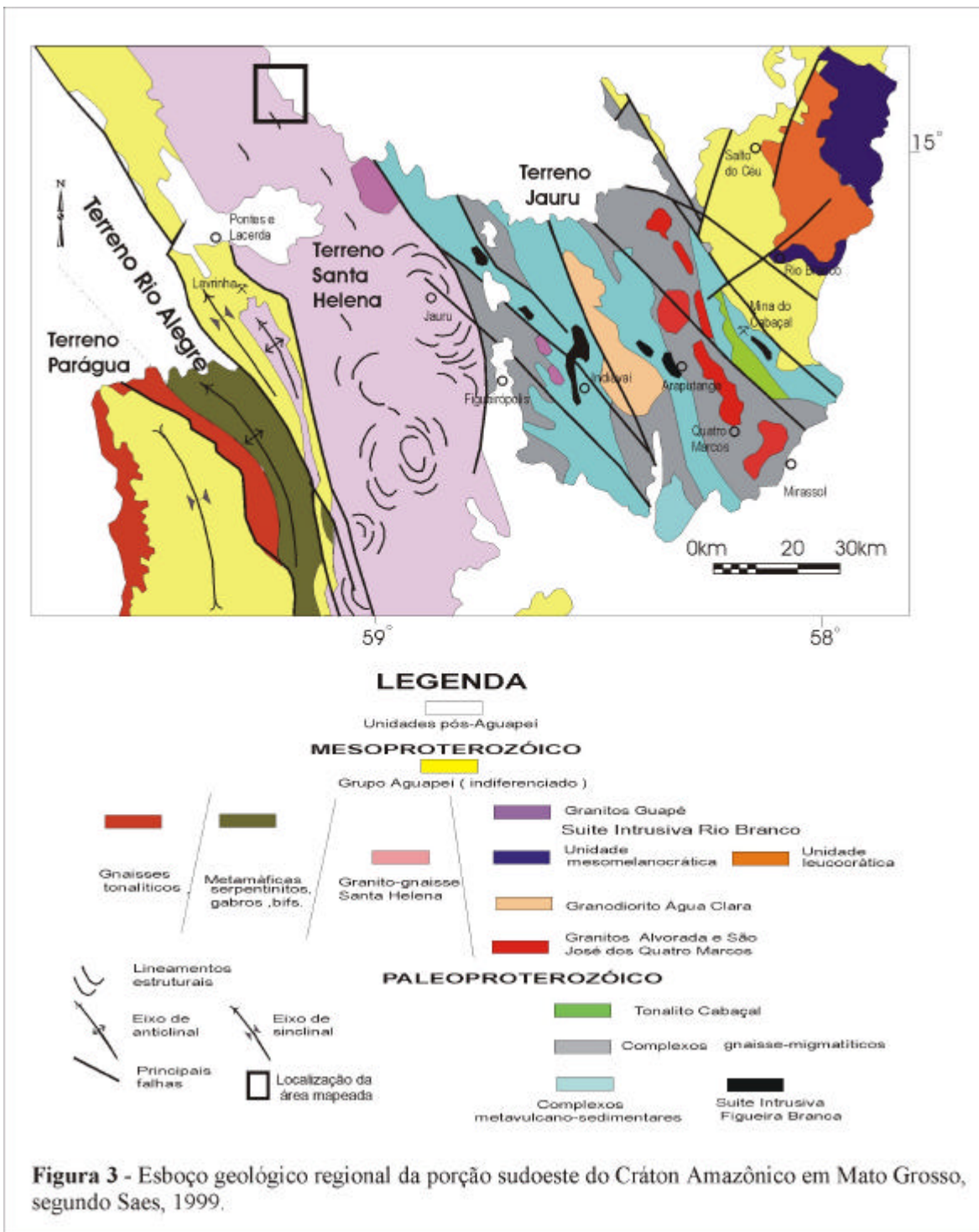


Figura 3 - Esboço geológico regional da porção sudoeste do Cráton Amazônico em Mato Grosso, segundo Saes, 1999.

As relações de contato a oeste, com o Terreno Paraguá não estão definidas, mas a leste, com o Terreno Santa Helena, Menezes *et al.*, 1993 descrevem uma extensa zona de cavalgamento denominada Zona de Cisalhamento Aguapeí. Apesar do escasso conhecimento litológico e estrutural, Matos & Schorscher (1997) interpretaram o padrão de dados geoquímicos disponíveis para o TRA como típicos de um remanescente de crosta oceânica de retro-arco ou, segundo Geraldès (2000), um fragmento de arco vulcânico obductado entre os Terrenos Paraguá e Santa Helena.

O Terreno Santa Helena é o que tem gerado mais controvérsias, apesar de pouco conhecido e estudado. As discussões giram desde a sua real existência como terreno tectono-estratigráfico até sobre o significado geodinâmico do expressivo magmatismo granítico descrito como Batólito Santa Helena. Essa unidade representa a maior manifestação plutônica ácida na região SW de Mato Grosso e foi inicialmente, descrita como um batólito de natureza alaskítica pouco diversificado (Saes *et al.*, 1984) e posteriormente, como uma suíte de rochas graníticas, tonalíticas e granodioríticas, cálcio-alcalinas, com assinatura ϵ_{Nd} típica de rochas juvenis (Geraldès, 2000).

O Terreno Jauru, segundo (Saes, 1999), constitui-se de diversos complexos vulcano-sedimentares e gnáissico-migmatíticos, recortados por intrusões básico-ultrabásicas e graníticas, com idades entre 1.8 a 1.45 Ga.

A Suíte Intrusiva Rio Branco, marca importante magmatismo anorogênico em 1.42 Ga. (Geraldès *et al.*, 2001) preconizam uma história tectônica pela formação e justaposição de um complexo acrescionário (complexos vulcano-sedimentares), a dois arcos magmáticos continentais sucessivos (Suíte Cachoeirinha –1.55 Ga. e Batólito Santa Helena – 1.46 a 1.43 Ga.).

O Grupo Aguapeí, na definição original de Souza & Hildred (1980), é uma espessa cobertura siliciclástica depositada sobre os terrenos descritos, que se estende da região de Rio Branco em Mato Grosso, até o extremo ocidental do escudo pré-cambriano da Bolívia, onde recebe a denominação Grupo Sunsás. Estes autores subdividiram esta unidade em três formações, compreendendo, da base ao topo: as Formações Fortuna, Vale da Promissão e Morro Cristalina. A Formação Fortuna constitui-se de espessos pacotes de conglomerados oligomíticos e arenitos quartzosos, com intercalações, em direção ao topo, de metassiltitos e metargilitos, depositados em um ambiente de mares rasos e correntes de marés. A Formação Vale da Promissão exhibe um contato transicional interdigitado com a unidade sotoposta e compreende uma seqüência dominada por metargilitos e metassiltitos

e raros metarenitos depositados em um ambiente marinho profundo, sob ação de ondas de tempestades. Encerra-se com espessa seqüência fluvial da Formação Morro Cristalina.

Saes (1999) preconiza uma deposição continental em uma bacia do tipo aulacógeno, contrapondo ao modelo de bacia do tipo *foreland* definido por Sadowski & Bettencourt (1996).

A Faixa Móvel Aguapeí/Sunsás, típico exemplo de orogênese intracontinental, exhibe interessante partição da deformação que controla parcialmente a formação dos depósitos auríferos (Ruiz *et al.*, 2001), entretanto, tanto o efeito e abrangência geográfica deste evento termo-tectônico no embasamento quanto a granitogênese a ele associada são desconhecidos.

3.3. CICLO OROGÊNICO SUNSÁS/AGUAPEÍ

O Ciclo Orogênico Sunsás/Aguapeí (1280 – 950 Ma), segundo a definição de Litherland *et al.* (1986), compreende desde a deposição dos Grupos Sunsás/Aguapeí e Vibosi e a subsequente deformação e metamorfismo desses e do embasamento envolvido, ao longo das Faixas Móveis Sunsás na Bolívia e Aguapeí no Brasil (Figuras 02 e 03).

Como o foco central deste estudo é a caracterização petrológica de um corpo granítico, Granito Sararé, geneticamente vinculado à evolução desses cinturões móveis, faz-se, a seguir, uma breve resenha dos produtos magmáticos reconhecidos como “Sunsás/Aguapeí” que afloram na porção leste da Bolívia, sudoeste de Mato Grosso e sul de Rondônia.

Informações sobre o ambiente de sedimentação, natureza da deformação e metamorfismo das rochas do embasamento podem ser obtidas em Menezes *et al.*, 1993, Saes, 1999 e Ruiz *et al.*, 2001.

3.3.1. Granitogênese Sunsás/Aguapeí

Tendo como base os dados contidos em Litherland *et al.* (1986), Geraldés *et al.* (2001), Menezes *et al.* (1993), Ruiz *et al.* (2002), Babinski *et al.* (2001) e Scandolara *et al.*

(1999), procurar-se-á destacar, neste trabalho, as principais feições geológicas que caracterizam os ‘Granitos Sunsás’ na Bolívia e no Brasil.

3.3.1.1. Granitos “Sunsás” na Bolívia

Litherland *et al.* (1986) apresentam os granitóides associados ao Ciclo Sunsás posicionando-os relativamente à geração de estruturas tectônicas seguramente relacionadas a esse ciclo. Segundo esses autores, os granitos podem ser sin a tardi-cinemáticos, quando exibem foliação marcante e estão tectonicamente relacionados às zonas de cisalhamentos regionais, como por exemplo, *Front Santa Catarina*; ou tardi a pós-cinemáticos, quando mostram-se maciços a tenuamente orientados e truncam as estruturas regionais desenvolvidas no Ciclo Sunsás.

Os granitóides sin a tardi-cinemáticos, normalmente, são alongados segundo a direção WNW, exibem granulação média a grossa e, com freqüência, mostram textura porfírica. A composição é variada, todavia predominam biotita sienogranitos e biotita-muscovita sienogranitos.

As intrusões relacionadas na (Figura 04) exemplificam esse tipo de granitóides: Granito Espiritu (6), San Miguel (10), La Palca (9), Nomoca (15), El Carmen (13), Limonales (4), Las Palmas (8), Santa Catalina (7) e Matacucito (11).

Os granitóides tardi a pós-cinemáticos exibem, freqüentemente, porções pegmatíticas ou aplíticas que seccionam a intrusão e as suas encaixantes. São corpos rasos com formato circular a levemente ovalado, constituídos por rochas inequigranulares de granulações fina a média, que variam, composicionalmente de granodioritos a monzogranitos.

Os granitóides relacionados a seguir são agrupados nessa categoria: Granito Casa de Piedra (1), Talcoso (2), Taperas (3), Salinas (5), Tasseoro (14), San Pablo (12), Lucma (17) e Granodiorito San Pablo (16) (Figura 04 e Tabela 2).

Na Figura (04) estão representados os granitos, genética e temporalmente, vinculados ao Ciclo Orogênico Sunsás/Aguapeí expostos no SW do Cráton Amazônico. Os índices (1,2,3...etc) são utilizados para situar cada intrusão no mapa apresentado na Figura 04 e na Tabela 2.

3.3.1.2. Granitos “Sunsás” no Brasil

Estado de Mato Grosso

Citações de rochas plutônicas ácidas, tais como, as Intrusivas Ácidas de Figueiredo *et al.* (1974) no SW de Mato Grosso, surgem a partir dos trabalhos de mapeamento regional conduzidos nas décadas de 60 e 70 pelo DNPM/CPRM. Posteriormente, coube a Barros *et al.* (1982) a tarefa de agrupar os granitóides fracamente isótipos, considerados cratogênicos, ocorrentes nesta porção do Cráton Amazônico como membros da Suíte Intrusiva Guapé (1.0 a 0.9 Ga.).

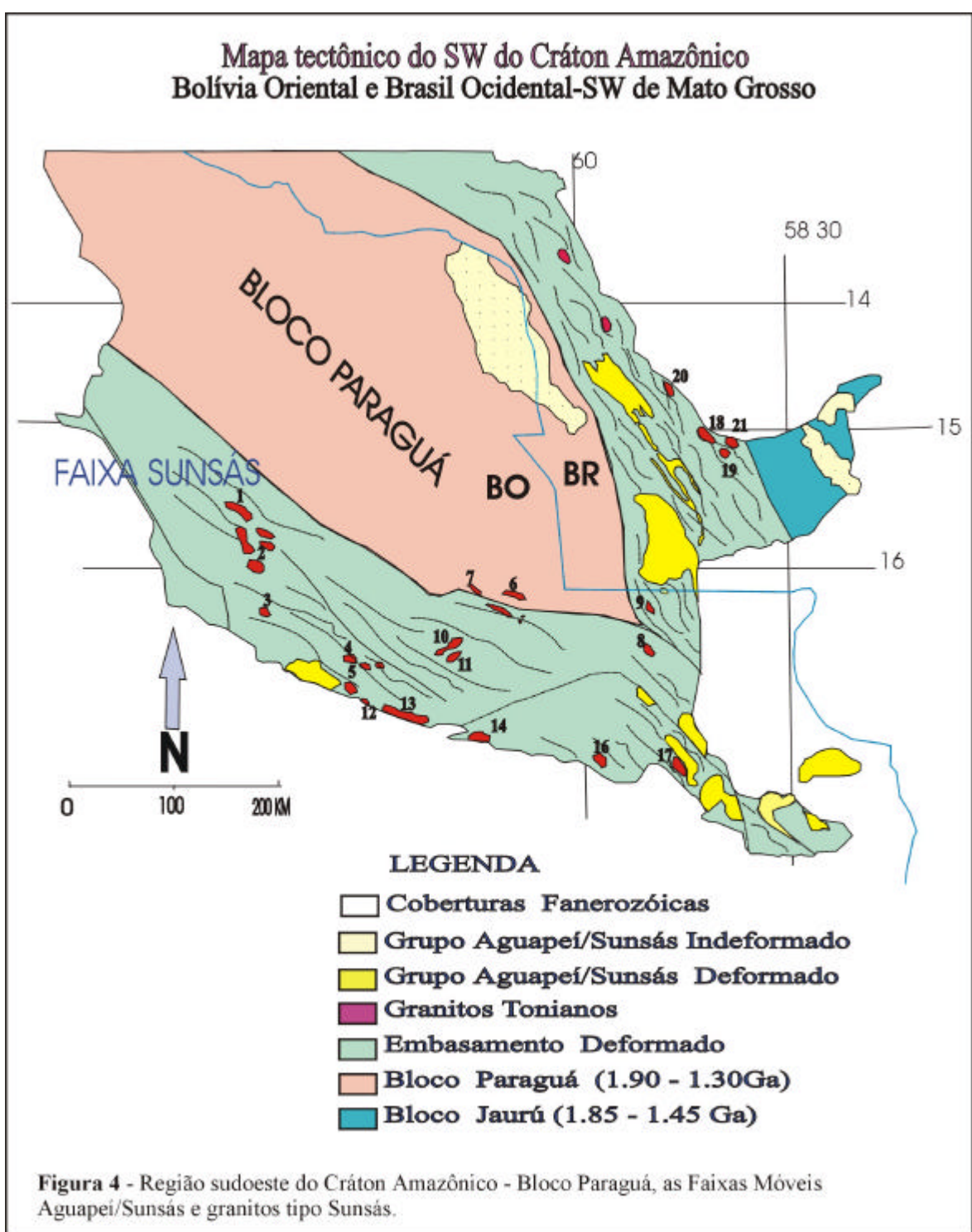
Saes *et al.* (1984) restringem a Suíte Guapé aos maciços ácidos, compostos por biotita-hornblenda granitos e microgranitos porfiríticos, que ocorrem segundo um alinhamento N-S, na região do alto curso do Rio Jauru. Monteiro *et al.* (1986), estudando a região entre as bacias dos Rios Jauru e Cabaçal, distinguem um conjunto de granitóides Granitos Alvorada, isótipos, todavia mais antigos (1.45 a 1.42 Ga.).

Menezes *et al.* (1993) ao mapearem a Folha Pontes e Lacerda na escala 1:100.000, aplicam a denominação Suíte Intrusiva Guapé à intrusão situada na fazenda homônima, caracterizando-a petrologicamente como quartzo-monzonitos, granitos e monzogranitos do tipo I. Os autores descrevem outra intrusão nas proximidades da Suíte Guapé, o Granito São Domingos, igualmente isótipo, mas com características petrológicas que sugerem um derivação crustal - granito tipo S.

Ruiz (2000), Ruiz *et al.* (2001 e 2002) individualizam o Granito Sararé, que ocorre nas imediações do Posto Sapé (BR-174) e o caracterizam como um leucogranito róseo, maciço, de composição monzo a sienogranítica, hospedado em ortognaisses e metassedimentos, exibindo formato elíptico, orientado conforme o *trend* regional NNW.

Conforme os dados geológicos e isotópicos disponíveis atualmente são reconhecidas, em Mato Grosso, quatro intrusões seguramente relacionadas ao Ciclo Sunsás: - Granito Guapé (18), São Domingos (19), Sararé (20) e Guaporé (21), além de intrusões menores ainda não cartografadas.

Esses corpos graníticos são comumente constituídos por rochas homogêneas, de granulações média a grossa, coloração rósea e de composição variando de sienogranítica a granodiorítica. São francamente isótipos mas, às vezes, mostram leve orientação nas bordas, indicando sua natureza tardi a pós-cinematográfica (Figura 4 e Tabela 2).



.Estado de Rondônia

Na porção meridional do Estado de Rondônia, Scandolara *et al.* (1999) descrevem a Suíte Ígnea Costa Marques, que consiste de extenso magmatismo granítico com idades entre 0.9 a 0.95 Ga. e que se encaixa em rochas metamórficas mesoproterozóicas da Sequência Nova Brasilândia.

Rizzotto (2000) descreve a Suíte Granítica Rio Pardo, como um magmatismo bimodal constituído por gabros, basaltos e granitos epizonais do tipo A, que apresenta idades próximas a 1.0 Ga. e hospeda-se em metamorfitos do Terreno Nova Brasilândia. De acordo com esse autor, os granitos tardi a pós-cinemáticos de Mato Grosso seriam correlatos aos *younger granites* de Rondônia e, como tal, marcaria o evento de cratonização da porção SW do Cráton Amazônico.

No atual nível de conhecimento sobre o “magmatismo Sunsás” no Brasil e na Bolívia, toda interpretação de natureza geodinâmica torna-se pouco segura e as propostas disponíveis na literatura devem ser entendidas como exercícios iniciais de integração geotectônica aos exemplos de Litherland *et al.* (1986) e Sadowiski & Bettencourt (1996).

Na tabela 02 estão sumarizadas informações petrográficas e geocronológicas disponíveis para alguns granitos “Sunsás” do SW de Mato Grosso e do W da Bolívia.

Tabela 02 - Sumário com informações geológicas dos granitos tonianos vinculados ao Ciclo Sunsás, no Brasil e Bolívia. Símbolos: **(P)** peraluminoso, **(M)** metaluminoso, **(t)** tardi, **(p)** pós, **(s)** sin, **(3a)** sienogranito, **(3b)** monzogranito. Fontes: Bolívia Litherland, *et al* (1986); Mato Grosso **(A)** Barros *et al.*, 1982, **(B)** Menezes *et al.*, 1993, **(C)** Geraldles, 2000, **(D)** Babinski *et al.*, 2001, **(E)** Ruiz, 2003.

	Maciço Granítico	Composição	Estrutura	SA	Idades (Ma)					Razão Isotópica		
					K-Ar	Rb-Sr	Ar-Ar	U-Pb	Sm-Nd	dO	Sr	eNa
Bolívia Oriental	Casa de Piedra (1)	3b	p		911±20 958±27	1005±12					0.715	
	Talcoso (2)	3a	p		986±27							
	Tasseoro (3)	3b	p		991±27							
	Taperas (3)	3b	p		935±21							
	El Carmem (13)	3a	s		958±27 911±20							
SW de Mato Grosso	Guapé (18)	3b	t	P/ M	(A) 852±14	(B) 950±40				(C) +9.6	(B) 0.702	(D) -14.5
	São Domingos (19)	3a	t p	P				(C) 939±19 914±15	(D) 927±5	(C) +8.6 +9.0		(D) -14 -02
	Sararé (20)	3b	t p	P			(E) 903±1 906±1	(C) 917±18				
	Guaporé (21)	3b	t p	P								

CAPÍTULO 4. GEOLOGIA LOCAL

4.1. CONSIDERAÇÕES PRELIMINARES

O conhecimento dos registros geológicos que relatam a evolução e a natureza das rochas que hospedam os corpos intrusivos é fundamental para se definir, com mais segurança, as condições de colocação magmática, bem como, o regime tectônico responsável pela sua formação.

O presente capítulo tem o propósito de apresentar resumidamente as principais características petrográficas e estruturais das unidades litológicas que constituem as encaixantes do Maciço Sararé.

Até recentemente os terrenos pré-cambrianos no SW de Mato Grosso, situados ao longo de estreita faixa NNW, limitada a sul pelo Rio Pindaituba e, a norte, pelo Rio Cabixi (divisa entre MT e RO), contavam apenas com levantamentos geológicos em escala regional (1:1.000.000) realizados pelos Projetos Alto Guaporé (Figueiredo *et al.*, 1974) e Radambrasil (Barros *et al.* 1982). Ruiz (2000); Ruiz *et al.* (2001); Calachibete (2003); Ruiz *et al.* (2003 a e b) e Matos *et al.* (2003), a partir dos mapeamentos geológicos em 1:100.000, têm trazido contribuições relevantes ao conhecimento do arcabouço tectono-estratigráfico principalmente na região entre o Córrego do Bugre e o Rio Novo.

Na área pesquisada, como demonstram os dados parciais publicados em Ruiz *et al.* (2001, 2003), a assembléia de rochas que constituem as encaixantes do Maciço Sararé exibe registros tectono-metamórficos que confirmam uma evolução geológica complexa, comum às áreas crustais submetidas a superimposição de eventos orogênicos.

A seguir serão apresentados, em traços gerais, os elementos petrográficos e estruturais que definem a assinatura geológica das unidades que hospedam o Maciço Sararé, os traços gerais do Maciço Sararé e, finalmente, uma descrição sumária das unidades que pós datam o maciço. O mapa de localização dos afloramentos estudado encontra-se na (Figura 6), o mapa geológico detalhado encontram-se no (Anexo I) e o (Anexo 2) corresponde ao mapa estrutural .

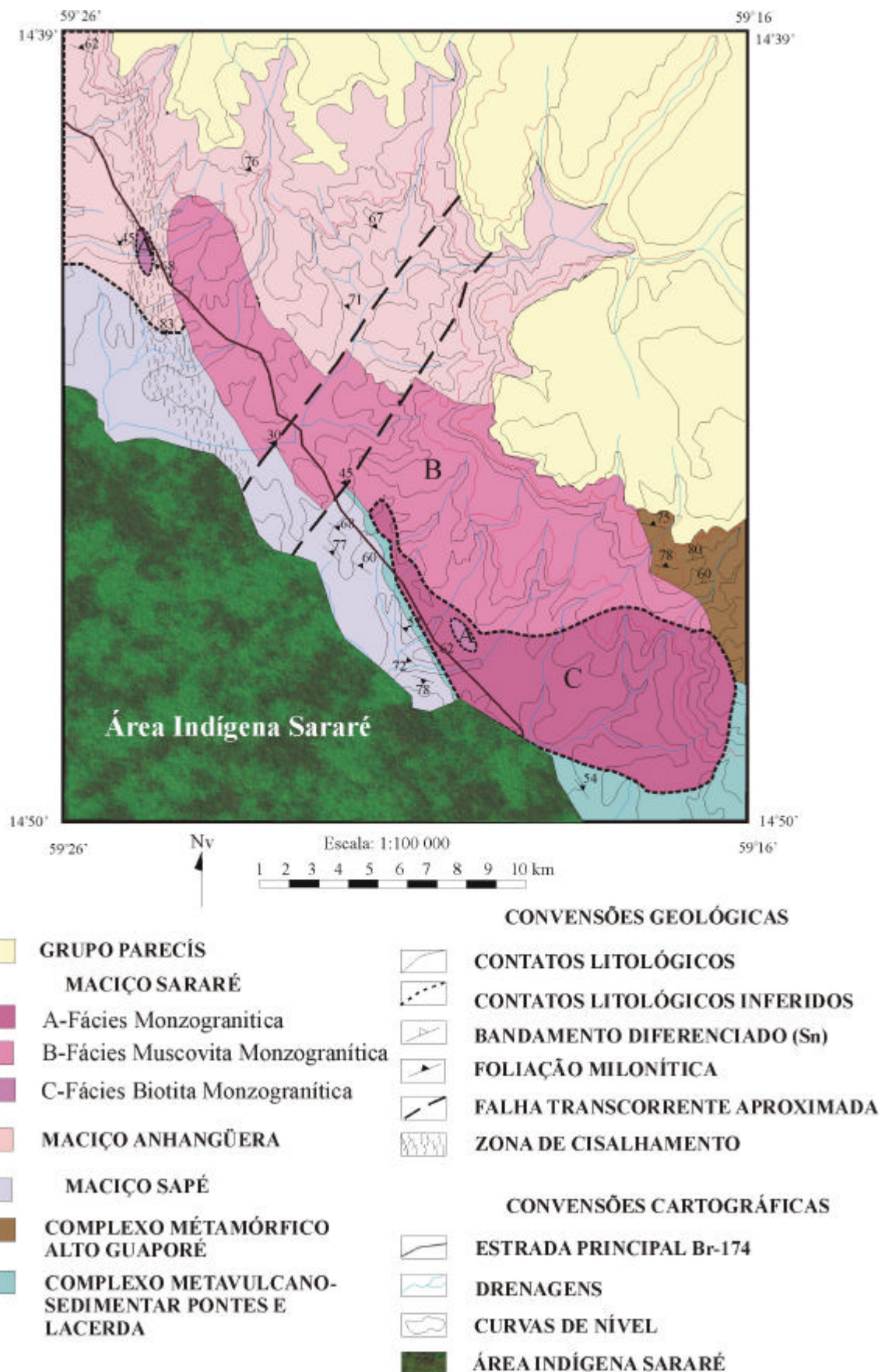


Figura 5 - Mapa geológico simplificado do Maciço Sararé.

