

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

MARCELL LEONARD BESSER

**ORIGEM E EVOLUÇÃO DAS ROCHAS PALEOPROTEROZOICAS DA
ÁREA RIO BACAJÁ, PARÁ, BRASIL**

CURITIBA, 2012

MARCELL LEONARD BESSER

ORIGEM E EVOLUÇÃO DAS ROCHAS PALEOPROTEROZOICAS DA
ÁREA RIO BACAJÁ, PARÁ, BRASIL

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia, Área de Concentração em Geologia Exploratória, Departamento de Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, como parte das exigências para a obtenção do título de Mestre em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Carlos Eduardo de Mesquita Barros
Co-orientador: Prof. Dra. Eleonora Maria Gouvêa Vasconcellos

CURITIBA

2012

Besser, Marcell Leonard

Origem e evolução das rochas paleoproterozoicas da área Rio Bacajá,
Pará, Brasil / Marcell Leonard Besser. – Curitiba, 2012.

136 p. : il, color., tabs.

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Paraná, Setor de
Ciências da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geologia.

Orientador: Carlos Eduardo de Mesquita Barros

Co-orientadora: Eleonora Maria Gouvêa Vaconcellos

1. Rochas ígneas. 2. Granito. 3. Plutonismo. 4. Vulcanismo. I. Barros,
Carlos Eduardo de Mesquita. II. Vaconcellos, Eleonora Maria Gouvêa. III.
Título. IV. Universidade Federal do Paraná.

CDD

TERMO DE APROVAÇÃO

MARCELL LEONARD BESSER

"Origem e Evolução das Rochas Paleoproterozóicas da área Rio Bacajá, Pará, Brasil"

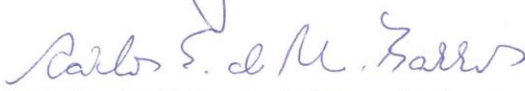
Dissertação de Mestrado aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre no Programa de Pós-Graduação em Geologia, área de concentração em Geologia Exploratória, da Universidade Federal do Paraná, pela Comissão formada por:



Prof.ª. Dr.ª. Maria de Fátima Aparecida Saraiva Bitencourt - UFRGS



Prof. Dr. José Manoel dos Reis Neto – UFPR



Prof. Dr. Carlos Eduardo de Mesquita Barros - UFPR
Presidente

Curitiba, 30 de março de 2012.

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao meu orientador Prof. Carlos Eduardo de Mesquita Barros pela orientação e dedicação à realização deste trabalho, além da disposição no acompanhamento aos trabalhos de campo na Amazônia. Agradeço também pela avaliação crítica e oportuna dos meus escritos.

À minha co-orientadora Prof.^a Eleonora Maria Gouvêa Vasconcellos pelo, auxílio, sugestões e palavras de incentivo.

Aos professores da banca avaliadora, Dra. Maria de Fátima Bitencourt e Dr. José Manoel dos Reis Neto, pela disposição em tecer observações.

Aos professores Elvo Fassbinder, Leonardo Fadel Cury e Cristina Valle Pinto-Coelho pelo estímulo pessoal.

À Universidade Federal do Paraná e ao Programa de Pós-Graduação em Geologia pelo apoio técnico e a CAPES pelo benefício da bolsa de mestrado.

Ao Prof. Luiz Alberto Fernandes e Rodolfo Angulo, pela coordenação do programa e novamente aos professores Carlos Eduardo e Eleonora, e também aos professores Eduardo Salamuni, Cristina S. Vega, José M. dos Reis Neto e Maria José M. de Mesquita pelas disciplinas ministradas.

Ao secretário do Programa de Pós-Graduação e colega do Terceirão Martinus 2004 Daniel Keller Mittelbach.

Ao Departamento de Geologia pelo espaço físico cedido para realização do trabalho.

Ao Serviço Geológico do Brasil (CPRM) pelo financiamento do projeto de mapeamento da folha geológica Rio Bacajá (1:100.000) que forneceu os recursos para o desenvolvimento do mestrado.

Ao Laboratório de Laminação (LAMIN) da UFPR e ao funcionário Adilson Antônio Dalagassa pela ajuda na confecção das seções delgadas.

Ao Laboratório de Análise de Minerais e Rochas (LAMIR) da UFPR e ao Prof. José Manoel dos Reis Neto por disponibilizar o uso das ferramentas do laboratório. Também aos funcionários do laboratório pela ajuda na realização dos procedimentos técnicos.

Aos colegas e amigos que de alguma forma colaboraram para a realização deste trabalho, José B. Newton, Pedro Henrique V. Silveira, Tiago Buch, e outros...

Aos colegas da pós-graduação, entre eles Fernanda Gonçalves, Juliana Costa, Bárbara C. Dressel, Danielle S. Buzzato, André Ramiro, Kaluan F. V. Jûk, Caique F. N. Ferreira, André Spisila, Talita Santos, Márgia Carvalho, Ana Servidoni, Raíssa Nogueira, Guilherme A. Soweke, Ariadne Borgo, Taís B. Santos, José Becker, Fábio M. de Lima, Luana Chmiz, Alessandra Faresin, Laís Ribas, Silmara Campos...

Aos familiares: avós, Olga e Mauro; Dulce e Gerhard (em memória).

Aos meus pais, Rogerio e Magdali, pelo apoio e incentivo.

Ao meu gato Maori pela companhia sonolenta nos dias frios e chuvosos.

Ao Criador, por nos revelar algo de seus pensamentos por meio da Natureza.

Na floresta não existe nem rebanho nem pastor
Quando o inverno caminha
Segue seu distinto curso como faz a primavera
Os homens nasceram escravos daquele que repudia a submissão
Se ele um dia se levanta e lhes indica o caminho
Com ele caminharão
Dá-me a flauta e canta
O canto é o pasto das mentes
E o lamento da flauta perdura mais que rebanho e pastor.
Na floresta não existe ignorante ou sábio.
Quando os ramos se agitam a ninguém reverenciam
O saber humano é ilusório
como a serração dos campos que se vai quando o sol se levanta no horizonte.
Dá-me a flauta e canta
O canto é o melhor saber
E o lamento da flauta sobrevive ao cintilar das estrelas.
Na floresta só existe lembrança dos amorosos.
Os que dominaram o mundo e oprimiram e conquistaram
os seus nomes são como letras dos nomes dos criminosos.
Conquistador entre nós é aquele que sabe amar.
Dá-me a flauta e canta
E esquece a injustiça do opressor.
Pois o lírio é uma taça para o orvalho
E não para o sangue.
Na floresta não há crítico nem censor
Se as gazelas se perturbam quando avistam o companheiro
a águia não diz: que estranho.

Sábio entre nós é aquele que julga estranho apenas o que é estranho.
Ah, dá-me a flauta e canta
O canto é a melhor loucura
e o lamento da flauta sobrevive aos ponderados e aos racionais
Na floresta não existem homens livres ou escravos.

Todas as glórias são vãs como borbulhas na água.
Quando a amendoeira lança suas flores sobre o espinheiro não diz:
"Ele é desprezível e eu sou um grande Senhor."
Dá-me a flauta e canta
que o canto é glória autentica
E o lamento da flauta sobrevive
Ao nobre e ao vil.
Na floresta não existe fortaleza ou fragilidade
Quando o leão rugir não dizem: "Ele é temível."
A vontade humana é apenas uma sombra que vagueia no espaço do pensamento
e o direito dos homens fenece como folhas de outono.
Dá-me a flauta e canta
O canto é a força do espírito
E o lamento da flauta sobrevive ao apagamento dos sóis.
Na floresta não há morte nem apuros.
A alegria não morre quando se vai a primavera.
O pavor da morte é uma quimera que se insinua no coração,
pois quem vive uma primavera é como se houvesse vivido séculos.
Dá-me a flauta e canta
O canto é o segredo da vida eterna
E o lamento da flauta permanecerá após findar-se a existência.

Khalil Gibran

RESUMO

A área de estudo abrange os 3025 km² da Folha Rio Bacajá (1:100.000), situada no centro-leste do Estado do Pará, no domínio geológico Bacajá da Província Transamazonas (Maroni-Itacaiúnas). As rochas da região são atribuídas ao ciclo orogênico riaciano-orosiriano (2,2-1,9 Ga), que as teria originado a partir de fusão mantélica e de retrabalhamento de porções crustais mais antigas, siderianas e neoarqueanas. Na área de estudo são encontrados granitoides alongados na direção WNW e sequências de anfibolitos, filitos e quartzitos paralelizadas. As rochas plutônicas compreendem ampla variedade litológica e são divididas em 3 grupos discriminados de acordo com características petrográficas, estruturais e geocronológicas. O grupo I é composto por monzogranitos deformados e ortognaisses, neoarqueanos. O grupo II inclui metamonzogranitos, metagranodioritos e metatonalitos associados aos metaquartzo dioritos, metaquartzo monzodioritos e tonalitos milonitizados do norte da área, relacionados ao riaciano precoce, deformados e/ou aquecidos pelas rochas mais novas também riacianas. O grupo III abrange rochas geradas no ciclo riaciano-orosiriano e inclui monzogranitos, granodioritos, tonalitos e sienogranitos geralmente anisotrópicos, por vezes isotrópicos, deformados ou não. Ocorrem também corpos de sienitos, álcali-feldspato sienitos e monzonitos raramente foliados e não deformados, mais tardios. Observa-se nas rochas riacianas uma foliação magmática S_a definida pela orientação preferencial de minerais e/ou por bandamento magmático, cuja origem relaciona-se à acomodação do magma em cristalização no interior da câmara. O ambiente sintectônico propiciou a superimposição de uma foliação subvertical paralela planar magmática com componentes de estado sólido denominada principal (S_p). A tensão regional causou a deformação dos corpos, comprimindo-os e conduzindo ao achatamento e à recristalização dinâmica dos minerais que compunham S_a . Onde S_a era subvertical, a imposição da nova foliação aproveitou os planos existentes provocando apenas uma evolução da estrutura, gerando S_p . Onde S_a é subhorizontal, como no caso do ápice dos diápiros, a tensão formou dobras suaves a abertas, cujos planos axiais coincidem com S_p . A foliação principal sintectônica é penetrativa e tem direção preferencial N50-80W, com ângulos de mergulho entre 75-89° geralmente para SW. Seu desenvolvimento está relacionado provavelmente à orogênese riaciana-orosiriana. Estão presentes zonas de cisalhamento dúctil-rúptil que seccionam os corpos graníticos ou desenvolvem-se nos contatos entre rochas de diferentes grupos, gerando protomilonitos e milonitos. Os granitoides são cálcio-alcálicos, com componentes shoshoníticos, de alto-K e de baixo-K, e apresentam altas razões La/Lu, identificando enriquecimento de ETR leves em relação a pesados. As rochas estudadas não podem ser discriminadas como adakitoides, sanukitoides ou terrenos TTG. Contudo, apresentam semelhança com os granitoides paleoproterozoicos eburneanos (África Ocidental) desenvolvidos em uma margem ativa e com lavas cálcio-alcálicas dos Andes Centrais. As características dos granitoides estudados corroboram a ideia do desenvolvimento de uma ou mais margens continentais ativas arqueano-paleoproterozoicas no domínio Bacajá. Os granitoides provavelmente configuraram um cinturão plutônico de longa duração e evolução complexa, que acomodou a aglutinação de terrenos exóticos representados possivelmente por arcos de ilhas primitivos e bacias sedimentares metamorfizadas, lascas de assoalho oceânico e microplacas neoarqueanas.

Palavras-chave: Domínio Bacajá. Granitoides sin-tectônicos. Magmatismo cálcio-alcálico. Cinturões paleoproterozoicos.

ABSTRACT

Rio Bacajá topographical sheet (1:100.000) is located in eastern Pará state, northern Brazil. This area is situated in Bacajá geologic domain of Transamazonian Tectonic Province (Maroni Itacaiúnas). The rocks that occur in this region were probably created in a ryacian-orosirian orogenic cycle (2,2-1,9 Ga). New rocks from mantle melts and reworked older neoproterozoic and stropherian crust were originated. There are elongated granites bodies (WNW) and parallelled sequences of amphibolites, phylites and quartzites. The plutonic rocks comprise a wide lithological variety and are divided in 3 groups. Group I is composed by deformed monzogranites and orthogneisses neoproterozoic. Group II include metamonzogranites, metagranodiorites and metatonalites associated to metaquartz diorites, metaquartz monzodiorites and tonalites mylonites probably early rhyacian, rocks that were deformed and/or heated by younger ryacian rocks. Group III include rocks formed by ryacian-orosirian cycle and is composed by monzogranites, granodiorites, tonalites and syenogranites commonly anisotropic, but sometimes isotropic. These granites are deformed, but often are not. There are rarely foliated and always are not deformed syenites, alkali-feldspar syenites and monzonites. These rocks intruded just after than the other rocks of the group. The ryacian rocks have a magmatic foliation (S_a) that is defined by preferential orientation of minerals and/or magmatic layering, which origin is linked with magma crystallization processes inside the magmatic chamber. Syn-tectonic environment had led to a sub vertical solid flow foliation (S_p) superimposition. The regional stress had led granite bodies to deformation, compressing them and causing dynamic re-crystallization of S_a minerals. When it was possible, the new foliation took advantage of magmatic flow foliation's plans to evolve. Where S_a is sub-horizontal, on the pluton summit for example, regional stress created folds whose axial plans have the same orientation of S_p . Syn-tectonic foliation is penetrative, homogeneous and has structural behavior N50-80W/75-89SW. The development of this foliation is probably linked with ryacian-orosirian orogeny. There are ductile-ruptile shear zones. Sometimes shear zones occur within granite's bodies or at their limits, creating mylonites. The granites are calc-alkaline, sometimes shoshonitic, high-K or low-K. They show high La/Yb ratios. The study rocks are different from adakites, sanukitoids or TTG. Although, they show similarities with paleoproterozoic Eburnean granites (Western Africa) and with calc-alkaline lavas of Central Andes. These characteristics could indicate the existence of one or more active continental margins in proterozoic-paleoproterozoic transition in Bacajá domain. The granites probably made up a plutonic belt of long living and complex evolution. This belt settled exotic terrains represented by primitive island arcs, metamorphosed sedimentary basins, pieces of ocean floor and neoproterozoic microplates.

Key-words: Bacajá domain. Syn-tectonic (syn-kinematic) granites.
Calc-alkaline magmatism. Paleoproterozoic plutonic rocks.

ÍNDICE DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1: Mapa regional de localização. Fonte: dados geográficos fornecidos pela CPRM.	9
Figura 2: Mapa de relevo regional, com os acessos à Folha Rio Bacajá. Fonte: dados altimétricos – imagens <i>SRTM</i> fornecidas pelo Governo Federal.	10
Figura 3: Mapa da Folha Rio Bacajá mostrando principais feições de relevo, hidrografia e lineamentos estruturais negativos traçados em escalas 1:200.000 e 1:800.000. Fonte: dados altimétricos fornecidos pela CPRM.	12
Figura 4: Mapa das províncias geocronológicas do Cráton Amazônico de acordo com Tassinari e Macambira (1999). Editado pelo autor.	14
Figura 5: Mapa das províncias geocronológicas do cráton Amazônico, de acordo com Santos (2003), modificado por Vasquez <i>et al.</i> (2008b).	15
Figura 6: Material de alteração intempérica sobre a faixa metavulcanossedimentar; (a,b) solos gerados a partir da degradação de anfibolitos; (c-d) solos oriundos de filitos e saprólito preservando as estruturas metamórficas.	31
Figura 7: Amostra de metabasalto <i>hornfels</i> (FB-36) com textura granoblástica e foliação incipiente (a); afloramento de anfibolito com vênulas e veios de plagioclásio, quartzo e anfibólio (b).	32
Figura 8: Fotomicrografias de anfibolito nematoblástico foliado (PP) (FB-52)(a) e plagioclásio-hornblenda <i>hornfels</i> granoblástico (PPPC) (FB-89).Legenda: Hb – hornblenda, Pl – plagioclásio, Qz – quartzo.	34
Figura 9: Fotomicrografias das seções delgadas de metagabros dos pontos CCA-70 (a) e FB-87A (b) mostram textura blastofítica, com alguns cristais de plagioclásio saussuritizado (PPPC).	34
Figura 10: Diagrama TAS (total álcali-sílica) de LeMaitre <i>et al.</i> (1989) para as rochas anfibolíticas da área Rio Bacajá, PA. Com exceção das amostras FB-52 e FB-60, classificadas como andesitos basálticos, as demais possuem composição basáltica.	37
Figura 11: Distribuição das amostras no campo das rochas subalcalinas, segundo a divisão de Irvine e Baragar (1971) (a); diagrama da classificação de basaltos de Myashiro (1974) para as rochas anfibolíticas da área Rio Bacajá, PA. Com exceção das amostras FB-52 e FB-60, classificadas como basaltos cálcio-alcalinos, as demais são basaltos toleíticos (b);	37
Figura 12: Diagrama AFM ((Na ₂ O+K ₂ O)-FeO-MgO) de Irvine e Baragar (1971) para as rochas anfibolíticas da área Rio Bacajá, PA. Com exceção da amostra FB-60, classificada como cálcio-alcalina, as demais são da série toleítica.	38
Figura 13: Diagramas de variação de elementos maiores para as rochas metavulcânicas da área Rio Bacajá, PA. As amostras são divididas em dois grupos, conforme a razão (La/Lu) _N . Teores % peso....	40
Figura 14: Diagramas de variação para elementos traço (Ni, Zn, Zr e Y) das rochas metabásicas da Folha Rio Bacajá. Os números ao lado das amostras referem-se ao número do afloramento. Teores em µg/g.	41

Figura 15: <i>Spidergrams</i> para os elementos terras raras e traço, normalizados pelo condrito e pelo NMORB de Sun e McDonough (1989).....	42
Figura 16: Diagramas discriminantes de Pearce e Norry (1979) e Pearce (1983) para as rochas anfibolíticas da área Rio Bacajá, PA.	43
Figura 17: Diagramas discriminantes de Müllen (1983) e Pearce e Cann (1973) para as rochas anfibolíticas da área Rio Bacajá, PA.	43
Figura 18: Quartzito (afloramento(a) e <i>zoom</i> em amostra de mão(b)). Observa-se que o quartzo e a biotita definem uma foliação fraca.	44
Figura 19: Filitos bandados com dobras milimétricas (a) a centimétricas fechadas (b).	45
Figura 20: Solos oriundos da decomposição de sienogranitos e monzogranitos (a) ou de granodioritos e tonalitos (b); tipos de afloramentos registrados na área: monólitos sobre topos de colinas (c), e margens lajeadas de rios (d).	46
Figura 21: Monzogranitos deformados do Grupo I (FB-100). Em (a) observam-se duas foliações, das quais S_p é posterior e oblitera a primeira; em (b) observam-se as dobras centimétricas em S_{n-1} e a tentativa de imposição de S_p	50
Figura 22: Fotomicrografia de monzogranito deformado (FB-100), com orientação preferencial de quartzo, microclínio e biotita. Luz PPPC.....	51
Figura 23: Ortognaisse comb andamento composicional homogêneo de geometria paralela planar, com algumas ondulações (a,b); em fotomicrografia (luz pppc) observa-se deformação moderada do quartzo, com extinção ondulante e desenvolvimento de subgrãos.	53
Figura 24: Monzogranito protomilonitizado exposto (FB-148) (a); fotomicrografias de suas seções delgadas, nas quais se observam quartzo em arranjos equigranulares poligonais sob luz PPPC (b,c), cloritização da biotita sob luz PP (d) e curvatura da macla do plagioclásio sob luz PPPC (e).	55
Figura 25: Amostras de tonalito do afloramento FB-116 em um garimpo; fotomicrografias mostrando arranjos equigranulares poligonais de quartzo sob luz PPPC (b) e orientação preferencial de biotita sob luz PP (c).	57
Figura 26: Fotomicrografias de metagranodiorito do sudoeste da área no ponto CCA-46, com sobrecrecimento de muscovita no interior do cristal de plagioclásio (a) e metagranodiorito protomilonito do sudeste da área no ponto FB-86, com quartzo disposto em arranjos poligonais equigranulares.	59
Figura 27: Tonalito milonito (FB-166) em afloramento (a); fotomicrografia da seção delgada sob luz PPPC (b).	60
Figura 28: Metaquartzito monzodiorito aflorante no ponto FB-130 (a); fotomicrografias mostram limpidez do plagioclásio e presença de piroxênio em (b) e textura granoblástica sob luz PPPC (c). ...	62
Figura 29: Fotomicrografias da seção delgada do xenólito do ponto FB-93, com piroxênio sob luz PPPC (a) e biotita vermelha orientada preferencialmente sob luz PP (b).	63

Figura 30: Monzogranitos com foliação S_a , materializada no bandamento composicional (a,b) do ponto FB-47 e bandamento granulométrico (c) do ponto FB-162. Em (d) observa-se monzogranito com foliação regional S_p fraca evidenciada pela orientação preferencial de minerais máficos (FB-155), com atitude N80W/90.....	65
Figura 31: Monzogranito milonito do FB-18, em região limite com corpos tonalíticos milonitizados do norte da área (a); fotomicrografia do monzogranito milonito (b) sob luz PP.....	65
Figura 32: Observam-se a recristalização dinâmica do quartzo e sobrecrecimento de muscovita a partir da sericita no interior de cristais de plagioclásio saussuritizados do afloramento FB-160, sob luz PPPC (a); orientação preferencial de titanita euédrica e biotita verde no afloramento FB-85, sob luz PP (b).	68
Figura 33: Granodiorito isotrópico (FB-68) (a) e granodiorito com foliação fraca (FB-156) (b).	68
Figura 34: Granodiorito com acamamento composicional que define a foliação S_a (FB-16) (a) e granodiorito com acamamento magmático seccionado obliquamente pela foliação S_p (FB-79) (b). ..	69
Figura 35: Granodiorito foliado (a) exposto no afloramento FB-146; fotomicrografia sob luz PPPC (b) do granodiorito ao lado (a) mostra estágios de recristalização do quartzo, com cristais maiores pouco deformados e presença de novos grãos, ambos orientados preferencialmente.	70
Figura 36: Sienogranito com acamamento magmático ressaltado pelo intemperismo diferencial aflorante no ponto FB-31 (a); sienogranito do afloramento FB-94, de textura inequigranular porfírica, no qual a orientação preferencial de fenocristais de feldspato potássico define a foliação S_p (b).	72
Figura 37: Tonalito cinza rosado isotrópico do afloramento FB-127 (a) e tonalito de cor cinza média esbranquiçada, com fraca anisotropia, do afloramento FB-133 (b).	74
Figura 38: Tonalitos com bandamento ígneo ondulado e formação de dobras suaves a fechadas, no afloramento FB-120 (a,b).	74
Figura 39: Tonalito com foliação moderada (FB-169) (a); tonalito com foliação forte e estiramento mineral (FB-123) (b).	75
Figura 40: Fotomicrografias sob luz PPPC das seções delgadas de tonalitos dos pontos FB-136 e FB-133 mostram a deformação do quartzo, com extinção ondulante e presença de subgrãos e novos grãos. Observa-se a orientação preferencial fraca a moderada do quartzo.	76
Figura 41: Veio pegmatítico com megacristais de quartzo, plagioclásio e feldspato potássico (a); diques de pegmatitos ou aplitos podem ser encontrados concordantes à foliação da rocha encaixante (b,c) ou discordantes (a, c,d).	77
Figura 42: Enclaves máficos, provavelmente xenólitos anfibolíticos (a-d); a foliação S_p contorna o xenólito (a,d); ocorre também a digestão parcial de xenólitos e a incorporação de seu conteúdo à foliação (b,c).	78
Figura 43: Álcali-feldspato sienito do ponto FB-39 com foliação fraca marcada pela orientação preferencial de cristais de feldspato potássico e minerais máficos (a); fotomicrografia de sienito do ponto FB-20 sob luz PPPC exibe a orientação preferencial de cristais de titanita, biotita e hornblenda.	79

Figura 44: Sienito isotrópico do ponto FB-20; fotomicrografia do sienito sob luz PPPC exibe uma inclusão de plagioclásio euédrico em quartzo intergranular aos cristais de feldspato potássico.	80
Figura 45: Sienito do ponto FB-20 (a) e do ponto FB-08 (b) com enclave máfico (biotita+anfíbólio) circular a ligeiramente alongado.	80
Figura 46: Diagramas de variação de Harker para os elementos maiores, cujos teores são fornecidos em porcentagem peso (% peso). Granitos riacianos e riacianos tardios.	87
Figura 47: Diagramas de variação de Harker para os elementos maiores, cujos teores são fornecidos em porcentagem peso (% peso). Granitoides neoarqueanos, riacianos precoces e granitos do norte da área, de posicionamento estratigráfico ainda incerto.	88
Figura 48: Diagramas de variação de Harker para os elementos traço, cujos teores são fornecidos em micrograma por grama ($\mu\text{g/g}$). Granitos riacianos e riacianos tardios.	89
Figura 49: Diagramas de variação de Harker para os elementos traço, cujos teores são fornecidos em micrograma por grama ($\mu\text{g/g}$). Granitoides neoarqueanos, riacianos precoces e granitos do norte da área, de posicionamento estratigráfico ainda incerto.	90
Figura 50: Assinatura ETR dos granitoides estudados na área Rio Bacajá. Os dados são normalizados pelo condrito de Sun e McDonough (1989).	91
Figura 51: Diagrama multielementare para os elementos traço, normalizados pelo manto primitivo de Sun e McDonough (1989) para os granitoides estudados.	92
Figura 52: Diagrama de classificação de rochas graníticas de acordo com a composição molecular normativa Ab-An-Or, segundo Barker (1979, <i>apud</i> Rollinson, 1993) (a); diagrama das séries geoquímicas segunda Arth e Barker (1976, <i>apud</i> Rollinson, 1993) (b). Teores em $\mu\text{g/g}$	93
Figura 53: Amostras da área Rio Bacajá projetadas no diagrama de subdivisão das rochas subalcalinas de Le Maitre <i>et al.</i> (1989) (linhas interrompidas e nomenclatura em itálico) e Rickwood (1989)(parênteses). Símbolos conforme figura anterior. Teores em %peso.	93
Figura 54: Diagramas discriminantes de ambientes geotectônicos de Pearce <i>et al.</i> (1984) para as rochas da área Rio Bacajá. Teores em $\mu\text{g/g}$	94
Figura 55: Diagrama discriminante de Whalen <i>et al.</i> (1987) para os granitoides da Folha Rio Bacajá. Teores em $\mu\text{g/g}$	95
Figura 56: Diagrama de índice de Shand, de Maniar e Piccoli (1989) para as rochas graníticas da área Rio Bacajá, PA.	96
Figura 57: Diagramas de Frost <i>et al.</i> (2001): $\text{FeO}^{\text{tot}}/(\text{FeO}^{\text{tot}}+\text{MgO})$ versus sílica mostra o limite entre plútons ferrosos e magnesianos (linha preta); $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ versus sílica exibe a abrangência aproximada das séries cálcica, cálcio-alcalina, álcali-cálcica e alcalina.	97
Figura 58: Esquema mostra a gênese da foliação magmática S_0 ou S_a , definida por acamamentos composicionais/granulométricos e pela orientação preferencial de minerais não deformados.	100
Figura 59: Esquema mostra a evolução de uma foliação inicial S_0 ou S_a , que pode ser obliterada pela superimposição de uma foliação secundário S_1 ou S_p , a qual aproveita os planos subverticais de S_0	

para se desenvolver. A foliação S_0 , quando subhorizontal, pode desenvolver dobras, cujos planos axiais coincidem com os planos da foliação secundária S_1	101
Figura 60: Representação sintética mostrando os principais processos envolvidos na construção de plútons. As características do plutonismo Bacajá no trajeto em vermelho. Tradução a partir de Barbey (2009).	105
Figura 61: Relação entre a queda da temperatura e as microestruturas preservadas nos granitoides da Folha Rio Bacajá. Adaptado de Pawley e Collins (2002).	110
Figura 62: Triângulos K-Na-Ca: (A) adakitos (LSA – baixa sílica (azul claro); HAS – alta sílica (azul escuro)); (B) TTG (cinza); (C) sanukitoides (verde); e (D) granitoides da área Rio Bacajá (observam-se duas tendências). CA – série cálcio-alcalina; Td – série trondhjemítica (Martin <i>et al.</i> , 2005).	114
Figura 63: Modelo para a evolução geológica no domínio Bacajá (continua na próxima gravura)....	120
Figura 64: Modelo geológico para a orogênese no Riáciano (continuação).....	121
Figura 65: Modelo geológico do estágio final da margem ativa Bacajá e da superfície atual.	122

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1: Parâmetros descritivos petrográficos (compilação e modificação de dados).....	26
Tabela 2: Afloramentos descritos na etapa de campo e suas respectivas amostragens (AMOST.) e análises petrográficas (PETR.), geoquímicas (GEOQ.) e de geoquímica isotópica/geocronologia (DAT.). A cor verde identifica os afloramentos analisados.	27
Tabela 3: Características de anfibolitos da área da Folha Rio Bacajá descritas em microscopia.	33
Tabela 4: Dados geoquímicos das rochas metabásicas.	35
Tabela 5: Razões (La/Lu) _N , normalizada pelo condrito de Sun e McDonough (1989).	39
Tabela 6: Dados geoquímicos dos metagranitoides arqueanos e riácianos precoces da área Rio Bacajá.	81
Tabela 7: Dados geoquímicos dos granitos riácianos da área Rio Bacajá.	83
Tabela 8: Eventos magmáticos do domínio Bacajá, de acordo com os dados compilados por Vasquez <i>et al.</i> (2008b).	119

LISTA DE SIGLAS

AFM – A=(Na₂O+K₂O), F=(FeO+Fe₂O₃), M=(MgO)

CCA-: Afloramentos descritos por Carlos Eduardo de Mesquita Barros, Cleyton de Carvalho Carneiro e Álvaro Penteado Crósta.

ETR – Elementos Terras Raras

FB-: Afloramentos descritos na área da Folha Rio Bacajá, por Carlos Eduardo de Mesquita Barros e Marcell Leonard Besser;

ICP-MS – *Inductively Coupled Plasma – Mass Spectroscopy*

LAMIN – Laboratório de Laminação Petrográfica

LAMIR – Laboratório de Análise de Minerais e Rochas

N-MORB – *Normal Middle Ocean Ridge Basalts*

PP: fotomicrografias sob luz plano-paralela;

PPPC: fotomicrografias sob luz plano-paralela com polarizadores cruzados.

µg/g– micrograma/grama

TAS – Total alcali = (Na₂O+K₂O), Sílica = SiO₂

UFPR – Universidade Federal do Paraná

SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO	6
1.1	Justificativa e Objetivos.....	6
2.	ASPECTOS GEOGRÁFICOS	8
2.1	Localização e Acesso	8
2.2	Aspectos Ambientais e Geomorfológicos	8
3.	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	13
3.1	Classificação das Províncias do Cráton Amazônico.....	13
3.2	Província Carajás	16
3.3	Província Transamazonas.....	17
3.3.1	O Domínio Bacajá.....	17
3.4	Província Amazônia Central	22
3.5	Magmatismo Fanerozoico.....	22
4.	MATERIAIS E MÉTODOS	23
4.1	Cartografia geológica	25
4.2	Nomenclatura das superfícies dúcteis	25
5.	GEOLOGIA DA ÁREA RIO BACAJÁ	30
5.1	Introdução.....	30
5.2	Faixas Metavulcanossedimentares	31
5.2.1	Unidade Metavulcânica	32
5.2.2	Geoquímica das rochas metavulcânicas	35
5.2.3	Discriminação Geoquímica – Unidade Metavulcânica	42
5.2.4	Unidade Metassedimentar	44
5.3	Unidades Graníticas: Arqueano-Paleoproterozoico	46
5.3.1	Divisão em Domínios e Grupos	47
5.3.2	Grupo I: Geração Neoarqueana (2,6-2,44 Ga)	49
5.3.3	Grupo II: Geração Riacciana Precoce (2,20 a 2,15 Ga)	54
5.3.4	Grupo III: Geração Riacciana Principal (2,15-2,07 Ga).....	63
5.3.5	Geoquímica	81
5.3.6	Discriminação Geoquímica	94
6.	INTERPRETAÇÕES E DISCUSSÕES	99
6.1	Introdução.....	99

6.2	Ocorrência e interação das superfícies dúcteis: S_a e S_p	99
6.3	Considerações sobre a colocação dos magmas graníticos	101
6.3.1	Notas sobre modelos de colocação e magmatismo sintectônico.....	103
6.4	Aglutinação continental e orógenos paleoproterozoicos	112
6.5	Analogias geoquímicas e interpretações geológicas	113
6.6	Considerações preliminares	115
7.	EVOLUÇÃO GEOLÓGICA	117
8.	CONCLUSÃO	123
	REFERÊNCIAS	128
	DOCUMENTOS CONSULTADOS	133
	APÊNDICES	134
	Mapa Geológico da Folha Rio Bacajá (SA.22-Y-D-VI)	134
	Mapa de Pontos da Folha Rio Bacajá (SA.22-Y-D-VI)	135
	Mapa Litofaciológico da Folha Rio Bacajá (SA.22-Y-D-VI)	136

1. INTRODUÇÃO

Os dados apresentados neste documento resultam do levantamento geológico na área da Folha Rio Bacajá (SA.22-Y-D-VI) no norte do Brasil, realizado pelo convênio CPRM/UFPR/FUNPAR¹ durante os anos de 2010 a 2012. Este levantamento insere-se no Programa Nacional de Geologia (Pronageo), que visa à retomada da cartografia geológica básica no território brasileiro.

Em razão de sua dimensão continental, o conhecimento da geologia da região amazônica é notavelmente heterogêneo. Áreas em que a exploração mineral tem se desenvolvido nas últimas décadas, tais como os domínios arqueanos da Província Carajás, mostram significativo avanço em termos de entendimento da sua evolução geológica.

A folha geológica Rio Bacajá de escala 1:100.000, está inserida no domínio geológico Bacajá, na Província Transamazonas (2,26-1,99) de Santos *et al.* (2000) ou também denominada de Província Maroni-Itacaiúnas (2,2-1,95) (Tassinari e Macambira, 1999, 2004). Esta província se situa a norte da Província Carajás (no Escudo Brasil Central ou Guaporé) e se estende sob a Bacia do Amazonas até o Amapá, Guiana Francesa, Suriname e Guiana.

A Província Transamazonas é formada por rochas geradas ou retrabalhadas durante o Riaciano-Orosiriano, quando se desenvolveram faixas móveis em torno do núcleo arqueano Carajás. Na área de estudo há registro de um cinturão plutônico acrecido de lascas metavulcanossedimentares, vestígios de oceanos e de cadeias montanhosas de margem continental ativa.

1.1 JUSTIFICATIVA E OBJETIVOS

O domínio Bacajá detém fortes perspectivas para a mineração, porém possui um nível de conhecimento geológico relativamente restrito. Se por um lado observa-se um avanço na compreensão da evolução estrutural das rochas granitoides nos últimos anos, por outro lado, questões de caráter estratigráfico e petrológico são ainda pendentes nesta região.

¹ CPRM/UFPR/FUNPAR: Serviço Geológico do Brasil/Universidade Federal do Paraná/Fundação da Universidade Federal do Paraná.

Este documento tem como objetivo principal apresentar a descrição e cartografia das rochas encontradas na área da folha Rio Bacajá, de escala 1:100.000, tecendo comentários e discussões à respeito da relação temporal entre magmatismo e deformação e da origem e evolução dos magmas e dos processos geológicos envolvidos nas unidades geológicas. Ferramentas petrográficas, microtectônicas e geoquímicas foram de essenciais para a construção desta pesquisa. Os resultados podem contribuir para o avanço no entendimento da evolução petrológica das rochas inseridas na folha Rio Bacajá, especialmente às plutônicas, e da evolução das faixas móveis paleoproterozoicas.

A área da folha Rio Bacajá delimita um conjunto de corpos plutônicos alongados e orientados preferencialmente na direção WNW e rochas vulcânicas e sedimentares metamorfizadas nas fácies xisto-verde e anfibolito. No decorrer da dissertação serão abordados os seguintes temas:

- Registro de estruturas e texturas magmáticas nas rochas;
- Episódios plutônicos da região;
- Tensão regional e colocação dos corpos graníticos;
- Assinatura geoquímica e discriminação de ambientes geotectônicos;
- Origem das rochas metavulcânicas encontradas na área.

Esta dissertação de mestrado resultou da cartografia básica da área da folha geológica Rio Bacajá, de escala 1:100.000, discorre sobre questões como às levantadas acima e visa apresentar ao leitor um panorama cartográfico e geotectônico das rochas compreendidas na área Rio Bacajá.

2. ASPECTOS GEOGRÁFICOS

2.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A carta topográfica Rio Bacajá insere-se na quadrícula sudeste (de número VI) da folha Altamira (SA.22-Y-D, 1:250.000). Está localizada no centro do Estado do Pará, entre os rios Xingu e Tocantins, nas proximidades da rodovia Transamazônica (BR-230) próxima da cidade de Anapu². Situa-se no limite entre as terras baixas da planície amazônica e o início do planalto central do Brasil, ao norte da Serra dos Carajás. A área de 3.025 km² da carta encerra-se entre os meridianos 51°00' e 51°30' Oeste e os paralelos 3°30' e 4°00' Sul. A área abrange parte do curso médio dos rios Anapu e Bacajá, porções da Serra das Três Palmeiras, além da reserva indígena Trincheira Bacajá e das terras do PDS³, situadas respectivamente no sudoeste e no centro-oeste da área. O acesso se faz através de estradas de terra, vicinais da rodovia Transamazônica, que conecta as cidades de Marabá e Altamira. Ambas possuem aeroportos nacionais (Figura 1 e Figura 2).

2.2 ASPECTOS AMBIENTAIS E GEOMORFOLÓGICOS

Os elementos marcantes da paisagem são a Serra das Três Palmeiras (ou Serra Azul), a Serra da Merenda e as planícies de inundação dos rios Bacajá e Anapu. O restante da área compõe-se de colinas suaves ou morros mamelonares (150-200 m de altitude), entremeados por planícies (100-150 m). As serras alcançam cotas pouco acima de 300 m, e podem formar platôs extensos. Em escala regional, os cursos dos rios Bacajá e Anapu têm direção N-S.

Na área da folha Rio Bacajá a rede de drenagem é densa e perene. Há também um conjunto de vertentes intermitentes ou temporárias, acionadas na estação mais chuvosa⁴. Observa-se que os cursos dos afluentes dos rios Bacajá e Anapu obedecem às orientações das estruturas geológicas, principalmente WNW-ESE, NE-SW e E-W.

² Anapu: significa "ronco do rio" na língua nativa local.

³ PDS: Programa de Desenvolvimento Sustentável (Governo Federal).

⁴ A estação chuvosa começa em Novembro e atinge o máximo em março e abril (430 mm de pluviosidade). Há então um declínio abrupto em maio (230 mm) e junho (100 mm), marcando o fim da estação chuvosa. Agosto (20 mm) e setembro são os meses mais secos.

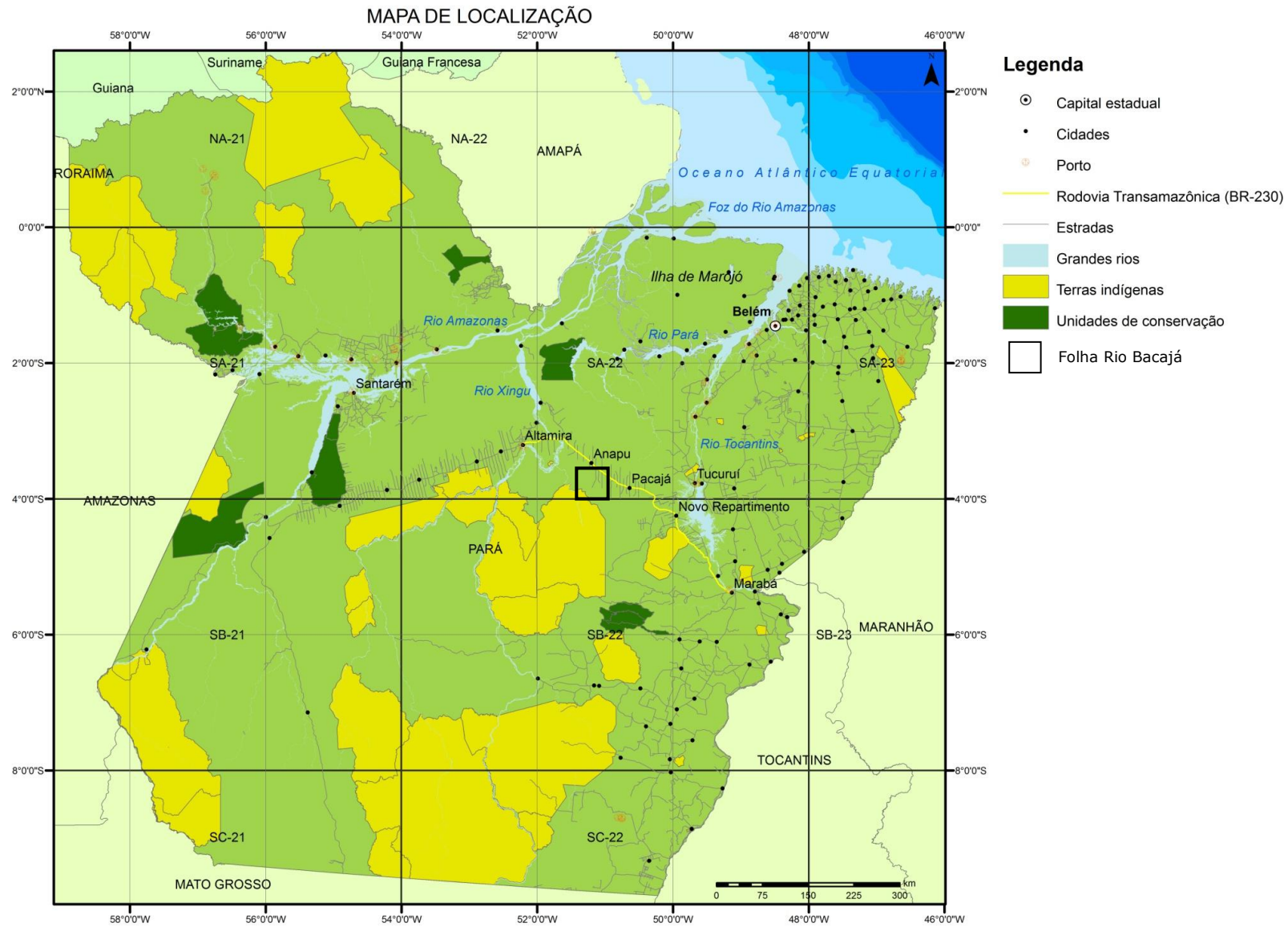


Figura 1: Mapa regional de localização. Fonte: dados geográficos fornecidos pela CPRM.

MAPA FÍSICO REGIONAL E ACESSO À ÁREA

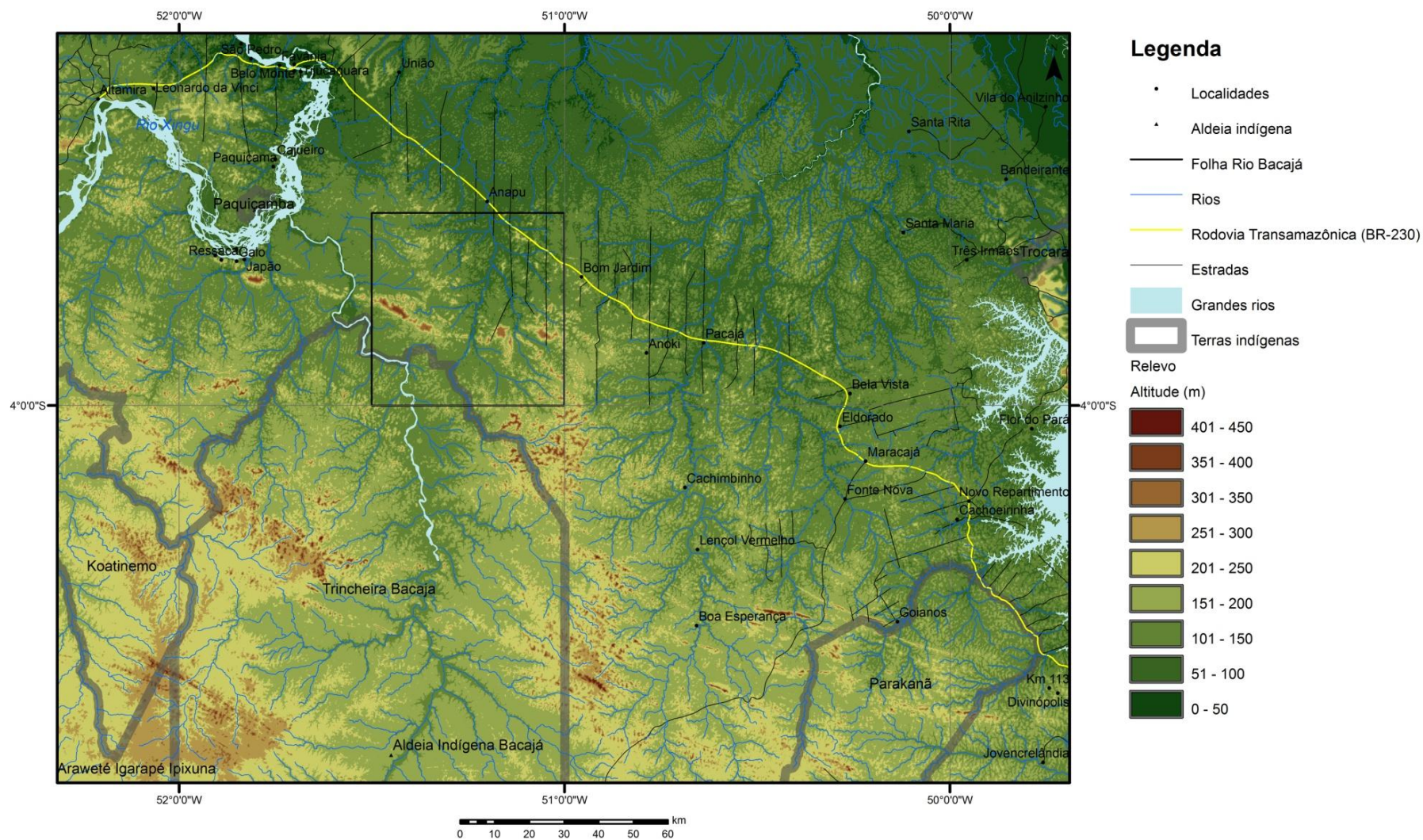


Figura 2: Mapa de relevo regional, com os acessos à Folha Rio Bacajá. Fonte: dados altimétricos – imagens *SRTM* fornecidas pelo Governo Federal.

Devido à proximidade altimétrica com o nível de base nos rios Xingu e Pará, os cursos d'água possuem gradientes baixos, exceto próximo aos flancos sul e norte da Serra das Três Palmeiras. Esta feição representa uma morfoestrutura alinhada com orientação WNW-ESE e apresenta alguma sinuosidade na vista em planta, que acompanha a sequência metavulcanossedimentar cartografada. Nas áreas embasadas por anfíbolitos formam-se platôs (Figura 3) cujos topos exibem superfícies planas ou chapadas, na maioria das vezes situada na cota de 250-300 m. A laterita ocorre em todas as chapadas exploradas, e pode ser também responsável pela preservação dos platôs contra a erosão, devido à duricrosta.

De acordo com Bigarella *et al.* (2007) durante o Pleistoceno (1,8 Ma – 11.800 AP⁵) dois conjuntos diferentes de processos operaram alternadamente, submetendo a paisagem da região amazônica à degradação lateral em clima semi-árido (épocas glaciais) ou à dissecação em clima úmido (épocas interglaciais). No período glacial principal, as áreas tropicais úmidas se restringiriam a algumas porções no noroeste do continente e a alguns núcleos equatoriais. A Floresta Amazônica, portanto, teria sido expressivamente menor neste período, com amplo domínio de um clima árido. A subsequente época interglacial úmida teria sido marcada pela expansão do domínio tropical úmido até cerca da metade do continente. A época interglacial atual é mais seca, o que possibilitou o avanço de condições semi-áridas no nordeste do continente.

O clima atual equatorial, quente e úmido, propicia a completa decomposição da matéria orgânica e a lixiviação de muitos elementos químicos móveis. O intemperismo químico e biológico é favorecido neste tipo de clima, e perfis de solos espessos são rapidamente gerados (BIGARELLA *et al.*, 2007).

De acordo com Horbe *et al.* (2001), a investigação de perfis lateríticos nos platôs mostrou que estes são, em grande parte, responsáveis pela preservação das superfícies de aplanamento, que influenciam de forma expressiva a evolução geomorfológica local. Segundo Bigarella *et al.* (2007), no domínio das terras baixas equatoriais, extensivamente florestadas da Amazônia, ocorrem vestígios de pediplanização e pedimentação, que são encontrados juntamente com os terraços de cascalho, que atestam a vigência de climas mais secos no passado amazônico.

⁵ AP: antes do presente.

3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

As rochas da área da folha Rio Bacajá pertencem à porção central da Província Maroni-Itacaiúnas, que perfaz uma das regiões mais antigas do continente sul-americano, estabilizada há cerca de 1,99 Ga (TASSINARI; MACAMBIRA, 1999). Esta região corresponde ao Domínio Bacajá da Província Transamazonas (SANTOS, 2003; VASQUEZ *et al.*, 2008a). O agrupamento desta e de mais seis províncias configura o Cráton Amazônico, com cerca de 4.500.000 km² distribuídos na Bolívia, Brasil, Colômbia, Guiana, Guiana Francesa, Suriname e Venezuela.

O cráton encontra-se parcialmente coberto pelas bacias fanerozoicas do Solimões e Amazonas, que se distribuem em uma faixa WSW-ENE que, por sua vez, encerra o cráton nos escudos das Guianas, a norte, e Brasil Central ou Guaporé, a sul. Ainda, as bacias cenozoicas de antepaís subandinas encobrem a porção ocidental do cráton, enquanto sedimentos fluviais, transicionais e costeiros recentes depositam-se em planícies aluvionares no interior e no litoral setentrional. O Cráton Amazônico é uma das maiores unidades tectônicas do continente sul-americano, estabilizada há cerca de 1,0 Ga (TASSINARI; MACAMBIRA, 1999) (Figura 4). Já durante o Ciclo Brasileiro, se comportou como região cratônica, unindo seu volume rochoso aos dos crátons São Francisco, Oeste Africano, Congo e Paranapanema, na gênese do supercontinente Gondwana (BASEI, 2000). As faixas móveis neoproterozoicas Paraguai-Araguaia-Tocantins representam os cinturões de amalgamamento entre as regiões cratônicas e margeiam o Cráton Amazônico no seu limiar meridional e oriental.

3.1 CLASSIFICAÇÃO DAS PROVÍNCIAS DO CRÁTON AMAZÔNICO

Tassinari e Macambira (1999, 2004) redefiniram seis províncias geocronológicas para o cráton. Segundo os autores, a Província Amazônica Central corresponde ao núcleo arqueano, mais antigo que 2,3 Ga. As outras províncias são de idades paleoproterozoicas a mesoproterozoicas, a saber: Maroni-Itacaiúnas (2,2-1,95 Ga), Ventuari-Tapajós (1,95-1,80 Ga), Rio Negro-Juruena (1,80-1,55 Ga), Rondoniana-San Ignácio (1,55-1,30 Ga) e Sunsás (1,30-1,0 Ga) (Figura 4). Cada província representa a estabilização de uma ou várias faixas móveis, permeadas por

lascas rochosas mais antigas, modificadas por intrusões posteriores e ainda cobertas por rochas vulcânicas.

