



PROJETO MAPEAMENTO GEOLÓGICO E DA GEODIVERSIDADE DA FRONTEIRA BRASIL–SURINAME



NOTA EXPLICATIVA DO MAPA GEOLÓGICO E DE RECURSOS MINERAIS E DA GEODIVERSIDADE

Julho 2017



**MINISTÉRIO
DAS RELAÇÕES EXTERIORES**

**AGÊNCIA BRASILEIRA
DE COOPERAÇÃO – ABC**

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA

**SECRETARIA DE GEOLOGIA,
MINERAÇÃO E
TRANSFORMAÇÃO MINERAL**

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM



**MINISTÉRIO
DE RECURSOS NATURAIS**

**FUNDAÇÃO DE MEIO AMBIENTE
E MINERAÇÃO**

**UNIVERSIDADE ANTON DE KOM
DO SURINAME**

**SERVIÇO GEOLÓGICO E MINEIRO
DO SURINAME**

PROJETO MAPEAMENTO GEOLÓGICO E DA GEODIVERSIDADE DA FRONTEIRA BRASIL - SURINAME

**NOTA EXPLICATIVA DO MAPA GEOLÓGICO
E DE RECURSOS MINERAIS E DA GEODIVERSIDADE**

Julho de 2017



Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
CPRM – Serviço Geológico do Brasil
DIDOTE – Processamento Técnico

Fraga, Lêda Maria

Projeto mapeamento geológico e da geodiversidade da
fronteira Brasil – Suriname: nota explicativa do mapa geológico
e de recursos minerais e da geodiversidade / Lêda Maria Fraga ...
[et al.]. -- Brasília : CPRM, 2017.

55 p. ; 30 cm

ISBN 978-85-7499-356-0

1.Geologia. 2.Recursos minerais. 3.Geodiversidade. I. Título.

CDD 551

BRASIL / SURINAME

**PROJETO MAPEAMENTO GEOLÓGICO
E DA GEODIVERSIDADE
DA FRONTEIRA BRASIL – SURINAME**

**NOTA EXPLICATIVA DO MAPA GEOLÓGICO
E DE RECURSOS MINERAIS E DA GEODIVERSIDADE**

Por

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS

Lêda Maria Fraga

Ana Maria Dreher

Salomon Kroonenberg

Edmon De Roever

Telma Faraco

Theo Wong

Nelson Joaquim Reis

Alexandre Lisboa Lago

GEODIVERSIDADE

Xafi Jorge João

Sheila Gatinho Teixeira

Maria Adelaide Mansini Maia

Maria Angelica Barreto Ramos



Brasília
2017



**MINISTÉRIO
DAS RELAÇÕES EXTERIORES**

Aloysio Nunes Ferreira Filho

**AGÊNCIA BRASILEIRA
DE COOPERAÇÃO – ABC**

João Almino de Souza Filho

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA

Fernando Coelho Filho

**SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO
E TRANSFORMAÇÃO MINERAL**

Vicente Humberto Lôbo Cruz

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM

Eduardo Jorge Ledsham

Diretor-Presidente

José Carlos Garcia Ferreira

Diretor de Geologia e Recursos Minerais

Antônio Carlos Bacelar Nunes

Diretor de Hidrologia e Gestão Territorial

Esteves Pedro Colnago

Diretor de Relações Institucionais
e Desenvolvimento

Juliano de Souza Oliveira (Interino)

Diretor de Administração e Finanças

Maria Glícia da Nóbrega Coutinho

Assessora de Assuntos Internacionais



**MINISTÉRIO DAS
RELAÇÕES EXTERIORES**



**SECRETARIA DE
GEOLOGIA, MINERAÇÃO
E TRANSFORMAÇÃO MINERAL**

**MINISTÉRIO DE
MINAS E ENERGIA**



MINISTÉRIO DE RECURSOS NATURAIS

Jim Hok

**FUNDAÇÃO DE MEIO AMBIENTE
E MINERAÇÃO**

**UNIVERSIDADE ANTON DE KOM
DO SURINAME**

Theo E. Wong

Coordenador Científico

**SERVIÇO GEOLÓGICO E MINEIRO
DO SURINAME**



SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	7
2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	9
3. GEOLOGIA DA REGIÃO DE FRONTEIRA BRASIL-SURINAME	13
3.a. Complexo Indiferenciado (<i>Br</i>) - APPmgnmg	14
3.b. Formação Paramaka (<i>Su</i>) - PP2Mms	16
3.c. Gnaiss Sara's Lust (<i>Su</i>) - PP2Mgn	16
3.d. Rochas Supracrustais Indiferenciadas (<i>Br</i>) - PP23Su	16
3.e. Granito Gran Rio (<i>Su</i>), Granodiorito e Tonalito (<i>Br</i>) - PP2 γ 1	16
3.f. Piroxênio Granito Rio Pikien (<i>Su</i>) - PP2 γ 2	16
3.g. Gnaiss Amotopo (<i>Su</i>) - PP3Mgn1	17
3.h. Gnaiss Werekitto (<i>Su</i>): PP3Mgn2	17
3.i. Formações Dalbana (<i>Su</i>) e Igarapé Paboca (<i>Br</i>) - PP3 δ 1	18
3.j. Granito Wonotobo (<i>Su</i>), Suíte Caxipacoré (<i>Br</i>) - PP3 γ 1	18
3.k. Leucogranito Sipaliwini (<i>Su</i> , <i>Br</i>) - PP3 γ 2	19
3.l. Gabro Lucie (<i>Su</i>), Rochas máficas-ultramáficas indiferenciadas (<i>Br</i>) - PP3 δ m1	19
3.m. Muscovita Granito Coppename (<i>Br</i> , <i>Su</i>) - PP3 γ 3	19
3.n. Granitos indiferenciados (<i>Su</i>), Suíte Rio Urubu (<i>Br</i>) - PP3Mgn	19
3.o. Grupo Iricoumé (<i>Br</i>), Vulcânicas Kuyuwini (<i>Su</i>): PP3 δ 2	19
3.p. Granito Indiferenciado (<i>Su</i>), Suíte Mapuera (<i>Br</i>): PP3 γ 4	20
3.q. Granitoides Indiferenciados (<i>Br</i>): PP3 γ 5	20
3.r. Rochas máficas-ultramáficas indiferenciadas (<i>Br</i> , <i>Su</i>): PP3 δ m2	20
3.s. Dolerito Käyser (<i>Su</i>): MP1 δ	20
3.t. Sienito Mutum (<i>Br</i>), Suíte Alcalina Muri (<i>Su</i>): Mp3 λ	21
3.u. Dolerito Apatoe (<i>Su</i>), Diabásio Taiano (<i>Br</i>): T3J1 δ	21
3.v. Cobertura Detrítico - Laterítica (<i>Br</i> - Q3Sar) e Depósitos Aluvionares (<i>Br</i> -PSdl)	21
4. GEOLOGIA DA REGIÃO DO RIO SIPALIWINI	21
4.a UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	23
4.a.1. Gnaiss Amotopo - Rochas Metassedimentares de Alto Grau Metamórfico	23
4.a.2. Granitoides foliados e gnaisses Werekitto	27
4.a.3. Formação Dalbana	33
4.a.4. Biotita-(hornblenda) granodioritos e monzogranitos Wonotobo	36
4.a.5. Leucogranito Sipaliwini	41
4.b. GEOLOGIA ESTRUTURAL	42
4.b.1. Dobramentos polifásicos sob temperaturas altas - no Gnaiss Amotopo	42
4.b.2. Feições estruturais de origem incerta nos granitoides e gnaisses Werekitto	42
4.b.3. Feições estruturais desenvolvidas em estado sólido sob temperaturas altas nos gnaisses Werekitto	42
4.b.4. Feições miloníticas desenvolvidas sob temperaturas moderadas a baixas	44
4.b.5. Feições rúpteis	44
4.c EVOLUÇÃO GEOLÓGICA / ESTRUTURAL	44
5. RECURSOS MINERAIS	45
6. ASPECTOS DA GEODIVERSIDADE	45
6.a. METODOLOGIA	46
6.b. ASPECTO DA GEODIVERSIDADE	47
7. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	48
AGRADECIMENTOS	49
Referências bibliográficas	50

Apêndices

I – Biblioteca de atributos do tema geodiversidade

II – Metodologia simplificada para elaboração dos padrões de relevo

1. INTRODUÇÃO

O PROJETO MAPEAMENTO GEOLÓGICO E DA GEODIVERSIDADE DA FRONTEIRA BRASIL – SURINAME (Fig. 1), foi realizado através do Acordo Complementar ao Acordo Básico de Cooperação Técnica e Científica (BR /04/043) firmado entre a República Federativa do Brasil e a República do Suriname. Desenvolvido sob a coordenação da Agência Brasileira de Cooperação - ABC do Ministério de Relações Exteriores do Brasil e do Ministério de Assuntos Internacionais do Suriname, este projeto serviu de instrumento para a intensificação da cooperação intergovernamental através da atuação conjunta das instituições executoras, a saber, o Serviço Geológico do Brasil - CPRM e o Serviço Geológico e Mineiro do Suriname - GMD, com participação da Universidade Anton de Kom do Suriname e da Fundação de Meio Ambiente e Mineração do Ministério de Recursos Minerais do Governo do Suriname. O projeto está ainda inserido no Programa SIG da América do Sul na escala de 1:1.000.000 desenvolvido sob a égide da *Commission for the Geological Map of the World (CGMW)*.

O foco do projeto foi o aprimoramento e a harmonização do conhecimento geológico da região de fronteira Brasil-Suriname, além da identificação e espacialização das ocorrências de recursos minerais e da caracterização da geodiversidade desta porção da América do Sul, com a elaboração de mapas na escala 1:1.000.000 e SIGs. Estes produtos representam um avanço no conhecimento geológico da região e constituem importantes ferramentas para a gestão territorial.

Os trabalhos foram desenvolvidos através de reuniões técnicas, atividades de campo e investigações de laboratório tendo também envolvido o treinamento “on the job” dos técnicos surinameses, com transferência de tecnologia GIS – *Geographic Information System*, aplicada ao sensoriamento remoto e ao mapeamento geológico (Fig.2).

Considerando-se a escala do trabalho, 1:1.000000, a metodologia utilizada no desenvolvimento dos temas abordados foi a de integrar e reinterpretar todos os dados disponíveis, sendo que trabalhos de campo foram realizados apenas em uma área restrita do Suriname.

O Mapa Geológico e Recursos Minerais da porção brasileira da área foi elaborado através da interpretação de mapas aerogeofísicos e imagens de sensores remotos e sua integração com os dados geológicos. Foram utilizados os mapas de magnetometria e de gamaespectrometria dos projetos aerogeofísicos Trombetas, Paru do Oeste e Mapuera, com espaçamento de 1.000 metros entre as linhas de voo, e do projeto Tumucumaque, com espaçamento de 500 metros entre as linhas de voo. A interpretação foi feita com o apoio da imagem de relevo sombreado do SRTM, e com base na integração dos dados geológicos disponíveis. Estes dados incluem mapas geológicos regionais (CPRM, 2004, Vasquez *et al.*, 2008), que foram reavaliados, e descrições de afloramentos e lâminas petrográficas de projetos históricos (Oliveira et al. 1975, Projeto RADAMBRASIL), que foram devidamente recuperadas e reinterpretadas.

Com a relação à parte surinamesa da área, os mapas geológicos disponíveis (GMD, 1977) foram digitalizados e georreferenciados em relação a GEOCOVER, com a preparação de *shapes* de pontos e de geologia e a recuperação dos dados disponíveis em ambiente GIS. Infelizmente as informações referentes

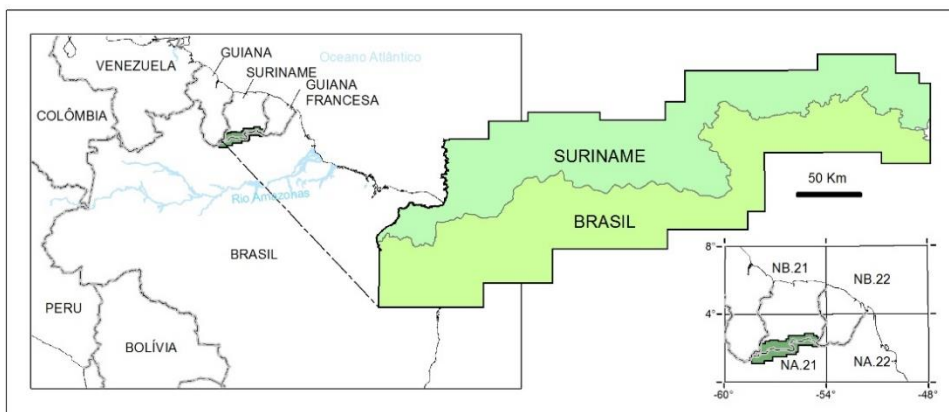


Figura 1. Localização da área do projeto e seu posicionamento no sistema de folhas 1:1.000.000 da América do Sul.



Figura 2. (a) Técnicos da equipe do Suriname e do Brasil durante o treinamento realizado em junho de 2011 na Superintendência de Belém do Serviço Geológico do Brasil-CPRM; (b) Reunião técnica com os geólogos da delegação do Suriname em outubro de 2011 na Superintendência de Belém do Serviço Geológico do Brasil-CPRM; (c) Ministro de Recursos Naturais do Suriname Mr. Jim Hok e o Embaixador do Brasil no Suriname Marcello Baumbach, e a Dra. Telma Faraco, chefe da delegação brasileira em reunião em Paramaribo em outubro de 2013; (d) Apresentação de Palestra sobre a geologia do Escudo das Guianas, pela Dra. Lêda Maria Fraga, na Universidade Anton de Kom do Suriname em Paramaribo, outubro de 2013; (e) (f) equipe binacional durante os trabalhos de campo na região do rio Sipaliwini.

aos afloramentos não puderam ser recuperadas de forma sistemática. Melhorias e correções nos contatos geológicos foram feitas a partir dos trabalhos de campo na região do rio Sipaliwini (Fig. 1) e com o auxílio da interpretação das imagens de relevo sombreado do SRTM. Durante as atividades de campo, com duração de dez dias, 33 afloramentos foram descritos e 61 amostras de rocha coletadas. Foram preparadas 51 lâminas delgadas, estudadas pela equipe do Serviço Geológico do Brasil. Análises geoquímicas não

puderam ser obtidas; porém; o resultado de análises geocronológicas realizadas em 4 das amostras coletadas pela equipe binacional na região do Rio Sipaliwini e uma da litoteca da GMD são comentadas nesta nota explicativa. As análises foram realizadas através da colaboração com o Prof. Umberto Cordani, do Laboratório de Geocronologia e Geologia Isotópica da Universidade de São Paulo (USP), e da Dra. Lêda Maria Fraga (dados ainda inéditos, resumidos por Kroonenberg *et al.*, 2016). Os novos dados geológicos obtidos para a região do rio Sipaliwini, aliados a reinterpretação de imagens de sensores e aos dados laboratoriais permitiu a atualização da geologia da porção sul do Suriname, na escala de 1:1.000.000.

Os dados obtidos neste projeto contribuíram para a melhoria do conhecimento regional, porém não foram suficientes para a resolução de algumas questões geológicas importantes. Assim, em vários pontos desta nota explicativa são apresentadas duas interpretações possíveis para os dados geológicos descritos. Estas interpretações, por vezes antagônicas, são baseadas nas experiências dos diversos pesquisadores que participaram do projeto e espera-se que as discussões apresentadas possam contribuir para o debate científico e para a condução dos trabalhos geológicos futuros na região

Os aspectos da geodiversidade da área estudada são também abordados na presente nota explicativa, sendo fruto da reclassificação das informações geológicas, agrupadas sob a forma de domínio e unidades geológico-ambientais que buscam reunir unidades litológicas ou litoestratigráficas que apresentam características semelhantes frente ao uso e ocupação do terreno (CPRM, 2006). As informações apresentadas neste tema são complementares ao mapa da geodiversidade produzido para a área, que traz informações voltadas para obras de engenharia, ao uso para agricultura, fontes poluidoras, e potencialidade mineral e para água subterrânea e sítios favoráveis ao geoturismo.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O Cráton Amazônico, situado na porção norte da América do Sul (Fig. 3, *inset*), corresponde a uma das maiores áreas cratônicas do Planeta e foi estabilizado durante o Ciclo Brasileiro, no Neoproterozoico. O cráton é dividido pela bacia do rio Amazonas entre os escudos das Guianas a norte e Brasil-Central a sul (Fig. 3). A área estudada situa-se na porção centro-leste do Escudo das Guianas que será brevemente comentado a seguir com foco na geologia de suas porções central e leste.

Rochas arqueanas ou com herança arqueana foram identificadas apenas no Bloco Amapá (Rosa-Costa *et al.*, 2006), situado na porção sudeste do Escudo das Guianas, e no Complexo Imataca, na sua extremidade noroeste (Swapp e Onstott, 1989; Tassinari *et al.*, 2004) (Fig.3). Estes dois segmentos arqueanos foram fortemente retrabalhados durante o Ciclo Transamazônico e, entre eles, afloram unidades litológicas proterozoicas de diferentes idades, composições e significados geodinâmicos. Os limites temporais do Ciclo Transamazônico são ainda debatidos na literatura geológica (ver discussão em Santos, 2003). Alguns autores defendem um intervalo de 2,2-2,0 Ga, principal período de crescimento crustal juvenil na Plataforma Sul-Americana (Cordani e Sato, 1999), enquanto outros pesquisadores admitem idades mínimas mais jovens para o Ciclo Transamazônico, como 1,95 Ga (Tassinari e Macambira, 1999) ou 1,93 Ga (Delor *et al.*, 2003a).

A região nordeste do escudo é dominada pelos terrenos *granito-greenstone belt* riacianos, com sequências vulcano-sedimentares (*Greenstone belt* Marowijne no Suriname), complexos *Tonalite - trondhjemitite - granodiorite (TTG)* e granitoides, exibindo idades no intervalo de 2,26-2,11 Ga (Teixeira *et al.*, 1985; Gruau *et al.*, 1985; McReath e Faraco, 1997; Vanderhaeghe *et al.*, 1998; Delor *et al.*, 2003b) que se estendem de forma contínua através das fronteiras Suriname - Guiana Francesa – Brasil (Fig. 3) (Bosma *et al.*, 1983; Gibbs e Barron, 1993; McReath e Faraco, 1997; De Vletter *et al.*, 1998). Os dados isotópicos indicam uma natureza predominantemente juvenil, sem contribuição de crosta continental mais antiga, para os terrenos *granito-greenstone belts* da porção nordeste do escudo (Gruau *et al.*, 1985; Ledru *et al.*, 1994; Vanderhaeghe *et al.*, 1998; Delor *et al.*, 2003b). Este quadro contrasta com a situação observada nas proximidades do Bloco Amapá, onde os terrenos *granito-greenstone belts* registram uma contribuição importante de crosta continental arqueana (Avelar *et al.*, 2003). Diversos autores têm defendido para os terrenos *granito-greenstone-belt* do Escudo das Guianas uma evolução ao longo de arcos de ilhas (Gruau *et*

al., 1985; Ledru *et al.*, 1994; McReath e Faraco, 1997; Vanderhaeghe *et al.*, 1998; Delor *et al.*, 2003b) ou de arcos magmáticos continentais, estes desenvolvidos nas bordas do Bloco Amapá (Avelar *et al.*, 2003; Rosa-Costa *et al.*, 2006). A instalação e desenvolvimento dos arcos magmáticos e de ilhas estariam relacionados à aproximação entre as paleoplacas arqueanas, hoje incorporadas aos crátons Amazônico e Oeste-Africano.

No período de 2,11-2,08 Ga, a colisão entre estas paleoplacas acarretou o fechamento das bacias oceânicas e marginais, e culminou com a migmatização de complexos TTG, o desenvolvimento de importantes zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais e a instalação de bacias *pull-apart* na porção nordeste do escudo (Delor *et al.*, 2003b). Na porção sudeste, caracterizada pela presença de um bloco crustal arqueano, mais espesso, o Bloco Amapá, a colisão entre as paleoplacas arqueanas resultou em intensa deformação e metamorfismo na fácies anfibolito alto a granulito com caminho de resfriamento rápido, relacionado à exumação tectonicamente controlada (Rosa-Costa *et al.*, 2008).

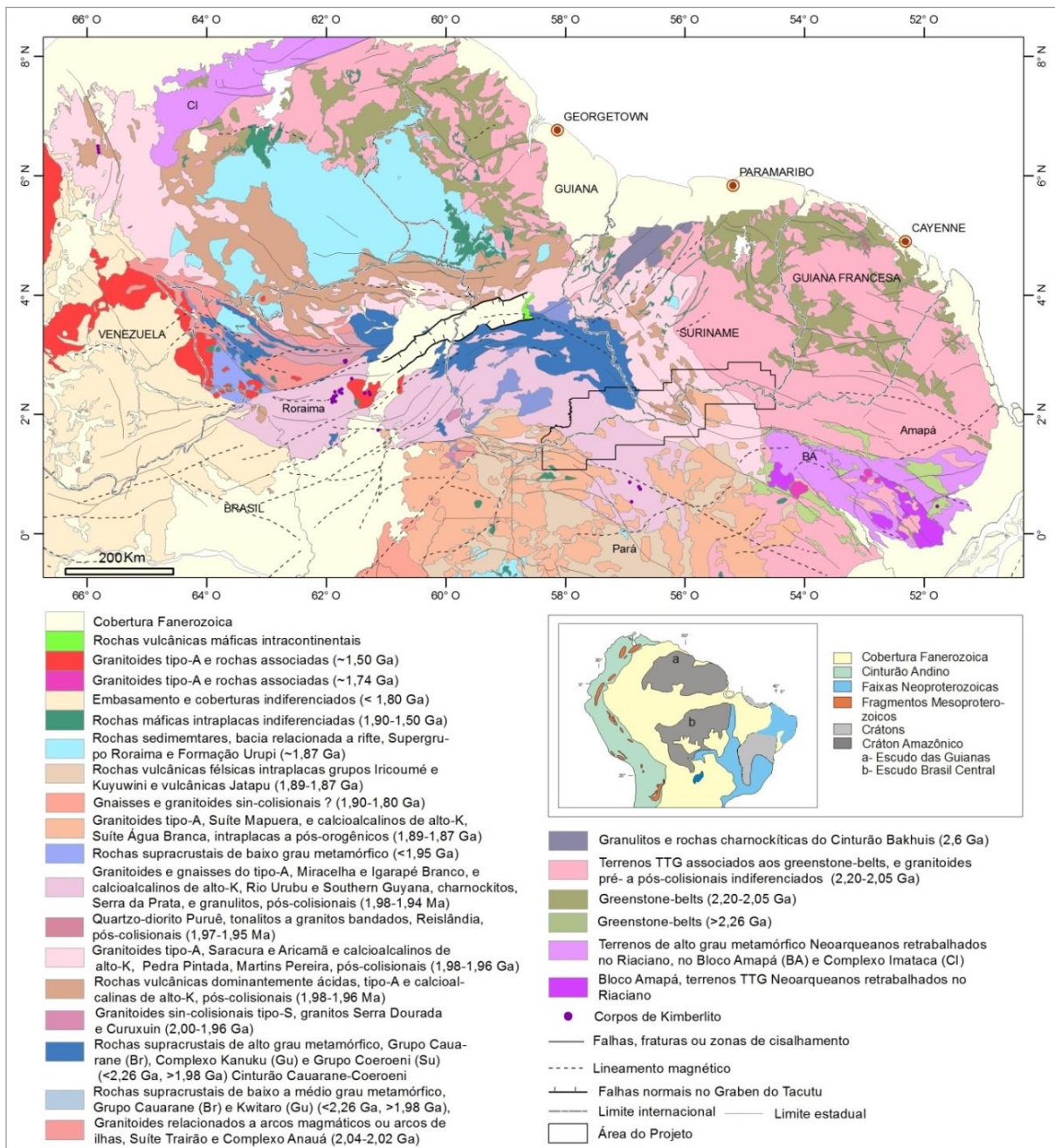


Figura 3. Mapa Geológico Simplificado do Escudo das Guianas modificado a partir de Fraga *et al.* (2009 b) com localização da área do projeto, e *inset* com as principais feições tectônicas da América do Sul posicionando o Cráton Amazônico (Modificado de Almeida *et al.*, 1978).

O prolongado cisalhamento da crosta predominantemente riaciana e juvenil da parte nordeste do escudo após este período colisional, promoveu o fechamento das bacias tipo *pull-apart*, sendo seu conteúdo litológico metamorfizado sob condições de baixa pressão e alta temperatura (alto grau geotérmico) durante o soterramento e resfriamento isobárico (trajetória PTt anti-horária) no intervalo de 2,07-2,05 Ga (Delor *et al.*, 2003a). A elevação mantélica e superaquecimento crustal neste período da evolução geodinâmica do escudo permitiu a geração de granulitos de temperatura ultra-alta (*UHT-metamorphism*) no Cinturão Granulítico Bakhuis (De Roever *et al.*, 2003a; Klaver *et al.*, 2015), na porção oeste do Suriname. Neste intervalo de tempo tardi-riaciano, 2,07-2,05 Ga, na região do Bloco Amapá, corpos graníticos e charnoquíticos foram colocados e o embasamento foi migmatizado ao longo de zonas de cisalhamento transcorrentes.

Fragmentos crustais com idades eo-orosirianas (2,04 e 2,03 Ga) ocorrem na parte central do Escudo das Guianas, correspondendo a fragmentos de complexo TTG e granitoides cálcio-alcalinos com importante contribuição juvenil (Complexo Anauá e Suíte Trairão). Estes fragmentos crustais estão situados nas proximidades de um cinturão de rochas de alto grau metamórfico (Fig. 3) e foram interpretados como representantes de arcos magmáticos continentais e /ou arcos de ilhas (Faria *et al.*, 2003; Almeida *et al.*, 2007; Fraga *et al.*, 2009a). O cinturão de rochas de alto grau metamórfico reúne as exposições do Grupo Cauarane (Brasil), do Complexo Kanuku (Guiana) e do Grupo Coeroeni (Suriname), seguindo uma estrutura sinuosa, muito bem caracterizada em mapas aeromagnéticos, formando o Cinturão Cauarane-Coeroeni (Fraga *et al.*, 2008; 2009a) (Fig. 3). As rochas supracrustais das unidades citadas compreendem paragneisses aluminosas, migmatíticas, com subordinadas rochas calcissilicáticas, anfíbolitos, metacherts, quartzitos, gonditos e xistos máficos deformados e metamorfizados na fácies anfíbolito a granulito sob condições de pressão baixa, com superposição de uma fase de metamorfismo estática na fácies anfíbolito (Kroonenberg, 1976; Berrange, 1977; Riker *et al.*, 1999; Dreher *et al.*, 2009).