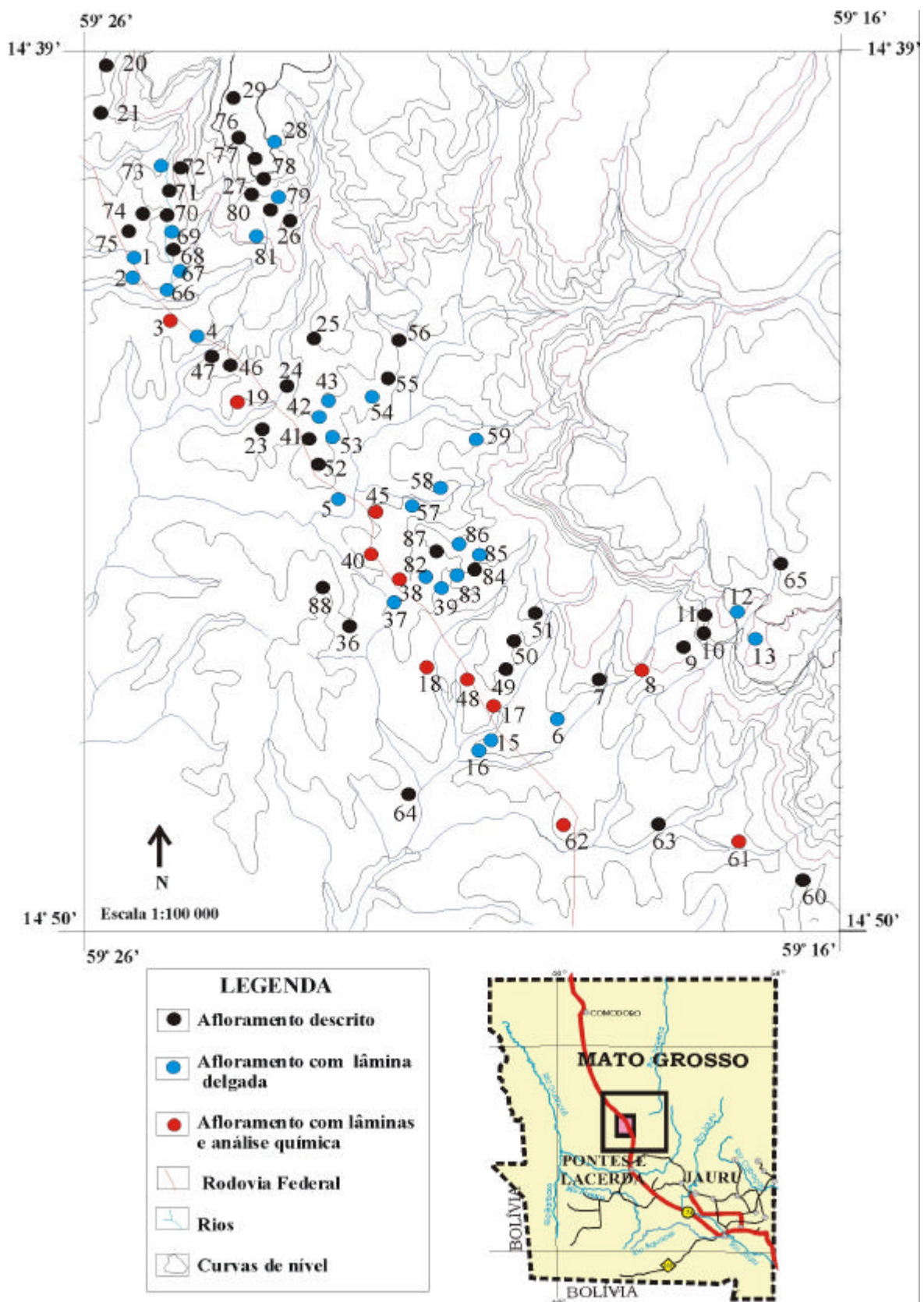


Figura 6 - Mapa de localização dos afloramentos.

4.2. AS ROCHAS ENCAIXANTES DO GRANITO SARARÉ

As unidades litoestratigráficas que compõem o arcabouço geológico das encaixantes do Maciço Sararé, são representadas por assembléias de rochas supracrustais polideformadas do Complexo Metavulcano-sedimentar Pontes e Lacerda, por ortognaisses e migmatitos do Complexo Metamórfico Alto Guaporé e pelos maciços graníticos Sapé e Anhangüera.

4.2.1. Complexo Metavulcano-Sedimentar Pontes e Lacerda

Trata-se de uma assembléia de xistos e anfibolitos, escassamente expostos no limite SE da área, que apresentam características petrográficas muito similares às descritas por Menezes *et al.* (1993) na Folha Pontes e Lacerda. O relevo arrasado e o desenvolvimento de espessa crosta laterítica (1 a 3m) dificultam o trabalho de cartografia dessa unidade, de maneira que são necessários novos estudos com o propósito de caracterizar com mais detalhe tanto a sua constituição litológica, quanto o seu arranjo estrutural.

Os afloramentos estudados, apesar de raros e alterados, permitiram a identificação de três tipos litológicos que compõe a unidade na região: os muscovita biotita xistos e granada muscovita biotita xistos que, aparentemente, perfazem o maior volume e, mais esporadicamente, as ocorrências de anfibolitos.

As principais exposições dos xistos situam-se ao longo de estreita faixa entre os Maciços Sararé e Sapé e, no setor SSE da área, nas imediações da Fazenda Aquidauana. São muscovita biotita xistos e granada muscovita biotita xistos que exibem cor marrom avermelhada, quando alterados e cinza escuro quando menos intemperizados. Apresentam granulação fina a média, estrutura laminada, resultante da alternância dos níveis micáceos e quartzosos, sendo freqüentes ocorrências de crenulações do bandamento composicional.

Ao microscópio estas rochas exibem textura granolepidoblástica, marcada pelas palhetas isorientadas de biotita/cloritas e muscovita e, também pelo estiramento ou/e recristalização dos cristais de quartzo e granada. Essas rochas são constituídas, em sua maioria, por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita, muscovita, granada, clorita e opacos.

Os anfíbolitos apresentam-se muito alterados e desenvolvem espesso manto intempérico, caracterizado por um solo argiloso, de cor vermelha. Essas rochas, que são bastante subordinadas, exibem cor verde escura a cinza escura, granulação fina a média, textura nematoblástica e intensa anisotropia planar, destacada pela orientação preferencial dos minerais prismáticos, como a hornblenda. Os anfíbolitos descritos são compostos essencialmente por hornblenda, plagioclásio, quartzo, titanita, apatita e opacos.

4.2.2. Complexo Metamórfico Alto Guaporé

São ocorrências de ortognaisses e migmatitos, inicialmente designados por Ruiz (2000) como Associação Gnáissico-migmatítica, observadas na região do retiro da Fazenda Sapé e nas proximidades da Fazenda Aquidauana, no setor SEE da área mapeada.

As relações de contato com o Maciço Sararé são óbvias (diques aplíticos e uma rede de veios de quartzo leitoso seccionando os gnaisses e migmatíticos), no entanto, o falta de afloramentos diagnósticos não permite um posicionamento estratigráfico seguro com relação ao Complexo Pontes e Lacerda.

Entretanto, os enclaves anfíbolíticos encontrados nos gnaisses foram interpretados como fragmentos da assembléia supracrustal do Complexo Pontes e Lacerda que, por consequência, seria mais antiga do que o Complexo Alto Guaporé.

Os gnaisses exibem marcantes bandamentos composicionais (máficos e félsicos), irregulares e descontínuos, que se tornam difusos em setores onde prevalecem os processos de migmatização. São petrograficamente caracterizados por biotita gnaisses bandados, cinza claro com variações para tonalidades escuras, granulação média a grossa e de composição entre monzogranítica a granodiorítica. Essas rochas são constituídas por plagioclásio, feldspato alcalino (microclínio perítico), quartzo, biotita, clorita zircão e apatita.

Os migmatitos, aparentemente são mais restritos, exibem composição similar aos dos gnaisses e destacam-se pelas estruturas pitgmáticas e bandadas.

Os enclaves anfíbolíticos que, às vezes, constituem verdadeiros enxames, apresentam cor verde escura a cinza escura, granulação fina a média, formato lenticular a ovalado, intensa anisotropia e são constituídos essencialmente por plagioclásio (albita-oligoclásio), hornblenda, actinolita, biotita, clorita e opacos.

4.2.3. Maciço Sapé

Inicialmente descrito como Tonalito Sapé (Ruiz, 2000) e, posteriormente Maciço Sapé (Ruiz *et al.*, 2003), trata-se de um corpo intrusivo deformado e metamorfisado, de dimensão batolítica, orientado segundo a direção NNW, cujos limites extrapolam a área estudada e com as melhores exposições situadas no setor SW, nas proximidades do contato com o Complexo Vulcânico Sedimentar Pontes e Lacerda e o Maciço Sararé.

O mapeamento geológico, com enfoque na identificação das assembléias petrográficas, resultou na individualização de duas fácies petrográficas distintas, quais sejam: uma mais antiga, dominada por rochas cinza escuras, granodioríticas e outra, a mais jovem, composta por rochas cinza claras, granodioríticas a monzograníticas, porém seus limites em campos não foram bem definidos.

A fácies granodiorítica a monzogranítica, cinza clara, é mais jovem, conforme demonstram as relações de contato intrusivos com a fácies cinza escura, por exemplo, as ocorrências de diques centimétricos a decamétricos seccionando a fácies cinza escura e, na porção norte do corpo, os enclaves ovalados a angulosos, orientados segundo a foliação principal.

A fácies granodiorítica, cinza escura, restringe-se à borda NE do batólito, em uma faixa alongada na direção NNW, com aproximadamente 10 km de comprimento. Constitui-se de rochas mesocráticas, cinza escuras a médias, granulação média a grossa, foliadas, sendo comum estrutura ocelar, típicas de cisalhamento. A composição mineralógica essencial dessa fácies é dada por quartzo, plagioclásio, feldspato alcalino, biotita, clorita, zircão, apatita e opacos.

Esta fácies é composta por rochas leucocráticas, de cor cinza clara, granulação média, foliada e composição variando de biotita monzogranitos e, mais raramente, biotita granodioritos. A mineralogia dessa fácies é definida por quartzo, plagioclásio, feldspato alcalino, biotita, clorita, epidoto, zircão, apatita e opacos.

4.2.4. Maciço Anhangüera

Essa unidade inicialmente descrita como Gnaisse Anhangüera (Ruiz, 2000) e, posteriormente, Maciço Anhangüera (Ruiz *et al.*, 2003), corresponde a um corpo de

natureza intrusivo, alongado segundo a direção NNW, relativamente homogêneo, marcado por intensa foliação penetrativa.

Aflora no setor centro-norte do polígono mapeado, principalmente entre o Maciço Sararé, a oeste, e o Grupo Parecis, que o recobre a leste e a norte. Os contatos com o Maciço Sararé são marcados por xistos a muscovita e veios de quartzo leitosos foliados, interpretados como um limite tectônico e, com o Grupo Parecis, de idade cretácea, é marcado por uma superfície de discordância erosiva, exposta ao longo dos paredões da Chapada dos Parecís.

A relativa homogeneidade petrográfica dessa unidade é quebrada apenas pela ocorrência de níveis vulcânicos a subvulcânicos e por sítios muito restritos de rochas poupadas da deformação dúctil, geradora do principal elemento estrutural, a foliação penetrativa, do tipo milonítica.

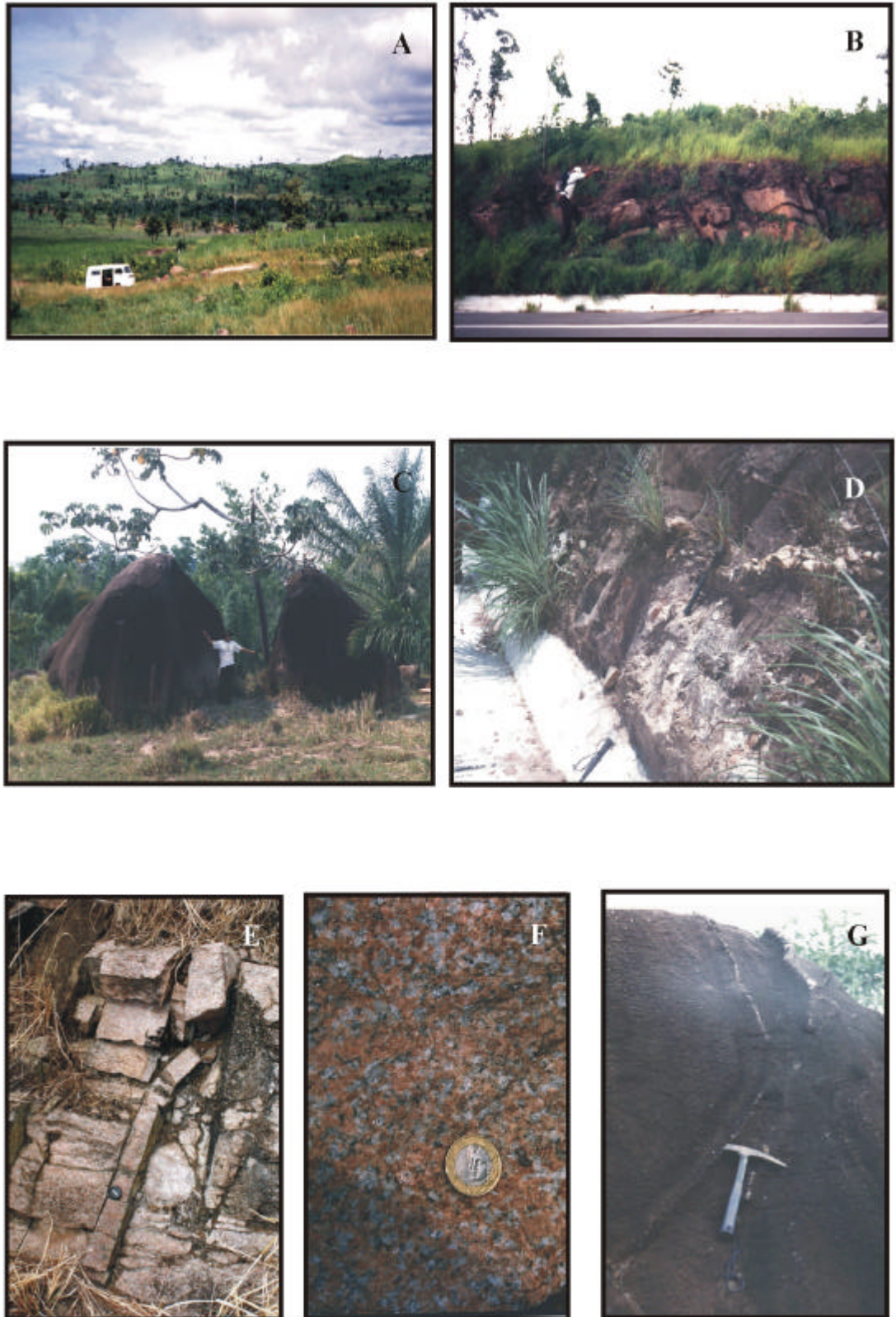
O maciço é constituído por rochas ortoderivadas, leucocráticas, de granulação grossa, porfirítica, coloração variando de rósea a cinza rosada, exibem intensa anisotropia manifesta por uma foliação milonítica, com estrutura ocelar típica.

Esses ortognaisses são classificados como biotita monzogranitos e apresentam composição mineralógica a base de quartzo, plagioclásio, feldspato alcalino, biotita, granada, zircão, apatita, allanita e opacos. Os cristais de granada comumente exibem um trilha de inclusões, em uma espiral incompleta.

4.3. MACIÇO SARARÉ

O Maciço Sararé inicialmente designado por Ruiz (2000) como Granito Sararé trata-se de um corpo granítico de forma elíptica, disposto segundo a direção NNW que perfaz cerca de 80 km² de exposição.

Em razão de sua estrutura isotrópica a fracamente foliada, comum nas bordas, destaca-se em toda sua área de ocorrência um relevo constituído por suaves morros, do tipo “meia laranja”, com notáveis afloramentos sob a forma de lajedos e matacões isolados. (Prancha 1). Seus contatos são de natureza intrusiva das rochas do Complexo Metamórfico Alto Guaporé, Complexo Vulcano-Sedimentar Pontes e Lacerda, Maciço Sapé e tectônico com relação ao Maciço Anhangüera, Nas proximidades do contato com o Complexo Metavulcânico Alto Guaporé torna-se comum à presença de fartos veios de quartzo tabulares, enriquecidos em placas de muscovita e opacos, além de bolsões e veios pegmatíticos.



Prancha 1 - Aspectos de afloramento do Maciço Sararé

Sua extremidade nordeste encontra-se contato parcialmente recoberto, em discordância erosiva com os sedimentos siliciclásticos do Grupo Parecis de idade cretácica.

A caracterização faciológica permitiu a definição de três variedades faciológicas identificadas no mapa geológico em escala de 1:100.000 (Anexo 1).

A mais antiga é representada pela Fácies Biotita Monzogranito que encontra-se na porção sul do maciço, seguido pela Fácies Muscovita Monzogranito, predominante na porção norte-central do corpo e a fácies mais jovem Fácies Monzogranito, constituída por intrusões localizadas e circunscritas, tendo sua principal ocorrência, aflorante no extremo norte da área.

Os litotipos que representam o Maciço Sararé apresentam cores que variam de rosa a vermelha, granulação média a fina, textura fanerítica inequigranular e, as vezes, porfírica. Em geral são rochas isotrópicas embora possam apresentar localmente uma fraca anisotropia planar ressaltada pela orientação preferencial dos minerais placóides como biotita e muscovita. É possível que em parte esta foliação seja de origem ígnea causada pelo efeito do alojamento do maciço.

Uma tectônica rúptil de alto ângulo caracterizada por falhas e fraturas regionais de mergulho alto (80-90) e direção entre N50-60E, provocam cataclase localizada e discretos deslocamentos do maciço, sub ortogonais ao comprimento do maciço (NNE) ou exibem feições típicas de cataclase.

4.4. GRUPO PARECIS

O Grupo Parecis assim denominado por Barros *et al.* (1982) para a Folha Cuiabá (1:1.000.000), na área estudada essa unidade de natureza sedimentar siliciclástica, ocorre no setor NEE e de maneira menos expressiva no extremo NNW, onde define um importante elemento tectônico regional, uma superfície de discordância erosiva, onde assentam-se os sedimentos cretáceos da Formação Utariti, do Grupo Parecis.

Essa unidade, que ocorre acima das cotas de 600m, é composta por arenitos avermelhados, de granulação fina a média, compondo bancos tabulares com espessura variando entre 20 centímetros a 2 metros. É notável, no contato com o embasamento gnássico-granítico, a ocorrência de níveis conglomeráticos, constituídos por seixos e grânulos arredondados de quartzo, suportados por uma matriz dominada amplamente por areia fina a média quartzosa.

4.5. COBERTURAS LATERÍTIICAS

Trata-se de importante unidade edafoestratigráfica que se estende do sudoeste matogrossense para o oriente boliviano, sul de Rondônia e oeste de Mato Grosso do Sul, definindo uma vasta peneplanície, situada em cotas entre 250 a 350m, e que corresponde a Superfície de Peneplanização Rio das Velhas ou San Ignácio, do Mioceno Superior.

Na área estudada a laterização é mais notável nas áreas de ocorrência do Complexo Pontes e Lacerda, no limite SSE, e, em parte, do Maciço Anhangüera, no setor N e NE. Constitui solos enriquecidos em concreções de limonita, exibem um aspecto corrugado, cor vermelho-tijolo e espessura média de 1m, que, todavia, aumenta gradualmente quando se afasta da encosta da Chapada dos Parecis.

4.6. ARCABOUÇO ESTRUTURAL

Os terrenos metamórficos de áreas cratônicas exibem uma natural complexidade estrutural que reflete a complexa histórica deformacional e metamórfica a que esses sítios crustais foram submetidos.

No setor SW do Cráton Amazônico, onde se aloja o Granito Sararé, pelo menos dois ciclos orogênicos – San Ignácio/Rondoniano e Sunsás/Aguapeí – foram responsáveis pela estruturação geral seguida pelo processo de estabilização da plataforma que resultou na formação do Cráton Amazônico.

Com o propósito de apresentar um breve relato do contexto estrutural do Maciço Sararé e de suas encaixantes, apresenta-se a seguir os termos e a notação empregada na descrição das estruturas tectônicas discriminadas na área estudada. As foliações tectônicas são designadas pela letra S e as lineações de estiramento e mineral estão identificadas pela letra l, os números 1, 2 e etc, identificam a ordem cronológica de geração destes elementos estruturais. (Anexo 2).

4.6.1. Arranjo Estrutural das Rochas Encaixantes

As unidades mais antigas, os Complexo Metamórfico Alto Guaporé e Complexo Vulcano-sedimentar Pontes e Lacerda, exibem um conjunto de elementos estruturais (foliações, lineações e zonas de cisalhamento) que retratam claramente a superimposição de eventos metamórficos e deformacionais que afetaram a região.

A foliação penetrativa S1 é definida como um bandamento composicional nos gnaisses ortoderivados, granada muscovita xistos e muscovita quartzo xistos. As atitudes apresentam consideráveis variações, todavia, é possível identificar uma concentração entre valores de N30° a 60°W de direção, e mergulhos elevados a médios, variando entre 70° a 40° no sentido SW e NE.

A foliação S1 é o elemento estrutural mais marcante nos Complexos Pontes e Lacerda e Alto Guaporé definindo seguramente um importante evento tectono-metamórfico que precede a colocação dos maciços gnáissicos mais jovens (Sapé e Anhangüera). O bandamento S1 apresenta-se invariavelmente afetado por dobras apertadas, assimétricas, com frequência exibindo um padrão desarmônico e, em zonas de flanco, podem desenvolver superfícies de cisalhamento com alguns centímetros de largura, que são concordantes com a foliação penetrativa S2, desenvolvidas plano-axialmente às dobras D2.

A foliação S2 identificada no Complexo Pontes e Lacerda e Alto Guaporé caracteriza-se como uma xistosidade ou clivagem de crenulação que, com frequência, é concordante a subconcordante ao bandamento diferenciado S1, sendo melhor identificada nas zonas de charneiras D2, onde mostra uma relativa homogeneidade em sua orientação. Os valores médios de direção da foliação S2 estão entre N30° a 60°W, com mergulhos elevados de 60° a 90°, ora para NE ora para SW. É comum o desenvolvimento de discretos feixes de cisalhamento dúctil paralelos a superfície de foliação S2, nestes casos é possível identificar uma lineação de estiramento L2 orientada segundo o sentido do mergulho das superfícies de cisalhamento.