PROVÍNCIAS GEOCRONOLÓGICAS DO CRÁTON AMAZÔNICO
NO TERRITÓRIO SUL-AMERICANO (TASSINARI; MACAMBIRA, 1999)

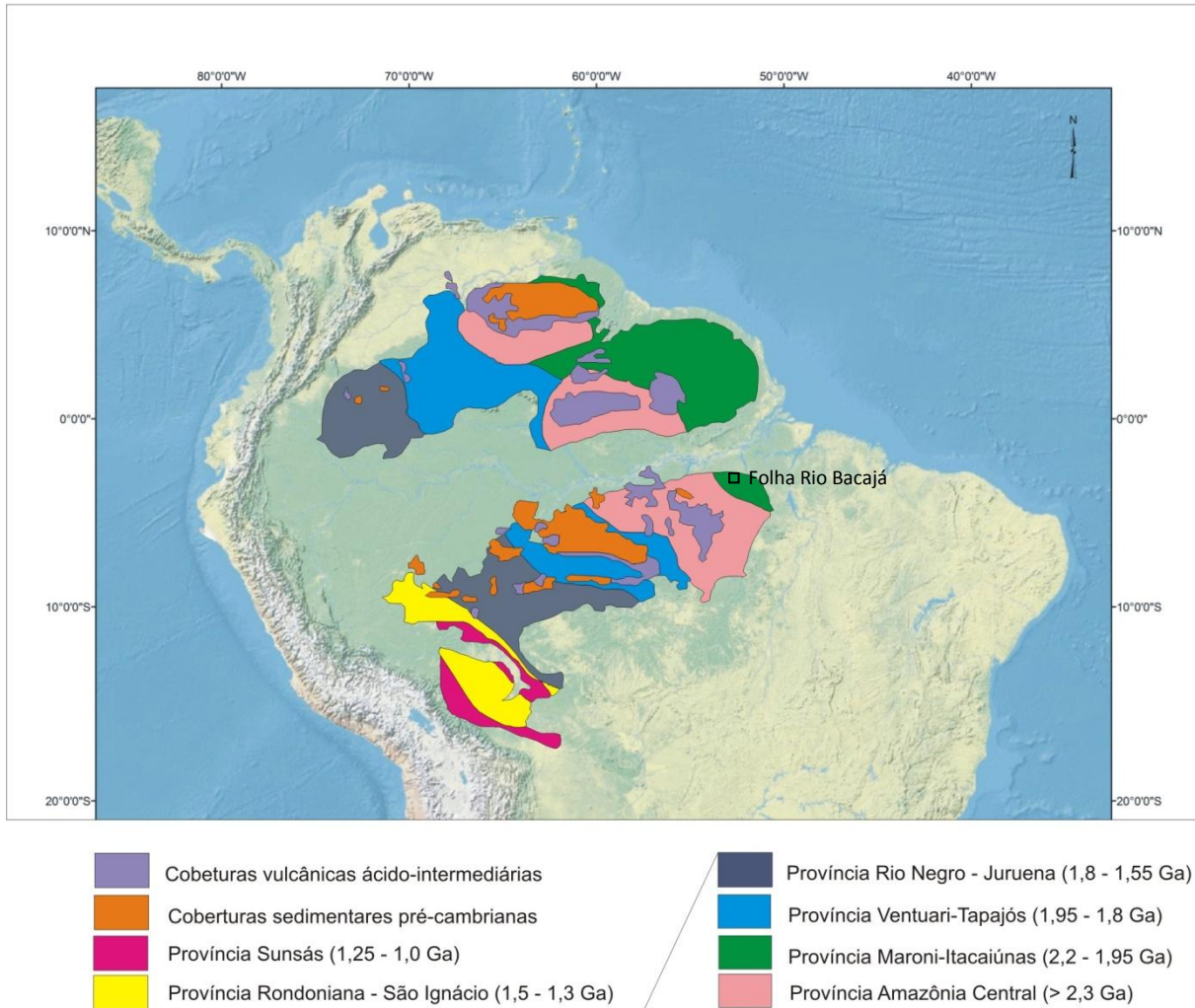


Figura 4: Mapa das províncias geocronológicas do Cráton Amazônico de acordo com Tassinari e Macambira (1999). Editado pelo autor.

Segundo Santos (2003) e Tassinari e Macambira (1999, 2004) a evolução do Cráton Amazônico se processou com sucessivos episódios de acreção crustal durante o Paleoproterozoico e Mesoproterozoico, cercando um núcleo mais antigo, estabilizado no final do Arqueano, representado por Carajás. Vasquez *et al.* (2008a) utilizam a proposta de Santos (2003), ao dividir o cráton em sete províncias tectônicas ou geocronológicas. São elas: Carajás (3,0-2,5 Ga), Transamazonas (2,26-1,99 Ga), Tapajós-Parima (2,03-1,86 Ga), Amazônia Central (1,9-1,86 Ma), Rondônia-Juruena (1,85-1,54 Ga), Rio Negro (1,82-1,52 Ga) e Sunsás (1,45-1,0 Ga)

(Figura 5). Neste documento, admite-se que cada província pode incluir várias orogênias, mas geralmente é resultado de um ciclo orogênico (que engloba diversas orogênias), mais abrangente do ponto de vista temporal e geográfico.

PROVÍNCIAS GEOCRONOLÓGICAS DO CRÁTON AMAZÔNICO
EM TERRITÓRIO NACIONAL (SANTOS, 2003; VASQUEZ, 2008)



Figura 5: Mapa das províncias geocronológicas do cráton Amazônico, de acordo com Santos (2003), modificado por Vasquez *et al.* (2008b).

Neste documento utiliza-se a proposta de Santos *et al.* (2000), atualizada por Santos (2003) e Vasquez *et al.* (2008b). Embora se admita que ambas as propostas de nomenclatura das unidades do cráton ainda precisam de ajustes conforme os próprios autores apontam, a nomenclatura usada por Santos e colaboradores possui um apoio cartográfico maior, com limites geográficos mais bem definidos. Ainda, o nome Maroni-Itacaiúnas pode ser confuso, visto que o rio e a serra denominados Itacaiúnas estão inseridos no terreno Carajás de idade arqueana.

A designação Transamazonas para a província é interessante, pois remete ao ciclo proposto em 1973 por Almeida e colaboradores como *Trans-amazonian Orogenic Cycle* desenvolvido entre 2,2 e 1,8 Ga em áreas da Amazônia, Guianas e África Ocidental. Contudo, é necessário cuidado para não confundir o objetivo e abrangência primários do nome com o seu objetivo e abrangência atuais, conduzindo a incongruências. O termo Transamazonas é válido, pois faz referência às rochas geradas ou retrabalhadas durante o intervalo do proposto Ciclo Transamazônico (2,26-1,99). Na literatura, o termo é encontrado como sinônimo de Paleoproterozoico ou referindo-se ao Riaciano Superior-Orosiriano conforme observado por Santos *et al.* (2000).

3.2 PROVÍNCIA CARAJÁS

A Província Carajás se localiza no sudeste do Estado do Pará e é dividida em dois domínios, Rio Maria (meridional e mesoarqueano) e Carajás (setentrional e neoarqueano) (SANTOS, 2003). De acordo com Vasquez *et al.* (2008a), o domínio Rio Maria é constituído por áreas graníticas do tipo TTG (tonalito-trondhjemitogranodiorito) e *greenstone belts*, com gênese em dois episódios entre 3,05 e 2,85 Ga. Em ambos é registrado um magmatismo granítico tipo A orosiriano⁶.

O domínio Carajás é formado por rochas mesoarqueanas que servem como embasamento para as extensas sequências vulcanossedimentares e corpos granitoides neoarqueanos. Segundo Tassinari e Macambira (1999), este domínio teria sido estabilizado no final do Arqueano. No Paleoproterozoico foi afetado por abrangente plutonismo e sedimentação. As sequências metavulcanossedimentares constituem-se de metabasaltos e rochas metavulcânicas félsicas a intermediárias, além de formações ferríferas bandadas e rochas metassedimentares clásticas que correspondem a *greenstone-belts* (VASQUEZ *et al.*, 2008a). Estas sequências são cortadas por granitos subalcalinos do tipo A a cálcio-alcalinos, sintectônicos (2,76-2,73 Ga) (BARROS *et al.*, 2001).

⁶ Orosiriano (Paleoproterozoico) abrange o período entre 2050 até 1800 milhões de anos (International Stratigraphic Chart, 2009).

3.3 PROVÍNCIA TRANSAMAZONAS

No território brasileiro, a Província Transamazonas (SANTOS, 2003; VASQUEZ *et al.*, 2008a) ocorre nos escudo das Guianas e Brasil Central. De acordo com Santos (2003), a Província Transamazonas resulta de uma orogenia relacionada ao Ciclo Transamazônico (2,26-1,95 Ga). Comparada à classificação de Tassinari e Macambira (1999, 2004), esta faixa móvel paleoproterozoica corresponde, em linhas gerais, à Província Maroni-Itacaiúnas. Conforme Vasquez *et al.* (2008a), a província é formada por extensas áreas paleoproterozoicas permeadas por porções arqueanas retrabalhadas durante a orogenia, observadas preferencialmente nos blocos Amapá e Imataca (Venezuela) e no Domínio Bacajá.

O Domínio Bacajá é limitado a sul pela Província Carajás, a oeste pelo Domínio Irixi-Xingu da Província Amazônia Central, a leste pelo Cinturão Araguaia e a norte é encoberto pela Bacia Sedimentar do Amazonas.

3.3.1 O DOMÍNIO BACAJÁ

Macambira *et al.* (2009) discutem a evolução crustal do Domínio Bacajá como sendo resultante de episódios tectono-magmáticos. Vasquez *et al.* (2008a) dividem as rochas do domínio em sete classificações, nas quais as unidades são agrupadas de acordo com sua gênese, que pode estar relacionada ao retrabalhamento de fragmentos no Riaciano ou diretamente ao orógeno riaciano (arcos de ilha, arcos continentais e colisão continental).

3.3.1.1 Rochas mais antigas

Segundo Macambira *et al.* (2009), as rochas mais antigas do domínio são os gnaisses tonalíticos neoarqueanos (2671 ± 3 Ma). Estas rochas marcam o início da formação da crosta e sua composição e natureza juvenil podem remeter a um antigo arco de ilhas ou suíte TTG (tonalito-trondhjemitó-granodiorito). Vasquez *et al.* (2008a) incluíram unidades de alto grau na Associação Granulítica Arqueana-Paleoproterozóica. Incluem as rochas metassedimentares Granulito Novolândia e Paragnaisse Ipiaçava, o Ortogranulito Máfico Rio Preto e os complexos granulíticos ortoderivados Cajazeiras e Aruanã. As fontes detríticas para o Paragnaisse Ipiaçava (oeste do domínio) são mesoarqueanas a siderianas e as idades de metamorfismo

estão em torno de 2,10 e 2,07 Ga. A primeira idade é interpretada por Macambira *et al.* (2009) como reflexo do metamorfismo de alto grau relacionado ao pico da colisão. A segunda idade é atribuída ao metamorfismo granulítico de baixa pressão do relaxamento e extensão crustais pós-colisionais.

De acordo com Macambira *et al.* (2007), os granulitos ortoderivados forneceram idades para os protólitos entre 3009 ± 27 Ma e 2606 ± 6 Ma e idades metamórficas preferencialmente próximas de 2,07 Ga. Os mesmos autores encontraram uma idade metamórfica de 2064 ± 4 Ma para o Granulito Novolândia (leste do domínio).

Segundo Macambira *et al.* (2009), outra unidade igualmente antiga corresponde aos granitoides siderianos, cristalizados há cerca de 2,44 Ga, que representam crosta continental retrabalhada, provavelmente em um arco continental. Posteriormente, estas rochas foram metamorfasadas para gnaisses quartzo dioríticos (área de Brasil Novo) e quartzo monzodioríticos (área de Belomonte). Os autores sugerem a hipótese de que os gnaisses siderianos sejam porções remanescentes da crosta continental mais antiga.

Os ortognaisses de fácies anfibolito (ortognaisses Pacajá e Uruará) e o Metatonalito Rio Bacajá foram agrupados por Vasquez *et al.* (2008a) na Associação Granito-Gnáissico-Migmatítica Arqueana-Paleoproterozoica. Segundo os autores, os protólitos ígneos remetem idades entre 2671 ± 3 Ma e 2313 ± 9 Ma e uma idade de 2195 ± 3 Ma, obtida no Ortognaisse Pacajá, pode traduzir um episódio de migmatização. Os isótopos de Nd destas unidades apontam para fontes juvenis (TDM de 2,67 Ga e ϵ Nd de + 2,7) e crustais (TDM de 3,10 Ga e ϵ Nd de -10,8).

3.3.1.2 Arcos de Ilhas e Assoalhos Oceânicos

De acordo com Macambira *et al.* (2009), o *greenstone-belt* Três Palmeiras conserva as primeiras rochas supracrustais siderianas formadas no cráton, representadas por uma associação vulcano-plutônica erigida no intervalo entre 2,36 e 2,34 Ga⁷. A gênese desta associação pode relacionar-se com porções de arcos de ilhas ou de assoalho oceânico que foram lançadas contra a margem continental ativa e, por isso, a unidade encontra-se cercada por rochas continentais mais jovens. A sua composição química e a origem juvenil indicada pelos isótopos de Nd corroboram esta ideia. Segundo os autores, ocorrem metatonalitos, metadioritos e

⁷ 2359 ± 3 Ma (Pb-Pb zr, MACAMBIRA *et al.*, 2004).

metandesitos siderianos (2,36-2,31 Ga) associados ao *greenstone-belt* Três Palmeiras e ao Metatonalito Rio Bacajá (Complexo Jacaré). Os dados de isótopos de Nd obtidos na Sequência Três Palmeiras (ϵ_{Nd} de +1,73 a +1,64 e TDM de 2,47 e 2,49 Ga (VASQUEZ, 2006)) sugerem uma origem relacionada à acreção juvenil há cerca de 2,5 Ga.

Outras unidades metavulcanos-sedimentares correspondem ao Grupo Vila União e à Sequência de Rochas Supracrustais 1. De acordo com Vasquez *et al.* (2008a), a presença de *greenstone-belts* siderianos (Três Palmeiras) e até arqueanos (Vila União) no Domínio Bacajá, o distingue de outros domínios da Província Transamazonas, onde estas sequências estão relacionadas a bacias de arcos magmáticos riacianos. Faraco *et al.* (2005) descrevem a porção superior do *greenstone-belt* Três Palmeiras como Micaxisto Bacajá enquanto a porção basal é descrita como Anfibolito Itatá. A unidade de topo é formada por metadacitos transformados em micaxistos, quartzo-sericita xistos, associados a metatufos, filitos, quartzitos e formações ferríferas bandadas (*BIF*), pouco foliados e metamorfisados na fácies xisto-verde a anfibolito.

A unidade basal, Anfibolito Itatá, é formada por anfibolitos e actinolita xistos de textura nematoblástica e o quimismo indica série subalcalina toleítica. Segundo Faraco *et al.* (2005), importantes falhas balizam e cortam a unidade, originando cataclasitos, milonitos e sequências dobradas. A xistosidade apresenta mergulhos superiores a 60° (JOÃO *et al.*, 1987). De acordo com Faraco *et al.* (2005), a serra onde afloram estas rochas metavulcânicas é alongada e cuneiforme segundo E-W, com cristas assimétricas paralelas a raros platôs remanescentes de espessa crosta laterítica responsável pela sua preservação. Ainda segundo os autores, na década de 1980 foram cadastrados vinte garimpos, dois depósitos primários e dezessete indícios e ocorrências de ouro na região da sequência metavulcano-sedimentar. O ouro está comumente associado à scheelita e ocorre em veios de quartzo encaixados em xistos máficos e anfibolitos, que se estendem também para o interior dos granitos nas zonas de contato. Um dos depósitos tem reserva de cerca de dezenove toneladas de ouro. A cassiterita ocorre em rios que drenam o Anfibolito Itatá (FARACO *et al.*, 2005).

3.3.1.3 Ciclo Orogênico Riacciano

Macambira *et al.* (2009) identificaram diferentes períodos de intrusão de granitoides riaccianos, entre 2,22 e 2,08 Ga, evidenciando três estágios orogênicos.

O primeiro estágio provavelmente ocorreu em cenário de arco continental, entre 2,22 e 1,18 Ga, quando parte da crosta arqueana fundiu e gerou os magmas. O segundo estágio envolveu magmas com componentes juvenis que se cristalizaram entre 2,16 e 2,13 Ga. O terceiro estágio se processou entre 2,09 e 2,07 Ga, com a intrusão de granodioritos, monzogranitos e charnockitos gerados a partir da fusão tanto de crosta juvenil como retrabalhada. De maneira geral, os granitoides mais jovens são mais evoluídos quimicamente e menos deformados. Vasquez *et al.* (2008a) descrevem três unidades litotectônicas relacionadas com distintos estágios orogênicos, as quais são correlacionáveis com os três períodos de magmatismo apontados por Macambira *et al.* (2009).

As Suítes Plutônicas Pré-Colisionais abrangem granitoides cujas idades variam entre 2215 ± 2 Ma e 2133 ± 10 Ma. De acordo com Vasquez (2006) estas rochas se relacionam a arcos magmáticos riaccianos, instalados nas bordas de um continente consolidado no Sideriano. Os granitoides incluídos são: Tonalito Brasil Novo, Granodioritos Oca e Belo Monte, Monzogranito Piranhaquara e Metatonalito Tapiranga. As assinaturas de isótopos de Nd apontam fontes variadas para esses granitoides pré-colisionais, com pouca (ϵNd de -1,59 e -0,71 e TDM de 2,47 e 2,49 Ga) a significativa contribuição de componentes crustais (ϵNd de -4,29 a -6,36 e TDM de 2,74 a 2,93 Ga).

Os charnockitos do Complexo Bacajaí, o Granodiorito Babaquara e o Granito Canaã não apresentam composições típicas de granitoides sin-colisionais, mas suas idades em torno de 2,1 Ga são contemporâneas ao clímax da colisão continental e por isso foram agrupados nas Suítes Plutônicas Sin a Tardicolisionais (VASQUEZ *et al.* 2008a). Os dados de isótopos de Nd indicam contribuições crustais (ϵNd de -3,40 e -3,45 e TDM de 2,59 e 2,54 Ga, VASQUEZ, 2006).

Charnockitos e granitos das suítes Arapari e João Jorge, intensamente controlados pelas transcorrências de direção NW-SE e WNW-ESE e datados entre 2086 ± 5 Ma e 2096 ± 6 Ma, intrudiram após a colisão continental de ca. 2,1 Ga e são reunidos nas Suítes Plutônicas Tardi a Pós-colisionais. Ainda de acordo com Vasquez *et al.* (2008a), os isótopos de Nd indicam que suas fontes são crustais e

que a componente de crosta arqueana é mais significativa nos granitos (ϵNd de -4,12 a -6,49 e TDM de 2,57 e 2,73 Ga) que nos charnockitos (ϵNd de -2,40 e -3,12 e TDM de 2,46 e 2,47 Ga). Localmente afloram granitos com componente sideriana e restrita participação crustal (ϵNd de -0,60 e TDM de 2,33 Ga).

Os estudos de Barros *et al.* (2007) nas imediações da rodovia Transamazônica, entre as localidades de Novo Repartimento e Belo Monte indicam a presença de granitoides paleoproterozoicos provavelmente associados aos estágios finais de orogenia riaciana-orosiriana da província Transamazonas, frente a idade de 2076 ± 6 Ma, obtida por meio do método de evaporação de Pb em cristal de zircão. Na área de estudo, são descritos monzogranitos, granodioritos, tonalitos, sienogranitos e quartzo dioritos, relacionados às suítes plutônicas sin a tardicolisionais e tardi a pós-colisionais propostas por Vasquez *et al.* (2008a). Barros *et al.* (2007) observaram nestes granitoides acamamentos magmáticos primários (S_0), foliações magmáticas secundárias (S_1), zonas de cisalhamento (S_{1m}) de alta temperatura e também dobras e ondulações de fluxo.

De acordo com Barros *et al.* (2007), o padrão de estruturas presentes nos granitos paleoproterozoicos do Domínio Bacajá refletem contemporaneidade entre a deformação regional e a colocação de volumes consideráveis de magma intermediário a ácido. Os autores sugerem que a transição de estruturas precoces (S_0 e S_1) de alta temperatura para feições de temperaturas moderadas e relativamente baixas, evidencia que a evolução estrutural da área é marcada pelo aumento da deformação e pela diminuição da temperatura. Bandas miloníticas de espessura métrica ocorrem localmente e sua orientação coincide com a direção das estruturas regionais. Os granitos do domínio Bacajá aflorantes nas imediações da rodovia Transamazônica provavelmente constituem um cinturão plutônico de extensão regional e suas características estruturais detêm semelhanças com cinturões plutônicos relacionados a zonas de subducção.

Além dos três estágios de granitogênese sugeridos por Macambira *et al.* (2009), Vasquez *et al.* (2008a) propõem a Suíte Plutônica Pós-orogênica, formada pelo Granodiorito Sant'Ana datado em 1986 ± 5 Ma. Há significativa contribuição crustal neoarqueana (ϵNd de -8,89 e TDM de 2,83 Ga; VASQUEZ, 2006).

3.4 PROVÍNCIA AMAZÔNIA CENTRAL

De acordo com Santos *et al.* (2000) e Vasquez *et al.* (2008a), a Província Amazônia Central é formada por uma associação vulcano-plutônica cratogênica paleoproterozoica com estruturação primordialmente rúptil de orientação NW-SE. Anteriormente ao amplo episódio vulcânico houve o desenvolvimento de uma bacia sedimentar proterozoica relacionada possivelmente à tafrogênese sideriana-riaciana.

A unidade com predomínio areal no domínio Iriri-Xingu compreende as rochas vulcânicas félsicas, piroclásticas e vulcanoclásticas do Grupo Iriri (1,89-1,87 Ga), relacionadas com a extensão crustal ocasionada no Orosiriano (2,05-1,8 Ga). Vasquez *et al.* (2008a) observam que as assinaturas dos isótopos de Nd desta unidade (ϵNd de -6,3 a -11,6 e TDM de 2,60 a 3,13 Ga) apontam para fontes crustais arqueanas. O Grupo Iriri tem continuidade na porção oriental do domínio Tapajós (Província Tapajós-Parima), porém ali as assinaturas dos isótopos de Nd sugerem fontes paleoproterozoicas. Em sequência ao amplo magmatismo félsico orosiriano teve início a colocação de granitos do tipo A, associados à extensão crustal orosiriana-estateriana, entre 1,89 e 1,62 Ga. Sequências de rochas epiclásticas e piroclásticas, dispostas nas regiões sudeste e leste do domínio, podem estar relacionadas à evolução de um rifte no fim do Orosiriano (2,05-1,8 Ga) e início do Estateriano (1,8-1,6 Ga). A sedimentação continental destas bacias de rifte evidenciam fontes detríticas de origem vulcânica félsica (Grupo Iriri). Vasquez *et al.* (2008a) agruparam estas formações na unidade Bacias de Rifte Continental Paleoproterozoicas.

3.5 MAGMATISMO FANEROZOICO

O magmatismo toleítico do Jurássico (Penatecaua e Cururu) é representado no Domínio Bacajá por enxames de diques de diabásio de direção nordeste e norte, localizados preferencialmente na região oriental do domínio. Costa (2011) apontou como provável fonte do magmatismo Penatecaua o manto heterogêneo. A autora propõe a hipótese de origem por fusão parcial de fonte do manto primitivo modificado por componentes crustais. Esta modificação do manto remete a processos de subducção mais antigos, provalvemente transamazônicos, quando processos de subducção podem ter contaminado o manto com crosta continental.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

Atividades pré-campo: pesquisa bibliográfica e redação do capítulo de geologia regional; consulta da carta topográfica Rio Bacajá (1:100.000), cujo levantamento foi concluído no ano de 1976, pelo Exército Brasileiro (a carta está disponível no IBGE⁸) e consulta de imagens SRTM⁹, para execução de um mapa base utilizado nos trabalhos de campo. Mapas geofísicos (contagem total e magnetometria) também foram impressos com o objetivo auxiliar a correlação entre fácies ou unidades mapeadas e sua resposta geofísica.

Atividades em campo: realização de uma etapa de campo com duração de 20 dias (05-25/07/2010), com auxílio de automóvel e base de campo localizada na cidade de Anapu. Foram percorridos aproximadamente 500 km de estradas e caminhos e descritos 170 afloramentos em seus aspectos petrográficos e estruturais, e cerca de 90% dos pontos estão amostrados. Foram descritas e medidas atitudes de elementos planares e lineares, cuja classificação considera as recomendações de Davis e Reynolds (1996). A identificação de estruturas magmáticas tem como critérios aqueles sugeridos por Pawley e Collins (2002) e Barbey (2009). Foi feita a atualização dos dados planimétricos, incluindo os nomes das estradas vicinais e dos rios. O trabalho de campo feito com auxílio de veículo *Landrover*, a localização foi auxiliada pela carta topográfica, imagens de satélite, GPS (*Garmin*) e bússola (tipo *Brunton*). O mapa geológico anexo a este documento foi confeccionado com base na cartografia geológica realizada nesta etapa. O detalhamento e refinamento do mapa são baseados na petrografia, geoquímica e geocronologia.

Atividades pós-campo I: confecção de 85 lâminas petrográficas e realização de 36 análises litogeoquímicas. As lâminas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação da UFPR. Durante este período foram organizados em tabelas *Excell* os dados levantados em campo, foi feito o desenho dos mapas à mão e depois sua confecção preliminar por meio do programa *ArcView 10.0*.

Atividades pós-campo II: descrição macroscópica e microscópica das rochas em seus aspectos minerais, texturais, microtectônicos (WERNICK, 2004;

⁸ IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística.

⁹ SRTM – *Shuttle Radar Topography Mission*.

PASSCHIER; TROUW, 2005; YARDLEY, 2003; DAVIS; REYNOLDS, 1996); os parâmetros descritivos petrográficos são apresentados na Tabela 1. A caracterização das fácies petrográficas e a classificação são de acordo com a nomenclatura de Le Maitre (2004). As seções delgadas foram descritas em microscópio petrográfico *Olympus* e as fotomicrografias retiradas no Laboratório de Análises de Minerais e Rochas, com o sistema automático da Máquina Olympus PM20 acoplada ao microscópio. Foram selecionadas as rochas mais representativas para preparação destinada à geoquímica; foi realizado o corte das amostras para envio ao laboratório AcmeLabs (análise dos elementos maiores, traço e terras raras). Os dados litogeoquímicos são tratados em planilhas eletrônicas e em programas de computação específicos (Igp_{et}) resultando em diagramas de variação, classificação (FROST *et al.*, 2001), tipológicos e tectônicos (PEARCE *et al.*, 1984). Os diagramas de elementos terras raras são confeccionados para considerações sobre a tipologia e sobre as condições de geração de magmas (de acordo com os padrões de elementos terras raras, são propostos ambientes geotectônicos).

Das 85 amostras laminadas, 36 foram selecionadas e enviadas à análise geoquímica no laboratório AcmeLabs, visando obter as quantidades em porcentagem peso (% peso) de elementos maiores e em micrograma por grama ($\mu\text{g/g}$) de elementos-traço, incluindo terras raras. Os métodos utilizados pelo laboratório foram fluorescência de raios X para obtenção dos valores dos elementos maiores e o ICP-MS para os elementos-traço. No tratamento final dos dados geoquímicos, realizado por meio do programa IGPET, foram obtidos gráficos que expressam comparações, tendências químicas, petrológicas e tectônicas que indicam possíveis ambientes geotectônicos.

Atividades pós-campo III: confecção do mapa geológico preliminar, redação e envio da qualificação, correção da qualificação e estruturação e redação da dissertação. Nesta etapa, o mapa geológico foi submetido à várias revisões, bem como o capítulo de geoquímica da dissertação. Apenas um dado geocronológico foi enviado à tempo. A datação Pb-Pb¹⁰ do afloramento FB-99 forneceu idade de cristalização de 2,5 Ga. Contudo, o capítulo de geocronologia não fará parte da dissertação, pois as outras análises laboratoriais ainda não estão finalizadas.

¹⁰ Datação Pb-Pb por evaporação de zircão no Laboratório Pará-Iso (Belém, PA).

Alguns dados a respeito do número de afloramentos, tipos de rochas encontrados e métodos usados estão resumidos na Tabela 2.

4.1 CARTOGRAFIA GEOLÓGICA

O número de 170 afloramentos é reduzido em comparação com a extensão total da área Rio Bacajá. Isso se deve à dificuldade de se encontrar exposição de rochas, às limitações impostas pela cobertura florestal e pela duração da etapa de campo. Contudo, a disposição dos afloramentos permite conferir uma ampla variedade litológica de fácies contidas em unidades litoestratigráficas de ampla distribuição, como o Complexo Aruanã (arqueano), o Complexo Bacajaí (riaciano precoce), a Suíte Arapari (riaciano principal) e a Suíte João Jorge (riaciano tardio). Um dos mapas geológicos anexos contempla a divisão em fácies petrográficas enquanto o outro aborda a geologia local do ponto de vista de unidades litoestratigráficas propostas pela CPRM. Contudo, a dissertação abordará as rochas pelo prisma faciológico, visto que até o momento da conclusão da dissertação, ainda não estavam à disposição todos os dados geocronológicos.

4.2 NOMENCLATURA DAS SUPERFÍCIES DÚCTEIS

Sn-1 - foliação neoarqueana;

Sn - foliação definida pela intercalação rítmica de níveis metassedimentares, com formação de xistosidade. Remonta provavelmente o final do sideriano e início do riaciano;

Sn+1 - foliação metamórfica definida pela reorientação de minerais e recristalização em rochas totalmente sólidas, neoarqueanas (metagranitos e ortognaisses) ou siderianas (anfíbolitos e metassedimentares), retrabalhadas no riaciano;

Sa - foliação de fluxo magmático (acamamento magmático), definida por acamamentos ígneos ou orientação preferencial de minerais não deformados;

Sp - foliação principal riaciana (2,26 a 2,07 Ga) magmática com componente de estado sólido, marcada por achatamento e recristalização mineral. Definida pela orientação preferencial de minerais deformados e recristalizados;

Sm - foliação milonítica.

Tabela 1: Parâmetros descritivos petrográficos (compilação e modificação de dados).

Parâmetros descritivos petrográficos	Tipos/Intensidade
Granulação/Granulometria	Muito fina (<0,5 mm) Fina (0,5 – 2 mm) Média (2 mm – 4 mm) Grossa (4 mm – 1 cm) Muito grossa (>1 cm)
Tamanho relativo dos minerais	Equigranulares Subequigranulares Inequigranulares
Forma dos minerais	Euédricos Subédricos Anédricos
Forma do arranjo de minerais	Interlobado/Poligonal inequigranular Interlobado/Poligonal seriado Interlobado/Poligonal equigranular
Contatos entre os cristais	Retilíneos Curvilíneos Lobados Denteados Serrilhados Irregulares
Abundância de minerais acessórios (número de grãos ou cristais)	Raros (1) Poucos (2-4) Muitos (5-20) Abundantes (>20)
Orientação dos minerais/Foliação/Deformação	Nula Incipiente Frac Moderada Forte Muito forte
Feições de deformação intracristalina	Microfraturas Extinção ondulante e curvatura de maclas Subgrãos Novos grãos
Sobrecrescimento de muscovita (a partir da sericita oriunda da alteração do plagioclásio)	Nulo Fraco Forte
Textura	Variedade de texturas graníticas (granular/granular orientada), ofíticas, miloníticas e metamórficas regionais e metamórficas de contato (<i>hornfels</i>).

Tabela 2: Afloramentos descritos na etapa de campo e suas respectivas amostragens (AMOST.) e análises petrográficas (PETR.), geoquímicas (GEOQ.) e de geoquímica isotópica/geocronologia (DAT.). A cor verde identifica os afloramentos analisados.

PONTO	ROCHA 1	AMOST.	PETR.	GEOQ.	DAT.
0001	elúvio	N			
0002	titanita-biotita monzogranito	S	S	S	
0003	elúvio	N			
0004	monzogranito	S	S		
0005	laterita	N			
0006	elúvio	N			
0007	sienogranito	S			
0008	sienito	S	S		
0009	monzogranito	S			
0010	titanita-biotita granodiorito	S	S	S	Rb/Sr
0011	gabro	S	S		
0012	diabásio	S			
0013	titanita-biotita granodiorito	S	S	S	Rb/Sr
0014	monzogranito	S	S		
0015	granodiorito	S	S		
0016	granodiorito	S	S		
0017	biotita tonalito protomilonito	S	S	S	
0018	monzogranito milonito	S	S		
0019	monzogranito milonito	S			
0020	álcali-feldspato sienito	S	S	S	Sm/Nd e Pb/Pb
0021	monzogranito	S			
0022	monzogranito	S			
0023	monzogranito	S			
0024	diabásio	S			
0025	biotita-hornblenda tonalito	S	S	S	
0026	monzogranito	S			
0027	granodiorito	S	S		
0028	monzogranito	S			
0029	quartzo de falha	S			
0030	biotita monzogranito	S	S	S	

PONTO	ROCHA 1	AMOST.	PETR.	GEOQ.	DAT.
0031	sienogranito	S			
0032	quartzo de falha	N			
0033	monzogranito	S			
0034	elúvio	N			
0035	elúvio	N			
0036	anfibolito granoblástico	S	S	S	
0037	elúvio	N			
0038	laterita	N			
0039	biotita-hornblenda álcali-feldspato sienito	S	S	S	
0040	anfibolito	S			
0041	anfibolito	S			
0042	monzogranito	S	S		
0043	monzogranito	S			
0044	monzogranito	S	S		
0045	monzogranito	S			
0046	monzogranito	S			
0047	monzogranito	S	S		
0048	monzonito	S	S	S	
0049	sienito	S			
0050	biotita quartzito	N			
0051	filito	N			
0052	anfibolito foliado	S	S	S	
0053	biotita sienogranito	S	S	S	
0054	muscovita quartzito	N			
0055	monzogranito	S			
0056	anfibolito	S			
0057	sienogranito	S			
0058	tonalito	S	S		
0059	sienogranito	S	S		
0060	metagabro	S	S	S	

PONTO	ROCHA 1	AMOST.	PETR.	GEOQ.	DAT.
0061	granodiorito	S			
0062	monzogranito	S	S		
0063	monzogranito	S			
0064	granodiorito	S	S		
0065	quartzito	N			
0066	granodiorito	S			
0067	tonalito	S			
0068	granodiorito	S			
0069	biotita monzogranito	S	S	S	Rb/Sr, Pb/Pb e Sm/Nd
0070	tonalito	S			
0071	granodiorito	S			
0072	metaquartzo-monzodiorito	S	S	S	
0073	diabásio	S	S		
0074	diabásio	S			
0075	tonalito	S	S		
0076	anfibolito foliado	S	S	S	Sm/Nd
0077	laterita	S			
0078	granodiorito	S			
0079	granodiorito	S			
0080	diabásio	S			
0081	anfibolito	S	S		
0082	elúvio	N			
0083	granodiorito	S			
0084	granodiorito	S	S		
0085	titanita-hornblenda monzogranito	S	S	S	
0086	granodiorito protomilonito	S	S		
0087	anfibolito blastofítico	S	S (A)	S	
0088	granodiorito	S			
0089	anfibolito	S	S		
0090	veios de quartzo	N			

PONTO	ROCHA 1	AMOST.	PETR.	GEOQ.	DAT.
0091	monzogranito	S	S		
0092	monzogranito	S			
0093	metaquartzo-monzodiorito	S	S	S	
0094	sienogranito	S	S	S	
0095	tonalito cataclasito	S	S		
0096	monzogranito	S			
0097	tonalito	S			
0098	anfibolito granoblástico	S	S	S	
0099	monzogranito protomilonito	S	S		Pb/Pb
0100	biotita monzogranito	S	S	S	Sm/Nd
0101	monzogranito	S	S		
0102	sienogranito	S			
0103	sienogranito	S			
0104	sienogranito	S			
0105	monzogranito	S	S		
0106	monzogranito	S			
0107	monzogranito	S	S		
0108	monzogranito	S			
0109	monzogranito	S			
0110	metagabro	S	S	S	
0111	anfibolito	S	S		
0112	granodiorito	S			
0113	monzogranito	S			
0114	monzogranito	S			
0115	monzogranito	S	S		
0116	metatonalito	S	S (A,B)	S (A)	
0117	monzogranito	S			
0118	monzogranito	S	S		
0119	titanita-biotita monzogranito	S	S	S	Rb/Sr
0120	tonalito	S	S		

PONTO	ROCHA 1	AMOST.	PETR.	GEOQ.	DAT.
0121	diabásio	S			
0122	monzogranito	S	S		
0123	tonalito	S	S		
0124	quartzo diorito	S	S		
0125	sienogranito	S	S		
0126	diabásio	S			
0127	tonalito	S	S		
0128	monzogranito	S			
0129	sienogranito	S	S		
0130	anfíbólito hornfels	S	S		
0131	metagranodiorito	S	S	S	
0132	gabro	S	S	S	
0133	tonalito	S	S		
0134	anfíbólito	S			
0135	laterita	S			
0136	titanita-biotita tonalito	S	S	S	Rb/Sr, Sm/Nd e Pb/Pb
0137	monzogranito	S			
0138	monzogranito	S			
0139	granodiorito	S			
0140	granodiorito	S	S		
0141	tonalito	S			
0142	tonalito	S			
0143	monzogranito	S	S		
0144	monzogranito	S			
0145	granodiorito cataclasito	S			

PONTO	ROCHA 1	AMOST.	PETR.	GEOQ.	DAT.
0146	granodiorito	S	S		
0147	monzogranito	S	S	S	Rb/Sr
0148	metatitanita-biotita monzogranito protomilonito	S	S (A,B,C)	S	Sm/Nd, Pb/Pb
0149	elúvio	N			
0150	hornblenda-biotita tonalito	S	S	S	
0151	anfíbólito	S			
0152	anfíbólito	S			
0153	anfíbólito foliado	S	S	S	Sm/Nd
0154	monzogranito	S			
0155	monzogranito	S			
0156	biotita granodiorito	S	S	S	
0157	monzogranito cataclasito	S			
0158	monzogranito	S	S		
0159	monzogranito	S			
0160	biotita monzogranito	S	S (A)	S (A)	
0161	monzogranito	S			
0162	monzogranito	S			
0163	monzogranito	S			
0164	tonalito	S			
0165	hornblenda-biotita granodiorito milonito	S	S	S	Sm/Nd, Pb/Pb
0166	tonalito milonito	S	S		
0167	tonalito milonito	S			
0168	tonalito protomilonito	S	S		
0169	biotita tonalito	S	S	S	
0170	sienogranito	N			

5. GEOLOGIA DA ÁREA RIO BACAJÁ

5.1 INTRODUÇÃO

O relevo pouco ondulado e a densa cobertura florestal dificultam a melhor exposição das rochas. Assim, em alguns casos, as observações geomorfológicas e morfoestruturais auxiliam na determinação das feições geológicas não visíveis em campo. Os afloramentos, comumente matacões ou lajes, raramente expõem contatos geológicos, os quais, portanto, são sempre aproximados ou inferidos. A aproximação dos contatos foi aprimorada com a ajuda de interpretações estruturais traçadas em imagens de satélite e de informações aerogeofísicas (magnetometria e gamaespectrometria).

A petrografia permite identificar diferenças microestruturais entre os litotipos, podendo refletir graus distintos de deformação e por vezes sugerir sua posição temporal e espacial na história deformacional.

Predominam granitoides de diversos tipos, geralmente foliados e orientados segundo a direção WNW, semelhante à atitude regional das rochas da província (N50-70W), de acordo Santos *et al.* (2000). A deformação é penetrativa nas escalas regional a microscópica e é geralmente moderada, mas pode ser muito forte em algumas faixas. Ressalta-se também que há rochas que não registram deformação intracristalina significativa. Assim sendo, há rochas com acamamento marcado pela alternância de níveis com diferenças na granulação e na composição.

Cerca de 85% da área é composto por granitoides, enquanto 15% incluem uma faixa metavulcanossedimentar (~10 km de largura e 50 km de comprimento), alongada na direção WNW. A foliação metamórfica e a deformação são variáveis no interior desta faixa, na qual se observam rochas metabásicas com texturas blastofítica, nematoblástica e granoblástica. Nas imediações e no interior da faixa são documentadas ocorrências de ouro e a existência de garimpos de ouro.

5.2 FAIXAS METAVULCANOSSEDIMENTARES

Os solos sobre as áreas metavulcânicas são comumente argilosos, de cor avermelhada a marrom escuro, com tons bastante diferentes daqueles dos granitoides. Os mantos de intemperismo são espessos, com rara exposição de rochas e ausência de saprólito (Figura 6 a e b). A fertilidade é elevada, sendo identificada próspera cultura de cacauzeiros. As áreas metassedimentares apresentam solos marrons, com saprólitos bem desenvolvidos (Figura 6 c e d). Afloramentos de anfibólitos ocorrem principalmente como blocos e matacões e filitos e quartzitos são expostos em leitos de estradas. A largura máxima da faixa metavulcanossedimentar atinge 15 km. Plútons graníticos a seccionam, provocando auréolas de metamorfismo de contato cujas larguras atingem a ordem do quilômetro.

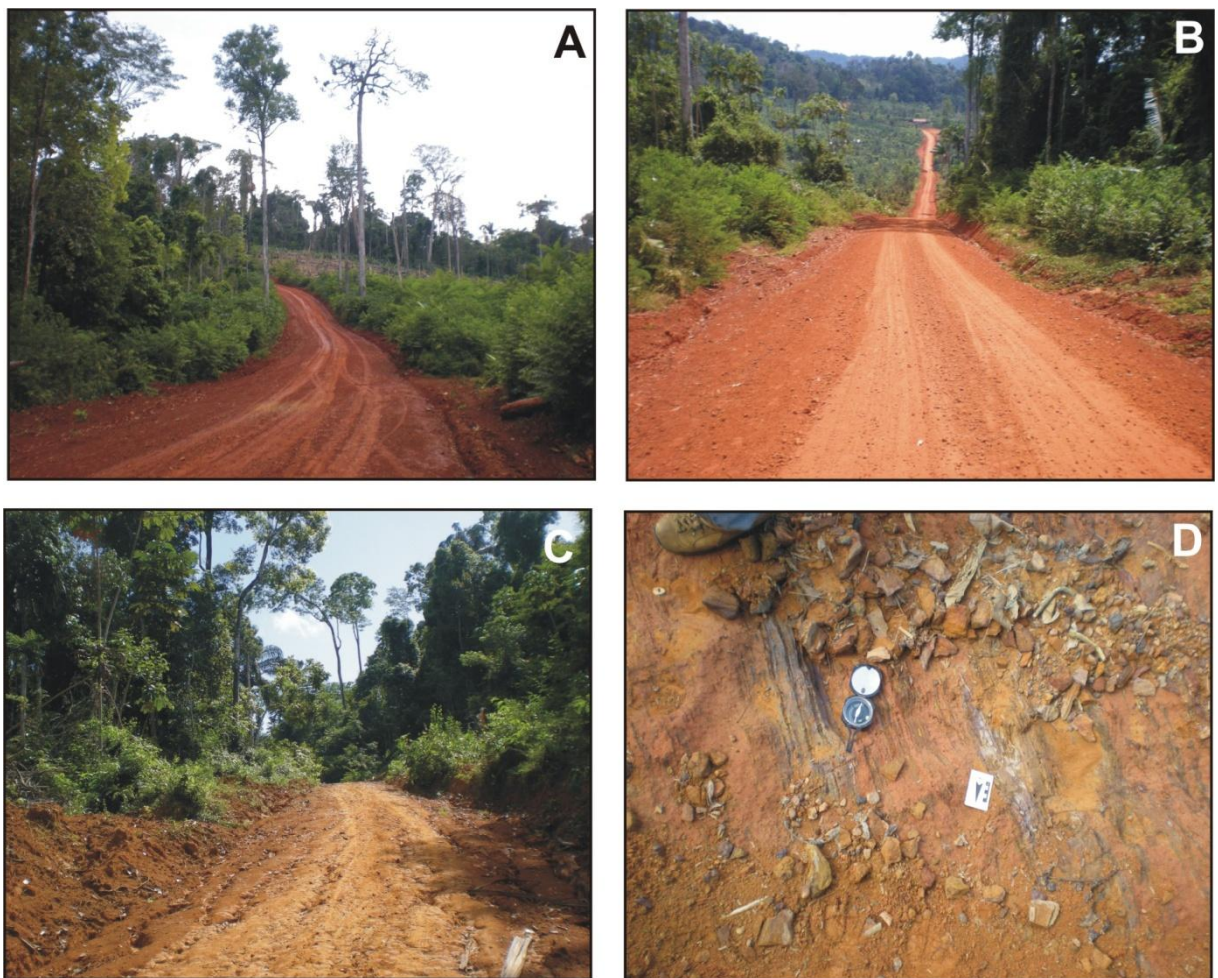


Figura 6: Material de alteração intempérica sobre a faixa metavulcanossedimentar; (a,b) solos gerados a partir da degradação de anfibólitos; (c-d) solos oriundos de filitos e saprólito preservando as estruturas metamórficas.

5.2.1 UNIDADE METAVULCÂNICA

São descritos 21 afloramentos de rochas metabásicas, as quais têm cor cinza escuro e granulação muito fina a média e podem exibir ou não foliação. Em seção delgada de amostras de 11 afloramentos são identificados metabasaltos, metagabros e anfibolitos. Em alguns afloramentos ocorrem vênulas e veios compostos por anfibólio ou por plagioclásio, quartzo e anfibólio (Figura 7). As características petrográficas das rochas metabásicas são apresentadas na Tabela 3.

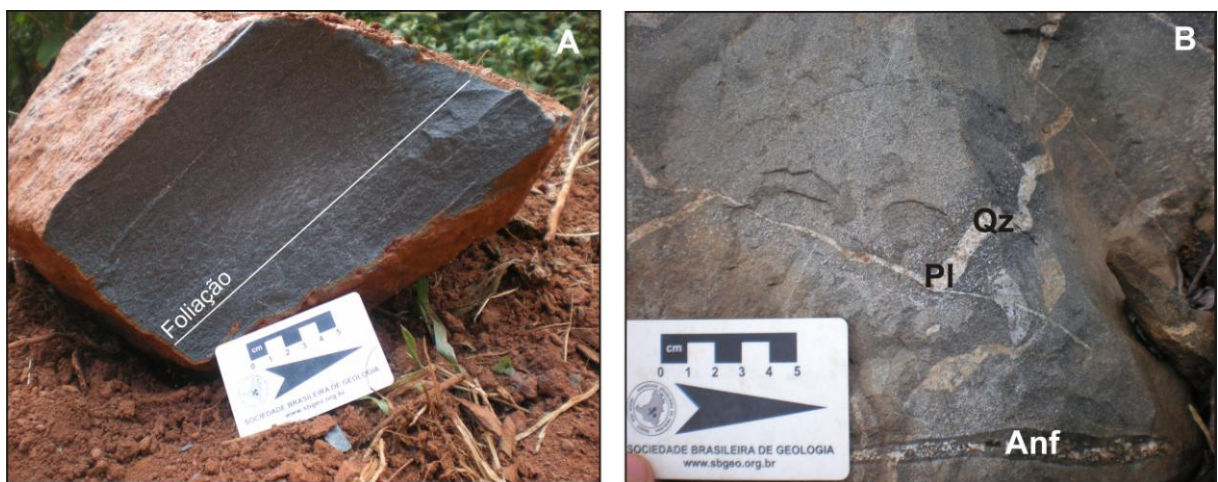


Figura 7: Amostra de metabasalto *hornfels* (FB-36) com textura granoblástica e foliação incipiente (a); afloramento de anfibolito com vênulas e veios de plagioclásio, quartzo e anfibólio (b).

Observam-se texturas nematoblástica, granoblástica e blastofítica. Cristais alongados de hornblenda orientados preferencialmente definem uma textura nematoblástica (Figura 8a). Cristais em arranjos equigranulares poligonais, com contatos retilíneos, definem uma textura granoblástica (Figura 8b).

A textura blastofítica é evidenciada pela presença de ripas de plagioclásio dispostas aleatoriamente e pseudomorfos de anfibólio. A disposição e concentração dos cristais de anfibólio sugerem que a textura original era intergranular (Figura 9). Há exemplos também de rochas com textura blastofítica, porém que devem ter sido originalmente texturas ofíticas. O plagioclásio pode estar saussuritizado.

Tabela 3: Características de anfibolitos da área da Folha Rio Bacajá descritas em microscopia.

Características	Seções delgadas de amostras de rochas genericamente denominadas anfibolitos									
	FB-36	FB-52	FB-60	FB-76	FB-81	FB-87A	FB-89	FB-110	FB-111	FB-153
<i>Granulometria (eixo c)</i>	0,2mm	0,1mm	1mm	0,2mm	0,1mm	2mm	0,3mm	0,1mm	0,15mm	0,1-0,5mm
<i>Assembleia (%)</i>										
<i>Hornblenda</i>	50	55	40	67	47	45	50	60	85	55
<i>Plagioclásio</i>	45	35	50	25	42	48	43	30	15	35
<i>Quartzo</i>	5	10	5	5	10	3	3	10	<1	5
<i>Biotita</i>	0	0	5	0	0	2	0	0	0	0
<i>Opacos</i>	<1	0	<1	2	1	2	1	<1	<1	5
<i>Outros</i>	0	0	0	0	0	0	Ch (3)	0	0	0
<i>Contatos/ forma</i>	retilíneo poligonal	retilíneo ripiforme	irregular a retilíneo	retilíneo poligonal	retilíneo poligonal	irregular a retilíneo	retilíneo poligonal	irregular a retilíneo	irregular a retilíneo	retilíneo ripiforme/lobado
<i>Foliação</i>	incipiente	muito forte	nula	incipiente	forte	nula	nula a incipiente	fraca	nula	muito forte
<i>Vestígio de textura ígnea</i>	não	não	sim (ripas de plagioclásio)	não	não	sim (ripas de plagioclásio)	não	não	sim (ripas de plagioclásio)	não
<i>Recristalização dinâmica</i>	nula	sim	nula	nula	sim	nula	nula	nula	nula	sim
<i>Recristalização estática</i>	sim	nula	nula	sim	sim	nula	sim	sim	nula	nula
<i>Textura</i>	granoblástica	nematoblástica	blastofítica	granoblástica	granoblástica	blastofítica	granoblástica	granoblástica	blastofítica	nematoblástica
<i>Estrutura</i>	fracamente foliada	foliação planar paralela submilimétrica	maciça	fracamente foliada	foliação planar paralela submilimétrica	maciça	fracamente foliada	maciça	maciça	foliação planar paralela submilimétrica
<i>Nome</i>	anfíbólito <i>hornfels</i>	anfíbólito	metagabro	anfíbólito <i>hornfels</i>	anfíbólito <i>hornfels</i>	metagabro	anfíbólito <i>hornfels</i>	anfíbólito <i>hornfels</i>	metabasalto	anfíbólito

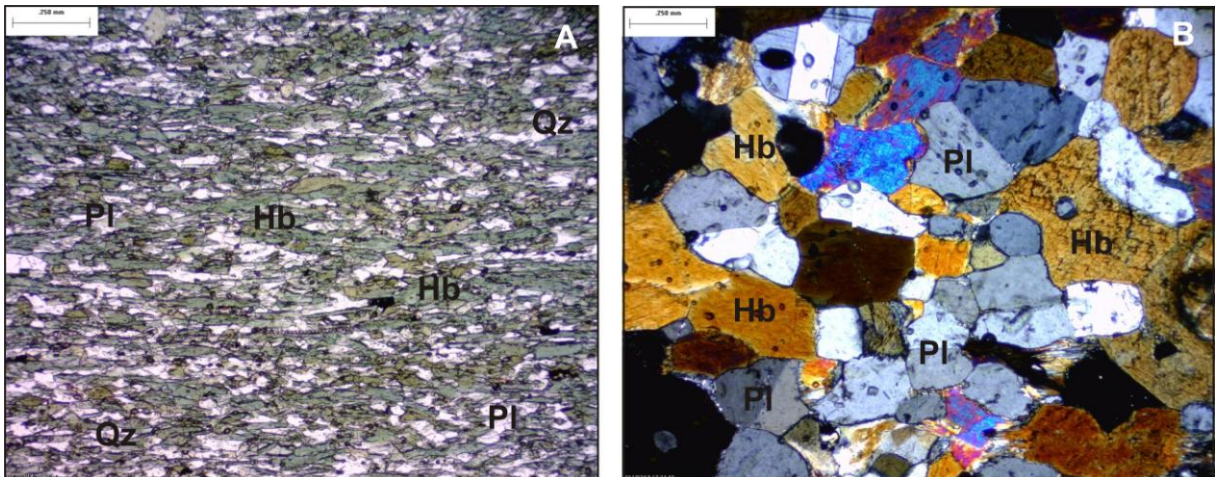


Figura 8: Fotomicrografias de anfibolito nematoblástico foliado (PP) (FB-52)(a) e plagioclásio-hornblenda *hornfels* granoblástico (PPPC) (FB-89).¹¹Legenda: Hb – hornblenda, Pl – plagioclásio, Qz – quartzo.