Em grande parte, a estrutura do Cinturão Cauarane-Coeroeni já havia sido definida por Kroonenberg (1976) como Cinturão Granulítico Guiana Central que incluía também uma bifurcação para NE até o Cinturão Granulítico Bakhuis (Fig. 3). A concepção original de Kroonenberg (1976) foi alterada por Gibbs e Barron (1993) que passaram a admitir o Cinturão Granulítico Guiana Central como uma estrutura NE-SW incluindo o Cinturão Bakhuis e o Complexo Kanuku e desconsiderando as exposições dos grupos Cauarane e Coeroeni. Esta visão prevaleceu por muitos anos na literatura do Escudo das Guianas, até que Fraga (2002) e Delor *et al.* (2003a) delinearam estruturas sinuosas assemelhando-se em parte a proposta original. Fraga (2002) representou em mapa o prolongamento entre as unidades Cauarane, Kanuku e Coeroeni, mais tarde definida como Cinturão Cauarane-Coeroeni e Delor *et al.* (2003a) agrupou em uma estrutura algo similar aos gnaisses na fácies anfíbolito a granulito, charnoquitos e granulitos.

Fraga *et al.* (2008; 2009a) defendem para o Cinturão Cauarane Coeroeni uma evolução a partir de bacias instaladas em ambiente orogênico, associadas aos arcos eo-orosirianos Trairão e Anauá, que foram fechadas durante a aglutinação desses arcos magmáticos eo-orosirianos com blocos crustais riacianos juvenis, mais antigos. Os autores mencionam a presença de cristais de zircão detríticos com idade inferiores a 2,05 Ga, derivados dos arcos magmáticos, e propõem o valor de 1995 Ma (U-Pb SHRIMP em monazita) obtido para um granito tipo-S embutido no Grupo Cauarane para o pico do metamorfismo associado à fase de aglutinação, interpretada como a fase metamórfica M₁ (Dreher *et al.*, 2009). Um metamorfismo estático, M₂, na fácies anfíbolito média a baixa (Dreher *et al.*, 2009) foi interpretado como resultado do aquecimento (e contribuição de fluidos) provocado pelo intenso magmatismo pós-colisional (Fraga *et al.*, 1997; Fraga *et al.*, 2009 a b).

Kroonenberg *et al.* (2016) admitem, em contraposição a Fraga *et al.* (2009 a b), uma evolução comum para as unidades que definem os cinturões Cauarane-Coeroeni e Bakhuis ao fim do Ciclo Transamazônico. Os autores defendem a atuação de um único evento metamórfico afetando os dois cinturões, com uma trajetória progressiva inicial no intervalo 2,07-2,05 Ga, e outra retrógrada em torno de 1,98 Ga, definindo um caminho PTt anti-horário, em situação de resfriamento isobárico. Quanto ao período de 2,07-2,05 Ga, Kroonenberg *et al.* (2016) interpretaram idades em torno de 2,05 Ga, obtidas por U. Cordani e L.M. Fraga

(informação verbal), para o núcleo de cristais de zircão provenientes das rochas metassedimentares do Grupo Coeroeni, como registro de um evento metamórfico, e o relacionaram a fase metamórfica caracterizada nos granulitos Bakhuis por De Roever *et al.* (2003a) mencionada acima. Esta interpretação contrasta com aquela de U. Cordani e L.M. Fraga (informação verbal) que caracterizam estas idades, juntamente com outras obtidas para o núcleo de zircões analisados das supracrustais Cauarane-Kanuku-Coeroeni, no intervalo 2,02-2,07 Ga, como provenientes de cristais de zircão detríticos indicativos das áreas fonte. Os trabalhos geocronológicos estão em fase final e espera-se que possam esclarecer esta discrepância de interpretações. A idade de 1,98 Ga para o evento metamórfico estático mencionada por Kroonenberg *et al.* (2016) está de acordo com o sugerido por outros autores. Entretanto, Klaver *et al.* (2015) e Fraga *et al.* (2009 a b) discordam que este metamorfismo, em torno de 1,98 Ga corresponda à trajetória retrograda, de um evento metamórfico único que teria sua primeira fase em 2,07-2,05 Ga e sugerem que esteja relacionado a uma outra etapa de evolução geodinâmica do escudo, caracterizada por intenso magmatismo e perturbação térmica.

Bordejando a norte o Cinturão Cauarane-Coeroeni ocorre um cinturão de rochas ígneas que se estende desde a Venezuela até o Suriname sendo constituído por granitoides de nível crustal raso e rochas vulcânicas com idades no intervalo de 1,99-1,96 Ga. Estas rochas foram interpretadas por Fraga *et al.* (1997, 2009 a, b) como pós-colisionais, enquanto Santos (2003) defende para as mesmas uma evolução ao longo de arcos magmáticos ativos.

No Brasil um considerável acervo de dados de campo, petrográficos, geoquímicos e isotópicos está disponível para o magmatismo de 1,99-1,96 Ga, o que permitiu a caracterização de granitoides (Suíte Pedra Pintada) e vulcanitos (Grupo Surumu) cálcio-alcálicos de alto-K; e granitoides e vulcanitos do tipo-A (Suítes Aricamã e Saracura e Formação Cachoeira da Ilha) (Fraga *et al.*, 1997; Reis *et al.*, 2000; Reis *et al.*, 2003; Fraga *et al.*, 2009c; Fraga *et al.*, 2010). Os vulcanitos são muito bem preservados e estão por vezes cataclados ou afetados por dobras suaves. As rochas granitoides são em geral isotrópicas, mas podem mostrar feições miloníticas de temperaturas baixas ao longo de algumas zonas de cisalhamento (Episódio K´Mudku). Granitoides com bandamento composicional e foliação magmática e idades em torno de 1,97 Ga foram recentemente descritos nas proximidades das supracrustais de alto grau do Cinturão Cauarane-Coeroeni em Roraima e relacionados a Suíte Reislândia e ao Granito Mixiguana (Fraga *et al.*, 2013). Na Guiana as rochas vulcânicas da Formação Iwokrama e os granitoides associados são coletivamente tratados no Grupo Burro Burro (Gibbs e Barron, 1993, Berrangé, 1977), enquanto no Suriname os vulcanitos são agrupados na Formação Dalbana e os granitoides associados recebem denominações diversas (Kroonenberg *et al.*, 2016). Um metamorfismo na fácies xisto-verde baixa foi descrito para as unidades vulcânicas distribuídas no Suriname e na Guiana (Gibbs e Barron, 1993; De Vletter *et al.*, 1998). Nadeau *et al.* (2013) relata a presença de xenocristal de zircão herdado hádano nas rochas vulcânicas Iwokrama cujas idades de cristalização situam-se no intervalo 1,99-1,96 Ga.

Unidades correlatas ao plutono-vulcanismo de 1,99-1,96 Ga afloram também em área bem mais a sul, não contíguas ao cinturão, onde ocorrem granitoides e vulcanitos cálcio-alcálicos de alto-K (Suíte Caxipacoré e Formação Igarapé Paboca, Castro *et al.*, 2014; Suíte Martins Pereira, Almeida *et al.*, 2007) além de granitoides do tipo-S, interpretadas como tardi-orogênicas (Granito Serra Dourada, Almeida *et al.* 2007).

A borda sul do Cinturão Cauarane-Coeroeni também foi afetada por um intenso magmatismo, porém com idades predominantemente no intervalo 1,94-1,93 Ga e com características distintas em relação aquele magmatismo verificado a norte do cinturão. Afloram corpos granitoides, alguns colocados sincinematicamente, gnaisses, charnoquitos e lentes de granulito retratando um nível crustal mais profundo. Os granitoides e gnaisses cálcio-alcálicos de alto-K da Suíte Rio Urubu, os granitoides e gnaisses do tipo-A das unidades Miracelha e Igarapé Branco, os charnoquitos da Suíte Serra da Prata (Fraga *et al.*, 2009 a b) e os granulitos Barauana são as principais unidades rochosas aflorantes imediatamente a sul do cinturão na parte leste de Roraima, Brasil. O prolongamento da Suíte Rio Urubu para leste, na Guiana, corresponde ao *Southern Guyana Granite Complex* (Berrangé, 1977). Fraga *et al.* (2009 a b) defendem que

no intervalo 1.94-1.93 Ga magmatismo, deformação e metamorfismo se concentraram a sul do Cinturão Cauarane-Coeroeni em um ambiente pós-colisional, intra-continental.

Uma sequência metavulcanossedimentar na fácies xisto-verde ocorre na porção central do Escudo, oeste do estado de Roraima, Brasil, sendo englobada no Grupo Parima. Santos *et al.* (2003 a) relatam uma idade máxima de 1949 ± 6 Ma para um meta-andesito da sequência. De acordo com Fraga *et al.* (2009 a b) o Grupo Parima desenvolveu-se em bacias sedimentares instaladas e, posteriormente, fechadas e metamorfizadas, em resposta a continuidade dos esforços cisalhantes em ambiente pós-colisional. Santos *et al.* (2003 a) admitem para estas rochas uma evolução relacionada a uma orogenia colisional situada no intervalo 1960-1900 Ma.

Granitoides cálcio-alcálicos de alto-K, do tipo-A, e corpos charnoquíticos e uma vasta cobertura de rochas vulcânicas predominantemente ácidas, do tipo-A (Grupo Iricoumé) estão relacionados ao Magmatismo Uatumã, que obliterou a parte centro-sul do Escudo das Guianas entre 1,90 Ga e 1,86 Ga, com um máximo de idades no intervalo de 1,89-1,87 Ga (Klein *et al.*, 2012; Valério *et al.*, 2009; Ferron *et al.*, 2010, Barreto *et al.*, 2014). Klein *et al.* (2012) propõe, entre outros autores, que o Magmatismo Uatumã represente uma *Silicic Large Igneous Province* (LIP). Rochas vulcânicas cálcio-alcálicos de alto-K (Vulcânicas Jatapu, Almeida, 2006) de idade similar aquelas do Grupo Iricoumé também ocorrem na região e apesar não terem sido citadas por Klein *et al.* (2012) estão também relacionadas a LIP Uatumã. Um magmatismo máfico-ultramáfico contemporâneo a *Silicic LIP* Uatumã, representado Suíte Máfico-Ultramáfica Uraricaá, com idade de 1,88 Ga (Fraga *et al.*, 2013) foi caracterizado no norte do estado de Roraima.

Um espesso pacote de rochas sedimentares, com intercalações de tufos com idades de 1,87 Ga, relacionado ao Supergrupo Roraima (Santos *et al.*, 2003b) recobre parte do embasamento mais antigo e está bem preservado em “mesas” ao longo da região central do escudo. Diques de diabásio relacionados ao magmatismo Avanavero 1,79-1,78 Ga (Norcross *et al.*, 2000; Santos *et al.*, 2003b; Reis *et al.*, 2013), cortam o embasamento e as rochas sedimentares do Supergrupo Roraima onde também ocorrem na forma de soleiras.

Na parte central do escudo, no estado de Roraima, norte do Brasil, aflora uma associação Anortosito - Mangerito - Granito Rapakivi, com idades em torno de 1,52 Ga (Fraga *et al.*, 2009d; Heinonen *et al.*, 2012) além de corpos de granito rapakivi e de charnoquitos com idades em torno de 1,43 Ga (Santos *et al.*, 2011). Um enxame de diques de doleritos alcálicos (Kaiser Dolerite), com idade de 1,50 Ga foi identificado no Suriname (De Roever *et al.*, 2003b) e interpretado por Fraga *et al.* (2009 d) como registro do ambiente estencional associado à associação AMG.

Um importante episódio deformacional, denominado K´Mudku ou Nickerie (Gibbs e Barron, 1993; De Vletter *et al.*, 1998; Fraga, 2002; Cordani *et al.*, 2010) sob condições de temperaturas baixas gerou faixas miloníticas orientadas predominantemente segundo NW-SE e NE-SW.

Corpos alcálicos no Brasil e ao longo da fronteira Brasil-Suriname receberam denominações diversas, como Muri ou Mutum, tendo sido obtidas idades de 1028 ± 28 (K-Ar, Issler *et al.*, 1975) e de 1090 Ma para estas rochas (Nadeau, 2014).

Finos diques de diabásio com idades de 0,8 Ga ocorrem na Guiana Francesa (Delor *et al.*, 2003 b) e no Brasil. Diques de diabásio do Jurásico inferior, relacionados ao Magmatismo Apatoe, marcam a ruptura de Pangea.

3. GEOLOGIA DA REGIÃO DE FRONTEIRA BRASIL-SURINAME

A figura 4 ilustra o mapa geológico simplificado da área do projeto. Na porção leste da área afloram unidades riacianas, relacionadas à evolução dos terrenos *granito-greenstone-belt* e fragmentos possivelmente arqueanos. Na sua porção central ocorrem unidades predominantemente eo-riacianas enquanto na parte oeste da área estudada dominam granitoides e rochas vulcânicas mais jovens, tardi-orosirianas. Corpos alcálicos e diques mesoproterozoicos e mesozoicos cortam as unidades mais antigas. As

informações geocronológicas disponíveis para a área estudada ou relevantes para a discussão apresentada, encontram-se listadas na tabela 1.

De uma forma geral, as unidades são afetadas por zonas de cisalhamento e falhas orientadas segundo WNW-ESSE nas suas porções leste e oeste e por uma estruturação tendendo a NW-SE na sua porção central.

Segue uma breve abordagem sobre as unidades cartografadas.

Tabela 1. Resultados de análises geocronológicas Pb-Pb por evaporação em zircão e U-Pb SHRIMP em zircão, disponíveis para a área do projeto, incluindo também a amostra KG 826* de um afloramento a norte da área estudada, que será discutida ao longo do texto (ver Kroonenberg *et al.*, 2016).

AMOSTRA	MÉTODO	IDADE	UNIDADE	FONTE
CP806/2192-ED-R-806	Pb–Pb	2090 ± 2	Granito Gran Rio	Lafon (2013, apud Kroonenberg <i>et al.</i> , 2016)
HK1697/2192-ED-R-697	Pb–Pb	2085 ± 5	Granito Gran Rio	Lafon (2013, apud Kroonenberg <i>et al.</i> , 2016)
KG826*	SHRIMP	2050.8 ± 5.0	Amotopo Gnaiss (núcleo do cristal)	Cordani e Fraga Inf. Verbal
KG826*	SHRIMP	1986 ± 15	Amotopo Gnaiss (borda metamórfica do cristal)	Cordani e Fraga Inf. Verbal
SB-24 A	SRIMP	1983.9 ± 5.4	Gnaiss Werekito	Cordani e Fraga Inf. Verbal
SB-31	SRIMP	1993.9 ± 3.7	Gnaiss Werekito	Cordani e Fraga Inf. Verbal
Sur40	Pb–Pb	1987 ± 4	Formação Dalbana	De Roever <i>et al.</i> (2010)
SB-21A	SHRIMP	1980.2 ± 5.8	Granito Wonotobo	Cordani e Fraga Inf. Verbal
SB-21B	SHRIMP	1961 ± 20	Xenólito no Granito Wonotobo	Cordani e Fraga Inf. Verbal
SB13	SHRIMP	1973.6 ± 3.8	Granito Wonotobo	Cordani e Fraga Inf. Verbal
ED 631/OB3631	SHRIMP	1956.2 ± 6.4	Granito Wonotobo	De Roever <i>et al.</i> (2015)
ED 820/OB3820	SHRIMP	1982.9 ± 9.	Granito Wonotobo	De Roever <i>et al.</i> (2015)
Sur48	Pb–Pb	1980 ± 4	Leucogranito Sipaliwini	De Roever <i>et al.</i> (2010)
MW1225/DDZ031	Pb–Pb	1974 ± 2	Muscovita Granito Copenname	Lafon (2013, apud Kroonenberg <i>et al.</i> , 2016)

3.a. Complexo Indiferenciado (Br) - APPmgmng

Esta unidade engloba gnaisses, migmatitos, tonalitos, trondjemitos e granodioritos, com idades incertas, distribuídos em um corpo alongado na direção NW-SE, localizado na porção leste da área, delimitado a NE por uma zona de cisalhamento.

O complexo é predominantemente caracterizado por alto gradiente magnético com anomalias lineares de alta amplitude na direção NW. As assinaturas radiométricas com intensidades distintas de radiação caracterizam um padrão físico heterogêneo, que deve refletir a diversidade composicional das rochas integrantes do Complexo Indiferenciado.

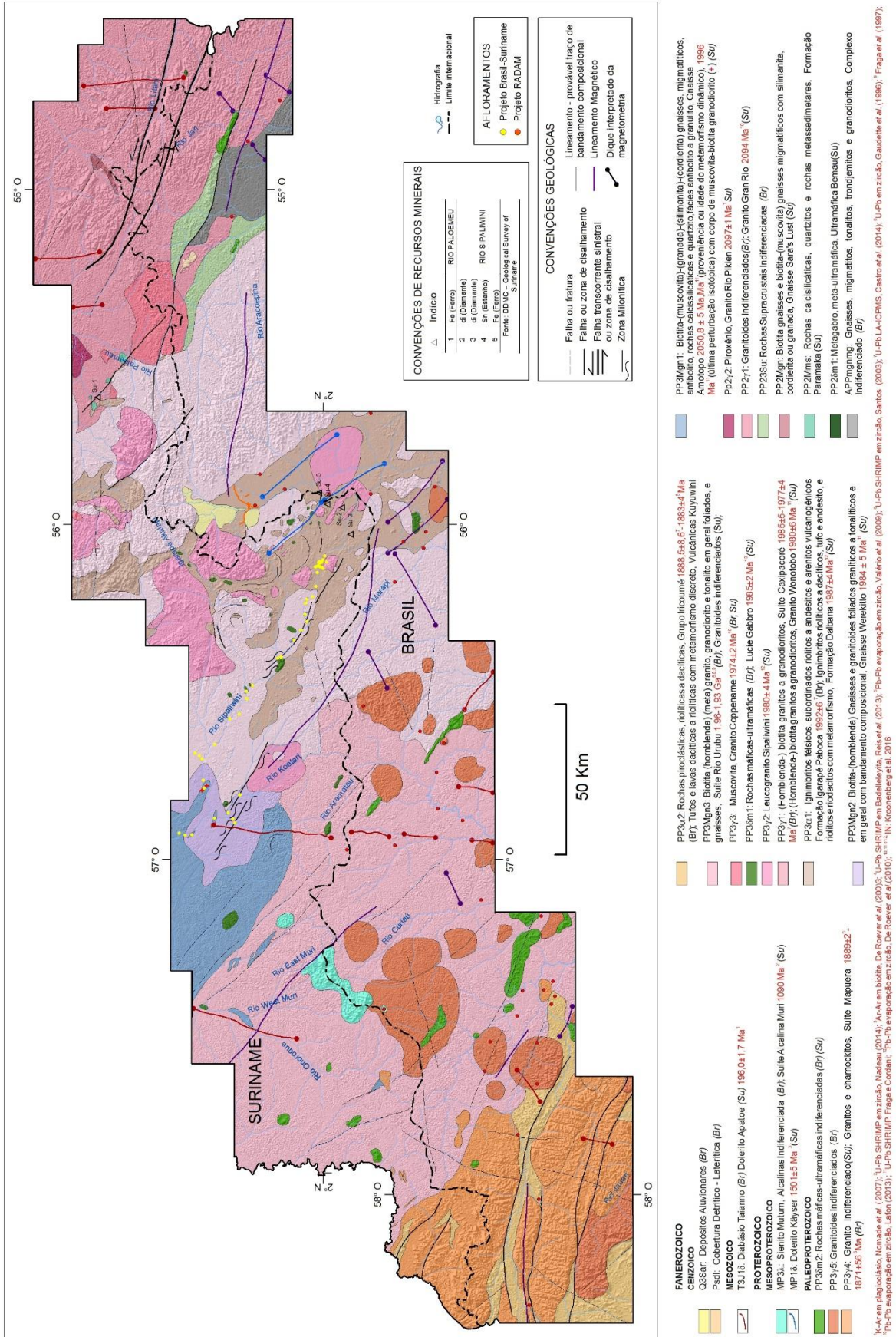


Figura 4. Mapa Geológico Simplificado da área do projeto.

3.b. Formação Paramaka (Su) - PP2Mms

A Formação Paramaka faz parte da sequência de *Greenstone Belt* Marowijni, de idade riaciana, que domina a porção nordeste do Escudo das Guianas. A Formação inclui rochas predominantemente metassedimentares, rochas calcissilicáticas com diopsídio e grossulária, espessartita quartzito, itabirito e metapelitos, que receberam o código 36 no Mapa Geológico do Suriname (GMD, 1977).

Na área do projeto estas rochas ocorrem em corpos arredondados, possivelmente mega-enclave dentro do Granito Gran Rio. Idades obtidas por Delor *et al.* (2003b) para um metaquartzo-andesito intercalado a sequências correlatas na Guiana Francesa forneceram idades entre 2137 ± 6 Ma (Pb-Pb evaporação em zircão) e 2156 ± 6 Ma (U-Pb em zircão/microsonda).

3.c. Gnaiss Sara's Lust (Su) - PP2Mgn

O Gnaiss Sara's Lust ocorre em um corpo alongado na direção NE, no sul do território do Suriname, correspondendo provavelmente um mega-enclave no Granito Gran Rio.

A terminologia Gnaiss Sara's Lust foi proposta por Kroonenberg *et al.* (2016) para agrupar biotita gnaisses migmatíticos de composição granítica a tonalítica, biotita-(muscovita) gnaisses migmatíticos com silimanita, cordierita ou granada. Estas litologias foram interpretadas no Mapa Geológico do Suriname (GMD, 1977) como correlatas às rochas de alto grau metamórfico do Grupo Coeroeni, com o código 44, mas atualmente são reconhecidas como mais antigas, e correlacionadas ao Complexo Tamouri, definido na Guiana Francesa, com idades entre 2055 ± 3 Ma e 2165 ± 6 Ma (Pb-Pb evaporação em zircão, Delor *et al.*, 2003b).

3.d. Rochas Supracrustais Indiferenciadas (Br) - PP23Su

Corpos alongados na direção NW, interpretados como possíveis lentes de sequências supracrustais, encontram-se alinhados com as áreas de ocorrência da Formação Paramaka no Suriname, e podem corresponder ao prolongamento destas sequências, para o Brasil. O padrão geofísico das Rochas Supracrustais Indiferenciadas é caracterizado por unidades alongadas com baixas magnetizações associadas a médios e a altos valores radiométricos.

3.e. Granito Gran Rio (Su), Granitoides Indiferenciados (Br)- PP2 γ 1

O Granito Gran Rio encerra biotita-(hornblenda) granito médio, localmente com megacristais e inhomogêneos, da porção leste da área, que receberam os códigos 23 e 24 no Mapa Geológico do Suriname (GMD, 1977). A denominação foi proposta por Kroonenberg *et al.* (2016), seguindo terminologia histórica de Ijzerman (1931, *apud* Kroonenberg *et al.* 2016). Lafon (2013, *apud* Kroonenberg *et al.* 2016) obteve idades entre 2102 ± 2 Ma e 2085 ± 5 Ma (Pb-Pb evaporação em zircão) para a unidade.

A continuidade do Granito Gran Rio em território brasileiro coincide com a área onde foi interpretada (CPRM, 2004) a predominância de granodioritos e tonalitos. A unidade é caracterizada por relevo magnético fortemente acentuado, alto gradiente, anomalias magnéticas lineares de alta frequência e alta amplitude nas direções NW e EW e altos valores radiométricos.

3.f. Piroxênio Granito Rio Pikien (Su) - PP2 γ 2

Esta unidade (código 25 no Mapa Geológico do Suriname, GMD, 1977) encerra hornblenda-biotita granito, granodiorito e tonalito, com piroxênio em geral correspondendo a clinopiroxênio, que afloram em um corpo na parte leste da área do projeto, a norte da localidade de Majoh. Uma idade de 2097 ± 1 Ma foi obtida para o Granito Rio Pikien (Pb-Pb evaporação em zircão, Lafon, 2013, *apud* Kroonenberg *et al.*, 2016)

3.g. Gnaiss Amotopo (Su) - PP3Mgn1

A unidade Gnaiss Amotopo foi proposta por Kroonenberg *et al.* (2016) para englobar gnaisses pelíticos, migmatíticos, quartzitos, mármore e rochas calcissilicáticas, predominantemente de origem metassedimentar, metamorfizadas na fácies anfíbolito a granulito que na concepção dos autores forma parte do Cinturão Gnáissico Coeroeni, juntamente com o Gnaiss Werekitto (ver discussão no próximo item). No mapa geológico do Suriname (GMD, 1977), esta unidade foi indicada com o código 45, formando parte do Grupo Coeroeni, denominação litoestratigráfica abandonada por Kroonenberg *et al.* (2016).

As litologias associadas ao Gnaiss Amotopo afloram em um grande corpo, com orientação geral NW-SE, na porção centro-oeste da área do projeto.

De Roever *et al.* (2015) citam idades Pb-Pb por evaporação em zircão entre 2080 e 2890 Ma para um cordierita tonalito desta unidade, este último valor interpretado como referente a cristais de zircão detríticos. U. Cordani e L.M. Fraga (dados inéditos, Kroonenberg *et al.*, 2016) obtiveram uma idade de SHRIMP de 2079 ± 19 Ma para um gnaiss metapelítico da fácies granulito e $2050,8 \pm 5$ e 1986 ± 5 Ma para um gnaiss metapelítico coletado ao longo do rio Lucie, próximo do limite norte da área. Os mencionados autores (informação verbal) descrevem a idade maior, relativa ao núcleo do cristal de zircão, como reflexo da fonte da bacia Coeroeni, e o menor valor como a última perturbação isotópica do sistema, associada ao magmatismo de idade $\sim 1,98$ Ga que afetou a região. U. Cordani e L.M. Fraga (informação verbal) esclarecem que a diferença na composição das porções central e de borda dos cristais analisados está em consonância com a interpretação das idades como refletindo proveniência e metamorfismo. Kroonenberg *et al.* (2016), por sua vez, admitem os dois valores como reflexos das fases metamórficas M1 e M2 de um único evento metamórfico que segundo os autores afetou estas rochas (ver discussões no item 2).