Nos maciços gnáissicos Sapé e Anhangüera a anisotropia planar é classificada como xistosidade, todavia há feixes ou zonas paralelas entre si, onde a intensidade da deformação, imprime uma feição tipicamente milonítica, marcada pelo surgimento de estruturas oclares (augen gnaisses). Estas feições de cisalhamento dúctil apresentam uma enorme variação textural, principalmente no Maciço Anhangüera, que exhibe desde

protomilonitos até ultramilonitos em faixas de alguns metros de largura. Esta foliação penetrativa, aqui identificada como S3, apresenta atitudes semelhantes a S2, entretanto, Ruiz *et al.* (2003) descrevem situação similar na região de Nova Lacerda onde é possível identificar a relação de superimposição de S2 e S3. A direção dominante da foliação S3 varia entre N20° a 50° NW e os mergulhos elevados, 70° a 90°, principalmente para o quadrante NE.

As lineações de estiramento e mineral I3 associadas à foliação milonítica, exibem uma orientação constante, em particular nos domínios do Maciço Anhangüera. Essas lineações são definidas principalmente por biotitas e, mais raramente, agregados quartzo-feldspáticos dispostos ao longo do plano de foliação milonítica e apresentando mergulhos altos, entre 70 e 90, principalmente para o quadrante NE, raramente observa-se lineações paralelas a direção da foliação.

No Maciço Anhangüera nota-se, de leste para oeste, uma gradual redução do valor do mergulho da foliação milonítica, de 70° para 30° para NE que, aparentemente, é acompanhado pelo aumento na intensidade da deformação, de protomilonitos/milonitos chegando a ultramilonitos.

4.6.2. Arranjo Estrutural do Maciço Sararé

O Maciço Sararé é um corpo elíptico que exhibe, em alguns setores marginais, o desenvolvimento de uma foliação penetrativa que acompanha a orientação das paredes da intrusão. Afora essas estruturas interpretadas como efeito da colocação da intrusão, observam-se falhas e fraturas que secciona e deslocam o plúton transversalmente a seu maior comprimento. A essas falhas, que apresentam direção entre N40° e 60°W e mergulhos íngremes de 80° a 90° para NW e SE, associam-se cataclasitos e finos veios de quartzo leitoso.

Os limites ocidental e oriental do plúton Sararé exibem atitudes preferencialmente concordantes com a orientação do principal elemento estrutural dos maciços Sapé e Anhangüera, a foliação milonítica S3. Esta situação não é observada na borda sul, onde o plúton apresenta feições tipicamente intrusivas como veios e diques aplíticos, os quais recortam discondantemente a foliação S1.

CAPÍTULO 5. MACIÇO SARARÉ - FACIOLOGIA

5.1. CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DO GRANITO SARARÉ

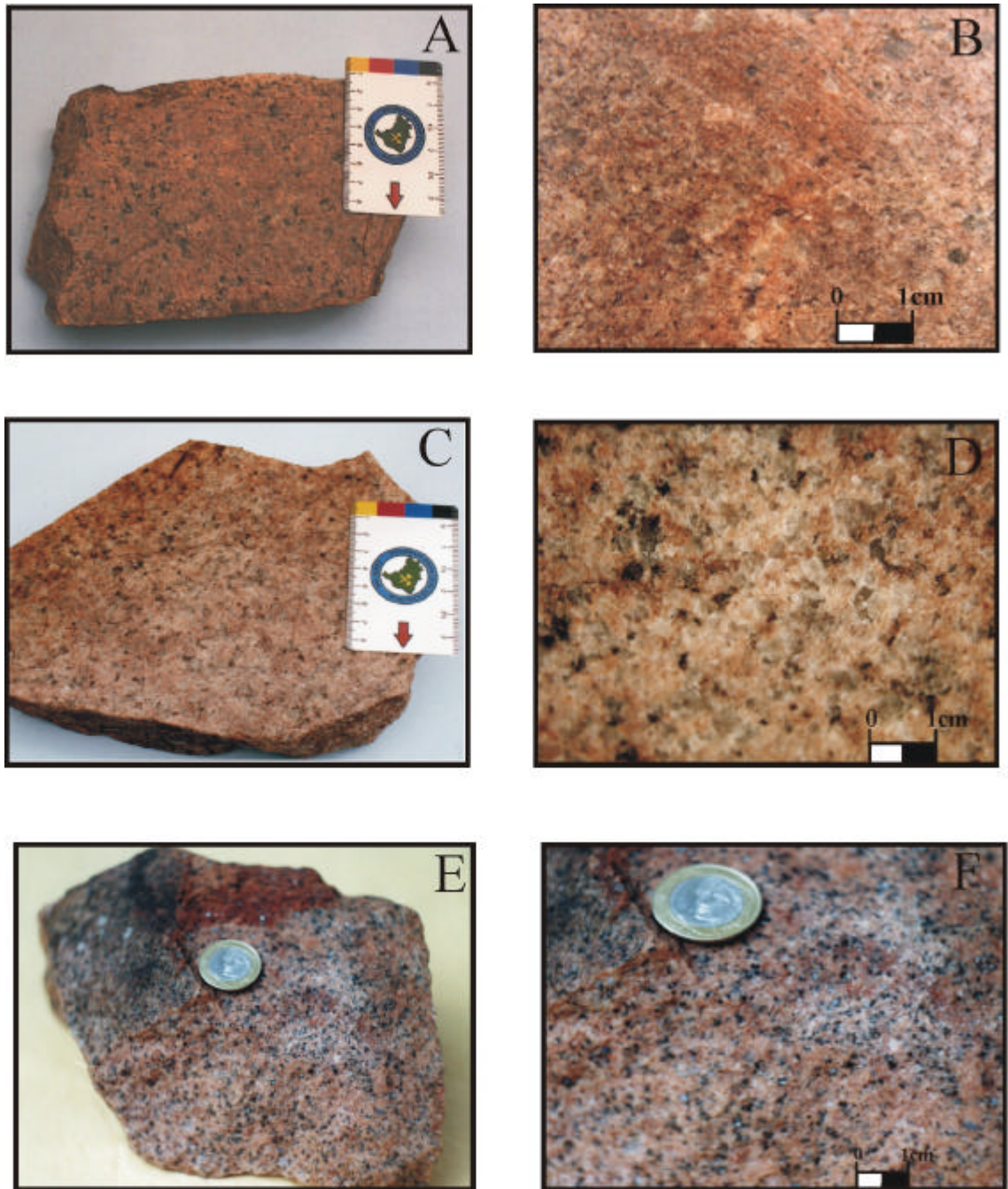
Neste capítulo, serão discutidos os aspectos mesoscópicos e microscópicos das fácies reconhecidas no Maciço Sararé, que integrados aos dados químicos de rochas e isotópicos, permitem uma melhor compreensão da composição e gênese deste corpo.

O Maciço Sararé apresenta três fácies petrográficas constituídas por pequenas diferenças mineralógicas, composicionais e texturais, que se encontram visualizadas na Figura 2 e classificadas de acordo com a nomenclatura petrográfica proposta por Streckeisen (1976), diagrama QAP (Figura 7).

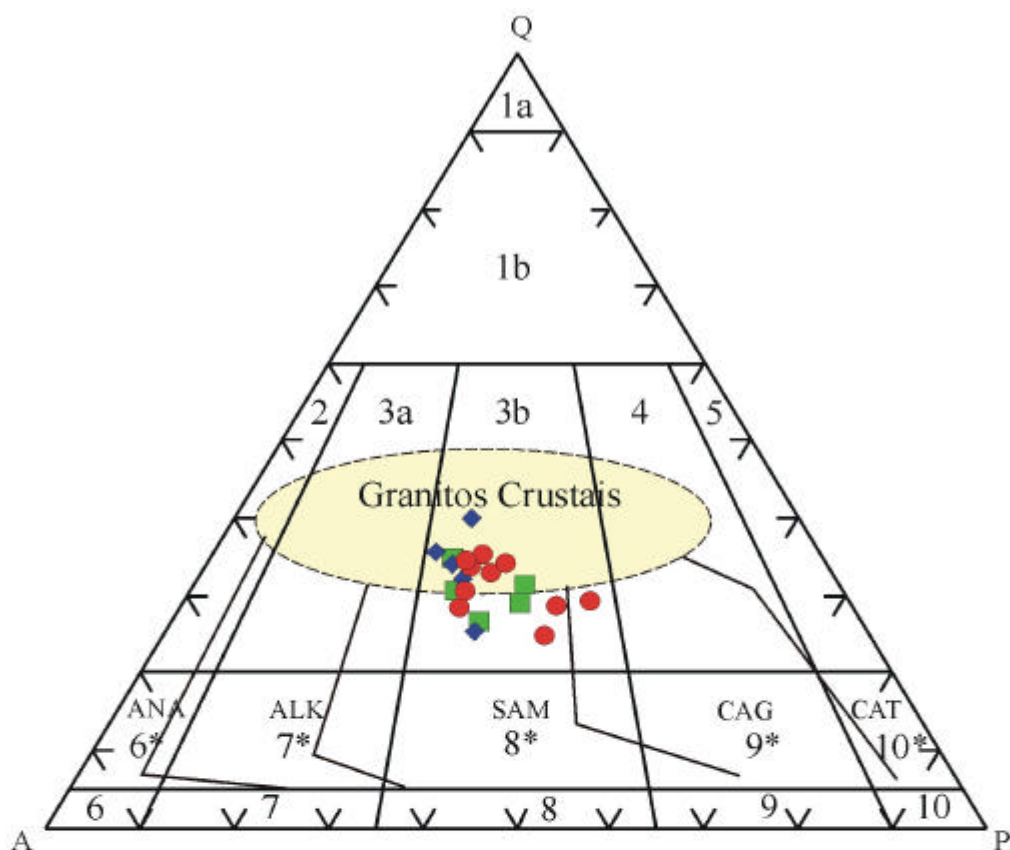
A Fácies Monzogranito aflora principalmente no extremo norte da área e trata-se de duas ocorrências isoladas como “*plugs*” graníticos, constituídos por rochas leucocráticas, róseas, isotrópicas, inequigranulares, de granulação fina a média (0,2 - 5,8 mm), microporfírica a granofírica. A segunda forma de ocorrência, mais restrita, apresenta-seem pequenos corpos intrusivos circunscritos, de menor expressão, constituindo diques aplíticos tardios nas demais fácies do maciço.

A Fácies Muscovita Monzogranito é a mais abundante distribuindo-se por toda porção norte-central do corpo na forma de matacões, lajedos e suaves morros subarredondados do tipo meia laranja. Suas rochas são leucocráticas, róseas, isotrópicas, inequigranulares média variando de (4,0 mm -1,3 cm) sendo o intervalo mais comum de 6 a 8 mm. Distingue-se das outras fácies pela presença de dois tipos de muscovita, uma límpida, incolor e outra, pleocróica, incolor a rósea, geralmente intersticial e associada aos opacos e aos raros cristais de biotita. É marcante a presença de minerais de alteração, tais como, clorita, sericita, epidoto e fluorita.

A Fácies Biotita Monzogranito ocorre na porção sul do maciço e é constituída por rochas leucocráticas, vermelhas, isotrópicas, inequigranulares, variando de fina a média (0,4 -3,6 mm) e caracterizada pela grande quantidade de biotita (até 15%).



Prancha 2 - Aspectos macroscópicos das fácies do Maciço Sararé. Fotos (A e B) representam a Fácies Monzogranito, as fotos (C e D) a Fácies Muscovita Monzogranito e (E e F) a Fácies Biotita Monzogranito.



Legenda: ◆ Fácies Monzogranítica

● Fácies Muscovita Monzogranítica

■ Fácies Biotita Monzogranítica

1a. Quartzolito

1b. Granitoide rico em quartzo

2. Granito alcali-feldspato

3. Granito

3a. Monzogranito

3b. Sienogranito

4. Granodiorito

5. Tonalito

ANA-Série alcalina sódica

ALK-Série aluminosa potássica

6*. Alkali-feldspato sienito

7*. Quartzo sienito

8*. Quartzo monzonito

9*. Quartzo monzodiorito ou

quartzo monzogabro

10*. Quartzo diorito/Quartzo

gabro/Quartzo anortozito

SAM-Série subalcalina monzonítica

CAG-Série cálcio-alcalina

CAT-Série cálcio-alcalina

tonalítica/trondjemítica

6. Alkali feldspato

7. Sienito

8. Monzonito

9. Monzodiorito/monzogabro

10. Diorito/gabro/anortozito

Figura 7 - Diagrama QAP das fácies do Maciço Sararé

As relações de contato foram inferidas não sendo possível caracterizar os limites entre as fácies em campo. Este magmatismo ocorre associado às zonas de descontinuidade crustal profundas regionais de direção NW-SE e sugere-se que seus litotipos encontram-se definidos, com base na geoquímica, em uma fase inicial, dominada pela fácies Biotita Monzogranito, uma fase principal correspondente a Muscovita Monzogranito e uma fase final de intrusões localizadas, circunscritas, de pequenas dimensões caracterizada como Monzogranito. Tardiamente, associa-se uma tectônica rúptil de direção NE-SW, definindo a geometria final do corpo, concomitantemente a processos metassomáticos.

As relações de contato entre as fácies foram apenas inferidas pois, na maioria das vezes, são gradacionais ou de difícil percepção devido à semelhança de coloração e textura.

5.1.1. FÁCIES MONZOGRANÍTICA (A)

5.1.1.1. Descrição Macroscópica

Verificam-se duas ocorrências da fácies monzogranítica, uma dentro do maciço e outra intrudido nas encaixantes no extremo norte da área. Esta fácies é constituída por rochas leucocráticas, com índice M'entre 5 e 10%, de cor rósea a avermelhada, exibindo estrutura, predominantemente, isotrópica e textura inequigranular a, localmente, porfirítica, do tipo serial.

A feição mais comum desta fácies é o caráter inequigranular, de granulação média, variando de 0,2 a 5,8 mm. Os cristais de feldspato potássico são anedrais, às vezes subedrais, com dimensões entre 0,2 e 3,5 mm. O plagioclásio possui tonalidades esbranquiçadas, formas subedrais de hábito tabular, com dimensões entre 0,3 e 5,8 mm. O quartzo apresenta-se hialino, em grãos intersticiais, com dimensões de 0,2 a 4 mm. A biotita ocorre em cristais isolados ou associados a agregados poligranulares de opacos distribuídos caoticamente.

Localmente, as rochas dessa fácies apresentam-se porfiríticas e heterogêneas quanto à distribuição e dimensões dos fenocristais de feldspato potássico, plagioclásio e quartzo, que ocorrem em uma matriz fina a média, variando de 0,1 a 1,5 mm. Os fenocristais de feldspato potássico de coloração avermelhada e alguns de plagioclásio, aparecem discretamente orientados, com dimensões na faixa de 2 a 5 mm. Seus contatos com relação à matriz variam de retos, destacando a forma prismática dos fenocristais de

feldspato potássico avermelhado, que também podem se apresentar anedrais com bordas corroídas. O plagioclásio é caracterizado por tons esbranquiçados, ocorrendo sob a forma de cristais arredondados e, mais raramente, subedrais com dimensões entre 0,5 e 2,5 mm. O quartzo é intersticial, hialino, variando de cinza a incolor, anédrico podendo ocorrer isolado ou em venulações descontínuas entre os feldspatos. Os minerais máficos ocorrem em cristais diminutos, restritos ao intervalo de 0,1 a 1,0 mm e têm como representantes, finas palhetas de biotita e alguns agregados de opacos.

Apesar de não ter sido possível a definição dos contatos e a separação entre esta porção porfírica e aquela inequigranular dominante, ela pode ser interpretada como um dique porfírico que, em níveis mais rasos, foi englobado pela porção inequigranular, mas com temperaturas muito próximas entre ambos.

5.1.1.2. Descrição Microscópica

Ao microscópio, a feição geral desta fácies caracteriza-se por uma textura inequigranular média e cristais variando de 0,2 a 5,8 mm, predominando dimensões entre 3,0 e 5,5 mm (Pranchas 3A e B). Na porção porfírica (Prancha 3C), a matriz é fina a média, com intervalo de 0,1 a 1,5 mm, destacando-se fenocristais de feldspato potássico, quartzo e plagioclásio com dimensões na faixa de 0,5 a 5 mm e média restrita ao intervalo de 3,5 a 5 mm. Ambas são constituídas por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, tendo biotita como principal máfico; apatita, zircão e opacos como acessórios; e muscovita, sericita e clorita, como minerais de alteração.

Os cristais de microclínio são geralmente intersticiais, apresentando-se subédricos com dimensões que variam de 1,0 a 5,5 mm, com predomínio do intervalo 1,5 a 5,0 mm. Os contatos comuns são irregulares, variando de dentilhados, lobulados ou interpenetrativos com diminutos cristais de plagioclásio e quartzo. Exibem geminação em grade (combinada albita+periclina) e, geralmente, textura perítica que se desenvolve em filetes ou em vênulos com distribuição espaçada. Apresentam frequentemente, como feição típica, abundantes inclusões de plagioclásio e quartzo e, mais raramente, de apatita e opacos. Essas inclusões podem se distribuir aleatoriamente; ou paralelamente às bordas do hospedeiro descrevendo formas retangulares, porém no núcleo dispõem-se formando um desenho, em geral, ovalado. Apenas nas rochas porfíricas elas constituem anéis iso-orientados na margem do cristal hospedeiro. Foi identificada também nas rochas

porfíricas uma textura granofírica, caracterizada pelo intercrescimento de quartzo vermicular disposto radialmente em microclínio, na interface com plagioclásio (Prancha 3D).

Os cristais de plagioclásio são arredondados a subédricos, intersticiais, com bordas irregulares formadas por reentrâncias e aspectos dentrícos. É comum observar-se que as laterais dos cristais que não possuem posicionamento intersticial mantêm contatos retos, sugerindo relativa liberdade de crescimento. O plagioclásio apresenta dois tipos de geminação: segundo a lei da albita e, subordinadamente, a *Carlsbad*. Estes cristais apresentam-se de duas formas: como cristais muito alterados (sericitizados) ou como cristais livres de alteração (límpidos). É comum nos mais alterados, uma abundância de sericita que dá um aspecto sujo ao cristal; bem como de muscovita, em minúsculas placas, desenvolvidas ao longo das geminações. O plagioclásio ocorre também como pequenas inclusões, de 0,02 a 1,5 mm, em cristais de feldspato potássico.

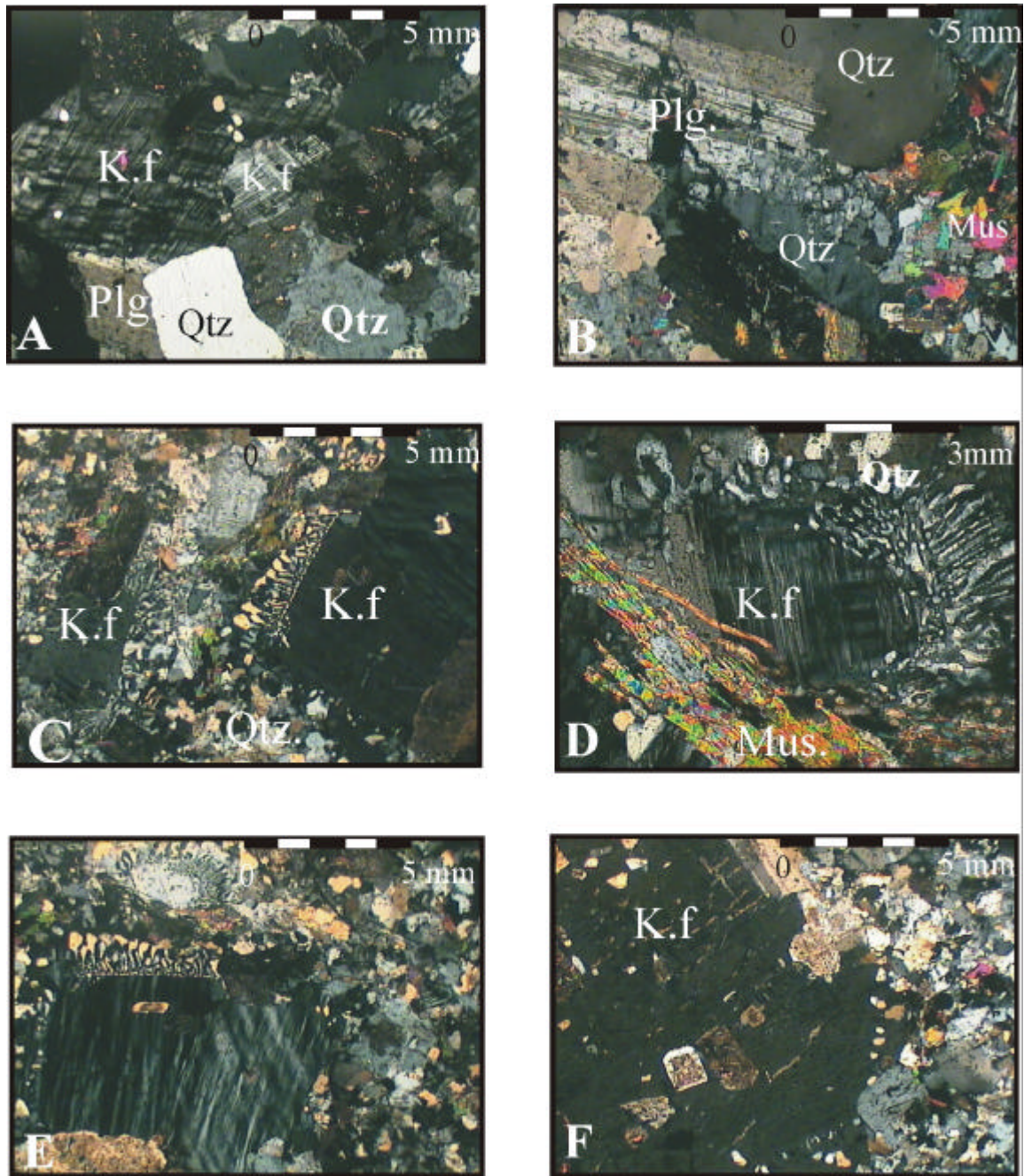
Na porção porfírica, o plagioclásio exibe zanação oscilatória com centro do cristal sericitizado na faixa escura, intercalada por zonas albíticas límpidas. O quartzo aparece na forma de cristais anédricos, intersticiais apresentando contatos em geral denteados, lobulados, serrilhados e mais raramente retos. Apresenta-se em cristais grandes isolados, intersticiais ou em agregados de formatos irregulares, às vezes alongados (Prancha 3E). Quando sob a forma de inclusões, os cristais de quartzo podem ser ovalados, subcirculares ou irregulares (Prancha 3F). Observa-se que as rochas porfíricas sofreram algum esforço manifestado por bandas de deformação e forte extinção ondulante no quartzo.

Nesta fácies a biotita é pouco freqüente ou ausente. Quando presente, aparece sob a forma de diminutas palhetas subedrais a anedrais, com dimensões menores que 1 mm, de pleocroísmo castanho a marrom-escuro, comumente associadas aos opacos.. Os contatos são retos nas laterais e irregulares, em degraus, ou denteadas, nas extremidades.

Os acessórios comuns são: a apatita sob a forma de cristais prismáticos aciculares, às vezes bem desenvolvidos associados aos máficos e como inclusões nos feldspatos e o zircão de contorno euédrico, às vezes, anédrico, associado aos máficos.

A muscovita ocorre em placas diminutas ou mais desenvolvidas, em agregados fibrosos geralmente associados ao longo da clivagem da biotita ou da geminação do plagioclásio.

Enquanto que a clorita se desenvolve apenas a partir da biotita. Outros minerais secundários também foram identificados, tais como: sericita, carbonatos e argilo-minerais.



Prancha 3 -Fotomicrografia da Fácies (A) - Monzogranito.

5.1.2. FÁCIES MUSCOVITA MONZOGRANITO (B)

5.1.2.1. Descrição Macroscópica

Esta fácies compreende monzogranitos inequigranulares, homogêneos, de cor rósea, leucocráticos, ricos em muscovita, apresentando índice de coloração entre 1 e 8 %. Apresenta estrutura isotrópica, podendo localmente, mostrar uma fraca anisotropia de origem cataclástica, evidenciada pela orientação sub-verticalizada e estiramento de cristais de quartzo e feldspatos (microclínio e/ou plagioclásio). Seus constituintes minerais exibem dimensões que variam de submilimétricas até 8 mm (média de 4 mm) e ocorrem geralmente como cristais anédricos, representados principalmente por quartzo incolor a acinzentado e feldspato rosa.