Os anfibolitos podem mostrar forte foliação, marcada pela orientação preferencial de cristais de anfíbólio e de plagioclásio, o que resulta em textura nematoblástica. Lateralmente há anfibolitos (*hornfels*) isotrópicos, com minerais possuindo contatos retilíneos, o que confere à rocha uma textura granoblástica.

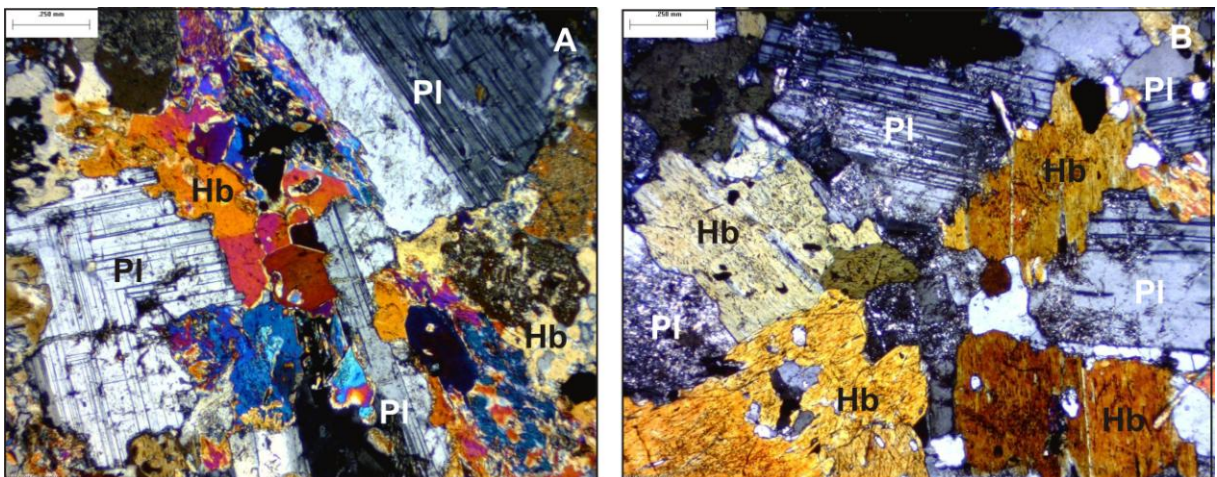


Figura 9: Fotomicrografias das seções delgadas de metagabros dos pontos CCA-70 (a) e FB-87A (b) mostram textura blastofítica, com alguns cristais de plagioclásio saussuritizado (PPPC).

Os anfibolitos por vezes mostram uma foliação mais forte, a qual tem espaçamento submilimétrico e geometria planar paralela. Em 5 seções delgadas descritas, a foliação encontra-se parcialmente ou totalmente obliterada pelo metamorfismo de contato, em outras 3 seções de textura blastofítica, ela está ausente e nas outras 3 seções a foliação é forte ou muito forte, com total

¹¹ A escala no canto superior esquerdo das fotomicrografias é sempre de 0,250 mm.

reorientação e recristalização de hornblenda e plagioclásio. Rochas influenciadas pelo metamorfismo de contato são denominadas anfibolito *hornfels*.

Têm-se, portanto, três grupos de rochas metabásicas: foliadas nematoblásticas (Figura 8a), *hornfels* maciços ou pouco foliados granoblásticos (Figura 8b) e rochas maciças holocristalinas blastofíticas (Figura 9).

A predominância de rochas de composição anfibolítica e de granulção fina, algumas das quais com texturas blastofíticas, sugere uma origem vulcânica para estas rochas. A cartografia destas rochas metabásicas é auxiliada pela presença de lateritas, que estão distribuídas em platôs hectométricos a quilométricos.

5.2.2 GEOQUÍMICA DAS ROCHAS METAVULCÂNICAS

Os dados geoquímicos usados para construção dos diagramas e das interpretações geológicas estão apresentados abaixo na Tabela 4. Observa-se que as rochas metabásicas pertencem a unidade litoestratigráfica Sequência Três Palmeiras, de idade sideriana. O afloramento FB-98 compreende anfibolitos situados no domínio neoarqueano da área de estudo, e pode compreender rochas anfibolíticas de idade neoarqueana, anteriores à Sequência Três Palmeiras. Porém, a amostra referente a este afloramento irá ser estudada juntamente com as amostras da faixa metavulcanossedimentar.

Tabela 4: Dados geoquímicos das rochas metabásicas.

Aflor.	SIDERIANO (TRÊS PALMEIRAS)								MORB	ARQUEANO
	FB-36	FB-52	FB-60	FB-76	FB-87	FB-110	FB-132	FB-153		FB-98
SiO ₂	49,67	54,10	55,14	48,70	47,48	48,50	47,77	50,30	48,77	50,55
Al ₂ O ₃	14,37	13,10	13,99	14,64	15,24	13,69	13,13	14,26	15,90	12,45
TiO ₂	0,84	0,76	0,59	0,96	1,97	1,25	2,93	1,15	1,15	2,29
Fe ₂ O ₃	12,85	11,36	7,99	12,77	14,35	14,92	17,57	14,18	9,95	17,95
MgO	7,83	6,65	8,04	8,75	5,99	7,18	4,72	6,91	9,67	4,69
MnO	0,20	0,16	0,13	0,23	0,20	0,22	0,26	0,20		0,24
CaO	11,80	12,40	9,17	10,54	10,01	10,67	9,86	11,14		8,45
Na ₂ O	1,28	0,70	2,63	2,40	2,75	2,25	2,56	1,15		2,21
K ₂ O	0,10	0,06	0,76	0,16	0,49	0,14	0,49	0,05		0,56
P ₂ O ₅	0,07	0,06	0,12	0,07	0,47	0,10	0,29	0,09		0,23
Cr ₂ O ₃	0,041	0,038	0,078	0,041	0,010	0,031	0,008	0,029		0,012
LOI	0,7	0,4	1,1	0,5	0,8	0,8	0,1	0,3		0,1
TOT/C	0,03	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02		<0,02
TOT/S	<0,02	<0,02	<0,02	0,05	0,10	<0,02	0,06	<0,02		0,15
Soma	99,78	99,81	99,77	99,77	99,75	99,78	99,70	99,78		99,75
Ba	21	15	261	39	148	56	170	14		104

Be	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1	<1	1
Ga	14,8	15,4	15,1	16,1	18,6	19,6	22,0	18,0	16,6
Nb	1,9	1,5	3,4	2,3	13,2	3,3	10,3	2,6	11,4
Rb	3,1	2,0	38,7	3,7	19,5	2,7	17,3	1,2	12,2
Sr	107,7	170,9	286,1	149,2	309,5	112,5	178,6	124,1	134,2
Ta	0,1	0,1	0,3	0,2	0,8	0,2	0,6	0,2	0,8
Th	0,6	0,2	3,3	0,2	0,4	0,5	1,7	0,5	3,5
U	0,2	<0,1	0,8	<0,1	0,1	0,1	0,4	<0,1	0,7
Zr	44,6	39,6	76,2	48,1	131,6	71,0	203,9	64,4	156,8
Y	20,8	18,2	12,1	20,8	24,4	28,3	56,9	23,5	41,6
V	310	280	160	309	296	346	504	332	534
W	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	1,1	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Cu	162,5	120,9	53,8	102,9	80,9	51,3	406,0	226,0	118,1
Ni	151	136	172	145	71	125	45	131	71
Co	55,1	46,0	36,1	54,7	50,5	58,2	51,9	52,6	58,6
Pb	1,3	0,6	4,3	0,3	1,4	0,3	2,1	2,0	1,9
Sb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Se	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,8
Tl	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Zn	17	4	15	12	33	18	96	22	40
Cs	0,2	0,1	3,5	0,3	1,2	0,2	2,4	0,2	0,2
Sn	<1	<1	<1	<1	<1	<1	2	<1	2
Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
As	1,8	2,0	8,5	1,6	0,9	0,8	0,6	<0,5	<0,5
Au	4,0	1,4	<0,5	<0,5	<0,5	1,6	4,5	6,0	<0,5
Sc	45	41	30	40	36	44	45	41	43
Hg	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,06	<0,01
Mo	0,2	0,2	1,2	0,2	0,6	0,3	0,5	0,2	0,6
Ni	32,5	12,6	66,7	41,6	33,5	21,6	23,0	40,7	45,5
Bi	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
La	2,9	2,3	13,5	2,8	15,7	5,2	13,7	3,4	23,6
Ce	7,4	6,0	26,8	7,9	40,6	13,1	36,0	9,7	48,7
Pr	1,13	0,95	3,10	1,24	5,39	1,91	4,96	1,43	6,34
Nd	6,2	5,1	12,8	6,1	24,4	9,8	23,7	7,1	27,6
Sm	1,90	1,62	2,36	2,11	5,38	2,98	6,74	2,40	6,27
Eu	0,68	0,66	0,77	0,81	1,76	1,03	2,15	0,88	1,92
Gd	2,75	2,32	2,27	2,88	5,23	4,04	8,73	3,45	7,10
Tb	0,54	0,47	0,37	0,58	0,84	0,76	1,57	0,66	1,24
Dy	3,40	3,01	2,05	3,51	4,53	4,52	9,56	4,02	7,50
Ho	0,79	0,72	0,47	0,80	0,94	1,04	2,09	0,87	1,59
Er	2,21	2,06	1,30	2,26	2,58	3,02	6,00	2,63	4,47
Tm	0,35	0,29	0,20	0,36	0,38	0,43	0,90	0,39	0,70
Hf	1,3	1,3	2,0	1,5	2,8	2,2	5,3	1,7	4,4
Yb	2,29	2,00	1,19	2,28	2,17	2,79	5,82	2,52	4,54
Lu	0,36	0,31	0,19	0,35	0,34	0,44	0,86	0,39	0,69

A geoquímica sugere uma composição predominantemente basáltica para os anfibolitos, com porções andesito basálticas, de acordo com o diagrama de TAS (total álcali-sílica) de Le Maitre *et al.* (1989)(Figura 10). Em seção delgada não foi possível distinguir estes litotipos.

De acordo com o modelo de Irvine e Baragar (1971, *apud* Rollinson, 1993), todas as amostras são classificadas como subalcalinas (Figura 11). De acordo com a classificação de Myashiro (1974, *apud* Rollinson, 1993), as amostras são classificadas na série dos basaltos toleíticos, exceto duas, as quais são da série cálcio-alcalina (Figura 11).

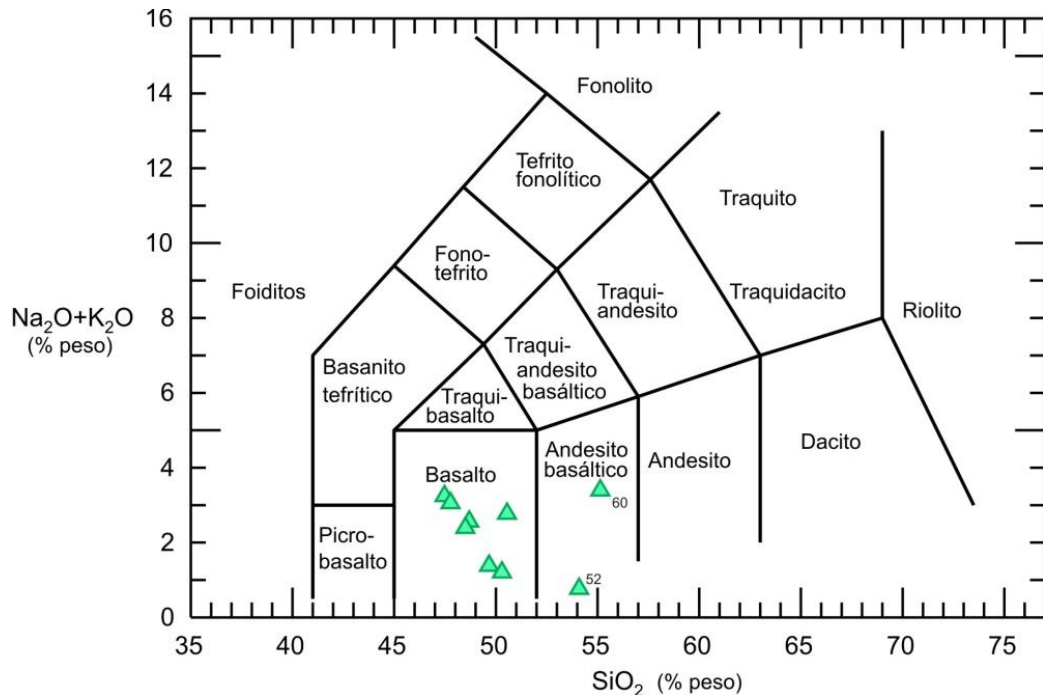


Figura 10: Diagrama TAS (total álcali-silica) de LeMaitre *et al.* (1989) para as rochas anfibolíticas da área Rio Bacajá, PA. Com exceção das amostras FB-52 e FB-60, classificadas como andesitos basálticos, as demais possuem composição basáltica.

Segundo o diagrama AFM (($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$)-FeO-MgO) de Irvine e Baragar (1971, *apud* Rollinson, 1993), as amostras são classificadas predominantemente na série toleítica (Figura 12).

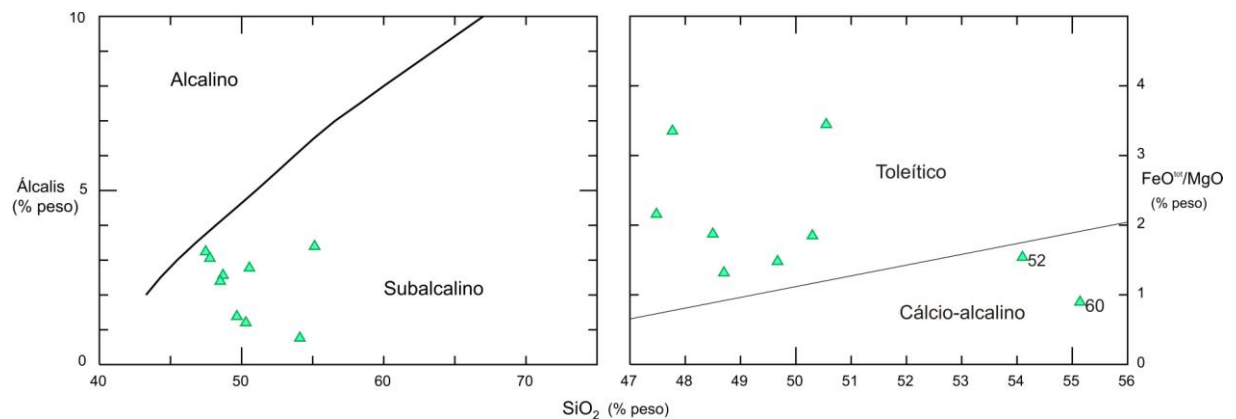


Figura 11: Distribuição das amostras no campo das rochas subalcalinas, segundo a divisão de Irvine e Baragar (1971) (a); diagrama da classificação de basaltos de Myashiro (1974) para as rochas anfibolíticas da área Rio Bacajá, PA. Com exceção das amostras FB-52 e FB-60, classificadas como basaltos cálcio-alcalinos, as demais são basaltos toleíticos (b);

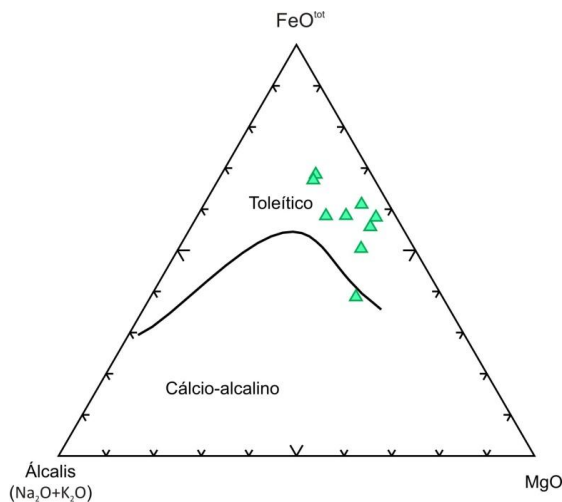


Figura 12: Diagrama AFM ((Na₂O+K₂O)-FeO-MgO) de Irvine e Baragar (1971) para as rochas anfibolíticas da área Rio Bacajá, PA. Com exceção da amostra FB-60, classificada como cálcio-alcálica, as demais são da série toleítica.

As amostras são divididas em 2 grupos, de acordo com a razão $(La/Lu)_N$ que apresentam. O grupo 1 é formado pelas amostras FB-36, 52, 76, 110 e 153, e tem a razão $(La/Lu)_N$ mais baixa, entre 0,8 e 1,3. O grupo 2 é formado pelas amostras FB-60, 87, 98 e 132 e tem a razão $(La/Lu)_N$ mais elevada, entre 1,7 e 7,6. A diferença nas razões $(La/Lu)_N$ pode ser observada nos *spidergrams* para os elementos terras raras e traço que serão apresentadas em seguida aos diagramas de variação de Fenner.

Os diagramas de variação para os elementos maiores (%peso) foram construídos com base no índice de diferenciação da magnésia (MgO). Algumas tendências podem ser observadas: a redução de MgO é acompanhada pela redução de alumina (Al₂O₃) e pelo aumento de óxido de ferro (FeO), dióxido de titânio (TiO₂), potassa (K₂O) e pentóxido de fósforo (P₂O₅). Sílica (SiO₂), soda (Na₂O) e óxido de cálcio (CaO) mostram dispersão nos dados. Nota-se redução de CaO do grupo 1 para o grupo 2.

As amostras do grupo 1 são menos fracionadas, apresentando teores mais altos de MgO (>6,5 μg/g). Apresentam também teores mais elevados de Al₂O₃ e CaO, comparados aos das amostras do grupo 2. Contudo, possuem baixos teores de TiO₂, K₂O e P₂O₅. (Figura 13). Parece haver uma redução de Na₂O e um aumento de CaO.

As amostras do grupo 2 são mais fracionadas, apresentando teores menores de MgO (<6 μg/g). A amostra FB-60 apresenta um comportamento anômalo ao grupo. Apresentam também geralmente baixos teores de Al₂O₃, SiO₂ e CaO, comparadas às amostras do grupo 2. Contudo, possuem altos teores de Na₂O, K₂O e P₂O₅. O diagrama K₂O x MgO distingue bem os grupos. Com relação ao FeO e TiO₂, observa-se um enriquecimento destes com a diminuição de MgO (Figura 13).

Os diagramas de variação para os elementos traço ($\mu\text{g/g}$) foram construídos da mesma forma; a redução de MgO indica o fracionamento da rocha. A maioria dos elementos apresenta dispersão nos diagramas, por isso foram escolhidos apenas alguns cuja resposta é mais clara. Observa-se que as amostras do grupo 1 possuem baixos teores de Nb, Nd e Zr, comparadas às amostras do grupo 2 (Figura 14). Com relação ao Ni, nota-se um empobrecimento do grupo 1 para o grupo 2. Observa-se um enriquecimento de Zr do grupo 1 para o grupo 2. As amostras do grupo 2 possuem altos teores de Nb, Nd e Zr, elementos que distinguem consideravelmente os dois grupos. Possuem baixos teores de Ni.

Notam-se quantidades significativas de Cu ($400 \mu\text{g/g}$) e Au (de 4 até $6 \mu\text{g/g}$, o que torna a extração economicamente viável) em algumas amostras (Figura 14).

Os elementos traço e terras raras são analisados em diagramas multielementares (*spidergrams*). A assinatura dos elementos terras raras (ETR) normalizados pelo condrito de Sun e McDonough (1989) para amostras do grupo 1 apresentam tênue enriquecimento em ETR pesados em relação aos leves, portanto as razões $(\text{La/Lu})_N$ são menores ou próximas de 1 (Figura 15a, Tabela 5).

É importante lembrar que durante a história metamórfica destas rochas, podem ter ocorrido perdas ou ganhos de elementos químicos, devido sua mobilidade durante o metamorfismo e aquecimento. Portanto, os diagramas geoquímicos e discriminantes podem conter erros não passíveis de correção.

Tabela 5: Razões $(\text{La/Lu})_N$, normalizada pelo condrito de Sun e McDonough (1989).

	Grupo 2				Grupo 1				
Amostras	FB-87	FB-60	FB-132	FB-98	FB-36	FB-52	FB-76	FB-110	FB-153
$(\text{La/Lu})_N$	4,9	7,6	1,7	3,7	0,9	0,8	0,9	1,3	0,9

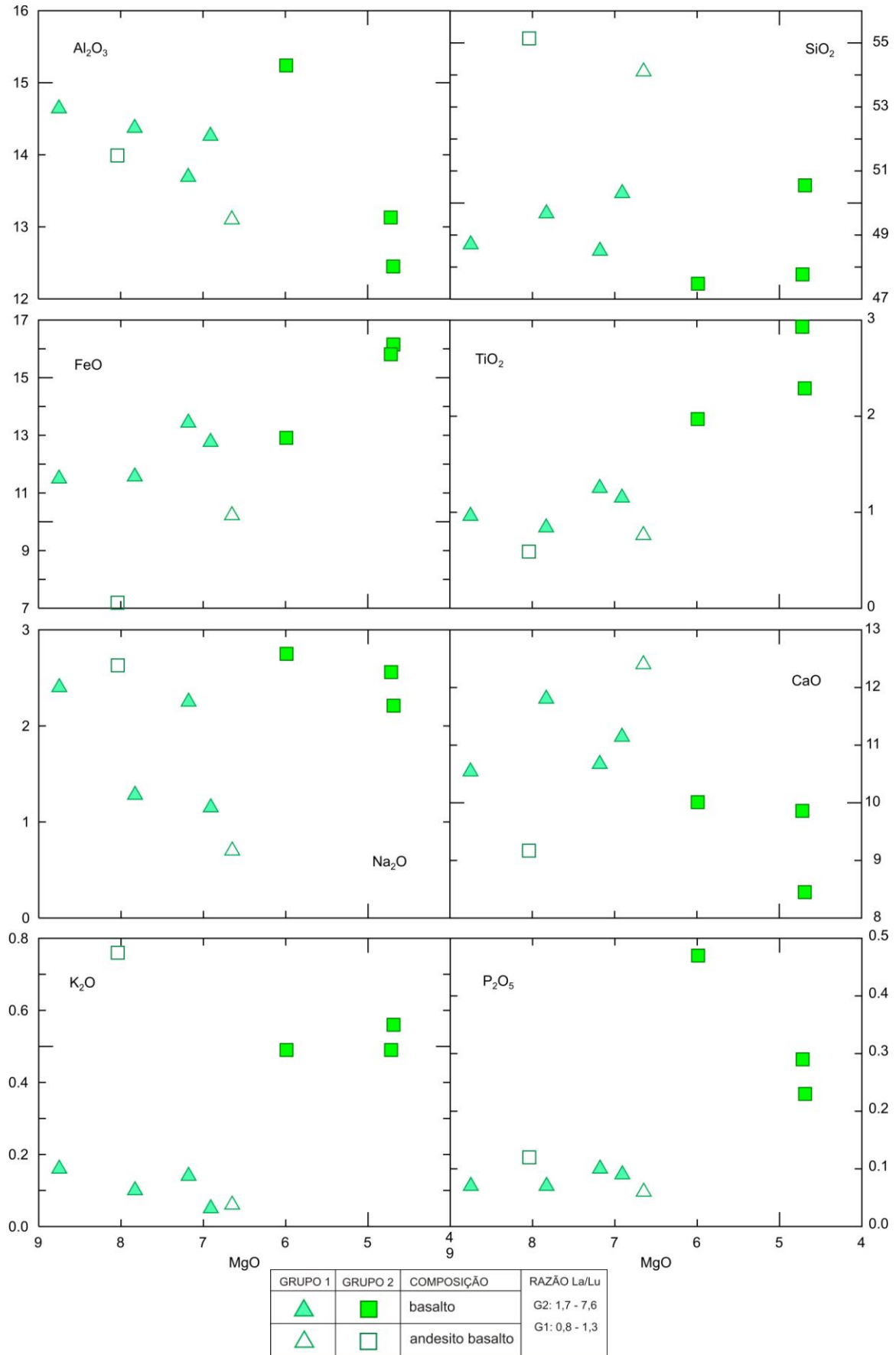


Figura 13: Diagramas de variação de elementos maiores para as rochas metavulcânicas da área Rio Bacajá, PA. As amostras são divididas em dois grupos, conforme a razão $(La/Lu)_N$. Teores % peso.

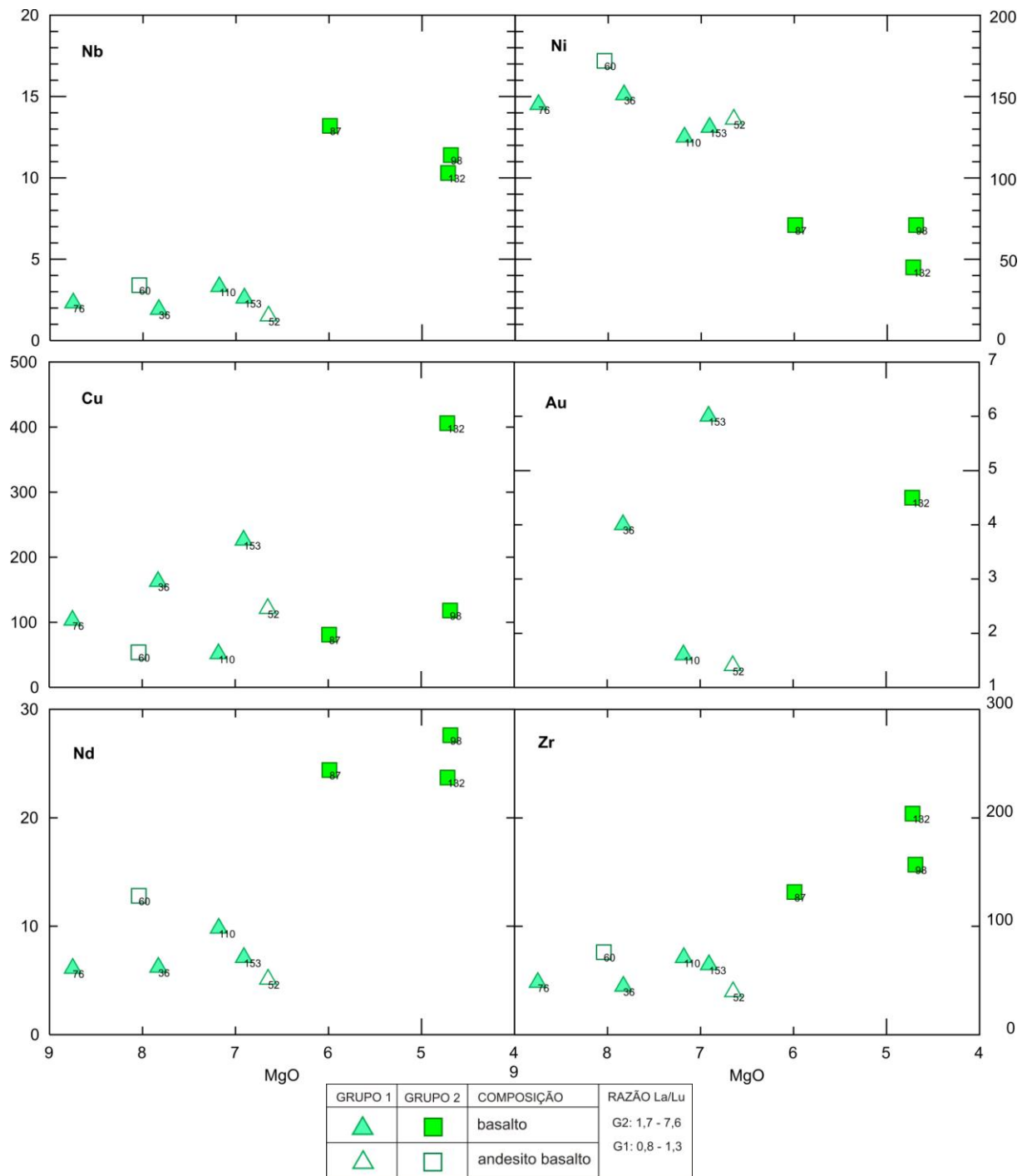


Figura 14: Diagramas de variação para elementos traço (Ni, Zn, Zr e Y) das rochas metabásicas da Folha Rio Bacajá. Os números ao lado das amostras referem-se ao número do afloramento. Teores em $\mu\text{g/g}$.

O grupo 2 apresenta maior fracionamento entre ETR leves e pesados. (Figura 15b). Portanto, a razão $(\text{La/Lu})_N$ é mais elevada.

A assinatura dos elementos traço normalizados pelo NMORB de Sun e McDonough (1989) para amostras do grupo 1 é pouco fracionada. O grupo 2

apresenta um fracionamento mais significativo. O grupo 1 provavelmente compõe-se de rochas mais primitivas e com teores semelhantes aos do NMORB de Sun e McDonough (1989) do que o grupo 2, pouco mais fracionado e evoluído.

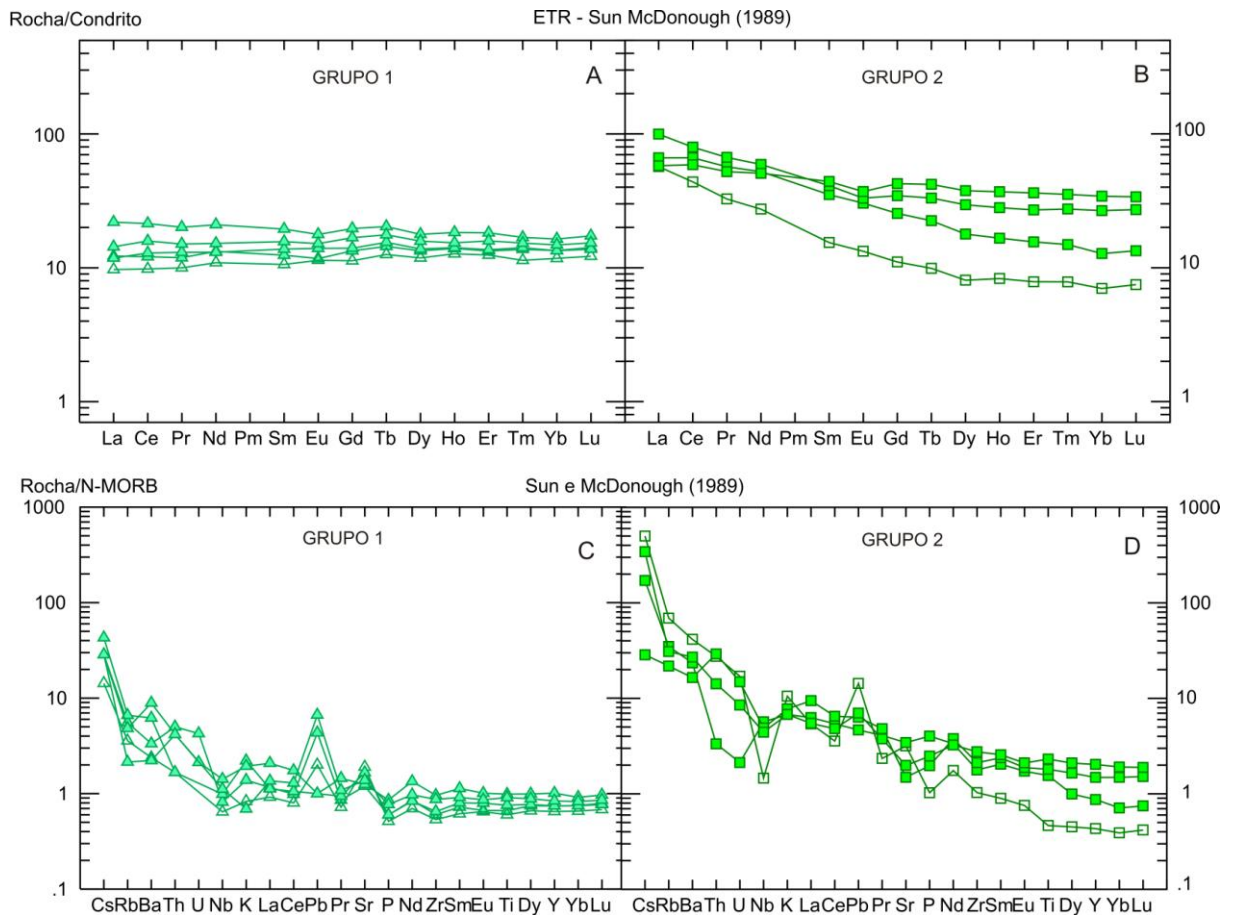


Figura 15: *Spidergrams* para os elementos terras raras e traço, normalizados pelo condrito e pelo NMORB de Sun e McDonough (1989).

5.2.3 DISCRIMINAÇÃO GEOQUÍMICA – UNIDADE METAVULCÂNICA

O diagrama discriminante de Pearce e Norry (1979) para as rochas anfíbolíticas da área sugere um ambiente geotectônico de arco vulcânico ou cordilheira mesoceânica para as amostras do grupo 1. As amostras do grupo 2 seriam oriundas da cordilheira mesoceânica, com exceção da amostra FB-87, para a qual se sugere uma gênese intraplaca (Figura 16).

O diagrama discriminante de Pearce (1983) sugere que as rochas do grupo 1 foram formadas em arco oceânico, enquanto as amostras do grupo 2, em um arco continental (Figura 16).

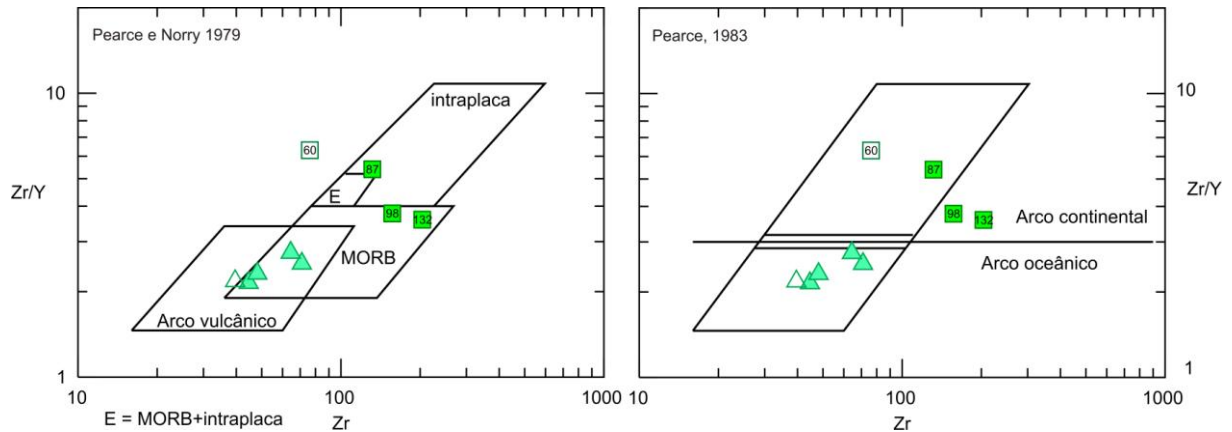


Figura 16: Diagramas discriminantes de Pearce e Norry (1979) e Pearce (1983) para as rochas anfibolíticas da área Rio Bacajá, PA.

O diagrama de Müllen (1983) discrimina as rochas do grupo 1 no tipo toleíto de arco de ilhas e as amostras do grupo 2, no tipo basalto de cordilheira mesoocênica. A amostra FB-60, metagabro que comumente mostra um comportamento anômalo ao grupo 2 nos diagramas de variação, está inserida na transição entre os tipos basalto cálcio-alcalino e toleíto de arco de ilhas (Figura 17).

O diagrama de Pearce e Cann (1973) sugere que as rochas metabásicas dos grupos 1 e 2 são oriundas de um antigo assoalho oceânico. Um arco de ilha pouco desenvolvido pode ter existido (Figura 17).

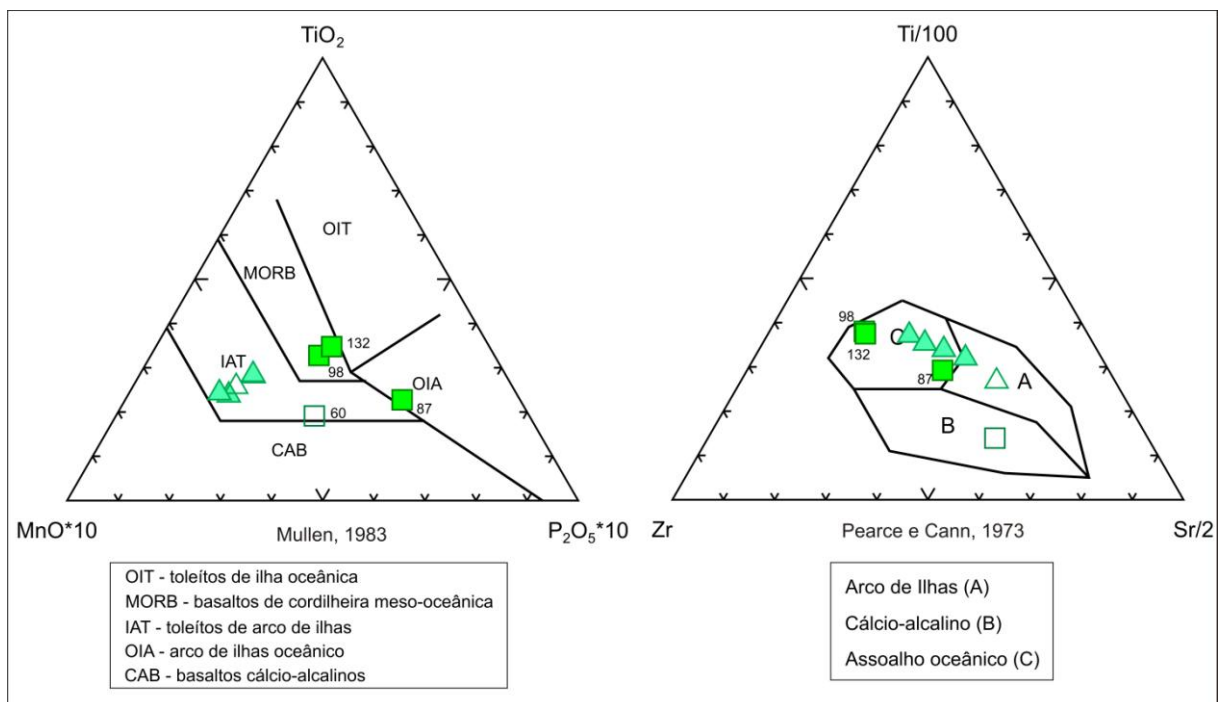


Figura 17: Diagramas discriminantes de Müllen (1983) e Pearce e Cann (1973) para as rochas anfibolíticas da área Rio Bacajá, PA.

5.2.4 UNIDADE METASSEDIMENTAR

As rochas metassedimentares afloram contiguamente aos anfibolitos em domínios com alguns quilômetros de comprimento, e centenas de metros de largura. São descritos filitos e também quartzitos. Os filitos são de cor cinza escuro e apresentam intercalações rítmicas de bandas claras e escuras, compostas predominantemente ora por quartzo ora por sericita. Há uma foliação penetrativa na escala de afloramento e amostra de mão, submilimétrica, paralela planar a muito dobrada (N60W/55NE). Em alguns locais há dobras (Figura 19) milimétricas a centimétricas fechadas, cerradas a isoclinais, com eixos subhorizontais a inclinados (N310/65). As dobras na foliação principal S_n geram planos axiais que resultam na foliação S_{n+1} , centimétrica e de geometria paralela planar.

Os quartzitos são comumente brancos a branco-amarelados, compostos por quartzo (90-95%) e biotita (5-10%) (Figura 18). Os cristais de quartzo estão estirados e a orientação preferencial da biotita define uma foliação fraca, penetrativa e paralela planar (N65W/75-85SW).



Figura 18: Quartzito (afloramento(a) e zoom em amostra de mão(b)). Observa-se que o quartzo e a biotita definem uma foliação fraca.

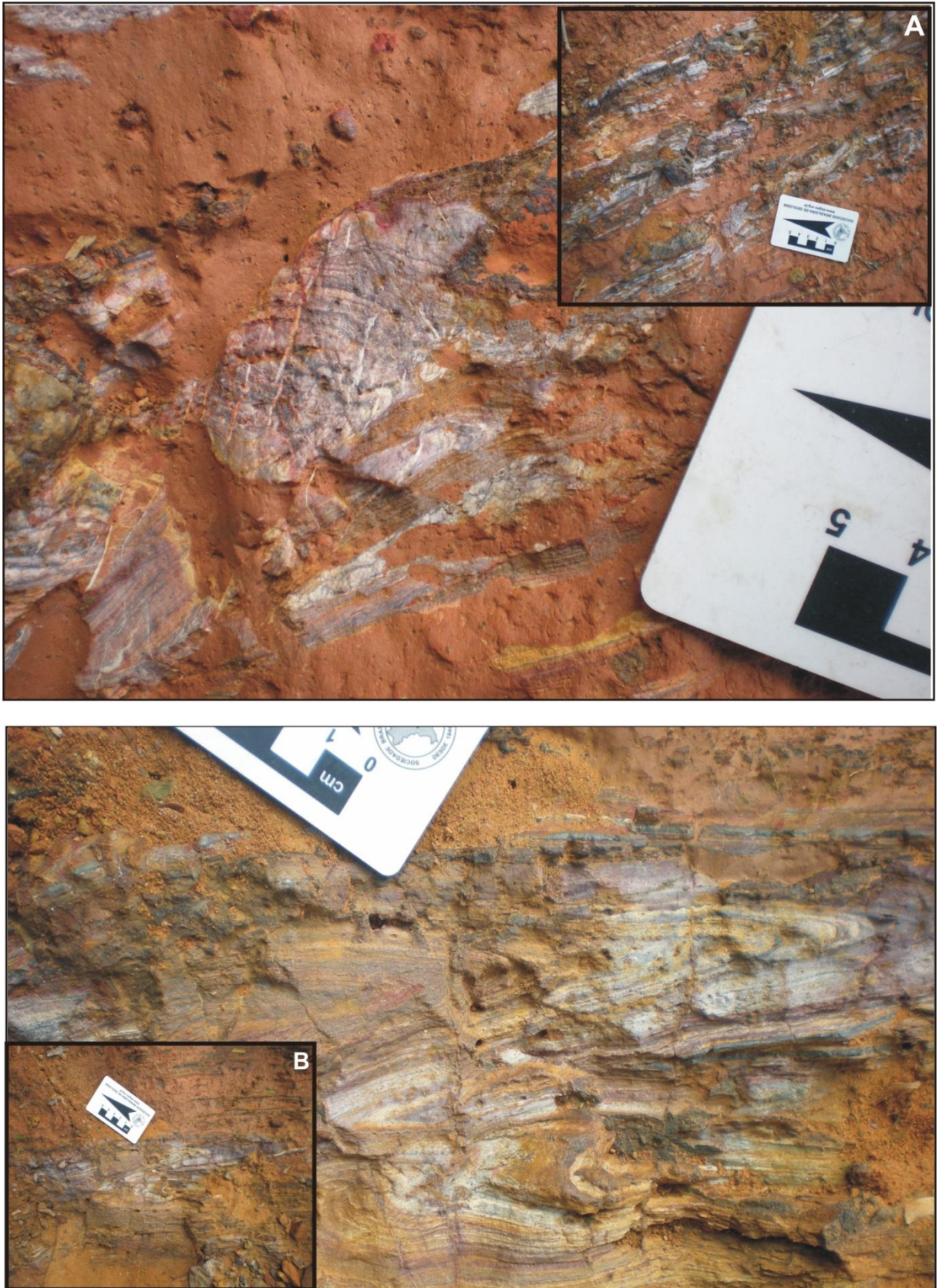


Figura 19: Filitos bandados com dobras milimétricas (a) a centimétricas fechadas (b).

5.3 UNIDADES GRANÍTICAS: ARQUEANO-PALEOPROTEROZOICO

Os solos sobre as áreas graníticas são comumente areno-siltosos, de cor branco-amarelada a marrom clara, porém granitos com teores mais elevados de minerais máficos, geralmente granodioritos e tonalitos, geram solos mais argilosos e alaranjados (Figura 20a,b). Os mantos de alteração são rasos, com exposição ocasional de lajes ou lajedos na encosta de colinas, leitos de rios ou de estradas. Nos topos dos morros geralmente afloram monólitos ou conjuntos de matacões, e mares de blocos são encontrados às vezes sobre amplas planícies (Figura 20c,d). Exposições contínuas de rochas são raras, e planícies de inundação largas e espessas encobrem boa parte dos afloramentos às margens dos rios principais.



Figura 20: Solos oriundos da decomposição de sienogranitos e monzogranitos (a) ou de granodioritos e tonalitos (b); tipos de afloramentos registrados na área: monólitos sobre topos de colinas (c), e margens lajeadas de rios (d).

Não há formação de saprólitos, pois o contato entre a rocha inalterada e o solo é abrupto. Observa-se ação generalizada do intemperismo químico e biológico, mas o agente físico também ocorre, principalmente nas rochas expostas ao sol em topos ou clareiras, causando descolamento de superfícies devido ao processo de dilatação e contração térmica diários. O intemperismo diferencial preserva e ressalta o quartzo, expondo aspectos estruturais das rochas, como a intensidade da orientação e deformação do quartzo e a presença de bandamento composicional.

5.3.1 DIVISÃO EM DOMÍNIOS E GRUPOS

A feição que faz o elo entre quase todos os granitoides descritos na área é uma estrutura dúctil penetrativa em diferentes escalas, uma foliação homogênea, contínua, milimétrica e geralmente de geometria paralela planar, por vezes ondulada. É definida pela orientação preferencial de biotita e/ou anfibólio, titanita, quartzo e cristais ou fenocristais de feldspato potássico e/ou plagioclásio. Pode ser definida também pela recristalização e reorientação destes minerais. Esta foliação tem mergulho subvertical (75-89°), geralmente para SW e sua direção pode variar entre N50 e 80W. Sua gênese parece estar relacionada à orogênese riaciana-orosiriana, que gerou granitos em ambiente sintectônico. Localmente são observadas outras foliações, às vezes anteriores (S₋₁?) relacionadas a eventos mais antigos, antecedentes à orogênese riaciana-orosiriana, às vezes posteriores, relacionadas à zonas de cisalhamento dúcteis.

As rochas plutônicas da área são classificadas em quatro grupos distintos, que são reflexo de diferentes gerações de granitos, às vezes associadas a diferentes orogênias. Estes eventos podem estar separados por intervalos de dezenas de milhões de anos e cada um deles teve características tectono-magmáticas particulares. Contudo, o último evento tectônico de grande magnitude foi a orogênese riaciana-orosiriana que acabou influenciando as rochas já existentes, por metamorfizá-las, e produzindo novas rochas, por meio de uma margem ativa e fusão mantélica. O resultado destes processos foi o terreno transicional do domínio Bacajá. São propostos os seguintes domínios de granitoides na área de estudo:

1. Domínio I: Abrange uma faixa granito-gnáissica localizada no nordeste da área. A faixa é composta por metamonzogranitos, que estão deformados, e

ortognaisses, com moderados índices de cor e resposta magnetométrica elevada. As rochas apresentam texturas granular orientada e milonítica. A foliação regional S_p , que é provavelmente relacionada ao tectonismo riaciano, não é penetrativa nesta área, mas ocorre por vezes obliterando uma foliação anterior (S_{-1}). A datação Pb-Pb por evaporação de zircão do ponto FB-99 aponta uma idade de cristalização de 2,50 Ga¹². Estas rochas foram geradas no Neoarqueano e provavelmente retrabalhadas no Riaciano;

2. Domínio II: Engloba corpos localizados a sul da Serra das Três Palmeiras, dispostos paralelamente à faixa metavulcanossedimentar. Os corpos compõem-se por metamonzogranitos, metagranodioritos e metatonalitos, milonitizados ou não, com índices de cor moderados a baixos e resposta magnetométrica elevada. Estas rochas contêm piroxênio e apresentam texturas granular orientada, milonítica e localmente granoblástica. A foliação regional S_p é penetrativa, mas pode estar sobreposta pela foliação milonítica ou algo obliterada em rochas granoblásticas. Vasquez *et al.* (2008a) publicaram a datação de um metatonalito localizado próximo ao sudoeste da folha Rio Bacajá. A amostra atinge idade de cristalização de 2,34 Ga (U-Pb SHRIMP). Este dado permite estabelecer que estes granitoides foram gerados no Sideriano, em associação com a faixa metavulcanossedimentar, cuja datação aponta para a idade de 2,36 Ga. Este domínio foi provavelmente retrabalhado no Riaciano;
3. Domínio III: Abrange corpos localizados no norte da área, entre os domínios neorqueano e riaciano. Os corpos compõem-se por tonalitos milonitos, metaquartzo dioritos e metamonzocuartzo dioritos, com índices de cor moderados a altos e resposta magnetométrica elevada. Estas rochas contêm piroxênio, apresentam texturas granular orientada, milonítica e granoblástica. Intrusões sienograníticas possivelmente riacianas seccionam este domínio. Estas rochas são provavelmente anteriores ao magmatismo riaciano sintectônico, visto que são afetadas por este, mas a ausência de dados geocronológicos não permite supor uma idade para estas rochas. Com objetivos de facilitar a disposição das informações no texto e nos diagramas

¹² Esta foi a única entre as datações solicitadas nesta pesquisa disponível antes da conclusão da dissertação. Idade obtida por meio do método Pb-Pb por evaporação de cristais de zircão, no Laboratório Pará-Iso (PA).

geoquímicos, as rochas deste domínio serão apresentadas juntamente com as rochas de idade sideriana;

4. Domínio IV: Engloba corpos amplamente distribuídos pela área. As intrusões compõem-se por monzogranitos, granodioritos, tonalitos e sienogranitos, com índices de cor moderado a baixo e reposta magnetométrica baixa. Estas rochas não contêm piroxênio e apresentam textura granular, granular orientada e localmente protomilonítica. Não há texturas granoblásticas. Estruturalmente, podem apresentar bandamentos ígneos subhorizontais plano-paralelos ondulados até dobrados. A foliação regional S_p é penetrativa em praticamente todos os afloramentos e escalas. Estas rochas foram geradas possivelmente durante a orogenia riaciana-orosiriana, entre 2,21 e 2,08 Ga;
5. Domínio V: Contem corpos situados no centro da área, intrudidos na sequência metavulcanossedimentar. Estas intrusões são compostos por sienitos, álcali-feldspato sienitos e monzonitos, com índices de cor baixos e resposta magnetométrica baixa. Apresentam textura granular. A foliação regional S_p não é penetrativa, mas pode ocorrer em alguns pontos. Estas rochas alcalinas foram geradas possivelmente no final da orogenia riaciano-orosiriana, entre 2,08 e 2,07 Ga.