3.h. Gnaiss Werekitto (Su): PP3Mgn2

Esta unidade foi proposta por Kroonenberg *et al.* (2016) e compreende (hornblenda-) biotita gnaisses graníticos a tonalíticos ou trondhjemítico e hornblenda-biotita tonalito foliado, geralmente com bandamento composicional. No mapa geológico do Suriname (GMD, 1977) esta unidade é designada com código 43.

O Gnaiss Werekitto foi considerado por Kroonenberg *et al.* (2016) como parte integrante do Cinturão Gnáissico Coeroeni e interpretado como de origem supracrustal, compartilhando a mesma evolução metamórfica do Gnaiss Amotopo. Entretanto, dados de campo, petrográficos e geocronológicos têm lançado dúvidas sobre a origem supracrustal proposta por Kroonenberg *et al.* (2016) para as rochas incluídas na unidade Werekitto, como será discutido mais detalhadamente na descrição da geologia da região de Sipaliwini abaixo (Capítulo 4).

No presente trabalho a partir dos estudos realizados na região do rio Sipaliwini foram englobados no Gnaiss Werekitto biotita-(hornblenda) gnaisses e granitoides de composição monzogranítica a tonalítica (ou quartzo-diorítica), geralmente com bandamento composicional, por vezes exibindo tramas miloníticas de temperaturas moderadas a baixas.

Idades de $1983,9 \pm 5,4$ Ma (amostra SB-24, Hornblenda-biotitatonalito foliado) e $1993,9 \pm 37$ (amostra SB 31, biotita monzogranito protomilonítico) (U-Pb SHRIMP em zircão, U. Cordani e L.M. Fraga, dados inéditos em Kroonenberg *et al.*, 2016) foram obtidas para os granitoides desta unidade. U. Cordani e L.M. Fraga (informação verbal) ressaltam que em contraste com as análises dos cristais de zircão dos paragnaisses de alto grau, os granitoides Werekitto forneceram apenas um grupo de idades, interpretado como idade de cristalização do corpo ígneo. Existem ainda diferenças importantes tanto na razão Th/U quanto na estrutura interna dos cristais de zircão dos granitoides datados na unidade Werekitto (razões Th/U mais altas e ausência de bordas ou perturbações metamórficas) em relação aos cristais dos paragnaisses de alto grau (Gnaiss Amotopo).

Idades e Correlações

Como mencionado no item 3.h, na concepção de Kroonenberg *et al.* (2016) o Gnaiss Werekitto é parte do Cinturão Gnáissico Coeroeni e compartilha a mesma origem supracrustal e evolução metamórfica dos paragnais Amotopo. Em outro ponto de vista, Lêda Maria Fraga e Ana Maria Dreher (neste estudo) acreditam que os granitoides da unidade de Werekitto são de natureza plutônica ígnea, com idades de cristalização na faixa de $1993,9 \pm 37$ (Amostra SB 31, biotita monzogranito milonítico) - $1983 \pm 5,4$ Ma (hornblenda-biotita tonalito foliado ou gnaiss tonalítico, amostra SB-24) (U-Pb SHRIMP em zircão, U. Cordani e L.M. Fraga, dados inéditos em Kroonenberg *et al.*, 2016). Vale ressaltar que os cristais de zircão dos granitoides Werekitto não mostram as bordas metamórficas ou perturbações internas observadas nos cristais provenientes dos paragnais de alto grau Amotopo (U. Cordani e L.M. Fraga informação verbal). Nessa visão, o Gnaiss Werekitto pode estar correlacionado com a Suíte Reislândia descrita no Brasil (Fraga *et al.*, 2013).

3.i. Formações Dalbana (Su) e Igarapé Paboca (Br) - PP3 α 1

Estas unidades vulcânicas afloram na porção central da área do projeto. A Formação Dalbana recebe os códigos 29 e 30 no Mapa Geológico do Suriname (GMD, 1977), referindo-se respectivamente a riolitos e riodacitos levemente metamorfizados e riolitos e dacitos mais intensamente recristalizados. Porém, as observações de campo na região do rio Sipaliwini (ver item 4) não permitiram a confirmação da presença destas duas variedades, que foram, assim, desconsideradas. Na área do projeto a Formação Dalbana encerra ignimbritos riolíticos a dacíticos, tufo e andesito, além riolitos e riodacitos com metamorfismo de baixo grau.

A Formação Igarapé Paboca (Castro *et al.*, 2014) foi definida na região do rio Trombetas (Folha SA.21-X-A), a sul da área do projeto e encerra rochas vulcânicas e piroclásticas intermediárias a ácidas com afinidades cálcio-alcálica de alto-K. Predominam andesitos e dacitos com traquiandesitos, traquitos, latitos, ignimbritos andesíticos, lamprófiros, tufo e brechas, subordinados (Barreto *et al.*, 2014; Castro *et al.*, 2014). As idades obtidas correspondem a 1992 ± 3 (Pb-Pb em zircão, Barreto *et al.*, 2014) e 1948 ± 6 Ma (U-Pb em zircão de Castro *et al.*, 2014).

Na área do projeto a Formação Igarapé Paboca apresenta alto gradiente magnético com anomalias magnéticas lineares de amplitudes muito elevadas. De maneira geral, a formação mostra um predomínio de baixos valores radiométricos; porém, com evidente contribuição relativa do canal de Potássio.

3.j. Granito Wonotobo (Su), Suíte Caxipacoré (Br) - PP3 γ 1

A unidade Granito Wonotobo foi proposta por Kroonenberg *et al.* (2016) para agrupar os granitoides de ampla distribuição no oeste do Suriname, abrangendo as unidades de código 22 (granitos finos e finos a médios) e 23 (granitos médios a grossos) do Mapa Geológico do Suriname (GMD, 1977). A partir das observações de campo ao longo do rio Sipaliwini e das sugestões dos geólogos Salomon Kroonenberg e Emond De Roever, estas unidades (código 22 e 23) foram unificadas.

No presente trabalho, (Hornblenda)-biotita granitos a granodioritos médios a grossos, localmente porfíricos, por vezes com tramas miloníticas de temperaturas moderadas a baixas, localmente com variedades mais finas, foram englobados no Granito Wonotobo.

A Suíte Caxipacoré compreende rochas graníticas, com subordinados granodioritos, quartzo monzonitos, quartzo sienitos, álcali quartzo sienitos e álcali granitos, mostrando afinidade cálcio-alcálica de alto-K e idades entre 1985 ± 5 Ma e 1977 ± 4 Ma (Castro *et al.*, 2014; Leal *et al.*, 2013). A unidade foi definida na região do rio Trombetas (Folha SA.21-X-A), a sul da área do projeto. O domínio magnético da Suíte Caxipacoré apresenta médio a alto gradiente magnético, caracterizado pela incidência de anomalias magnéticas lineares na direção E-W de alta amplitude. Entretanto, localmente, possui anomalias

magnéticas com baixa magnetização. As assinaturas radiométricas da suíte são caracteristicamente um domínio de baixos a altos valores radiométricos, que refletem a diversidade composicional das rochas.

3.k. Leucogranito Sipaliwini (Su, Br) - PP3 γ 2

Esta terminologia proposta por Kroonenberg *et al.* (2016) engloba leucogranitos, granitos granofíricos e granitos finos incluídos nas unidades com código 20 e 21 no Mapa Geológico do Suriname (GMD, 1977). Uma idade de 1980 ± 4 Ma (Pb-Pb evaporação em zircão) foi obtida para a unidade (De Roever *et al.*, 2010, 2015).

A continuidade destes granitoides para o Brasil foi cartografada com base na geofísica.

3.l. Gabro Lucie (Su), Rochas máficas-ultramáficas indiferenciadas (Br) - PP3 δ m1

Metagabronoritos, noritos e troctolitos, piroxenitos e peridotitos que receberam o código 31 no Mapa Geológico do Suriname (GMD, 1977), foram agrupados na unidade Gabro Lucie, com idade de 1985 ± 2 , por Kroonenberg *et al.* (2016).

No Brasil, rochas máficas e ultramáficas indiferenciadas, possivelmente correlatas ao Gabro Lucie são caracterizadas por anomalias magnéticas de amplitudes muito elevadas associadas à baixa concentração em radioelementos.

3.m. Muscovita Granito Coppename (Br, Su) -PP3 γ 3

Granitos com muscovita primária ou secundária e localmente megacristais de feldspato foram englobados na unidade Granito Coppename com idade de 1974 ± 2 Ma (Kroonenberg *et al.*, 2016). A continuidade desta unidade para o Brasil foi delineada através da geofísica.

3.n. Biotita-(hornblenda) granitos médios a grossos indiferenciados (Su), Suíte Rio Urubu (Br) -PP3Mgn

Os biotita-(hornblenda) granitos médios a grossos indiferenciados, aflorantes a SW das exposições do Grupo Coeroeni (código 23 no Mapa Geológico do Suriname, GMD, 1977), mostram continuidade com os granitoides e metagranitoides da unidade Southern Guiana Granite Complex (Berrangé, 1977), da Guiana, e Suíte Rio Urubu (Fraga *et al.*, 1999), do Brasil, unidades limitadas a norte pelas supracrustais do Cinturão Cauarane-Coeroeni. Desta forma, optou-se por cartografar estes biotita-(hornblenda) granitos da porção SW da área estudada como correlatos aos granitoides Rio Urubu e Southern Guiana. Para a Suíte Rio Urubu idades U-Pb SHRIMP e Pb-Pb em zircão no intervalo 1,94-1,93 Ga (Gaudette *et al.*, 1996; Fraga *et al.*, 1999a) foram mencionadas. Para os granitoides do Southern Guyana Granite Complex, Nadeau *et al.* (2013) cita idades no intervalo 1,98-1,92 Ga.

O domínio magnético da Suíte Rio Urubu, no Brasil, apresenta relevo magnético moderado, caracterizado por anomalias magnéticas lineares na direção E-W de média amplitude; além disso, possui anomalias magnéticas lineares e subcirculares de alta frequência e alta amplitude. As assinaturas radiométricas da Suíte Rio Urubu são caracteristicamente um domínio de baixos a moderados valores radiométricos.

3.o. Grupo Iricoumé (Br), Grupo Kuyuwini (Su): PP3 α 2

Rochas vulcânicas, levemente metamorizadas aflorantes a nordeste e a sudoeste das exposições das supracrustais de alto grau metamórfico do Gnaisse Amotopo, foram relacionadas à Formação Dalbana e receberam códigos 29 e 30 no Mapa Geológico do Suriname (GMD, 1977) (De Vletter *et al.*, 1998). No presente trabalho, porém, as rochas vulcânicas identificadas a sudoeste das exposições do Gnaisse Amotopo foram reinterpretadas como correlatas ao Grupo Kuyuwini definido na Guiana, (Berrangé, 1977) e ao Grupo Iricoumé no Brasil, e não a Formação Dalbana. Esta reinterpretação é relevante, já que dados isotópicos no Brasil têm demonstrado que os vulcanitos desta porção do escudo são 100 Ma mais jovens do que aqueles relacionados às unidades Surumu no Brasil e Iwokrama na Guiana e Dalbana no Suriname.

O Grupo Kuyuwini inclui rochas vulcânicas ácidas a intermediárias “levemente” metamorfizadas com subordinadas rochas sedimentares e intrusões subvulcânicas. O Grupo Iricoumé abrange rochas efusivas, piroclásticas e algumas hipoabissais de composições ácidas a intermediárias, com predomínio de termos riolíticos a dacíticos. O grupo exhibe afinidade com magmatismo do tipo-A (Barreto *et al.*, 2014, entre outros) e idades no intervalo 1,89-1,88 Ga (Castro *et al.*, 2014; Valério *et al.*, 2009; Macambira *et al.*, 2002; Costi *et al.*, 2000). O Grupo Iricoumé apresenta gradiente magnético médio a alto, caracterizado pela incidência de anomalias magnéticas lineares de alta frequência na direção EW e, também, por pequenas anomalias magnéticas subcirculares isoladas. As assinaturas radiométricas são caracterizadas por altos valores radiométricos, principalmente no canal do Potássio.

3.p. Granito Indiferenciado (Su), Suíte Mapuera (Br): PP3 γ 4

Corpos de granito granofírico aflorantes no extremo SW do Suriname (código 21 no Mapa Geológico do Suriname, GMD, 1977), são neste trabalho correlacionados aos granitoides subvulcânicos do Grupo Kuyuwini, descritos por Berrangé (1977) na Guiana, e aos corpos graníticos da Suíte Intrusiva Mapuera, definida no Brasil. Esta reinterpretação tomou por base o fato de que as unidades Mapuera e granitoides subvulcânicos mostram continuidade física para o território do Suriname. A Suíte Intrusiva Mapuera engloba sienogranitos e monzogranitos, com subordinados monzonitos, sienitos e álcali-feldspato granitos, geralmente avermelhada ou acinzentada, com afinidade do tipo-A (Haddad e Faria, 2000; Almeida *et al.*, 2007) além de corpos charnoquíticos (Santos, 2003). Para a região do rio Trombetas (Folha SA.21-X-A), a sul da área do projeto, Castro *et al.* (2014), obtiveram duas idades Pb-Pb em zircão de 1889 ± 2 e 1861 ± 20 Ma, compatíveis com o vulcano-plutonismo Uatumã (Klein *et al.*, 2012 e referências mencionadas).

O padrão geofísico da Suíte Mapuera apresenta relevo magnético moderado, caracterizado por anomalias lineares de média amplitude e por superfícies magnéticas aplainadas (relevo magnético suave). As anomalias radiométricas da Suíte Mapuera apresentam-se como faixas alongadas na direção NW, com formas lenticulares, que refletem a geometria dos corpos, e predominância de altos valores radiométricos.

3.q. Granitoides Indiferenciados (Br): PP3 γ 5

Corpos granitoides interpretados através de suas características geofísicas e padrões de relevo foram agrupados nesta unidade.

Alguns corpos são elípticos ou circulares, claramente intrusivos nas unidades vizinhas, com baixa magnetização e altos valores radiométricos, possivelmente correspondendo a granitoides do tipo-A. Nesses corpos ocorrem bordas fortemente magnéticas.

Ocorrem também corpos, sem o aspecto circular tão evidente, caracterizados por baixo gradiente magnético, relevo magnético suave (superfícies magnéticas aplainadas), sendo alguns corpos associados a altos valores de susceptibilidade magnética. As assinaturas radiométricas indicam alta concentração em radioelementos.

3.r. Rochas máficas-ultramáficas indiferenciadas (Br): PP3 δ m2

Corpos de rochas máficas-ultramáficas indiferenciadas discriminados no Brasil na região afetada pelo magmatismo Uatumã e na porção sudoeste do Suriname, foram tentativamente agrupados nesta unidade, interpretada como crono-correlata a este magmatismo.

3.s. Olivina Dolerito Käyser (Su 17): MP1 δ

Diques orientados segundo NW-SE ocorrem na parte SW do Suriname, e mostram características químicas e mineralógicas distintas daquelas dos diques Avanavero e Apatoe (Bosma *et al.*, 1984).

Correspondem a diabásio com abundante olivina e comumente também biotita titanífera, clinopiroxênio e anfíblio. De Roever *et al.* (2003b) obtiveram uma idade Ar-Ar em biotita de 1501 ± 5 Ma para um destes diques caracterizando a unidade Dolerito Kaiser.

Na área do projeto, os diques dispostos na direção NW-SE foram tentativamente relacionados a esta unidade.

3.t. Sienito Mutum (Br) Suíte Alcalina Muri (Su): MP3 λ

Rochas alcalinas ocorrem em corpos associados a anomalias de relevo, tendendo a circulares, sendo que o mais conspicuo situado ao longo da fronteira Brasil-Suriname foi originalmente identificado por Issler *et al.* (1975) durante o Projeto RADAM e denominado Sienito Mutum. No Suriname é referido como Suíte Alcalina Muri. Como menciona Kroonenberg *et al.* (2016 e referências citadas) esta ocorrência nas montanhas Muri, é composta por dois corpos de nefelina sienito e tinguaito. Nadeau (2014) obteve recentemente uma idade de 1090 Ma para rochas da Suíte Alcalina Muri.

Uma colina cônica nas cercanias dos corpos da montanha Muri é interpretada como possível carbonatito, estando capeada por laterita com altos valores de Nb e Sr. O solo é caracterizado por radioatividade alta e é rico em ETR-fosfatos e vários autores mencionam a fenitização (metassomatismo sódico) nas rochas encaixantes (ver Kroonenberg *et al.*, 2016 e referências citadas).

3.u. Dolerito Apatoe (Su), Diabásio Taiano (Br): T3J1 δ

Diques de pigeonita diabásio com direção N-S a NNE-SSW (código 15 no Mapa Geológico do Suriname, GMD, 1977) cortam as unidades mais antigas no Suriname e no Brasil estando provavelmente relacionados à abertura do oceano Atlântico Sul. Estes diques são reunidos sob a designação de Dolerito Apatoe, Suriname, e Diabásio Taiano (Reis *et al.*, 2008) no Brasil. Uma idade de $196,0 \pm 1,7$ Ma foi obtida para a unidade na Guiana Francesa (K-Ar, Nomade *et al.*, 2000).

3.v. Cobertura Detrítico - Laterítica (Br- Q3Sar) e Depósitos Aluvionares (Br-PSdl)

Áreas cartografadas como Cobertura Detrítico - Laterítica ou como Depósitos Aluvionares, foram delineados através da interpretação de imagens de sensores remotos.

4. GEOLOGIA DA REGIÃO DO RIO SIPALIWINI

Conforme mencionado na introdução desta nota explicativa, a área do Rio Sipaliwini foi foco de uma campanha de campo de 10 dias entre 2 e 12 de outubro de 2013, com a participação de equipes do Suriname e do Brasil, e resultou em uma revisão da geologia da área.

Trinta e três afloramentos foram descritos e 61 amostras de rochas foram coletadas para estudos adicionais, incluindo análises petrográficas no Serviço Geológico do Brasil. Cinquenta e uma secções delgadas foram preparadas e estudadas pela Dra. Ana Maria Dreher, com a colaboração da Dra. Lêda Maria Fraga nas descrições microtectônicas. Os resultados foram discutidos com a delegação do Suriname, representada por Dr. Salomon Kroonenberg e Edmond De Roever, durante nossa última reunião técnica em Paramaribo (outubro de 2015).

A integração dos dados de campo e dos resultados laboratoriais para cada uma das unidades litológicas identificadas é apresentada abaixo, assim como as possíveis correlações com unidades litoestratigráficas reconhecidas no norte do Brasil e na parte central da Guiana (Fig. 3).

As figuras 5 e 6 ilustram, respectivamente, o Mapa Geológico do Suriname (GMD, 1977) e o Mapa Geológico da Fronteira Brasil-Suriname, recortados para a região do rio Sipaliwini. A localização dos afloramentos descritos durante os trabalhos de campo encontra-se ilustrada nas citadas figuras.

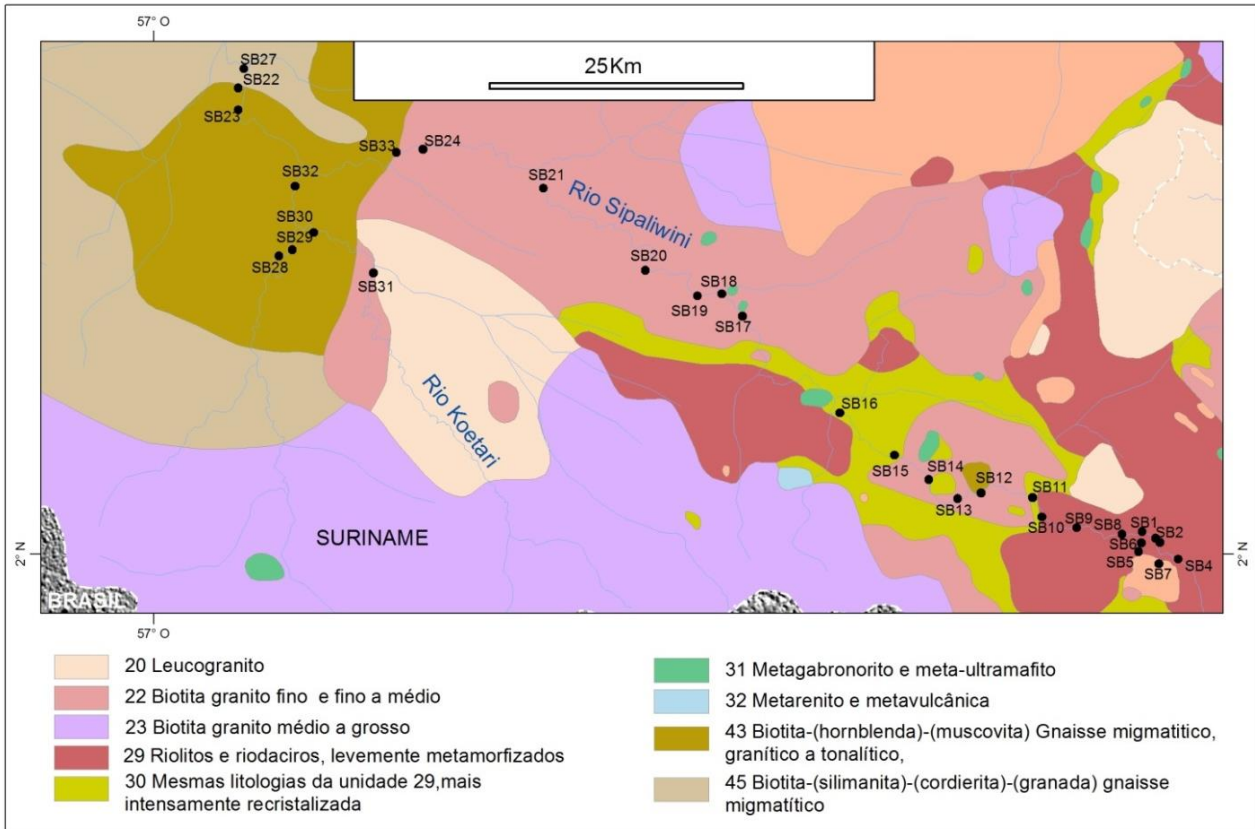


Figura 5. Mapa Geológico do Suriname (GMD, 1977), com a localização dos afloramentos descritos pela equipe binacional na região do rio Sipaliwini.

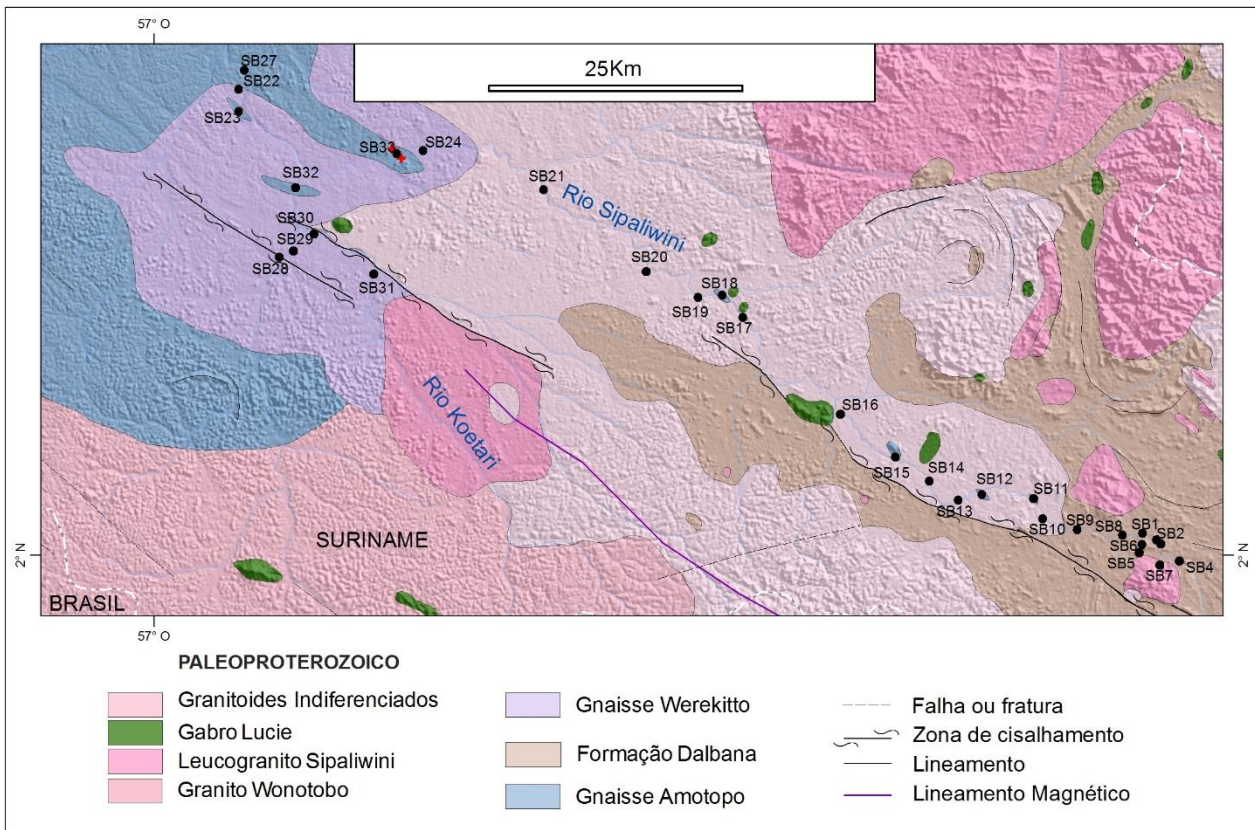


Figura 6. Mapa Geológico da Fronteira Brasil-Suriname simplificado, com a localização dos afloramentos descritos pela equipe bi-nacional na região do rio Sipaliwini.

4.a UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

4.a.1. Gnaiss Amotopo - Rochas Metassedimentares de Alto Grau Metamórfico

Conforme discutido nos itens 2 e 3, neste trabalho, utiliza-se o termo “Amotopo” para reunir as rochas de alto grau metamórfico com origem supracustal inquestionável. Estas rochas afloram em áreas onde constam no Mapa Geológico do Suriname as unidades 43 e 45, referentes ao Grupo Coeroeni, mas também em áreas cartografadas como Granito fino (unidade 22) e riolitos e riolitos levemente metamorfizados (Formação Dalbana, unidades 29 e 30) (Figs 5 e 6).

Aspectos Macroscópicos

Foram observados gnaisses aluminosos representados por quartzo-feldspato-biotita-(granada) gnaisses variando de finos a grossos, com coloração acinzentada, em geral migmatíticos, com bandamento metamórfico milimétrico a centimétrico, realçado pela presença de veios leucossômicos de 1 a 2 cm de largura (Fig. 7a).