Os fenocristais de microclínio exibem coloração rosa e apresentam dimensões médias maiores do que as encontradas no plagioclásio branco geralmente subédrico.

A muscovita é uma fase mineral abundante nesta fácies, exibindo-se sob forma placóide, com dimensões variando entre 0,5 a 3,0 mm. Em algumas amostras, detecta-se a presença de cristais anédricos de fluorita (0,5 a 2,5 mm), de cor roxa e provável origem metassomática.

5.1.2.2. Descrição Microscópica

As rochas que representam esta fácies são constituídas essencialmente por microclínio (35 – 40 %), quartzo (28 – 39 %), e plagioclásio (23 - 31 %), tendo como máficos, a muscovita (1 – 8 %), biotita (0,14 – 4 %), opacos (0,15- 4 %) e traços de zircão, apatita. Os minerais de alteração estão representados por clorita, muscovita, sericita, fluorita, epidoto, carbonato e argilo-minerais.

Esses cristais dispõem-se homogeneamente, exibindo contatos interpenetrativos serrilhados, denteados, lobulados e retos. Em algumas amostras foram identificados fenômenos de deformação, tais como: plagioclásio com lamelas de geminação encurvadas; muscovita em *kink bands* e cristais de quartzo recristalizados, exibindo forte extinção ondulante, às vezes constituindo microvenulações descontínuas, dispostas em torno dos fenocristais de feldspatos e quartzo.

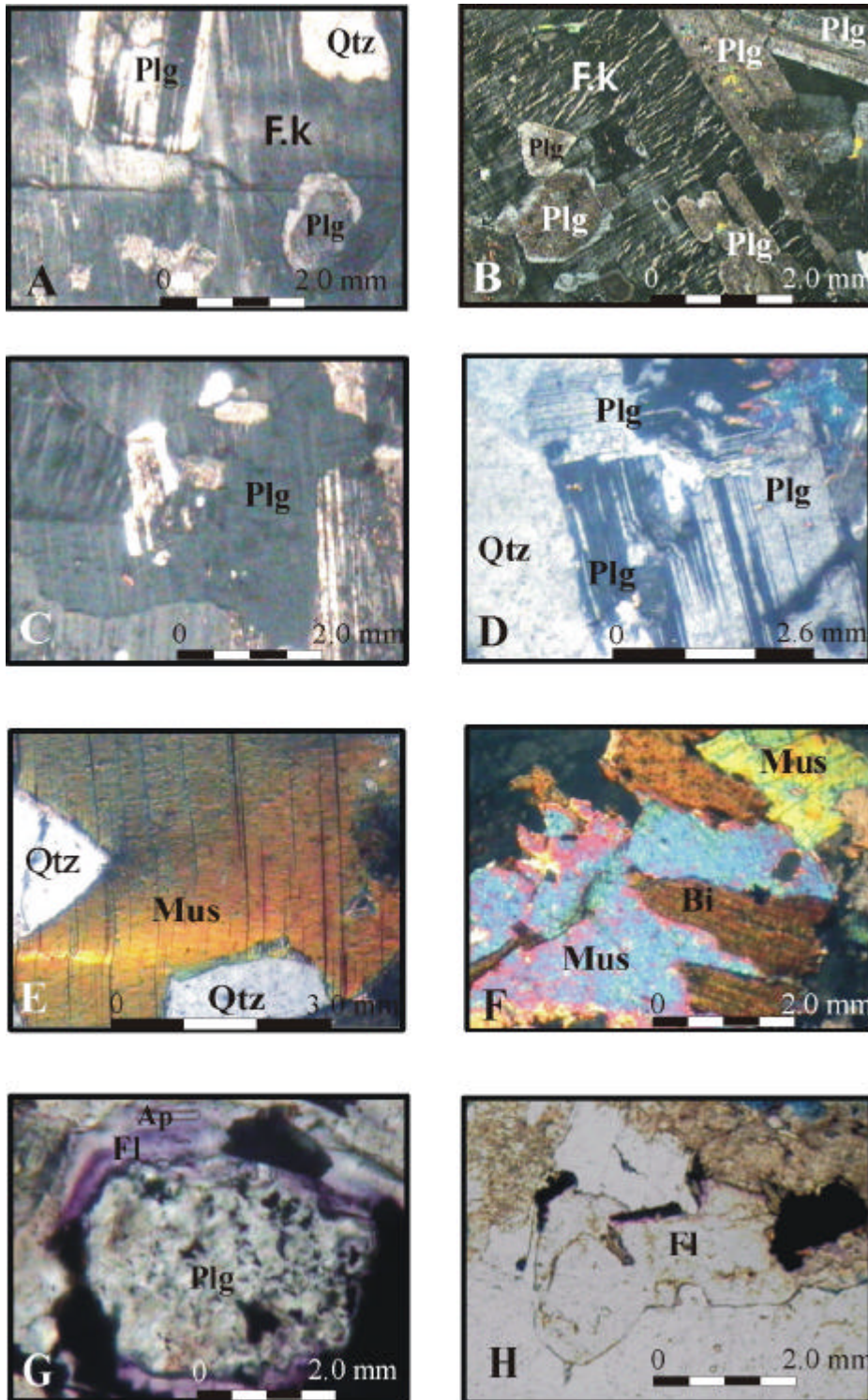
O feldspato alcalino (microclínio) constitui cristais anédricos a subédricos de dimensões que variam de 5,0 a 7,0 mm, com geminação combinada (albita+periclina) e bordas irregulares. É comum ocorrer em cristais maiores peritéticos, cuja fase sódica (albita) dispõe-se em veios, filmes ou em grãos. Exibe, às vezes, microfraturas que podem estar preenchidas por sericita. Observam-se também inclusões de apatita, quartzo, zircão e plagioclásio (Prancha 4A).

Em geral, o plagioclásio ocorre em grãos subédricos, de dimensões entre 1,0 e 5,5 mm e médias de, aproximadamente 2,6 mm, apresentando bordas de corrosão, quando em contato com o microclínio. Apresenta alteração de forma diferenciada, sugerindo sua formação em duas gerações distintas. A primeira é caracterizada por cristais euédricos a subédricos, exibindo comumente zonação oscilatória, com alternância de termos alterados e não alterados, porém com núcleo geralmente saussuritizado e sericitizado. A segunda é constituída por cristais menos alterados, exibindo geminação polissintética, segundo a lei da albita e, mais raramente *Carlsbad*, com núcleo claro e praticamente inalterado. É comum aparecer maclas encurvadas sugerindo que o cristal sofreu efeitos de deformação. Apresenta inclusões de zircão, apatita e, mais raramente, biotita (Pranchas 4B, C e D).

O quartzo ocorre comumente sob a forma de cristais anédricos, intersticiais e dimensões variando de 1 a 5 mm, com média em torno de 2,5 mm. Pode parecer sub-arredondado quando inclusão. Seu contato com outros minerais é geralmente irregular podendo ser serrilhado, denteado, reto e, às vezes, lobulado. (**Pranchas 4B e C**).

A muscovita ocorre disseminada por toda rocha, constituindo o mineral mais comum. É possível verificar-se a presença de dois tipos de muscovita. Uma intersticial, com pleocroísmo variando de incolor a rosa, relevo médio, que ocorre em placas subédricas bem desenvolvidas, com dimensões médias em torno de 3.0 mm, contatos retos com outros cristais e apresentando-se, eventualmente, em *kink-bands*. A outra forma de ocorrência da muscovita é mais abundante e aparece em placas mal formadas ou em fibras, não pleocróicas, provenientes da alteração do plagioclásio ou da biotita, dispendo-se ao longo da clivagem da biotita (Pranchas 4E e F).

Nesta fácies a biotita ocorre associada à muscovita ou aos opacos, exibindo dimensão média em torno de 0,2 mm; pleocroísmo variando de verde-claro a verde-acastanhado e está parcialmente ou totalmente alterada para clorita. A clorita ocorre, portanto, como o único máfico de algumas rochas provenientes da parte norte-central do corpo, em plaquetas com dimensões que variam de submilimétricas a 1,0 mm e pleocroísmo verde-claro até verde-escuro (Prancha 4F).



Prancha 4 - Fotomicrografia da Fácies (B) - Muscovita Monzogranito.

Os minerais acessórios estão representados pelos opacos (ilmenita e magnetita) de dimensões até 3 mm; pela apatita acicular, pelo zircão e por diminutos cristais de monazita. Os minerais de alteração mais comuns são aqueles provenientes de saussuritização (epidoto, sericita e calcita), de sericitização (sericita), bem como os formados por processos de metassomatismo hidroteramal, tais como, fluorita, clorita e muscovita. A fluorita é isotrópica, exibe relevo médio, de coloração predominantemente roxa quando aparece sob a forma de cristais anédricos (Prancha 4G), podendo, no entanto, ser incolor no núcleo e levemente púrpura nas bordas quando subédrico (Prancha 4H).

5.1.3. FÁCIES BIOTITA MONZOGRANITO (C)

5.1.3.1. Descrição Macroscópica

Esta fácies aparece na porção sul do maciço e é representada por rochas isotrópicas de composição monzogranítica, inequigranulares, leucocráticas, com índice M' variando entre 8 e 15%, de coloração avermelhada, macroscopicamente rica em ripas de biotita, apresentando quantidade de máficos superior àquela observada na fácies norte-central. São rochas constituídas essencialmente por microclínio, plagioclásio e quartzo, distribuídos homogeneamente em contatos interpenetrativos serrilhados, denteados a lobulados. Enquanto a biotita e muscovita exibem contatos comumente retos.

Em geral, os cristais apresentam formas anédricas, com dimensões que variam de submilimétricas até 4.0 mm (média de 1 a 2 mm). Destacam-se fenocristais de coloração rosa de microclínio que conferem uma maior variação de granulação à rocha. A biotita pode se destacar como agregados placóides ou ainda, ocorrer em cristais isolados, distribuídos aleatoriamente por toda a rocha. As plaquetas de muscovita, apesar de freqüentes, não são tão abundantes como na fácies anteriormente descrita.

5.1.3.2. Descrição Microscópica

São rochas com textura inequigranular xenomórfica, constituídas essencialmente por microclínio (33,60 – 41,4%), plagioclásio (28 – 35 %), quartzo (30 – 31 %), biotita (3 – 10 %), muscovita (3 – 6%), clorita e traços de zircão, apatita e opacos (2 – 4 %).

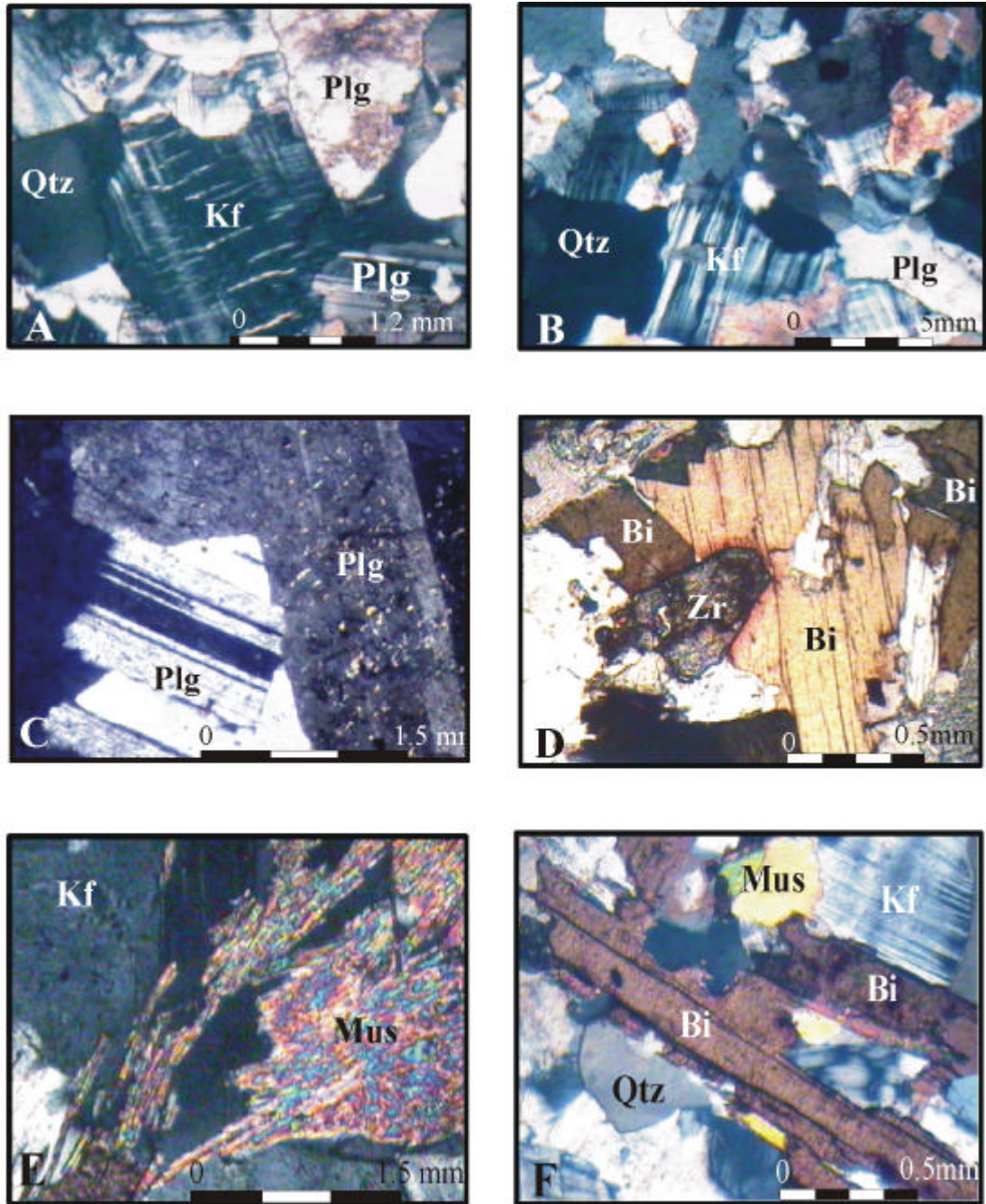
O microclínio ocorre com formas anédricas e constitui os cristais maiores desta fácies, exibindo dimensões de até 1,5 mm. Este apresenta freqüentemente, geminações combinadas (albita+periclina) e textura pertítica em fios e vênulas e inclusões de apatita, grãos de quartzo ovalados e cristais subédricos tabulares de plagioclásio (Prancha 5A e B)

O plagioclásio aparece de duas formas, como cristais anédricos a subédricos geminados segundo a lei da albita ou Carlsbad, exibindo comumente zonação normal, caracterizada por núcleos mais cálcicos alterados com bordas sódicas límpidas e outros cristais de plagioclásio totalmente límpidos. Quando menores, seus tamanhos alcançam até 0,2 mm, apresentando-se com hábito tabular e quando maiores (1,5 a 4 mm), exibem diminutas inclusões de biotita, quartzo, apatita e zircão. Alterações comuns são representadas pela sericitização, argilitização ou saussuritização (sericita, epidoto e carbonato) (Prancha 5C).

O quartzo ocorre em cristais intersticiais, predominantemente anédricos, de formato ovalado como inclusão em feldspatos, ou ainda, constituindo microvenulações dispostas ao redor de cristais de plagioclásio. Suas dimensões variam de 0,4 a 3,2 mm, predominando 0,6 mm. Os cristais de biotita exibem-se em plaquetas com dimensões que variam de 0,5 a 2,0 mm, distribuídas caoticamente pela rocha e constituindo agregados com os opacos e, às vezes, mostrando-se, parcialmente, cloritizadas.

Exibem pleocroísmo variando de castanho-claro a marrom-escuro e apresentam inclusões de zircão (com dimensões de até 0,5 mm), que neles desenvolveram halos pleocróicos. A muscovita tem aparência fibrosa e representa um produto de alteração da biotita e do plagioclásio (Pranchas 5D, E e F).

A tabela 3 apresenta resumidamente as relações petrográficas características deste maciço.



Prancha 5 - Fotomicrografia da Fácies (C) - Biotita Monzogranito .

FÁCIES	MONZOGRANITO (A)	MUSCOVITA MONZOGRANITO (B)	BIOTITA MONZOGRANITO (C)
Estrutura	Isotrópica	Isotrópica	Isotrópica
Textura	Porfírica serial	Inequigranular	Inequigranular
Granulação	Fenocristais na faixa entre 2 - 5.8 mm e matriz 0.2 - 1.5 mm.	Variação de 0.8 mm a 1,2 cm (média de 4,0 mm).	Variação de submilimétrica até 4 mm (média de 1 a 2 mm)
Características petrográficas	Cor rosa, leucocrática, constituída por fenocristais de microclínio e plagioclásio envolvidos em matriz quartzo-feldspática, tendo a biotita como máfico. Textura granofírica	Cor rosa, leucocrática, constituída por fenocristais de microclínio, quartzo, plagioclásio, placas de muscovita e alguma biotita em ripas.	Cores variando de rosa a vermelha, leucocrática, constituída por cristais de microclínio, quartzo, plagioclásio e placas de biotita e muscovita em menor quantidade.
Minerais Fe-Mg	Biotita em finas ripas, com pleocroísmo verde claro a castanho.	Rara biotita com pleocroísmo verde-claro a castanho que perfazem \cong 3 % do total de máficos na rocha.	Biotita sob forma de ripas, finas palhetas ou placas, com pleocroísmo castanho-claro a avermelhado. Total \cong 15 % da rocha.
Acessórios	Apatita, zircão e opacos	Apatita, zircão e opacos.	Apatita, opacos e zircão.
Classificação (QAP)	Monzogranito	Monzogranito	Monzogranito
Alterações	Muscovita, sericita, calcita, argilo-minerais.	Duas muscovitas, uma límpida e outra rosada, sericita, clorita, epidoto, fluorita, calcita e argilo-minerais.	Muscovita, sericita e calcita.

A tabela 4 apresenta as porcentagens mineralógicas de 20 lâminas representativas das rochas das fácies petrográficas identificadas no Maciço Sararé.

Tabela 04 – Dados modais das fácies do Maciço Sararé.

Fácies	Amostras	Símbolos	Q	A	P	Bi	Mu	Opacos	No. Pontos	Quím
FÁCIES MONZOGRANITO (A)	LR- 3	◆	33.4	39.6	27					X
	LR-3B	◆	29.28	32	36.72	0,52	4,90	0,16	1220	X
	LR- 3A	◆	40.6	34,6	24,8					X
	LR-3c	◆	35,8	41,2	23					
	LR-3B*	◆	25,7	41,3	33					
	LR-17	◆	34,15	37,50	28.30	0,15	1,09	1281	X
	LR-13	◆	30,6	40,9	28,3					
FÁCIES MUSCOVITA MONZOGRANITO (B)	LR-08	●	31,14	35,14	33,70	0,14	7,70	1,0	768	X
	LR-09	●	39,27	36,80	23,39	0,96	4,70	4,50	1139	
	LR-18	●	32,68	35,85	31,45	0,99	4,52	1,15	1385	
	LR-18A	●	28,50	27,9	43,6					
	LR-26	●	28,44	40,78	30,76	1,06	6,60	605	
	LR-40	●	30,6	40,9	28,5					
	LR-45	●	34,4	33,8	31,8					
	LR-69	●	35,4	35,8	28,8					
FÁCIES BIOTITA MONZOGRANITO (C)	LR-05	■	35	39,3	25,7					
	LR-06	■	26,7	40,6	32,7					
	LR-31	■	29,20	34,8	36					X
	LR-61	■	31,20	33,60	35,20	6,21	3,31	2,3	988	X
	LR-62	■	30,25	41,42	28,32	10,05	3,35	9,39	618	X

CAPÍTULO VII – CARACTERIZAÇÃO LITOGEOQUÍMICA

O objetivo deste capítulo é estabelecer a composição, o comportamento litogeoquímico e as possíveis correlações entre os diversos litotipos estudados, possibilitando interpretações de cunho petrogenético e de evolução tectono-magmática deste maciço. Foram selecionadas 10 amostras das variedades litológicas deste corpo, distribuídas conforme mapa (Figura 8) para análises geoquímicas, envolvendo elementos maiores, menores e terras raras (Tabela 5, 6 e 7) com os símbolos utilizados nos gráficos geoquímicos.

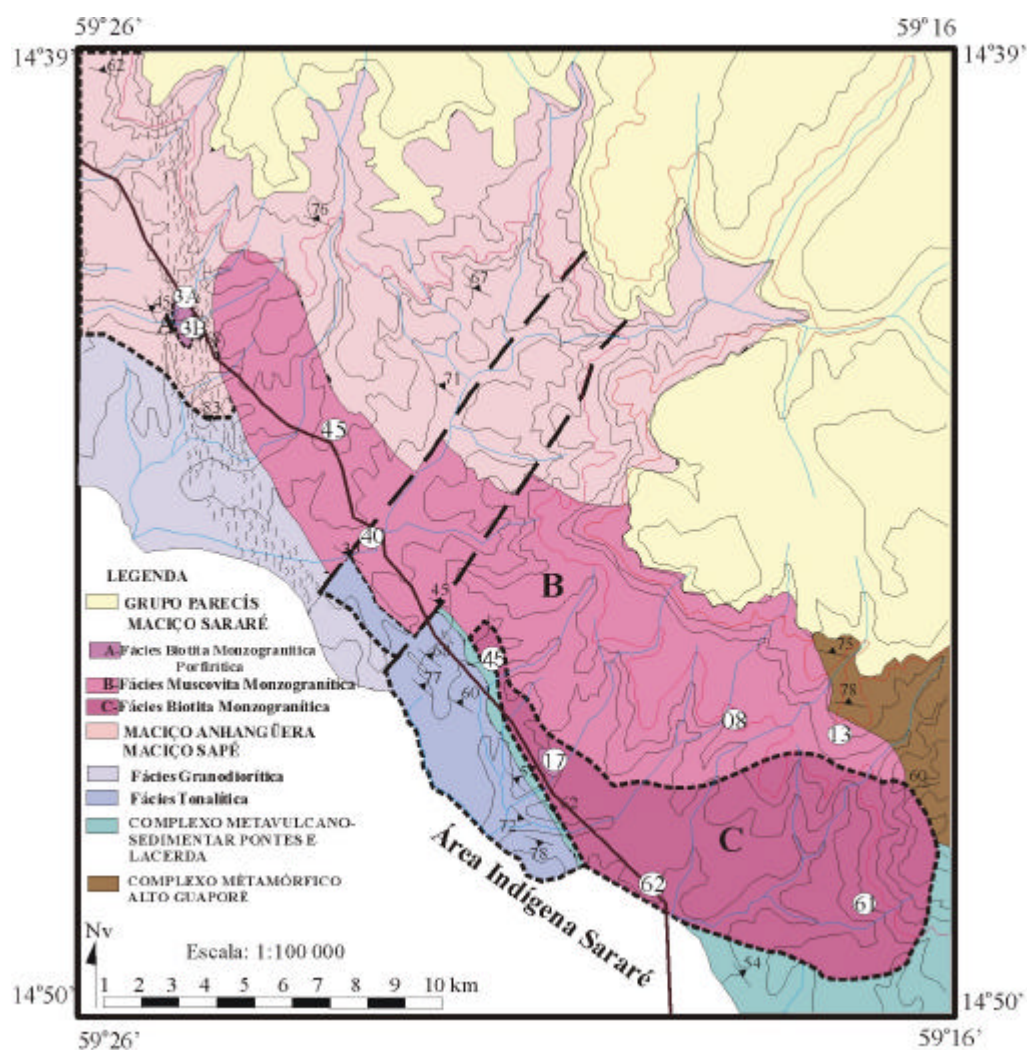


Figura 8 - Mapa de localização dos pontos geoquímicos do Maciço Sararé.

6.1. COMPORTAMENTO GEOQUÍMICO DOS ELEMENTOS MAIORES

Na Tabela 05 é possível observar os dados das amostras para elementos maiores do Maciço Sararé com a legenda das fácies: Na tabela 5 encontram-se dispostos os resultados analíticos de elementos maiores e ilustrados os símbolos utilizados nos gráficos geoquímicos, de cada fácies petrográfica identificada: *Fácies (A) Monzogranito* (◆), *Fácies (B) Muscovita Monzogranito* (●), *Fácies (C) Biotita Monzogranito* (■).

Tabela 5 - Composição Química de Elementos Maiores do Granito Sararé.