Estes cinco domínios petrológico e geográfico-geocronológicos são reunidos tentativamente em três grupos geocronológicos: Neoarqueno (Domínio I), Riaciono Precoce (Domínios II e III) e Riaciono Principal (Domínios IV e V). Na sequência, o leitor encontrará descrições referentes aos litotipos de cada grupo.

5.3.2 GRUPO I: GERAÇÃO NEOARQUEANA (2,6-2,44 GA)

As rochas englobadas neste grupo são neoarqueanas e ocorrem em seis afloramentos localizados no nordeste da área¹³. São descritos monzogranitos deformados e ortognaisses. Uma intrusão sienogranítica possivelmente riaciona secciona estas rochas sob a forma de um corpo semicircular.

¹³ FB-30, 32, 99, 100, 101 e 105.

5.3.2.1 Monzogranitos deformados

Os monzogranitos são cinza rosados, inequigranulares porfiríticos e anisotrópicos com duas foliações bem marcadas.

Geologia estrutural

Há forte orientação preferencial de minerais máficos e fenocristais de feldspato potássico em duas orientações preferenciais que definem duas foliações formadas em regime dúctil. A foliação S_{n-1} tem atitude N70-74E/30NW e a foliação S_p regional tem atitude N40-55W/70SW (Figura 21). É provável que a primeira se relacione aos eventos neoarqueanos e a segunda à orogênese riaciana-orosiriana, que retrabalhou estas rochas, formando a foliação regional S_p .

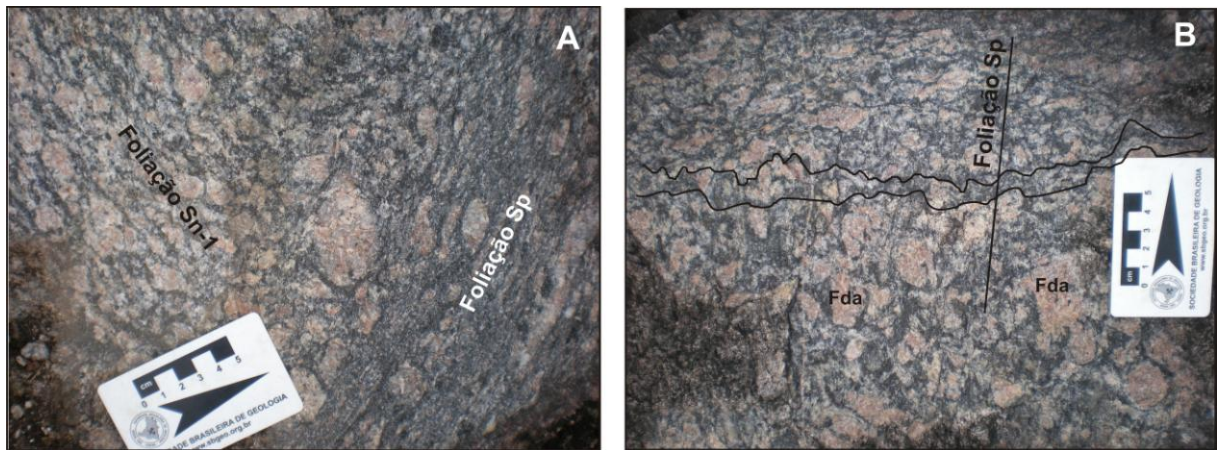


Figura 21: Monzogranitos deformados do Grupo I (FB-100). Em (a) observam-se duas foliações, das quais S_p é posterior e oblitera a primeira; em (b) observam-se as dobras centimétricas em S_{n-1} e a tentativa de imposição de S_p .

Petrografia

Em seção delgada, os monzogranitos são compostos por microclínio (40%), plagioclásio (25%), quartzo (25%), biotita (8%), hornblenda (1%) e acessórios (1%), como epidoto, opacos e titanita. Por vezes ocorre muscovita, sempre inclusa no plagioclásio. Observa-se bandamento composicional milimétrico com intercalação entre níveis leucocráticos e mesocráticos. A orientação preferencial moderada dos cristais resulta em uma textura granular orientada (Figura 22).

Os cristais de microclínio são finos a grossos, inequigranulares e geralmente anédricos a subédricos. Alguns fenocristais são euédricos. Os contatos são retilíneos, curvilíneos a irregulares. Há orientação preferencial forte de fenocristais paralela ao bandamento composicional da rocha. Os cristais finos apresentam orientação preferencial incipiente a fraca. Os cristais de microclínio concentram-se

nas bandas félsicas. Observam-se pertitas. Feições de deformação intracristalina não são observadas.

Os cristais de plagioclásio são geralmente finos, por vezes médios, inequigranulares e geralmente subédricos. Seus contatos são curvilíneos a irregulares ou retilíneos. A orientação preferencial é fraca, mas os cristais agrupam-se em níveis félsicos, acompanhados por microclínio e quartzo. A alteração é fraca e marcada pela presença de epidoto. Feições de deformação intracristalina não são observadas.

Os cristais de quartzo são inequigranulares, finos a grossos, anédricos e geralmente com forte orientação. Os contatos são curvilíneos. Entre os novos grãos, os contatos são denteados e lobados. Há extinção ondulante, subgrãos e, de modo menos frequente, novos grãos.

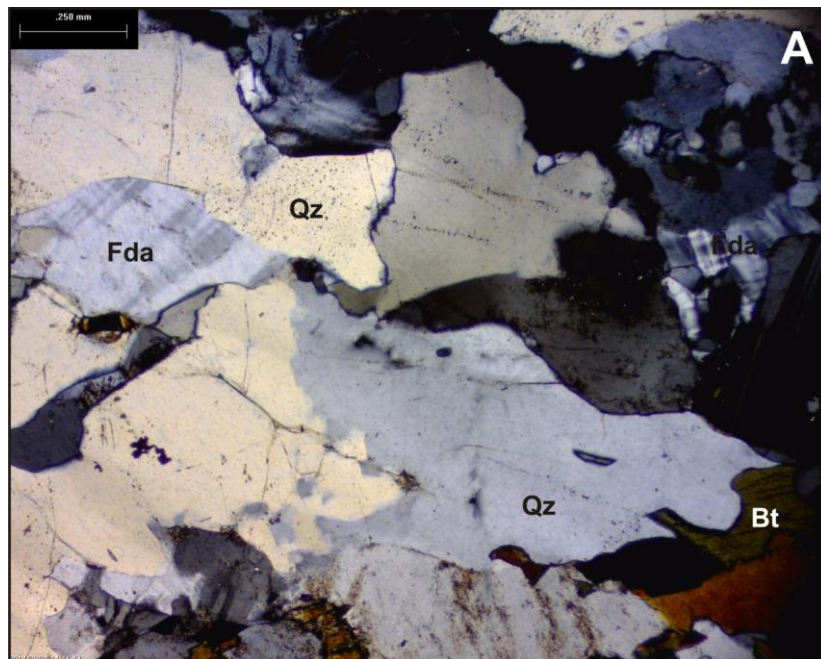


Figura 22: Fotomicrografia de monzogranito deformado (FB-100), com orientação preferencial de quartzo, microclínio e biotita. Luz PPC.

A biotita se concentra em níveis preferenciais de espessura milimétrica (1-2 mm) sob a forma de cristais equigranulares, finos e anédricos. Os contatos são retilíneos a irregulares. Há orientação preferencial muito forte da biotita. Não são observadas feições de deformação intracristalina. Os cristais de hornblenda são raros, encontram-se nos níveis máficos, são finos, equigranulares e subédricos. Os contatos são retilíneos a irregulares. Encontram-se fortemente orientados preferencialmente. Não há feições de deformação intracristalina. Os opacos são finos, inequigranulares, anédricos a subédricos. Há forte orientação preferencial de

opacos e também se concentram nos níveis máficos. O epidoto ocorre como cristais finos, inequigranulares e anédricos, com orientação preferencial moderada. As seções delgadas dos pontos FB-99 (monzogranito milonitizado) e FB-30 (monzogranito deformado) apresentam muscovita sobrecrescida no interior do plagioclásio, provavelmente oriunda da sericita provinda da saussuritização. Os cristais de muscovita são subequigranulares, muito finos e anédricos a subédricos. O sobrecrescimento de muscovita pode estar relacionado a componentes termais posteriores, fornecidos ao sistema pela intrusão sienogranítica.

5.3.2.2 Ortognaisses

No limite sudoeste da faixa granítica de idade neoarquena são descritos ortognaisses de cor cinza clara, textura equigranular média e anisotrópicos.

Geologia estrutural

Observa-se um bandamento composicional milimétrico a centimétrico, homogêneo, de geometria planar paralela a levemente ondulada. O bandamento é marcado pela intercalação de níveis quartzo-feldspáticos e níveis máficos (Figura 23). A foliação definida pelo bandamento gnáissico, denominada S_p , tem atitude N55-75W/89NE.

Petrografia

Os ortognaisses são compostos por microclínio (35%), plagioclásio (30%), quartzo (20%), biotita (10%) e hornblenda (5%). O bandamento da rocha, o estiramento do quartzo e a orientação preferencial de biotita e hornblenda conferem ao gnaisse uma textura granular orientada e uma estrutura gnáissica.

Os cristais de microclínio são subequigranulares, finos a médios e anédricos a subédricos. Os contatos entre os cristais são curvilíneos a retilíneos. Não há desenvolvimento de pertitas. Observa-se moderada orientação preferencial dos cristais. Feições de deformação intracristalina não são observadas.

Os cristais de plagioclásio são inequigranulares, finos a médios e subédricos a anédricos. Os contatos são irregulares a curvilíneos. O plagioclásio encontra-se saussuritizado. Observa-se moderada orientação preferencial dos cristais. Feições de deformação intracristalina não são observadas.

Os cristais de quartzo são inequigranulares, finos a médios e anédricos. Ocorrem em arranjos equigranulares lobados e estão orientados preferencialmente. Nota-se extinção ondulante e presença de subgrãos (Figura 23c).

A biotita é equigranular fina, subédrica a anédrica. Os contatos são curvilíneos a irregulares. Há forte orientação preferencial da biotita. Feições de deformação intracristalina não são observadas. A biotita concentra-se em níveis preferenciais junto com a hornblenda. Os cristais de hornblenda são equigranulares, finos e subédricos a anédricos. Há forte orientação preferencial. Feições de deformação intracristalina não são observadas.

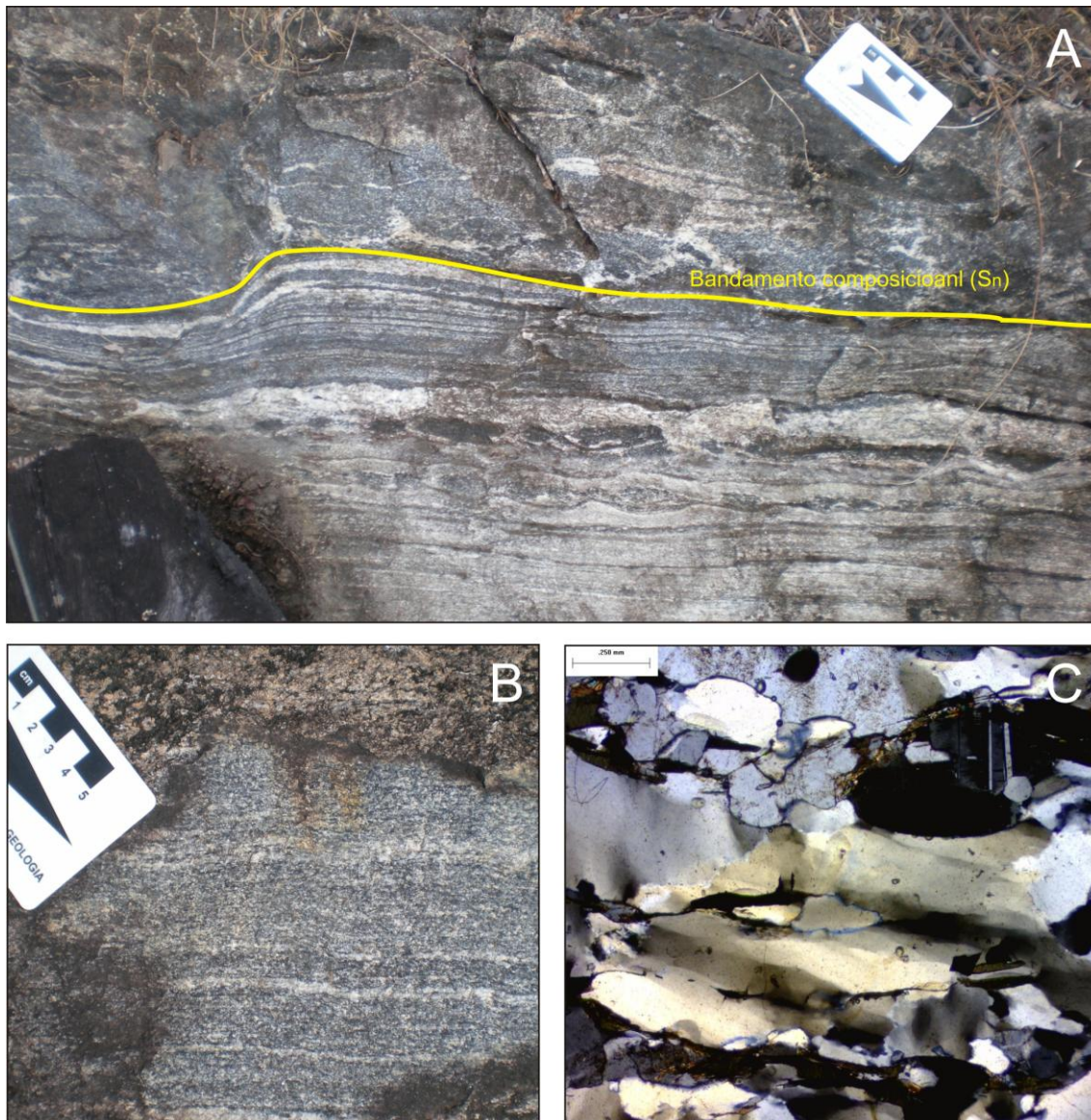


Figura 23: Ortogneisse com bandamento composicional homogêneo de geometria paralela planar, com algumas ondulações (a,b); em fotomicrografia (luz pppc) observa-se deformação moderada do quartzo, com extinção ondulante e desenvolvimento de subgrãos.

5.3.3 GRUPO II: GERAÇÃO RIACIANA INICIAL OU PRECOCE (2,20 A 2,15 GA)

As rochas riacianas precoces afloram principalmente no sudoeste, sul e sudeste da área sob a forma de corpos alongados. Estes corpos estão orientados de modo concordante à faixa de rochas metavulcanossedimentares. Zonas miloníticas de espessura métrica afetam os granitoides riacianos precoces. Afloram metamonzogranitos, metagranodioritos e metatonalitos.

5.3.3.1 Monzogranitos milonitizados

Os monzogranitos ocorrem no sudoeste da área, são de cor cinza clara, de textura inequigranular porfírica e anisotrópicos. Por vezes ocorre protomilonitos.

Geologia Estrutural

As rochas são fortemente deformadas e há desenvolvimento de protomilonitos (Figura 24a). Os fenocristais de feldspato potássico estão orientados preferencialmente, definindo uma forte foliação de direção N60W/85NW. Esta superfície coincide com a foliação regional S_p .

Petrografia

Os monzogranitos são compostos por microclínio (40%), plagioclásio (30%), quartzo (30%), biotita (8-10%) e minerais acessórios (<5%), titanita, epidoto e clorita.

Os cristais de microclínio são inequigranulares, grossos a muito grossos e subédricos. Os contatos são curvilíneos a irregulares. A deformação intracristalina se traduz na forma amendoada dos cristais de feldspato e na ocorrência de pertita em chamás. Há orientação preferencial do microclínio.

Os cristais de plagioclásio são subequigranulares, finos a médios e subédricos. Os contatos são retilíneos a curvilíneos. Há orientação preferencial dos cristais. Observa-se curvatura da macla do plagioclásio (Figura 24e).

Os cristais de quartzo são inequigranulares, muito finos a finos e anédricos. Em geral o quartzo ocorre sob a forma de subgrãos e novos grãos, dispostos em agregados alongados, formando muitas vezes níveis algo ondulados, ou anastomosados quando contornam porfiroclastos de feldspatos. Os contatos entre os novos grãos são retilíneos a curvilíneos, resultando em arranjos poligonais equigranulares. Não há orientação preferencial dos novos grãos de quartzo (Figura 24c), mas o quartzo concentra-se em níveis orientados que permeiam os espaços entre os outros minerais (Figura 24b).

A biotita encontra-se por vezes cloritizada (Figura 24d). Porfiroclastos de biotita podem ainda ser vistos em alguns milonitos, porém em rochas com deformação mais forte predominam novos grãos. Os porfiroclastos de biotita estão orientados preferencialmente ao longo da foliação e apresentam formas assimétricas (*fish*) e *kink*.

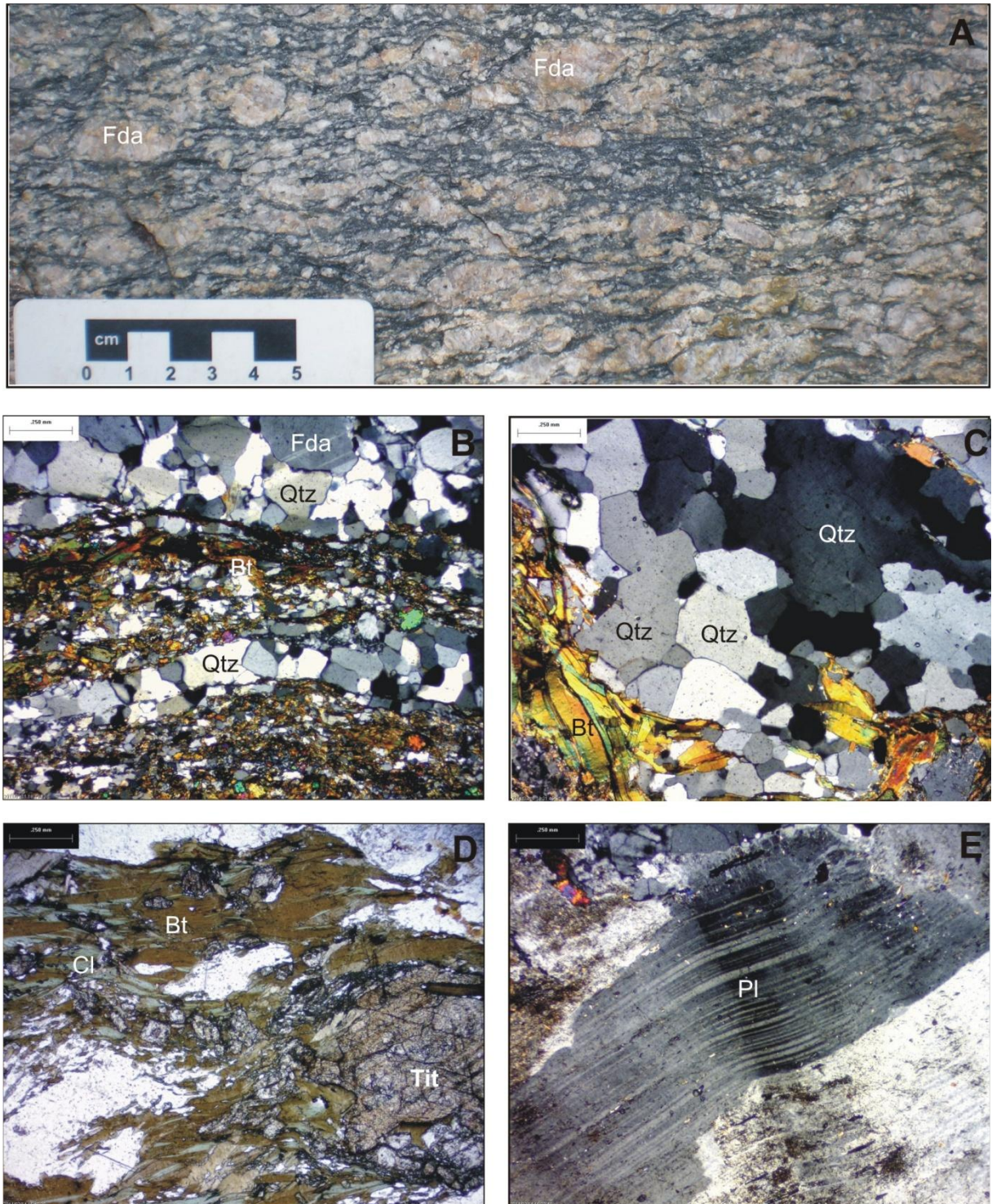


Figura 24: Monzogranito protomilonitizado exposto (FB-148) (a); fotomicrografias de suas seções delgadas, nas quais se observam quartzo em arranjos equigranulares poligonais sob luz PPPC (b,c), cloritização da biotita sob luz PP (d) e curvatura da macla do plagioclásio sob PPPC (e).

Os novos grãos de biotita são muito finos, anédricos e estão dispostos em finos níveis preferenciais descontínuos. Seus contatos são geralmente curvilíneos a irregulares.

A titanita é abundante (>20 minerais por seção delgada) e ocorre sob duas formas. Ocorrem cristais equigranulares finos subédricos a euédricos, orientados preferencialmente de acordo com a foliação. Há também cristais equigranulares muito finos, subédricos a euédricos, dispostos no plano da foliação.

A clorita a partir da cloritização dos porfiroclastos de biotita. Epidoto é comum no interior do plagioclásio, oriunda de sua alteração.

5.3.3.2 Metatonalitos

Os corpos de metatonalitos afloram nas regiões oeste e leste da área e têm forma alongada na direção WNW. Estes corpos se localizam nas proximidades de rochas metabásicas¹⁴. Os metatonalitos têm cor cinza clara a escura, granulação fina a média, textura equigranular e são anisotrópicos (Figura 25a).

Geologia Estrutural

Os metatonalitos são foliados, mas nota-se pouco ou nenhum estiramento do quartzo. A orientação preferencial de hornblenda e biotita define uma foliação milimétrica a submilimétrica, fraca, contínua e paralela planar a ondulada (Figura 25c). Nas rochas retiradas de galerias do garimpo (FB-116) há fraturas e falhas perpendiculares à foliação, algumas preenchidas com material caulínico ou quartzo junto à calcopirita e calcita, formando veios de espessura milimétrica até decimétrica. O minério está associado ao sistema rúptil. Os litotipos finos podem ocorrer como enclaves nas rochas de granulação média.

Petrografia

Os metatonalitos do leste são compostos por plagioclásio (40-70%), quartzo (30-45%), feldspato potássico (~10%), biotita (10%), hornblenda (5%) e opacos (<1%). Os cristais de quartzo são finos, equigranulares e subédricos, com contatos retilíneos, formando arranjos poligonais equigranulares (Figura 25b). Não há orientação preferencial dos cristais de quartzo, contudo os níveis de quartzo estão orientados preferencialmente, acompanhando a orientação de máficos. Não feições de deformação intracristalina no quartzo.

¹⁴ Os metatonalitos afloram nos pontos FB-75, 116 (leste) e FB-150 e CCA-79 (oeste).

Os cristais de plagioclásio são subequigranulares, geralmente finos, subédricos a anédricos. Os contatos são retilíneos a irregulares. A orientação preferencial é incipiente. A alteração é forte e traduzida pela saussuritização. Observam-se comumente cristais muito finos de muscovita sobrecrescidos no interior do plagioclásio. Ocorrem microfraturas por vezes preenchidas por quartzo. Outras feições de deformação intracristalina não são observadas.

Os cristais de biotita são muito finos a finos, inequigranulares e subédricos. Os contatos são retilíneos e curvilíneos. A orientação preferencial dos cristais de biotita é muito forte. Os cristais de opacos são muito finos, subequigranulares, subédricos e estão orientados preferencialmente.

O epidoto e a sericita são muito finos e são encontrados no interior dos cristais de plagioclásio. A muscovita, oriunda da alteração, é muito fina, subequigranular e subédrica.

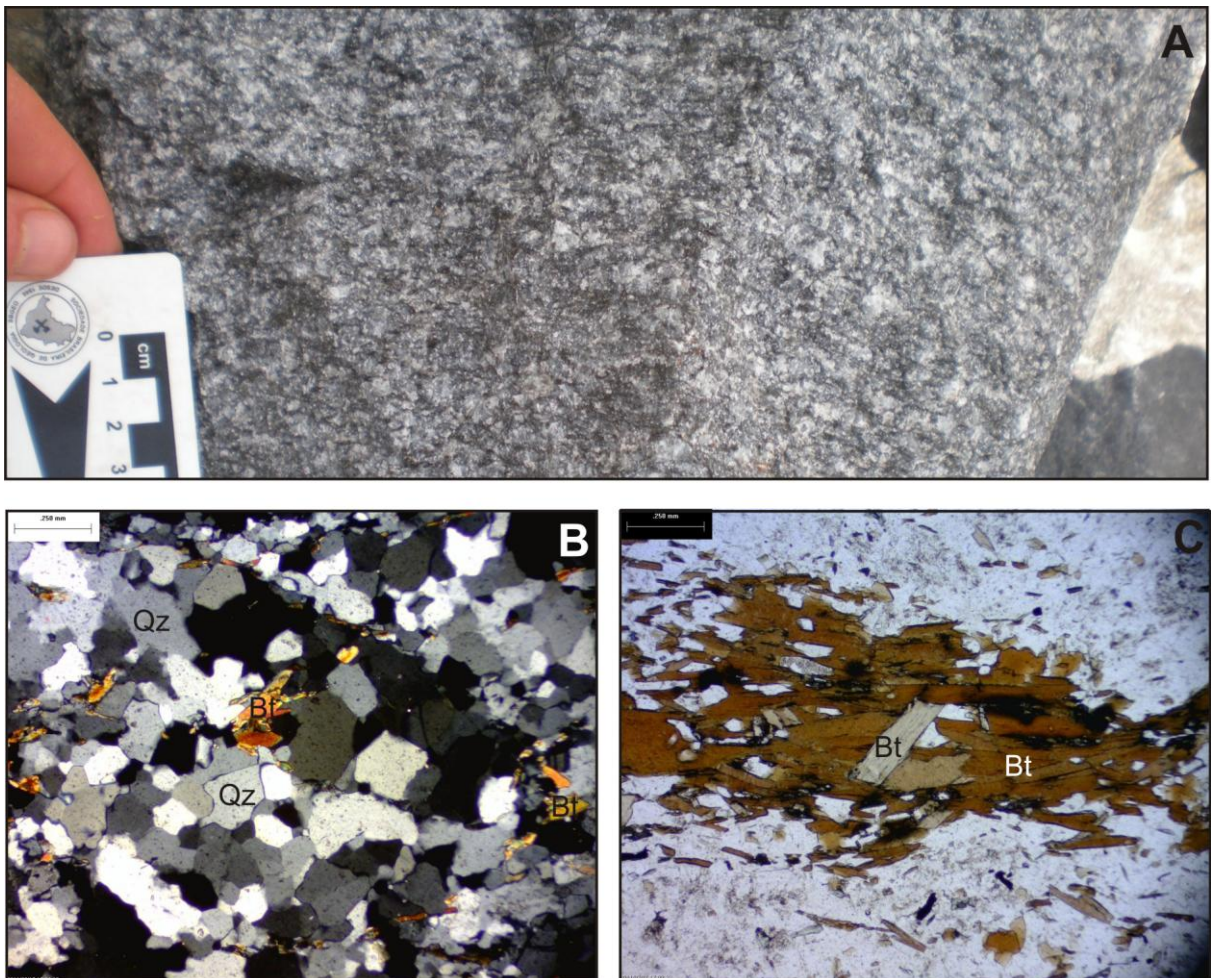


Figura 25: Amostras de tonalito do afloramento FB-116 em um garimpo; fotomicrografias mostrando arranjos equigranulares poligonais de quartzo sob luz PPPC (b) e orientação preferencial de biotita sob luz PP (c).

Os metatonalitos do oeste são compostos por plagioclásio (50%), feldspato potássico (~10%), quartzo (20%), hornblenda (5%), piroxênio (<5%), biotita (<5%) e opacos (~5%).

5.3.3.3 Metagranodioritos

Estas rochas afloram sob a forma de corpos alongados na direção WNW no oeste da área e na direção NW no leste da área. Associam-se espacialmente aos metatonalitos e às rochas metabásicas¹⁵.

Geologia Estrutural

Os metagranodioritos do sudeste da área apresentam uma foliação protomilonítica de orientação N50W/85NE.

Petrografia

Os metagranodioritos do sudeste da área são compostos por plagioclásio (65%), quartzo (20%), feldspato potássico (~10%), hornblenda (~10%) e acessórios, como opacos (~4%) e titanita (~1%).

Os cristais de plagioclásio, que é a andesina, são inequigranulares muito finos a médios e subédricos a euédricos. Os porfiroclastos possuem contatos irregulares, com faces desgastadas. Estes apresentam orientação preferencial fraca. Feições de deformação incluem extinção ondulante, subrãos e novos grãos. Os novos grãos compreendem os cristais menores, com contatos retilíneos e formam arranjos equigranulares poligonais. A saussuritização é dominante, mas ocorrem novos grãos límpidos (andesina). Observa-se a macla albita-periclina. Ocorrem inclusões de quartzo nos porfiroblastos de plagioclásio.

Os cristais de quartzo são subequigranulares muito finos, subédricos a anédricos. Ocorrem arranjos poligonais a lobados equigranulares a seriados. Embora os níveis de quartzo estejam orientados preferencialmente, os cristais de quartzo raramente possuem orientação preferencial. Observa-se extinção nos raros porfiroclastos de quartzo. Há um predomínio de subgrãos e novos grãos. Os contatos entre os novos grãos são lobados a poligonais, formando, neste último caso, ângulos de 120° entre si (Figura 26b). Há feições de manto e núcleo. O quartzo, portanto, domina a matriz recristalizada a qual envolve os porfiroclastos de plagioclásio.

¹⁵ Os metagranodioritos afloram nos pontos CCA-46 (leste) e FB-86 (oeste).

Os cristais de hornblenda são inequigranulares finos a médios, anédricos a subédricos. Os contatos entre os cristais são curvilíneos a irregulares. Observa-se forte orientação preferencial da hornblenda. Os cristais estão deformados e intensamente alterados, com formação de minerais opacos.

Os opacos são equigranulares muito finos, anédricos a subédricos encontram-se na foliação, nas proximidades da hornblenda. Os contatos são retilíneos a irregulares. Os cristais de titanita são equigranulares muito finos e subédricos. Os contatos são retilíneos a irregulares. Nota-se forte orientação preferencial da titanita. Sericita e epidoto são equigranulares muito finos e anédricos, e encontram-se no interior dos porfiroclastos de plagioclásio.

A textura da rocha é milonítica. A orientação preferencial de hornblenda, titanita, porfiroclastos de plagioclásio e níveis preferenciais de quartzo define uma foliação contínua, milimétrica, anastomosada e ondulada.

Os metagranodioritos do sudoeste possuem cristais de muscovita de 0,25 mm sobrecrescidos no interior do plagioclásio (Figura 26a), enquanto estes são ausentes nas rochas do sudeste.

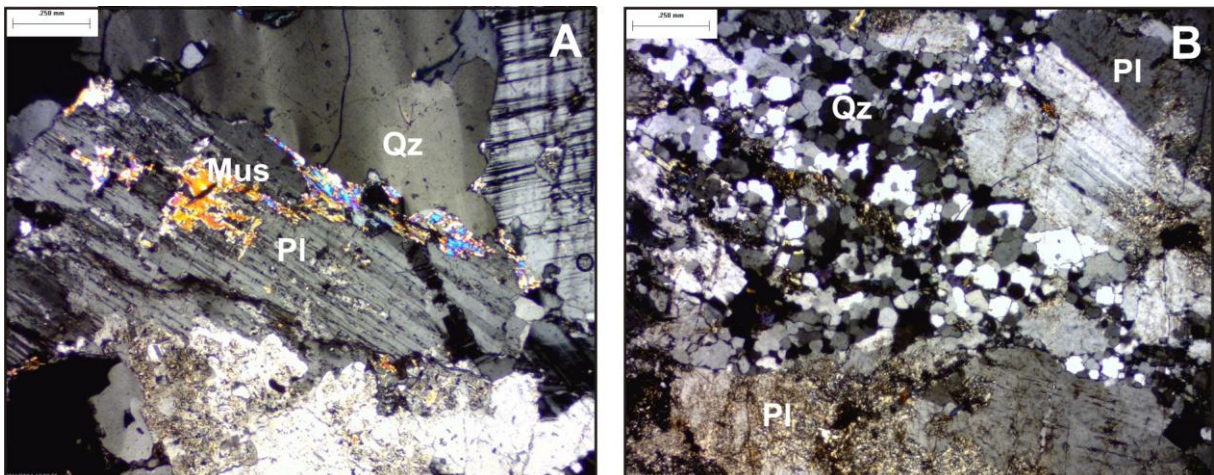


Figura 26: Fotomicrografias de metagranodiorito do sudoeste da área no ponto CCA-46, com sobrecrescimento de muscovita no interior do cristal de plagioclásio (a) e metagranodiorito protomilonito do sudeste da área no ponto FB-86, com quartzo disposto em arranjos poligonais equigranulares.

5.3.3.4 Tonalitos milonitizados do norte

Uma faixa de tonalitos aflora desde o nordeste até o noroeste da área, em associação com quartzo monzodioritos¹⁶. Estas rochas são intrudidas por três corpos sienograníticos porfíricos.

¹⁶ Tonalitos e tonalitos milonitizados afloram nos pontos FB-131, 141, 142, 164, 165, 166, 167 e 168.

Geologia Estrutural

A maioria dos afloramentos descritos localiza-se ao longo de uma zona de cisalhamento dúctil de escala regional de direção E-W. Os tonalitos são cinza escuros e são afetados por uma zona milonítica maior com atitude N85W/85SW. Localmente são orientados de acordo com outra zona milonítica com atitude N55W/90 (Figura 27a).

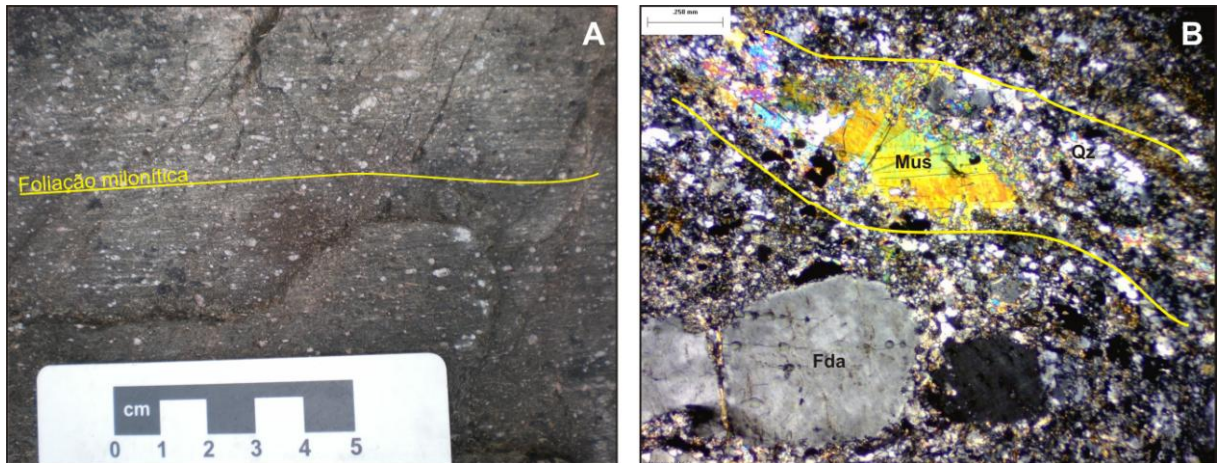


Figura 27: Tonalito milonito (FB-166) em afloramento (a); fotomicrografia da seção delgada sob luz PPPC (b).

Petrografia

Os tonalitos são compostos por plagioclásio (50-70%), quartzo (25-40%), microclínio (5-10%), biotita (0-10%), hornblenda (5-10%) e acessórios (~5%), como apatita, allanita, titanita, clorita, epidoto, muscovita e zircão.

Os cristais de plagioclásio ocorrem como porfiroclastos fraturados, anédricos, inequigranulares, finos a médios. Os cristais de quartzo são inequigranulares, muito finos a médios e anédricos. Os contatos são irregulares com outros minerais e retilíneos, lobados e denteados entre os novos grãos de quartzo. Nota-se generalizada recristalização do quartzo.

A biotita apresenta *kink-bands* e está cloritizada. Allanita e titanita são subequigranulares, finas, anédricas e muito fraturadas. Os minerais de alteração, como epidoto e clorita são muito finos, subédricos e orientados preferencialmente de acordo com a foliação.

A textura é milonítica, com 50 a 90% de matriz. A foliação milonítica é contínua, paralela ondulada a planar, submilimétrica a milimétrica. Porfiroclastos de plagioclásio são eovoltos por sombras de pressão, as quais são ricas em quartzo e clorita.

5.3.3.5 Metaquartzo monzodioritos e metaquartzo dioritos do nordeste e norte

No nordeste e norte da área afloram dois corpos de quartzo dioritos e quartzo monzodioritos¹⁷ metamorizados. Estas rochas têm cor cinza escuro, são equigranulares, têm granulação média e geralmente são granoblásticas (Figura 28a).

Geologia Estrutural

Quartzo dioritos do afloramento FB-124 apresentam foliação protomilonítica de direção N20E/88NW, com indicação de movimentação dextral. Observam-se intrusões pegmatíticas oblíquas à foliação da rocha hospedeira. Estes veios contêm fenocristais de feldspato potássico com orientação preferencial fraca a moderada.

Petrografia

Estas rochas são compostas por plagioclásio (35-70%), feldspato potássico (0-15%), piroxênio (5-20%), biotita (5-10%), hornblenda (0-10%), quartzo (5-15%) e minerais acessórios (5%). Ocorrem vênulas de clorita e carbonato.

Os cristais de plagioclásio são equigranulares, médios e subédricos. Os contatos são retilíneos a curvilíneos. Não há orientação preferencial. A alteração é forte em algumas amostras, gerando saussuritização. Há fraturas intra e intercristalinas. Contudo, o plagioclásio por vezes apresenta-se límpido (Figura 28b,c).

Os cristais de piroxênio são médios, equigranulares e anédricos. Os contatos são curvilíneos a retilíneos. Não há orientação preferencial nem feições de deformação intracristalina. A biotita é avermelhada a marrom, os cristais são inequigranulares, finos a médios, anédricos a subédrico. Os contatos são retilíneos a irregulares. Não há orientação preferencial. A hornblenda é equigranular muito fina. Os minerais opacos são abundantes, finos e em geral anédricos, por vezes subédricos. Os cristais de carbonato são muito finos, equigranulares, subédricos a euédricos e estão dispostos em filmes submilimétricos. A clorita é muito fina, equigranular, anédrica e preenche vênulas.

Os metaquartzo dioritos são por vezes seccionados por veios pegmatíticos compostos por fenocristais de feldspato potássico (40%), cristais de quartzo (35%), plagioclásio (20%) e anfibólio (5%). Estes veios podem ser apófises do corpo sienogranítico que aflora nas proximidades (FB-125).

¹⁷ Estas rochas afloram nos pontos FB-93, 124 e 130.



Figura 28: Metaquartzo monzodiorito aflorante no ponto FB-130 (a); fotomicrografias mostram limpidez do plagioclásio e presença de piroxênio em (b) e textura granoblástica sob luz PPPC (c).

Observa-se um xenólito metaquartzo monzodiorítico no interior de sienogranitos, nas proximidades do limite do corpo. A textura é granoblástica e a estrutura, maciça (Figura 29).

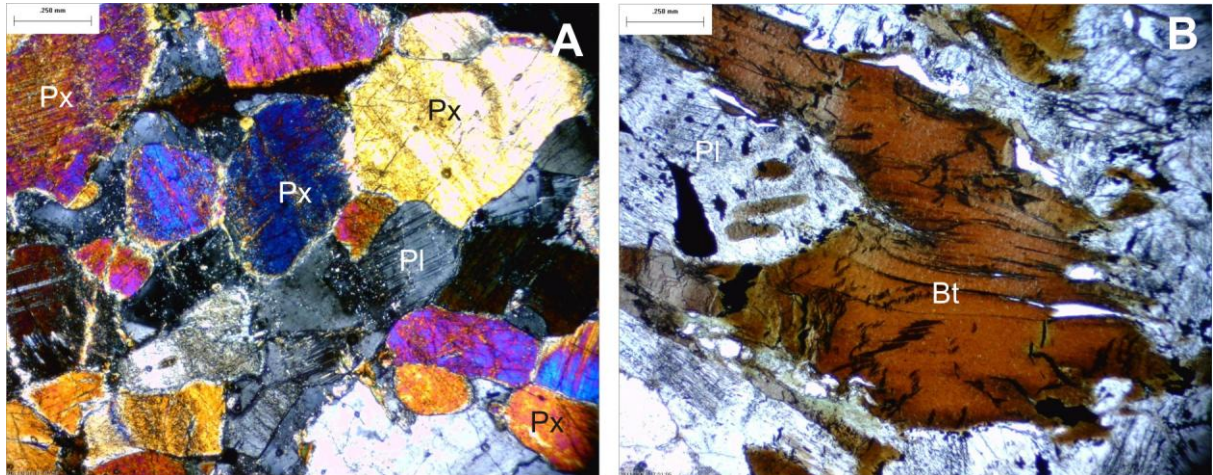


Figura 29: Fotomicrografias da seção delgada do xenólito do ponto FB-93, com piroxênio sob luz PPPC (a) e biotita vermelha orientada preferencialmente sob luz PP (b).

A proximidade com sienogranitos do grupo III riacianos, a presença de piroxênio, biotita vermelha e textura granoblástica permitem concluir que os metaquartzo monzodioritos e metaquartzo dioritos foram submetidos a uma fase de metamorfismo de contato de fácies piroxênio hornfels.

5.3.4 GRUPO III: GERAÇÃO RIACIANA PRINCIPAL (2,15-2,07 GA)

São descritos principalmente monzogranitos e granodioritos, além de tonalitos e subordinadamente sienogranitos. Ocorrem intrusões de sienitos, álcali-feldspato sienitos e monzonitos. As rochas comumente contêm biotita, e por vezes, hornblenda e titanita. As intrusões distribuem-se por boa parte da faixa central da área da folha, cuja magnetométrica é baixa. As texturas são descritas como equigranulares finas a médias, e por vezes, grossas ou inequigranulares porfiríticas. Observam-se texturas granular, granular orientada e protomilonítica. As rochas são geralmente foliadas, mas ocorrem fácies que tendem a isotropia. Assim como a foliação, a deformação é variável.

Os granitoides estão orientados preferencialmente na direção N80-50W/80SW-80NE. Eles compreendem corpos alongados, cuja foliação interna é

compatível na maior parte das vezes com o formato do corpo. A orientação de faxas promiloníticas coincide com a foliação regional e podem acompanhar os contatos entre os corpos.

5.3.4.1 Monzogranitos

Os monzogranitos são comumente cinza claro, rosados a esbranquiçados. O índice de cor destas rochas está entre 5% e 8%. Afloram em boa parte da área e perfazem fácies geralmente foliadas.

Geologia estrutural

Observa-se em monzogranitos alternância centimétrica a decimétrica entre níveis leucocráticos quartzo-feldspáticos e níveis mesocráticos biotíticos e alternância entre níveis de granulação fina ou média e níveis de granulação média ou grossa. Estes bandamentos composicionais e granulométricos definem uma foliação que constitui o acamamento ígneo (S_a) (Figura 30). Esta foliação é heterogênea, localizada ou descontínua, centimétrica a decimétrica e de geometria paralela planar a ondulada. A ondulação do bandamento cria, por vezes, dobras suaves a abertas. No afloramento FB-47 as atitudes estruturais do bandamento ígneo variam entre N25W/30SW até N40W/25SW. Neste mesmo ponto, observa-se achatamento do quartzo em outra direção preferencial: N50W/70SW. Esta feição estrutural evidencia outra foliação, secundária, regional e superimposta ao acamamento ígneo.

A orientação preferencial de minerais máficos (biotita, hornblenda e titanita) e feldspatos, acompanhada de achatamento e deformação mineral, define uma foliação secundária denominada S_p , principal na área de estudo. Esta superfície dúctil é penetrativa na escala regional, têm mergulhos subverticais, espaçamento submilimétrico a milimétrico, é homogênea e geralmente de geometria paralela e planar, por vezes ondulada. Observa-se que a foliação S_p está relacionada à orientação preferencial de minerais e ao achatamento mineral (Figura 30d). O acamamento ígneo pode estar seccionado pela foliação regional S_p , como no caso do ponto FB-47. Mas, comumente há paralelismo entre S_a e S_p .

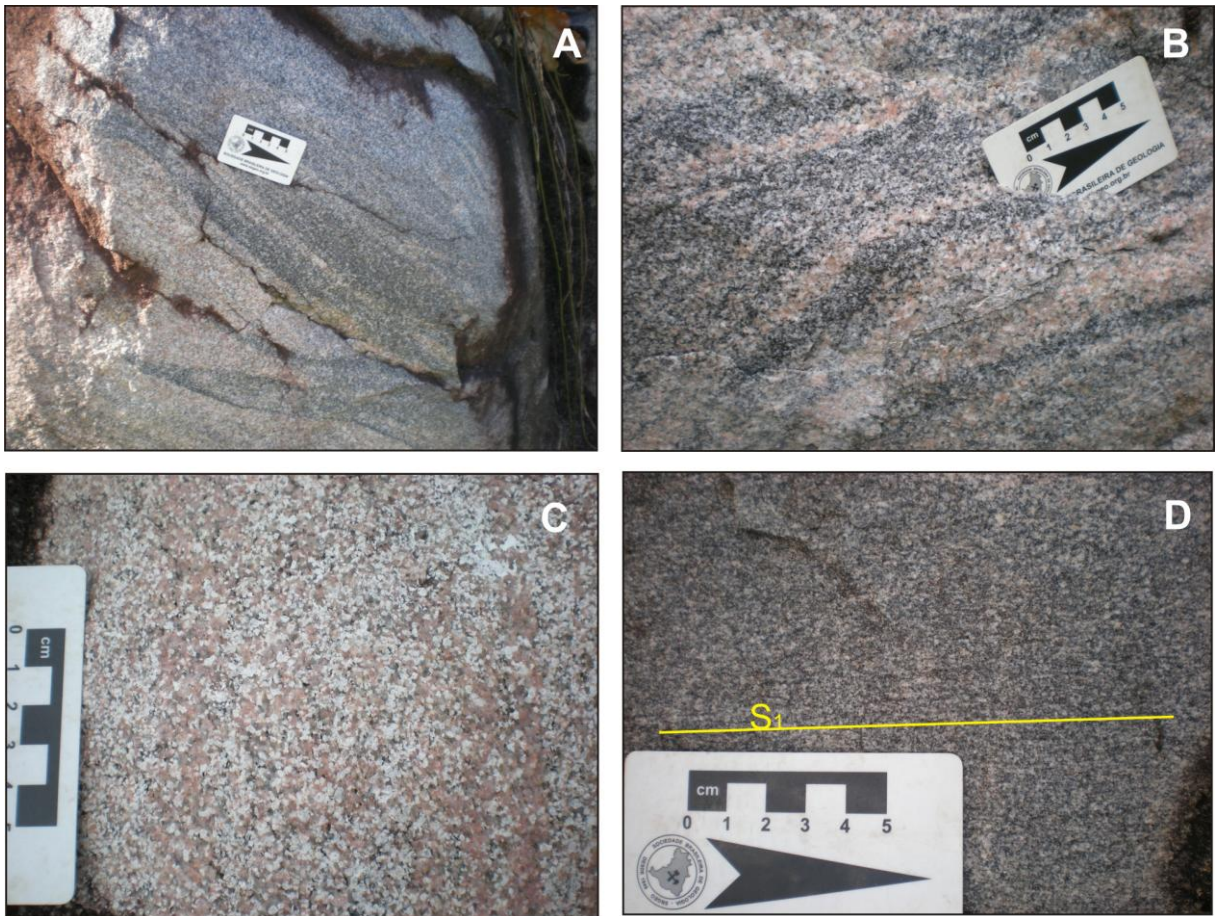


Figura 30: Monzogranitos com foliação S_a , materializada no bandamento composicional (a,b) do ponto FB-47 e bandamento granulométrico (c) do ponto FB-162. Em (d) observa-se monzogranito com foliação regional S_p fraca evidenciada pela orientação preferencial de minerais máficos (FB-155), com atitude N80W/90.

Ocorrem zonas de cisalhamento dúcteis com desenvolvimento de protomilonitos e milonitos (Figura 31).

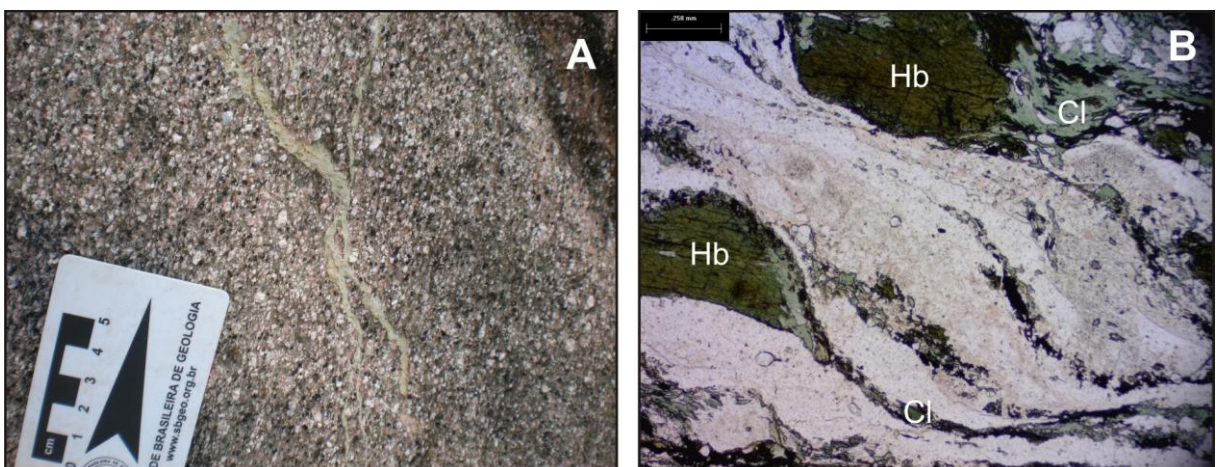


Figura 31: Monzogranito milonito do FB-18, em região limite com corpos tonalíticos milonitizados do norte da área (a); fotomicrografia do monzogranito milonito (b) sob luz PP.