Figura 7. Aspectos de campo das rochas do Gnaiss Amotopo. (a) Paragneiss bandado (afloramento SB-23); (b) Veios leucossômicos centimétricos a decimétricos cortam o bandamento metamórfico a alto ângulo (afloramento SB-32); (c) Veio pegmatítico (P) de mais de 4 m de largura cortando o paragneiss (afloramento SB-26); (d) Bandamento centimétrico em rocha calcissilicática (afloramento SB-25).

Ocorrem também veios leucossômicos cortando a foliação e o bandamento metamórfico da rocha a ângulos altos, indicando assim a presença de pelo menos duas gerações desses veios (Fig. 7b). Veios pegmatíticos são muito comuns nos afloramentos SB-26 e SB-32 (Fig. 7c). Outro litotipo considerado como parte da unidade Amotopo corresponde a um muscovita-biotita granodiorito (SB-33) acinzentado, médio, com bandamento composicional centimétrico a decimétrico, conferido pela variação no conteúdo em minerais máficos e incluindo enclaves (xenólitos?) de anfibolito.

Foram ainda identificadas no contexto do Gnaiss Amotopo rochas com bandamento de espessuras centimétricas a decimétricas (SB-25 e SB-27), marcado pela alternância de bandas de coloração cinza-escuro, compostas por metachert ferrífero, bandas mais finas, esverdeadas, constituídas por anfibolito, e bandas claras, calcissilicáticas (Fig. 7d). Estas rochas bandadas foram coletivamente descritas como calcissilicáticas.

Petrografia e microtectônica

A classificação e composição mineralógica estimada de 17 amostras estudadas ao microscópio são apresentadas na Tabela 2.

Tabela 2. Classificação petrográfica e porcentagem modal estimada de rochas do Gnaiss Amotopo.

Amostra	Classificação	Qtz	Pl	Afs	Bt	Ms	Hbl	Act	Cp _x	Op	Ser	Chl	Ep	Brt	Grt	Cal	Ttn	Ap	Aln	Zrn
SB-18	Bt-qtz-afs-pl gnaiss	20	51	20	7					1	tr		1					tr		
SB-26 A	Ms-bt-qtz-pl-afs gnaiss	22	20	34	20	4				tr	tr							tr		tr
SB-32 A	Bt-qtz-pl-afs gnaiss bandado	25 20	15 39	52 20	7 20					1 1	tr tr						?	tr -	tr tr	tr tr
SB-32 B	Bt-qtz-afs-pl gnaiss	20	40	25	13					1		tr	tr				1	tr	tr	
SB-32 C	Bt-pl-qtz-afs gnaiss	22	20	48	9					1	tr	tr	tr					tr	tr	tr
SB-22 B	Pegmatito granítico	13	5	80		2														
SB-27 C	Pegmatito granítico	20	20	60		Tr														
SB-33 A	Ms-bt granodiorito	20	41	7	20	12				tr										
SB-33 B 1	Qtz-bt anfibolito	6	30		8		40			4		3	8				1		tr	
SB-33 B 2	Qtz anfibolito	5	28		3		47			5	tr	2	10				tr	tr	?	
SB-23	Qtz-bt anfibolito	10	40		15		30				tr		4			tr	1	tr		
SB-25	Cpx-qtz anfibolito	25	10				50		6	tr	tr		5				4	tr		
SB-25 A 1	Cpx anfibolito bandado	8	2				25	15	33				15	tr	tr	tr	2			
SB-26 B	Qtz anfibolito	20	10				66				tr		tr				4	tr		
SB-27 B	Qtz-cpx anfibolito	15	8				53		18	tr	tr						3	tr	tr	
SB-25 A	Cpx-qtz granofels	51					4		40	4				tr		1	tr	tr		
SB-27 A	Act-pl-cpx-qtz granofels	35	17					16	28	tr	tr		tr				tr	4	tr	

Qtz = quartzo; Pl = plagioclásio; Afs = feldspato alcalino; Bt = biotita; Ms = muscovita; Act = actinolita; Cpx = clinopiroxênio; Op = minerais opacos; Ser = sericita; Chl = clorita; Ep = epidoto; Brt = barita; Grt = granada; Cal = calcita; Ttn = titanita; Ap = apatita; Aln = alanita; Zrn = zircão; tr = traços (< 1%).

Os paragnaises aluminosos são em geral de granulação fina, textura granolepidoblástica, compostos, por feldspatos, quartzo e biotita (Fig. 8a), podendo ocasionalmente conter também muscovita. Em alguns gnaisses o feldspato dominante é o plagioclásio, em outros, predomina o microclínio, havendo tipos que exibem bandas alternadas com diferentes composições, inclusive nos teores de biotita (ver amostra SB-32 A, Tabela 2). A biotita nos paragnaises é marron-escuro ou, mais comumente, marron esverdeada, e abrange entre 7 e 20% do volume das rochas. A muscovita, quando presente, normalmente se associa à biotita, porém tende a constituir lamelas maiores, em geral poiquiloblásticas, e que não seguem a mesma

direção ou mesmo se atravessam sobre a biotita (Fig. 8b). Apatita, zircão, alanita, titanita, epidoto e minerais opacos são componentes acessórios nestas rochas.

Petrograficamente o muscovita-biotita granodiorito (SB-33) exibe textura granular média a grossa e não é foliado (Fig. 8c). Seus componentes félsicos são plagioclásio oligoclásico idio- a subidiomórfico, quartzo xenomórfico e microclínio. Os máficos são biotita marron algo esverdeada e muscovita, a última encontrada associada à biotita, recobrando o microclínio ou formando agregados arredondados que sugerem pseudomorfose sobre antigos cristais de cordierita (Fig. 8c).

Zircão e minerais opacos são raros na rocha. O enclave de anfibolito (xenólito?) observado no granodiorito apresenta textura granonematoblástica fina, com foliação evidente, contendo hornblenda verde-azulado-escuro e massas de sericita e epidoto substituindo cristais de plagioclásio. Biotita cloritizada e quartzo são componentes mais raros. Os minerais acessórios são minerais opacos com bordas de titanita, apatita e alanita escassa.

As rochas calcissilicáticas foram classificadas ora como anfibolitos, ora como granofelses (ver Tabela 2) em função de suas composições e texturas. São rochas, em geral, bandadas, de granulação fina a grossa, com texturas granoblásticas a granonematoblásticas.

Os anfibolitos são muito ricos em anfibólio, representado geralmente por uma hornblenda verde azulada escura, tendo plagioclásio e quartzo situados em meio aos anfibólios. Parte dos anfibolitos contém também um anfibólio verde-claro, do grupo da tremolita-actinolita, além de biotita cloritizada e plagioclásio fortemente substituído por sericita e epidoto. O acessório mais comum nos anfibolitos é a titanita, seguido de apatita, minerais opacos, em geral ilmenitas, rodeadas por coroas de titanita, e eventualmente alanita.

Alguns anfibolitos são fortemente bandados, com níveis mais espessos contendo hornblenda e plagioclásio, alternados com camadas finas à base de quartzo e clinopiroxênio (Fig. 8d). Estes anfibolitos são considerados como paraderivados por Ana Maria Dreher (este trabalho), enquanto na visão de Salomon Kroonenberg (este trabalho) poderiam corresponder a metabasitos.

Os granofelses são compostos principalmente por quartzo e clinopiroxênio incolor ou verde-claro, das variedades diopsídeo ou diopsídeo-hedenbergita (Fig. 8e), contendo ainda plagioclásio cálcico, hornblenda verde-azulada, tremolita-actinolita verde pálida, epidoto, apatita e titanita, além de minerais opacos. Alguns destes granofelses contêm adicionalmente calcita, barita e granada marrom-claras distribuídas ao longo de certas bandas (Fig. 8f).

Os pegmatitos são hololeucocráticos e de composição granítica, constituídos por cristais bem formados, centimétricos, de microclínio pertítico, quartzo, plagioclásio sódico subidiomórfico, e lamelas de muscovita que geralmente estão situadas entre os feldspatos e o quartzo, além de apatita esverdeada.

Metamorfismo

Na área mapeada, os paragnaisse aluminosos da unidade Amotopo não contêm minerais-chave de metamorfismo, como p. ex. silimanita ou cordierita. Além de quartzo e feldspatos, apenas biotita e ocasionalmente muscovita ocorrem como minerais varietais (Figs. 8a, b) nestas rochas. Entretanto, em outras porções do Escudo das Guianas foi possível caracterizar uma fase metamórfica principal de baixa pressão na fácies anfibolito-superior afetando paragnaisse correlacionáveis ao Gnaisse Amotopo (Kroonenberg, 1976; CPRM, 2010). A presença de agregados arredondados de muscovita sugestivos de pseudomorfose sobre cordierita no muscovita-biotita granodiorito do afloramento SB-33 levou Salomon Kroonenberg (este trabalho) a sugerir que esta possível cordierita refletiria esta principal fase de metamorfismo na área do projeto. Por outro lado, o bandamento gnáissico e a presença de pegmatitos e de camadas e veios leucocráticos que são indicativos de fusão parcial verificados no campo em meio aos paragnaisse constituem evidências de que o metamorfismo sobre o Gnaisse Amotopo atingiu, certamente, o fácies anfibolito-superior. Além disso, nas rochas calcissilicáticas ocorre com frequência um piroxênio cálcico, da série diopsídeo-hedenbergita (Figs. 8d, e, f), também demonstrando que o metamorfismo alcançou o fácies anfibolito de mais alta temperatura.

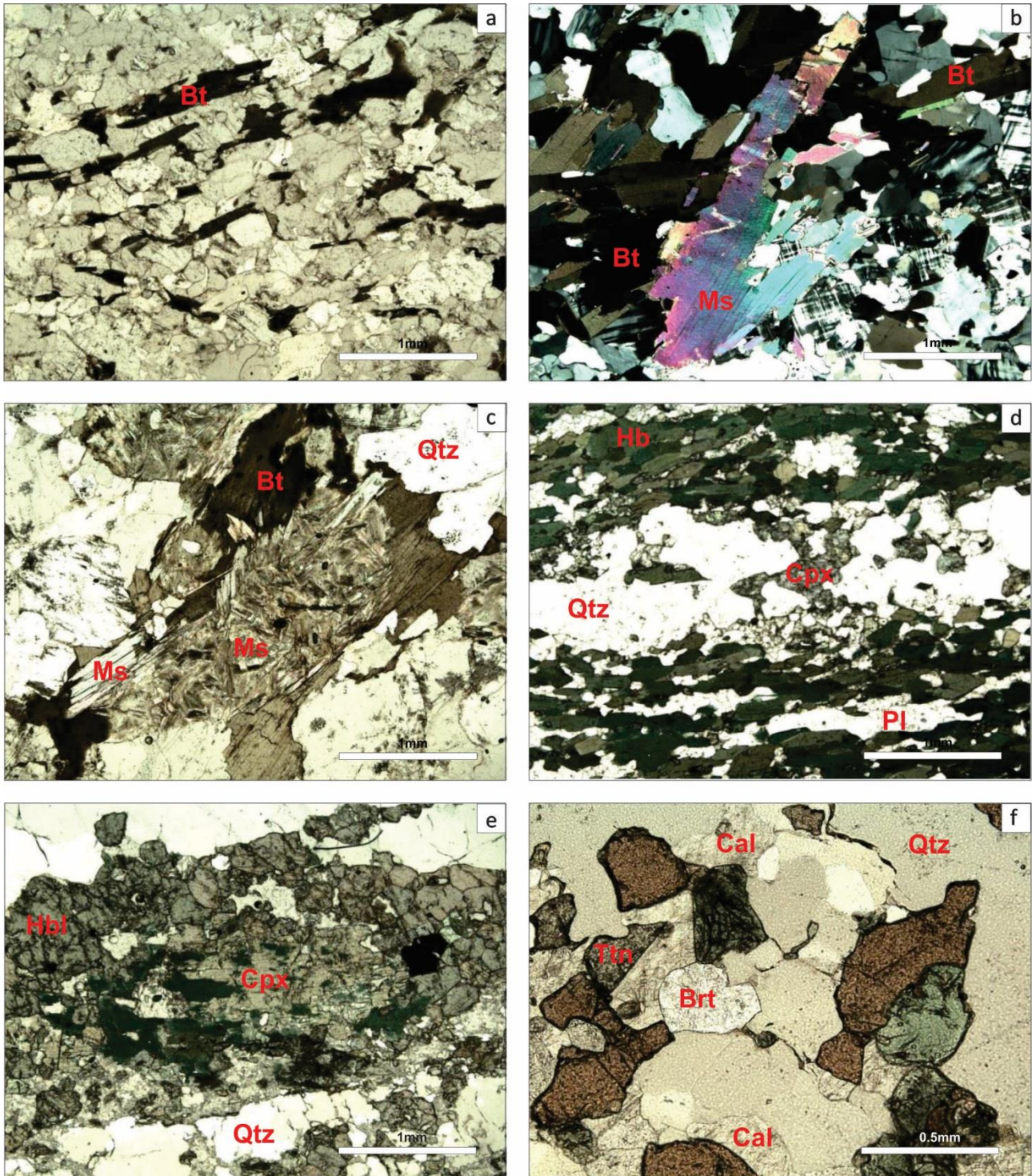


Figura 8. Aspectos microscópicos das rochas do Gnaiss Amotopo. (a) Paragneiss aluminoso fino, composto por feldspatos (microclínio, plagioclásio), quartzo e biotita (Bt). Lâmina SB-32B, luz plano-polarizada. Escala = 1 mm; (b) Muscovita-biotita gnaiss, contendo grandes lamelas de muscovita (Ms) que se atravessam sobre a biotita (Bt). Lâmina SB-26A, polarizadores cruzados. Escala = 1 mm; (c) Muscovita-biotita granodiorito, mostrando agregados de muscovita fina que sugerem pseudomorfose sobre primitivos cristais de cordierita. Lâmina SB-33 A, luz plano-polarizada. Escala = 1 mm. (d) Anfibolitito verde azulada escura (Hbl) e plagioclásio (Pl), alternadas com níveis de quartzo (Qtz) e clinopiroxênio (Cpx). Lâmina SB-25, luz plano-polarizada. Escala = 1mm; (e) Granofels calcissilicático composto principalmente por diopsídeo-hedenbergita (Cpx) e quartzo formado por camadas ricas em hornblenda (Qtz), com quantidade menor de hornblenda verde-azulada (Hbl). Lâmina SB-25 A, luz plano-polarizada. Escala = 1 mm; (f) Detalhe de uma banda quartzosa em granofels, mostrando a associação de diopsídeo-hedenbergita verde (Cpx), titanita (Ttn), granada marron clara (Grt), calcita (Cal) e barita (Brt). Lâmina SB-25 A, luz plano-polarizada. Escala = 0,5 mm.

Nos paragnaisses, por outro lado, a muscovita ocorre em geral em cristais bem desenvolvidos e poiquilíticos, que substituem e se atravessam sobre a biotita sem obedecer à mesma orientação da mica escura (Fig. 8b). Esta feição sugere um segundo evento ou fase de metamorfismo, de caráter estático e da fácies anfíbolito algo mais baixo, possivelmente ligada a efeito térmico produzido pelas intrusões graníticas da unidade Wonotobo sobre as rochas do Gnaiss Amotopo.

Idades e Correlações

Como descrito no item 3.g idades Pb-Pb de evaporação em zircão entre 2080 e 2890 Ma (De Roever *et al.*, 2015) foram obtidas para um cordierita tonalito e idades U-Pb SHRIMP em zircão de 2079 ± 19 Ma, $2050,8 \pm 5$ e 1986 ± 5 Ma (U. Cordani e L.M. Fraga, dados inéditos em Kroonenberg *et al.*, 2016) foram calculadas para gnaisses metapelíticos de fácies anfíbolito a granulito. Os últimos dois valores são respectivamente relacionados ao núcleo do cristal de zircão e sua borda metamórfica, tendo sido interpretados como reflexo da fonte da bacia e da última perturbação isotópica do sistema associada ao magmatismo de idade $\sim 1,98$ Ga (U. Cordani e L.M. Fraga informação verbal), ou como reflexo das fases metamórficas M1 e M2 de um único evento metamórfico (Kroonenberg *et al.*, 2016) (ver discussões nos itens 2 e 3).

Os litótipos mapeados na unidade Gnaiss Amotopo são correlacionáveis ao Grupo Cauarane no Brasil e a parte supracrustal do Complexo Kanuku na Guayana.

4.a.2. Granitoides foliados e gnaisses Werekitto

Foram incluídas na unidade Werekitto três grupos de granitoides e gnaisses com texturas/estruturas distintas:

- a) Granitoides composicionalmente bandados com foliação magmática e texturas ígneas preservadas (afloramento SB-24);
- b) Gnaisses e granitoides com foliação bem desenvolvida (afloramentos SB-22 e SB-28) e feições microtectônicas indicando deformação em estado sólido sob temperaturas altas;
- c) Granitoides foliados sem registro de deformação em estado sólido sob temperaturas altas, mostrando tramas miloníticas compatíveis com temperaturas baixas a moderadas.

No contexto do presente trabalho, na escala de 1:1.000.000, não foi possível a discriminação de grupos de rochas textural e estruturalmente distintas em unidades específicas, tendo se optado por incluí-las todas na unidade Werekitto.

Estes granitoides e gnaisses afloram em áreas representadas no Mapa do Suriname (Figs. 5 e 6) como Granito fino, unidade 22, e Biotita gnaisses migmatíticos de composição granítica a tonalítica, unidade 43, Grupo Coeroeni.

Aspectos Macroscópicos

De uma forma geral, os gnaisses e granitoides variam de biotita-(hornblenda) monzogranitos a tonalitos (ou quartzo-diorito), sendo comumente acinzentados e magnéticos (Figs. 9, 10).

Na estação SB-24 foi observado um afloramento fantástico de rocha com bandamento composicional centimétrico a decimétrico e vários enclaves máficos dispostos em corpos lenticulares, por vezes boudinados. Analisando-se o afloramento em três dimensões verificou-se que os enclaves exibem a geometria de S-L tectonitos, e o que as figuras 9a e 9b retratam é o efeito do corte a baixo ângulo do bandamento. As bandas são constituídas por granodioritos e tonalitos com distintos conteúdos em minerais máficos e diferentes granulações (Fig. 9d) sendo o contato entre elas difuso ou nítido.

Um aspecto relevante é que as rochas que compõem as diferentes bandas não parecem registrar deformação em estado sólido importante, que possa ser responsável pela estruturação do afloramento. Internamente essas bandas mostram por vezes feldspatos em cristais tabulares, com



Figura 9. Aspectos macroscópicos do granitoide Werokitto com bandamento composicional no afloramento SB-24. (a) Bandamento composicional e enclaves máficos em corte subparalelo ao bandamento, o que “simula” boudinage muito acentuada; (b) Detalhe do bandamento composicional; (c) (d) Detalhes dos diferentes granitoides que compõem as bandas e do bandamento interno, sem a presença de foliação.

orientação preferencial indicando a presença de foliação magmática (Fig. 9c). Na Figura 9 d observa-se uma banda de granitoide grosso, sem vestígios de foliação. O bandamento da rocha é interpretado como herança de processos ígneos relacionados à colocação do corpo magmático.

Ressalte-se que na concepção de Salomon Kroonenberg (este trabalho) as feições, de orientação de cristais de plagioclásio e bandamento composicional, podem ocorrer em grauvas de proveniência metavulcânica e plutônica. Este mencionado pesquisador interpreta as variedades litológicas observadas no afloramento SB-24 como de origem supracrustal e chama a atenção de que a textura das rochas coletadas neste afloramento está de acordo com sua natureza metamórfica.

Nos afloramentos SB-22 e SB-28 ocorrem biotita (hornblenda) gnaisses grossos, de coloração acinzentada (Fig. 10 a, b, c). Na estação SB-22 foram observados enclaves lenticulares, de dimensões centimétricas, compostos de rocha máfica fina assim como um veio pegmatítico de aproximadamente 3m de largura, com quartzo, feldspato alcalino formando textura gráfica, cristais centimétricos de biotita e muscovita em *booklets* cortando o biotita-hornblenda gnaiss (Fig. 10 b).

Os granitoides protomiloníticos observados nas estações SB-30 e 31 correspondem a biotita-(hornblenda) monzogranitos a granodioritos, magnéticos, cinza a creme, com minerais máficos (entre 10% e 15%) dispostos em agregados lenticulares orientados. No afloramento SB-29 a rocha é rósea e a foliação bem desenvolvida (Fig. 10d).

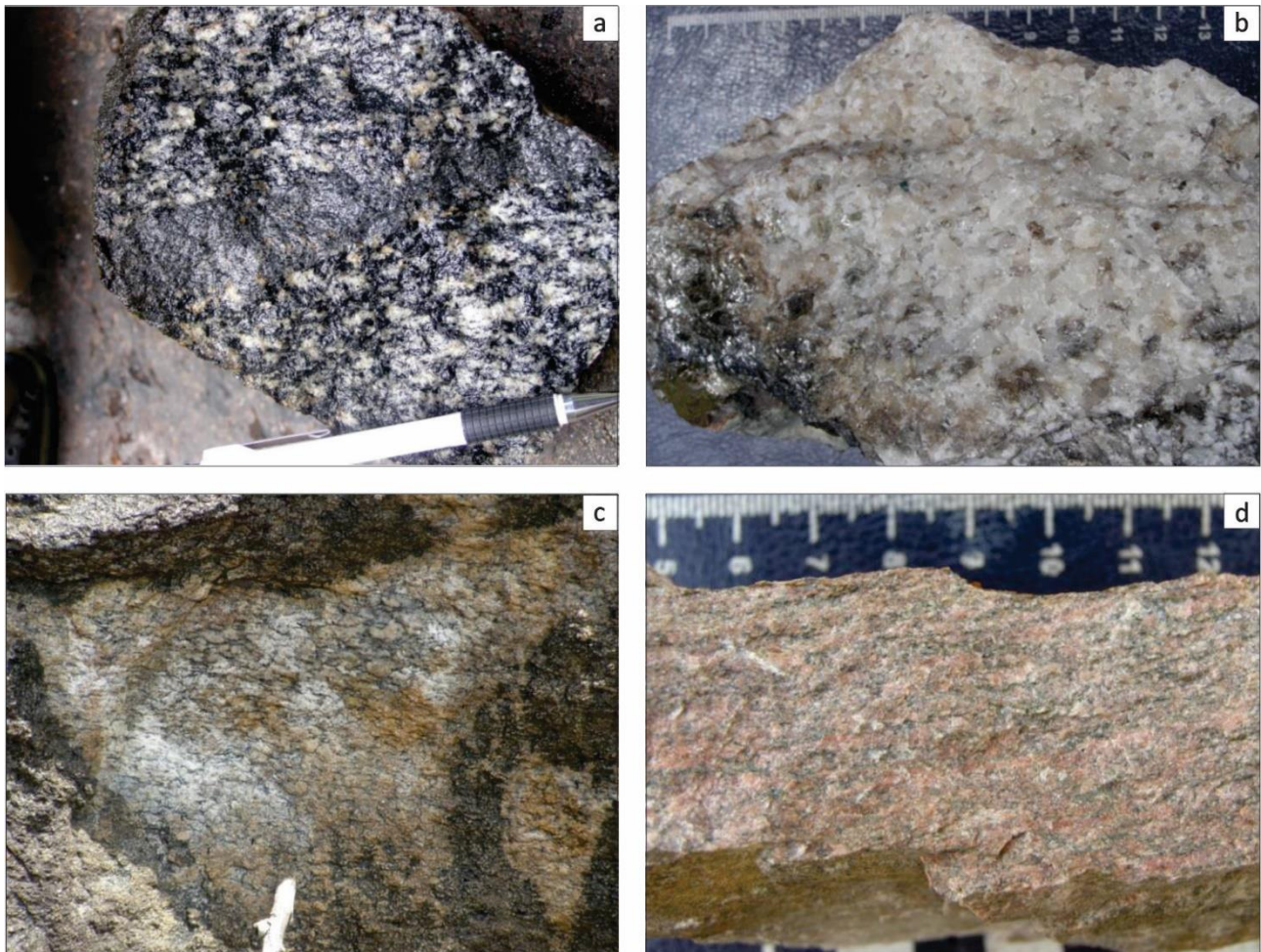


Figura 10. Aspectos macroscópicos dos granitoides e gnaisses da unidade Werekitto. (a) Biotita-hornblenda gnaisse (afloramento SB-22); (b) Detalhe de pegmatito cortando o biotita-hornblenda gnaisse (afloramento SB-22); (c) Biotita gnaisse (afloramento SB-28); (d) Granitoide róseo milonítico (afloramento SB-29).

Petrografia e Microtectônica

A Tabela 3 apresenta a classificação e composição mineralógica aproximada de 9 amostras de granitoides e gnaisses da unidade Werekitto e de 2 enclaves encontrados dentro destas rochas.

Dentre os granitoides composicionalmente bandados do afloramento SB-24 predominam tonalitos grossos a finos com texturas granulares. No tipo mais grosso observou-se uma foliação definida pela orientação dos cristais tabulares idiomórficos de plagioclásio e dos componentes máficos, como biotita esverdeada e hornblenda verde-azulada, interpretada como uma foliação magmática (Fig. 11a, b). Nesta rocha o plagioclásio possui maclas duplas albíta-Carlsbad, algumas antipertitas e um zoneamento acentuado. O quartzo ocorre em grãos bastante alongados, internamente divididos em subgrãos e novos grãos, que juntamente com o microclínio e os minerais máficos ajustam-se a espaços entre os plagioclásios. Epidoto, minerais opacos, titanita, apatita e calcita são fases acessórias.

No mesmo afloramento SB-24 foi estudada uma banda granodiorítica (SB-24B) de granulação média a fina exibindo textura granular xenomórfica. Nesta rocha o plagioclásio possui maclas do tipo albíta nítidas e algumas maclas do tipo Carlsbad, mas geralmente não apresenta zoneamentos ígneos claros. O quartzo e o microclínio são xenomórficos, sendo que o primeiro mineral mostra extinção ondulante e sinais de recristalização. A biotita marron, e a hornblenda de coloração verde-azulada, mostram tendência à orientação preferencial. Epidoto, apatita, zircão e alanita estão presentes em quantidades acessórias.

Tabela 3. Classificação de composição mineralógica estimada dos gnaisses e granitoides da unidade Werekitto.