Fácies	Amostra	Fácies	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total
(A)	LR3B	◆	74.89	0.07	14.16	0.83	0.01	0.06	0.63	4.62	4.47	0.02	0.25	100.01
	LR3A	◆	75.11	0.07	13.92	0.85	0.01	0.06	0.05	4.69	4.47	0.02	0.28	100.02
	LR17	◆	75.75	0.07	13.75	0.73	0.01	0.03	0.59	4.62	4.40	0.02	0.40	100.38
(B)	LR40	●	74.88	0.19	13.82	1.21	0.02	0.18	0.40	4.20	4.25	0.04	0.83	100.03
	LR13	●	74.05	0.15	13.99	1.17	0.02	0.18	0.96	4.19	4.77	0.04	0.52	100.02
	LR45	● [□]	74.46	0.24	12.96	2.01	0.06	0.31	0.77	3.71	4.75	0.06	0.67	100.00
	LR08	●	74.74	0.14	14.13	1.26	0.04	0.17	0.25	4.34	4.45	0.04	0.44	100.00
(C)	LR31	■	75.10	0.16	13.40	1.48	0.02	0.18	0.59	4.27	4.26	0.05	0.72	100.22
	LR62	■	74.93	0.22	13.26	1.88	0.05	0.28	0.78	3.92	4.68	0.05	0.53	100.58
	LR61	■	75.50	0.06	13.88	0.92	0.01	0.07	0.18	4.37	4.64	0.02	0.36	100.01

Os trabalhos específicos versando sobre a caracterização litogeoquímica deste maciço e sua petrografia encontram-se parcialmente discutidos em (Ruiz *et.al.*, 2002, 2003 a e b). O padrão de distribuição das três fácies identificadas apresentam para a fase inicial um gradual enriquecimento em sílica e Na₂O e um decréscimo no teor de K₂O. De modo geral, o magmatismo inicial evidencia um caráter gradualmente mais sódico em relação à fase final que tende a ser cada vez mais pobre em potássico.

As correlações dos elementos maiores, em relação à sílica, podem ser visualizados em diagramas de variação binário de Harker (1909) (Figuras 9A a 9H). As rochas apresentam valores muito elevados de sílica, com concentração de teores ao redor de 75% de SiO₂, estando a maioria das amostras distribuídas no intervalo restrito de 74% a 76% de SiO₂, refletindo a natureza evoluída do maciço e caracterizando rochas graníticas extremamente ácidas e diferenciadas.

A deficiência de amostras que apresentem valores mais baixos de sílica, dificulta as interpretações de correlações composicionais e genéticas das fases iniciais do processo de diferenciação magmática. Em razão deste pequeno espectro de variação das amostras quanto aos valores SiO_2 , fica dificultado também à análise detalhada do comportamento para os demais óxidos, mas observa-se no geral uma pequena correlação negativa entre sílica e os teores de TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO , MgO e CaO (Figuras 9A a 9F).

Em relação aos álcalis, observam-se fracas correlações negativas para o K_2O (Figura 9H) e positiva para o Na_2O (Figura 9G), ambos com valores variando de 4,0 a 5,0% .

Os diagramas de classificação petrográfica, baseados nos teores em álcalis em relação ao de SiO_2 , diagrama de Le Maitre, 1989 (Figura 10A) e Middlemost, 1985 (Figura 10B) caracterizam os litotipos do Maciço Sararé, predominantemente de sienogranítica.

No diagrama de classificação petrográfica, que utiliza os parâmetros multicatiónicos *Q versus P*, de Debon *et al.* (1988), onde $Q = \text{Si}/3 - (\text{K} + \text{Na} + 2\text{Ca}/3)$ e $P = \text{K} - (\text{Na} + \text{Ca})$, (Figura 10C) e baseado nas relações entre quartzo e feldspato potássico, sódico e cálcico, diagrama de An-Ab-Or (Figura 10D) proposto por O Connor (1965), observa-se que os pontos representativos das rochas estudadas coincidem predominantemente, com os domínios composicionais correspondentes aos álcali-granito a sienogranito.

No diagrama de Peacock, 1931, CaO e $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) \times \text{SiO}_2$, (Figura 10E) não se observa uma clara correlação entre os *trend* álcalis *vs.* sílica e sílica *vs* cálcio, impedindo a determinação precisa do índice de Peacock, pois as rochas que constituem este complexo são quimicamente restritas em relação a SiO_2 . A ausência de amostras menos evoluídas que constituiriam as fases iniciais de diferenciação impossibilita a precisa determinação deste índice.

O diagrama de Debon *et al.*, 1988 (Figura 10F) $A = \text{Al} - (\text{K} + \text{Na} + 2\text{Ca})$ x $B = (\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti})$ x SiO_2 , classifica as rochas estudadas como leucogranitos peraluminosos à duas micas, coincidentes com os campos I, II e III, que correspondem ao campo granito peraluminosos a duas micas.

Nos diagramas de classificação serial propostos por Irvine & Baragar, 1971 $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ *versus* SiO_2 (Figura 11A) e AFM, onde $A = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, $F = \text{FeO}^*$ e $M = \text{MgO}$ (Figura 11B), os pontos representativos das rochas do Maciço Sararé situam-se,

respectivamente, nos domínios da série subalcalina e cálcio-alcalina, definindo no último gráfico um trend de enriquecimento em álcalis, para valores praticamente nulos de MgO.

O diagrama AFM de Irvine & Baragar, 1971 ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) x ($\text{FeO}^* \text{ x MgO}$), (Figura 11B), revela também, que o complexo pertence à série cálcio-alcalina, com os litotipos definindo um *trend* com tendência de um maior enriquecimento em álcalis.

Com relação ao teor em potássio os dados foram investigados em diagramas K_2O versus SiO_2 e, tanto o diagrama proposto por Taylor, 1976 (Figura 11C) quanto ao de Middlemost, 1985 (Figura 11D), identificam as amostras estudadas como pertencentes a série cálcio-alcalina de alto potássio.

A distribuição dos litotipos no diagrama QAP (Figura 11E), coincide com a série sub-alcalina monzonítica e com os granitos crustais da classificação por Lameyre & Bowden, 1986.

Quanto à saturação em alumínio e álcalis os dados foram estudados, no diagrama proposto por (Maniar & Piccoli, 1989) A/NK ($\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$) x A/CNK ($\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) (Figura 11F), baseado nos índices de Shand, e os pontos representativos dos litotipos estudados agrupam-se e evidenciam o caráter peraluminoso destas rochas, com um leve crescimento de alumina saturação nas fácies mais evoluídas.

Quanto à classificação tectônica baseada no diagrama de Batchelor & Bowden, 1985 que utiliza parâmetros multicatiônicos $R1 = 4\text{Si}-11(\text{Na}+\text{K})-2(\text{Fe}+\text{Ti})$ versus $R2=6\text{Ca}+2\text{Mg}+\text{Al}$ (Figura 12A), o corpo apresenta as amostras concentradas no campo sin-colisional tendendo a pós-colisional.

Nos diagramas de classificação tectônica proposta por Pearce et al., 1984, que utilizam as relação entre Rb versus Y+Nb e Nb versus Y (Figuras 12B e 12C), verifica-se que os litotipos concentram-se no campo de granitos sin-colisional de arco vulcânico.

Quanto as relações entre Ba e Rb e Sr, observa-se na Figura 12D que as amostras estudadas coincidem preferencialmente com os domínios dos granitos fortemente diferenciados da classificação proposta por El Bouseily & El Solkary (1975), com transição de duas amostras para os granitos anômalos.

Os gráficos de Maniar & Piccoli, 1989, K_2O , Al_2O_3 e $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^*+\text{MgO})$ versus SiO_2 , FeO^* versus MgO , $(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ versus CaO e A/NK x A/CNK, (Figuras 13A a 13E) apresentam para as amostras do maciço, no campo dos orogênicos, sendo a provável fonte de geração proveniente de ambientes de arco de ilha ou arco continental e colisional continental.

6.2. COMPORTAMENTO GEOQUÍMICO DOS ELEMENTOS MENORES

Na Tabela 06 é possível observar os dados das amostras para elementos menores do Maciço Sararé com a legenda das fácies: *Fácies Monzogranito (A)* ◆, *Fácies Muscovita Monzogranito (B)* ● e *Fácies Biotita Monzogranito (C)* ■.

Tabela 6- Composição Química de Elementos Menores do Granito Sararé

Fácies	Amostra	Símb.	Ba	Ce	Cr	Cu	La	Nb	Ni	Rb	Sr	Y	Zr
(A)	LR3B	◆	73	29	234	3	11	16	5	418	38	29	50
	LR3A	◆	67	26	249	14	8	24	6	403	37	23	59
	LR17	◆	874	59	245	0	27	11	5	193	262	9	120
(B)	LR40	●	73	85	365	1	38	29	6	403	33	82	107
	LR13	●	412	43	211	0	12	17	6	354	112	23	104
	LR45	●	65	37	239	13	17	25	5	469	41	33	94
	LR08	●	1173	139	241	8	134	11	12	123	356	79	211
(C)	LR31	■	107	57	225	0	30	27	5	412	40	45	130
	LR62	■	65	37	239	13	17	25	5	469	41	33	94
	LR61	■	97	49	201	1	24	26	6	446	37	44	148

Nos diagramas de variação de elementos menores Ba e Sr (ppm) x SiO₂ (% peso), (Figura 14A e B) os pontos representativos das amostras estudadas não representam um padrão definido de distribuição. As razões de Ba/Rb são baixas, indicando litotipos fortemente diferenciados, com exceção de poucas amostras da fácies inicial menos evoluídas.

Para os elementos menores Rb, Zr, Y e Nb (ppm) x SiO₂ (% peso), (Figuras 14C, D, E, F), a distribuição sugere um padrão retilíneo positivo para amostras de uma mesma fácies, com crescimento destes elementos para as fácies mais enriquecidas em SiO₂.

6.3. COMPORTAMENTO GEOQUÍMICO DOS ELEMENTOS TERRAS RARAS

Na Tabela 07 estão dispostos os dados das amostras para Elementos Terras Raras do Maciço Sararé com a legenda das fácies: *Fácies Monzogranito (A)* ◆, *Fácies Muscovita Monzogranito (B)* ●, *Fácies Biotita Monzogranito (C)* ■.

Tabela 7- Composição Química de Elementos Terras Raras do Granito Sararé

Fácies	Amost.	Simb.	Lu	Dy	Gd	Er	Yb	Y	La	Eu	Nd	Ce	Sm
(A)	LR3B	◆	0.21	2.28	3.27	1.47	1.40	16.9	11.0	0.39	12.8	24.5	3.51
	LR3A	◆	0.20	1.95	2.93	1.13	1.30	12.9	9.90	0.34	12.6	24.3	3.62
	LR17	◆	0.20	1.6	2.1	0.98	1.2	11.1	7.4	0.28	9.2	17.6	2.5
(B)	LR40	●	0.56	9.3	13.0	4.8	4.2	51.2	59.1	1.1	72.2	66.5	18.9
	LR13	●	0.20	2.45	2.68	1.56	1.52	16.9	18.3	0.66	13.7	35.9	3.00
	LR45	●	0.58	9.4	12.0	3.6	3.1	64.1	33.5	0.81	34.8	68.8	10.6
	LR08	●	0.63	11.9	16.2	6.39	4.90	61.4	100	2.84	97.2	121	18.4
(C)	LR31	■	0.25	3.73	4.40	2.24	1.97	24.0	36.3	0.36	17.6	39.5	4.53
	LR62	■	0.39	5.0	5.8	2.7	2.5	33.6	26.0	0.67	22.0	52.4	5.6
	LR61	■	0.32	4.25	5.33	2.44	2.29	29.3	26.1	0.53	24.3	56.3	5.75

Nos aranhogramas de elementos traços normalizados pela Crosta Superior (Weaver & Tarney, 1984), apresentando a distribuição total na (Figura 15 A1) e os padrões de distribuição distintos das fácies, (Figuras 15 B1, C1 e D1) e Crosta Inferior (Taylor & McLennan, 1985), apresentando a distribuição total na (Figura 15 A2) e os padrões de distribuição distintos das fácies (Figuras 15 B2, C2 e D2), observa-se um extremo empobrecimento em Sr e valores elevados de Rb, Ba, Ti e Y para todo o conjunto analisado. Os valores dos elementos traços, os pequenos valores de Ca, anteriormente ilustrados, além das razões de Ba/Rb baixas, evidenciam rochas altamente diferenciadas, geradas a partir de processo de diferenciação magmática por fracionamento dos feldspatos, com empobrecimento dos plagioclásios e enriquecimento dos feldspatos alcalinos.

O padrão de REE é definido por um acentuado enriquecimento em elementos terras raras leves (ETRL) e empobrecimento em elementos terras raras pesadas (ETRP), e forte anomalia negativa de Eu. Outras feições relevantes são os incrementos dos valores dos elementos terras raras e das anomalias negativas de Eu para a fácies principal.

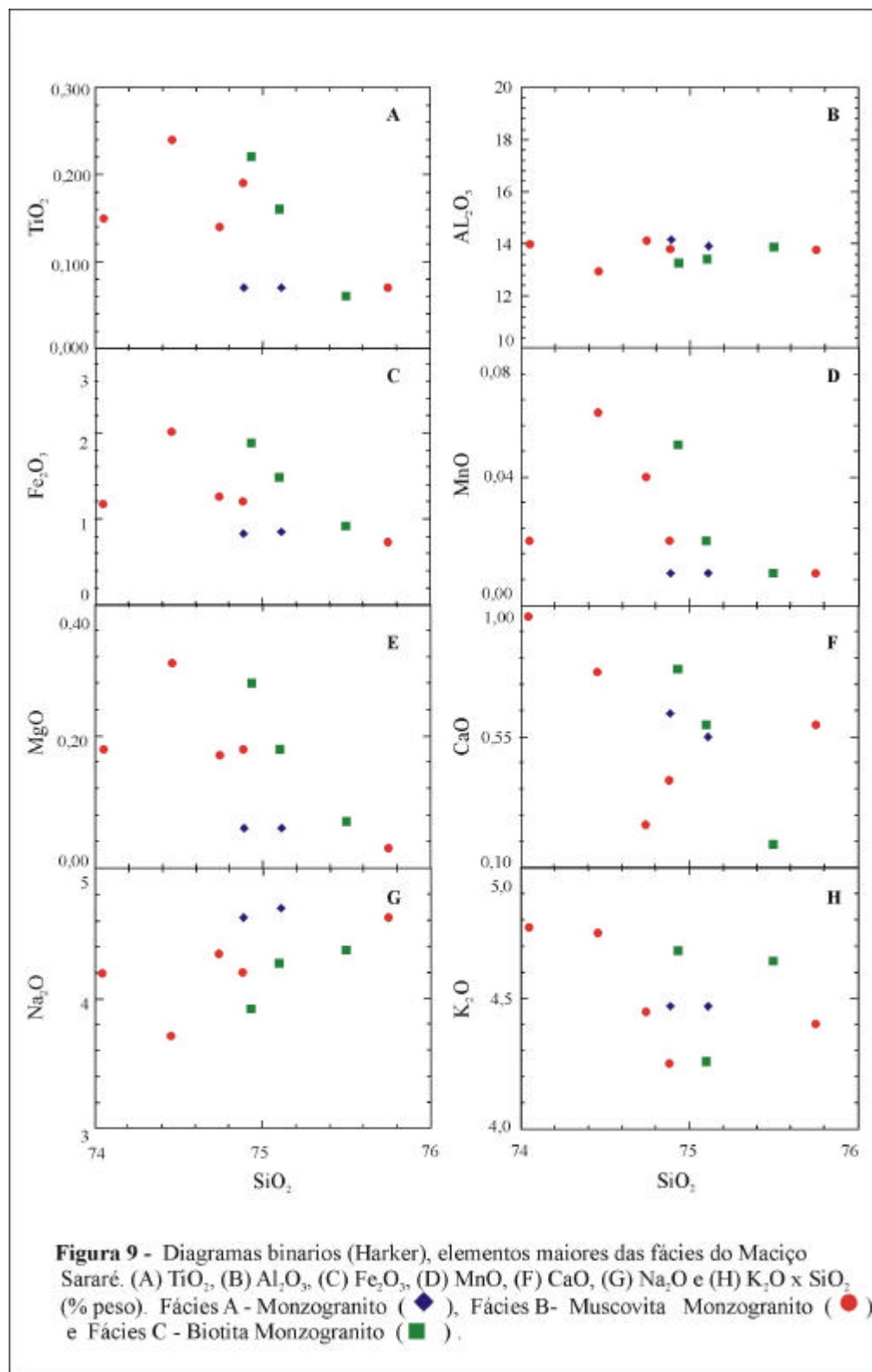
No estudo dos REE normalizados pelo condrito de Boyton (1984), (Figura 15 A3) a distribuição total e a separada por fácies (Figuras 15 B3, C3 e D3) indicam padrões de distribuição assimétricos e similares, mas com valores distintos de REE, apresentando no geral valores elevados de $[La/Yb=8,04]_N$, $[Ce-Sm=1,86]_N$, $[Gd-Yb=2,04]_N$, e fortes anomalias negativas de Eu e $[Eu/Eu^*=0,35]$.

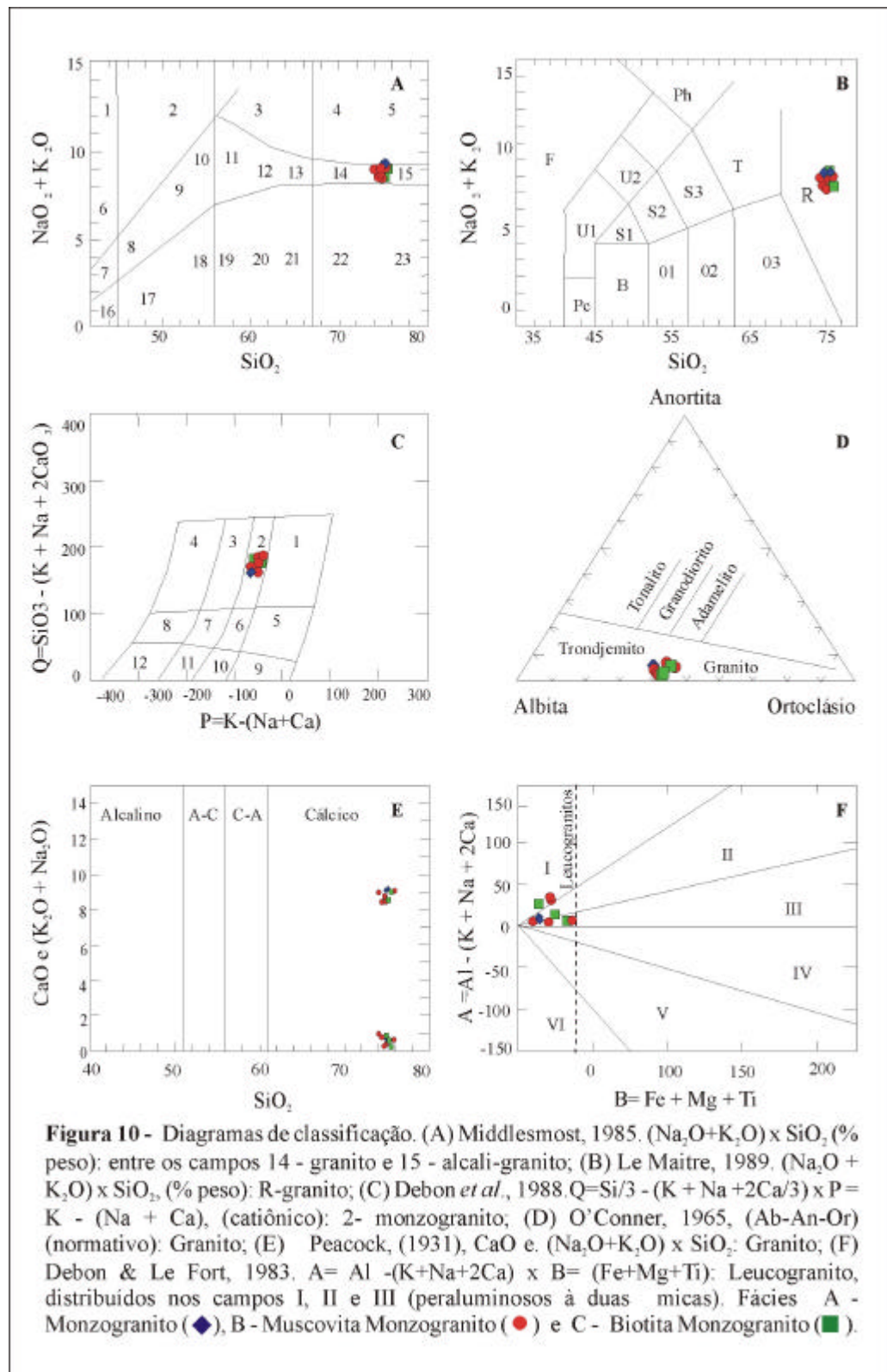
A fase inicial inicial (C) (Figura 15 B3) é composta por Biotita-Monzogranito que se apresenta enriquecido em REE, com valores de $[La/Yb=7,33]_N$, fortes anomalias negativas de Eu, com $[Eu/Eu^*=0,29]$ e padrão assimétrico com alta inclinação dos braços $[Ce-Sm=2,29]_N$ em relação à $[Gd-Yb=2,06]_N$.

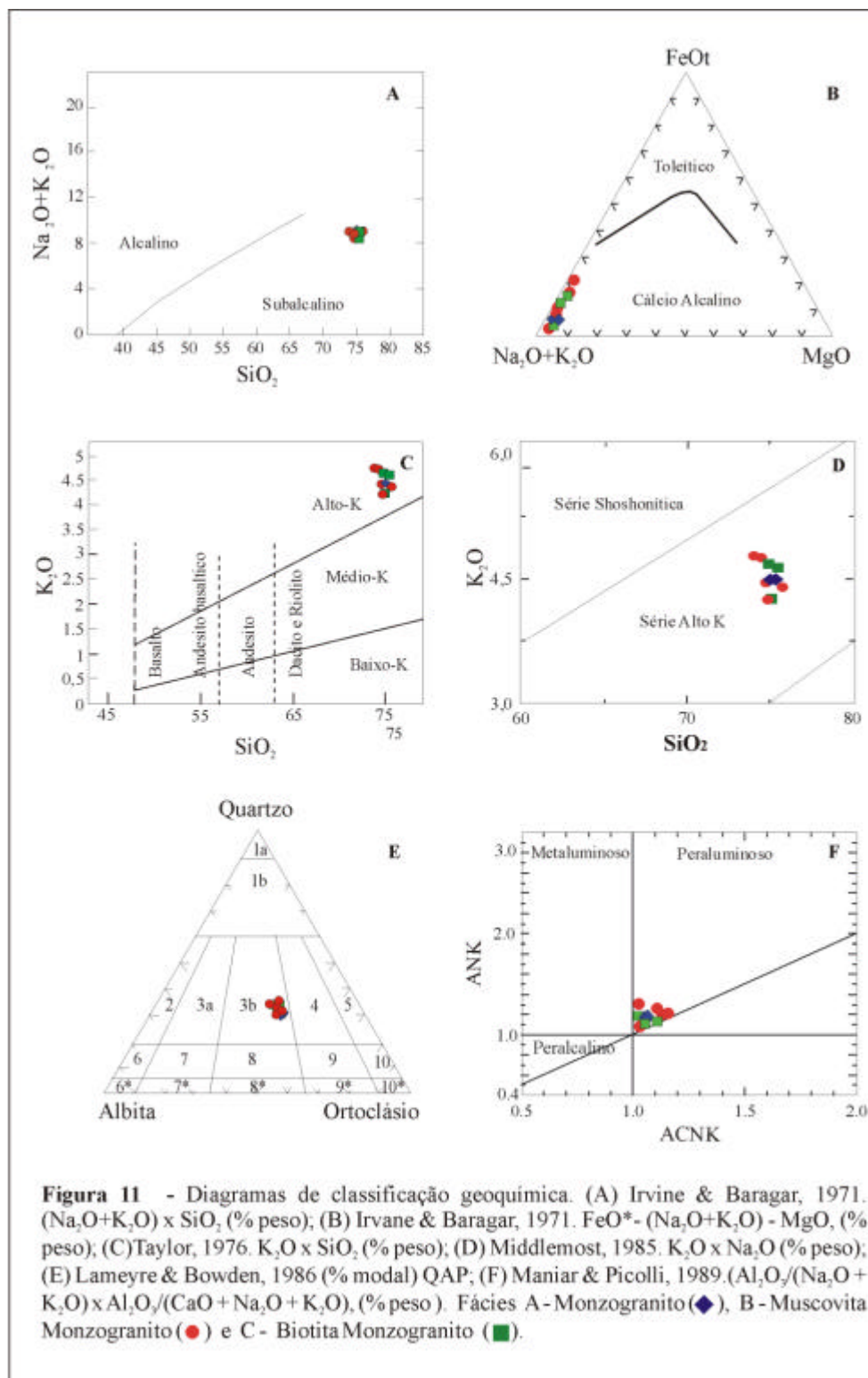
A fase principal (B) (Figura 15 C3) é constituída por Muscovita-Monzogranito, apresentando-se fortemente enriquecido em REE, com valores de $[La/Yb=11,89]_N$, fortes anomalias negativas de Eu, com $[Eu/Eu^*=0,31]$ e alta inclinação dos braços $[Ce-Sm=1,51]_N$ em relação à $[Gd-Yb=2,32]_N$.