Petrografia

Os monzogranitos são compostos por microclínio (35-50%), plagioclásio (35-40%), quartzo (20-30%), biotita (5-8%), hornblenda (5-8%) e acessórios (<5%), como titanita, allanita, opacos, apatita e zircão. Há monzogranitos que apresentam bandamento composicional S_a , são pouco foliados e tampouco deformados. Nestas rochas observam-se as seguintes características petrográficas:

Os cristais de microclínio ocorrem por vezes como fenocristais muito grossos ou cristais grossos. Observa-se algumas vezes a formação de perfitas. Os cristais são subequigranulares e geralmente subédricos a anédricos. Os contatos são irregulares a curvilíneos. Não há orientação preferencial do microclínio. Não se observam feições de deformação intracristalina.

Os cristais de plagioclásio são predominantemente equigranulares grossos subédricos. Os contatos são curvilíneos e irregulares. Há intercrescimento gráfico. Não se observa orientação preferencial. Os cristais estão sericitizados, com alteração fraca. Nota-se em raros cristais a curvatura da macla, evidenciando alguma deformação intracristalina.

Os cristais de quartzo são predominantemente subequigranulares médios, mas ocorrem novos grãos finos a muito finos. São anédricos e os contatos são curvilíneos. Novos grãos apresentam contatos denteados e lobados. A orientação preferencial dos cristais de quartzo é incipiente. Nota-se extinção ondulante nos cristais de tamanho médio.

Os cristais de biotita são inequigranulares, médios a finos e subédricos a anédricos. Os contatos são retilínios, curvilíneos e irregulares. Há orientação preferencial incipiente. Observa-se feições de corrosão, com formação de simplectitos.

Os opacos (simplectitos) perfazem cristais muito subequigranulares muito finos e subédricos. Estão dispostos em aglomerados nas proximidades do contato entre biotita e feldspatos, ocupando concavidades geradas na biotita. Não há orientação preferencial dos opacos.

A sericita e o epidoto ocorrem na forma de cristais equigranulares muito finos e anédricos, dispostos no interior dos cristais de plagioclásio, oriundos da saussuritização dos mesmos. Não há orientação preferencial de sericita.

A textura destes monzogranitos que registram acamamento magmático é granular e a estrutura é predominantemente maciça, mas a orientação preferencial

incipiente do quartzo e da biotita define uma foliação incipiente, geralmente oblíqua ao acamamento magmático.

Há monzogranitos que apresentam uma foliação fraca a moderada e registram alguma deformação. Nestas rochas as seguintes características petrográficas são observadas:

Os cristais de plagioclásio são subequigranulares, geralmente médios, mas também finos. São subédricos, com contatos irregulares a curvilíneos. Orientação preferencial não é observada. A alteração é moderada a forte, com saussuritização. Inclusões de quartzo são comuns.

Os cristais de quartzo subequigranulares, predominantemente médios, mas ocorrem cristais finos. São anédricos e alongados preferencialmente, com contatos curvilíneos. O quartzo apresenta orientação preferencial moderada e registram evidências de deformação intracristalina, como extinção ondulante e presença de subgrãos. Novos grãos são raros, mas quando ocorrem, são finos a muito finos, com contatos denteados e lobados. Em algumas seções delgadas observam-se cristais de quartzo finos a médios, anédricos e com contatos denteados e lobados, apresentando extinção ondulante (Figura 32a).

Os cristais de biotita são de cor amarelo pálido a marrom escuro, mas podem ser por vezes verdes. São subequigranulares e subédricos, com contatos retilíneos a irregulares. Há orientação preferencial moderada dos cristais (Figura 32b).

Observam-se opacos muito finos e no contato entre a biotita e o plagioclásio. Há orientação preferencial incipiente. Também, observam-se cristais opacos muito finos, equigranulares e subédricos retangulares.

A sericita é equigranular muito fina e anédrica. Ocorre no interior dos cristais de plagioclásio alterados, associadas ao epidoto, também muito fino, equigranular e anédrico. Em ambos, não ocorre orientação preferencial. A muscovita é equigranular, muito fina e euédrica. Os cristais ocorrem no interior do plagioclásio alterado, como produto do crescimento da sericita. Não há orientação preferencial.

A textura destas rochas é granular com orientação fraca. A orientação preferencial da biotita e dos cristais alongados de quartzo define uma foliação fraca subcentimétrica, de geometria planar e paralela. O monzogranito do afloramento FB-14 registra uma atitude estrutural N63W/76SW e exhibe veios pegmatoides paralelos à foliação, característica comum em outros granitoides foliados e algo deformado.

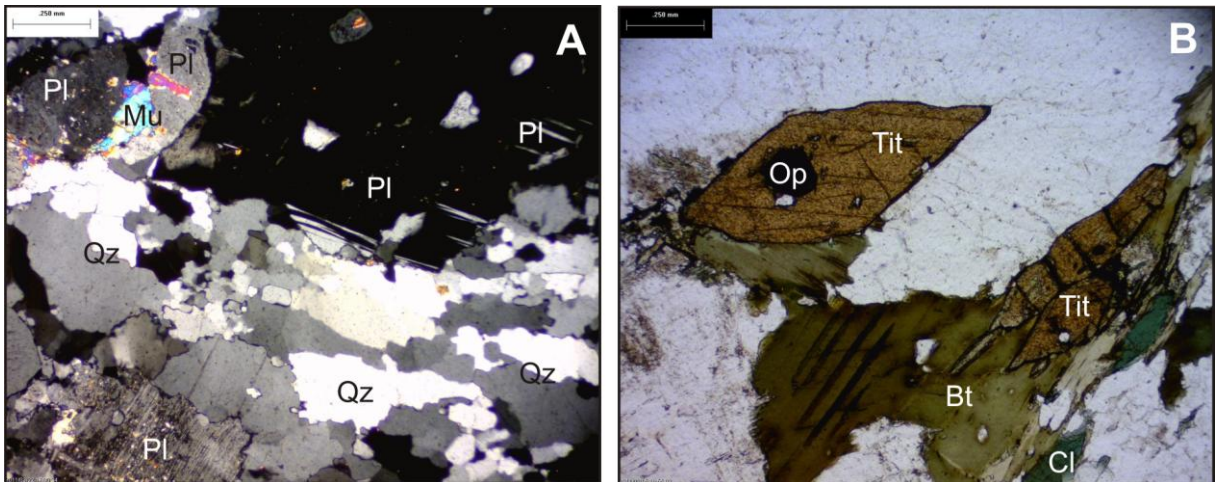


Figura 32: Observam-se a recristalização dinâmica do quartzo e sobrecrecimento de muscovita a partir da sericita no interior de cristais de plagioclásio saussuritizados do afloramento FB-160, sob luz PPPC (a); orientação preferencial de titanita euédrica e biotita verde no afloramento FB-85, sob luz PP (b).

5.3.4.2 Granodioritos

Granodioritos são de cor cinza clara a média, esbranquiçados quando bastante intemperizados. A granulação é média a grossa, com variações locais para granulações finas. Observam-se zonas protomiloníticas que seccionam os corpos.

Geologia estrutural

Granodioritos podem ser isotrópicos (Figura 33a) ou foliados (Figura 33b). Assim como é observado em monzogranitos, os granodioritos também possuem acamamentos magmáticos S_a e a foliação regional S_p .

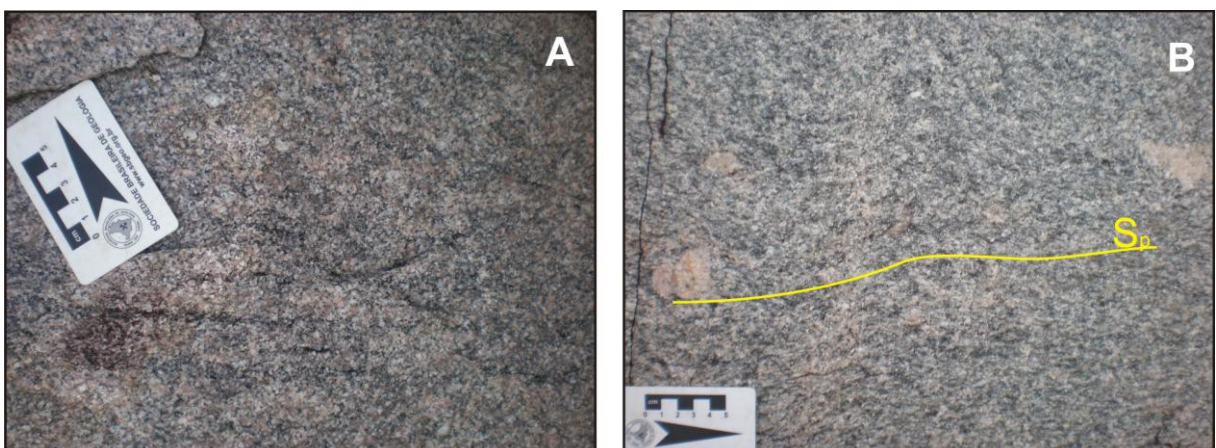


Figura 33: Granodiorito isotrópico (FB-68) (a) e granodiorito com foliação fraca (FB-156) (b).

O acamamento é heterogêneo, não penetrativo regionalmente, de espaçamento centimétrico a decimétrico e geometria planar paralela a ondulada, por vezes dobrada (Figura 34a). A foliação S_p é penetrativa, homogênea e de geometria

planar paralela, sempre subvertical. Esta foliação pode conservar paralelismo ou obliquidade com o acamamento magmático (Figura 34b).

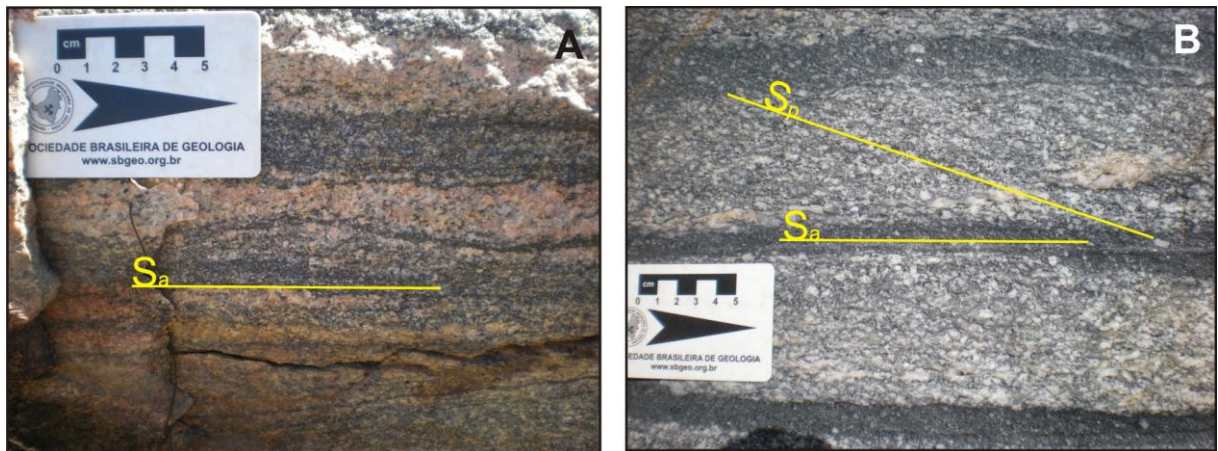


Figura 34: Granodiorito com acamamento composicional que define a foliação S_a (FB-16) (a) e granodiorito com acamamento magmático seccionado obliquamente pela foliação S_p (FB-79) (b).

Petrografia

Os granodioritos são compostos por plagioclásio (40-60%), quartzo (25-30%), microclínio (10-25%), biotita (2-10%), hornblenda (0-5%) e acessórios (1-5%), como titanita (raros-muitos), allanita (poucos), opacos (muitos) e zircão (poucos). Por vezes estão presentes sericita e muscovita oriundas da alteração.

Os cristais de plagioclásio são inequigranulares de tamanho fino a médio. São subédricos. Os contatos são curvilíneos, retilíneos a irregulares. Observa-se orientação preferencial fraca em alguns locais a moderada em outros. Quando recristalizados, na forma de novos grãos, são muito finos, subédricos, com contatos retilíneos a irregulares. Observam-se feições de deformação intracristalina, como a curvatura leve da macla. O plagioclásio tem alteração moderada (saussuritização).

Os cristais de quartzo são geralmente inequigranulares finos a médios e anédricos, com contatos curvilíneos. Ocorre orientação preferencial do pouco quartzo que não está recristalizado. Observa-se extinção ondulante e a recristalização é muito comum, com geração de subgrãos e novos grãos. Os novos grãos de quartzo são cristais muito finos anédricos a subédricos, com contatos denteados e lobados. Os novos grãos de quartzo estão dispostos em níveis preferenciais que também estão orientados preferencialmente. A orientação preferencial do quartzo é moderada a forte nos granodioritos (Figura 35).

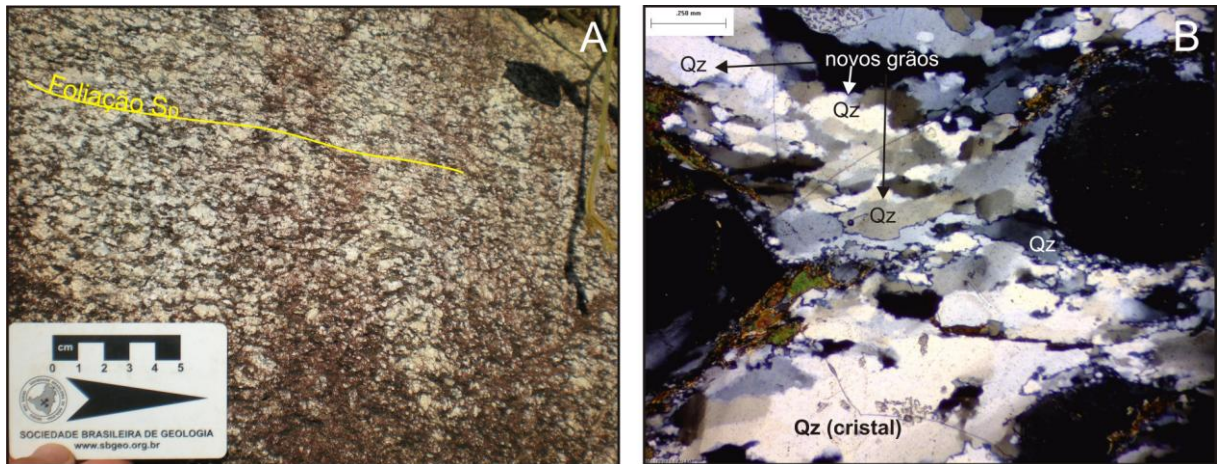


Figura 35: Granodiorito foliado (a) exposto no afloramento FB-146; fotomicrografia sob luz PPPC (b) do granodiorito ao lado (a) mostra estágios de recrystalização do quartzo, com cristais maiores pouco deformados e presença de novos grãos, ambos orientados preferencialmente.

Os cristais de microclínio são subequigranulares finos e subédricos. Os contatos são retilíneos a irregulares. Não há alteração. Ocorre fraca orientação preferencial e fraca deformação intracristalina marcada por microfraturamento.

Os cristais de biotita são comumente subequigranulares finos, anédricos ou subédricos. Os contatos são curvilíneos a irregulares. Sua coloração é amarela pálida a marrom escura. Os cristais possuem fraca orientação preferencial, mas o conjunto de cristais encontra-se concentrado em níveis preferenciais orientados juntamente com a hornblenda. Observa-se *kink* na biotita.

Os cristais de hornblenda são bastante pleocróicos, de cor verde clara amarelada à verde escura. Os cristais associam-se espacialmente à biotita e ambos ocorrem em níveis preferenciais orientados preferencialmente. Os cristais de hornblenda são subequigranulares a inequigranulares, finos a médios e muitas vezes subédricos, mas também anédricos. Os contatos são curvilíneos. Observa-se orientação preferencial fraca à moderada. Não há feições de deformação intracristalina nos cristais de hornblenda.

Os cristais de titanita são equigranulares finos e subédricos, por vezes euédricos. Os contatos são retilíneos a irregulares. A titanita ocorre associada espacialmente aos níveis máficos de biotita e/ou hornblenda. Observa-se moderada orientação preferencial. Feições de deformação intracristalina limitam-se ao desenvolvimento de fraturas que causam a quebra dos cristais.

Os cristais de sericita são equigranulares muito finos e anédricos. Ocorrem no interior do plagioclásio como produto da sericitização. Não há orientação

preferencial dos cristais. A muscovita ocorre na forma de cristais equigranulares finos, anédricos a subédricos. Ocorrem no interior do plagioclásio provavelmente como produto do crescimento da sericita.

O arranjo dos minerais indica uma textura granular orientada para os granodioritos. Acamamentos milimétricos e orientação preferencial fraca a moderada dos minerais (plagioclásio não recristalizado, quartzo não recristalizado e recristalizado, biotita, hornblenda e titanita não recristalizados), definem uma foliação milimétrica a subcentimétrica de geometria planar paralela a ondulada. A orientação preferencial dos minerais é incipiente em algumas seções delgadas (FB-13, 27) a fraca e moderada em outras (FB-10, 146, 156).

Devido ao intemperismo diferencial, mesmo em campo é possível observar o achatamento do quartzo, ora mais intenso ora incipiente, indício direto da intensidade da deformação.

5.3.4.3 Sienogranitos

Os sienogranitos são de cor cinza clara rosada a amarelada, com índice de cor de 5%. Estas rochas têm granulação fina, média e inequigranular porfirítica. Por vezes apresentam acamamentos ígneos ou foliação definida pela orientação preferencial de minerais. Quando presente, a deformação é fraca. Os sienogranitos compreendem corpos menores e intrusivos nos monzogranitos e granodioritos¹⁸. Apófises são observadas em metaquartzo dioritos e tonalitos do norte da área.

Geologia estrutural

O acamamento magmático (S_a) perfaz uma intercalação entre níveis leucocráticos quartzo-feldspáticos e níveis ricos em minerais máficos (Figura 36a). A orientação preferencial de fenocristais de feldspato potássico também marca uma foliação magmática primária. Por vezes, a orientação preferencial de fenocristais de feldspato e/ou biotita e/ou quartzo define a foliação S_p penetrativa, milimétrica e de geometria planar paralela e subvertical. Nestes casos, observam-se feições de deformação intracristalinas que resultam em recristaliação e deformação das rochas. Uma relação de corte entre as duas estruturas pode ser observada no afloramento FB-31, uma intrusão sienogranítica nas rochas neoarqueanas do nordeste da área. Nota-se em um matacão o acamamento ígneo composicional seccionado ortogonalmente pela foliação S_p , marcada pelo achatamento incipiente de quartzo.

¹⁸ Sienogranitos são registrados em 10 afloramentos como rocha principal e em outros como apófises.

A Figura 36b mostra sienogranitos porfiríticos de uma intrusão alongada no nordeste da área que engloba vários afloramentos, onde a foliação magmática é definida pela orientação preferencial de fenocristais de microclínio.

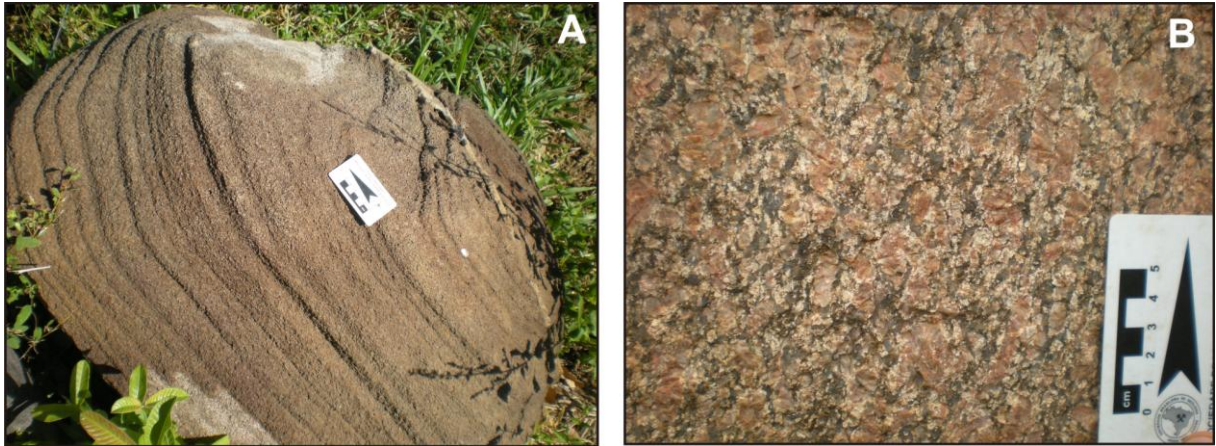


Figura 36: Sienogranito com acameamento magmático ressaltado pelo intemperismo diferencial aflorante no ponto FB-31 (a); sienogranito do afloramento FB-94, de textura inequigranular porfirítica, no qual a orientação preferencial de fenocristais de feldspato potássico define a foliação S_p (b).

Petrografia

Os sienogranitos são compostos por microclínio (40-45%), quartzo (30-35%), plagioclásio (20-25%), biotita (<5%) e minerais acessórios (~1%), como muscovita (poucos a abundantes), allanita (poucos), zircão (poucos) e opacos (poucos).

Os cristais de quartzo são geralmente subequigranulares, finos e anédricos. Os contatos são curvilíneos e há orientação preferencial. Observa-se extinção ondulante. Subgrãos e novos grãos são comuns. Os novos grãos de quartzo ocorrem na forma de arranjos interlobados subequigranulares dispostos em faixas contínuas. Os contatos são denteados e lobados. Os cristais apresentam orientação preferencial. Em alguns sienogranitos há predomínio de novos grãos em comparação com os cristais. O contrário também ocorre.

Os cristais ou fenocristais de microclínio são inequigranulares médios. Ocorrem fenocristais muito grossos nos sienogranitos do nordeste da área. São geralmente subédricos a euédricos. Pertita é comum. Os contatos são retilíneos a curvilíneos. Raramente apresentam orientação preferencial nos sienogranitos do sul da área. Contudo, apresentam orientação preferencial forte nos sienogranitos no nordeste. Feições de deformação são raras e limitam-se a fraturas inter ou intracristalinas.

Os cristais de plagioclásio são geralmente subequigranulares finos, subédricos a anédricos. Os contatos são curvilíneos a irregulares. Não se observa

orientação preferencial no plagioclásio nas rochas do sul da área. Em sienogranitos do nordeste há orientação preferencial fraca do plagioclásio. Nota-se forte e moderada saussuritização nos sienogranitos do sul e do nordeste da área, respectivamente.

Os cristais de biotita são inequigranulares finos e anédricos a subédricos. Os contatos são retilíneos e irregulares. Observa-se orientação preferencial fraca e moderada dos cristais nos sienogranitos do sul e nordeste da área, respectivamente. Observam-se cristais muito finos euédricos de zircão inclusos na biotita. Os cristais de allanita são subequigranulares finos e subédricos. A allanita encontra-se associada espacialmente à biotita, exibindo fraca orientação preferencial. Os opacos são equigranulares finos, euédricos com formas de losango. Estão associados espacialmente à biotita e há fraca orientação preferencial. Os cristais de muscovita são abundantes nos sienogranitos do sul da área. Ali, os cristais são equigranulares, muito finos e euédricos a anédricos. No ponto FB-53 observa-se orientação preferencial dos cristais de muscovita em duas direções preferenciais no interior do plagioclásio. A muscovita é oriunda do crescimento da sericita, esta, gerada na alteração do plagioclásio.

O arranjo dos minerais define uma textura granular orientada para os sienogranitos. A orientação preferencial fraca a moderada ora de fenocristais de microclínio e de minerais máficos e acessórios ora de quartzo recristalizado define uma foliação milimétrica a centimétrica de geometria paralela planar a ondulada.

5.3.4.4 Tonalitos

Os tonalitos são geralmente de cor cinza média, às vezes rosados ou esbranquiçados, isotrópicos a anisotrópicos e configuram corpos com áreas comumente reduzidas (<30 km²).

Geologia estrutural

Os tonalitos conservam semelhanças estruturais com as outras rochas riacianas, de aspecto sintectônico. Ocorrem fácies internas aos corpos com estruturas maciças (Figura 37). Contudo, geralmente os tonalitos apresentam foliação. Observam-se acamamentos composicionais centimétricos evidenciados pela alternância entre níveis quartzo-feldspáticos leucocráticos e níveis ricos em minerais máficos. Este acamamento magmático define uma foliação S_a , comumente

sub-horizontal, heterogênea e de geometria paralela dobrada. Os minerais que compõem o acamamento estão orientados preferencialmente.

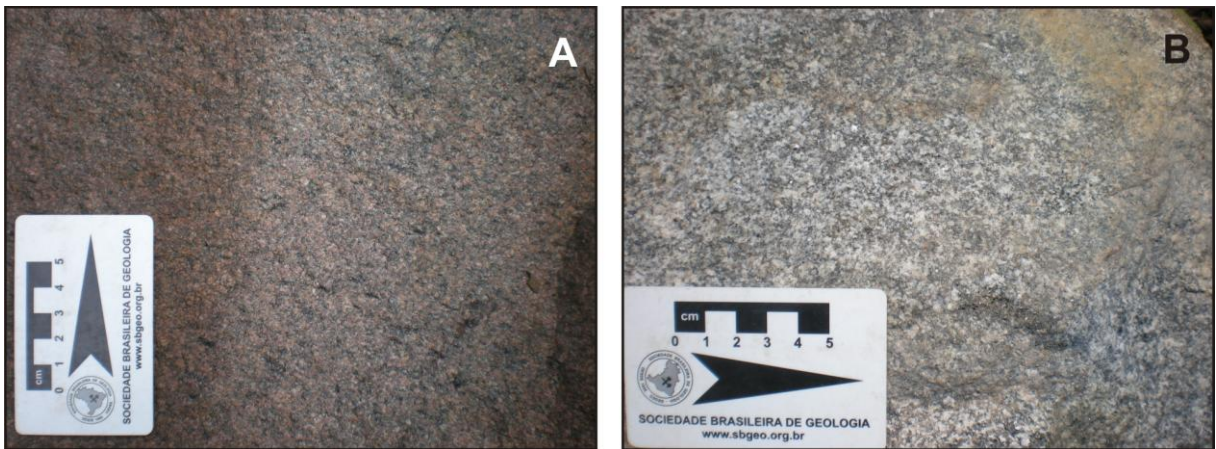


Figura 37: Tonalito cinza rosado isotrópico do afloramento FB-127 (a) e tonalito de cor cinza média esbranquiçada, com fraca anisotropia, do afloramento FB-133 (b).

O afloramento FB-120 conserva um bandamento magmático (S_a) de atitude E-W/30S, bastante ondulado, com dobras centimétricas a decimétricas suaves a fechadas, cujos eixos são orientados N285/15 (Figura 38). Observa-se também uma foliação secundária S_p definida pela orientação preferencial de minerais e recristalização do quartzo, cujo atitude é N75W/90. Nota-se que a foliação S_p é coincidente com os eixos de dobras da foliação S_a .

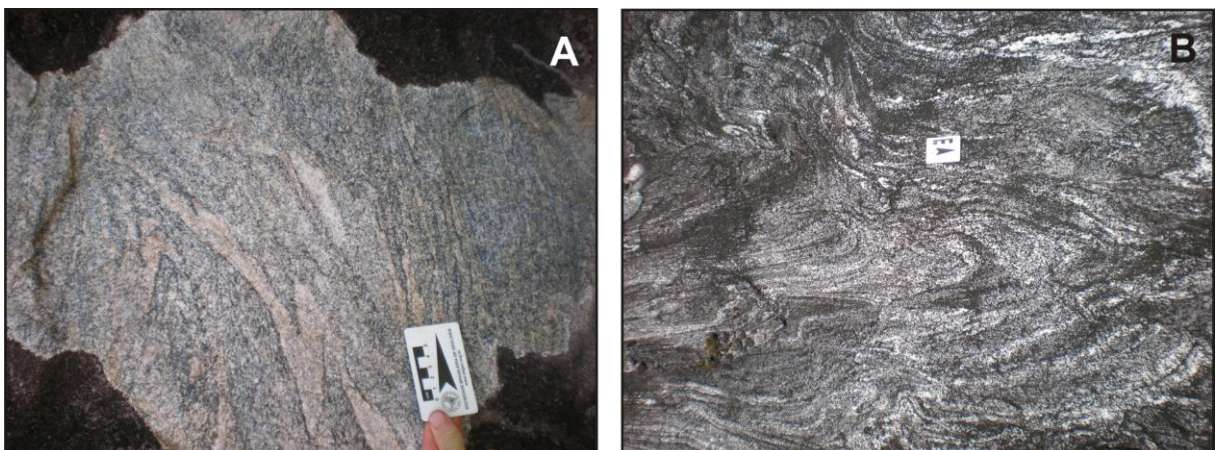


Figura 38: Tonalitos com bandamento ígneo ondulado e formação de dobras suaves a fechadas, no afloramento FB-120 (a,b).

A foliação secundária S_p pode ser moderada (Figura 39a) ou ser forte o suficiente para obliterar a foliação S_a (Figura 39b).

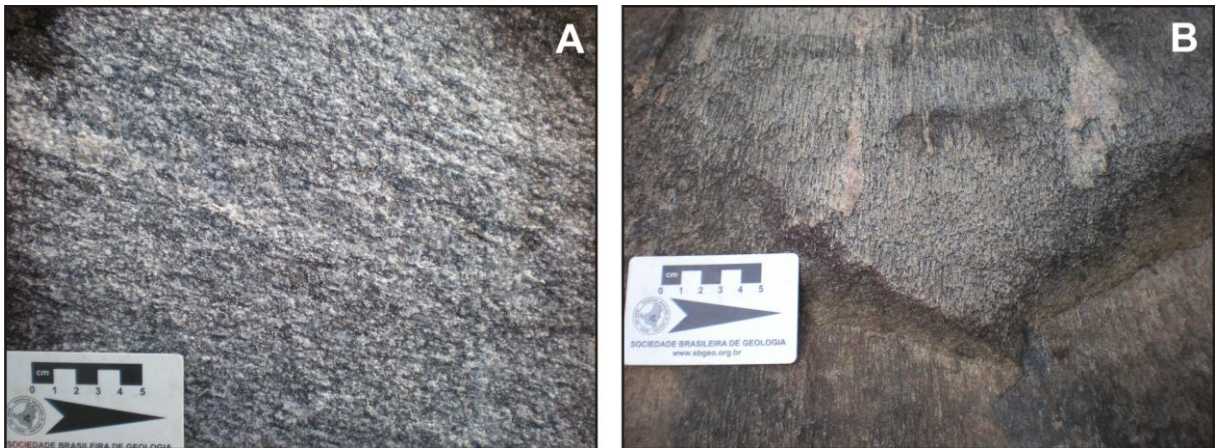


Figura 39: Tonalito com foliação moderada (FB-169) (a); tonalito com foliação forte e estiramento mineral (FB-123) (b).

Petrografia

Os tonalitos são compostos por plagioclásio (50-70%), quartzo (25-40%), microclínio (<10%), biotita (5-10%), hornblenda (0-10%) e minerais acessórios (~1%) como epidoto, sericita e zircão. Baixo conteúdo de minerais máficos em algumas amostras aponta a ocorrência de trondhjemitos (FB-17, 136 e 169).

Os cristais de plagioclásio são inequigranulares, médios e geralmente subédricos a anédricos. Os contatos são retilíneos, curvilíneos e irregulares. A orientação preferencial é variável, podendo ser incipiente a forte. Feições de deformação intracristalina são ausentes.

Os cristais de quartzo são finos a médios. são geralmente finos a muito finos e ocorrem em arranjos equigranulares cujos contatos entre os cristais são denteados, curvilíneos e lobados. Observa-se orientação preferencial fraca a moderada em alguns afloramentos. Nota-se extinção ondulante e presença de subgrãos e novos grãos, sempre de tamanho reduzido (Figura 40).

Os cristais de biotita são geralmente finos, inequigranulares e comumente anédricos. Os contatos são retilíneos, curvilíneos e irregulares. A orientação preferencial é fraca a moderada em alguns afloramentos. Em certas seções delgadas, observa-se *kink* na biotita.

O epidoto e a sericita ocorrem sob a forma de cristais muito finos, equigranulares e anédricos, localizados no interior de cristais de plagioclásio saussuritizados. O zircão é muito fino, equigranular e euédrico, e ocorre como inclusões no interior da biotita e plagioclásio.

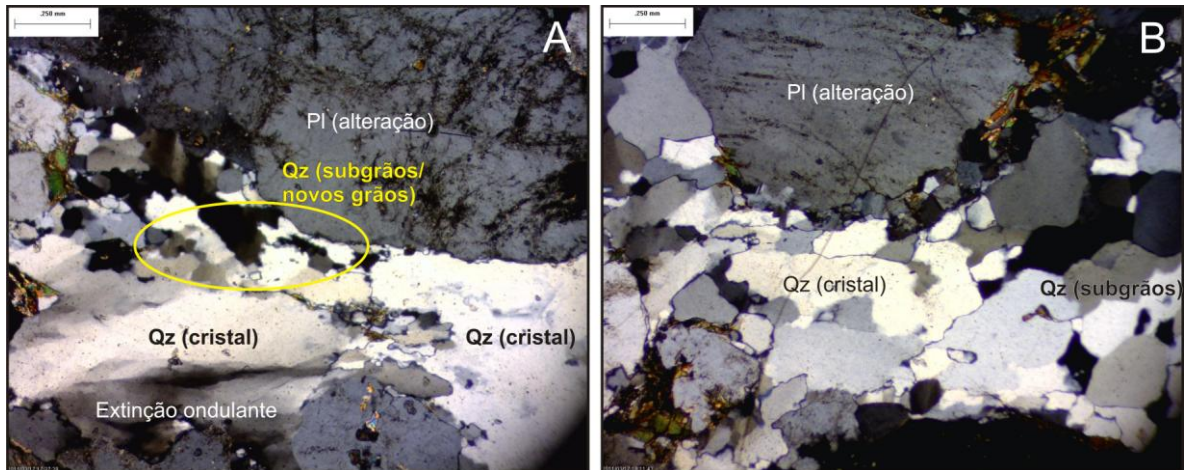


Figura 40: Fotomicrografias sob luz PPP das seções delgadas de tonalitos dos pontos FB-136 e FB-133 mostram a deformação do quartzo, com extinção ondulante e presença de subgrãos e novos grãos. Observa-se a orientação preferencial fraca a moderada do quartzo.

A textura dos tonalitos é geralmente granular orientada, com orientação fraca a moderada. Cristais de biotita e por vezes hornblenda orientados preferencialmente e cristais de quartzo recristalizados em sentido preferencial definem uma foliação magmática com componentes de estado sólido.

5.3.4.5 Diques aplíticos e pegmatíticos

São comuns diques pegmatíticos ou aplíticos de largura centimétrica a decimétrica paralelizados ou discordantes à estrutura principal dos granitos riacianos. Quando paralelizados, a foliação interna é comumente igual à foliação do granitoide hospedeiro (Figura 41b,c). Quando discordantes, sua estrutura interna difere da estrutura da rocha encaixante (Figura 41a,c,d).

Os diques aplíticos são comumente maciços, compostos por fácies de granulação fina a média e textura equigranular. Os aplitos têm composição geralmente semelhante à da rocha encaixante, porém com mais quartzo, feldspato potássico e menos quantidades de plagioclásio e ausência de máficos.

Os diques pegmatíticos são geralmente foliados, compostos por fácies de granulação grossa e textura inequigranular porfirítica. Os pegmatitos têm composição quartzo-feldspática.

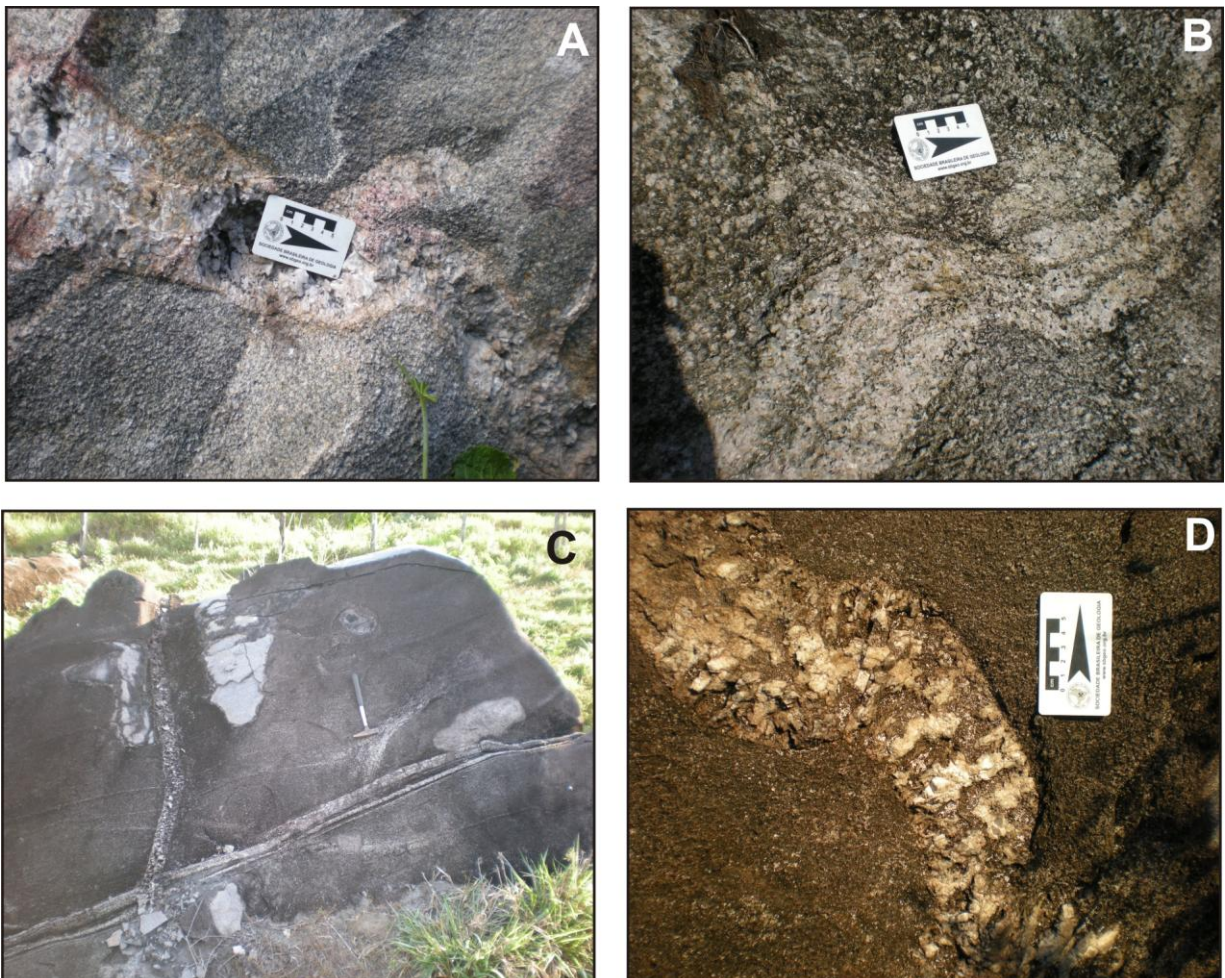


Figura 41: Veio pegmatítico com megacrístais de quartzo, plagioclásio e feldspato potássico (a); diques de pegmatitos ou aplitos podem ser encontrados concordantes à foliação da rocha encaixante (b,c) ou discordantes (a, c,d).

5.3.4.6 Xenólitos

Xenólitos de rochas anfibolíticas estão presentes em vários pontos da área e são compostos por anfibólio e plagioclásio. São principalmente decimétricos e ovalados ou irregulares (Figura 42a,d). Nota-se que estão orientados preferencialmente de acordo com a foliação da rocha hospedeira e em alguns casos, os xenólitos estão parcialmente digeridos, muito estirados e seus componentes foram incorporados à rocha (Figura 42b,c), criando bandamentos. Em outros casos, os xenólitos são contornados pela foliação, evidenciando regimes plásticos em ambiente ígneo (Figura 42d). São identificados enclaves microgranulares biotíticos centimétricos a métricos, ovalados e alongados na mesma direção da foliação.

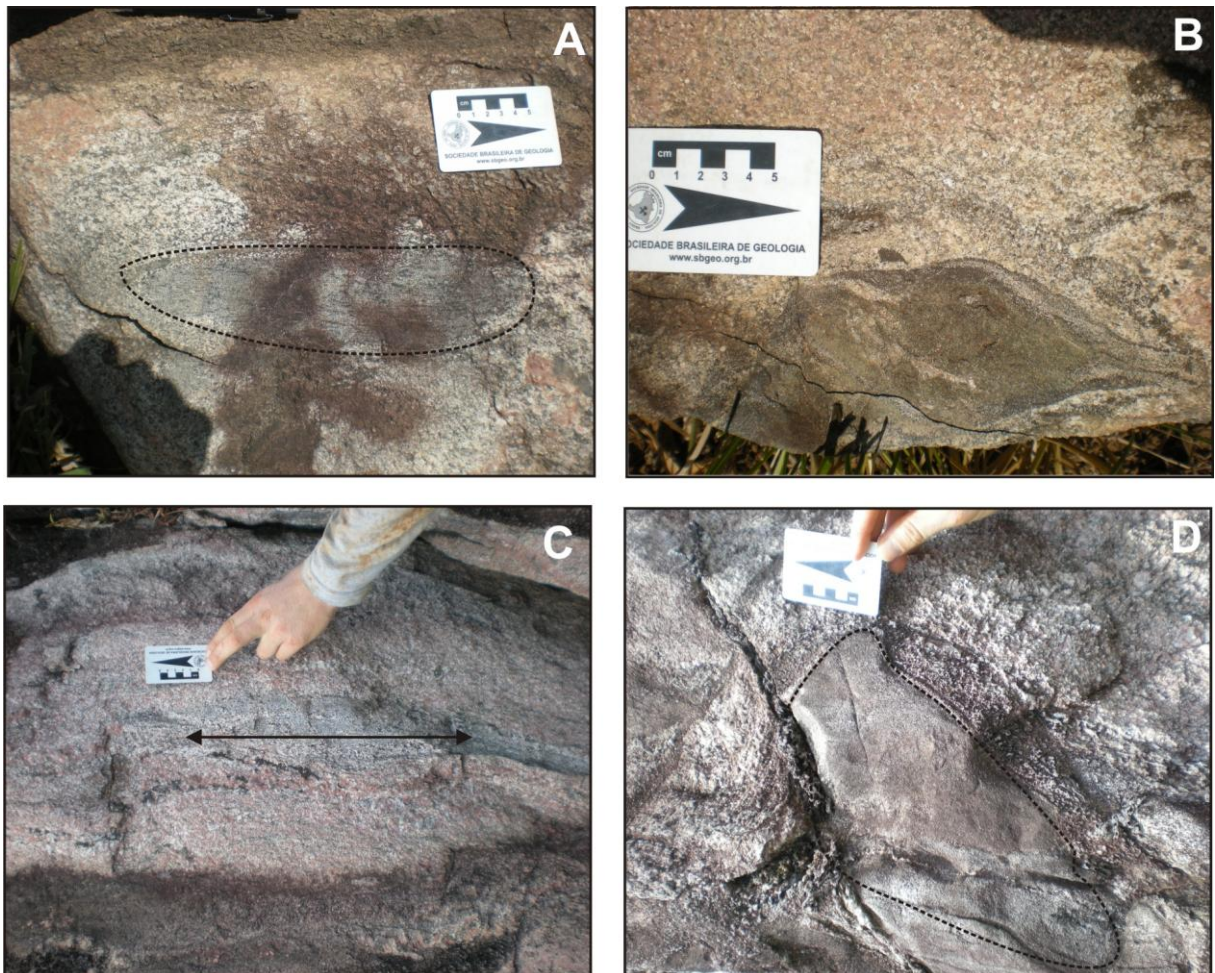


Figura 42: Enclaves máficos, provavelmente xenólitos anfibolíticos (a-d); a foliação S_p contorna o xenólito (a,d); ocorre também a digestão parcial de xenólitos e a incorporação de seu conteúdo à foliação (b,c).

5.3.4.7 Sienitos, álcali-feldspato sienitos e monzonitos

Estas rochas alcalinas afloram na área central da Folha Rio Bacajá e incluem cinco afloramentos¹⁹. Perfazem intrusões que seccionam anfibolitos e granitoides mais antigos, mas relações de contato não são observadas em campo. Afloram sienitos, álcali-feldspato sienitos e monzonitos, bastante alterados pelo intemperismo, de cor branco acinzentada a rosada e granulação média a grossa.

Geologia estrutural

Estas rochas compreendem corpos menos alongados e mais ovalados, isotrópicos a anisotrópicos. A foliação do corpo álcali-feldspato sienítico do ponto FB-39 é definida pela orientação preferencial fraca de cristais de feldspato potássico e minerais máficos e tem atitude N30W/80SW (Figura 43a). Este corpo é seccionado por veios aplíticos de atitude N20W/90. O corpo sienítico do ponto FB-20 é aparentemente maciço em lupa, mas em seção delgada mostra uma foliação incipiente definida pela orientação de titanita, biotita e hornblenda (Figura 43b).

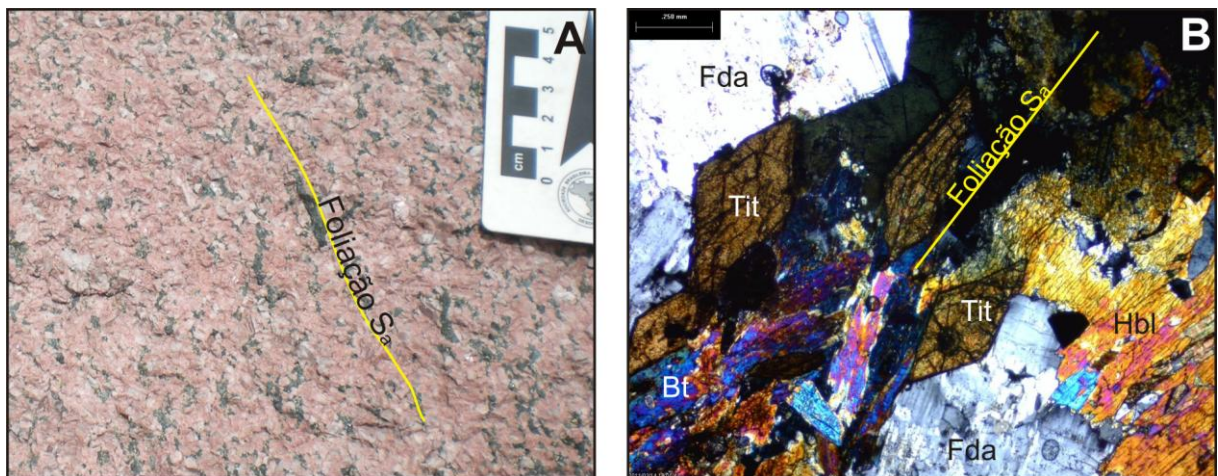


Figura 43: Álcali-feldspato sienito do ponto FB-39 com foliação fraca marcada pela orientação preferencial de cristais de feldspato potássico e minerais máficos (a); fotomicrografia de sienito do ponto FB-20 sob luz PPPC exhibe a orientação preferencial de cristais de titanita, biotita e hornblenda.

Petrografia

A composição destas rochas inclui feldspato potássico (60% em monzonitos até 90% em álcali-feldspato sienitos), plagioclásio (5-50%), biotita (<8%), hornblenda (<8%), quartzo (<5%), titanita (<5%), piroxênio (1%) e minerais opacos (1%).

Os cristais de feldspato são médios, euédricos a subédricos equigranulares, com contatos retilíneos a irregulares com os outros minerais. Há desenvolvimento

¹⁹ Afloramentos FB-08, 20, 39, 48 e 49.

de pertitas. O quartzo é microgranular e intersticial, com contatos curvilíneos e apresenta extinção ondulante. Ocorrem inclusões de plagioclásio no quartzo. A hornblenda, verde clara a verde escura, é euédrica a subédrica equigranular. Minerais acessórios são finos a muito finos, geralmente euédricos e equigranulares.

O arranjo mineral em seção delgada confere às rochas textura granular. Contudo, feições de deformação microtectônica são completamente ausentes. A estrutura destas rochas é preferencialmente maciça.

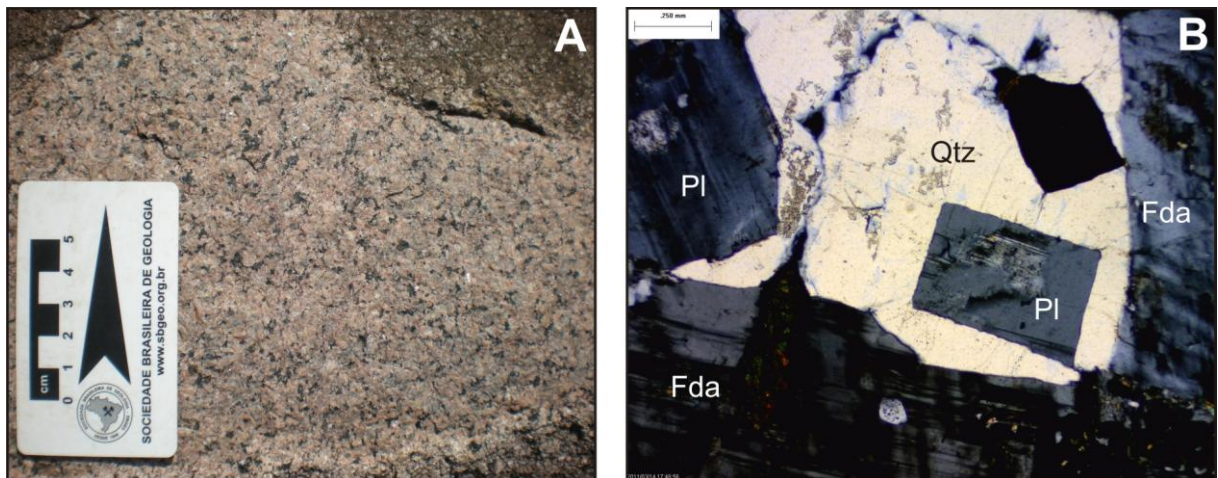


Figura 44: Sienito isotrópico do ponto FB-20; fotomicrografia do sienito sob luz PPPC exibe uma inclusão de plagioclásio euédrico em quartzo intergranular aos cristais de feldspato potássico.

Observam-se comumente enclaves máficos centimétricos a decimétricos que podem estar ligeiramente alongados, refletindo fluxo interno à câmara ou deformação (Figura 45). Não foram encontrados registro de zonas miloníticas que seccionam estes corpos.