Amostra	Classificação	Qtz	Pl	Afs	Bt	Hbl	Op	Ser	Chl	Ep	Cal	Fl	Aln	Ttn	Ap	Zrn
SB-28	Bt monzogranito gnáissico	20	23	41	14		1	tr					tr	1		tr
SB-31 A	Bt monzogranito protomilonítico	18	33	40	8		tr	1		tr			tr	tr	tr	
SB-30	Bt-hbl granodiorito protomilonítico	20	40	18	4	16	tr	tr		2				tr	tr	tr
SB-29	Bt-chl granodiorito protomilonítico c/ Banda monzogranítica	18 30	45 30	25 40	2		2		10 tr	tr tr			tr	2 tr	tr	tr
SB-29 A	Chl granodiorito protomilonítico	20	44	23			2	tr	9	tr		2	tr	tr	tr	tr
SB-24 B 1	Bt-hbl granodiorito bandado	21	33	5	18	22	tr			1					tr	tr
SB-24 A	Hbl-bt tonalito foliado	23	60	4	10	4	1	tr		2	tr			1	tr	
SB-24 B 2	Hbl-bt tonalito foliado	20	47	3	20	7	tr			3	tr			tr	tr	
SB-22 A	Bt- hbl quartzodiorito gnáissico	5	48		9	35	3	tr					tr		tr	
SB-15 (Enclave)	Hbl qtz diorito porfiritico foliado	5	52		3	40	tr	tr	tr						tr	
SB-24B(Enclave)	Bt-hbl diorito porfiritico foliado		52		17	28	tr	tr		3			?	tr	tr	

Qtz = quartzo; Pl = plagioclásio; Afs = feldspato alcalino; Bt = biotita; Hbl = hornblenda; Op = minerais opacos; Ser = sericita; Chl = clorita; Ep = epidoto; Cal = calcita; Fl = fluorita; Aln = alanita; Ttn = titanita; Ap = apatita; Zrn = zircão; tr = traços (< 1%)

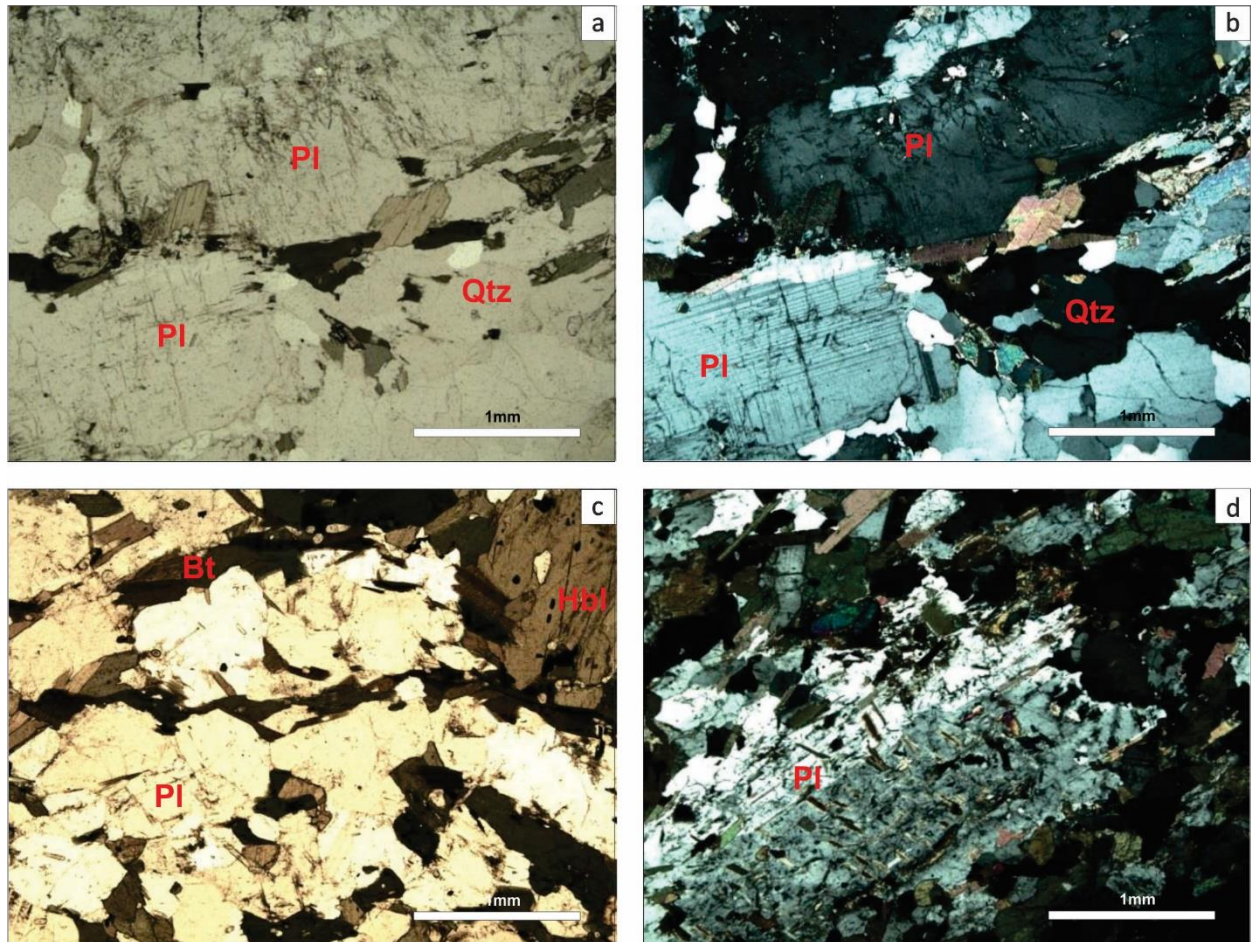


Figura 11. Aspectos microscópicos dos granitoides Werekitto. (a) Hornblenda-biotita tonalito de granulação grossa, com uma foliação definida pela orientação dos componentes máficos, como biotita (Bt) e hornblenda (Hbl), e dos cristais tabulares e zonados de plagioclásio (Pl). Lâmina SB-24 A, luz plano-polarizada. Escala = 1 mm; (b) Mesma imagem anterior sob polarizadores cruzados. Lâmina SB-24 A. Escala = 1 mm; (c) Biotita (Bt)-hornblenda (Hbl) quartzo diorito mostrando uma estrutura gnáissica. Lâmina SB-22 A, luz plano-polarizada. Escala = 1 mm (d) Fenocristal de plagioclásio (Pl) com maclas albíta-Carlsbad em enclave diorítico. Este enclave ocorre incluso em rochas tonalíticas a granodioríticas. Lâmina SB-24 B, polarizadores cruzados. Escala = 1 mm.

O biotita-hornblenda gnaiss quartzo-diorítico da amostra SB-22A exibe granulação irregular, grossa a fina, e uma foliação conferida pela tendência à orientação preferencial dos minerais máficos e sua concentração em faixas finas que contornam porções mais félsicas amendoadas contendo plagioclásio algum quartzo e subordinados máficos (Fig. 11c). O plagioclásio corresponde a uma andesina (An30-34) com maclas albíta-Carlsbad e zoneamentos ígneos ainda presentes em alguns cristais. Vários grãos de plagioclásio exibem extinção ondulante e sinais de recristalização com subgrãos e novos grãos de tamanhos variáveis e formas irregulares, com bordas serrilhadas ou subgrãos e novos grãos de limites retilíneos tendendo a poligonais. Estas observações microtectônicas sugerem a atuação de processos de recristalização por migração da fronteira entre os grãos e rotação de subgrãos, respectivamente. Estes processos atuam no plagioclásio a temperaturas acima de 500°C (Passchier e Trouw, 1996). A hornblenda é verde-azulada, ocasionalmente maclada, contendo inclusões de quartzo, minerais opacos, biotita e apatita. A biotita é marrom e tende a associar-se com a hornblenda. O quartzo encontra-se recristalizado.

Na amostra SB-28, de composição monzogranítica e foliação bem desenvolvida, quartzo, feldspato alcalino exibindo maclas em xadrez combinadas com maclas Carlsbad, plagioclásio oligoclásico (An25) sem zoneamentos evidentes, e biotita marrom, são os constituintes principais. Minerais opacos, alanita, titanita e zircão ocorrem em quantidades acessórias. A granulação é fina a média. O quartzo nesta rocha ocorre em cristais alongados, tendendo a retangulares, em geral não-lenticularizados. Estes grandes cristais encontram-se parcialmente recristalizados e mostram uma orientação preferencial, dispendo-se paralelamente às palhetas de biotita marrom. Estas palhetas de biotita tendem a se orientar desviando-se de porções félsicas compostas por megacristais/porfiroclastos de feldspatos em matriz xenomórfica, em parte granoblástica (Fig. 12a), composta por quartzo, feldspato alcalino e algum plagioclásio, onde o quartzo e menos frequentemente o feldspato alcalino encontram-se recristalizados (Fig. 12b). Cristais em trama granoblástica sugerem a atuação de recristalização por rotação de subgrãos. Tal mecanismo de recristalização atua no quartzo a partir de temperaturas moderadas e, no feldspato alcalino, sob temperaturas mais altas, acima de 500°C (Passchier e Trouw, 1996). Cabe ressaltar que nesta rocha (SB-28) apesar dos indícios de recristalização em especial na matriz, ocorrem grandes cristais de feldspato alcalino com muito pouca deformação interna (Fig. 12c), sugerindo situação de baixo *strain* e temperatura alta para as feições microestruturais observadas. Localmente ocorrem pertitas em chama, mirmequitas e fraturas transcristalinas que sugerem deformação em estado sólido sob temperaturas baixas a moderadas. Estas feições superpostas à trama de mais alta temperatura devem estar relacionadas ao episódio que gerou texturas miloníticas em outros granitoides da área.

Como mencionado anteriormente, um grupo de granitoides sem registro de deformação em estado sólido sob temperaturas altas, mas exibindo tramas miloníticas de temperaturas baixas a moderadas será descrito a seguir.

Os granitoides das estações SB-29 e SB 31-A mostram texturas hipidiomórfica a xenomórfica granular, em parte, obliteradas por fábricas deformacionais. As composições variam de granodioríticas a monzograníticas, com quartzo, plagioclásio, feldspato alcalino e biotita (marrom) como minerais essenciais, e adicionalmente hornblenda na amostra SB-30 (Tabela 3). Minerais opacos, alanita, titanita, apatita e zircão são acessórios. Os feldspatos ocorrem como porfiroclastos ou na matriz. Os porfiroclastos mostram fraturas transcristalinas, extinção ondulante e alguma cominuição para agregados de grãos finos de feldspatos com contatos muito irregulares, por vezes, evoluindo para uma matriz incipiente (Fig. 13 a).

O plagioclásio exibe maclas deformacionais e, por vezes, maclas polissintéticas em *kink* com limites nítidos (Fig. 13b). O feldspato alcalino exibe pertitas em chama e mirmequitas podem ocorrer nos contatos com o plagioclásio. O quartzo encontra-se recristalizado em agregados de grãos irregulares com contatos lobados ou mais restritamente em agregados poligonais.

As tramas miloníticas encontram-se mais bem desenvolvidas na amostra SB-29 onde a foliação milonítica é marcada pela orientação de grãos e agregados de quartzo bastante alongados, tendendo a fitas, dispostos paralelamente a filmes onde os minerais máficos originais foram desestabilizados para uma assembleia dominada por clorita (Fig. 13b). Finas faixas de material cominuído em grãos finos com contatos

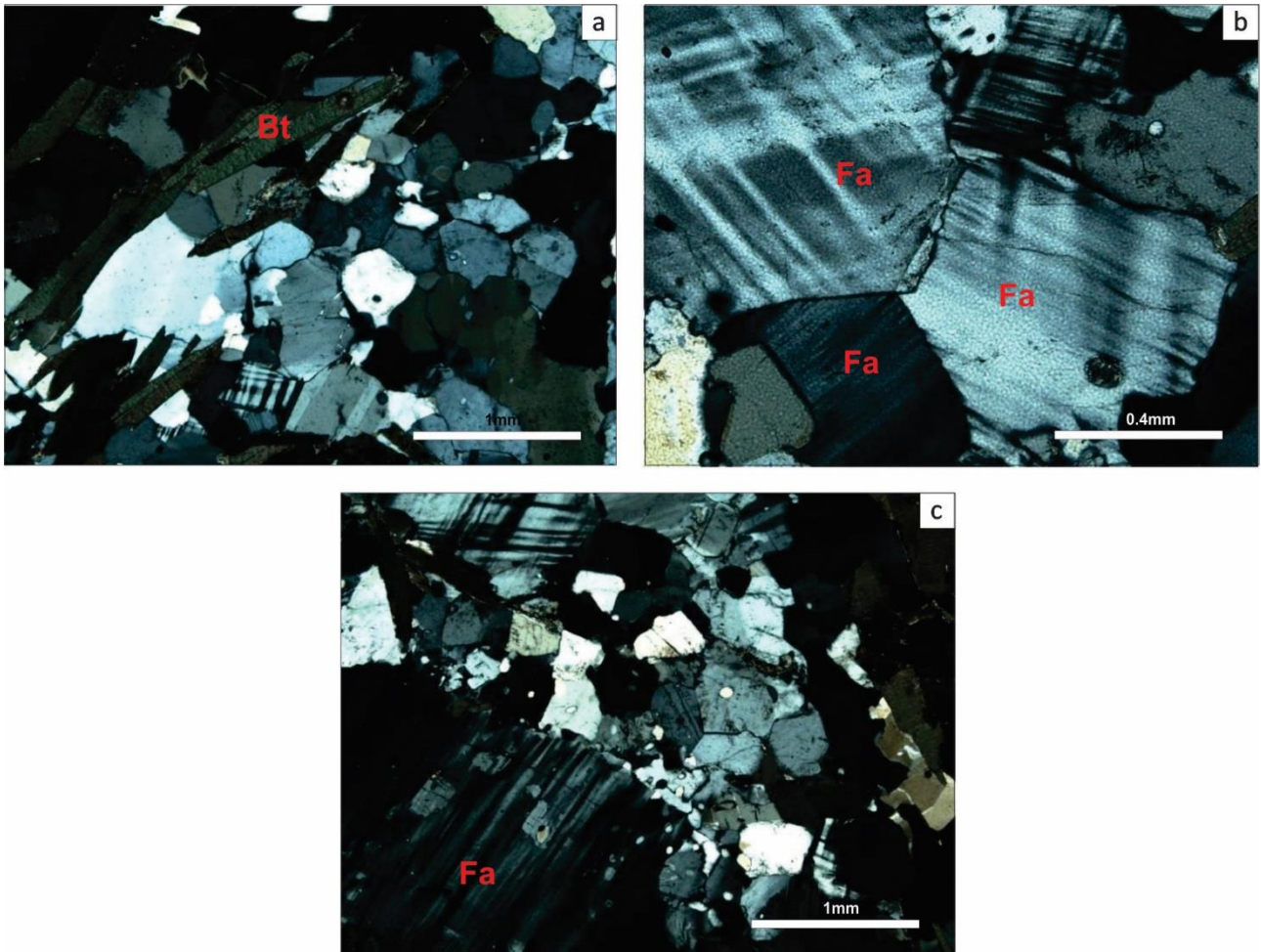


Figura 12. Aspectos microtectônicos do gnaiss monzogranítico da unidade Werekitto no afloramento SB-28. (a) Palhetas de biotita (Bt) desviam de porções félsicas em parte granoblástica. Polarizadores cruzados. Escala = 1 mm; (b) Evidência de recristalização no feldspato alcalino (Fa) em parte poligonizado em parte com limites lobados Polarizadores cruzados. Escala = 0,4 mm; (c) Grandes cristais de feldspato alcalino com muito pouca deformação interna. Polarizadores cruzados. Escala = 1 mm.

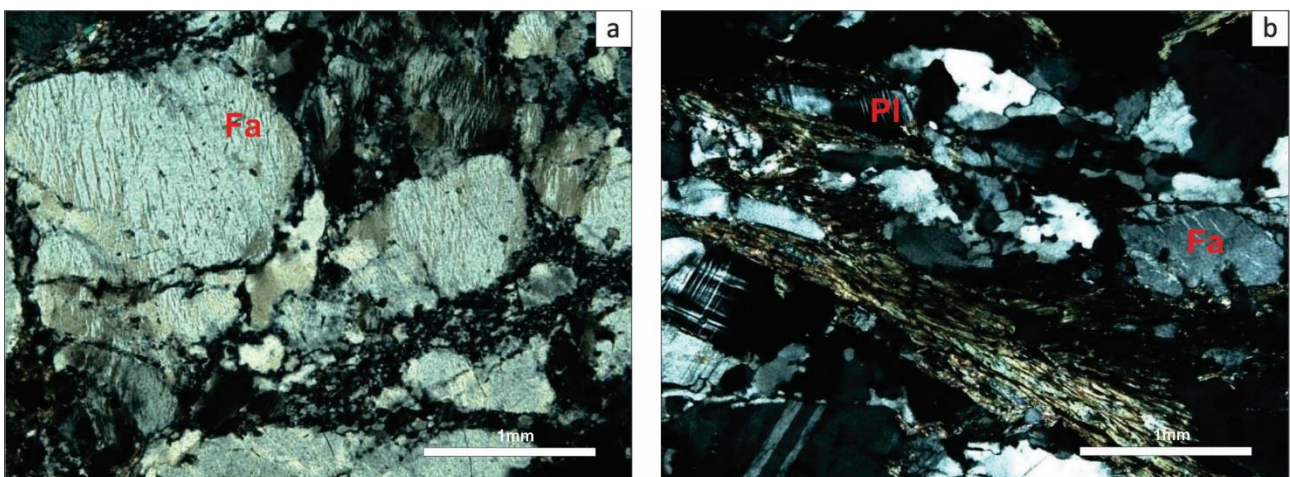


Figura 13. Aspecto microtectônicos dos Granitoides Werekitto. (a) Porfiroclasto de feldspato alcalino com extinção ondulante, fragmentado e separado por agregados de grãos muito finos de formas irregulares. Biotita monzogranito protomilonítico. Lâmina SB-31, polarizadores cruzados. Escala = 1 mm; (b) Foliação milonítica realçada pela orientação de palhetas de clorita e disposição de grãos muito finos de formas irregulares. Pertitas em chama em cristal de feldspato alcalino (Fa) e macla deformacional em cunha em plagioclásio (PI). Granodiorito protomilonítico. Lâmina SB-29, polarizadores cruzados. Escala = 1 mm.

bastante irregulares ladeiam os filmes de foliação em algumas partes da rocha. Neste granitoide milonítico (SB-29) os porfiroclastos encontram-se mais fortemente afetados, fraturados e fragmentados.

Estas feições microestruturais sugerem a atuação de um episódio deformacional não homogêneo sob temperaturas baixas a moderadas da ordem de 400°-500° C.

Idades e Correlações

Na concepção de Kroonenberg *et al.* (2016) o Gnaisse Werekitto é parte do Cinturão Gnáissico Coeroeni e compartilha a mesma origem supracrustal e evolução metamórfica dos paragnaises Amotopo. Em outro ponto de vista, Lêda Maria Fraga e Ana Maria Dreher acreditam que os granitoides da unidade de Werekitto são de natureza plutônica ígnea, com idades de cristalização na faixa de $1993,9 \pm 37$ (Amostra SB 31, biotita monzogranito milonítico) - $1983 \pm 5,4$ Ma (hornblenda-biotita tonalito foliado ou gnaisse tonalítico, amostra SB-24) (U-Pb SHRIMP em zircão, U. Cordani e L.M. Fraga, dados inéditos em Kroonenberg *et al.*, 2016). Vale ressaltar que os cristais de zircão dos granitoides Werekitto não mostram as bordas metamórficas ou perturbações internas observadas nos cristais provenientes dos paragnaises de alto grau Amotopo. Nessa visão, o Gnaisse Werekitto pode estar correlacionado com a Suíte Reislândia descrita no Brasil (Fraga *et al.*, 2013).

4.a.3. Formação Dalbana

Os afloramentos de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas ocorrem na área onde, no mapa geológico do Suriname (Figs. 5 e 6), encontra-se representada a Formação Dalbana (códigos 29 e 30). Ressalte-se, porém que em parte da área cartografada como rochas vulcânicas recristalizadas por efeito do metamorfismo de contato (unidade 30) aflora uma variedade de rochas plutônicas e supracrustais de alto grau metamórfico (Figs. 5 e 6).



Figura 14. Aspectos macroscópicos das rochas da Formação Dalbana. (a) Fragmentos lenticulares, possivelmente de púmice, achatados, marcando o S_0 vulcanoclástico (SB-01); (b) Rocha vulcanoclástica acamadada. Ocorrem camadas maciças, camadas com estratificação cruzada e níveis com prováveis lapilli acrescionários (SB-03C).

Aspectos Macroscópicos

Na Formação Dalbana, ao longo do perfil estudado, predominam ignimbritos riolíticos a dacíticos soldados, de cor cinza-escuro, com esparsos fenocristais de feldspato e, localmente, também de quartzo. Fragmentos de púmice são muito comuns (Fig. 14a) e, menos frequentemente, observam-se fragmentos de rocha vulcânica cinza-escuro (afloramento SB-3A). Ocorre uma foliação “vulcanoclástica” (estrutura eutaxítica) marcada pelos fragmentos de púmice achatados, comum nos ignimbritos soldados. Os afloramentos registram, em geral, uma tectônica rúptil importante, com muitas superfícies de falha às quais podem estar associados a veios de quartzo.

Foram observadas algumas variedades vulcanoclásticas ricas em partículas arredondadas medindo, em geral, entre 0,5 cm e 1 cm de diâmetro. Estas rochas correspondem, provavelmente, a tufo contendo lapilli acrescionários (afloramento SB-3B). Uma rocha com acamadamento centimétrico a decimétrico marcado pela presença de leitos ricos em lapilli acrescionários, leitos com estratificação/laminação cruzada acanalada e leitos maciços foi observada no afloramento SB-3C (Fig. 14b) indicando a atuação de processos de fluxo piroclásticos ou retrabalhamento subaquoso.

Um andesito foi descrito no afloramento SB-09. A rocha é cinza-esverdeada, com esparsos cristais de plagioclásio e muitos cristais finos de mineral máfico, distribuídos em matriz muito fina a afanítica, contendo fragmentos de rocha vulcânica cinza escura com formas variadas, medindo entre 2 cm e 9 cm. Neste afloramento as superfícies de falha são preenchidas por veios de quartzo com mineral esverdeado, talvez turmalina.

Petrografia e microtectônica

As rochas pertencentes à Formação Dalbana são na sua maioria ignimbritos ácidos, de composição dacítica e riolítica, com ocorrência menor de andesitos e de rochas subvulcânicas félsicas. Na Tabela 4 é apresentada a mineralogia e classificação petrográfica de 9 amostras de rochas incluídas na Formação Dalbana.

Tabela 4. Classificação petrográfica e conteúdo mineralógico das rochas da Formação Dalbana.

Amostra	Classificação	Qtz	Pl	Afs	Bt	Am	Opx	Cpx	Op	Ser	Chl	Ep	Cal	Ttn	Ap	Zrn
SB-01	Ignimbrito dacítico	X	X		tr				X	tr		tr		tr	tr	
SB-02 C	Ignimbrito riolítico levemente soldado	X	X	X	tr				X	tr				tr		
SB-03 A	Ignimbrito dacítico	X	X		tr				X	tr					tr	tr
SB-03 B	Dacito ou tufo dacítico alterado	X	X		X				tr	X	tr				tr	
SB-06 A	Ignimbrito dacítico levemente foliado	X	X		tr				X	X		tr		tr	tr	tr
SB-06 B	Ignimbrito dacítico	X	X		X				X	X		tr		tr	tr	tr
SB-08	Ignimbrito dacítico	X	X		X				X	X	X	tr	tr	tr	tr	
SB-09	Andesito vesicular alterado	X	X		X	X			tr	tr				tr		
SB-05	Opx-cpx-am qtz monzonito porfírico	X	X	X	X	X	X	X	X	tr	tr	tr			tr	tr

Qtz = quartzo; Pl = plagioclásio; Afs = feldspato alcalino; Bt = biotita; Am = anfíbólio; Opx = ortopiroxênio; Cpx = clinopiroxênio; Op = minerais opacos; Ser = sericita; Chl = clorita; Ep = epidoto; Cal = calcita; Ttn = titanita; Ap = apatita; Zrn = zircão; X = componente importante (> 1%); tr = traços (< 1%)

Os ignimbritos dacíticos e riolíticos mostram ao microscópio cristais dispersos, de 1 a 4 mm de comprimento, e fragmentos de púmice de tamanho variado, imersos em uma matriz finíssima. Os cristais são idiomórficos a fragmentários e geralmente de plagioclásio, feldspato potássico e de quartzo arredondado e corroído (Fig. 15a,b). Cristais menores (≤ 1 mm) de minerais opacos e biotita também estão presentes.

Os fragmentos de púmice são criptocristalinos e escuros em algumas lâminas, preservando terminações franjadas e uma textura interna vesicular (Fig. 15b), com pequenas bolhas arredondadas preenchidas por quartzo, o que sugere que as rochas sofreram um soldamento pouco pronunciado. Em outras lâminas a presença de fragmentos de púmice é indicada por lentes fortemente estiradas, de granulação algo mais grossa que a da matriz, e que apontam para um soldamento considerável. Pequenos fragmentos líticos, de até 2 mm, de outros tufo félsicos e de andesitos são também observados em alguns ignimbritos.

A matriz destas piroclásticas é félsica, cripto- a microcristalina, mostrando fluxo leve a acentuado (Fig. 15c) e, ocasionalmente, a presença de estilólitos e de texturas do tipo micropoiquilítica. Estas feições apontam para a natureza vitroclástica original da matriz, afetada por processos de soldamento e devitrificação, embora partículas vítreas ou *shards* não sejam mais discerníveis nestas rochas.