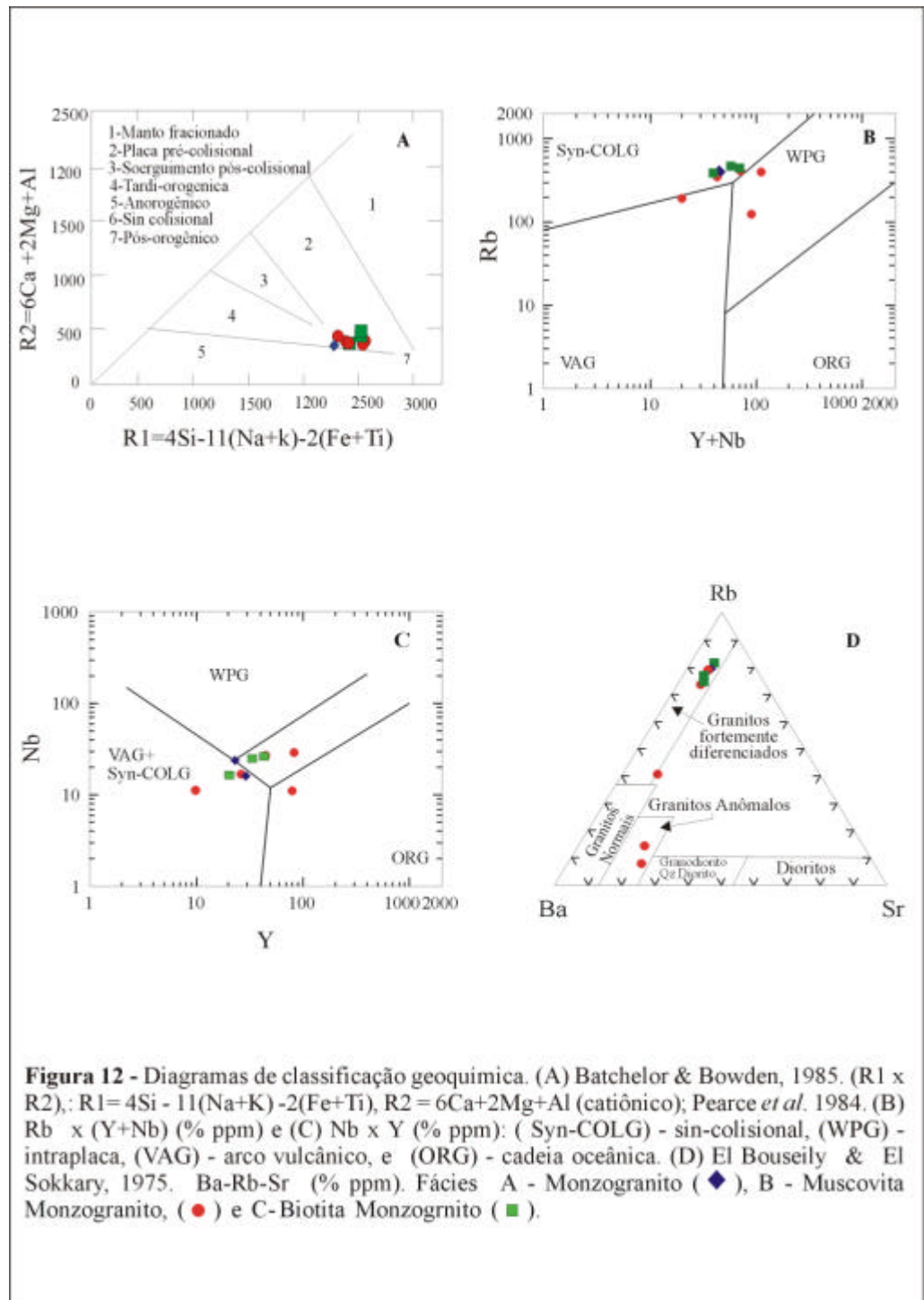
A fase final tardia (A) (Figura 15 D3) é composta por Monzogranito, que apresenta um forte empobrecimento de REE, com valores de $[La/Yb=5,68]_N$, anomalias negativas de Eu, com $[Eu/Eu^*=0,43]$, padrão assimétrico com redução de $[Ce-Sm=1,97]_N$ em relação à $[Gd-Yb=1,63]_N$.

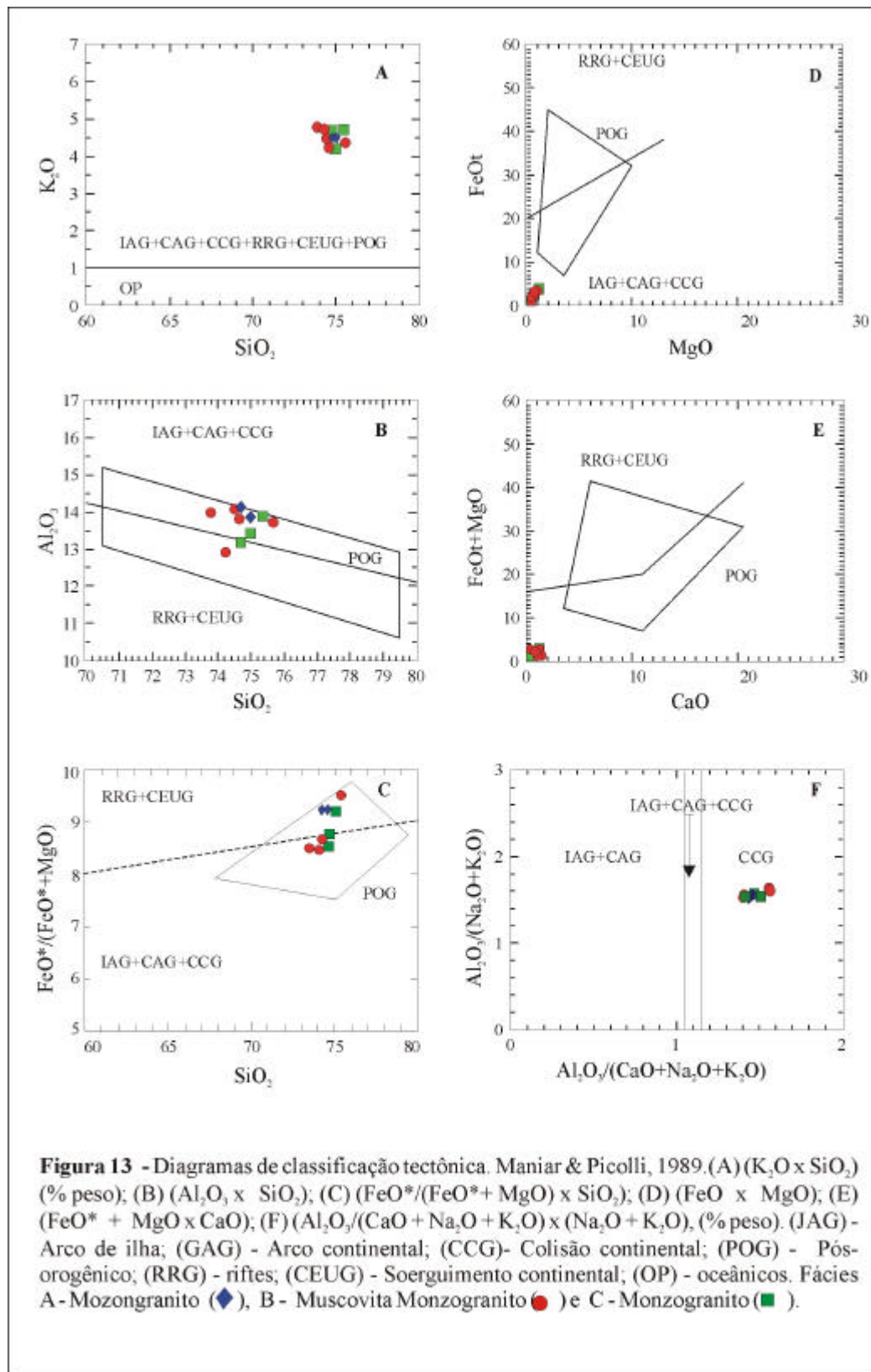
O estudo dos elementos terras raras indicam 3 padrões de distribuição fortemente assimétricos com valores, predominantemente elevados e distintos de REE e fortes anomalias negativas de Eu. Estes valores aumentam para a fase intermediária mais diferenciada, o que sugere a intensificação do processo de fracionamento do magma inicial, através da remoção dos plagioclásios e enriquecimento de feldspato potássico, além da participação de minerais acessórios ou a geração de magmas contemporâneos não cogenéticos de fontes crustais distintas. Quanto à fase final tardia, com padrão fortemente empobrecido em REE em relação às anteriores, sugere-se uma geração de magmas distintos ou a participação de mistura e/ou contaminação com magmas empobrecidos em REE.

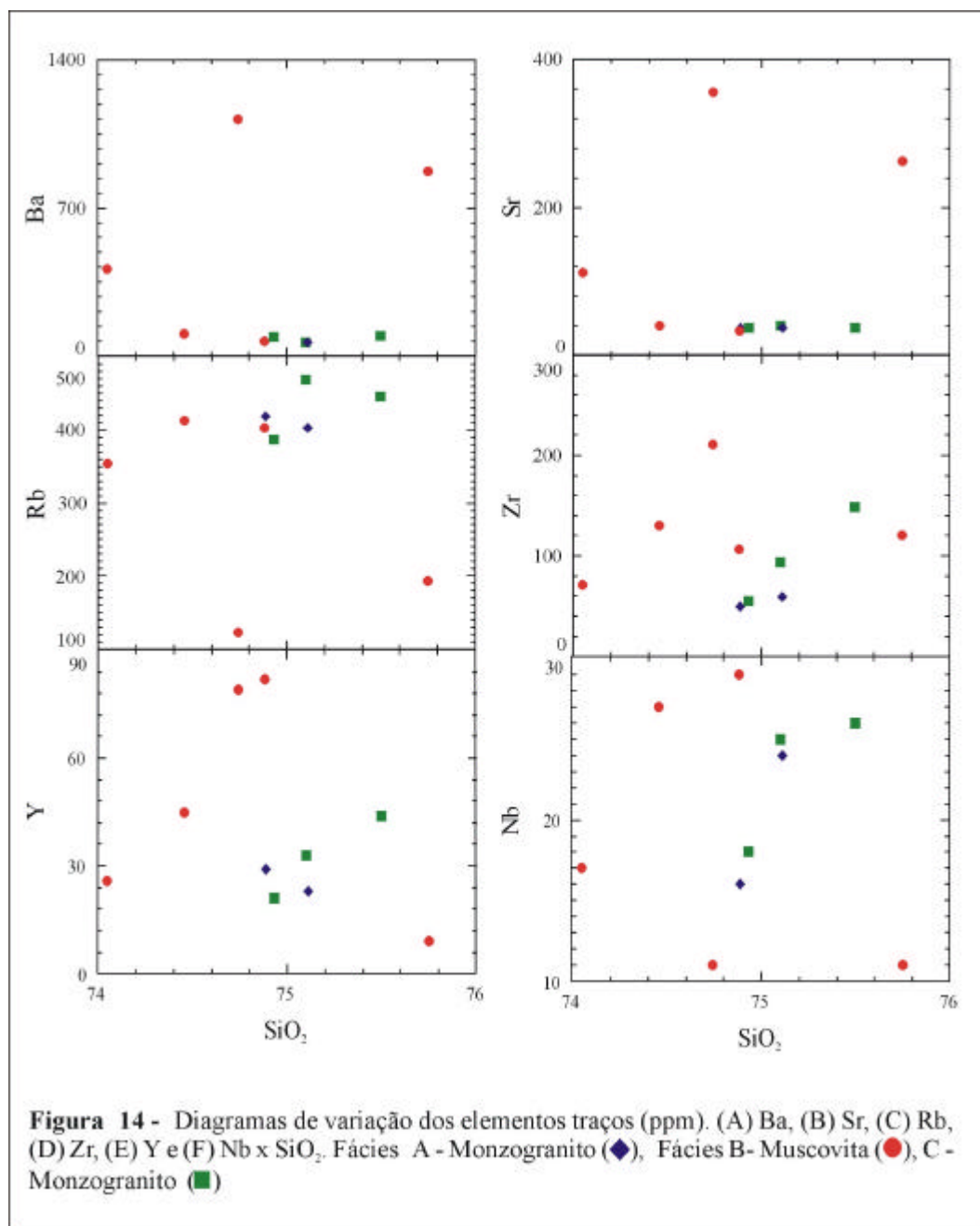












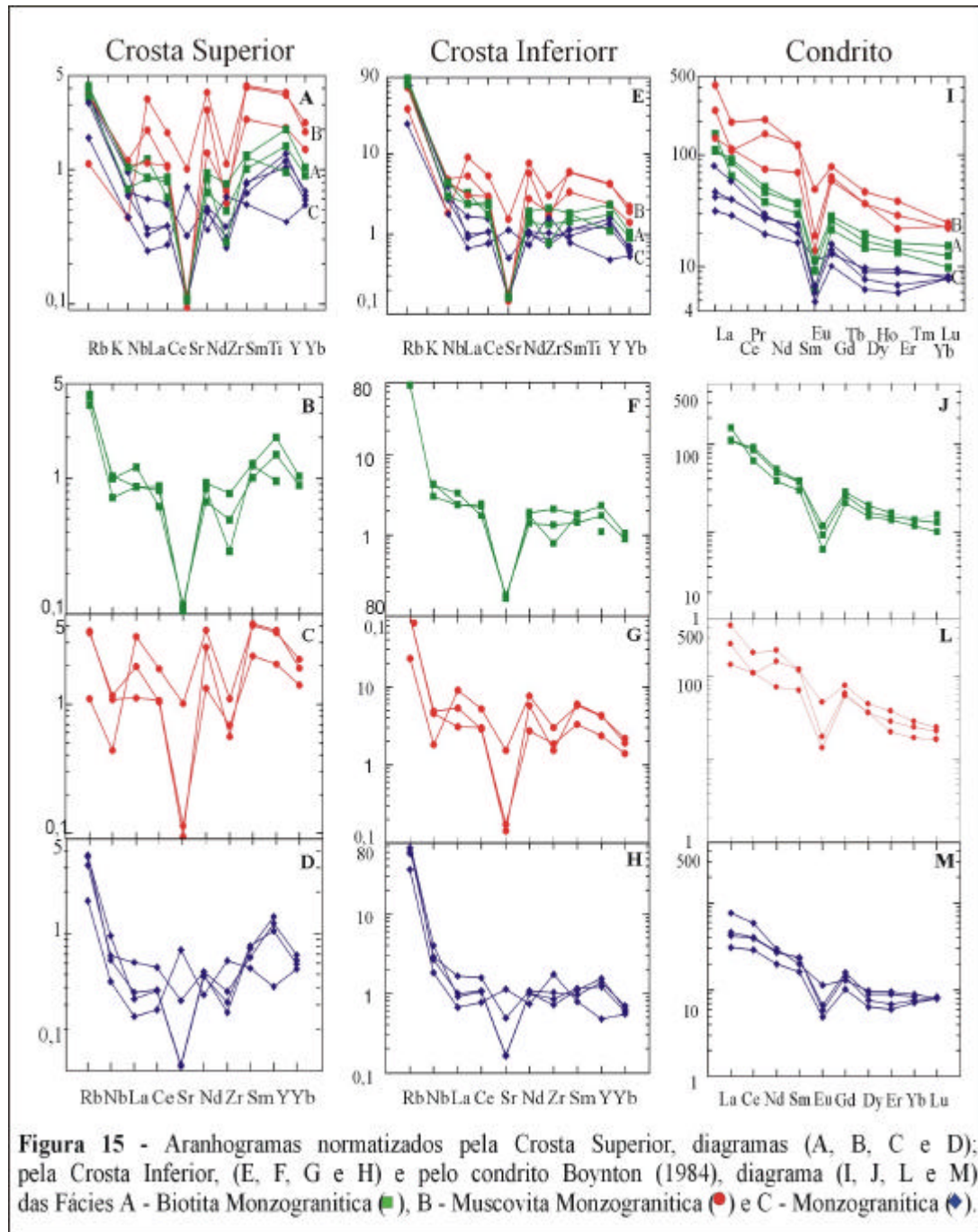


Figura 15 - Aranhogramas normalizados pela Crosta Superior, diagramas (A, B, C e D); pela Crosta Inferior, (E, F, G e H) e pelo condrito Boynton (1984), diagrama (I, J, L e M) das Facies A - Biotita Monzogranítica (■), B - Muscovita Monzogranítica (●) e C - Monzogranítica (◆).

CAPÍTULO 7- GEOCRONOLOGIA U-Pb e Ar-Ar

7.1. CONSIDERAÇÕES PRELIMINARES

O emprego dos métodos geocronológicos U-Pb e Ar-Ar tem se tornado uma ferramenta de inquestionável valor para desvendar as histórias magmáticas e termais dos terrenos gnáissicos e graníticos de quase todo o Cráton Amazônico. No estudo em foco, tais sistemáticas isotópicas foram aplicadas com o propósito de definir o intervalo de idade da cristalização (U-Pb) e de resfriamento (Ar-Ar) do Maciço Sararé e, por conseqüência, do magmatismo tardi a pós- cinemáticos que afetou o SW do Cráton Amazônico.

O método de trabalho e os procedimentos analíticos estão descritos no Capítulo II – Materiais e Métodos de Trabalho.

7.2. RESULTADOS U/Pb

Os resultados analíticos do método U-Pb são apresentados no diagrama concórdia (Wetherill, 1956), onde as razões isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (ordenadas) são lançadas contra as razões $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (abscissa).

A intersecção da reta construída a partir do alinhamento das amostras analisadas (pontos analíticos situados fora da curva concórdia) e a curva concórdia é comumente, interpretada como o registro de um determinado evento geológico (cristalização, metamorfismo, etc). Dependendo da disposição dos pontos analíticos em relação à curva concórdia poderemos ter as seguintes interpretações: a) pontos próximos ao intercepto superior, a idade do intercepto superior indica a idade da cristalização (intrusão) e o intercepto inferior pode não representar nenhum evento geológico; b) pontos dispostos equidistantes aos interceptos superior e inferior, característicos de zircões metamicticos que recristalizam durante metamorfismo de médio a alto grau, são de difícil interpretação; c) os pontos que situam-se próximos ao intercepto inferior, são zircões

característicos de rochas metamórficas, para avaliar o significado dos interceptos inferior e superior é preciso separar núcleo e borda.

A amostra estudada, representativa da fácies muscovita biotita monzogranito, foi coletada na Br-174, nas proximidades da ponte sobre o Rio Sararé (Afl.05). Os zircões analisados, que são raros na amostra, exibem uma considerável dispersão de valores quando lançados no Diagrama Concórdia ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ X $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$), fato interpretado como indicativo da ocorrência de diferentes populações deste mineral e forte componente de herança isotópica (Figura 16). Foram obtidos 8 pontos analíticos representando análises de grãos de zircão (monocristal) e os resultados estão relacionados na Tabela (8).

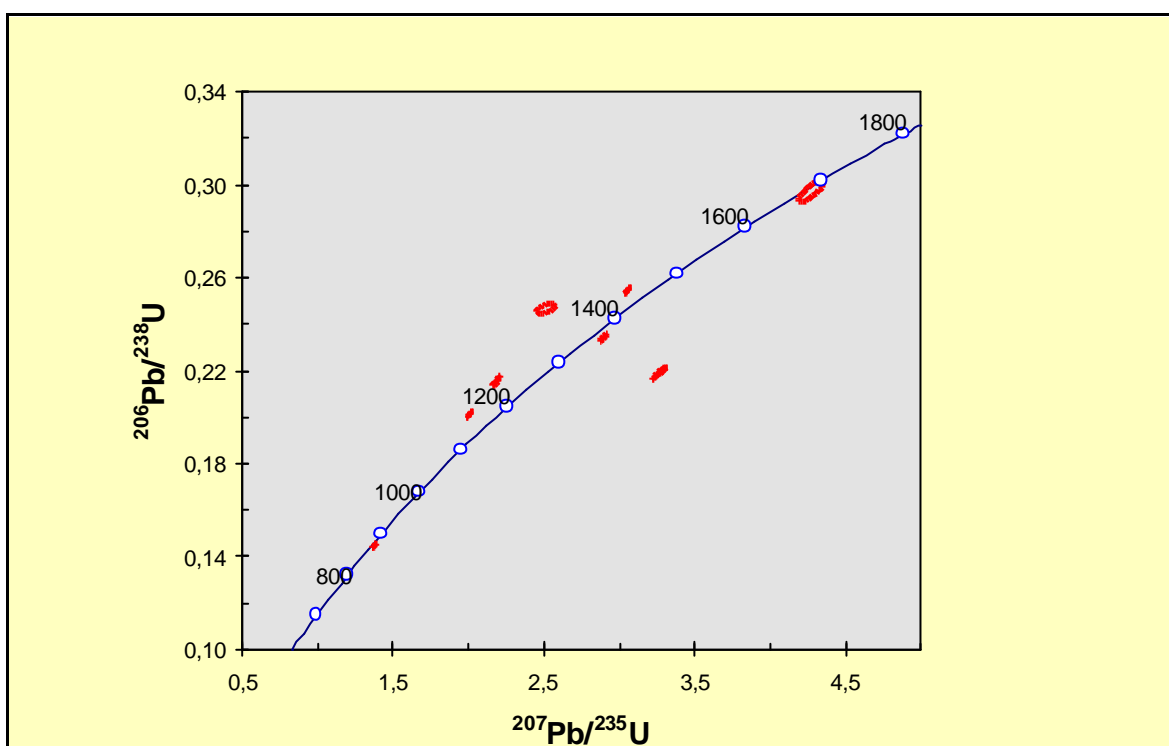


Figura 16- Diagrama concórdia exibindo a dispersão dos pontos analíticos, indicando a existência de diferentes famílias de zircões e a possibilidade de herança isotópica nesta amostra (ponto 05 – Br 174) do Maciço Sararé.

Os resultados (idades U/Pb) discutidos a seguir, (Figuras 17 e 18), foram obtidos a partir da seleção de algumas frações de zircões que apresentam nítido alinhamento no diagrama concórdia

$$({}^{206}\text{Pb}/{}^{238}\text{U} \text{ X } {}^{207}\text{Pb}/{}^{235}\text{U}).$$

No primeiro caso (Figura 17), nota-se a disposição dos pontos analíticos acima da curva da concórdia, indicando um possível evento de ganho de Pb ou perda de U. Para estas frações de zircões, a discórdia construída a partir do alinhamento dos pontos discordantes (fora da curva concórdia) exibe um intercepto inferior próximo de 917 Ma, valor interpretado como a provável idade da cristalização do maciço granítico.

Nesta discussão, é relevante recordar que a intrusão estudada não apresenta registros de eventos tectono-metamórficos regionais superimpostos que pudessem provocar a re-homogeneização isotópica do sistema U-Pb, portanto, a idade de 917 ± 18 Ma. (MSWD = 11,0) deve indicar a idade de cristalização do corpo intrusivo.