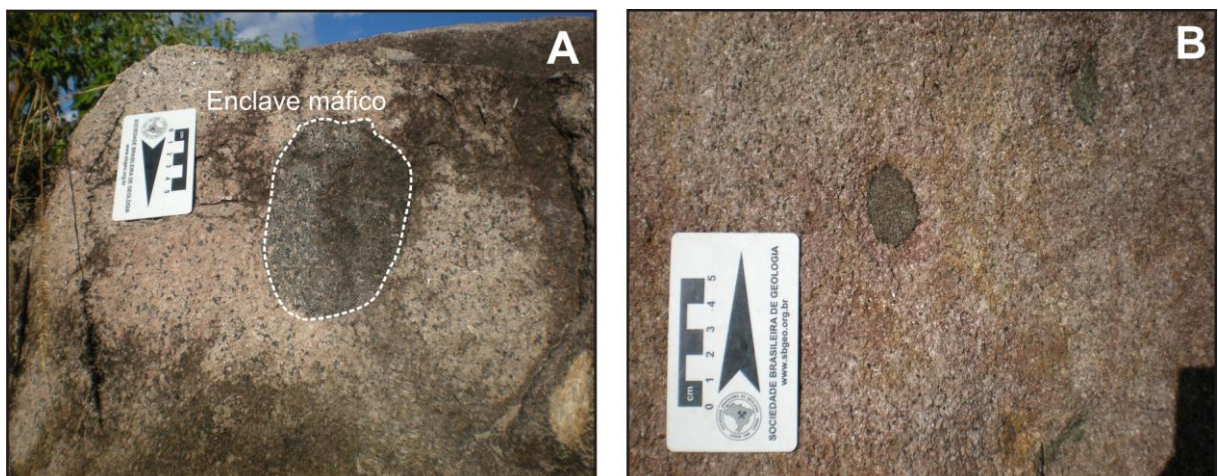


Figura 45: Sienito do ponto FB-20 (a) e do ponto FB-08 (b) com enclave máfico (biotita+anfíbólio) circular a ligeiramente alongado.

5.3.5 GEOQUÍMICA

Os dados geoquímicos dos metagranitos e granitos estudados, utilizados para a construção de diagramas e interpretações geológicas são apresentados nas seguintes tabelas: metagranitoides arqueanos e provavelmente riacianos precoces na Tabela 6 e granitos riacianos na Tabela 7.

Tabela 6: Dados geoquímicos dos metagranitoides arqueanos e riacianos precoces da área Rio Bacajá.

	Arqueano		Riacianos precoces do norte da área			e do sul da área		
	metamonz	metasienog	metaqz-dior	granodior	tonalito	tonalito	metatonal	monzogr
	100	30	93	131	165	150	116A	148
SiO ₂	65,98	73,02	50,92	57,34	56,75	59,20	70,84	70,85
Al ₂ O ₃	14,38	13,72	9,12	16,89	14,63	15,74	15,28	13,85
TiO ₂	0,86	0,23	1,24	1,31	1,97	1,17	0,22	0,41
Fe ₂ O ₃	5,41	2,14	11,06	7,24	9,37	8,83	2,69	3,63
MgO	1,25	0,33	11,20	2,77	2,54	2,33	0,87	0,8
MnO	0,08	0,03	0,16	0,09	0,12	0,13	0,04	0,05
Cr ₂ O ₃	0,003	0,003	0,087	0,009	0,003	0,002	0,002	<0,002
CaO	3,49	0,98	10,25	4,74	5,22	5,81	3,26	2,47
Na ₂ O	3,35	3,03	2,03	4,02	3,02	3,94	4,85	3,14
K ₂ O	4,03	5,79	1,56	3,84	3,67	1,80	1,10	4,1
P ₂ O ₅	0,38	0,05	0,35	0,60	1,28	0,33	0,06	0,09
TOT/C	0,04	<0,02	0,11	0,06	<0,02	<0,02	0,07	<0,02
TOT/S	0,05	<0,02	0,11	0,05	0,08	<0,02	0,18	<0,02
LOI	0,4	0,5	1,6	0,6	0,6	0,5	0,7	0,4
Soma	99,61	99,83	99,58	99,46	99,17	99,76	99,91	99,79
Ba	1711	641	807	2187	4156	734	301	1164
Ga	17,2	17,0	13,8	22,0	20,9	22,6	16,4	16,2
Nb	16,3	14,7	6,2	17,1	21,3	27,8	4,6	10,8

Rb	138,1	360,7	78,9	121,6	106,3	83,4	33,2	145
Sr	512,8	134,0	501,9	858,3	1301,9	266,8	253,6	229,4
Ta	1,4	1,1	0,2	0,8	1,1	1,8	0,5	0,7
Th	32,2	90,0	1,1	10,4	17,0	5,7	8,2	12,6
U	2,4	12,7	0,2	1,7	1,9	0,9	2,3	1,9
Cs	0,3	1,2	1,0	0,6	1,3	1,1	1,5	1,4
Zr	374,6	209,0	144,4	536,3	341,9	213,7	115,5	178,7
Y	38,4	23,5	22,8	20,4	36,7	53,8	4,4	34,9
Be	2	3	1	1	2	2	<1	1
Sn	3	4	2	3	2	5	<1	2
W	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	1,1	<0,5	<0,5	0,6
Mo	1,1	0,4	0,2	0,3	1,8	0,5	0,4	1,1
Zn	57	41	46	85	111	70	43	50
Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1
As	0,5	<0,5	0,7	0,8	1,0	0,7	915,4	0,6
Au	<0,5	<0,5	<0,5	3,5	1,5	1,3	296,1	0,8
Bi	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Hg	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Ni	4,8	1,9	162,2	23	8,0	8,4	10,2	5,3
Pb	12,7	25,1	2,5	4,1	22,6	2,9	7,6	7,2
Sb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1
Se	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Tl	0,3	0,2	0,5	0,4	0,5	0,3	0,1	0,4
Cu	6,5	1,5	59,8	29,4	21,1	41,5	50,9	9,9
Ni	<20	<20	264	24,4	<20	<20	<20	<20
Co	10,1	2,2	56,3	17,4	15,0	18,3	5,5	7,7
V	90	17	190	122	104	139	26	40
Hf	8,5	6,5	3,8	12,2	8,4	5,2	3,3	4,6
Sc	11	4	31	12	15	20	4	5
La	103,9	109,4	35,8	80,3	172,7	33,7	21,3	51,9

LOI	0,5	0,8	0,3	0,4	1,1	0,6	0,7	0,7	0,4	0,7	0,5	1,1	0,7	0,3	0,4	0,8	0,6	0,4	0,8
Soma	99,73	99,90	99,89	99,90	99,69	99,38	99,87	99,49	99,72	99,34	99,90	99,87	99,81	99,93	99,82	99,60	98,39	98,81	98,96
Ba	998	370	467	550	1287	2414	937	2308	1282	4315	505	851	986	322	1317	2172	10485	5895	6319
Ga	20,6	19,8	20,5	20,0	19,6	21,0	18,4	21,8	17,0	17,5	18,7	19,1	19,3	15,2	13,1	18,4	18,6	15,3	19,0
Nb	7,9	3,3	10,1	8,0	11,5	29,3	6,4	23,7	8,3	10,6	12,2	6,4	16,9	7,5	4,6	8,9	17,8	22,0	19,0
Rb	98,7	65,8	118,0	102,9	211,6	101,6	123,9	172,4	192,6	133,7	199,8	132,4	235,1	227,2	200,5	122,4	256,5	272,6	171,6
Sr	542,7	481,6	415,5	220,4	568,9	955,1	208,9	514,7	498,5	919,6	159,1	198,4	147,6	65,7	143,5	608,2	2317,4	2243,8	1331,3
Ta	0,6	0,4	1,2	0,6	1,3	1,3	0,4	1,8	1,0	0,7	0,6	0,6	1,2	0,5	0,4	0,4	1,1	2,0	1,4
Th	11,1	3,3	7,3	7,5	44,1	11,8	7,6	24,7	39,7	29,2	29,9	7,9	77,3	47,0	40,6	8,5	34,9	29,4	16,7
U	2,7	0,7	1,8	1,0	3,2	2,3	0,9	1,5	9,2	2,3	4,6	1,1	10,3	10,1	7,9	1,3	19,9	4,2	3,7
Cs	4,1	2,3	2,2	2,7	1,9	2,1	1,0	1,0	5,9	0,8	2,9	4,1	1,1	1,1	2,7	0,3	3,7	3,6	3,1
Zr	150,5	89,5	103,7	164,4	233,4	623,2	115,9	716,3	176,4	261,4	163,9	112,1	221,5	127,0	130,5	314,3	574,6	1129,7	721,2
Y	16,2	6,0	17,7	5,8	17,5	27,1	6,6	26,1	13,4	13,7	8,9	4,4	19,9	16,0	8,0	18,0	31,8	41,2	35,7
Be	2	<1	2	2	2	3	<1	1	2	2	2	1	4	1	<1	1	7	2	3
Sn	2	2	2	1	3	3	1	4	2	2	2	2	2	2	<1	2	4	6	4
W	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,7	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,8	0,5	0,8
Mo	0,7	0,4	0,3	0,3	0,8	0,8	0,2	0,7	0,6	0,6	0,5	0,4	4,1	0,4	0,4	0,3	0,9	0,5	0,7
Zn	62	42	46	45	58	113	43	90	43	26	49	36	33	28	20	55	14	12	50
Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
As	0,5	<0,5	0,7	<0,5	0,6	0,9	<0,5	<0,5	1,2	1,8	0,7	0,6	1,0	<0,5	0,7	0,7	0,8	2,8	1,3
Au	1,8	1,0	3,1	<0,5	<0,5	<0,5	1,1	<0,5	<0,5	3,9	<0,5	1,5	<0,5	0,6	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Bi	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	0,2	<0,1
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Hg	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Ni	4,4	1,5	2,6	2,2	5,9	23,7	1,9	5,3	5,5	7,4	2,5	2,4	1,9	2,0	2,4	12,3	4,4	12,0	10,2
Pb	4,1	2,6	3,3	3,0	14,5	8,5	5,3	7,9	14,5	23,2	9,5	3,9	39,1	13,9	14,0	12,7	37,2	38,0	16,6
Sb	0,5	0,8	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Se	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Tl	0,4	0,2	0,4	0,3	0,7	0,4	<0,1	0,5	0,6	0,3	0,4	0,3	0,2	0,3	0,2	<0,1	<0,1	0,1	0,4
Cu	15,2	3,6	2,7	6,4	12,4	36,8	2,5	18,6	15,2	4,4	4,6	5,2	7,2	3,1	4,8	11,0	13,5	16,8	4,7
Ni	<20	<20	<20	<20	<20	26	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	24	<20
Co	16,1	2,2	3,4	3,4	10,1	17,8	2,5	8,6	9,5	3,1	3,2	2,8	1,4	2,5	3,0	8,5	6,1	6,8	7,1
V	122	12	20	17	70	117	11	61	68	24	16	13	10	16	13	55	90	97	64
Hf	4,1	2,5	2,9	4,6	6,2	13,6	3,3	17,3	4,7	6,4	5,3	3,5	7,4	4,0	4,0	7,5	14,0	27,1	17,6
Sc	13	2	3	3	8	11	3	5	8	2	3	2	4	3	1	7	8	7	3

La	47,6	12,7	15,1	20,9	78,8	162,6	20,1	149,0	49,9	105,3	27,2	23,6	95,5	41,8	29,5	62,9	98,8	86,5	95,5
Ce	85,7	24,2	33,4	40,2	138,4	308,8	43,6	300,6	90,1	185,1	62,0	35,4	178,9	82,4	60,0	132,9	209,2	275,5	218,7
Pr	9,50	2,66	3,77	4,16	14,41	33,46	4,48	31,88	9,28	18,01	6,25	4,41	17,23	8,24	5,49	14,75	23,73	39,86	27,33
Nd	33,5	10,0	14,4	14,9	49,5	114,9	16,7	114,5	31,9	57,7	21,9	16,0	54,6	27,5	16,6	55,8	89,2	172,3	103,5
Sm	4,63	1,64	3,09	2,50	7,08	14,82	2,91	14,71	4,67	7,63	3,81	2,27	7,40	4,34	2,14	8,72	13,49	30,07	16,56
Eu	1,25	0,57	0,56	0,64	1,42	3,37	0,51	2,24	1,13	1,60	0,58	0,57	0,95	0,39	0,53	1,91	3,55	7,58	4,11
Gd	3,57	1,28	2,98	1,92	4,97	9,56	2,20	8,95	3,27	4,52	2,61	1,57	5,14	3,38	1,58	5,99	9,23	18,69	11,49
Tb	0,51	0,18	0,50	0,28	0,65	1,22	0,30	1,15	0,48	0,60	0,37	0,18	0,65	0,53	0,25	0,78	1,12	2,38	1,51
Dy	2,66	0,98	2,74	1,17	3,16	5,23	1,34	5,13	2,39	2,68	1,75	0,80	3,26	2,88	1,37	3,50	5,07	9,86	7,10
Ho	0,55	0,20	0,58	0,20	0,58	0,93	0,24	0,91	0,45	0,47	0,32	0,13	0,59	0,56	0,29	0,61	0,89	1,53	1,22
Er	1,57	0,55	1,67	0,48	1,43	2,25	0,63	2,22	1,29	1,23	0,79	0,33	1,65	1,55	0,83	1,60	2,20	3,55	3,13
Tm	0,22	0,09	0,25	0,07	0,20	0,28	0,09	0,31	0,19	0,17	0,11	0,05	0,28	0,22	0,13	0,22	0,30	0,47	0,42
Yb	1,43	0,60	1,51	0,42	1,34	1,79	0,55	1,81	1,27	1,05	0,75	0,32	1,79	1,33	0,83	1,33	1,91	2,60	2,58
Lu	0,23	0,09	0,21	0,06	0,20	0,26	0,09	0,25	0,20	0,15	0,12	0,05	0,29	0,19	0,14	0,19	0,28	0,35	0,37

A quantidade de sílica (SiO_2) contida na composição de um granito pode refletir seu grau de fracionamento comparado a uma rocha primordial. Rochas ácidas ($\text{SiO}_2 > 66\%$) tendem a ser mais evoluídas ou diferenciadas do que rochas intermediárias (SiO_2 52 a 66%) e básicas ($\text{SiO}_2 < 52$) (CARMICHAEL *et al.*, 1974). As amostras analisadas são de composição intermediária a ácida.

Os diagramas de variação de Harker para os elementos maiores apontam uma relação inversa entre o teor de SiO_2 e o teor dos óxidos maiores, devido ao índice de diferenciação da sílica. Nas amostras analisadas, o aumento de SiO_2 é acompanhado da redução de alumina (Al_2O_3), magnésia (MgO), óxido de ferro (Fe_2O_3), óxido de titânio (TiO_2) e pentóxido de fósforo (P_2O_5) para as amostras dos três grupos: rochas neoarqueanas e riacianas (Figura 46).

A soda (Na_2O) apresenta duas tendências. No início de uma das tendências, no lado direito do diagrama, observam-se altos teores de Na_2O acompanhados de altos teores de SiO_2 , com uma sequência de amostras que refletem forte declínio dos teores de Na_2O com o mínimo aumento dos teores de SiO_2 . A outra tendência inicia-se no lado esquerdo do diagrama, com teores de Na_2O mais baixos e teores de SiO_2 também baixos. Essa tendência segue o padrão de constante redução de Na_2O ao passo que há aumento de SiO_2 (Figura 46).

Com relação ao óxido de cálcio (CaO), em linhas gerais observa-se o padrão no qual ocorre diminuição de CaO com aumento de SiO_2 . Contudo, sienitos, álcali-feldspato sienitos e monzonitos apresentam acréscimo do teor de CaO com o aumento do teor de SiO_2 (Figura 46).

A potassa (K_2O) apresenta tendência ascendente com o aumento de SiO_2 . Contudo, sienitos, álcali-feldspato sienitos e monzonitos apresentam decréscimo de K_2O ao passo que há aumento de SiO_2 (Figura 46).

A Figura 47 mostra os diagramas de variação de Harker para os elementos maiores dos granitoides neoarqueanos, riacianos precoces e granitos do norte da área, de posicionamento estratigráfico incerto.

Os diagramas de variação de Harker para os elementos traço para os granitos riacianos e riacianos tardios apontam uma relação inversa entre o teor de SiO_2 e os teores de Zr e Sr, que diminuem ao passo que a acidez da rocha aumenta. O contrário é válido para os teores de Rb e U, que aumentem conforme cresce o teor de SiO_2 (Figura 48).

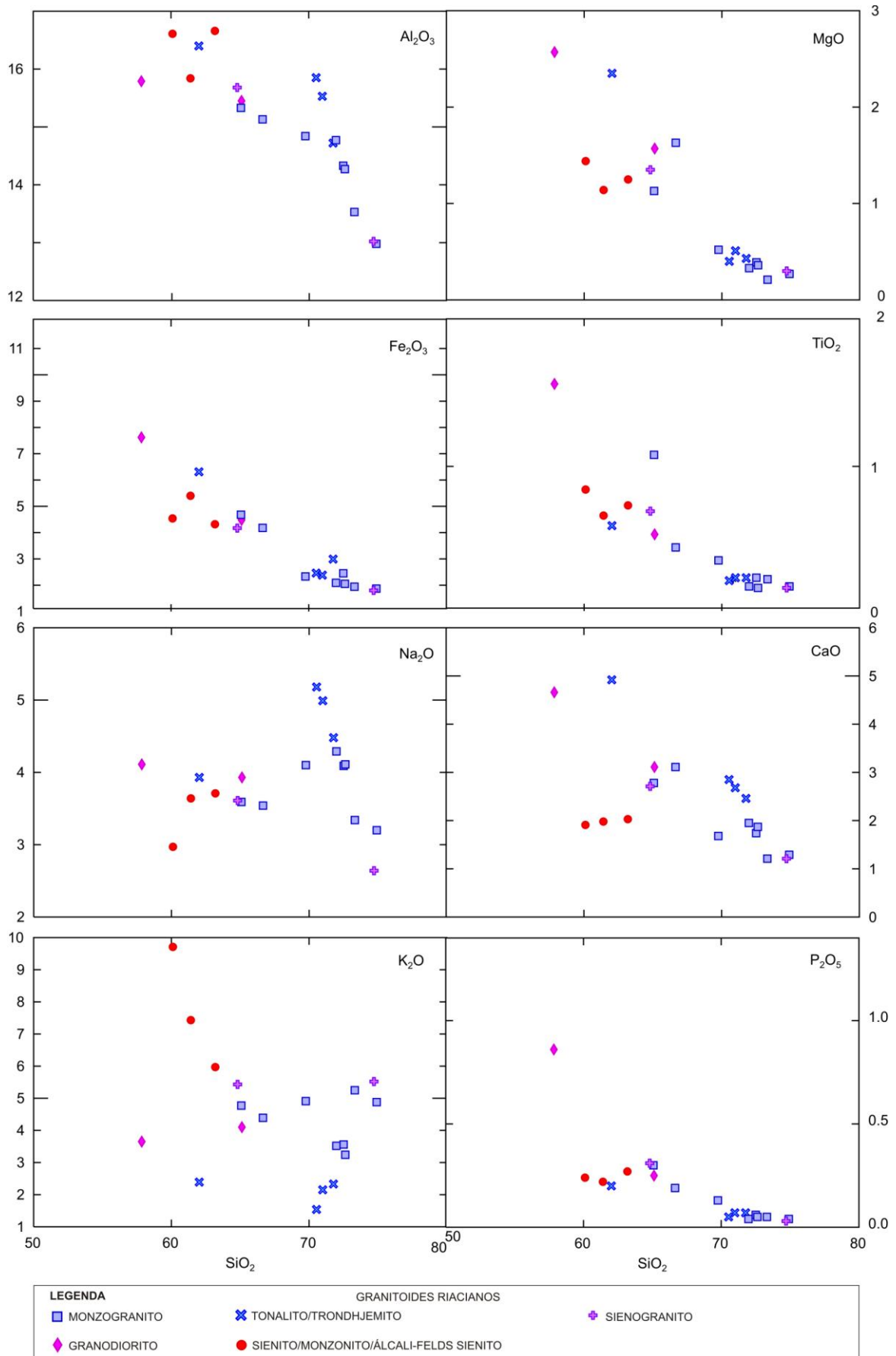


Figura 46: Diagramas de variação de Harker para os elementos maiores, cujos teores são fornecidos em porcentagem peso (% peso). Granitos riacianos e riacianos tardios.

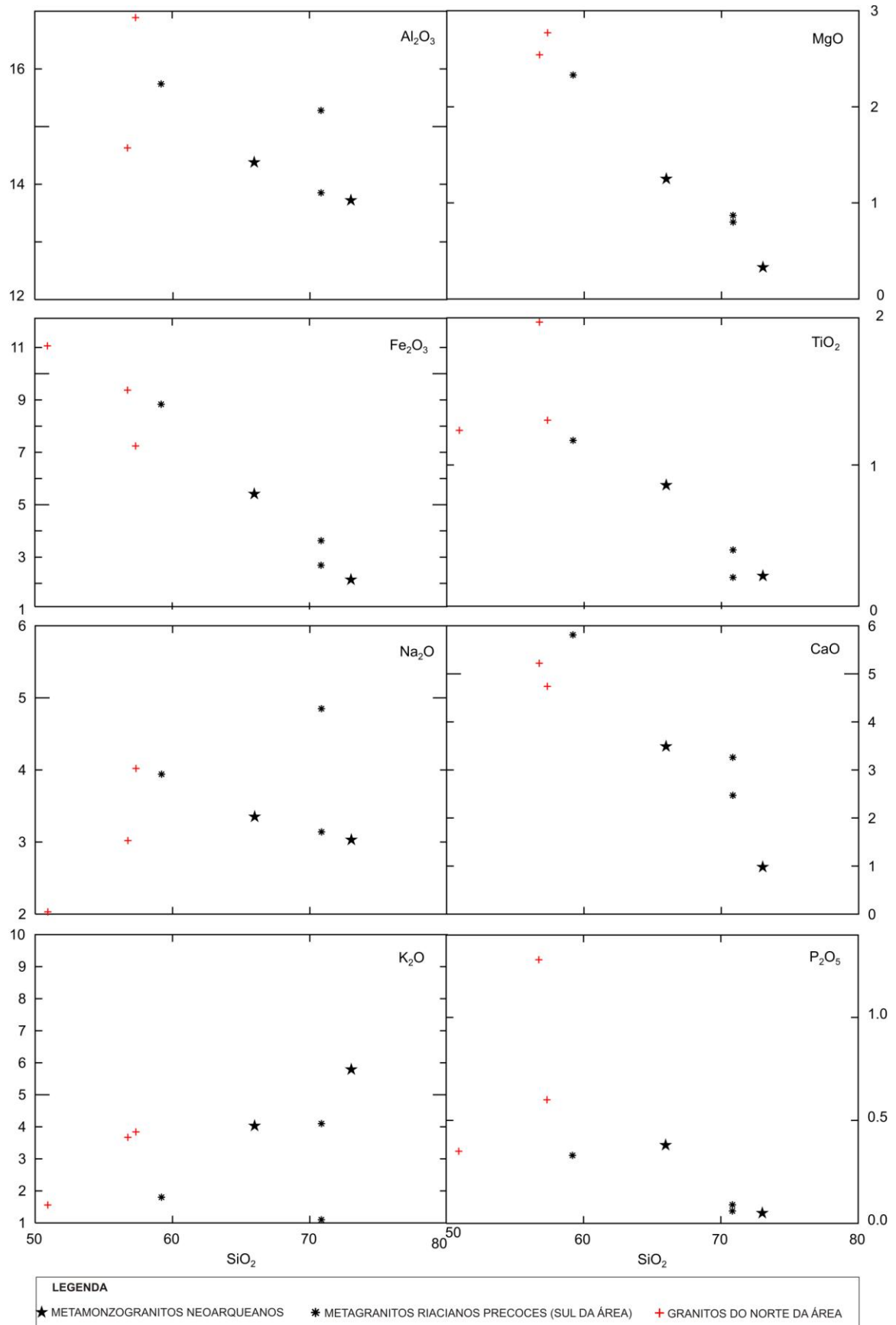


Figura 47: Diagramas de variação de Harker para os elementos maiores, cujos teores são fornecidos em porcentagem peso (% peso). Granitoides neoarqueanos, riacianos precoces e granitos do norte da área, de posicionamento estratigráfico ainda incerto.

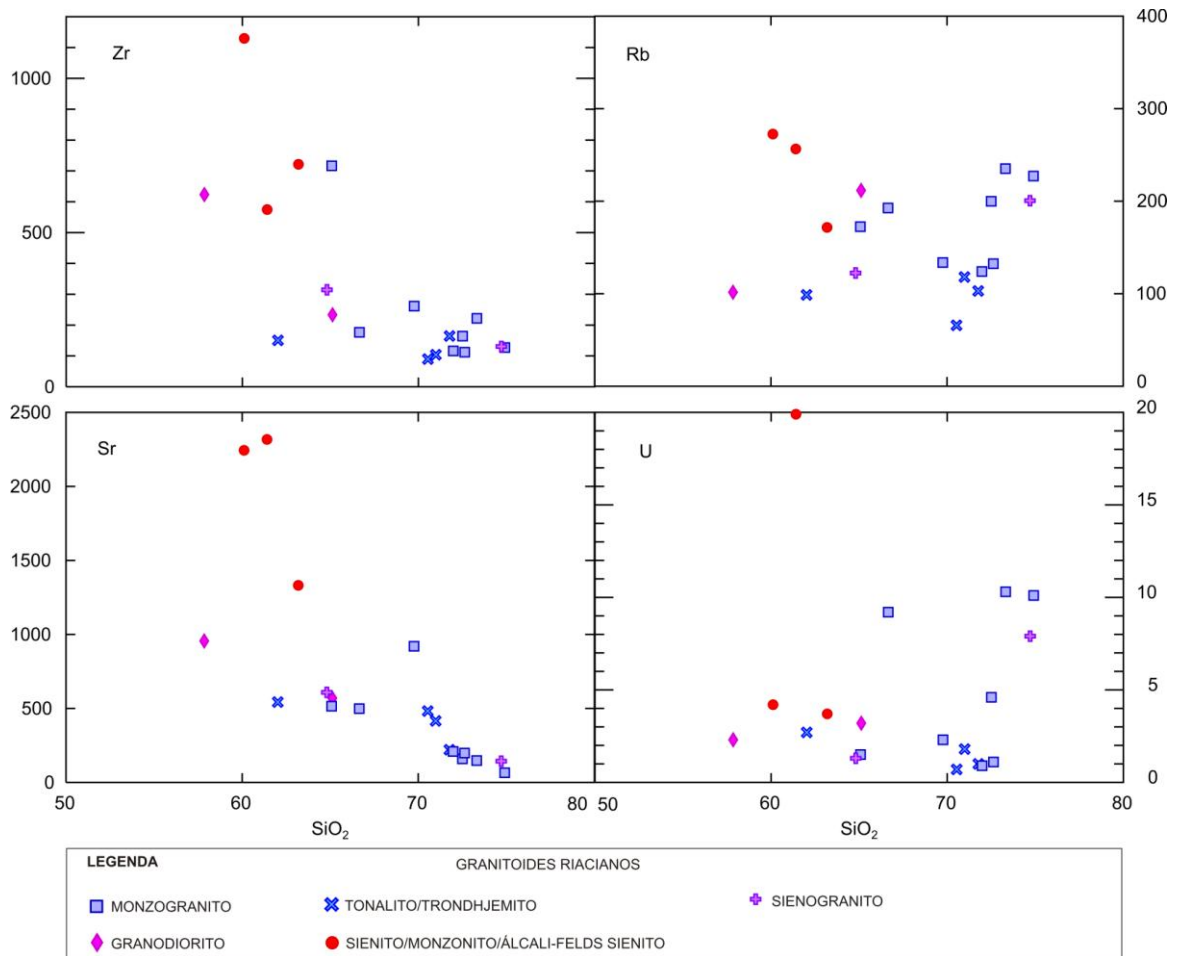


Figura 48: Diagramas de variação de Harker para os elementos traço, cujos teores são fornecidos em micrograma por grama ($\mu\text{g/g}$). Granitos riacianos e riacianos tardios.

A Figura 49 mostra os diagramas de variação de Harker para os elementos traço dos granitoides neoarqueanos, riacianos precoces e granitos do norte da área, de posicionamento estratigráfico incerto.

Os elementos traço e terras raras (ETR) são analisados por meio de diagramas multielementares. A assinatura de elementos terras raras normalizados pelo condrito de Sun e McDonough (1989) mostram bastante enriquecimento em ETR leves em relação aos pesados (Figura 50), portanto, apresentam elevadas razões $(\text{La/Lu})_N$ e $(\text{La/Yb})_N$. Rollinson (1993) relembra que forte depleção em ETR pesados em comparação aos ETR leves pode indicar a presença de granada na fonte. A imagem especular da assinatura ETR dos granitoides riacianos analisados é muito semelhante à assinatura da granada, corroborando a ideia de que a granada permaneceu no resíduo ou participou do fracionamento. Observa-se um componente de fracionamento muito forte na maioria das amostras. A razão $(\text{La/Lu})_N$ varia entre 4,2 e 75,2. Esta característica, evidente também nos diagramas multielementares,

de acordo com Costa (2011) pode sugerir a evolução do magma a partir de fontes distintas ou de diferentes taxas de fusão parcial de uma mesma fonte ou taxas diferenciadas de cristalização fracionada.

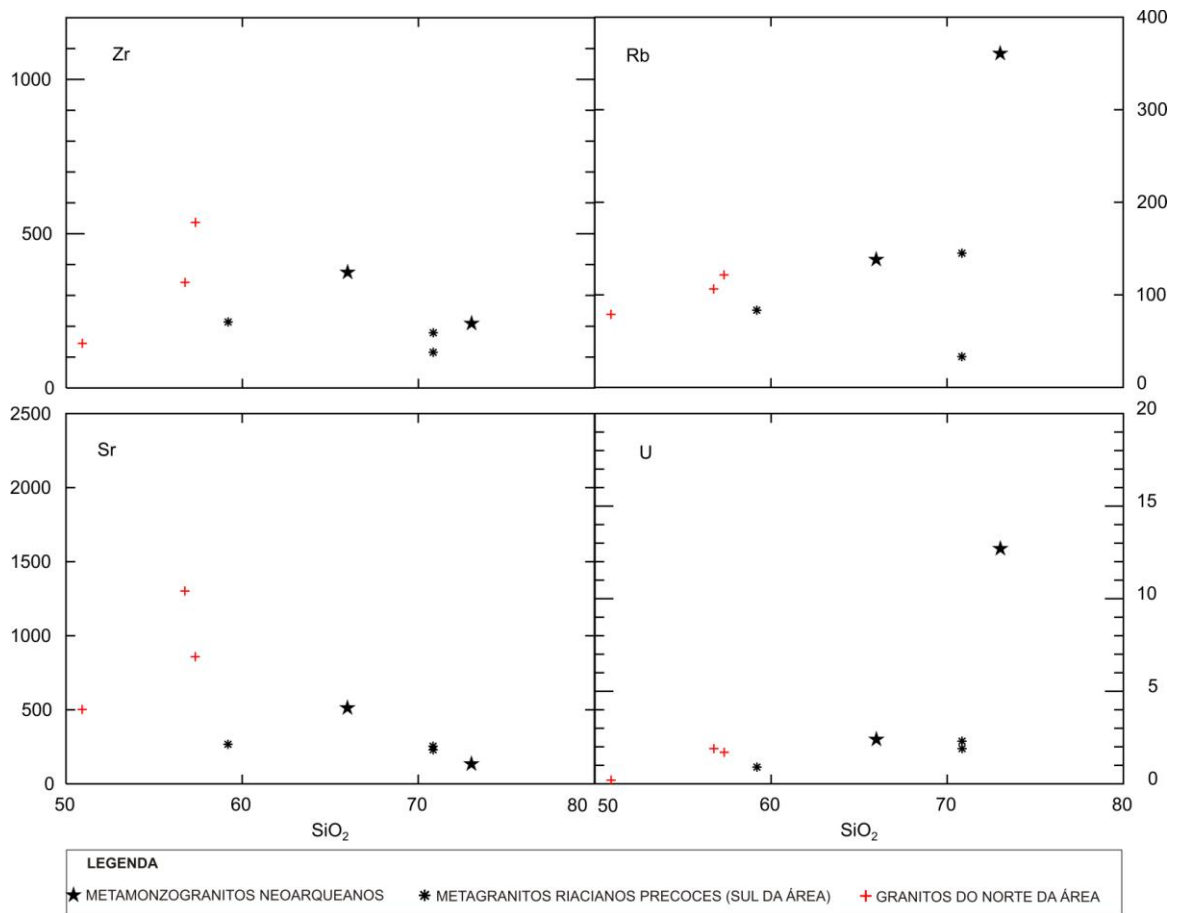


Figura 49: Diagramas de variação de Harker para os elementos traço, cujos teores são fornecidos em micrograma por grama ($\mu\text{g/g}$). Granitoides neoarqueanos, riacianos precoces e granitos do norte da área, de posicionamento estratigráfico ainda incerto.

As anomalias de Eu são provavelmente controladas por feldspatos, visto que o Eu (presente no estado bivalente) é compatível com plagioclásio e feldspato potássico, em contraste com os ETR trivalentes, que são incompatíveis. Assim, remover o feldspato de um líquido pela cristalização fracionada ou deixá-lo em uma rocha pela fusão parcial, gerará líquidos (magmas) com anomalias negativas de Eu (ROLLINSON, 1993).

Os granitoides estudados englobam rochas formadas em intervalos de tempo diferentes, mas é possível que os processos geradores das rochas tenham sido semelhantes. Porém, inúmeras variáveis estão envolvidas. Por exemplo, é possível que os granitoides gerados no Neoarqueano contenham mais ETR do que aqueles

gerados no Riáciano. Isso ocorreria por causa da facilidade da fusão do manto ainda durante o Arqueano, visto as temperaturas crustais e mantélicas mais elevadas. Assim, processo de subducção, mesmo que não muito profundos, já seriam capazes de fundir porções mantélicas e enriquecer os magmas gerados com elementos incompatíveis. Assim, diagramas ETR contêm padrões que apresentam por vezes o mesmo fracionamento, mas cujas origens não estão relacionadas.

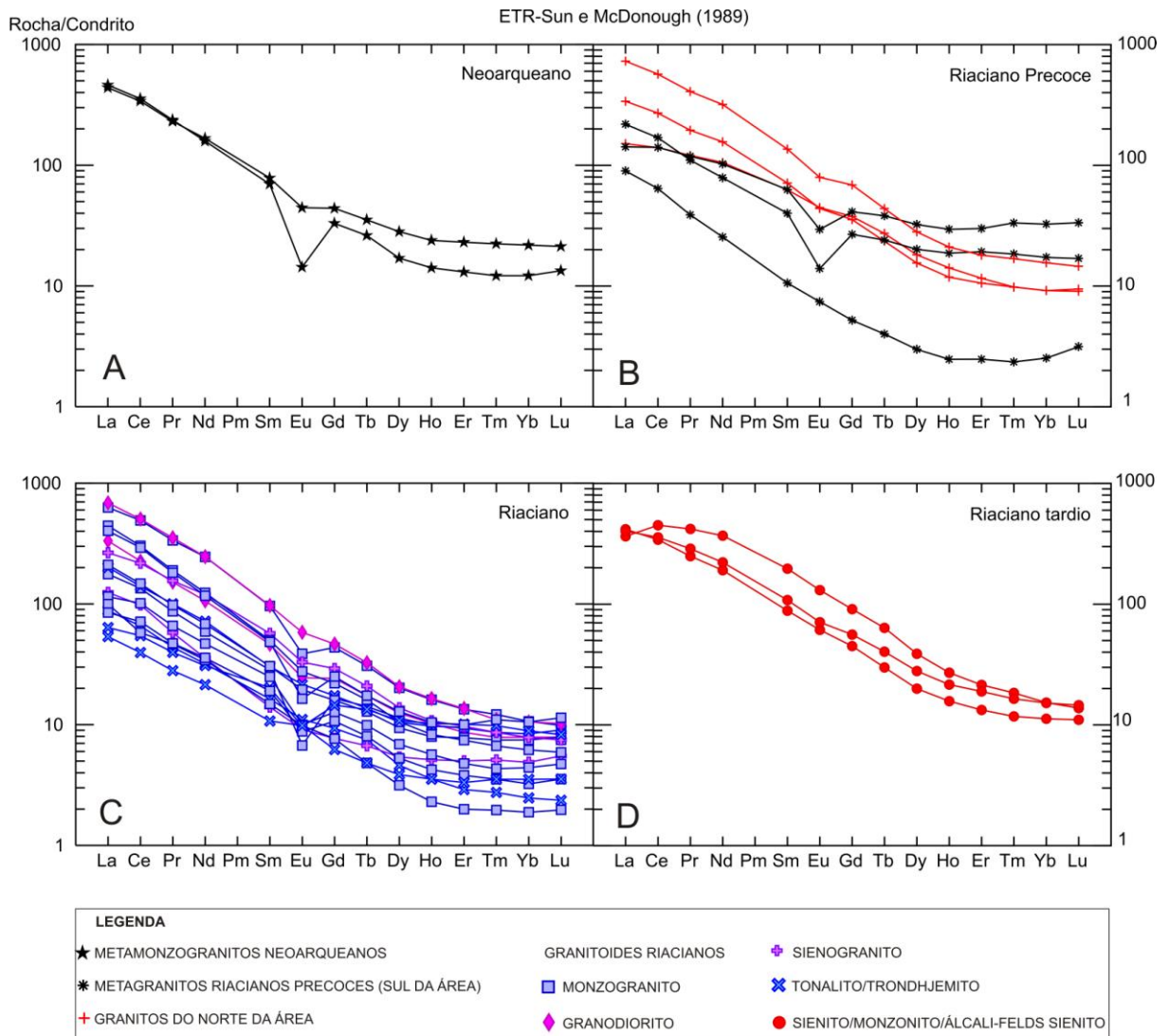


Figura 50: Assinatura ETR dos granitoides estudados na área Rio Bacajá. Os dados são normalizados pelo condrito de Sun e McDonough (1989).

Observa-se na Figura 51 que a distribuição dos padrões dos elementos traço normalizados para o manto primitivo de Sun e McDonough (1989) é semelhante para as 27 amostras. Nota-se anomalia positiva de Pb e negativas de Nb, P e Ti para a quase totalidade das amostras. Sienitos apresentam anomalia positiva de Ba (Figura 51d) e alguns monzogranitos riácianos anomalia positiva de Th.

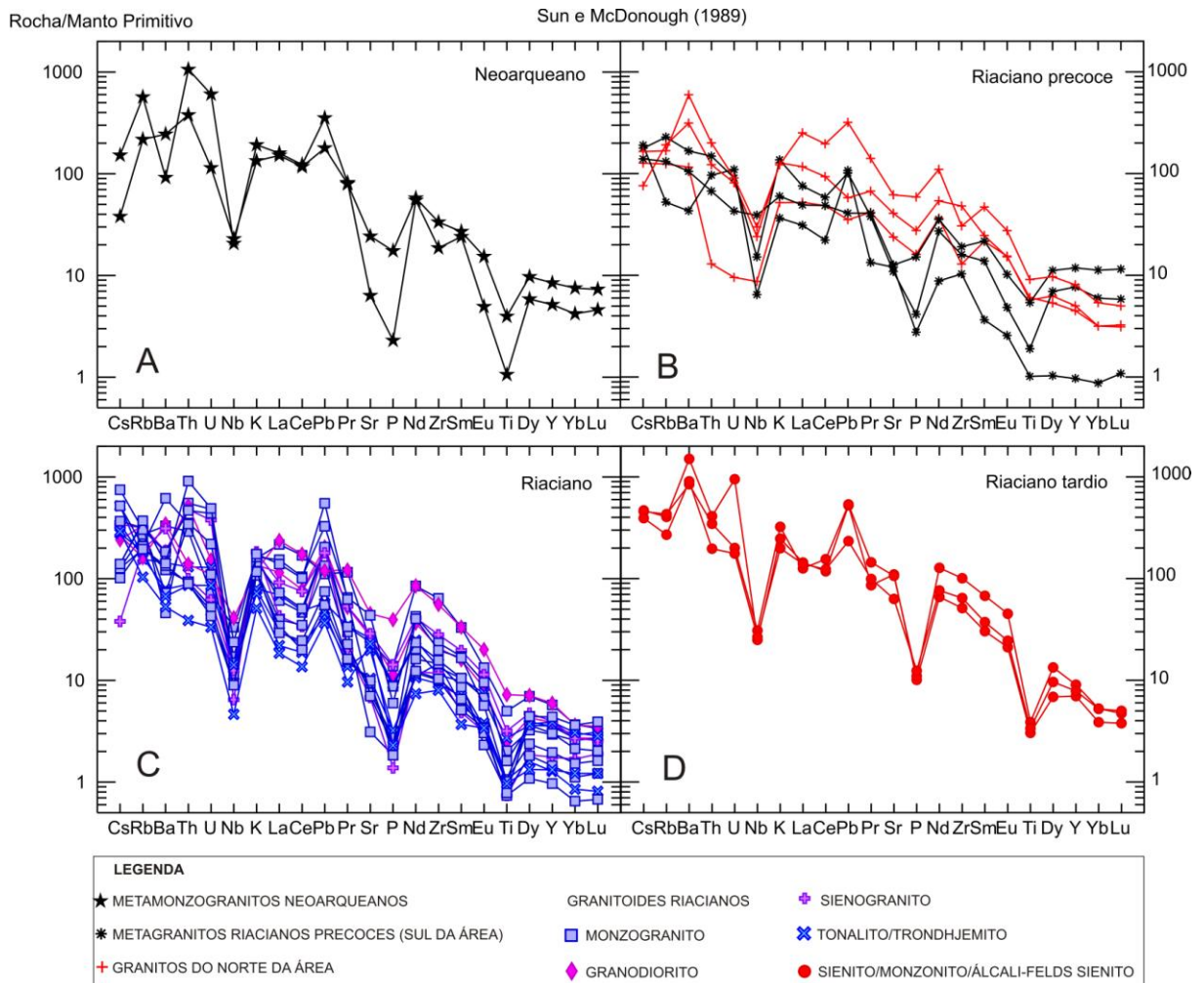


Figura 51: Diagrama multielementare para os elementos traço, normalizados pelo manto primitivo de Sun e McDonough (1989) para os granitoides estudados.

Apesar da semelhança nos padrões, observa-se um fracionamento significativo, evidenciando rochas mais evoluídas e diferenciadas do manto primitivo de Sun e McDonough (1989) e rochas menos evoluídas. Alguns elementos são fortemente controlados por certos minerais (Zr: zircão; P: apatita; Sr: plagioclásio; Ti, Nb, Ta: ilmenita, rutilo e titanita). Anomalias negativas de Nb são características da crosta continental e podem significar envolvimento de material crustal nos processos magmáticos (ROLLINSON, 1993).

Considerando o diagrama proposto por Barker (1979), as rochas plutônicas do grupo III (riacianas) classificam-se principalmente como granitos e algumas como granodioritos, tonalitos e trondhjemitos. As rochas do grupo II (provavelmente riacianas precoces) classificam-se com granodioritos e tonalitos. Rochas do grupo I (arqueanas) classificam-se com granitos (Figura 52a). Considerando o diagrama de Arth e Barker (1976), as amostras alinham-se preferencialmente em uma série cálcio-alcalina, com algumas amostras mais sódicas (Figura 52b). Estas amostras

mais sódicas são encontradas na porção basal no diagrama de Barker (1979), em uma tendência entre os campos trondhjemito e granito.

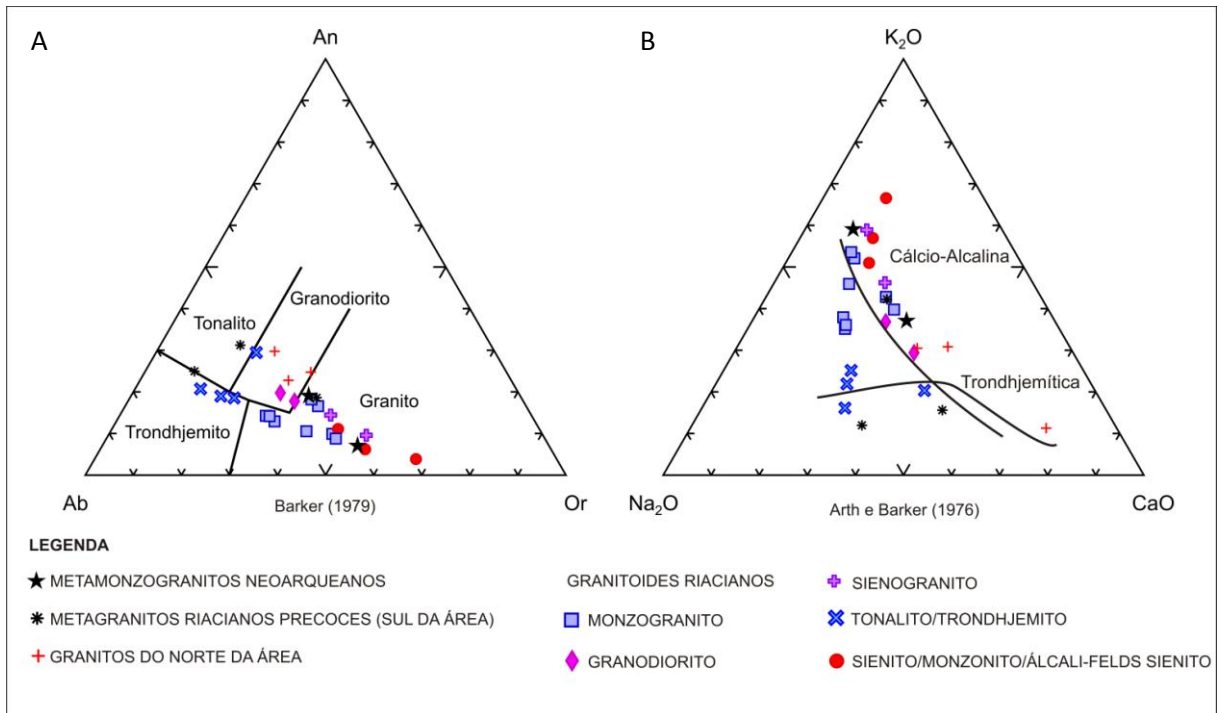


Figura 52: Diagrama de classificação de rochas graníticas de acordo com a composição molecular normativa Ab-An-Or, segundo Barker (1979, *apud* Rollinson, 1993) (a); diagrama das séries geoquímicas segunda Arth e Barker (1976, *apud* Rollinson, 1993) (b). Teores em $\mu\text{g/g}$.

De acordo com Rickwood (1989), os granitoides são classificados nos campos das quatro séries geoquímicas: baixo potássio, cálcio-alcálica, cálcio-alcálica alto potássio e shoshonítica (Figura 53).

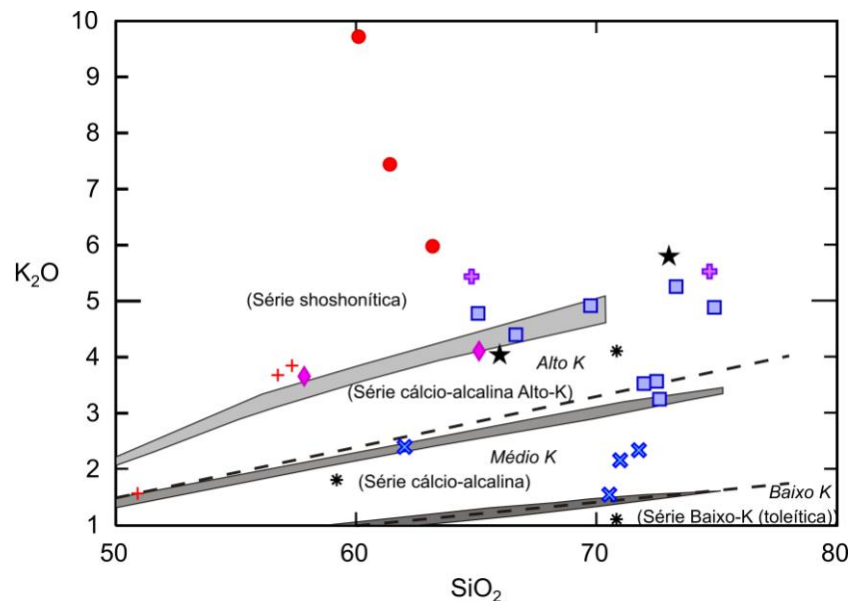


Figura 53: Amostras da área Rio Bacajá projetadas no diagrama de subdivisão das rochas subalcalinas de Le Maitre *et al.* (1989) (linhas interrompidas e nomenclatura em itálico) e Rickwood (1989) (parênteses). Símbolos conforme figura anterior. Teores em %peso.

5.3.6 DISCRIMINAÇÃO GEOQUÍMICA

Os diagramas discriminantes para granitos de Pearce *et al.* (1984) se baseiam nas variações entre Rb-Yb-Ta e os separam em 4 tipos: granitos de cadeia oceânica (ORG), granitos intraplaca (WPG), granitos de arco vulcânico (VAG) e granitos sin-colisionais (syn-COLG). De acordo com Pearce *et al.* (1984), granitos de arco vulcânico referem-se àqueles gerados em arcos oceânicos ou em margens continentais ativas. Granitos sin-colisionais englobam rochas oriundas nas colisões continente-contidente ou continente-arco. Os granitoides da área de estudo são preferencialmente do tipo arco vulcânico, provavelmente gerados ou retrabalhados em margens continentais ativas riacianas (Figura 54). A assinatura geoquímica cálcio-alkalina e os padrões ETR bastante fracionados corroboram a ideia de margens ativas como ambientes geradores. Porém, subordinadamente os granitoides são classificados como do tipo sin-colisional, possivelmente relacionados a uma colisão arco-contidente. Contudo este evento não pode ser atribuído à anexação da faixa metavulcanossedimentar estudada na área, visto que esta faixa é de idade sideriana, e os granitoides classificados como sin-colisionais nos diagramas são riacianos. Outro evento colisional teria contribuído para sua gênese.

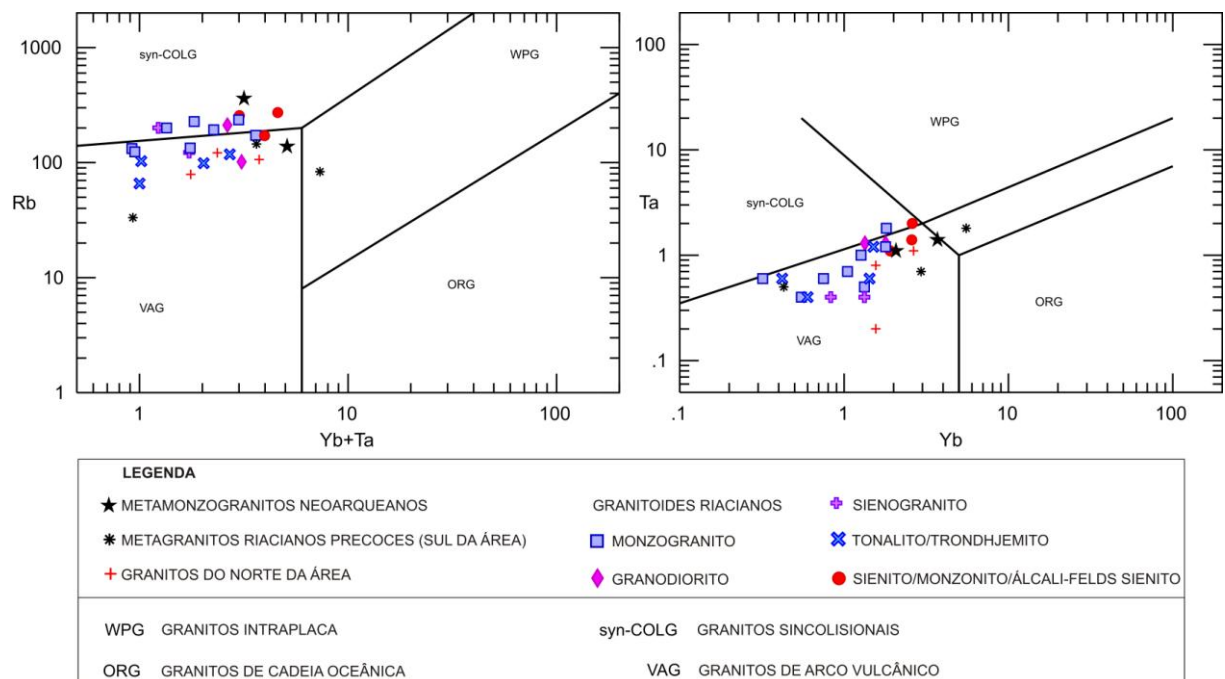


Figura 54: Diagramas discriminantes de ambientes geotectônicos de Pearce *et al.* (1984) para as rochas da área Rio Bacajá. Teores em $\mu\text{g/g}$.