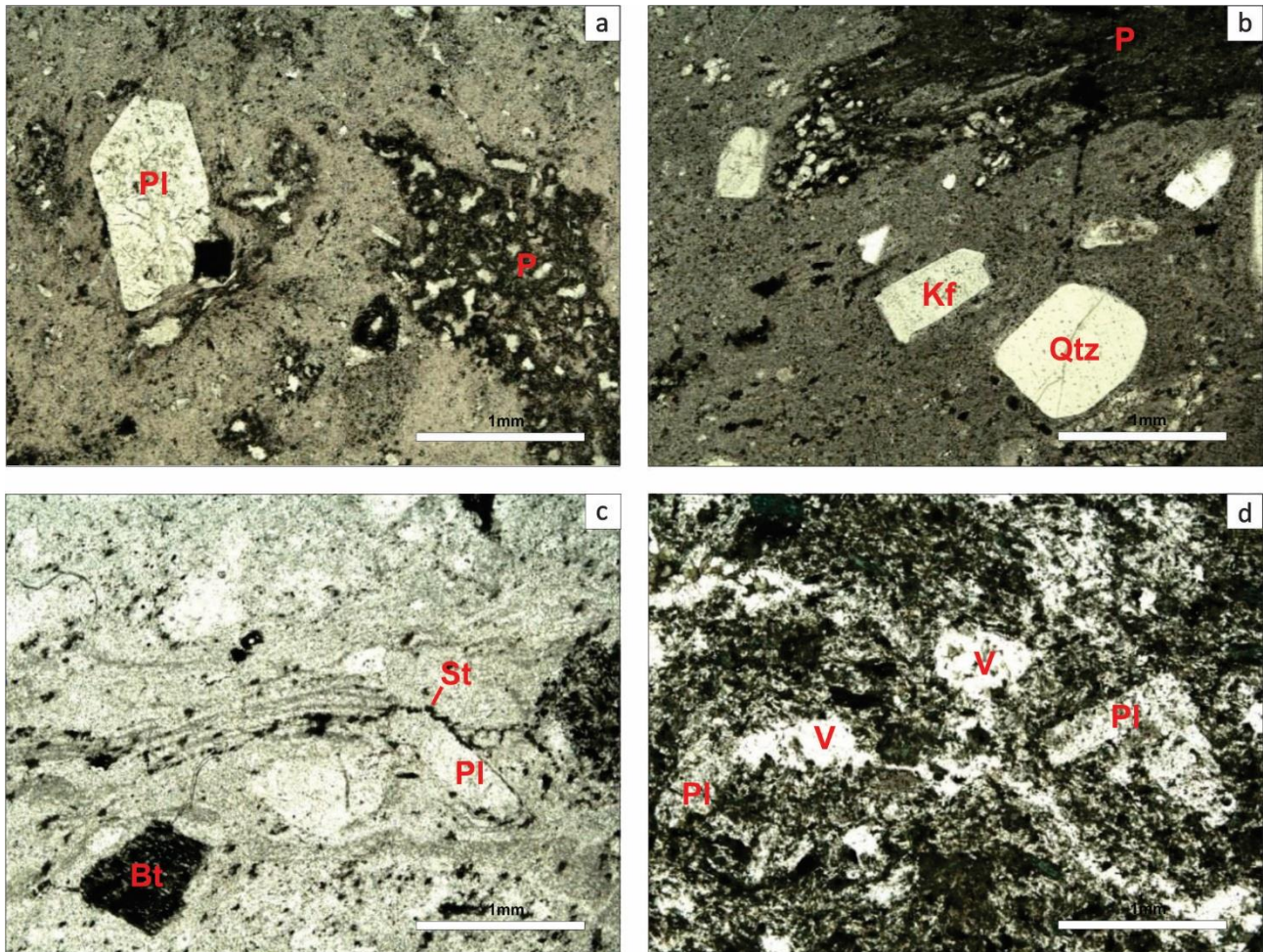


Figura 15. Aspectos microscópicos de rochas da Formação Dalbana. (a) Ignimbrito dacítico mostrando um cristal maior de plagioclásio (Pl) e fragmentos escuros de púmice (P) com bordas irregulares e textura interna vesicular sugestivos de que a rocha passou por um soldamento moderado. A matriz é félsica, microcristalina. Lâmina SB-01, luz plano-polarizada. Escala = 1 mm; (b) Ignimbrito riolítico formado por cristais de quartzo (Qz), feldspato potássico (Kf) e fragmentos de púmice (P) escuros, com bordas franjadas e vesículas. A matriz é félsica com leve estrutura de fluxo. Lâmina SB-02C, luz plano-polarizada. Escala = 1 mm; (c) Ignimbrito dacítico, mostrando cristais maiores de plagioclásio (Pl) e biotita (Bt) alterada, em meio a uma matriz félsica com forte fluxo e estilólitos (St). Lâmina SB-06B, luz plano-polarizada. Escala = 1 mm; (d) Andesito alterado, mostrando cristais maiores de plagioclásio (Pl) e cavidades vesiculares (V) preenchidas por quartzo, em meio a uma matriz fina rica em plagioclásio, anfibólio e biotita. Lâmina SB-09, luz plano-polarizada. Escala = 1 mm.

Os minerais presentes na matriz são principalmente quartzo, feldspatos e sericita, além de pontuações de opacos, biotita finíssima, epidoto, titanita, clorita, carbonato e apatita disseminados. Este conjunto de minerais desenvolveu-se nestas rochas mais provavelmente por processos combinados de devitificação e alteração diagenética e hidrotermal (McPhie *et al.*, 1993). Porém, este quadro tem sido interpretado como reflexo de um metamorfismo de grau incipiente por diversos autores como mencionado em Kroonenberg *et al.* (2016).

Os andesitos são mais raros na Formação Dalbana e mostram forte alteração. Possuem fenocristais de até 2 mm de plagioclásio tabular (Fig. 15d) e de anfibólio. A matriz é bastante fina, formada por ripas de plagioclásio, anfibólio, biotita marrom esverdeada, epidoto, sericita e titanita disseminados. Pequenas cavidades vesiculares arredondadas (Fig. 15d) preenchidas principalmente por quartzo, com biotita e anfibólio no núcleo, ocorrem pela matriz.

Uma rocha subvulcânica porfirítica, de composição quartzo-monzonítica (Tabela 4), coletada na área de domínio da Formação Dalbana, foi também incluída nesta unidade. Esta rocha contém uma boa variedade de fenocristais de tamanho médio e fino, como plagioclásio, microclínio, quartzo, hornblenda, orto- e

clinopiroxênio, e minerais opacos, imersos numa matriz fina a muito fina, sacaroidal a microgranofírica, composta, sobretudo por quartzo e feldspato alcalino.

Correlações

A Formação Dalbana é correlacionável à Formação Igarapé Paboca e ao Grupo Surumu, no Brasil, sendo que esta última unidade aflora fora da área do projeto.

4.a.4. Biotita-(hornblenda) granodioritos e monzogranitos Wonotobo

Esta unidade, nomeada com base na proposta de Kroonenberg *et al.* (2016), aflora em áreas onde no Mapa Geológico do Suriname (Figs. 4 e 5) estão representadas as unidades 22, Granito fino, e 29 e 30, referentes à Formação Dalbana.

Aspectos Macroscópicos

Os granitoides Wonotobo correspondem predominantemente a biotita-(hornblenda) monzogranitos e granodioritos (Figs. 16a, b), magnéticos, acinzentados, médios a grossos, em geral equigranulares, sendo que tipos porfiríticos também ocorrem (Fig. 16c). São rochas, frequentemente isotrópicas; porém; nos afloramentos SB-13, SB-14, SB-16B e SB-19 ocorrem variedades foliadas, protomiloníticas.

Enclaves de rocha máfica fina de dimensões centimétricas e formas arredondadas são comuns e, alguns destes, englobam cristais de feldspato alcalino provavelmente “pingados” da encaixante sugerindo a coexistência dos magmas granitoides com magmas máficos durante a colocação dos corpos. Localmente, observou-se um alinhamento de enclaves lenticulares em arranjo sugestivo de diques sin-plutônicos rompidos (SB-19). Ocorrem ainda xenólitos com formas angulares, dimensões centimétricas a decimétricas compostos por rocha máfica fina (Figs. 16d, e) (talvez um anfíbolito SB-10) e de quartzo-diorito fino, por vezes, foliado (SB-21).

Finalmente, cabe mencionar que o granitoide Wonotobo é a litologia dominante no sítio arqueológico de Werehpai (Fig. 16f).

Petrografia e Microtectônica

Os granitoides Wonotobo variam de monzogranitos a quartzo-dioritos, com predomínio dos granodioritos sobre as demais variedades. São rochas de granulação média a grossa, em geral equigranulares e maciças, exceto por alguns poucos tipos porfiríticos. Granitoides protomiloníticos a miloníticos foram também observados e serão descritos ao final desta seção.

A Tabela 5 ilustra a classificação e composição mineralógica estimada de 8 amostras de granitoides, juntamente com 3 exemplares de xenólitos.

Os monzogranitos e granodioritos apresentam textura granular hipidiomórfica e são constituídos por plagioclásio idiomórfico, microclínio subidiomórfico e quartzo xenomórfico (Figs. 17a, b). O componente máfico principal é a biotita, acompanhada de hornblenda em algumas amostras. Minerais opacos, epidoto, titanita em cristais em geral bem formados (Fig. 17c), além de apatita, rutilo acicular e zircão estão presentes em quantidades acessórias. O plagioclásio possui maclas albita e Carlsbad, e zoneamentos concêntricos bem marcados. Sua composição é oligoclásica a andesínica (An27-33) nos monzogranitos, e andesínica (An 33) nos granodioritos. Raras antipertitas e alteração forte para sericita e epidoto sobre o núcleo mais cálcico dos cristais de plagioclásio foram observados tanto nos monzogranitos como nos granodioritos (Fig. 17d). O microclínio é levemente pertítico e exibe maclas albita-periclina e Carlsbad. A biotita é verde a marrom-esverdeada e encontra-se levemente desestabilizada para clorita. A hornblenda apresenta coloração verde-oliva. Ambos os minerais máficos ocorrem em agregados associados a minerais opacos e epidoto, além de cristais bem desenvolvidos de titanita, apatita e zircão (Fig. 17e).

O tonalito (SB-21 A) possui textura granular e é semelhante aos granodioritos, exceto por conter quantidade menor de feldspato potássico e mais elevada de biotita, verde, além de fases opacas.

O quartzodiorito SB-10 (Tabela 5) é porfirítico, com fenocristais médios de plagioclásio e hornblenda

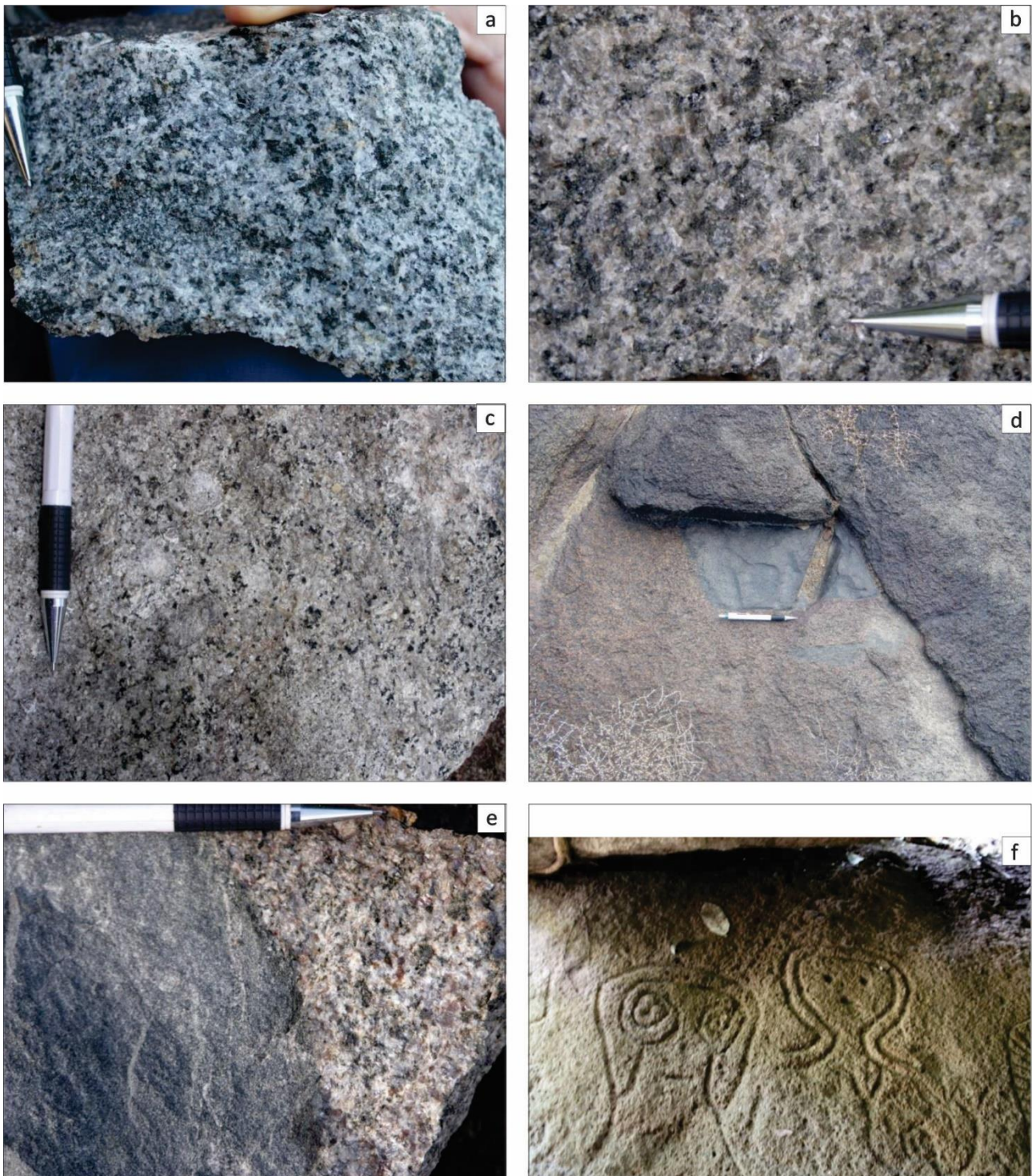


Figura 16. (a) Granodiorito médio, equigranular com enclave máfico fino (Afloramento SB-17); (b) Monzogranito médio grosso (Afloramento SB-16); (c) Granodiorito porfirítico (Afloramento SB-20); (d) Xenólito de anfibolito em monzogranito (Afloramento SB-20); (e) Detalhe do contato do granito com o anfibolito (Afloramento SB-20); (f) Petroglifos de Werekpai, um dos sítios arqueológicos mais fantásticos da Amazônia, inscritos em monzogranito desta unidade.

envolvidos por matriz fina com biotita, hornblenda, raro feldspato alcalino e quartzo com forma gráfica. Os fenocristais de plagioclásio são idio- a subidiomórficos, andesínicos (An35), mostrando zoneamentos fortes e alteração pronunciada para epidoto e sericita. Os fenocristais de hornblenda constituem cristais idio a xenomórficos verde-azulados, maclados e algo alterados para biotita. Minerais opacos, alanita, apatita e titanita são os acessórios encontrados.

Tabela 5. Classificação e porcentagem modal estimada de rochas da unidade Wonotobo.

Amostra	Classificação	Qtz	Pl	Afs	Bt	Hbl	Op	Ser	Chl	Ep	Aln	Ttn	Rt	Ap	Zrn
SB-13	Bt monzogranito protomilonítico	20	35	25	16		1	tr		2	tr	1		tr	tr
SB-16	Bt monzogranito	18	35	32	12		1	tr	tr	tr		2	tr	tr	tr
SB-14	Bt-hbl granodiorito milonítico	15	48	12	6	15	2				tr	tr		tr	tr
SB-17	Bt-hbl granodiorito	15	40	20	10	12	2	tr		tr		1		tr	
SB-20	Bt granodiorito	25	45	20	8		1	tr	tr	tr		1	tr	tr	tr
SB-20 A	Bt granodiorito	22	46	22	9		1	tr		tr		tr	tr	tr	tr
SB-21 A	Bt tonalito	18	49	3	25		3	tr		1		1	tr	tr	?
SB-10	Hbl qtz diorito porfírico	12	58	4	8	15	1	tr		2	tr	tr		tr	
SB-21(xenólito)	Ep-bt micro qtz diorito porfírico foliado	10	46	3	26	tr	tr			15	tr	tr		tr	tr
SB-21 B (xenólito)	Ep-bt micro qtz diorito porfírico foliado	8	53	2	28		tr			9	tr			tr	tr
SB-11 (xenólito)	Chl-hbl micro monzo diorito foliado	tr	60	6		16	2	tr	10	6		tr			

Qtz = quartzo; Pl = plagioclásio; Afs = feldspato alcalino; Bt = biotita; Hbl = hornblenda; Op = minerais opacos; Ser = sericita; Chl = clorita; Ep = epidoto; Aln = alanita; Ttn = titanita; Rt = rutilo; Ap = apatita; Zrn = zircão; tr = traços (< 1%).

Os xenólitos observados nos granitoides Wonotobo são rochas escuras, finas e foliadas, quase sempre porfíricas, com composição quartzo-diorítica a monzodiorítica. Os enclaves quartzo-dioríticos possuem fenocristais agrupados de plagioclásio (Fig. 17f, Tabela 5), idio a xenomórficos, de até 1 mm de comprimento, da variedade andesina (An35). A matriz é fina a muito fina, de textura granolepidoblástica, composta por plagioclásio, biotita verde-amarronzada orientada, epidoto, quartzo e raro microclínio e hornblenda. Minerais opacos, apatita, alanita, zircão e titanita são acessórios. O xenólito monzodiorítico é microcristalino, composto por plagioclásio recoberto por sericita e epidoto, hornblenda verde-azulada e clorita verde-escura orientadas, epidoto, microclínio, opacos e raro quartzo e titanita.

Nos tipos protomiloníticos e miloníticos (Figs.18a, b, c) (SB-13 e SB-14) a textura original da rocha foi superposta por tramas deformacionais. Na amostra SB-13 uma pequena proporção de material cominuído, formado por agregados de grãos muito finos de limites irregulares está localmente presente, o quartzo está em parte recristalizado e os feldspatos mostram extinção ondulante. O feldspato alcalino exibe pertitas em chama (Fig. 18a) e o plagioclásio localmente mostra maclas deformacionais em cunha.

Na amostra SB-14, mais deformada, porfiroclastos de feldspatos dispõem-se em matriz mais fina onde filmes de foliação (Fig. 18b) são desenhados por biotita fina, associada à epidoto, minerais opacos, titanita e sericita fina, proveniente da desestabilização dos minerais máficos originais da rocha (biotita e hornblenda) sob temperaturas moderadas a baixas. Estes filmes de foliação são ladeados por faixas de agregados com grãos irregulares muito finos de feldspatos e quartzo (Fig. 18b).

O plagioclásio nesta rocha ocorre em cristais com contornos ígneos preservados, em porfiroclastos (Fig. 18c) ou na matriz da rocha e mostra extinção ondulante moderada a forte e em certos casos maclas deformacionais. Alguns porfiroclastos exibem subgrãos com limites irregulares ou novos grãos divididos por faixas de agregados de grãos muito finos de limites serrilhados. Estes agregados também ocupam partes das bordas dos porfiroclastos. O feldspato alcalino mostra extinção ondulante, pertitas em chama e mirmequitas no contato com cristais de plagioclásio, e subgrãos e novos grãos com limites serrilhados.

As feições observadas sugerem atuação incipiente de recristalização por migração da fronteira entre os grãos no feldspato alcalino e neonucleação de grãos muito finos no plagioclásio. O quartzo encontra-se recristalizado em grãos irregulares com limites serrilhados ou em grãos poligonais sugerindo atuação de mecanismos de recristalização por migração da fronteira entre os grãos e rotação de subgrãos (Passchier e Trouw, 1996).

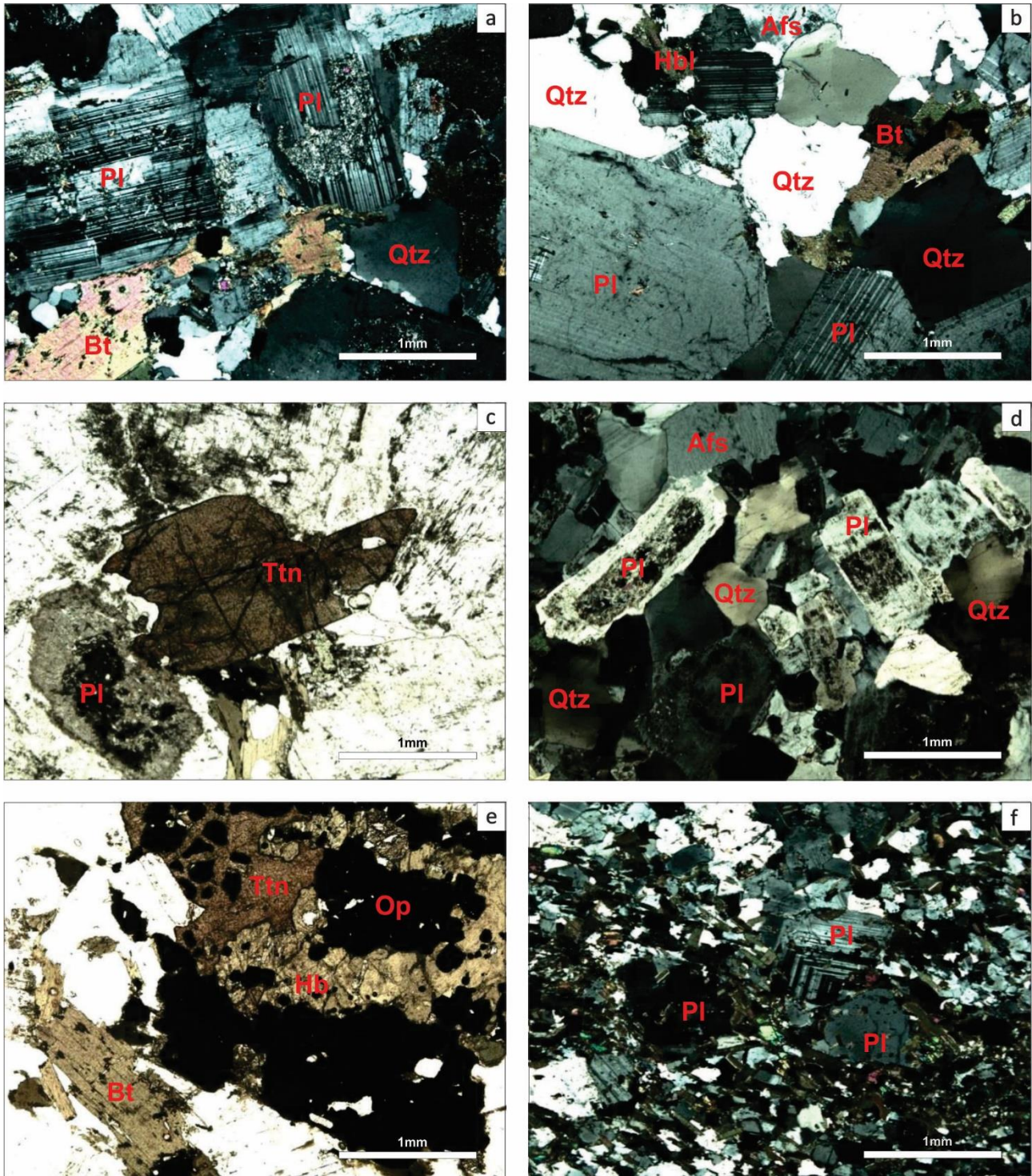


Figura 17. Aspectos microscópicos dos granitoides Wonotobo. (a) Biotita monzogranito de textura granular, mostrando cristais de plagioclásio (Pl) idiomórficos, maclados e fortemente zonados, quartzo (Qtz) anedral e biotita (Bt). Lâmina SB-16, polarizadores cruzados. Escala = 1 mm; (b) Biotita-hornblenda granodiorito composto por cristais euedrais de plagioclásio (Pl) e cristais anedrais de quartzo (Qtz) e microclínio (Afs), além de biotita (Bt) e hornblenda (Hbl). Lâmina SB-17, polarizadores cruzados. Escala = 1 mm; (c) Grande cristal idio- a subidiomórfico de titanita (Ttn) ao lado de plagioclásio (Pl) fortemente zonado e alterado em monzogranito. Lâmina SB-16, Luz plano-polarizada. Escala = 1 mm; (d) Cristais tabulares fortemente zonados e alterados de plagioclásio (Pl), quartzo (Qtz) e microclínio (Afs) anedrais em biotita granodiorito. Lâmina SB-20, polarizadores cruzados. Escala = 1 mm; (e) Agregado de minerais máficos em granodiorito, formado por hornblenda (Hbl), biotita (Bt), magnetita (Op) e apatita. Lâmina SB-17, luz plano-polarizada. Escala = 1 mm; (f) Quartzo diorito porfírico pertencente a um xenólito, contendo fenocristais agrupados de plagioclásio situados em meio a uma matriz fina e foliada. Lâmina SB-21 B, polarizadores cruzados. Escala = 1 mm.