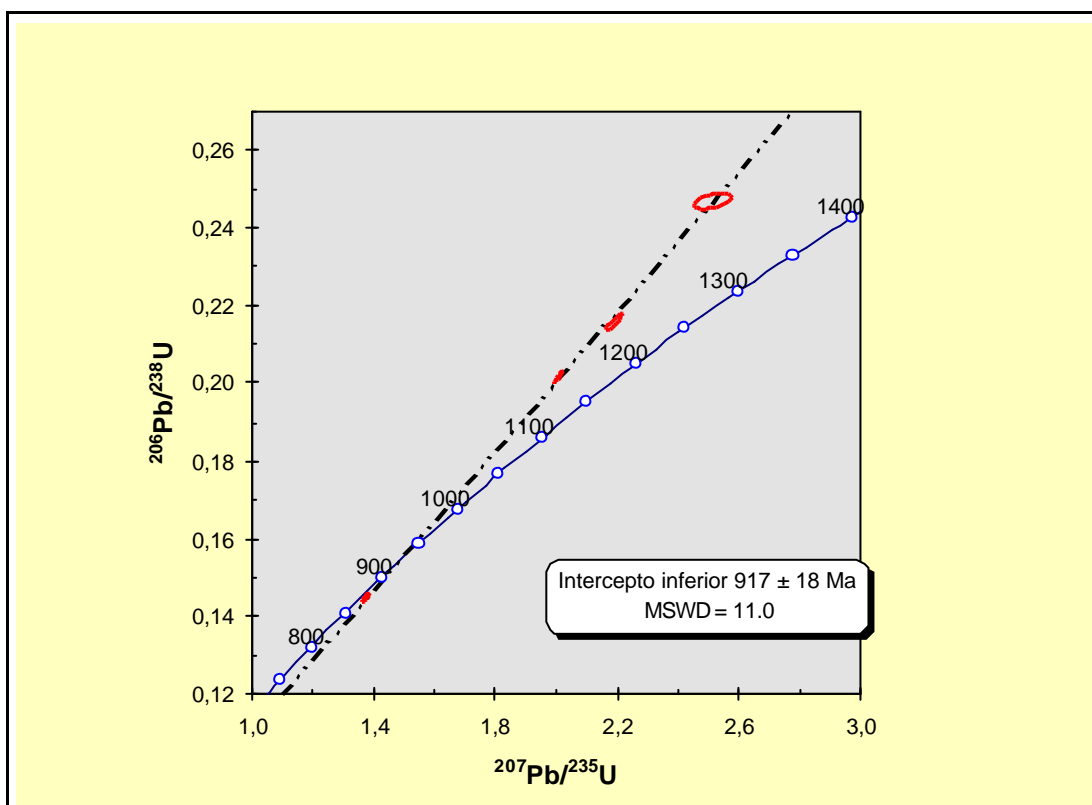


Figura 17- Diagrama da concórdia para amostra do Granito Sararé construída com os pontos situados acima da curva da concórdia. O valor indicado de 917 Ma. reflete a provável idade de cristalização da intrusão granítica.

O diagrama apresentado a seguir (Figura 18) foi construído utilizando-se apenas os pontos analíticos melhor alinhados, posicionados abaixo da curva da concórdia. A dispersão das três frações de zircões analisadas, sugere uma forte herança isotópica, perfeitamente compatível com a derivação crustal aventada para este corpo granítico de natureza tardi a pós- cinemática.

O alinhamento obtido indica um intercepto inferior próximo a 913 Ma, valor situado dentro do provável período de cristalização do granito, vide o diagrama discutido anteriormente (Figura 16). Com respeito ao significado geológico da idade obtida no intercepto superior, próximo a 1666 Ma., é mais provável que corresponda às idades do prótolo ou fonte do magma gerador do Maciço Sararé, ou seja, o magmatismo tardi-pós cinemático da região pesquisada recebeu forte contribuição do embasamento regional paleo a mesoproterozóico, como exemplo pode-se citar as rochas do Complexo Vulcano-sedimentar Pontes e Lacerda , do Complexo Metamórfico Alto Guaporé e, também, as manifestações magmáticas calymmianas (Batólito Santa Helena e Maciços Anhangüera, Santa Elina, etc).

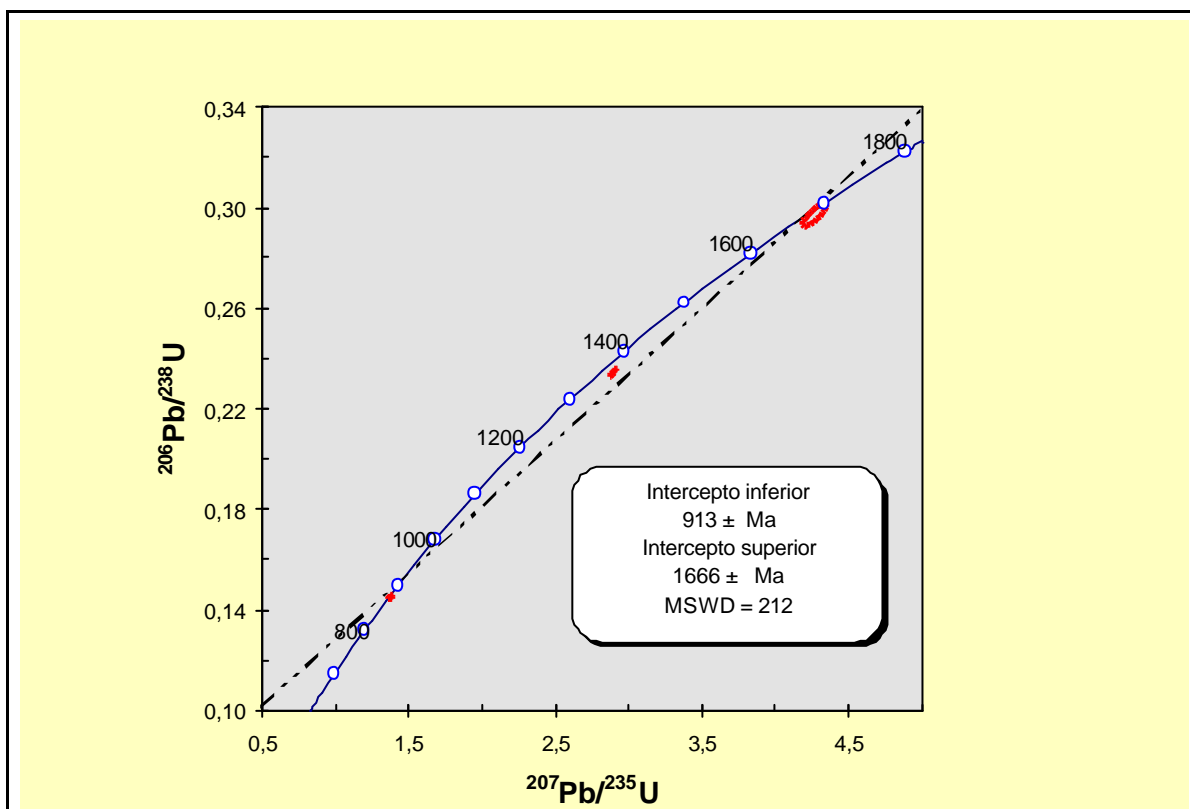


Figura 18- Diagrama da concórdia para três frações de zircões situadas sobre ou abaixo da curva da concórdia.

Tabela 8- Resultados analíticos U-Pb de zircões do Maciço Sararé (Amostra LR 3A).

Fração	TAMANHO (MG)		U PPM	Pb PPM	PB206 PB204	PB207* U235	PB206* U238	PB207* PB206	PB206* U23	PB207* U235	PB207* PB206	±2S (MA)
LR 3A M(0)v.1	46	0,006	166,63	50,87	539,72		0,2202	0,10814	1282,9	1477,1	1768,3	2,8
Nm(0) ty3	P	0,003	167,34	49,66	534,02	3,2557	0,2188	0,10790	1275,8	1470,5	1764,2	4,6
Am2	29	0,001	306,36	216,35	62,49	4,2698	0,2972	0,10420	1677,4	1687,6	1700,2	17,0
M(0)t	N	0,010	276,80	72,90	1911,54	3,0501	0,2546	0,09007	1415,8	1420,3	1427,0	1,5
Am2	U	0,004	664,63	194,94	269,88	2,8912	0,2344	0,08946	1357,5	1379,6	1414,0	5,6
M(0)t	61	0,003	788,69	176,83	460,60	2,0082	0,2014	0,07232	1182,8	1118,3	995,1	2,8
Am2	V	0,003	988,97	190,98	198,10	1,3745	0,1449	0,06882	872,1	878,1	893,2	8,8
Am2	10	0,001	1465,70	420,66	378,13	2,5149	0,2469	0,07387	1422,5	1276,3	1038,0	34,0
M(0)	50	0,002	1248,60	345,77	202,75	2,1895	0,2157	0,07362	1259,1	1177,1	1031,1	7,1
M(0)ty.2		0,003	279,43	37,06	97,69	0,6622	0,0805	0,05969	498,85	515,95	592,4	91,0
M(0)ty.3	N	0,001	193,88	69,72	72,09	2,3073	0,1941	0,08619	1143,8	1214,5	1342,5	43,0
M(0)y	29	0,012	339,73	1,50	198,31	4,4634	0,1962	0,16496	1155,1	1724,2	2507,1	180,0

7.3. RESULTADOS $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

O método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ tem sido muito utilizado em estudos com enfoque termo-cronológico, sendo uma ferramenta muito apropriada para a determinação do *timing* dos eventos deformacionais e metamórficos e de resfriamento de corpos ígneos. Há uma vasta literatura disponível que aborda os aspectos teóricos e a aplicação deste método, entre tantos sugere-se a consulta a Mc Dougall & Harrison (1988), Faure (1986) e Renne (2000).

As determinações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ são efetuadas a partir da dosagem do ^{40}Ar na amostra a ser datada e do ^{39}Ar artificialmente gerado a partir do ^{39}K , por irradiação em um reator atômico (bombardeamento com nêutrons).

Duas técnicas têm sido empregadas na determinação das idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: a de fusão total e a de fusão ou aquecimento por etapas (*step heating*).

A primeira, por fusão total, é semelhante à do K/Ar convencional, alterando-se, apenas, as razões isotópicas medidas: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, $^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, ^{40}Ar e $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

O cálculo da idade é obtido aplicando-se a equação:

$$t = 1/\lambda \cdot \ln [1 + J (^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})]$$

No entanto, atualmente, esta técnica praticamente não tem sido utilizada.

A técnica de aquecimento por etapas ou gradual (*step heating* ou *incremental heating*) (Merrill & Turner, 1966) fornece uma série de idades em uma única amostra, conforme o gradativo aumento da temperatura. Este aumento de temperatura é obtido pelo incremento da potência do laser cujo feixe é focado no grão do mineral analisado. O argônio liberado em cada etapa de aquecimento é automaticamente recolhido, purificado e analisado pelo espectrômetro de massa, produzindo, assim, uma série de idades aparentes.

Devido ao similar coeficiente de difusão dos isótopos ^{49}Ar e ^{39}Ar , a liberação de ambos ocorre simultaneamente, a medida que se processa o aquecimento em patamares e, por consequência, se obtêm uma razão $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constante a cada fração de ar liberada. Essa razão, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ é, então, empregada para o cálculo das idades. O diagrama gráfico utilizado para a determinação da *idade patamar ou platô* é construído a partir dos eixos coordenados onde, em x (abscissa), lança-se o percentual acumulado do ^{39}Ar liberado e, em y (ordenada), as idades aparentes para cada incremento de temperatura. Nesta representação gráfica, um arranjo linear em platôs ou patamares $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, indica que o sistema isotópico do Ar da amostra manteve-se fechado e estável termalmente, desde a cristalização ou recristalização do mineral.

Os minerais analisados (biotita e muscovita) são descritos como primários, produtos diretos da cristalização do magma que deu origem ao Maciço Sararé. Os diagramas com as idades platôs/patamares obtidos em muscovitas e biotitas do Granito Sararé estão ilustrados na Figura (19) e os dados analíticos estão relacionados na Tabela (9).

O diagrama $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ na (Figura 19A) foi obtido de um grão de muscovita da amostra LR-05 (97-101) e foi elaborado a partir de 8 *step-heating*. A idade platô obtida foi de $906 \pm 1,2$ Ma

O diagrama $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ na (Figura 19B) foi obtido de um grão de muscovita da amostra LR-05 (97-101) e foi elaborado a partir de 11 *step-heating*. A idade platô obtida foi de $906 \pm 0,8$ Ma.

Os diagramas construídos a partir das muscovitas primárias do Granito Sararé, descrevem platôs bem definidos, que indicam idades próximas a 906 Ma, interpretadas como a provável idade de resfriamento do mineral.

O diagrama $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ na (Figura 19C) foi obtido de um grão de biotita da amostra LR-05 (97-101) e foi elaborado a partir de 8 *step-heating*. A idade platô obtida foi de $903 \pm 0,8$ Ma.

O diagrama $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ na (Figura 19D) foi obtido de um grão de biotita da amostra LR-05 (97-101) e foi elaborado a partir de 11 *step-heating*. A idade platô obtida foi de $905 \pm 8,4$ Ma.

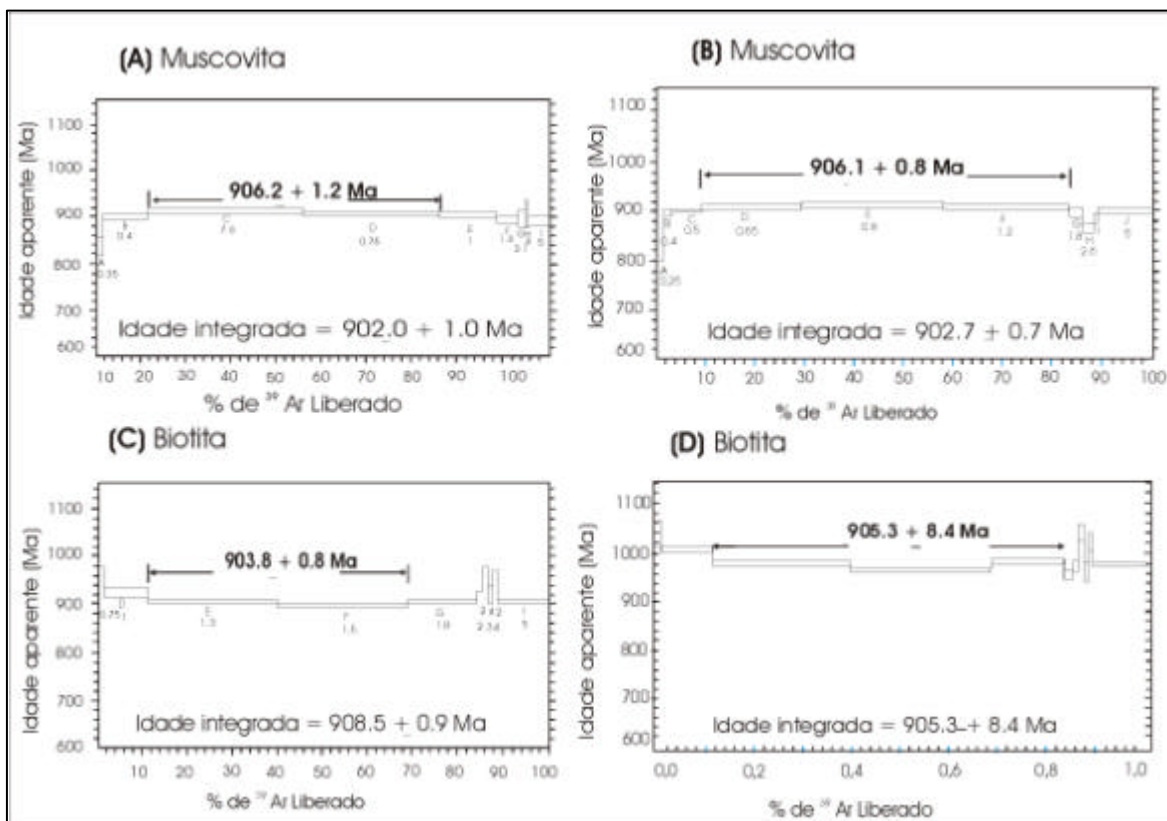


Figura 19- Diagramas de idades platô $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para biotita e muscovita do Maciço Sararé

Os diagramas construídos a partir das biotitas primárias do Maciço Sararé, descrevem platôs bem definidos, que indicam idades variando entre 903 a 905 Ma, interpretadas como a provável idade de resfriamento do mineral.

As idades platôs obtidas tanto em muscovitas como em biotita, mostram um estreito campo de variação 903 Ma a 906 Ma, sugerindo um rápido resfriamento da intrusão granítica neste intervalo de idade. A possibilidade dessas idades marcarem períodos de resfriamento provocados por eventos metamórficos regionais é descartada, dada a natureza francamente isotrópica do granitóide que, no máximo, apresenta foliações tênues nas bordas.

Tabela 9- Dados analíticos Ar-Ar para biotitas e muscovitas do Maciço Sararé, Amostra LR-05. Veja mapa de localização de afloramentos para localizar a amostra.

RESULTADOS ANALÍTICOS ³⁹ Ar/ ⁴⁰ Ar (Amostra 97-101- LR-05)									
40/39	38/39	37/39	36/39	40*/39	%rad	Laser (W)	Idade (Ma)	Erro (Ma)	Ar40 (mols)
Muscovita Grão A									
41,13128	0,01511	0,00000	0,00503	39,64557	96,4	0,30	900	9,27	3,4E-15
40,47191	0,01159	0,00058	0,00223	39,81194	98,4	0,50	903	1,54	7,34E-14
40,03715	0,01147	0,00239	0,00066	39,84066	99,5	0,80	903	1,31	8,27E-14
39,47039	0,01434	0,00000	0,00299	38,58576	97,8	1,00	881	4,24	9,50E-15
39,94131	0,01541	0,00000	0,00284	39,10197	97,9	1,30	890	6,24	5,4E-15
39,62735	0,01089	0,00000	0,00077	39,85503	100,6	1,50	903	10,3	3,23E-15
39,92738	0,01542	0,00000	0,00206	39,31944	98,5	1,80	894	8,84	3,39E-15
39,45087	0,02408	0,50640	0,01000	36,55023	92,6	2,20	843	12,82	2,27E-15
39,92603	0,02907	1,07845	0,01551	35,45555	88,7	2,60	823	18,55	1,28E-15
42,21998	0,02640	2,65871	0,01472	38,14890	90,2	3,80	873	27,89	8,46E-16
39,92185	0,01116	0,00000	0,00015	39,96593	100,1	5,00	905	3,92	1,10E-14
Muscovita Grão B									
40,08762	0,01529	0,64115	0,01593	35,44673	88,40000	0,30	823	9,15	3,63E-15
41,06829	0,01157	0,19147	0,00572	39,39809	95,90000	0,40	895	3,80	1,14E-14
40,99849	0,01307	0,09126	0,00463	39,63793	96,70000	0,50	899	2,02	3,01E-14
40,49609	0,01104	0,00363	0,00154	40,04062	98,90000	0,70	907	1,43	1,04E-13
40,31961	0,01110	0,00000	0,00060	40,14027	99,60000	0,80	908	1,26	1,46E-13
40,11280	0,01147	0,00000	0,00085	39,86192	99,40000	1,20	903	1,49	1,29E-13
39,73026	0,01205	0,00000	0,00116	39,38660	99,10000	1,80	895	3,20	1,44E-14
38,63859	0,01323	0,40207	0,00335	37,69128	97,50000	2,80	864	3,86	9,29E-15
38,79288	0,01098	0,19904	0,00077	38,58681	99,50000	4,00	881	5,54	5,41E-15
39,89017	0,01131	0,02287	0,00071	39,68279	99,50000	5,00	900	1,56	5,46E-14
Biotita Grão C									
39,54626	0,02108	0,00000	0,01236	35,89280	90,80000	0,30	831	9,66	3,30E-15
40,53609	0,01247	0,03078	0,00363	39,46606	97,40000	0,40	896	2,50	2,06E-14
40,38425	0,01143	0,00000	0,00091	40,11546	99,30000	0,60	908	1,73	7,32E-14
40,09412	0,01095	0,00000	0,00069	39,88810	99,50000	0,80	904	1,74	6,27E-14
39,81195	0,01105	0,00000	0,00073	39,59413	99,50000	1,00	899	2,31	2,55E-14
39,35302	0,01073	0,00000	0,00134	38,95639	99,00000	1,80	887	4,00	8,09E-15
39,98447	0,20318	0,20318	0,00416	38,77514	97,00000	2,80	884	7,30	3,86E-15
39,17378	0,00970	0,54167	0,00221	38,57520	98,40000	4,00	880	13,75	1,76E-15
39,74791	0,01365	0,18769	0,00310	38,85240	97,70000	5,00	885	3,95	1,14E-14
Biotita Grão D									
27,59879	0,00386	1,88540	0,05980	10,08558	36,50000	0,30	274	203,86	8,47E-17
38,56441	0,01335	0,00000	0,01436	34,31907	89,00000	0,50	802	30,53	7,13E-16
40,39622	0,00149	0,00000	0,00540	41,98957	103,0000	0,80	941	14,07	2,25E-15
41,06575	0,01055	0,00000	0,00046	40,93027	99,70000	1,00	922	3,27	3,36E-14
39,97176	0,01062	0,00000	0,00011	40,00315	100,1000	1,30	906	1,49	9,80E-14
39,71191	0,01069	0,00000	0,00007	39,73079	100,0000	1,50	901	1,78	1,00E-13
40,14349	0,01097	0,00000	0,00004	40,12990	100,0000	1,80	908	1,62	1,16E-14
39,62923	0,00978	0,00000	0,00067	39,82588	100,5000	2,20	903	6,43	6,43E-15
40,32893	0,00758	0,00000	0,00574	42,02421	104,0000	2,60	942	9,11	9,11E-15

Tanto os resultados U-Pb, 917 Ma, como os Ar-Ar, 903 a 906 Ma, indicam claramente que o Maciço Sararé participa do evento magmático regional, de idade toniana, de caráter tardi a pós cinemático, que contribuiu para a consolidação do processo de cratonização do extremo meridional do Cráton Amazônico. A dispersão de pontos analíticos observados na Figura (16), método U-Pb, corrobora com a proposta de uma fonte crustal mista ou diversificada, perfeitamente compatível com um produto magmático produzido no estágio pós colisional, ao término de uma orogenia (Sunsás/Aguapeí), que antecede o período de estabilização cratônica.

CAPÍTULO 8- CONCLUSÕES

O Maciço Sararé ocorre no sudoeste de Mato Grosso e pertence ao Terreno Santa Helena do Craton Amazônico. É intrusivo em rochas metamórficas do Complexo Vulcano-sedimentar Pontes e Lacerda, gnaisses e migmatitos ortoderivados (Associação Gnáissico-Migmatítica), no Tonalito Sapé e Maciço Anhanguera de idades Transamazônicas.

Compreende um corpo de 80 Km², sendo constituído por três (3) fácies petrográficas principais, que apresentam composição monzogranítica textura em geral, equi- a inequigranular, granulação predominantemente média. Sua mineralogia essencial está representada, por microclínio, quartzo, oligoclásio límpido ou saussuritizados, abundantes placas de muscovita (primárias ou secundárias) enquanto que a paragênese acessória consiste de raras lamelas e palhetas de biotita cloritizada, fluorita metassomática, além de titanita, apatita e opacos.

A Fácies de Biotita Monzogranítica equigranular média-fina avermelhada, ocorre na porção sul da intrusão e corresponde à fase inicial de cristalização. São rochas hololeucocráticas, isotrópicas que exibem bolsões e veios pegmatóides métricos.

A Fácies de Muscovita Monzogranitos equigranular média-grossa rósea, constitui a fase principal ocorrendo nas porções norte e central do corpo. São rochas leucocráticas, isotrópica que exhibe veios aplíticos centimétricos e raros veios de quartzo.

A Fácies Monzogranítica corresponde à fase final tardia e aflora na sua ocorrência principal no extremo norte da área, de forma isolada como um ‘plug’ granítico, constituído por rochas leucocráticas, róseas, isotrópicas, inequigranulares, de granulação fina a média (0.2 - 5 mm), com textura microporfírica a granofírica.

A tectônica regional com direção NW-SE, controla e define a forma alongada do Maciço Sararé acompanhando o trend regional de suas encaixantes, e tardiamente uma tectônica rúptil através de fraturas e falhas de direção NE-SW, define a geometria final do corpo.

Quanto aos aspectos litogeoquímicos as rochas que constituem o Maciço Sararé coincidem com a Série Sub-alcálica Monzonítica (SAM) e com os granitos crustais de

Bowden *et.al.* (1984), sendo classificados como Granitos Cálcio-Alcalinos de alto K, peraluminosos, quimicamente restritos em relação SiO_2 ao redor de 75%, caracterizando rochas graníticas extremamente ácidas e diferenciadas. Os teores dos elementos traços, os pequenos valores de Ca, bem como as razões de Ba/Rb baixas, evidenciam rochas fortemente diferenciadas, geradas a partir de processos de diferenciação magmática envolvendo fracionamento dos feldspatos, com empobrecimento dos feldspato, com empobrecimento dos plagioclásios e enriquecimento dos feldspatos alcalinos.