O diagrama discriminante de Whalen *et al.* (1987) diferencia granitos do tipos-A e S/I. Os granitoides da área Rio Bacajá se enquadram preferencialmente em granitos I/S, mas alguns, com maiores teores de Zr, seriam do tipo-A (Figura 55). Contudo, as características petrográficas, geoquímicas e estruturais dos granitoides estudados não coincidem com àquelas dos tipo A ou S. Por exemplo, o sintectonismo marcado nas rochas por foliações primárias e secundárias e o forte fracionamento de ETR, evidenciando padrões com enriquecimento em ETR leves em relação a pesados, descartam o modelo de granitoides do tipo A. Estes, se desenvolveriam em ambientes tectonicamente estáveis no interior das placas, com assinaturas de ETR pouco fracionadas, apontando para componentes oriundos do manto enriquecido. Granitoides do tipo S são fortemente peraluminosos e compostos por duas variedades de mica, geralmente biotita e muscovita. Entretanto, os granitoides da área Rio Bacajá, apesar de conterem além da biotita, por vezes muscovita, esta, não é primária, mas oriunda do crescimento de sericita. A sericita, por sua vez, é gerada a partir da alteração do plagioclásio.

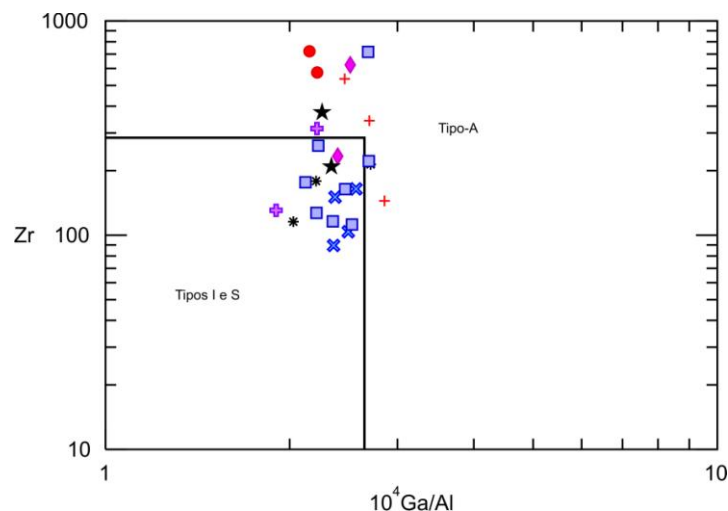


Figura 55: Diagrama discriminante de Whalen *et al.* (1987) para os granitoides da Folha Rio Bacajá. Teores em $\mu\text{g/g}$.

O índice de Shand do diagrama discriminante para granitos de Maniar e Piccoli (1989) apresenta rochas peraluminosas, metaluminosas e peralcalinas. Os granitoides estudados têm ocorrência nos 3 campos discriminatórios, com predomínio de tipos metaluminosos, conforme a figura abaixo. Alguns monzogranitos e todos os tonalitos riacianos, além de um metatonalito riaciano precoce são discriminados como fracamente peraluminosos. Granodioritos, sienogranitos e outros monzogranitos riacianos, além de metamonzogranitos

neoarqueanos e metagranitoides riacianos precoces são discriminados como metaluminosos. Duas das três amostras de sienitos são consideradas peralcalinas (Figura 56).

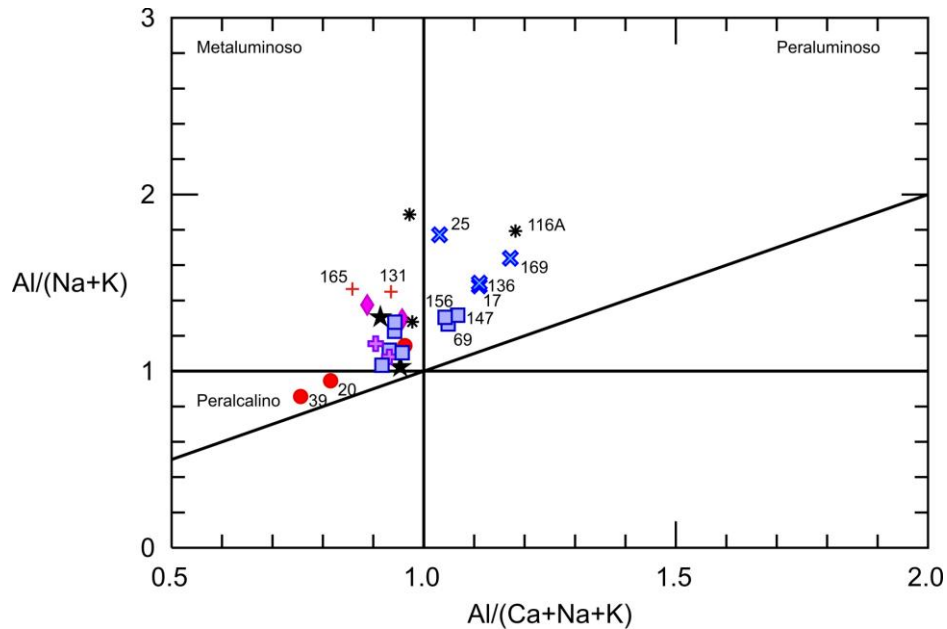


Figura 56: Diagrama de índice de Shand, de Maniar e Piccoli (1989) para as rochas graníticas da área Rio Bacajá, PA.

Frost *et al.* (2001) propõem uma classificação geoquímica para rochas graníticas baseada em três variáveis: $FeO^{tot}/(FeO^{tot}+MgO) = Fe^*$ ou número de Fe, $Na_2O+K_2O-CaO = MALI$ (*modified alkali-lime index*) e $Al/(Ca-1.67P+Na+K) = ASI$ (*aluminum saturation index*). O número de Fe (Fe^*) distingue granitoides ferrosos, que manifestam forte enriquecimento em ferro, dos magnesianos. Este dois grupos de granitoides, ferrosos e magnesianos, podem ser classificados em alcalinos, álcali-cálcicos, cálcio-alcalinos e cálcicos com base no MALI e ainda subdivididos com base no ASI em peraluminosos, metaluminosos e peralcalinos. Esta classificação de Frost *et al.* (2001) permite 16 possíveis grupos de granitos. De acordo com os autores, a maioria dos granitoides cordilheiranos são magnesianos e cálcio-alcalinos ou cálcicos; ambos os tipos peraluminoso e metaluminoso estão presentes. Granitoides do tipo-A são ferrosos álcali-cálcicos, entretanto alguns são ferrosos alcalinos; a maioria é metaluminosa, contudo alguns são peraluminosos. Granitos pós-orogênicos caledonianos são predominantemente magnesianos álcali-cálcicos; aqueles com menos de 70% de SiO_2 são predominantemente metaluminosos, enquanto aqueles mais ricos em sílica são comumente peraluminosos. Leucogranitos peraluminosos podem ser tanto magnesianos como ferrosos e podem ser desde alcalinos até cálcicos.

Os granitoides da área Rio Bacajá são ferrosos e magnesianos, e se distribuem preferencialmente nas séries cálcio-alcálica e álcali-cálcica. Os sienitos riacianos pertencem à série alcalina e alguns tonalitos riacianos e riacianos precoces ocorrem nos limites com a série cálcica (Figura 57).

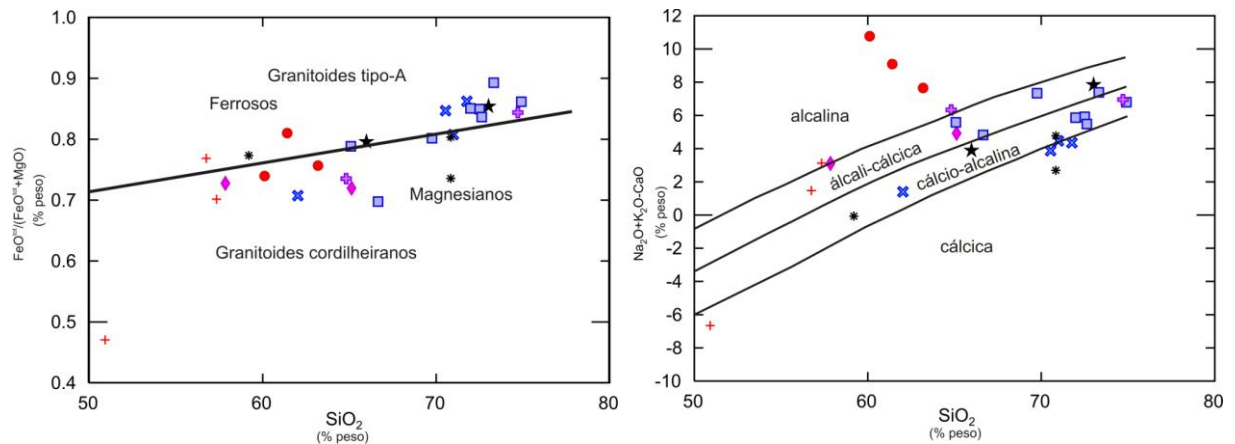


Figura 57: Diagramas de Frost *et al.* (2001): $\text{FeO}^{\text{tot}}/(\text{FeO}^{\text{tot}}+\text{MgO})$ versus sílica mostra o limite entre plútons ferrosos e magnesianos (linha preta); $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ versus sílica exibe a abrangência aproximada das séries cálcica, cálcio-alcálica, álcali-cálcica e alcalina.

Com relação à classificação de Frost *et al.* (2001) os granitoides da área de estudo estão relacionados às seguintes situações geológicas:

- Situação 1 – plútons nas porções mais externas de batólitos Cordilheiranos ou plútons em arco de ilhas (plagiogranitos): granitoides magnesianos cálcicos metaluminosos ou peraluminosos. Abrange metatonalitos riacianos precoces associados espacialmente às rochas metavulcânicas;
- Situação 2 – plútons na porção principal dos batólitos Cordilheiranos: granitoides magnesianos cálcio-alcálicos metaluminosos e peraluminosos. Abrangem poucos monzogranitos, sienogranitos e tonalitos riacianos da área Rio Bacajá;
- Situação 3 – plútons no interior de batólitos Cordilheiranos ou plútons associados a delaminação da crosta espessada (exumação): granitoides magnesianos álcali-cálcicos metaluminosos e peraluminosos. Abrangem alguns granodioritos e monzogranitos riacianos e tonalitos milonitizados riacianos precoces;
- Situação 4 – plútons no interior de batólitos Cordilheiranos: granitoides magnesianos alcalinos metaluminosos ou peralcalinos. Englobam sienitos, álcali-feldspato sienitos e monzonitos;

- Situação 5 – alguns plútons tipo-A e alguns granófiros em plútons máficos. Granitoides ferrosos cálcio-alcálicos metaluminosos. Abrangem alguns sienogranitos riacianos e granitoides riacianos precoces e neoarqueanos;
- Situação 6 – alguns plútons tipo-A: granitoides ferrosos cálcio-alcálicos peraluminosos. Englobam alguns monzogranitos riacianos e muitos tonalitos/trondhjemitos também riacianos;
- Situação 7 – granitos tipo-A ou granófiros associados com diques e plútons máficos: granitoides ferrosos álcali-cálcicos metaluminosos ou peraluminosos. Englobam granitoides riacianos precoces;
- Situação 8 – plútons intraplaca e plútons no núcleo de vulcões alcalinos: granitoides ferrosos alcalinos metaluminosos ou peralcalinos. Abrangem alguns sienitos da área Rio Bacajá.

Observa-se que granitoides neoarqueanos e também alguns granitoides riacianos (monzogranitos e tonalitos) da área Rio Bacajá, coincidem quimicamente com os do tipo-A intraplaca, segundo a classificação de Frost *et al.* (2001). Contudo, tendo em vista as características estruturais e geoquímicas apresentadas, que sugerem ambiente sintectônico em uma possível margem continental ativa, a classificação química tipo-A não indica qualquer relação com o ambiente geotectônico intraplaca. Uma discussão sobre estas características será discorrida no próximo capítulo.

Ainda de acordo com a classificação de Frost *et al.* (2001), os granitoides riacianos da área inserem-se principalmente em um contexto relacionado à porção principal de batólitos Cordilheiranos, com componentes internos aos batólitos (corpos alcalinos) e componentes associados à exumação da paleocordilheira (alguns monzogranitos e granodioritos). Frost *et al.* (2001) realizam uma comparação com as classificações de Pitcher (1983), e neste caso, os granitoides riacianos da área Rio Bacajá assimilam-se aos granitos do tipo I-Cordilheirano (sintectônicos, deformados) e tipo I-Caledoniano (sintectônicos a pós-tectônicos).

6. INTERPRETAÇÕES E DISCUSSÕES

6.1 Introdução

- As rochas da área Rio Bacajá desenvolveram-se provavelmente ao longo de centenas de milhões de anos, registrando diferentes eventos, alguns mais rápidos e outros mais lentos e contínuos. É possível que longos intervalos com estabilidade tectônica também tenham ocorrido;
- O domínio Bacajá representa uma ampla região, cerca de 1/3 da província Transamazonas. Embora sua continuidade meridional e oriental seja conhecida, a oeste desaparece abaixo do domínio Iriri-Xingu e a norte a Bacia do Amazonas encobre sua plausível ligação com o Bloco Amapá, o domínio Carecuru-Paru. Portanto, o modelo geotectônico apresentado nesta dissertação de mestrado levará em consideração estas limitações geológicas, areais e de tempo e preocupar-se-á especialmente com a gênese e evolução das rochas inseridas na área Rio Bacajá (1:100.000) e como inseri-las no contexto regional da Província.

6.2 Ocorrência e interação das superfícies dúcteis: S_a e S_p

Conforme abordado das descrições da geologia local da área Rio Bacajá, ocorrem bandamentos composicionais e granulométricos que definem o acamamento ígneo (foliação S_a). Esta foliação mostra-se heterogênea, localizada ou descontínua, centimétrica a decimétrica e de geometria paralela planar a dobrada. A orientação preferencial de minerais não deformados e não estirados, tais como fenocristais de feldspatos ou minerais máficos e acessórios, também definem uma foliação magmática, possivelmente resultante de movimentações no interior da câmara em ambiente sintectônico (tema que será abordado nos próximos subitens). Assim, a foliação S_a apresenta mergulhos variados, tanto subhorizontais como subverticais. Observa-se no esquema abaixo possível gênese e comportamento da foliação S_a (Figura 58).

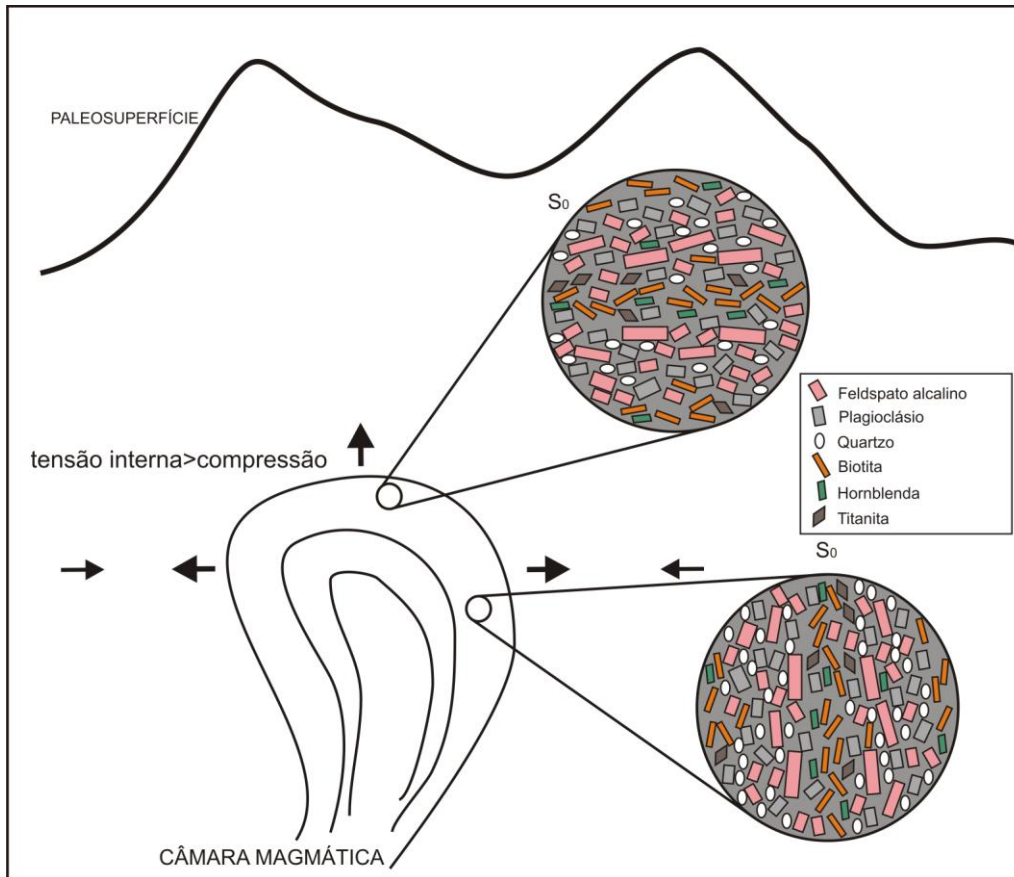


Figura 58: Esquema mostra a gênese da foliação magmática S_0 ou S_a , definida por acamamentos composicionais/granulométricos e pela orientação preferencial de minerais não deformados.

Contudo, muitas vezes, a orientação preferencial de fenocristais e de minerais máficos é acompanhada de deformação intracristalina e achatamento mineral, principalmente do quartzo. Nestes casos, nos quais se observam feições de deformação intracristalina que resultam em recristalização e deformação das rochas, define-se a foliação regional secundária principal, magmática com componentes de estado sólido (S_p), penetrativa, milimétrica e de geometria planar paralela e mergulhos sempre subverticais. Ademais, observa-se que quando S_a é subvertical, a foliação secundária S_p pode estar superimposta à primeira, aproveitando assim seus planos estruturais para se desenvolver. Porém, observa-se que quando S_a é subhorizontal, a foliação S_p encontra-se seccionando a primeira. Estas interações resultaram no dobramento do acamamento magmático. Observa-se no esquema abaixo possível gênese e comportamento da foliação S_p (Figura 59).

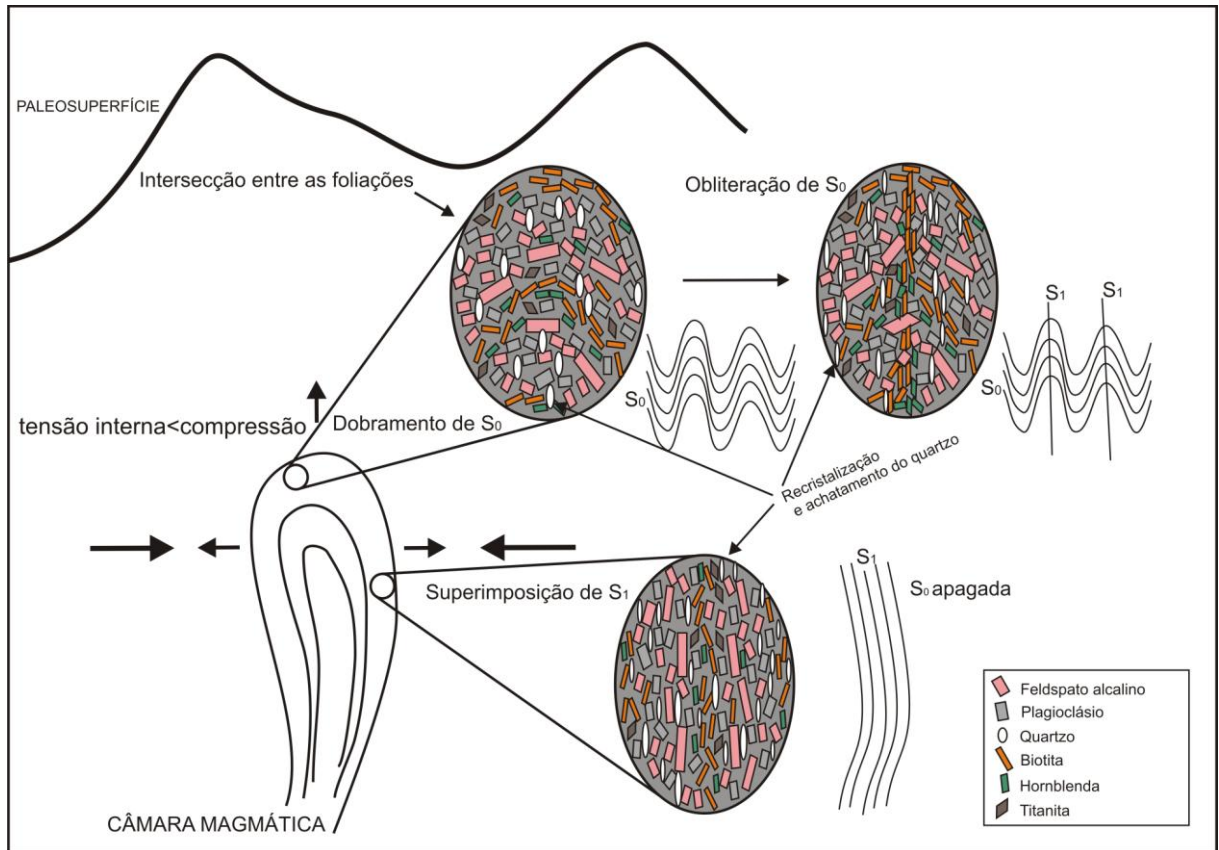


Figura 59: Esquema mostra a evolução de uma foliação inicial S_0 ou S_a , que pode ser obliterada pela superimposição de uma foliação secundária S_1 ou S_p , a qual aproveita os planos subverticais de S_0 para se desenvolver. A foliação S_0 , quando subhorizontal, pode desenvolver dobras, cujos planos axiais coincidem com os planos da foliação secundária S_1 .

6.3 Considerações sobre a colocação dos magmas graníticos

Observa-se que granitos gerados em ambientes convergentes são tipicamente alongados, como no caso dos granitoides estudados na área da folha Rio Bacajá. Seus minerais tendem a orientar-se preferencialmente, ortogonais aos vetores compressivos e paralelos às bordas do corpo em expansão.

A cristalização do corpo tem um prazo, cessando com sua total solidificação. O campo de tensores também tem uma duração limitada, mas é mais provável que esta seja muito mais longa do que o tempo necessário para o resfriamento de uma câmara magmática. Assim, os esforços compressivos têm continuidade ao passo que a câmara se torna cada vez mais rígida e fria, até incorporar-se ao continente.

No início, quando o plúton é quente e recebe constante ou episódico fluxo de magma que ascende por fraturas que o infla, ainda há muito líquido no sistema.

Nessa etapa os cristais são alinhados pelas correntes e fluxos internos, controlados pela batalha entre a pressão que infla o diápiro e aquela que o comprime. O alinhamento dos cristais gera uma foliação tipicamente magmática que pode apresentar ou não bandamento composicional/granulométrico e pode ser tanto vertical ou horizontal. Este acamamento seria o registro das interações entre colocação do magma, cristalização e deformação em intrusões sintectônicas (Barbey *et al.*, 2008; Barbey, 2009). Relembra-se aqui que esta foliação inicial tende a ser paralela às bordas do corpo, assim como as camadas concêntricas de uma cebola. No topo do plúton a foliação tenderia à horizontalidade enquanto nas suas margens ou paredes, tenderia à verticalidade. Quando a cristalização está avançada, não há mais líquido suficiente no sistema para os cristais se movimentarem e se alinharem em novos arranjos (Vigneresse *et al.*, 1996). Nesse momento uma nova foliação começa a se impor sobre o corpo, resultante do predomínio dos esforços regionais sobre os esforços internos que inflaram o plúton. A tensão regional causa a deformação do corpo, comprimindo-o e conduzindo ao achatamento e a recristalização dinâmica dos minerais que compõe S_a . Onde S_a é subvertical, a imposição da nova foliação aproveita os planos já existentes da estrutura primária, provocando apenas uma evolução da estrutura. Onde S_a é subhorizontal, como no caso do ápice do diápiro, o estresse regional compressivo acarreta o dobramento da foliação.

Paterson *et al.* (1989) apontam que muitas rochas plutônicas registram a superimposição de mecanismos de fluxo em estado sólido sobre uma foliação magmática. Segundo eles, este registro é evidente quando, além dos minerais ígneos orientados preferencialmente (feldspatos euédricos), ocorre também a recristalização, como é o caso das rochas apresentadas aqui. Quando a forma dos cristais de feldspato é preservada pode-se inferir que originalmente esta foliação fora formada por fluxo magmático. Contudo, se a recristalização obliterou as formas dos cristais, por exemplo, alongando-os, o reconhecimento do componente magmático na foliação torna-se muito difícil. Este tema voltará a ser abordado.

As dobras suaves a abertas encontradas refletem, portanto que regimes de alta plasticidade ainda eram vigentes nas fases finais da cristalização. Neste período ainda existia temperatura suficiente para a recristalização de minerais. A presença de extinção ondulante, rotação de subgrãos, novos grãos, curvatura de maclas e kink-bands apontam para mecanismos de recristalização dinâmica atuantes tanto

em quartzo, como em alguns locais feldspato e biotita. Estes mecanismos microtectônicos lideraram a superimposição da foliação S_p , uma estrutura de geometria paralela planar a ondulada, cuja orientação pode ser paralela à S_a , subparalela, oblíqua ou mesmo ortogonal à primeira estrutura, dependendo da posição dentro da intrusão. Em conclusão, os esforços regionais causaram a superimposição de uma foliação subvertical (S_p) que na maioria das vezes, aproveitou os planos da foliação original (S_a) para se desenvolver.

Com o aumento da compressão lateral e pelo motivo da tensão regional ser não-coaxial, houve comumente escapes de pressão materializados em zonas de cisalhamento transcorrentes com formação de milonitos ou filonitos em profundidades maiores e cataclasitos em regiões mais rasas.

Os limites das intrusões, por serem planos de fraqueza, podem ter acomodado estes escapes de pressão, cujas foliações miloníticas podem conservar paralelismo com as foliações $S_p//S_a$.

6.3.1 NOTAS SOBRE MODELOS DE COLOCAÇÃO E MAGMATISMO SINTECTÔNICO

6.3.1.1 Considerações sobre a origem de acamadamentos e foliações magmáticas

Vasquez *et al.* (2005) observaram que a ocorrência de granitoides com intensa deformação dúctil, por vezes exibindo bandamento composicional e dobras, assim como a abundância de veios graníticos e a ocorrência de feições de digestão parcial de xenólitos de gnaisses e anfibolitos nos granitoides do domínio Bacajá, provavelmente induziram Jorge João *et al.* (1987) e Santos *et al.* (1988 *apud* Vasquez *et al.*, 2005) a classificarem estas rochas como gnaisses e migmatitos com diferentes graus de heterogeneidade. Vasquez *et al.* (2005) mencionam que embora sejam identificadas paragêneses e microtexturas diagnósticas de metamorfismo de médio a alto grau e feições características de processo de migmatização, é possível que algumas feições gnaissoides resultem de deformação dúctil de alta temperatura relacionada ao fluxo submagmático, como as descritas por Paterson *et al.* (1989) e Barbey (2009). Também, Dell'Angelo e Tullis (1988) mostraram que a presença de líquido nas etapas finais da cristalização pode resultar em vários mecanismos de deformação que operam concomitantemente, os quais são normalmente restritos a condições de deformação diferentes das vigentes. A ocorrência de líquido talvez possa resultar em mecanismos de deformação que normalmente não são operantes

nas condições de pressão e temperatura inferidas no sistema vigente. Essa ilusão pode induzir a interpretações incorretas sobre as condições de deformação.

Barbey (2009) mostra que a deformação tem papel significativo na segregação de líquidos residuais oriundos da matriz cristalina deformada em granitos sintectônicos, conduzindo a bandas composicionais análogas às observadas em migmatitos. O autor conclui que as estruturas bandadas em plútons graníticos ocorrem em diferentes escalas e dependem da interação entre injeções magmáticas, processos de diferenciação magmática na câmara (processos hidrodinâmicos e cristalização fracionada) e também do contexto tectônico. Isso é exemplificado na Figura 60. Os três principais processos formadores das estruturas propostas por Barbey (2009) são:

- Processos de injeção magmática: responsáveis pelo incremento no crescimento dos plútons e controlam bandamentos de maior escala (unidades macro-rítmicas) resultantes da agregação de pulsos magmáticos de composição e quantidade de cristais variada. Em escala de afloramento, o desenvolvimento de bandamentos e schlieren é principalmente controlado pela dinâmica da mistura (+/- hibridização) de magmas, que depende da reologia dos magmas;
- Processos da câmara (diferenciação magmática): dependem primeiramente da frequência e volume das injeções. Pulsos esporádicos e de baixo volume seriam menos favoráveis ao desenvolvimento de processos hidrodinâmicos, que dependem também do regime termal e da profundidade das intrusões; sendo aquelas mais rasas desprovidas de evidências de convecção, fluxo gravitacional, cristalização fracionada e fases segregadas. Barbey (2009) adiciona que a cristalização fracionada é provavelmente um processo comum durante o crescimento dos plútons, refletido no zoneamento químico de cristais e na ocorrência de fases aplito-pegmatíticas (conforme observado na área Rio Bacajá). Ainda, agrupamentos de minerais, como megacristais de feldspato potássico, podem ser indicativos de segregação mecânica no interior do plúton (também observado nas rochas estudadas);
- Processos tectônicos: o campo de tensões regional teria um papel significativo nos diferentes estágios de construção do plúton, envolvendo interação entre injeção, cristalização e deformação. Este é o aspecto chave para entender a evolução dos granitoides riacianos da área Bacajá. Juntamente com as injeções magmáticas o campo de tensores regionais controlaria a forma dos plútons

conduzindo a intrusões alongadas (*sheet-like intrusions*). Bandamentos composicionais em escala de afloramento e na escala do plúton ocorreriam por injeção de magma paralela à foliação do corpo.

Os granitoides estudados na área Rio Bacajá foram controlados pelos três processos, embora cada plúton, ou uma parte do plúton ou ainda um período do crescimento do plúton havia sido sujeito a um dos processos predominantemente. Inicialmente, com predomínio de líquido na câmara, teriam predominado processos hidrodinâmicos com formação de bandamento ígneo. Esta situação teria evoluído ou sob maior influência dos processos de injeção magmática ou sob maior influência dos processos tectônicos, resultando respectivamente em unidades macro-rítmicas e corpos tabulares, ou bandamento submagmático, textura tectônica e, por fim, faixas miloníticas. A Figura 60 apresenta um detalho sobre os processos e produtos aos quais os granitoides estudados podem ser associados.

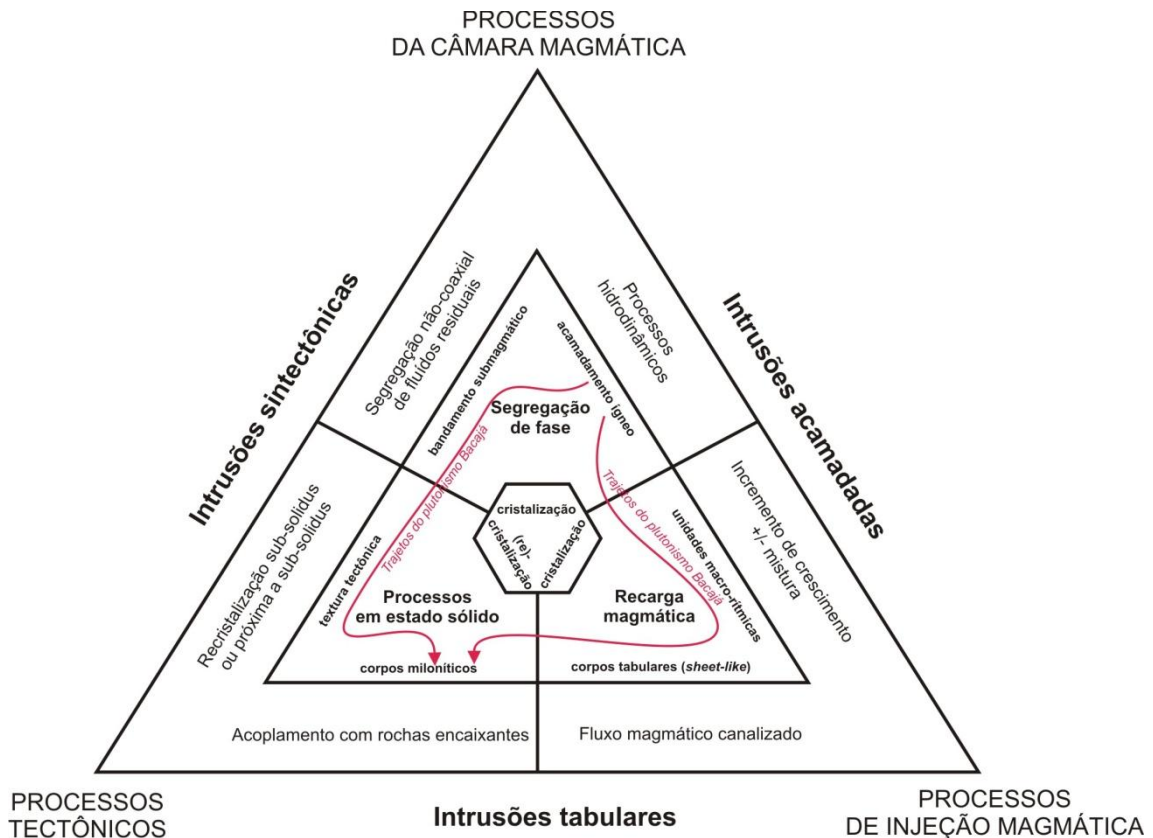


Figura 60: Representação sintética mostrando os principais processos envolvidos na construção de plútons. As características do plutonismo Bacajá no trajeto em vermelho. Tradução a partir de Barbey (2009).

6.3.1.2 Considerações sobre a origem e evolução das foliações versus deformação

Paterson *et al.* (1989) apontam duas formas básicas nas quais podem se originar as foliações durante a intrusão: por fluxo magmático e por fluxo em estado sólido. Seguem algumas evidências microestruturais e mesoestruturais de foliações formadas por fluxo magmático:

- *Orientação preferencial de minerais ígneos primários:* Critério principal do fluxo magmático, no qual os minerais não mostram evidência de deformação plástica ou recristalização, tanto nos cristais alinhados como nos minerais intersticiais. Para isto acontecer, é preciso líquido suficiente para permitir que os cristais formados rotacionem sem interferir nos cristais vizinhos. Este critério é mais efetivo quando os minerais orientados preferencialmente são feldspatos, visto que estes minerais geralmente não crescem euédricos em ambientes metamórficos pobres em líquido. Deformação em estado sólido não poderia criar alinhamentos de cristais euédricos. Uma origem ígnea é bastante favorável quando cristais de feldspato exibem microestruturas ígneas, não estão fraturados nem estão separados por agregados recristalizados. Biotita e hornblenda podem estar orientadas preferencialmente tanto em foliações magmáticas como de estado sólido. Se estes minerais ocorrem alinhados, euédricos e isolados, envoltos por um conjunto de minerais com microestruturas ígneas, uma interpretação magmática é preferida. Em granitoides menos deformados da Folha Rio Bacajá estas características são observadas;

- *Cristais alinhados envoltos por cristais de quartzo anédrico não deformado ou por agregados de quartzo anédricos não alinhados:* sugerem uma foliação magmática. Quartzo ou agregados de quartzo não possuem formas bem definidas em granitoides não deformados. O quartzo, por ser facilmente deformado, é um bom indicador de fluxo em estado sólido. Nos granitoides estudados quartzo não deformado ocorre, mas é raro;

Paterson *et al.*(1989) elencam evidências microestruturais e mesoestruturais de fluxo em estado sólido, que são as seguintes:

- *Minerais apresentam evidências microscópicas de deformação plástica:* extinção ondulante, curvatura de maclas em feldspato, kinking em biotita, presença de subgrão em quartzo e recristalização com diminuição do tamanho dos grãos. Estas feições comumente marcam presença nos granitoides da área de estudo;

- *Minerais resistentes como feldspato e hornblenda estão fraturados tipicamente com quartzo e mica recristalizados preenchendo as fraturas:* comum na área de estudo;
- *Diques aplíticos podem estar dobrados:* diques aplíticos iniciais podem estar dobrados e foliados de acordo com o fluxo magmático do granitoide hospedeiro. Feição comum dos granitoides estudados;
- *Desenvolvimento de zonas miloníticas:* a deformação é comumente heterogênea e zonas miloníticas podem se desenvolver. Ainda, foliações criadas em estado sólido tendem a ser anastomosadas mais lenticulares e menos contínuas do que o bandamento magmático.

Paterson *et al.* (1989) acreditam que a distinção entre foliações formadas por processos puramente magmáticos e por processos em estado sólido, bem como a distinção entre foliações formadas durante diferentes mecanismos de intrusão, é primordial para o entendimento das relações temporais e do comportamento dos plútons durante e após a intrusão. Com base nas características resumidas acima, os autores aventam a origem magmática, sintectônica e tectônica para as foliações, que seguem abaixo com comparações com as rochas estudadas:

- *Origem magmática:* É corroborada quando a foliação encontra-se definida pela orientação preferencial de minerais ígneos (especialmente feldspato), comumente euédricos, particularmente onde a foliação é paralela aos contatos internos e externos do plúton. Foliações formadas durante a expansão ou “ballooning” de diápiros são provavelmente estritamente magmáticas. Isto é observado em rochas da área Rio Bacajá, com a formação da foliação S_a, marcada comumente pela orientação preferencial de cristais euédricos de feldspato potássico, e também de cristais de biotita/anfibólio não deformados, minerais acessórios como allanita e titanita euédricos e, às vezes, por quartzo não deformado. Bandamento composicional ou granulométrico ocorre em alguns locais;
- *Origem sintectônica:* Foliações formadas em intrusões sintectônicas são difíceis de reconhecer, porque características similares podem resultar de processos ativos durante ou após a colocação. Contudo, uma foliação seria com maior certeza sintectônica onde há subparalelismo entre as foliações magmáticas e de estado sólido de alta temperatura, onde há continuidade estrutural com as foliações regionais desenvolvidas nas rochas encaixantes, onde há presença de porfiroblastos

sincinemáticos nas rochas encaixantes e quando os minerais ígneos do plúton são da mesma idade dos minerais metamórficos associados à foliação regional. Nos granitoides estudados são claramente observados paralelismo ou subparalelismo entre a foliação magmática (S_a) e aquela gerada por recristalização (S_p) nos estágios finais da cristalização do diápiro, devido ao aproveitamento dos planos de S_a . Igualmente, observa-se continuidade estrutural com a foliação principal da faixa metavulcanossedimentar (S_n - metamórfica), ambas seguindo uma direção preferencial WNW até NW. Não foram observados porfiroblastos e a idade nos minerais não foi determinada;

- *Origem estritamente tectônica:* É apontada quando a foliação é formada por minerais metamórficos, nenhum alinhamento de minerais ígneos ocorre e os ângulos de mergulho da foliação são ortogonais ao contato plúton-rocha encaixante e tem continuação regional. Paterson *et al.* (1989) discutem que a deformação regional desenvolvida em muitos cinturões orogênicos ocorre em temperaturas bem abaixo daquelas vigentes durante a colocações das intrusões. Se a assembleia mineral do granitoide foliado indica baixa a média temperatura, uma origem tectônica é sugerida. Isto é observado nas rochas estudadas nesta pesquisa apenas em algumas zonas de cisalhamento transcorrentes, onde há geração de protomilonitos com minerais de baixa temperatura, como clorita e epidoto secundário.

6.3.1.3 Considerações microestruturais: registro da transição magma-rocha na escala microscópica sob a influência da tensão regional

As feições de deformação intracristalina observadas nas seções delgadas permitiram a identificação de mecanismos de deformação que atuaram nas rochas estudadas, incluindo importante recristalização.

O quartzo é o mineral mais facilmente deformado, estirando-se com facilidade e registrando os mecanismos de recristalização intracristalina. Até mesmo em campo, com olho desarmado ou auxílio de lupa, é possível observar o achatamento do quartzo. Contudo, na história deformacional dos plútons, regida pelo campo de tensão versus resfriamento, inúmeras feições intracristalinas são registradas. A Figura 61 apresenta em gráfico a ordem dos eventos descritos abaixo:

1. Alinhamento mineral mesoscópico teria ocorrido enquanto a fração mineral ainda era baixa e os minerais podiam rotacionar sem interações significativas entre os cristais. O Limiar (Figura 61) refere-se ao momento em que o aumento da fração

cristalizada resulta em progressiva interação entre os cristais e o início da deformação em estado sólido (Vigneresse *et al.*, 1996). Orientação preferencial de titanita, allanita, hornblenda e biotita, muitas vezes não afetados pela deformação posterior;

2. Cristais de feldspato potássico fraturados, com preenchimento de quartzo com continuidade óptica com o quartzo externo aos cristais de feldspato, sugerindo deformação enquanto ainda havia fluidos magmáticos e, portanto temperaturas de super-solidus (Pawley e Collins, 2002);

3. *Migração do limite do grão* de quartzo. Cristais com aspecto de *tabuleiro de xadrez* (Pawley e Collins, 2002) e temperaturas sugeridas $>650^{\circ}\text{C}$. Ausência de pertitas em chamás em feldspato potássico ($>600^{\circ}\text{C}$);

4. *Migração do limite do grão* de quartzo. Subgrãos romboédricos ($500\text{-}650^{\circ}\text{C}$) (Pawley e Collins, 2002). Em feldspato potássico, *migração do limite do grão em baixa temperatura* (BLG) entre $450\text{-}650^{\circ}\text{C}$ (Passchier e Trouw, 1996);

5. Desenvolvimento de microclínio sugere que o feldspato potássico deformou-se $>\sim 500^{\circ}\text{C}$ (Shelley, 1993 apud Pawley e Collins, 2002).

6. Em feldspato potássico, pertitas em chamás (*flame-pertites*) e microfraturas aparecem em torno de $400\text{-}500^{\circ}\text{C}$. Recristalização de plagioclásio e microclínio indicam deformação a $<500^{\circ}\text{C}$ (Passchier e Trouw, 1996);

7. *Rotação de subgrão* (SBR) de quartzo ($400\text{-}500^{\circ}\text{C}$). Extinção ondulante no plagioclásio ($\sim <500^{\circ}\text{C}$) (Passchier e Trouw, 1996);

8. Presença de *kinging* em feldspato indica temperaturas $<400^{\circ}\text{C}$ (Passchier e Trouw, 1996);

9. Desenvolvimento de subgrãos finos de quartzo sugere temperatura de deformação $\sim 300^{\circ}\text{C}$ (Passchier e Trouw, 1996);

10. Fitas achatadas de quartzo (*flattened quartz ribbons*) que não recristalizaram sugerem que a deformação continuou a menos de 300°C (Passchier e Trouw, 1996).

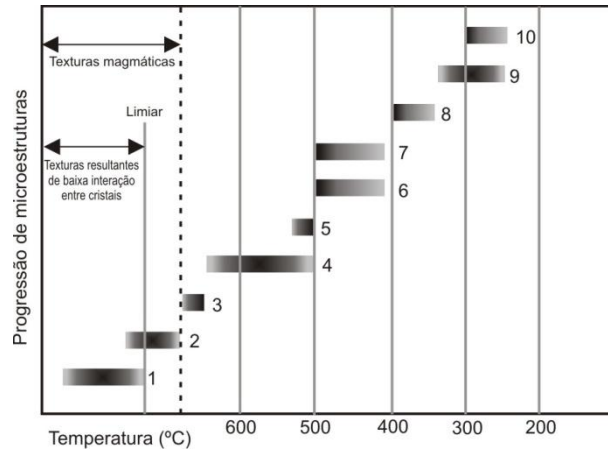


Figura 61: Relação entre a queda da temperatura e as microestruturas preservadas nos granitoides da Folha Rio Bacajá. Adaptado de Pawley e Collins (2002).

Resumindo, em um primeiro momento, minerais como titanita, allanita, hornblenda e biotita, teriam se cristalizado sem deformação, quando o processo de crescimento do plúton versus a tensão regional apenas direcionavam o fluxo magmático no interior das câmaras ainda líquidas. Cristais de feldspato teriam começado a se cristalizar também neste momento, não herdando deformação, mas orientando-se preferencialmente. O avanço da solidificação do magma tornava a rocha menos maleável às tensões externas. Estas, por sua vez, que antes causavam a orientação preferencial dos minerais marcando foliações bem definidas, agora os deformavam, através de recristalização dinâmica. Como observado, o quartzo é o mineral mais suscetível à recristalização, havendo ampla recristalização dinâmica, com rotação de subgrão (SGR) e migração do limite do grão (GBM). Cristais de feldspato apresentam deformação intensa apenas em zonas de cisalhamento.

Em alguns plútons analisados observa-se em um primeiro momento a atuação da recristalização dinâmica, com geração de rochas bastante foliadas, incluindo milonitos. Em um segundo momento, posterior à cristalização das rochas, nota-se a atuação da recristalização estática, com formação de textura granoblástica e reequilíbrio da paragênese, com aparecimento de piroxênio. Estes granitoides seriam provavelmente anteriores (neoarqueanos e riacianos precoces) ao grande volume das intrusões subseqüentes riacianas, cujo componente termal causou o metamorfismo de contato em granitos e anfibolitos.

6.3.1.4 Considerações sobre ballooning

A geometria alongada dos corpos graníticos em zonas de convergência ocorre tanto horizontalmente no sentido do comprimento como verticalmente. Isso pode favorecer o escape de magma para a superfície. Com respeito à expansão lateral de uma intrusão, Barros *et al.* (2001) sugerem que o magma ascende por fraturas até encontrar uma posição ideal na crosta onde começa a inflar uma câmara. Nesta etapa há um predomínio dos esforços magmáticos sobre os esforços tectônicos, causando este inchamento lateral do corpo, configurando-lhe forma de cogumelo (*ballooning*). O corpo talvez não tenha um incremento vertical muito maior do que um crescimento lateral por causa dos limites de plasticidade da crosta, que se torna cada vez mais rígida à medida que se aproxima da superfície. Assim, o fluxo magmático oriundo de profundidades maiores que infla o diápiro aumenta a pressão no seu interior a ponto de vencer a compressão tectônica, causando a expansão do plúton. Barros *et al.* (2001) ainda distinguem que as rochas encaixantes a um granito sintectônico podem registrar os efeitos da expansão do granito, que as comprime gerando foliações que se moldam à forma do plúton. Os autores observaram tal efeito no greenstone-belt intrudido pelo granito arqueano Estrela.

Se há uma pressão suficientemente elevada a ponto de suplantar a compressão tectônica regional, expandindo o plúton lateralmente por ballooning, não seria esta pressão suficiente para erguer a coluna de rochas acima, alçando o magma para superfície? Provavelmente sim. Propõe-se empiricamente que granitos gerados nestas condições atinjam níveis crustais mais rasos com maior rapidez ou causem um soerguimento mais acelerado do orógeno, impulsionando a sequência de rochas acima em busca do alívio da pressão.

É plausível que o magma, estando sobre pressões anormais, encontre e suba por fraturas também com mais facilidade e rapidez, gerando vulcanismo intenso na superfície. No início do Proterozoico as placas ou blocos tectônicos eram menores (Smith, 1992) e, portanto as cadeias montanhosas geradas em colisões eram também possivelmente menores. Assim, é admissível que a crosta continental espessada em zonas de convergência fosse mais fina do que é hoje, facilitando o soerguimento do orógeno e também a travessia do magma até a superfície.

6.3.1.5 Quando a tensão tectônica reduz-se antes da cristalização do plúton

Conforme comentado até agora, teria sido frequente nos cinturões plutônicos sintectônicos a ascensão de magmas que se resfriavam ao passo que a tensão tectônica permanecia ativa e contínua, causando a deformação dos corpos. Porém, teriam existido situações em que os esforços regionais teriam cessado ou se reduzido consideravelmente antes da cristalização de alguns diápiros chegar ao fim? Nota-se o exemplo dos sienitos presentes na área Rio Bacajá, cuja geometria menos alongada do que os granitoides, porém ainda ovalada, seria reflexo de compressão regional atuante no momento do alojamento do magma. Os sienitos da área registram rara e incipiente orientação preferencial de alguns minerais, como hornblenda e titanita. Contudo, não contêm feições de deformação, o que indica que o estresse tectônico foi moderado no início, suficientemente para ter moldado a geometria do corpo e causado alguma influência no arranjo interno da incipiente foliação, tornou-se insuficiente para causar qualquer deformação posterior. Mas pode ser que a ausência de quartzo nestas rochas tenha ocultado alguma deformação, que marcaria o quartzo, mas não seria suficiente para marcar o feldspato.

6.3.1.6 Rochas ausentes de deformação refletem a estagnação tectônica?

A ausência de registro de estresse tectônico significativo sobre sienitos, álcali-feldspato sienitos e monzonitos, além de algumas fácies de monzogranitos pode não indicar a estagnação tectônica. Pensando em termos paleogeográficos, pode ser que na época da intrusão destas rochas a zona de subducção já estaria distante da atual área Rio Bacajá, deslocada para nordeste. Estes corpos mais potássicos representariam pulsos magmáticos que ascenderam tardiamente em relação aos outros granitos preexistentes localizados no interior do orógeno, afastado da zona de subducção. Por isso eles seriam também mais potássicos, a semelhança do que ocorre em arcos de ilha e outros orógenos, conforme se analisam os tipos de rocha ígnea *versus* a distância da zona de convergência (Wilson, 2001).

6.4 Aglutinação continental e orógenos paleoproterozoicos

As microplacas ou blocos de dimensões reduzidas que existiam no fim do Arqueano e início do Proterozoico podem ter funcionado como protocontinentes que

se formariam em seguida. Estes blocos teriam se originado de arcos de ilhas crescentes que funcionavam como consumidores de placa oceânica komatiítica e posteriormente toleítica.