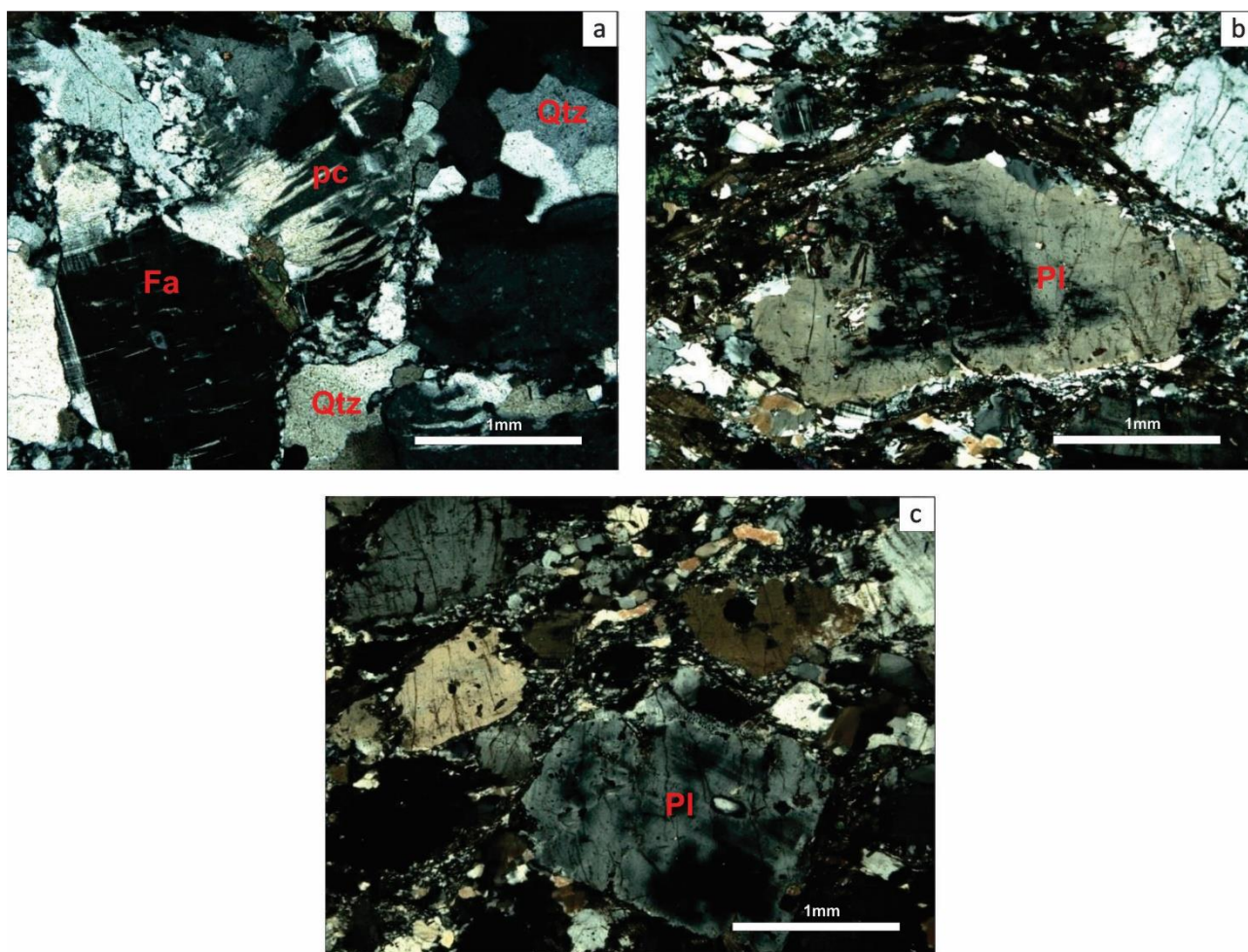


Figura 18. Aspectos microtectônicos dos granitoides da unidade Wonotobo. (a) Biotita monzogranito protomilonítico com cristais de feldspato alcalino (Fa), alguns exibindo pertitas em chama (pc), além de quartzo (Qtz) recristalizado. Lâmina SB-13, pol. cruzados. Escala = 1 mm; (b) Biotita-hornblenda granodiorito protomilonítico, com porfiroclastos de plagioclásio (Pl) e filmes de material cominuído fino. Lâmina SB-14, pol. cruzados. Escala = 1 mm; (c) Biotita-hornblenda granodiorito protomilonítico, exibindo cristais de plagioclásio (Pl) em grande parte preservando seu contorno ígneo. Lâmina SB-14, pol. cruzados. Escala = 1 mm.

As feições microestruturais descritas permitem sugerir que os granitoides Wonotobo sofreram uma deformação heterogênea em estado sólido, sob temperaturas baixas a moderadas, inferiores àquelas em que recristalização por processos eminentemente plásticos começa a ocorrer nos feldspatos (Passchier e Trouw, 1996). Tais temperaturas estão em consonância com a observação de feições registrando recristalização do quartzo.

Esta deformação ocorreu ao longo de zonas de cisalhamento restritas já que, a maior parte das amostras dos granitoides Wonotobo não mostra maiores sinais de deformação.

A presença de pertitas em chama, maclas deformacionais, mirmequitas, e matriz de agregado fino de grãos irregulares (possivelmente por nucleação de novos grãos) além dos indícios de recristalização por processos de migração da fronteira entre os grãos no feldspato alcalino, sugerem temperaturas da ordem de 400°-500° C para a deformação ao longo das zonas de cisalhamento

Correlações

Granitoides com características macro e microscópicas e idades similares aquelas descritas para o Granito Wonotobo foram identificados no Brasil na Suíte Caxipacoré, e fora da área do projeto na Suíte Pedra Pintada.

4.a.5. Leucogranito Sipaliwini

Esta litologia, nomeada com base na proposta de Kroonenberg *et al.* (2016), ocorre nas proximidades da vila de Sipaliwini, em um corpo mapeado como granófiro, unidade 21 no Mapa Geológico do Suriname (Figs. 4 e 5).

A rocha corresponde a um leucogranito, médio, esbranquiçado, equigranular, com glomérulos irregulares de mineral esverdeado (epidoto?).

Petrograficamente a amostra estudada (SB-07) foi classificada como albita sienito, hololeucocrático, composto quase que inteiramente por mesopertita e plagioclásio sódico da variedade albita. A Tabela 6 apresenta a composição estimada da amostra.

Tabela 6. Classificação e composição modal estimada do Leucogranito Sipaliwini.

Amostra	Classificação	Ab	Afs	Ser	Ep	Aln	Ttn
SB-07	Albita sienito protomilonítico	55	40	2	tr	1	2

Ab = albita; Afs = feldspato alcalino mesopertítico; Ser = sericita; Ep = epidoto; Aln = alanita; Ttn = titanita; tr = traços (< 1%)

A granulação do albita sienito é fina a média e sua textura é protomilonítica com porções granulares. A mesopertita preservada em alguns grãos xeno- ou subidiomórfica, exibe extinção ondulante, e encontra-se parcialmente cominuída, com subgrãos e novos grãos de limites serrilhados e formas irregulares. A albita ocorre tanto em meio aos cristais de mesopertita como na forma de inclusões no seu interior ou mesmo em finos cristais concentrados junto ao contato entre cristais contíguos de mesopertita (Fig. 19). Este mineral mostra extinção ondulante e maclas polissintéticas curvas, evanescentes ou interrompidas, e bordas ocupadas por subgrãos e novos grãos de limites serrilhados e formas irregulares. Finos feixes de sericita, aos quais se associam leucoxênio, epidoto e alanita são os outros componentes minerais presentes.

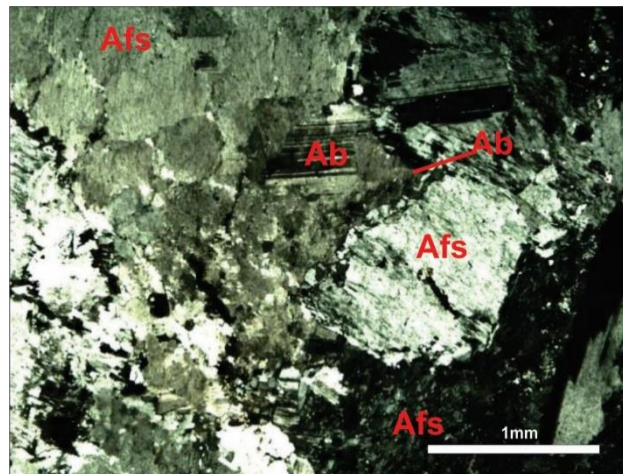


Figura 19. Aspecto microscópicos do Leucogranito Sipaliwini. Albita sienito, formado por feldspato mesopertítico (Afs), com extinção ondulante e desintegração parcial, e albita (Ab), na forma de inclusões e também formando uma fina franja entre cristais adjacentes de mesopertita (ver seta). Lâmina SB-07, polarizadores cruzados. Escala = 1 mm.

As feições microestruturais observadas sugerem, da mesma forma como proposto para os granitoides Wonotobo, um episódio deformacional em estado sólido, sob condições de temperaturas baixas a moderadas.

Granitoides com estas mesmas características de campo e petrográficas e de idades similares foram identificados no Brasil nas suítes Aricamã e Saracura, que afloram fora da área do projeto.

4.b. GEOLOGIA ESTRUTURAL

A partir das informações de campo, petrografia e microtectônica 4 conjuntos de feições estruturais (Tabela 7) foram identificados na região do rio Sipaliwini.

4.b.1. Dobramentos polifásicos sob temperaturas altas no Gnaisse Amotopo

Registros de deformação em estado sólido sob condições de alto grau metamórfico, com mais de uma fase de dobramento, foram verificados apenas no Gnaisse Amotopo. Nesta unidade, a foliação principal é paralela a um bandamento metamórfico que é realçado pela presença de bandas claras de material leucossômico, registrando o caráter migmatítico dos gnaisses. O bandamento metamórfico é paralelo a uma foliação bem desenvolvida orientada segundo: 220/70 (SB-11A); 245/85 (SB-12); 060/55 a 060/70 (SB-18); 072/70 (SB-32).

Foram observadas dobras fechadas a isoclinais (afloramento SB-23) afetando uma foliação S_n prévia, relacionadas a uma fase de dobramento D_{n+1} e associadas a uma forte foliação de plano axial, S_{n+1} , que corresponde a principal feição planar nestes paragnaisses. Dobras abertas a fechadas (D_{n+2}), sem foliação de plano axial desenvolvida, foram observadas em vários afloramentos (SB-12; SB-23; SB-25; SB 26; e SB-32) tendo sido melhor caracterizadas na estação SB-12, onde a superfície axial e o eixo dessas dobras orientam-se segundo 030/87 e 140/52, respectivamente.

Como mencionado no item 4.a.1 ocorrem também veios leucossômicos cortando a ângulos altos a foliação e o bandamento metamórfico da rocha (Fig. 7b), sugerindo que um segundo evento de migmatização e injeção de veios pós-cinemáticos tenha afetado a região.

4.b.2. Feições Estruturais de origem incerta nos granitoides e gnaisses Werekitto - herança da colocação de corpos magmáticos ou resultado de processos metamórficos

Como descrito anteriormente (ver item 4.a.6) no afloramento SB-24 os granitoides Werekitto exibem um bandamento composicional centimétrico a decimétrico com bandas granodioríticas a tonalíticas, de contato difuso ou nítido, disposto segundo 160/50. Neste afloramento ocorrem enclaves máficos, dispostos em corpos lenticulares por vezes boudinados, com a geometria de S-L tectonitos. Internamente as bandas composicionais mostram texturas ígneas ainda preservadas e localmente a orientação preferencial de cristais tabulares de feldspatos marca uma foliação interpretada como magmática (Fig. 9c).

As feições estruturais observadas no afloramento SB-24 devem ser uma herança de processos ígneos relacionados à colocação do corpo, possivelmente em ambiente sin-cinemático. Em outra visão sobre o afloramento, Salomon Kroonenberg interpreta as feições observadas (incluindo o bandamento e a orientação dos cristais de feldspato) como relacionados ao metamorfismo de rochas supracrustais.

4.b.3. Feições estruturais desenvolvidas em estado sólido sob temperaturas altas nos gnaisses Werekitto

Nos gnaisses e granitoides com foliação bem desenvolvida, observados nos afloramentos SB-22 e SB-28, os feldspatos estão parcialmente recristalizados, com subgrãos e novos grãos mostrando limites retilíneos e formas poligonais, sugestivos da atuação de processos de rotação de subgrãos (Passchier e Trouw, 1996), acima de 500°C (ver item 4.a.6). Apesar do registro de deformação em estado sólido sob temperaturas altas, porções com textura ígnea preservada podem ser encontradas nas lâminas petrográficas descritas, sugerindo uma situação de baixo *strain* e alta temperatura para as rochas estudadas.

4.b.4. Feições miloníticas desenvolvidas sob temperaturas moderadas a baixas

Ao longo de zonas de cisalhamento orientadas segundo WNE-SSE, as texturas ígneas dos granitoides Wonotobo (estações SB-16) e Werekitto (estações SB-29 e SB 31-A) estão superpostas por tramas miloníticas (Figs. 18 e 13). Ocorrem protomilonitos e milonitos com feições microtectônicas como pertitas

Tabela 7. Resumo das observações e medidas estruturais.

Aflo.	Unidade	Estrutura	Dir. de dip/ caimento	Dip	Observações
SB-11A	Gnaiss Amotopo	Bandamento//Foliação	220	70	
SB-12	Gnaiss Amotopo	Bandamento//Foliação	245	85	
SB-12	Gnaiss Amotopo	Dobras fechadas S. axial	030	87	
SB-12	Gnaiss Amotopo	Dobras fechadas eixo	140	52	
SB-18	Gnaiss Amotopo	Bandamento//Foliação	060	70	
SB-18	Gnaiss Amotopo	Zona de Cisalhamento	330	80	
SB-23	Gnaiss Amotopo	Bandamento //Foliação S_n/S_{n+1}	050	85	Dobras fechadas a isoclinais associadas a forte foliação de plano axial (D_{n+1}) afetando uma foliação metamórfica prévia (S_n)
SB-23	Gnaiss Amotopo	Zonas de cisalhamento	080	70	Zonas de cisalhamento destrais afetando o bandamento metamórfico
SB-25	Gnaiss Amotopo	Bandamento metamórfico	350 040	60 60	Dobras abertas, sem foliação desenvolvida (D_{n+2}) afetam o bandamento
SB-26	Gnaiss Amotopo	S. axial eixo	352 052	78 72	Dobras abertas sem foliação associada
SB-32	Gnaiss Amotopo	Bandamento Zona de cisalhamento	088 072	60 70	O bandamento metamórfico é afetado por dobras abertas, assimétricas sem foliação de plano axial desenvolvida
SB-29	Gnaiss Werekitto	Foliação milonítica	030	75	
SB-31	Gnaiss Werekitto	Foliação milonítica	030	75	
SB-24	Gnaiss Werekitto	Bandamento composicional	160	50	Bandamento composicional de origem magmática ou metamórfica (ver discussões no texto)
SB-14	Granito Wonotobo	Foliação Milonítica	350	74	
SB-01	Formação Dalbana	Falhas	000(Princ.) 258	70 55	
SB-01	Formação Dalbana	S_0 Vulcanoclástico	118	18	
SB-02	Formação Dalbana	Falhas	348(Princ.) 110 330	85 70 87	
SB-04	Formação Dalbana	Falhas	218 346	84 68	
SB-09	Formação Dalbana	Falhas	350(Princ.) 210 060 320	87 60 78 75	

em chama, maclas deformacionais, mirmequitas, e matriz de agregado fino de grãos irregulares, registrando uma deformação heterogênea em estado sólido sob temperaturas da ordem de 400°-500° C.

4.b.5. Feições rúpteis

Uma tectônica rúptil importante está registrada em especial nas rochas da Formação Dalbana. Os vulcanitos Dalbana exibem muitas falhas sendo as principais orientadas segundo: 000/70 (SB-01), 348/85 (SB-02) e 350/87 (SB-09), ou seja, com direções próximas a E-W e mergulhos muito fortes para norte.

A deformação observada nas rochas da Formação Dalbana, ao longo do rio Sipaliwini, não foge ao padrão daquela verificada nas vulcânicas do Grupo Surumu que afloram no norte de Roraima e se prolongam para a Guiana na região de Karasabai. Vale ressaltar que as rochas da Formação Dalbana têm sido descritas na literatura como metavulcânicas na fácies xisto-verde.

4.c EVOLUÇÃO GEOLÓGICA / ESTRUTURAL

Por comparação com terrenos similares distribuídos no Brasil e na Guiana (ver discussões no item 2) e com base nos dados aqui levantados e aqueles disponíveis para a geologia do Suriname, algumas considerações sobre o quadro evolutivo da área são possíveis.

A unidade litoestratigráfica mais antiga da região do rio Sipaliwini corresponde ao Gnaisse Amotopo, que guarda um acervo estrutural de polidobramentos sob condições de alto grau metamórfico, não identificado nas outras unidades cartografadas.

Duas fases metamórficas foram observadas nas supracrustais correlacionáveis a unidade Amotopo, em diversas partes do Cinturão Cauarane-Coeroeni (ver item 2 e Kroonenberg, 1976) e devem estar presentes (apesar de não claramente demonstradas) na área estudada. A primeira fase, de caráter sincinemático, está relacionada ao fechamento das bacias Cauarane-Kanuku-Coeroeni, em ambiente colisional (Fraga *et al.*, 2009 a) ou em ambiente intracontinental (Kroonenberg *et al.*, 2016). A segunda fase metamórfica, estática, está associada a um intenso plutono-vulcanismo em torno de 1,98 Ga que afetou a região. Quanto a este vulcano-plutonismo, por correlação com regiões bem estudadas no Brasil, é sugestivo que o Granito Wonotobo ($1980,2 \pm 5,8$ Ma, $1973,6 \pm 3,8$ Ma) e a Formação Dalbana representem um magmatismo cálcio-alcálico de alto-K e que o Granito Sipaliwini tenha afinidades com granitos do tipo-A. Estes magmatismos cálcio-alcálico de alto-K e do tipo- A com idades em torno de 1,98 Ga foram interpretados por Fraga *et al.* (2009 a, b, c) como pós-colisionais e admitidos por Kroonenberg *et al.* (2016) como relacionados a terceira fase do Ciclo Transamazônico. Os granitoides foliados e gnaisses identificados na unidade Gnaisse Werekitto ($1983,9 \pm 5,4$ Ma, $1993,9 \pm 3,7$ Ma) de idades similares aos granitoides Wonotobo e Sipaliwini, são tidos por Kroonenberg *et al.* (2016) como produtos do metamorfismo da sequência supracrustal. Entretanto, os dados geocronológicos e petrográficos sugerem que estas rochas representem corpos ígneos, sendo possível uma correlação com a Suíte Reislândia, que inclui granitoides colocados sin-cinematicamente, em ambiente mais profundo, ao longo de zonas de cisalhamento, o que explicaria, ao menos em parte, o quadro estrutural verificado na unidade Werekitto. Esta questão do significado do acervo estrutural identificado nos gnaisses e granitoides foliados Werekitto precisa, no entanto, ser mais bem investigada.

Zonas de cisalhamento na direção WNW-ESSE, desenvolvidas em condições de temperaturas moderadas a baixas cortam as unidades paleoproterozoicas da região, tendo sido identificadas tramas miloníticas nos granitoides Wonotobo e Werekitto. Estas zonas de cisalhamento estão provavelmente relacionadas ao Episódio K'Mudku que reativou parte da estrutura mais antiga do Escudo das Guianas em torno de $\sim 1,2$ Ga.

Falhas e fraturas observadas em especial nas rochas vulcânicas relacionam-se, possivelmente, a evolução Mesozoica do Escudo das Guianas com a abertura do Atlântico Central, quando enxames de diques e zonas de brecha se desenvolveram e bacias profundas como o Graben do Tacutu foram instaladas na parte central do escudo.

5. RECURSOS MINERAIS

Na área do Projeto foram identificados indícios da presença de bens minerais tais como ferro (em itabirito) no rio Paloemeu, manganês na região de Lada Soela, no rio Tapanahony superior, ambos na parte oriental da área do mapa, não visitada durante os trabalhos de campo. Estas indicações figuram no Mapa Metalogenético do Suriname de Dahlberg (1976).

Um possível carbonatito associado a Suíte Alcalina Muri na parte ocidental da área, é coberta por uma laterita com altos teores em Nb e Sr. Na base da elevação relacionada ao possível carbonatito ocorre solo com anomalia radioativa elevada rico em REE-fosfatos (Fozzard, 1986, Gibbs & Barron, 1993).

Devido aos rumores sobre a ocorrência de diamantes na área de Sipaliwini, uma etapa de campo foi organizada pela GMD e Sipaliwini Development Co. em maio de 1974. Em seis locais ao longo do rio Linker e Rechter Sipaliwini, a montante da pista de pouso, o cascalho foi peneirado e bateado para obter uma alta concentração de minerais pesados. Em dois locais foi encontrado um diamante, de 4,7 e 27,3 mg, respectivamente. Geikielite, gorceixite e goyazite, minerais satélites do diamante foram encontrados em quatro amostras. A cassiterita, mineral de estanho, foi encontrada em dois poços (Schönberger, 1974). Também estas indicações figuram no mapa por Dahlberg (1976).

A presente viagem de campo não encontrou nenhum indício de mineralização.

6. GEODIVERSIDADE

O conceito de Geodiversidade é relativamente recente e segundo CPRM (2006) é o estudo da natureza abiótica (meio físico) constituída por uma variedade de ambientes, composições, fenômenos e processos geológicos que dão origem às paisagens, rochas, minerais, águas, fósseis, solos, clima e outros depósitos superficiais que propiciam o desenvolvimento da vida na Terra, tendo como valores intrínsecos a cultura, o estético, o econômico, o científico, o educativo e o geoturístico.

Segundo Silva *et al.* (2008), a aplicação dos estudos da geodiversidade voltada para o planejamento territorial funcionaria como indicador das aptidões e restrições de uso do meio físico de uma área, bem como dos impactos advindos de seu uso inadequado do ponto de vista geológico.

No Brasil, vêm sendo realizados, desde 2006, pela CPRM (<http://www.cprm.gov.br/publique/Gestao-Territorial/Geodiversidade-162>), levantamentos regionais e sistemáticos da geodiversidade brasileira, que visam a disponibilizar a diversos segmentos da sociedade uma tradução do conhecimento geológico-científico do território brasileiro, com o objetivo de contribuir para a elaboração das macrodiretrizes do ordenamento territorial, dentre outras aplicações (Fig. 20).

O MAPA GEODIVERSIDADE DA FRONTEIRA BRASIL-SURINAME ora apresentado disponibiliza informações para políticas macro-regionais visando o planejamento, a gestão e o ordenamento do território, baseadas na influência da diversidade geológica (Domínios e Unidades geológico-ambientais). As características de cada unidade geológico-ambiental são descritas na legenda do mapa em função de suas adequabilidades/favorabilidade e limitações frente às obras de engenharia, ao uso para agricultura, às fontes poluidoras, água subterrânea; e potencialidades mineral e para sítios favoráveis ao geoturismo.

Adicionalmente, são apresentados cartogramas temáticos relativos aos temas: a) Infraestrutura e território da cidadania; b) Formas de relevo; c) Áreas restritivas e especiais; d) Favorabilidade hidrogeológica. O objetivo dos cartogramas é o de proporcionar a visualização espacial e entendimento das potencialidades e restrições e/ou impedimentos naturais ou legais ao desenvolvimento, principalmente relacionados às atividades econômicas na região fronteira.

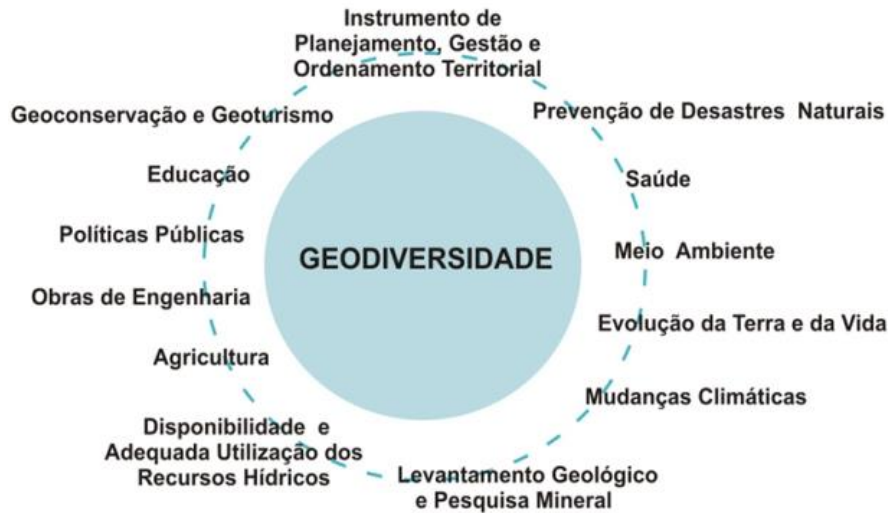


Figura 20. Aplicações múltiplas do conhecimento da geodiversidade. Fonte: Silva et al. (2008).

6.a METODOLOGIA

O levantamento da geodiversidade da fronteira Brasil-Suriname foi baseado na reclassificação das unidades litológicas apresentadas no MAPA GEOLÓGICO E DE RECURSOS MINERAIS DA FRONTEIRA BRASIL-SURINAME (este projeto). O resultado obtido não é um mapa geológico ou tectônico, mas sim um novo produto, denominado MAPA GEODIVERSIDADE DA FRONTEIRA BRASIL-SURINAME, no qual foram inseridas informações de cunho ambiental, baseadas em informações disponíveis e interpretadas para a área, como por exemplo, os Mapas de Geodiversidade dos Estados do Pará (Jorge João et al., 2011) e Amapá (Jorge João et al., 2013).

Os critérios adotados foram os mesmos que os utilizados nos levantamentos realizados no território brasileiro, ou seja, as unidades litológicas foram agrupadas em conjuntos estratigráficos (unidades litológicas ou litoestratigráficas) de comportamento semelhante frente ao uso e à ocupação dos terrenos, denominados domínios e unidades geológico-ambientais. Os domínios geológico-ambientais e suas subdivisões foram analisados com vista às implicações ambientais provenientes de características físico-químicas, geométricas e genéticas dos corpos rochosos aplicáveis ao planejamento e informações da compartimentação geomorfológica do relevo (Ramos *et al.*, 2010; Ramos *et al.*, 2005; Theodorovicz, 2005). O principal objetivo para tal compartimentação é atender a uma ampla gama de usos e usuários interessados em conhecer as implicações ambientais decorrentes do embasamento geológico.

Na figura 21 encontra-se sintetizada as etapas metodológicas utilizadas na confecção do mapa geodiversidade. Em alguns casos, foram agrupadas, em um mesmo domínio, unidades estratigráficas com idades diferentes, desde que a elas se aplicasse um conjunto de critérios classificatórios, como: posicionamento tectônico, nível crustal, classe da rocha (ígneas, sedimentar ou metamórfica), grau de coesão, textura, composição, tipos e graus de deformação, expressividade do corpo rochoso, tipos de metamorfismo, expressão geomorfológica ou litotipos especiais.

No mapa Geodiversidade da Área de Fronteira Brasil-Suriname, cada unidade geológico-ambiental tem sua representação gráfica materializada por uma determinada composição de cor e identificação numérica (ex.: 1 – Ambiente de planícies aluvionares). Foram utilizadas variações de tonalidade para representar unidades que pertençam a um mesmo domínio geológico-ambiental. Cada unidade geológico-ambiental, subdividida em função do seu padrão de relevo, é representada no mapa por letras (ex.: a - Planícies Fluviais ou Fluvio-lacustres - planícies de inundação, baixadas inundáveis e abaciamentos).