Os elementos terras raras apresentam padrões assimétricos, com um forte enriquecimento ETRT [La/Yb médio=13,59]N, um acentuado enriquecimento em elementos terras raras leves (ETRL) [Ce-Sm médio= 2,03]N e empobrecimento em elementos de terras raras pesadas (ETRP) [Gd-Yb médio= 2,52]N, e forte anomalia negativa de Eu [Eu/Eu* médio= 0,38]. Estes valores aumentam para a fase intermediária mais diferenciada, o que sugere a intensificação do processo de fracionamento do magma inicial, através da remoção dos plagioclásios e enriquecimento de feldspato potássico, além da participação de minerais acessórios, ou a geração de magmas contemporâneos não cogenéticos de fontes crustais distintas. Quando á fase final tardia, com padrão fortemente empobrecido em REE em relação às anteriores, sugere-se uma geração de magmas distintos ou a participação de mistura e/ou contaminação com magmas empobrecidos em REE.

Quanto aos aspectos geocronológicos as idades platôs Ar-Ar obtidas em muscovita e biotita do Granito Sararé, indicam um período de resfriamento da intrusão variando entre 803 e 908Ma. Os dados obtidos pela sistemática U/Pb sugerem uma fonte mista (dispersão dos pontos analíticos) e as idades 913 a 917 Ma como correspondentes à provável cristalização do corpo.

São granitos epizonais, tardi- tectônicos, do Tipo S, formados através da fusão da crosta superior, associados a processos de fracionamento magmático, possibilitando a geração de magmas aluminosos, enriquecidos em sílica, sódio e potássio e que representam intrusões tardias no ciclo magmático. São gerados em ambiente de colisão continental e/ou de descompressão pós-colisional, que alcançam ambientes mais estáveis de consolidação ao final do evento colisional do SW do Cráton Amazônico.

O magmatismo ocorre associado às zonas de descontinuidade crustal profundas regionais, possibilitando uma progressiva geração de espaços, definindo estruturas *pull-apart*, com direção geral regionais NW-SE, associada a uma tectônica rúptil tardia de

direção NE-SW. Estas feições tectônicas condicionam e controlam o posicionamento e a geometria final do Maciço Sararé.

CAPÍTULO 9- REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

- ALMEIDA, F.F.M. de. 1964. Geologia do centro-oeste mato-grossense. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 137 p. (Boletim 215).
- ALMEIDA, F.F.M. de. 1967. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 36 p. (Boletim 241).
- ALMEIDA, F.F.M. de. 1978. A evolução dos crátons Amazônico e do São Francisco comparada com seus homólogos do hemisfério norte. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife. Anais...Recife, SBG, **6**: 2393 – 2407.
- ALMEIDA, F.F.M e HASUÍ,Y.1984. Pré-Cambriano do Brasil. Ed Edgard Blücher Ltda. São Paulo. 6-33. 378p.
- AMARAL, G. 1974. Geologia pré-cambriana da região Amazônica. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Livre-Docência, 212 p.
- AMARAL, G. 1984. Províncias Tapajós e Rio Branco. In: ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. (eds.) O Pré-cambriano do Brasil, São Paulo, Edgard Blücher, p. 6 – 35.
- ANDRADE, F.R.D. 1993. Complexo Granitóide São Roque, SP: Petrografia, Litoquímica e Tipologia de Zircão. Dissertação de mestrado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Universidade Federal Paulista de Rio Claro.156p.
- BARROS, A.M., SILVA, R.H. da, CARDOSO, O.R.F.A., FREIRE, F.A., SOUZA Jr.,J.J.da, RIVETTI, M., LUZ, D.S. da, PALMEIRA, R.C. & TASSINARI, C.C.G. 1982. Geologia. In: Ministério das Minas e Energia. Projeto Radambrasil, Folha SD.21. Cuiabá. Rio de Janeiro, 544 p. Levantamentos de Recursos Naturais, 26. p. 25 - 192.
- BARKER, A.J. (1998). Introduction to metamorphic textures and microstructures. University of Southampton, UK. Stanley Thornes (Publishers)Ltd.
- BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P. (1985). Petrogenetic Interpretation of Granite Rock Series Using Multicationic Parameters. Chemical Geology, **48**: 43-55.
- BRITO NEVES, B.B. 1992. O Proterozóico Médio no Brasil: Ensaio do Conhecimento e seus problemas. Revista Brasileira de Geociências.22(4): 449-461.
- BRITO NEVES, B.B. de. 1999. América do Sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrescionário andino. Revista Brasileira de Geociências, **29**: 379 – 392.

- CLARKE, D. 1990. NEWPET (vs. 1.0). A petrological program. Department of Earth Sciences. Memorial University of Newfoundland, Canadá (inédito).
- CORDANI, U.G. & BRITO NEVES, B.B.de. 1982. The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*, **12**: 78 – 88.
- CORDANI, U.G., SATO, K. TEIXEIRA, W., TASSINARI, C.C.G. & BASEI, M.A.S. 2000. Crustal evolution of the South American Plataform. 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.
- CORDANI, U.G., TASSINARI, C.C.G., TEIXEIRA, W., BASEI, M.A.S. & KAWASHITA, K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: II Cong. Geol. Chileno, Arica, Actas, **4**: 137 – 148.
- COSTA, J.B.S. & HASUI, Y. 1997. Evolução geológica da Amazônia. In: SBG/Núcleo Norte. Costa, M.L. & Angélica, R.S. (eds.) *Contribuições à geologia da Amazônia*. Belém, p. 15 – 90.
- DANTAS, E.L. 1996. Geocronologia U-Pb e Sm-Nd de Terrenos Arqueanos e Paleoproterozóicos do Maciço Caldas Brandão, NE do Brasil. IGCE –Universidade Estadual Paulista, Rio Claro. Tese de Doutorado. 208 p.
- DEBON, F., LE FORT, P., SABATÉ, P. 1988. Uma Classificação Química- Mineralógica das Rochas Plutônicas Comuns e Suas Associações, Método e Aplicações. *Revista Brasileira de Geociências*, **18** (2):122-133.
- FAURE, G. 1986 *Principles of Isotope Geology*. John Wiley & Sons. New York. 589p.
- FERNANDES, C.J. 1999. Geologia do depósito Pau-a-Pique e guias prospectivos para ouro no Grupo Aguapeí, sudoeste do Estado de Mato Grosso. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Dissertação de Mestrado, 134 p.
- FERREIRA, J.C. 1991. Geologia, Petrografia e Tipologia de Zircão da Suíte Intrusiva Itaqui, Barueri (SP). Instituto de Geociências. Universidade Estadual Paulista de Rio Claro. Dissertação de Mestrado, 253p.
- FIGUEIREDO, A. J., RODRIGUES, A. P., PIMENTEL, G. de B., REISCHL, J.L., REZENDE FILHO, S.T. e RIBEIRO FILHO, W. (1974). Projeto Alto Guaporé. Goiânia, DNPM/CPRM. Relatório Final, v.4, 35p.

- FOSSEN, H. & DUNLAP, W.J. 1998. Timing and kinematics of Caledonian thrusting and extensional collapse, southern Norway: evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology. *Jour. Struc. Geol.* Vol.20/6:765-781.
- FUJIMORI, S. 1990. *Composição química de rochas e suas aplicações*. 1ª. Ed. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia. Centro Editorial e Didático da UFBA. 306p.
- GALEMBECK, T.M.B. 1997. O Complexo Múltiplo, Centrado e Plurisserial Itu-SP. Instituto de Geociências, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, Tese de Doutorado, 374p.
- GERALDES, M.C. 1996. Estudos Geoquímicos e Isotópicos das Mineralizações Auríferas da Região de Pontes e Lacerda, MT. UNICAMP, Campinas, Dissertação de Mestrado. 104 p.
- GERALDES, M.C. 2000. Geocronologia e geoquímica do plutonismo mesoproterozóico do SW do Estado de Mato Grosso (SW do Cráton Amazônico). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 193 p.
- GERALDES, M.C., VAN SCHMUS, W.R., CONDIE, K.C., BELL, S., TEIXEIRA, W. & BABINSKI, M. 2001. Proterozoic geologic evolution of the SW part of the Amazonian Craton in Mato Grosso state, Brazil. *Precambrian. Research.* **111**: 91 –128.
- GODOY, A.M. 1989. Caracterização Faciológica, Petrográfica e Geoquímica dos Maciços Sorocaba e São Francisco, SP. São Paulo. Instituto de Geociências – Universidade de São Paulo. Tese de Doutorado, 221p.
- HARKER, A. (1909) *The Natural History of Igneous Rocks*. London, Methuen, 384 p.
- HASUI, Y. & ALMEIDA, F.F.M. de. 1985. The Central Brazil Shield Reviewed. *Episodes*, **8**: 29 – 37.
- HASUI, Y., HARALY, N.L.E. & SCHOBENHAUSS, C. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da região amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In: SBG/ Núcleo Norte. II Symposium Amazonico, Manaus, Anais, **1**: 129 – 148.
- IRVINE, T.N., BARAGAR, W.R.A. (1971) A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Can. J. Earth Sci.*, **8**: 523-48.
- LAMEYRE, J. & BOWDEN, P. (1982) Plutonic Rock Types Series: Discrimination of Various Granitoid Series and Related Rocks. *Jour. Volc. Geoth. Res.*, **14**:169-186.
- LE MAITRE, R.W.A (1989) *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, 193 p.

- LEITE, J.A.D., SAES, G.S. e WESKA, R.K. 1985. A Suíte Intrusiva Rio Branco e o Grupo Aguapeí na Serra de Rio Branco, MT. In: Simpósio de Geologia do Centro Oeste, 2. Anais...Goiânia, SBG, 247 - 255.
- LEITE, J.A.D. & SAES, G.S. 2000. Geology of the southern Amazon craton in Southwestern Mato Grosso, Brazil: a review. *Revista Brasileira Geociências*, **30**: 91-94.
- LITHERLAND, M., ANNELLS, R.N., APPLETON, J.D., BERRANGÉ, J.P., BLOOMFIELD, K., BURTON, C.C.J., DARBYSHIRE, D.P.F., FLETCHER, C.J.N., HAWKINS, M.P., KLINCK, B.A., LLANOS, A., MITHCELL, W.I., O CONNOR, E.A., PITFIELD, P.E.J., POWER, G. e WEBB, B.C. (1986). *The Geology and Mineral Resources of the Bolivian Precambrian Shield*. British Geological Survey. Overseas Memoir 9. London, Her Majesty's Stationery Office. 140 p.
- LIMA, M.I.C. 1984. Províncias geológicas do Cráton Amazônico em território brasileiro. In: SBG/Núcleo Norte, II Symposium Amazônico, Manaus, Anais, **1**: 9 – 23.
- LUDWING, K.R. 1999. User's Manual for isoplot/Ex version 2.10: a Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication n. 1.
- MANIAR, P.D., PICCOLI, P.M. 1989. Tectonic Discrimination of Granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, **101**:635-643.
- MATOS, J.B. 1995. Contribuição à Geologia de Parte da Porção Meridional do Cráton Amazônico – Região de Rio Alegre, MT. Inst. de Geociências. Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado, 108 p.
- MATOS, J.B. & SCHORSCHER, J.H.D. 1997. Tendências geoquímicas da seqüência volcano-sedimentar Rio Alegre. In: Simpósio de Geologia do Centro Oeste 4, Cuiabá. Anais... Cuiabá, **1**: 26 – 28.
- MCDUGALL, I, AND HARRISON, T.M. 1999 *Geochronology and thermochronology by the ⁴⁰Ar/³⁹Ar method*. 2th ed. Oxford, Oxford University Press, 269 p.
- MERRIHUE, C. AND TURNER, G. 1965 Potassium-Argon dating by activation with fast neutrons. *Journal of Geophysical Research* 71:2852-2857.
- MENEZES, R.G. de, SILVA, P.C.S., SILVA, L.C., TAKAHASHI, A.T., LOPES Jr., I. & BEZERRA, J.R.I. 1993. Pontes e Lacerda. Folha SD.21-Y-C-II. In: MME/DNPM, Projeto Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Brasília, 126 p.
- MIDDLEMOST, E.A.K. (1985) *Magma and Magmatic Rocks. An Introduction to Igneous Petrology*. London, Longman, 206p.

- MIYASHIRO, A. 1974. Volcanic Rock Series in Island Arcs and Active Continental Margins. *Am. Jour. Sci.*, **274**:321-355.
- MONTEIRO, H.; MACEDO, P.M.; SILVA, M.D.; MORAES, A.A. & MARCHETTO, C.M.L. 1986. O "Greenstone Belt" do Alto Jauru. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 34, Goiânia, Anais 2:630-647.
- O'CONNOR, A. 1965. Classification of Quartz-rich Igneous Rocks Based on Feldspar ratios. U.S. Geological Survey, Prof. Paper, Washington, D.C., **525 B**:79-84.
- PEARCE, J.A., HARRIS, N.B.W., TINDLE, A.G. (1984) Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Jour. Petrol.*, **25**:956-983.
- PINHO, F.E.C; FYFE, W.S & PINHO, M.A.S.B. 1997. Early proterozoic evolution of the Alto Jauru Greestone Belt, souther Amazonian Craton, Brazil. *Intern. Geol. Review.* Vol 39, p 220-229.
- RENNE, P.R., SWISHER, C.C., DEINO, A.L., KARNER, D.B., OWENS, T.L. AND DEPAOLO, D.J. 1998 Intercalibration of standads, absolute ages and uncertainties in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. *Chemical Geology* **145**:117-152.
- RIZZOTTO, G.J. 2001. Reavaliação do ciclo orogênico Sunsás/Aguapeí no sudoeste do Cráton Amazônico. In: Bettencourt, J.S., Teixeira, W., Pacca, I.I.G., Geraldés, M.C. & Sparrenberger, I. (eds.). Workshop Geology of the SW Amazonian Craton: State-of - the-art. São Paulo, Extended Abstracts, **1**: 66 – 70.
- ROLLINSON, H. 1998. Using Geochemical data: Evaluation, presentation and interpretation. *Ed. Longman*. 352p.
- RUIZ, A.S. (1992). Contribuição a Geologia do Distrito de Cachoeirinha, MT. São Paulo. IG-USP. Dissertação de Mestrado. 98 p.
- RUIZ, A.S., FERNANDES, C.J. & PINHO, F.E.C. 2001. Compartimentação da deformação na Faixa Móvel Aguapeí e as mineralizações auríferas associadas. In: Bettencourt, J.S., Teixeira, W., Pacca, I.I.G., Geraldés, M.C. & Sparrenberger, I. (eds.). Workshop Geology of the SW Amazonian Craton: State-of-the-art. São Paulo, Extended Abstracts, **1**: 120 – 124.
- RUIZ, A.S., SIMÕES, L.S.A., MATOS, J.B., RUIZ, L., M B A. 2003. Cráton Amazônico: Uma Breve Revisão e Considerações sobre o seu Limite Meridional. In: Anais do Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 9, Búzios. Anais...Búzios, SBG, 86 – 89p.
- RUIZ, A.S., RUIZ, L., M B A., GODOY, A., M., SOUZA, M. Z. A., GERALDES, M.C., SIMÕES, L.S.A. e MATOS, J.B. 2003. Maciços Graníticos Tonianos (1.0 – 0.85 Ga) no SW do Cráton Amazônico: Bolívia Oriental e SW de Mato Grosso – BR. In:

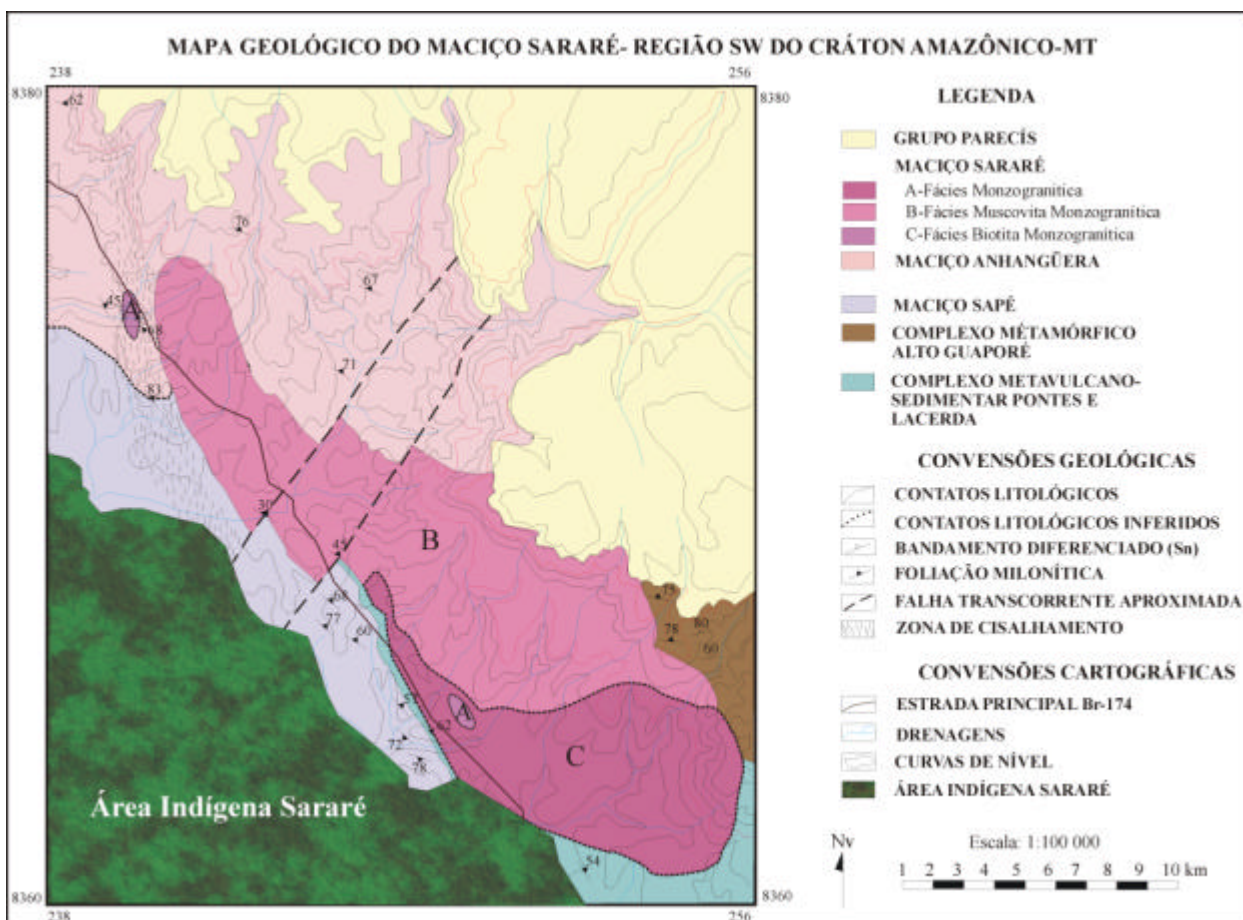
- Simpósio de Geologia do Centro Oeste, 7, Cuiabá. Anais...Cuiabá, SBG, 112 – 113.
- RUIZ, L.M.B.A. (2000) Caracterização Petrográficas do Granito Sararé e de seu Embasamento Posto Sapé-MT. Trabalho de Conclusão de Curso.Instituto de Ciências Exatas e da Terra. Universidade Federal de Mato Grosso. 65p.
- RUIZ, L., M B A; RUIZ, A. S; SOUZA, M. Z. A; GODOY, A. M. (2001). Caracterização Petrográfica do Granito Sararé e de seu Embasamento na Porção SW do Cráton Amazônico- MT. In: WORKSHOP - GEOLOGY OF THE SW AMAZONIAN CRÁTON, São Paulo. *Atas...*Geology of the SW Amazonian Cráton: State of the Art. p.159-162.
- RUIZ, L., M B A; GODOY, A., M., SOUZA, M. Z. A. e RUIZ, A.S. (2003a).Geologia da Porção Noroeste da Folha Rio Pindaituba – MT, SW do Cráton Amazônico. In: Simpósio de Geologia do Centro Oeste, 8.Anais...Cuiabá, SBG, 122 – 123.
- RUIZ, L., M B A; GODOY, A., M., SOUZA, M. Z A. e RUIZ, A.S. (2003b).Aspectos Geoquímicos do Maciço Sararé – SW do Cráton Amazônico. In: Simpósio de Geologia do Centro Oeste, 8, Cuiabá. Anais...Cuiabá, SBG, 130 – 131.
- SAES, G.S. 1999. Evolução tectônica e paleogeográfica do Aulacógeno Aguapeí (1.2–1.0 Ga) e dos terrenos do seu embasamento na porção sul do Cráton Amazônico. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 135 p.
- SAES, G.S; LEITE, J.A.D. & WESKA, R.K. 1984. Geologia da Folha Jauru (SD-21-Y-C-III): Uma Síntese dos Conhecimentos. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, Anais...Rio Janeiro, SBG, 5:2193-2204.
- SAES G.S. & LEITE,J.A.D. 1993. Evolução Tectono-Sedimentar do Grupo Aguapeí, Proterozóico Médio na Porção Meridional do Cráton Amazônico: Mato Grosso e Oriente Boliviano. In: Revista Brasileira de Geociências 23(1):31-37.
- SAES, G.S. & FRAGOSO CÉSAR, A.R.S. 1996. Acresção de terrenos mesoproteróicos no SW da Amazônia. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador. Boletim de Resumos Expandidos, SBG, 1: 348.
- SCABORA, J.A. & DUARTE, C.L. 1998. A Jazida de Ouro de São Vicente – Município de Nova Lacerda – MT. A Terra em Revista. 4:32-42.
- SILVA, J.J.F. 1995. Modelo Tectono-estrutural para o Desenvolvimento de Mineralizações Auríferas “Tipo Alvo do Japonês” Pontes e Lacerda –MT. Universidade Federal de Mato Grosso. T.

- SOUZA, F.J. 1991. Revisão da Geologia da Porção Sudoeste do Estado de Mato Grosso e sul do Estado de Rondônia e do Leste da Bolívia. In: *Revista Brasileira de Geociências* 21(1): 74-81.
- STRECKEISEN, A. 1976. To Each Plutonic Rock its Proper Name. *Earth-Sci. Reviews*, 12: 1-33.
- TASSINARI, C.C.G. 1996. O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: Revisão dos dados isotópicos. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Livre-Docência, 139 p.
- TASSINARI, C.C.G. & MACAMBIRA, M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **38**: 174-182.
- TASSINARI, C.C.G., BETTENCOURT, J.S., GERALDES, M.C., MACAMBIRA, M.J.B. & LAFON, J.M. 2000. The Amazonian Craton. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz-Filho, A. & Campos, D.A. (eds.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, p. 41 – 95.
- TAYLOR, S.R. & McLENNAN, S.M. (1985) *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell, Oxford.
- TAYLOR, W.P. (1976) Intrusion and differentiation of granitic magma at high level in the crust: the Puscao Pluton. Lima Province, Peru. *Jour. of Petrology*, U.S., 82-133.
- TEIXEIRA, W. & TASSINARI, C.C.G. 1984. Caracterização geocronológica da Província Rondoniana e suas implicações geotectônicas. In: *Symposium Amazônico 2*, Manaus. Anais...Manaus, SBG, p. 87 – 101.
- TEIXEIRA, W., TASSINARI, C.C.G., CORDANI, U.G. & KAWASHITA, K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research*, **42**: 213 – 227.
- UBRICH, H.G.J., VLACH, S.R.F., JANASI V.A. (2001) O Mapeamento Faciológico em Rochas Ígneas Plutônicas. *Revista Brasileira de Geologia*, **31**:163-172.
- VASCONCELOS, P.M., ONOE, A.T., KAWASHITA, K., SOARES, A.J. AND TEIXEIRA, W. 2002. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology at the Instituto de Geociências, USP: Instrumentation, analytical procedures and calibration. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*.
- VLACH, S.R.F. 1985. Geologia, Petrografia e Geocronologia das Regiões Meridional e Oriental do Complexo de Morungaba, SP. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo. 253p.

WEAVER, B. & TARNEY, J. (1984) Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature*, **310**: 575-578.

WETHERILL, G.W. 1956. Discordant uranium-lead ages. *Transaction of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences*, 83: 447 – 458.

ANEXO 1



ANEXO 2