A origem e evolução destes blocos são de importância para construção do orógeno Bacajá. Por serem de dimensões reduzidas, estes blocos seriam anexados uns aos outros ou mesmo a placas continentais maiores, como Carajás, sem conduzir a uma típica colisão continental e geração de seus subprodutos, como granitos do tipo S. De fato, estes granitos são ausentes no domínio Bacajá. Porém, no interior do domínio existem granitos neoarqueanos, semelhantes aos granitos sintectônicos, mas que foram gerados anteriormente e apenas submetidos ao retrabalhamento orosiriano-riaciano, com imposição de uma nova foliação (pontos 30, 99, 100). Vasquez *et al.* (2008a,b) também consideraram a existência de terrenos siderianos retrabalhados no Ciclo Transamazônico (Riaciano-Orosiriano). Estes granitos representam gérmenes continentais anexados à edificação do orógeno principal, o Bacajá.

A escassez de terrenos mais antigos e a abundância de plútons sintectônicos associados à colisão de arcos de ilha colocam o domínio Bacajá no grupo dos orógenos acrescionários. Windley (1992) distingue no Paleoproterozoico os orógenos colisionais, que são formados pela colisão de blocos continentais antigos, submetidos a retrabalhamento, e que resultam em pouco ou nenhum crescimento crustal dos orógenos acrescionários. Estes se originam da colisão e amalgamamento de muitos arcos de ilha, platôs vulcânicos e lascas de crosta oceânica somadas a cunhas acrescionárias e contêm pouco ou nenhum material crustal mais antigo. São responsáveis por considerável crescimento crustal, como por exemplo, os orógenos paleoproterozoicos Svecofenniano do Escudo Báltico, Ketilidiano do sul da Groenlândia, Penokeano na região dos Grandes Lagos e Birimiano (Egal *et al.*, 2002), no oeste africano.

6.5 Analogias geoquímicas e interpretações geológicas

A tabela de dados compilada por Martin *et al.* (2005) apresenta as composições médias de adakitos, TTG (tonalito-trondhjemitó-granodiorito) e

sanukitoides²⁰. Uma análise comparativa com os dados químicos oriundos dos granitoides da área Rio Bacajá não aponta semelhanças significativas com estes grupos. Em uma mesma amostra coexistem características de adakitos, sanukitoides, terrenos TTG e ainda características de arcos magmáticos típicos, semelhantes às atuais margens continentais ativas. Isso pode corroborar a ideia de magmatismo transicional arqueano-proterozoico desenvolvido nesta região do Domínio Bacajá, porém com características proterozoicas dominantes e elementos de magmatismo arqueano localizados. Algumas evidências são baixos teores de magnésia em comparação com os dos adakitos e sanukitoides, elevados teores de potassa comparados aos três grupos, teores de soda algumas vezes parecidos com os dos adakitos LSA (baixa sílica) e semelhanças nos teores de sílica, alumina e óxido de manganês em comparação aos três grupos. A razão potassa/soda é geralmente mais elevada nos granitoides estudados.

A Figura 62 mostra uma comparação das séries magmáticas no triângulo K-Na-Ca. Em (A) observam-se adakitos LSA e HSA atuais, semelhantes a terrenos TTG arqueanos (B), porém mais cálcicos. Sanukitoides (C) representam bem a transição entre o magmatismo TTG arqueano (B) e o magmatismo cálcio-alcálico típico, encontrado no vigente mecanismo da tectônica global. Observa-se que este magmatismo já era evidente no Neoarqueano-Paleoproterozoico, representado aqui pelos granitoides da área Rio Bacajá (D), tipicamente cálcio-alcálicos. Observam-se duas tendências. Contudo, estas tendências não estão relacionadas à idade das rochas.

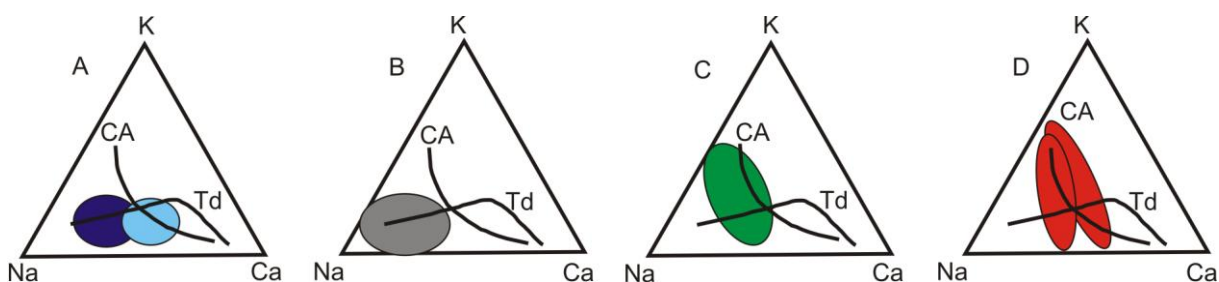


Figura 62: Triângulos K-Na-Ca: (A) adakitos (LSA – baixa sílica (azul claro); HAS – alta sílica (azul escuro)); (B) TTG (cinza); (C) sanukitoides (verde); e (D) granitoides da área Rio Bacajá (observam-se duas tendências). CA – série cálcio-alcálica; Td – série trondhjemítica (Martin *et al.*, 2005).

A respeito dos terrenos Birimianos originados durante o Ciclo Eburneano (~2,2-2,0 Ga), Egal *et al.* (2002) estudaram o Eburneano tardio (2,09-2,07 Ga).

²⁰ Os sanukitoides são rochas félsicas associadas ao magmatismo transicional arqueano-proterozoico.

Algumas semelhanças com os granitoides da área Rio Bacajá podem ser estabelecidas, excetuando-se os granitos a duas micas de alguns corpos Birimianos:

- Em zonas de pouca ou nenhuma deformação alguns granitoides apresentam fluxo magmático bandado com orientação de feldspato potássico e enclaves;
- Há enclaves de anfibolito;
- Localmente há deformação milonítica em falhas transcorrentes sinistrais; e há evidência de forte contaminação crustal arqueana. Os dados Sm/Nd permitirão observar melhor os componentes crustais na área de estudo.

Os granitos peraluminosos (localizados na Bacia Siguiri) indicariam que a convergência localmente foi associada à fusão de rochas metassedimentares das porções profundas da bacia, o que não teria ocorrido no domínio Bacajá. A falha Sassandra, que divide os domínios arqueano e paleoproterozoico, pode ser comparada ao lineamento Cinzento, que é o possível limite Carajás-Bacajá. Por fim, Egal *et al.* (2002) discerniram que a colocação dos granitoides durou pouco tempo (<20 Ma), e que os corpos são de natureza cálcio- alcalina médio e alto potássio, mostrando numerosas analogias com as rochas cálcio-alcálicas neógenas dos Andes Centrais. Segundo eles, estas analogias tornam possível vislumbrar a colocação deste cinturão plutônico diretamente acima de uma zona de subducção. Ainda, evidências ao longo das bordas oeste e noroeste do domínio arqueano Kénéma-Man conduziram os autores a interpretar esta zona de transição geológica com os terrenos paleoproterozoicos como uma margem ativa, ao longo da qual o tectonismo transcorrente sinistral acomodou a convergência regional ao fim do ciclo Eburneano.

6.6 Considerações preliminares

➤ As assinaturas de elementos terras raras dos granitoides da área Rio Bacajá mostram padrões cálcio-alcálicos com empobrecimento em ETR pesados em relação a leves. Mesmo os sienitos, que são mais tardios, apresentam este padrão, diferenciando-os de associações peralcalinas (tipo-A) e afastando a hipótese de contribuição de plumas mantélicas, que gerariam assinaturas enriquecidas em ETR pesados. O padrão geral lembra granitos do tipo-I (Chappel e White, 1974; Pitcher, 1983), com enriquecimento em ETR leves e empobrecimento de ETR pesados. A

anomalia negativa de Európio (Eu), presente na maioria dos granitoides estudados, pode ocorrer em granitos do tipo-I. É válido lembrar que o padrão ETR de uma rocha é muitas vezes a imagem especular do padrão de algum mineral que permaneceu em grande quantidade no resíduo;

➤ Pitcher (1983) descreve granitos do tipo-I Cordilheirano como grandes batólitos lineares, múltiplos e compostos, colocando-os em ambiente geotectônico de margem continental ativa tipo andina. É possível que parte dos granitoides do grupo 3 riacianos sejam do Tipo-I Cordilheirano, formados em uma margem continental ativa, com consumo de crosta oceânica, colagem de arcos de ilhas e intenso magmatismo plutônico cálcio-alcálico. A ascensão dos magmas teria sido intensamente controlada pela tectônica regional.

➤ Em conformidade com a classificação de Maniar e Piccoli (1989), estes granitoides são provavelmente do tipo orogênico de margem continental ativa. Granitoides riacianos mais tardios alcalinos podem ser do tipo pós-orogênico. Estes últimos seriam intrusivos no cinturão orogênico na sua fase final de evolução, geralmente após o término da deformação regional e representam estágios de transição entre a fase orogênica principal e a seguinte fase de estabilização da crosta continental. Estes granitos pós-orogênicos são cálcio-alcálicos ricos em potassa, comparáveis ao do Tipo I-Caledoniano de Pitcher (1983);

➤ Rochas charnoquíticas mencionadas por Vasquez *et al.* (2008b) podem ter a origem do piroxênio relacionada ao metamorfismo de contato de alto grau pela intrusão de granitoides riacianos tardios em granitoides riacianos precoces;

➤ Granitos desenvolvidos em ambiente sintectônico, com paragêneses modificadas devido ao metamorfismo podem ter sido confundidos por diversos autores (Jorge João *et al.* (1987), Santos *et al.* (1988 *apud* Vasquez *et al.*, 2005) e mesmo Vasquez *et al.*, 2008b) com rochas migmatíticas e ortognáissicas;

➤ Cristais de muscovita no interior de feldspato podem criar a falsa impressão da existência de granito a duas micas tipo-S. Estes cristais são provavelmente oriundos do crescimento da sericita gerada na saussuritização ou sericitização do plagioclásio. O crescimento da sericita para muscovita foi causado pelo elevado componente termal que predominou na região devido à contínua ascensão de volumosos pulsos magmáticos;

7. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

A história geotectônica das rochas anfíbolíticas iniciou-se em uma primitiva cadeia oceânica arqueana ou sideriana. Ao passo que magmas basálticos ascendiam pela fissura da crosta e alojavam-se no assoalho do oceano, cristalizando-se em gabros ou basaltos, o metamorfismo oceânico atuava hidratando os minerais, alterando piroxênio para actinolita. Aquelas rochas oriundas neste processo que foram poupadas do metamorfismo regional, mantiveram suas texturas ígneas e são denominadas anfíbolitos blastofíticos. A composição química toleítica destes metabasaltos apóia sua afinidade com NMORB. Entretanto, também há componentes basálticos e andesito basálticos cálcio-alcálicos ou toleíticos possivelmente associados a um arco de ilhas sideriano, gerado no estágio de maturidade do oceano arqueano-sideriano. Mesmo assim, a assinatura geoquímica aponta para um arco bastante juvenil e pouco diferenciado do manto e da cordilheira mesoocênica não enriquecida (NMORB).

O estrato metassedimentar pelítico e pelítico-arenoso adjunto à faixa pode representar vestígio da bacia de retroarco anexa ao arco vulcânico e, além disso, a proximidade geográfica especificamente destas rochas metassedimentares com os anfíbolitos andesi-basálticos cálcio-alcálicos corrobora a suposta associação bacia-arco. A sequência metassedimentar pode também ser vestígio de um prisma acrescionário desenvolvido às margens do continente ou ainda representar sedimentos de fundo oceânico de um *greenstone belt* (Figura 63).

Conforme a margem ativa que resultaria mais tarde no Orógeno Bacajá se desenvolvia na borda norte do um cráton arqueano Carajás, a crosta oceânica era consumida por subducção e arcos de ilhas se aproximavam da margem continental, comprimindo as pequenas bacias sedimentares associadas ao arco. Não é possível afirmar com certeza se as faixas metassedimentares remanescem de bacia de ante-arco ou retro-arco. Contudo, possivelmente uma bacia de retro-arco, locada entre o continente e o arco, tem mais chances de ser preservada devido a sua compressão entre a cadeia continental e o edifício vulcânico, quando estes se aproximam. Já uma bacia de ante-arco é mais fácil de ser erodida ainda durante o processo de colagem do arco de ilhas no continente, devido ao alçamento das áreas imediatamente anexas ao edifício vulcânico. Ainda, a bacia de ante-arco dificilmente

seria comprimida, a não ser que outro arco não muito distante viesse a colidir e comprimir a bacia ante-arco do arco de ilhas anterior. É válido ressaltar que os afloramentos de rochas metassedimentares, embora muito limitados, localizam-se na porção meridional da faixa metamórfica. Isso pode apontar para o local de uma pretérita bacia, neste caso, entre o continente (Carajás+Bacajá) e o arco, portanto, uma bacia de retro-arco (Figura 63).

Possivelmente houve um longo período de tempo de consumo da crosta oceânica por parte da margem ativa do Orógeno Bacajá, durante o qual a cadeia montanhosa se desenvolvia, avançando para norte-nordeste e crescendo em altitude. Uma sequência de pulsos magmáticos causava a elevação da temperatura e da pressão na margem ativa. Este fator foi responsável pelo metamorfismo do arco vulcânico e suas bacias associadas, comprimidas junto ao continente. A colisão do arco e rochas associadas (sedimentos e basaltos do assoalho oceânico) conduziu à granitogênese sideriana entre 2,33 e 2,31Ga (Tabela 8).

O estágio principal de evolução da margem ativa teria ocorrido no Riaciano (2,30-2,05 Ga), que engloba parte do Ciclo Transamazônico (2,2-1,99 Ga). Vasquez *et al.* (2008b) consideram 4 eventos magmáticos no Riaciano, que são descritos na Tabela 8 e representados no modelo da Figura 64. Havia também uma microplaca com vestígios de magmatismo neoarqueano que se aproximava da cadeia de montanhas Bacajá. A colagem da microplaca pode ter sido acompanhada das segunda e terceira geração de granitos riacianos (grupo III), mais volumosos e intrudidos no clímax da tensão regional (Figura 64).

No estágio mais avançado e tardio da orogenia, provavelmente pouco antes da estagnação tectônica e exumação do orógeno, teriam ascendido pulsos cálcio-alcalinos de assinatura alto-K e shoshonítica, não deformados (grupo III) (Figura 65).

Atualmente há um grande lapso espacial com pouquíssimo conhecimento geológico localizado abaixo da Bacia do Amazonas, que seria a conexão entre o domínio Bacajá e a porção norte da província Transamazonas. Os estudos de Delor *et al.* (2003) na Guiana Francesa indicaram retrabalhamento e crescimento crustal no mesmo período proposto para o domínio Bacajá (Figura 65).

Tabela 8: Eventos magmáticos do domínio Bacajá, de acordo com os dados compilados por Vasquez *et al.* (2008b).

Período ²¹	Idade Zircão	Rocha/eventos	Geotectônica
Orosiriano (2050-1800 Ma)	1986 Ma (4)	Granitoides orosirianos, provavelmente não relacionado com o ciclo Transamazônico. Talvez um pulso magmático antepais de um arco magmático Orosiriano.	1,99 Ga pós orogênico a anorogênico.
	2077-2069 Ma (3, 4, 6, 7)	Granitoides e rochas charnokíticas do Riaciono tardio relacionados ao estágio pós-colisional da colisão transamazônica.	2,08-2,07 Ga tardi a pós-colisional (pós-orogênico).
Riaciono (2300-2050 Ma)	2114 Ma (5), 2104-2102 Ma (3, 4), 2086 Ma (2)	Granitoides e rochas charnokíticas do Riaciono tardio relacionados ao estágio principal da colisão transamazônica.	2,11 Ga colisional (?) e 2,10-2,09 Ga cedo pós-colisional (colisão continentalO).
	2160 Ma (3), 2154 Ma (6) 2147 Ma (3), 2133 Ma (3)	Granitoides do Riaciono médio relacionados ao intervalo orogênico principal do ciclo Transamazônico.	2,16-2,13 Ga – arcos magmáticos (margem ativa)
	2215-2209 Ma (3, 4), 2182Ma (2)	Granitoides do Riaciono inicial relacionados ao intervalo orogênico inicial do ciclo Transamazônico.	2,21-2,18 Ga – arcos magmáticos (margem ativa) margeando o cráton sideriano-neoarqueano.
Sideriano (2500-2300 Ma)	2359 Ma (1), 2338 Ma (3), 2313 Ma (5)	Rochas metavulcânicas máficas e intermediárias e metagranitoides relacionados aos eventos magmáticos do Sideriano tardio.	2,36-2,34 Ga – arco de ilha e 2,31 Ga – granitoide relacionado ao estágio final de amalgamamento de um arco de ilha ao bloco Arqueano.
Neoarqueano (2800-2500 Ma)	2671 Ma (1), 2503-2487 Ma (2,3), 2452-2440 Ma (3,4)	Ortognaisses e rochas metavulcanoclásticas relacionadas aos eventos magmáticos do Neoarqueano tardio e o Riaciono inicial.	2,67 Ga – crosta juvenil (arco de ilha?) e 2,5-2,44 Ga – crosta com componente crustal (margem ativa?).

²¹ Referências chave: (1) Macambira et al. (2004); (2) Santos (2003); (3) Vasquez et al. (2008b); (4) Vasquez et al. (2005); (5) Faraco et al. (2005); (6) Macambira et al. (2003) e (7) Souza et al. (2003). Subdivisão do pré-Cambriano recomendada pela Comissão da Carta Estratigráfica Internacional (2009).

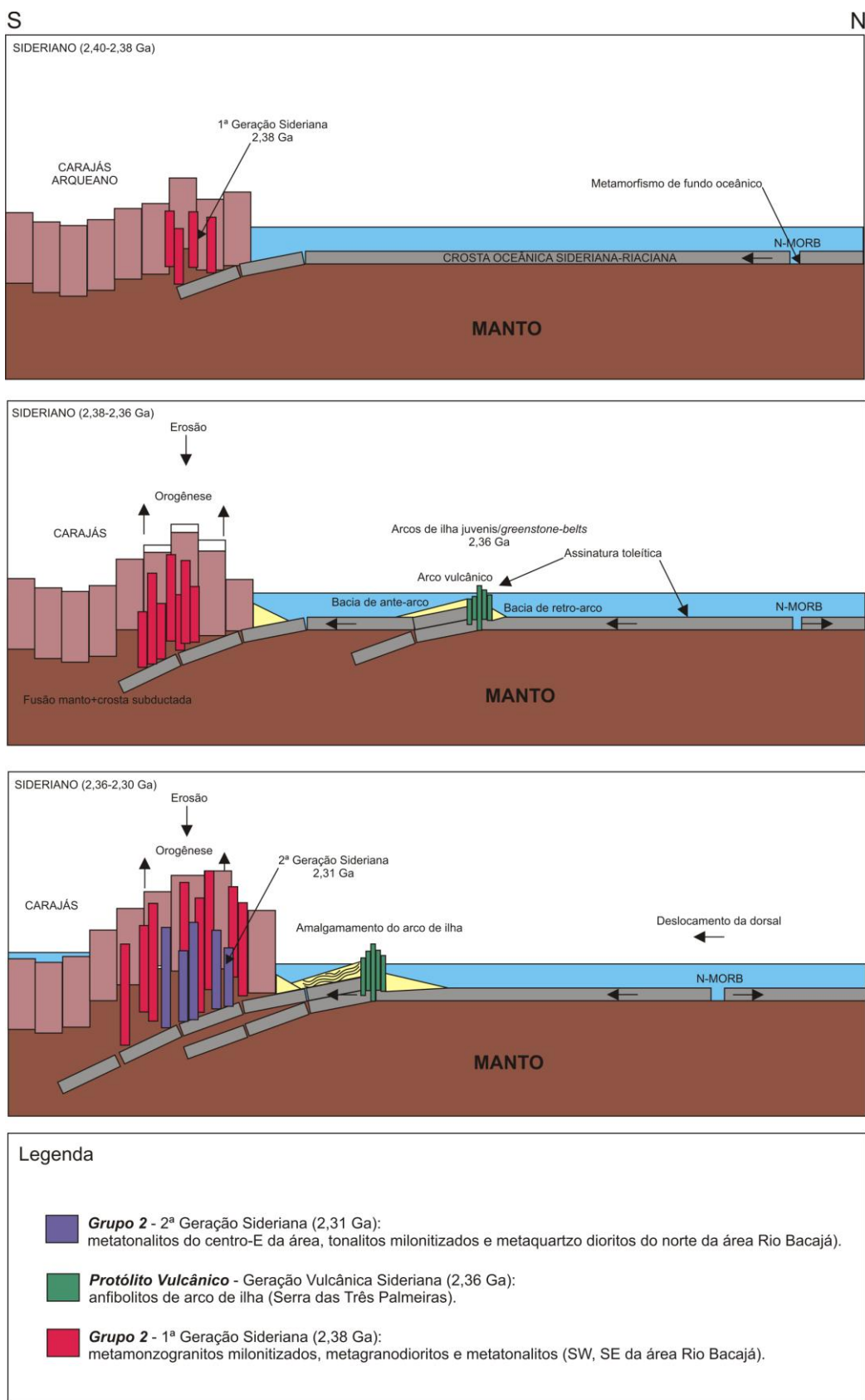


Figura 63: Modelo para a evolução geológica no domínio Bacajá (continua na próxima gravura).

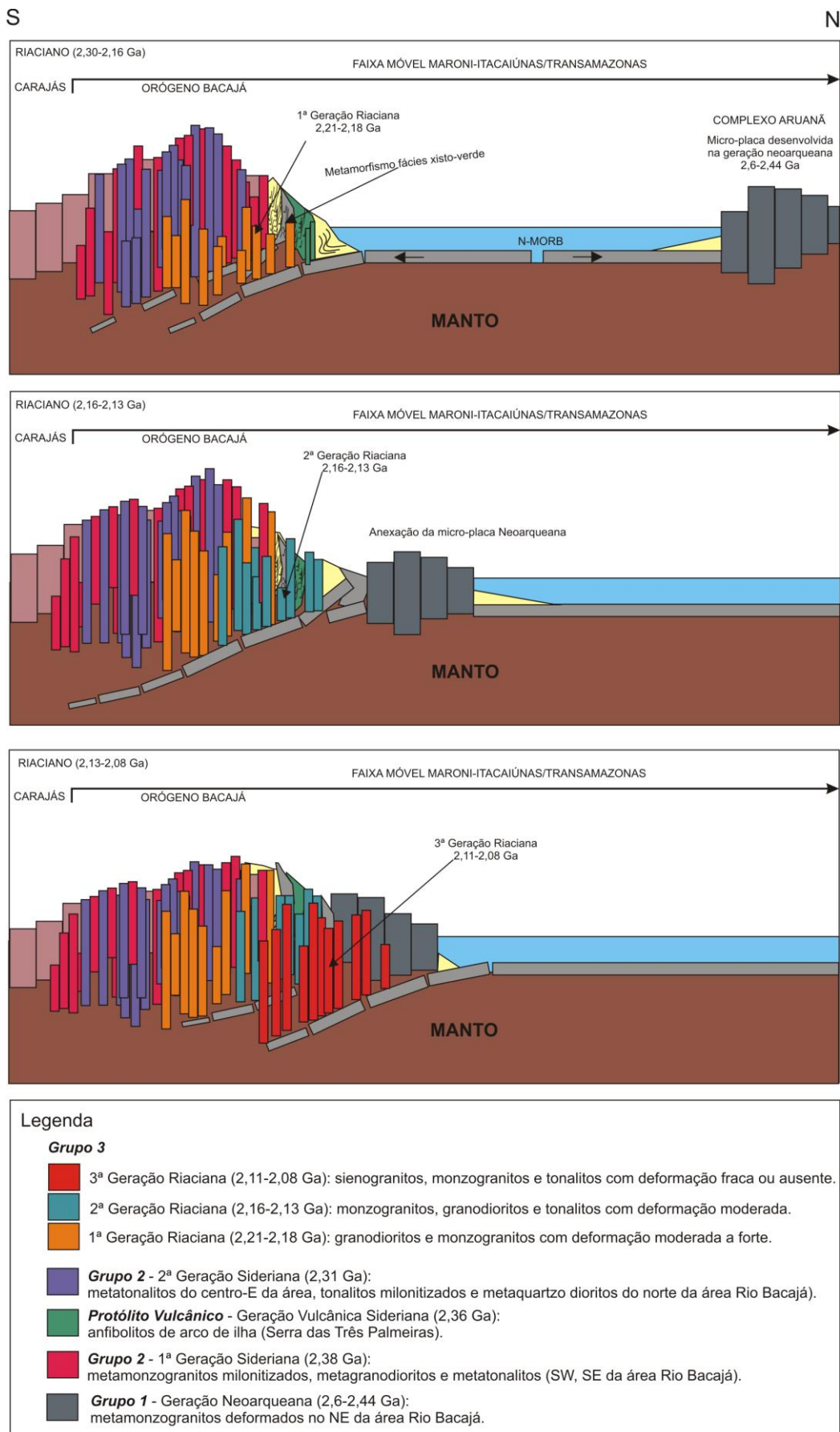


Figura 64: Modelo geológico para a orogênese no Riachiano (continuação).

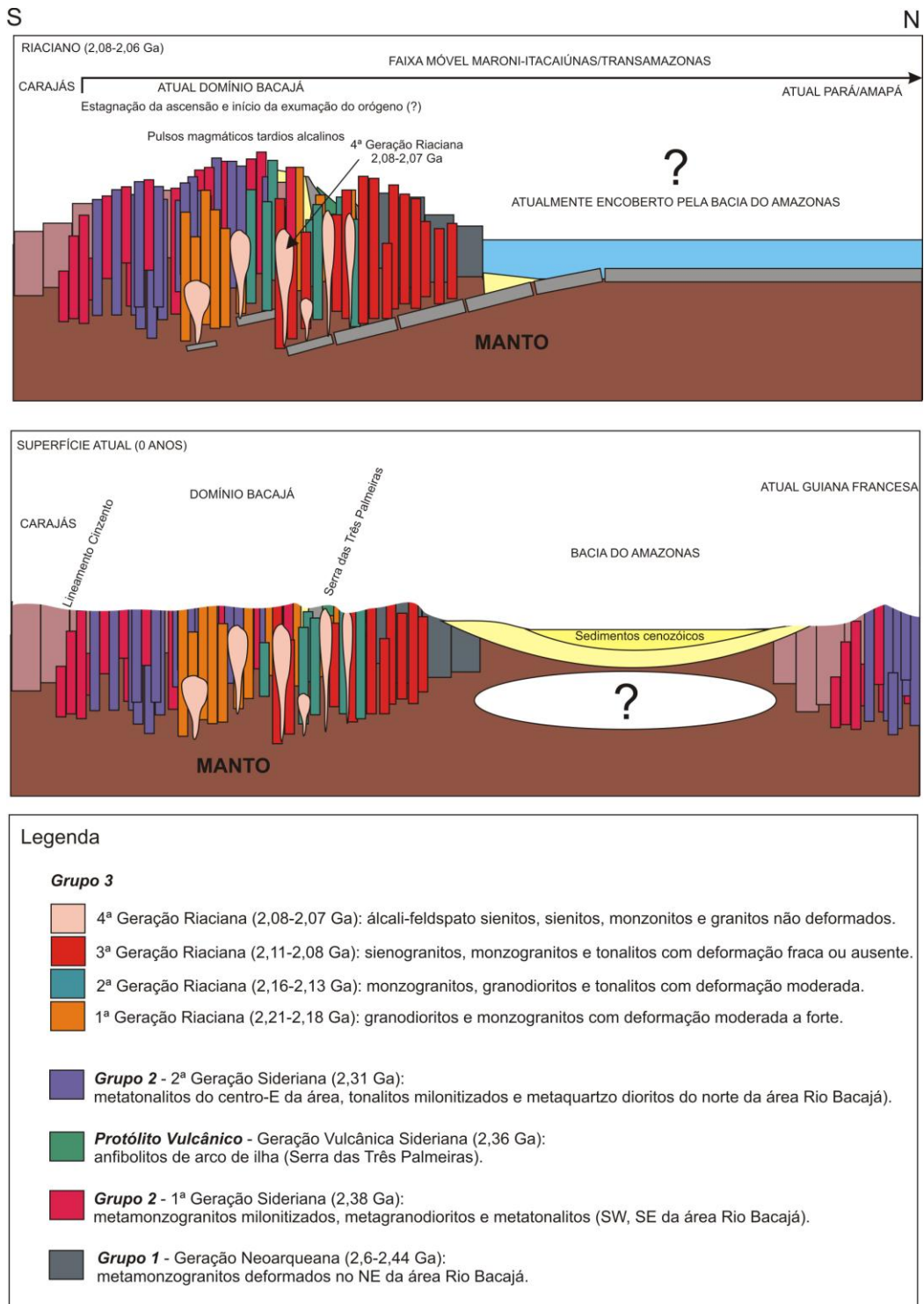


Figura 65: Modelo geológico do estágio final da margem ativa Bacajá e da superfície atual.

8. CONCLUSÃO

O levantamento de campo, os estudos petrográficos, as análises geoquímicas e algum apoio geocronológico contribuíram para as seguintes conclusões pertinentes às rochas encontradas na área da Folha Rio Bacajá:

- Anfibolitos resultam de protólitos vulcânicos basálticos e andesito-basálticos predominantemente toleíticos e raramente cálcio-alcálinos, gerados em uma dorsal mesoceânica e em um arco de ilhas juvenil ou pouco evoluído;
- Anfibolitos blastofíticos foram poupados da deformação regional imposta pela granitogênese riaciana, conservando características de seu ambiente gerador: textura magmática e composição que reflete a influência do metamorfismo de fundo oceânico;
- Anfibolitos nematoblásticos com foliação concordante à estruturação dos granitoides riacianos precoces e riacianos resultam da intensa deformação regional causada pela intrusão dos plútons. A expansão lateral (*ballooning*) junto à transferências de calor da câmara magmática para as suas rochas encaixantes teriam causado esforços compressivos associado ao metamorfismo de contato das rochas vulcânicas e sedimentares;
- Anfibolitos granoblásticos espelham processos de metamorfismo de contato gerado pela intrusão de granitoides. Porém, neste caso, o processo de metamorfismo de contato foi marcado pelo predomínio do componente termal sobre o componente compressional, gerando texturas granoblásticas e anfibolitos *hornfels*;
- Filitos e quartzitos resultam do metamorfismo e dobramento de bacias sedimentares, provavelmente de retro-arco;
- Monzogranitos deformados e ortognaisses trazem vestígios de foliações anteriores ao evento tectonomagmático riaciano e são atribuídos a uma microplaca neoarqueana anexada ao Terreno Bacajá;
- Metamonzogranitos milonitizados, metagranodioritos e metatonalitos do sul e centro da área Rio Bacajá são atribuídos a uma margem continental ativa precoce do Riaciano que pode ter acomodado o arco de ilhas;
- Tonalitos milonitizados, metaquartzo dioritos e metaquartzo monzodioritos do norte da área Rio Bacajá são atribuídos ao Riaciano precoce;

- Grandes volumes de monzogranitos, granodioritos e corpos menores de tonalitos e sienogranitos estão relacionados ao principal evento magmático da região, o plutonismo sintectônico riaciano, que seccionada e/ou deforma granitoides mais antigos riacianos precoces e neoarqueanos;
- Sienitos, álcali-feldspato sienitos e monzonitos não deformados representam pulsos magmáticos pós-tectônicos, desenvolvidos provavelmente na transição Riaciano-Orosiriano;
- O mecanismo de colocação dos granitoides riacianos pode ter sido ascensão por fraturas e colocação final por expansão lateral (*ballooning*) dos plútons;
- A gênese da foliação primária (S_a) desenvolvida nas rochas riacianas é atribuída a fluxo magmático e é marcada por bandamentos magmáticos e orientação preferencial de minerais. A foliação S_a dispõe-se paralelamente às bordas da intrusão e na maioria das vezes está sobreposta ou afetada pela foliação secundária sintectônica (S_p);
- A foliação principal (S_p) é de origem sinmagmática formada por fluxo em estado sólido e está orientada na direção N50-80W/70-89NE-SW;
- A compressão regional, causada pela intrusão de múltiplos plútons, gerou a deformação generalizada dos corpos graníticos, comprimindo-os e conduzindo ao achatamento e à recristalização dinâmica dos minerais que compunham S_a . Onde S_a era subvertical, a imposição da nova foliação aproveitou os planos existentes provocando apenas uma evolução da estrutura, gerando S_p . Onde S_a era subhorizontal, como no caso do ápice dos diápiros, a tensão compressiva acarretou o dobramento da foliação na forma de dobras suaves a abertas assimétricas, cujos planos axiais coincidem com a foliação S_p ;
- As dobras refletem regimes de alta plasticidade ainda vigentes nas fases finais da cristalização;
- Inicialmente, com preponderância de líquido na câmara, teriam predominado processos de fluxo magmático com formação de bandamento ígneo. Esta situação teria evoluído, ou sob maior influência dos processos de injeção magmática, ou sob maior influência dos processos tectônicos, resultando respectivamente unidades macro-rítmicas e corpos tabulares, ou bandamento submagmático, textura tectônica e por fim faixas miloníticas;
- Houve comumente escapes de pressão materializados em zonas de cisalhamento transcorrentes com formação de milonitos;

- Os limites das intrusões, por serem planos de fraqueza, podem ter acomodado escapes de pressão, cujas foliações miloníticas podem conservar paralelismo com as foliações $S_p//S_a$;
- Os granitoides do grupo I são neoarqueanos, cálcio-alcálicos de alto-K (ARTH; BARKER, 1976; LE MAITRE *et al.*, 1989; RICKWOOD, 1989) do grupo dos granitoides de arco vulcânico (arcos oceânicos ou margens continentais ativas) ou sincolisionais (colisões continente-continente ou continente-arco) (PEARCE *et al.*, 1984). São metaluminosos (MANIAR; PICCOLI, 1989) e do tipo I (WHALEN *et al.*, 1987). Podem também ser classificados como ferrosos e cálcio-alcálicos ou álcali-cálcicos (FROST *et al.*, 2001);
- Os granitoides do grupo II são provavelmente riacianos precoces, cálcio-alcálicos de baixo-K, médio-K, alto-K e shoshoníticos (ARTH; BARKER, 1976; LE MAITRE *et al.*, 1989; RICKWOOD, 1989) do grupo dos granitoides de arco vulcânico (arcos oceânicos ou margens continentais ativas) (PEARCE *et al.*, 1984). São metaluminosos e raramente peraluminosos (MANIAR; PICCOLI, 1989) e do tipo I (WHALEN *et al.*, 1987). Podem também ser classificados como magnesianos e ferrosos, cálcicos, cálcio-alcálicos e álcali-cálcicos (FROST *et al.*, 2001);
- Os granitoides riacianos precoces estão provavelmente relacionados aos seguintes ambientes geotectônicos: porção mais externa de batólitos Cordilheiranos ou plútons em arco de ilhas; interior de batólitos Cordilheiranos ou plútons associados à delaminação da crosta espessada (exumação), como base a classificação de Frost *et al.* (2001);
- Os granitoides do grupo III são riacianos. Apresentam forte fracionamento de ETR, são cálcio-alcálicos médio-K (tonalitos/trondhjemitos), alto-K (monzogranitos e granodioritos) e shoshoníticos (sienogranitos e sienitos) (ARTH; BARKER, 1976; LE MAITRE *et al.*, 1989; RICKWOOD, 1989). Pertencem ao grupo dos granitoides de arco vulcânico (margens continentais ativas) e sincolisionais (colisões continente-continente ou continente-arco) (PEARCE *et al.*, 1984). São predominantemente metaluminosos e também peraluminosos e peralcalinos (MANIAR; PICCOLI, 1989) e preferencialmente do tipo I (WHALEN *et al.*, 1987). Podem também ser classificados como magnesianos ou ferrosos, cálcio-alcálicos, álcali-cálcicos e alcalinos (sienitos) (FROST *et al.*, 2001);
- Os granitoides riacianos inserem-se principalmente em um contexto relacionado à porção principal de batólitos Cordilheiranos, com componentes

internos aos batólitos (corpos alcalinos) e componentes associados à exumação da paleocordilheira (alguns monzogranitos e granodioritos), tendo como base a classificação de Frost *et al.* (2001);

➤ Os granitoides riacianos sintectônicos assemelham-se aos granitos do tipo I-Cordilheirano (sintectônicos, deformados) e granitoides riacianos mais tardios alcalinos aos granitos tipo I-Caledoniano (sintectônicos a pós-tectônicos), tendo como base a classificação de Pitcher (1983);

➤ Os granitoides riacianos sintectônicos são provavelmente do tipo orogênico de margem continental ativa e granitoides riacianos mais tardios alcalinos podem ser do tipo tardi-orogênico, tendo como base a classificação de Maniar e Piccoli (1989).

➤ Os sienitos, que são mais tardios, também apresentam forte fracionamento de ETR, o que os diferencia de associações peralcalinas (tipo-A) e afastando a hipótese de contribuição de plumas mantélicas e ambientes intraplaca, que gerariam assinaturas enriquecidas em ETR pesados;

➤ O magmatismo ocorrido na área Rio Bacajá tem características petrológicas e geoquímicas semelhantes ao verificado no terreno Birimiano do Cráton Oeste Africano (Egal *et al.*, 2002) e com as lavas cálcio-alcalinas dos Andes Centrais do período Mioceno ao recente. Contudo, mostra diferenças com o magmatismo típico TTG arqueano, de adakitos e de sanukitoides. O magmatismo ácido do Terreno Bacajá possui características próprias, resultantes de processos desenvolvidos em ambiente sintectônico peculiar;

➤ O cenário paleogeográfico riaciano pode ser retratado por uma cadeia montanhosa evoluindo na borda norte do cráton Carajás, provavelmente alçada a altitudes bastante elevadas e margeada por um oceano sideriano, o qual era subductado abaixo da margem ativa. Arcos de ilhas pouco evoluídos eram trazidos ao continente com o consumo da placa, e aglutinados a este, juntamente com lascas de assoalho oceânico e unidades sedimentares. Volumosos pulsos graníticos eram inflados por potentes correntes de fluxo magmático oriundas da fusão do manto depletado, de porções crustais continentais e porções de crosta oceânica subductada. A interação entre as intrusões destes múltiplos plútons gerou rochas graníticas de natureza litológica variada, mas estruturalmente semelhante.

“Paradoxalmente, o domínio Bacajá, criado nas raízes de uma cordilheira riaciana desnuda e inóspita, onde apenas rocha, cinzas e pó emergiam da terra, agora jaz oculto sob um manto verde e repleto de vida, que é a floresta, irrigada por grandes rios e chuvas copiosas. Permitiremos que este tapete de vida seja arrancado por completo e que ao domínio Bacajá aflorem as memórias dos tempos pretéritos estéreis quando a terra nua e vazia das encostas das montanhas era vislumbrada tão somente pela Lua, fiel testemunha do tempo profundo?”

REFERÊNCIAS

- BARBEY, P. Layering and schlieren in granitoids: a record of interactions between magma emplacement, crystallization and deformation in growing plutons. **Geologica Belgica** v.12/2-4, p.109-133, 2009.
- BARBEY, P.; GASQUET, D.; PIN, C.; BOURGEIX, A. L. Igneous banding, schlieren and mafic enclaves in calc-alkaline granites: The Budduso pluton (Sardinia). **Lithos** v.104, p.147-163, Elsevier, 2008.
- BARKER, F.; ARTH, J. G. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites. **Geology**. v.4, p. 596-600. October 1976.
- BARKER, A. J. **Introduction To Metamorphic Textures And Microstructures**. Routledge, 2004
- BARROS, C. E. M.; BARBEY, P.; BOULLIER, A. M. Role of magma pressure, tectonic stress and crystallization progress in the emplacement of syntectonic granites. The A-type Estrela Granite Complex (Carajás Mineral Province, Brazil). **Tectonophysics** v.343,p.93-109, 2001.
- BARROS, C. E. M.; MACAMBIRA, M. J. B.; CRUZ SANTOS, M. C.; SILVA, D. C. C.; PALMEIRA, L. C. M.; SOUSA, M. M. Estruturas sinmagmáticas e idade de zircão de granitos (evaporação de Pb) paleoproterozoicos da parte leste do domínio Bacajá, Província Maroni-Itacaiúnas. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 37, n. 2, p. 293-304, 2007.
- BASEI, M. A. S. **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro: 2000.
- BIGARELLA, J. J.; BECKER, R. D.; SANTOS, G. F. dos. **Estrutura e Origem das Paisagens Subtropicais Volume I**. 2. edição: editora UFSC: Florianópolis, 2007.
- CARNEIRO, C. de C. **Modelagem espacial de dados aerogeosféricos e interpretação de imagens SAR aplicados ao mapeamento geológico e metalogenético da região central do Domínio Bacajá, Estado do Pará**. 147 p. Tese (Doutorado em Ciências) – Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2010.
- CARMICHAEL, I.S.E.; TURNER, F.J.; VERHOOGEN, J. **Igneous Petrology**. McGraw Hill Book Co.,New York, 334 p. 1974.
- CLAPPERTON, C. **Quaternary Geology and Geomorphology of South America**. Elsevier Science Publishers B. V.: Amsterdam, The Netherlands, 1993.

CONDIE, K. C. Greenstone through time. In: **Archean Crust Evolution. Development in Precambrian Geology**. Elsevier, The Netherlands, 1994.

COSTA, J. B. S. **Evolução Geológica da Amazônia**. In: Contribuições à Geologia da Amazônia (p.16-90). V Simpósio de Geologia da Amazônia (27.05-02.06.1996). Belém, Pará, Brasil, 1997.

COSTA, J. **Evolução Petroológica, Geoquímica e Isotópica do Diabásio Penatecaua na região de Medicilândia-PA**. Dissertação de mestrado, Curitiba, Universidade Federal do Paraná. 105p. 2010.

DAVIS, G. H.; REYNOLDS; S. J.; **Structural Geology of Rocks And Regions**. John Wiley & Sons, INC, 1996.

DEFANT, M. J.; DRUMMOND, M. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. **Nature**, v.347.

DELL' ANGELO, L. N.; TULLIS, J. Experimental deformation of partially melted granitic aggregates. **Journal of Metamorphic Geology** v. 6, p.495-515, 1988.

DELOR, C.; LAHONDÈRE, D.; EGAL, E.; LAFON, J-M.; COCHERIE, A.; GUERROT, C.; ROSSI, P.; TRUFFERT, C.; THÉVENIAUT, H.; PHILLIPS, D.; AVELAR, V. G. Transamazonian crustal growth and reworking as revealed by the 1:500.000-scale geological map of French Guiana (2nd edition). In: **Géologie de la France**, nº 2-3-4, 2003.

EGAL, E.; THIÉBLEMONT, D.; LAHONDÈRE, D.; GUERROT, C.; COSTEA, C. A.; ILIESCU, D.; DELOR, C.; GOUJOU, J-C.; LAFON, J. M.; TEGYEY, M.; DIABY, S.; LOIÉ, P. Late Eburnean granitization and tectonics along the western and northwestern margin of the Archean Kénéma-Man domain (Guinea, West African Craton). **Precambrian Research** v.117, p.57-84. 2002. Elsevier.

FARACO, M. T. L.; VALE, A. G.; SANTOS, J. O.; LUZARDO, R.; FERREIRA, A. L.; OLIVEIRA, M.; COSTA MARINHA, P. A. Levantamento geológico da região ao norte da província Carajás. **Contribuições à Geologia da Amazônia**, Manaus, v. 4, p. 32-43, 2005.

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

HORBE, A. M.; NOGUEIRA, A. C. R.; HORBE, M. A.; COSTA, M. L. Da; SUGUIO, K. **A laterização da gênese das superfícies de aplanamento da região de Presidente Figueiredo Balbina, nordeste do Amazonas.** In: Contribuições à Geologia da Amazônia Volume II (p. 146-176). Vi Simpósio de Geologia da Amazônia. (13-17.06.1999), Manaus, Amazonas, Brasil, 2001.

JORGE JOÃO X. S.; VALE A.G., LOBATO, T. A. M. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Altamira. Folha SA.22-Y-D. Estado do Pará. CPRM/DNPM, 31p.1987.

LE MAITRE, R. W. *et al.* **Igneous rocks: a classification and glossary of terms.** 2ª Edição. New York, NY, USA: Cambridge University Press, 2004.

MACAMBIRA, M. J. B.; VASQUEZ, M. L.; SILVA, D. C. C. da; GALARZA, M. A.; BARROS, C. E. de M.; CAMELO, J. de F. Crustal growth of the central-eastern Paleoproterozoic domain, SW Amazonian craton: Juvenile accretion vs. reworking **Journal of South America Sciences**, v.27, 235-246,2009.

MACKENZIE, W. S.; DONALDSON, C. H.; GUILFORD, C. **Atlas of igneous rocks and their textures.** Pearson Education Limited (England): China, First published 1982.

MACKENZIE, W. S.; ADAMS, A. E. **A color atlas of rocks and minerals in thin section.** New York, NY, USA: John Wiley & Sons, 1994.

MANIAR, P. D; PICCOLI, P. M. Tectonic discrimination of granitoids. **Geological Society of America Bulletin**, v. 101, p.635-643, 1989.

MARTIN, H.; MOYEN, J.-F. Secular changes in tonalite-trondjemite-granodiorite composition as markers of the progressive cooling of Earth. **Geology**, v.30, n.4, p.319-322, 2002.

MARTIN, H.; SMITHIES, R. H.; RAPP, R.; MOYEN, J.-F., CHAMPION, D. An overview of adakite, tonalite-trondjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. **Lithos**, v.79, p.1-24, Elsevier, 2005.

MARTIN, H.; MOYEN, J.-F.; RAPP, R. The sanukitoid series: magmatism at the Archean-Proterozoic transition. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 100, 15-33, 2010.

PASSCHIER, C. W.; TROUW, R. A. J. **Microtectonics.** 2ª Edição. Germany: Springer, 2005.

PAWLEY, M. J.; COLLINS, W. J. The development of contrasting structures during the cooling and crystallization of a syn-kinematic plúton. **Journal of Structural Geology** v.24, p.469-483. Pergamon (Elsevier), 2002.

PATHERSON S. R.; VERNON R. H.; TOBISCH O. T. A review of criteria for identification of magmatic and tectonic foliation in granitoides. **Journal of Structural Geology**, v. 11, n.3, p.349-363, Great Britain. 1989.

PEARCE, J. A.; HARRIS, N. B. W.; TINDLE, A. G. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. **Journal of Petrology**, v.25, part.4, p.956-983, 1984.

PEUCAT, J.-J.; CAPDEVILA, R.; DRARENI, A.; MAHDJOUR, Y.; KAHOU, M. The Eglab massif in the West African Craton (Algeria), an original segment of the Eburnean orogenic belt: petrology, geochemistry and geochronology. **Precambrian Research**,v.136, p.309-352, 2005.

PITCHER, W. S. **The nature and origin of granite**. Grã-Bretanha: Editora Blackie Academic & Professional, 1983.

ROLLINSON, H. R. **Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation**. Longman, United Kingdom. 352p. 1993.

ROLLINSON, H.; MARTIN, H. Geodynamic controls on adakite, TTG and sanukitoid genesis: implications for models of crust formation. Introduction on the Special Issu. **Lithos** v.79, IX-XII, 2005.

SAADI, A. Modelos morfogenéticos e tectônica global: reflexões conciliatórias. **Geonomos**, São Paulo,6, 55-6, 1999.

SANTOS, O. S.; HARTMANN, L. A.; GAUDETTE, H. E.; GROVES, D. I.; MCNAUGHTON, N. J.; FLETCHER, I. R. A new understanding of the Provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. **Gondwana Research**, Japan, v.3, n. 4, p. 453-488, 2000.

SANTOS, J. O. S; Geotectônica dos Escudos da Guianas e Brasil Central. In: **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. Brasília, CPRM, 2003. p. 169-223.
TASSINARI, C.C.G.; MACAMBIRA, M.J.B. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. **Journal of International Geoscience**, Brazil, v.22, n. 30, p.174-182, 1999.

SMITH, T. E. Volcanic rocks of early proterozoic greenstone belts. In: **Proterozoic Crustal Evolution. Developments in Precambrian Geology** v.10, p. 7-54, Elsevier, 1992.

SOUZA, Z. S. de; MARTIN, H.; PEUCAT, J.J.; JARDIM DE SÁ, E. F.; MACEDO, M. E. de FREITAS. Calc-Alkaline Magmatism at the Archean-Proterozoic Transicion: the Caicó Complex Basement (NE Brazil). **Journal of Petrology**, v.48, n.11, p.2149-2185, 2007.

SUN, S. S.; MCDONOUGH, W. F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. **Geological Society Publication** n.42, p.313-345. 1989.

TASSINARI, C.C.G.; MACAMBIRA, M.J.B. **A evolução tectônica do Cráton Amazônico**. In: Geologia do Continente Sul-Americano, Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Editora Beca, São Paulo, 2004.

VASQUEZ, M. L.; MACAMBIRA, M. J. B.; GALARZA, M. A. Granitoides Transamazônicos da região Iriri-Xingu, Pará – novos dados geológicos e geocronológicos. **Contribuições à Geologia da Amazônia**, Manaus, v. 4, p. 16-31. 2005

VASQUEZ, M. L. **Geocronologia em zircão, monazita e granada e isótopos de Nd das associações litológicas da porção oeste do Domínio Bacajá: evolução crustal da porção meridional da Província Maroni-Itacaiúnas – sudeste do Cráton Amazônico**. 208 p. Tese (Doutorado em Geoquímica e Petrologia) – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2006.

VAQUEZ, M. L., ROSA-COSTA, L. T. da; **Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000**. Belém. CPRM. 328p. 2008a.

VASQUEZ, M. L.; MACAMBIRA, M. J. B.; ARMSTRONG, R. A. Zircon geochronology of granitoids from western Bacajá domain, southeastern Amazonian craton, Brazil: Neoproterozoic to Orosirian evolution. **Precambrian Research** v.161, p. 279-302. 2008b.

VIGNERESSE J.L.; BARBEY P.; CUNNEY M. Rheological transients during partial melting and crystallization with application to felsic magma segregation and transfer. **Journal of Petrology**, v.37, p.1579-1600, 1996.

YARDLEY, B. D. B. **Introdução à petrologia metamórfica**. Editora Universidade Brasília, Brasília, 432p, 2004.

WERNICK, E. **Rochas magmáticas – conceitos fundamentais e classificação modal, química, termodinâmica e tectônica**. São Paulo: UNESP, 2003.

WILSON, M. **Igneous petrogenesis: A global tectonic approach**. Unwin Hyman, London, 466p.1989.

WINDLEY, B. Proterozoic collisional and accretionary orogens. In: **Proterozoic Crustal Evolution. Developments in Precambrian Geology** v.10, p. 419-446, Elsevier, 1992.

DOCUMENTOS CONSULTADOS

BRASIL. Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais. **Carta geológica do Brasil ao Milionésimo**. Brasília: CPRM, 2004. Escala: 1:1.000.000.

JOST, H.; BROD, J., A. **Como redigir e ilustrar textos em geociências**. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 2005.

OXFORD wordpower dictionary: inglês. China: Oxford University Press, 2006.

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ. Sistema de Bibliotecas. **Relatórios**. Curitiba: Editora UFPR, 2000. (Normas para a apresentação de documentos científicos, 5).

APÊNDICES

MAPA GEOLÓGICO DA FOLHA RIO BACAJÁ (SA.22-Y-D-VI)

MAPA DE PONTOS DA FOLHA RIO BACAJÁ (SA.22-Y-D-VI)

MAPA LITOFACIOLÓGICO DA FOLHA RIO BACAJÁ (SA.22-Y-D-VI)