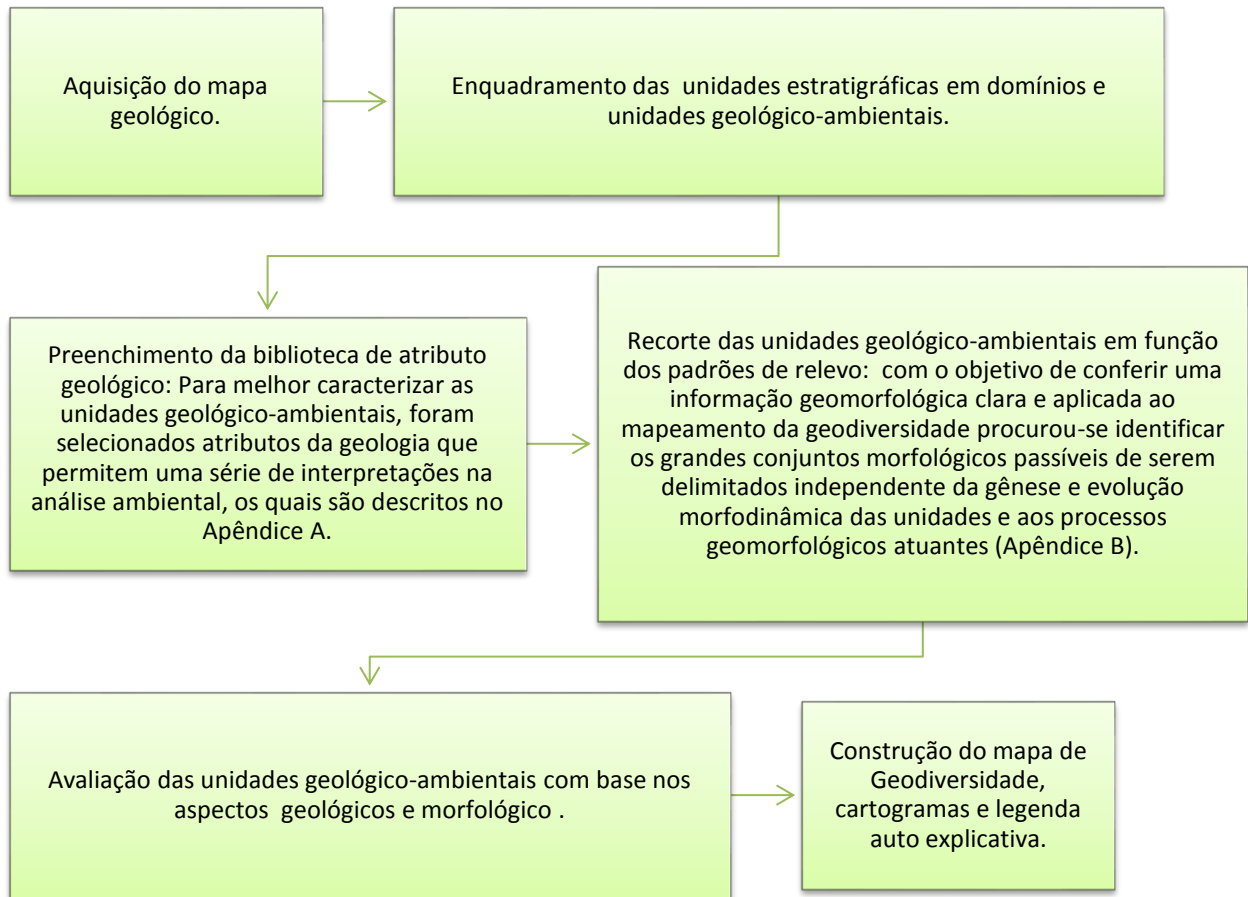


Figura 21. Etapas metodológicas envolvidas na elaboração no mapa geodiversidade Brasil-Suriname. Utilizou-se como material de apoio imagens de satélite GEOCOVER e produtos derivados do Modelo Digital de Elevação TOPODATA (2011), tais como relevo sombreado, curva de nível e declividade.

6.b ASPECTOS DA GEODIVERSIDADE

A área de estudo, em sua porção brasileira, tem seu uso restrito em função da presença de áreas indígenas (Área Indígena do Tumucumaque) e de unidades de conservação (Área Ecológica Grão-Pará e Parque Nacional do Tumucumaque). No Suriname, parte da região é ocupada pela Área Ecológica Sipaliwini.

A zona de Fronteira entre Brasil e Suriname se caracteriza por um clima equatorial superúmido regido pela atuação intensa da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e pela Massa Equatorial Continental (mEc), registrando totais pluviométricos de norte e noroeste (2.200 a 2.500 mm/ano) (Nimer, 1989) estando revestida, em grande parte, por Floresta Equatorial Densa do Bioma Amazônico. Entretanto ressalta-se um expressivo reduto de vegetação de cerrado junto à fronteira com o Suriname (IBGE, 2004), abrangendo grande extensão do alto vale do rio Paru do Oeste ou Cuminá.

A caracterização geral do relevo nos remete a um vasto domínio de terrenos aplainados e posicionados em cotas modestas, entre 250 e 400 metros. Na maior parte, esses terrenos consistem em um conjunto de superfícies de aplainamento reafeiçoadas (R3a2) ou desfeitas num relevo de colinas amplas (R4a1) ou de morros baixos (R4a2). Tais terrenos encontram-se sustentados por um embasamento ígneo-metamórfico de idade predominantemente Paleoproterozoica com franco predomínio de rochas granitoides. Sobre tais superfícies de aplainamento emergem, de forma esporádica, um conjunto de diversificado de relevos residuais (que compreendem desde morros isolados a *inselbergs* e pequenas cristas alinhadas) (R3b), associadas a litologias mais resistentes à erosão. Destaca-se ainda na paisagem geomorfológica regional a ocorrência de planaltos residuais que representam os terrenos mais elevados de toda a fronteira, cujos

topos alcançam cotas que variam entre 450 e 900 metros de altitude. Constituem um extenso agrupamento de morros altos (R4b) e de serras alinhadas (R4c), sustentados por rochas plutônicas não deformadas de idade Paleoproterozoica. Este conjunto de padrões de relevo está inserido em duas unidades morfoesculturais: as superfícies aplainadas do Norte da Amazônia e os planaltos residuais do Norte da Amazônia (Costa & Melo, 1975; Dantas & Teixeira, 2013).

O substrato geológico da região fronteira Brasil-Suriname apresenta uma diversificada constituição litológica. Da geodiversidade desse substrato resulta a ocorrência de diamante, ferro e cassiterita distribuída pela área do projeto. Os recursos minerais representam uma dotação ou um patrimônio natural não renovável da geodiversidade da área estudada, podendo contribuir para o desenvolvimento sustentável, e por via de consequência, para a melhoria da qualidade de vida das comunidades ou das populações residentes nessa região.

Com base na presença das ocorrências minerais e na análise do contexto geológico associado, existe a possibilidade de serem identificadas áreas potencialmente favoráveis à existência de jazidas ou depósitos minerais de interesse econômico. Contudo, na região estudada, o desenvolvimento mineral pode ser frenado ou mesmo impedido pela existência de áreas impeditivas ou restritivas, materializando um conflito de uso e ocupação do território.

Do ponto de vista do potencial geoturístico, merece destaque na geodiversidade da área estudada, a narrativa de Kroonenberg, S. B. (Comunicação escrita – 2017), registrando uma visita à caverna Werehpai, localizada a cerca de 40 km a leste de Kwamalasamutu e cerca 4 km de distância do rio Sipaliwini. Essa caverna é considerada como um monumento contendo cerca de 300 inscrições ou petroglifos com grande diversidade. Escavações arqueológicas no assoalho da caverna permitiram a descoberta de cerâmica e carvão datados entre 5000 e 4200 anos. Esse sítio mereceria ser classificado como Patrimônio da Humanidade, sendo regularmente visitado como um atrativo geoturístico, merecendo, assim, a urgente adoção de medidas de proteção. Afora a caverna Werehpai, numerosos outros sítios contendo petroglifos ocorrem na área Sipaliwini. Um outro aspecto da geodiversidade na área Sipaliwini é a presença de sulcos ou estrias de polimento com uma grande variedade de formas estreitas, rasas e profundas.

Diante do exposto, foi proposta para a área fronteira uma divisão de seu território em 09 domínios e 10 unidades geológico-ambientais, subdivididas segundo os padrões de relevo predominante (Figs 22 e 23).

7. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

O baixo nível de conhecimento geológico da área resulta, em grande parte, da ausência de uma infraestrutura adequada, fato que implica em uma logística operacional complexa e onerosa para os levantamentos de campo. Além disso, a inexistência de cobertura aerogeofísica de alta resolução para o território do Suriname é um fator limitante para a evolução do conhecimento regional. Entretanto, os trabalhos de integração geológica ao longo da fronteira Brasil-Suriname foram bastante produtivos e permitiram uma atualização da geologia das porções sul do Suriname e norte do Brasil, além do contato enriquecedor entre os pesquisadores representantes do Suriname e aqueles do Serviço Geológico do Brasil.

A execução dos trabalhos de campo na região do rio Sipaliwini, apesar de curta, possibilitou uma excelente observação das principais unidades litológicas aflorantes nas proximidades da fronteira Brasil Suriname. Com os trabalhos de campo executados pela equipe binacional e as análises laboratoriais executadas pela CPRM, algumas discrepâncias puderam ser identificadas e corrigidas no Mapa Geológico do Suriname (GMD, 1977) e, por conseguinte, na distribuição das unidades litoestratigráficas que adentram o território brasileiro. No Brasil, a integração dos dados disponíveis com a interpretação de imagens geofísicas permitiu da mesma forma, uma melhoria na cartografia geológica desta porção longínqua do território nacional.

Com relação ao tema da geodiversidade, a área de estudo compreende uma das regiões mais remotas do Planeta, assim como, também consiste numa das zonas mais conservadas e protegidas da Floresta Amazônica em seu estágio clímax. Um verdadeiro *hot-spot* da Biodiversidade mundial em termos de

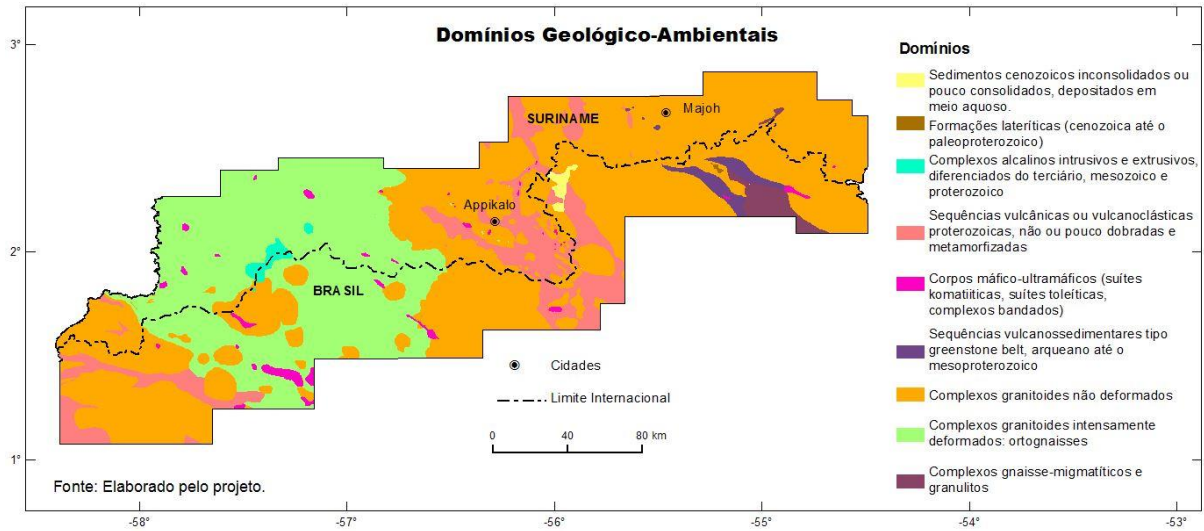


Figura 22. Domínios Geológico-Ambientais presentes na região de fronteira Brasil-Suriname.

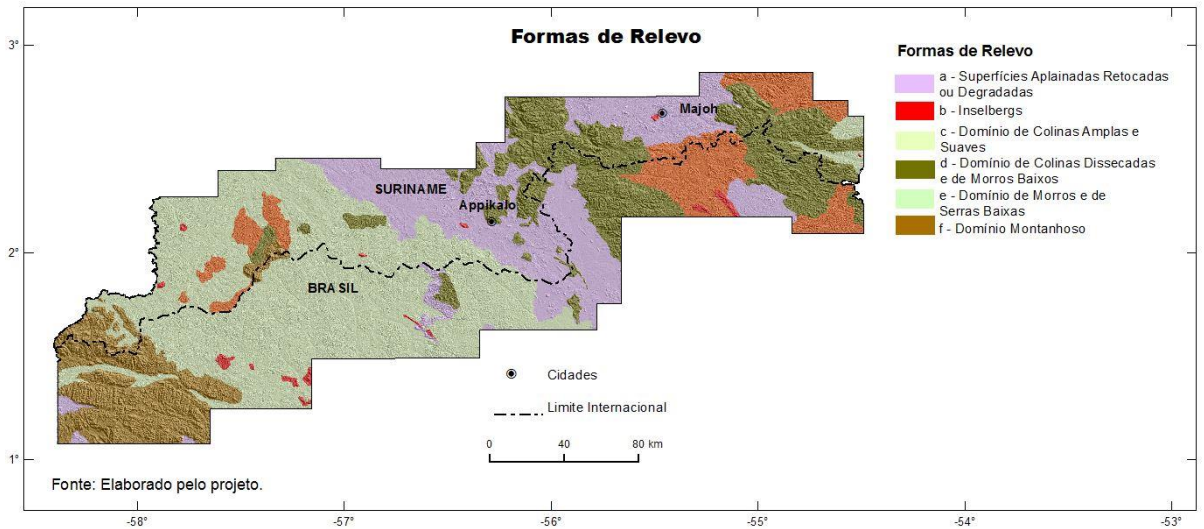


Figura 23. Compartimentos de relevo presentes na região de fronteira Brasil-Suriname.

florestas tropicais. De uma maneira geral são áreas de difícil acesso com pouco conhecimento do meio físico, o que não permite apontar com clareza as adequabilidades/favorabilidades e limitações quanto ao uso agrícola, obras de engenharia, recursos hídricos e fontes poluidoras.

Finalmente, reconhecemos a importância do projeto executado para o avanço do conhecimento geológico e da geodiversidade da parte centro-leste do Escudo das Guianas e recomendamos que novos projetos de cooperação sejam firmados entre a CPRM e as instituições do Suriname que atuem para o detalhamento das informações.

AGRADECIMENTOS

Agradecemos a todas as instituições envolvidas na execução e acompanhamento deste projeto e, em especial, a Agência Brasileira de Cooperação (ABC) do Ministério das Relações Exteriores.

Os autores agradecem, ainda, a colaboração do geólogo Leandro Galvanese Kuhlmann na tradução do tema de geodiversidade, bem como o apoio das divisões de cartografia (DICART) e de editoração (DIEDIG) e de Alessandra Pacheco Moreira, Mylena Guimarães Firmino e das estagiárias Giovanna Tristao Rodrigues da Cunha e Sulsiene Machado de Souza na finalização dos produtos aqui apresentados.

Referências bibliográficas

- Almeida F.F.M., 1978. *Tectonic map of South America, 1:5.000.000*. Explanatory note. Brasília, DNPM/CGMW/UNESCO, 23 p.
- Almeida M.E. 2006. *Evolução da porção centro-sul do Escudo das Guianas com base no estudo geoquímico, geocronológico e isotópico dos granitoides paleoproterozoicos do sudeste de Roraima*, Brasil. PhD Thesis, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 227 p.
- Almeida M.E., Macambira M.J.B., Elma C.O. 2007. Geochemistry and zircon geochronology of the I-type high-K calc-alkaline and S-type granitoid rocks from southeastern Roraima, Brazil: Orosirian collisional magmatism evidence (1.97–1.96 Ga) in central portion of Guiana Shield. *Precambrian Research*, **155**:69-97.
- Avelar V.A., Lafon J.M., Delor C., Guerrot C., Lahondère D., 2003. Archean crustal remnants in the easternmost part of the Guiana Shield: Pb-Pb and Sm-Nd geochronological evidence for Mesoarchean versus Neoproterozoic signatures. *Géologie de la France*, **2-3-4**: 83-99.
- Barreto C.J.S., Lafon J.M., Rosa-Costa L.T., Lima E.F. 2014. Proterozoic (~1.89 Ga) felsic volcanism of the Iricoumé Group, Guiana Shield, South America: geochemical and Sm-Nd isotopic constraints on sources and tectonic environment. *International Geology Review*, **56**: 1332-1356.
- Berrangé J.P. 1977. The geology of southern Guyana, South America. *Institute of Geological Sciences Overseas Memoir*. **4**. p. 112.
- Bosma W., Kroonenberg S.B., Maas K., Roever E.W.F. de. 1983. Igneous and metamorphic complexes of the Guiana Shield in Surinam. *Geologie en Mijnbouw*, **62**:241-254.
- Bosma W., Kroonenberg S.B., van Lissa, R. V., Maas, K., Roever, E.W.F. de. 1984. *An Explanation to the geology of Surinam*. Mededelingen Geologisch Mijnbouwkundige Dienst Suriname, **27**:31-82.
- Castro J.M.R., Silva R.C.S., Rosa-Costa L.T., Barbosa J.P.O. 2014. *Mapa geológico da folha Rio Trombetas – SA.21-X-A*. Escala 1:250.000. Belém, CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Programa Geologia do Brasil - PLGB.
- Cordani U.G., Sato K. 1999. Crustal evolution of the South American Platform, based on Nd isotopic systematics on granitoid rocks. *Episodes*, **22**:167-173.
- Cordani U.G., Fraga L.M., Reis N., Tassinari C.G., Brito-Neves B.B. 2010. On the origin and tectonic significance of intra-plate events of Grenvillian-type age in South America: A discussion. *Journal of South American Earth Sciences*, **29**:143-159.
- Costa R.C.R., Melo D.P. 1975. Geomorfologia. In: BRASIL. Departamento Nacional de Produção Mineral. *Projeto RADAMBRASIL*. Folha NA.21-Tumucumaque e parte da folha NB.21. Rio de Janeiro: DNPM- Departamento de Produção Mineral, p. 119-162. (Levantamento dos Recursos Naturais, 9).
- CPRM. 2004. *Carta Geológica Brasil ao Milionésimo: Sistema de Informações Geográficas-SIG*. Folha NA.21 Tumucumaque. Escala 1:1.000.000. Brasília, CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Programa Geologia do Brasil-PLGB. [CD-ROM].
- CPRM. 2006. *Mapa Geodiversidade do Brasil*. Escala 1:2.500.000. Legenda expandida. Brasília, CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, 68 p. [CD-ROM].
- CPRM. 2010. *Geologia e Recursos Minerais da Folha Vila de Tepequém, NA.20-X-A-III, Estado de Roraima*. Escala 1:100.000. Programa Geologia do Brasil - PLGB. Projeto Cartografia da Amazônia. CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. Manaus, 182 p. [CD-ROM].

- Costi H.T., Dall'Agnol R., Moura C.A.V. 2000. Geology and Pb-Pb Geochronology of Paleoproterozoic Volcanic and Granitic Rocks of Pitinga Province, Amazonian Craton, Northern Brazil. *International Geology Review*, **42** (9):832-849.
- Dahlberg E.H. 1975. Lithostratigraphical correlation of granulite-facies rocks of the Guiana Shield. *Mededelingen Geologisch Mijnbouwkundige Dienst Suriname* 23:26-33. Also published (1976) in *Memorias 2º Congreso Latinoamericano de Geologia, Caracas. Boletín de Geologia, Publicación Especial*, **7**:665-673.
- Dantas M.E. 2013. Biblioteca de relevo do território brasileiro. In: Bandeira I.C.N. (org.). *Geodiversidade do estado do Maranhão*. Teresina, CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, p. 133-140.
- Dantas M. E. & Teixeira S. G. 2013. Origem das paisagens. In: João X. S. J., Teixeira S. G., Fonseca D. D. F. (org.), *Geodiversidade do Pará*. Belém, CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, p. 25-49.
- Delor C., De Roever E.W.F., Lafon J.-M., Lahondère, D., Rossi P., Cocherie A., Guerrot C., Potrel A., 2003a. The Bakhuis ultrahigh-temperature granulite belt (Suriname): II. Implications for late Transamazonian crustal stretching in a revised Guiana Shield framework. *Geologie de la France*, **2-3-4**:207-230.
- Delor C., Lahondère D., Egal E., Lafon J.-M., Cocherie, A., Guerrot C., Rossi P., Truffert C., Théveniaut H., Phillips D., De Avelar V.G. 2003b. Transamazonian crustal growth and reworking as revealed by the 1:500,000-scale geological map of French Guiana (2nd edition). *Geologie de la France*, **2-3-4**: 5-57.
- De Vletter D.R., Aleva G.J.J., Kroonenberg S.B. 1998. Research into the Precambrian of Suriname. In: Th.E. Wong et al. (eds.). *The history of earth sciences in Suriname*. Royal Netherlands Academy of Science, Netherlands Institute of applied Geosciences, p. 15-63.
- De Roever E.W.F., Lafon J.M., Delor C., Rossi P., Cocherie A., Guerrot C., Potrel A. 2003a. The Bakhuis Ultra-high temperature granulite belt: I Petrological and geochronological evidence for a counterclockwise P-T path at 2.07-2.05 Ga. *Geologie de la France*, **2,3,4**:175-205.
- De Roever E.W.F., Kroonenberg S.B., Delor C., Phillips D. 2003b. The Käyser dolerite, a Mesoproterozoic alkaline dyke suite from Suriname. *Géologie de la France*, **2,3,4**:161-174.
- De Roever E.W.F., Lafon J.-M., Delor C., Guerrot C. 2010. Orosirian magmatism and metamorphism in Suriname: new geochronological constraints. In: 45th Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, *Abstract*, 1 p.
- De Roever E.W.F., Lafon J.-M., Delor C., Cocherie A., Guerrot C. 2015. Orosirian magmatism and metamorphism in Suriname: new geochronological constraints. *Contribuições à Geologia da Amazônia*, **9**:359-372.
- Dreher A.M., Fraga L.M., Ragatky D., Graziotin H., Reis N.J. 2009. O Grupo Cauarane na Folha Vila De Tepequém, Roraima. In: XI Simpósio de Geologia da Amazônia. Manaus, 3 p.
- Faria M.S.G., Almeida M.E., Santos J.O.S., Chemale Jr., F. 2003. Evolução geológica da região do alto Rio Anauá – Roraima. In: SBG-Núcleo Norte, *Simpósio de Geologia da Amazônia*. Manaus, v. 8. [CD-ROM].
- Ferron J. M. T. M., Bastos Neto A. C., Lima E. F., Nardi L. V. S., Costi H. T., Pierosan R., Prado M. 2010. Petrology, geochemistry, and geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks (1.89–1.88 Ga) of the Pitinga Province, Amazonian Craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **29**(2):483-497.
- Fraga L.M.B., Haddad R.C., Reis, N. J. 1997. Aspectos geoquímicos das rochas granitóides da Suíte Intrusiva Pedra Pintada, nortado Estado de Roraima. *Revista Brasileira de Geociências*, **27**(1):3-12.
- Fraga L.M.B., Araújo R.V. de, Haddad R.C. 1999. Suíte Metamórfica Rio Urubu. In: CPRM – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, *Programa Levantamentos Geológicos Básicos – PLGB*. Roraima Central, Folhas NA.20-X e NA.21-V, Estado de Roraima, escala 1:500.000. CPRM, Brasília/SUREG-MA, p. 38–48. [CD-ROM].

- Fraga L.M.B. 2002. *Associação anortosito-mangerito-granito rapakivi (AMG) do Cinturão Guiana Central, Roraima, e suas encaixantes paleoproterozóicas: evolução estrutural, geocronologia e petrologia*. PhD Thesis, CPGG-Universidade Federal do Pará, Belém, 351 p.
- Fraga L.M., Reis N.J., Dall'Agnol R., Armstrong R. 2008. The Cauarane-Coeroene belt, the tectonic southern limit of the preserved Rhyacian crustal domain in the Guiana Shield, northern Amazonian Craton. *Abstract 33th IGC Oslo, Symposium AMS-07*, paper 1344505.
- Fraga L.M., Reis N.J., Dall'Agnol R. 2009a. Cauarane–Coeroeni Belt — the main tectonic feature of the Central Guiana Shield, northern Amazonian Craton. In: 11° Simpósio de Geologia da Amazônia. Manaus, *Resumos Expandidos*.
- Fraga L.M., Macambira M.J.B., Dall'Agnol R., Costa J.B.S. 2009b. 1.94–1.93 Ga charnockitic magmatism from the central part of the Guiana Shield, Roraima, Brazil: single zircon evaporation data and tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, **27**:247-257.
- Fraga L.M., Dreher A.M., de Faria M.S.G., Graziotin H.F., Santos J.O.S., Reis N.J. 2009c. Granito Aricamã, Magmatismo Tipo-A pós-colisional no norte de Roraima. In: 11° Simpósio de Geologia da Amazônia. Manaus, *Resumos Expandidos*.
- Fraga L.M.B., Dreher A.M. 2010. Suíte Pedra Pintada. In: CPRM (ed.): *Programa Geologia do Brasil. Programa Cartografia da Amazônia*. Geologia e Recursos Minerais da Folha Vila de Tepequém, NA.20-X-A-III. Escala 1:100.000. CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Superintendência Regional de Manaus, Estado de Roraima: p. 96–106. [CD-ROM].
- Fraga L.M.B, Reis N.J., Bettliolo L., Scandollara J., Dreher A.M. 2013. *Carta geológica da folha Ilha de Maracá NA.20-X-A*. Disponível em: <<http://geosgb.cprm.gov.br/>>. Acesso em 05 jul 2017.
- Fraga L.M., Dall'agnol R., Costa J.B.S., Macambira M.J.B. 2009d. The Mesoproterozoic Mucajaí anorthosite-mangerite-rapakivi granite complex, Amazonian Craton, Brazil. *The Canadian Mineralogist*, **47**:1469-1492.
- Gaudette H.E., Olszewski Jr. W.J., Santos J.O.S. 1996. Geochronology of Precambrian Rocks from the Northern Part of Guiana Shield, State of Roraima, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **9**:183-195.
- Gibbs A.K. & Barron C.N. 1993. *Geology of the Guiana shield*. Oxford University Press, 246 p.
- GMD. 1977. *Geological Map of Suriname 1:500,000*. Geologisch Mijnbouwkundige Dienst Suriname (Paramaribo).
- Gruau G., Martin H., Leveque B., Capdevila R. 1985. Rb-Sr and Sm-Nd geochronology of Lower Proterozoic granite-greenstone terrains in French Guiana, South America. *Precambrian Res.*, **30**: 63-80.
- Haddad R.C. & Faria M.S.G. 2000. Suíte Mapuera. In: CPRM, 2000. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil-PLGBI*. Caracará, Folhas NA.20-Z-B e NA.20-Z-D inteiras e parte das folhas NA.20-Z-A, NA.20-Z-C, NA.21-Y-C e NA.21-Y-A. Estado de Roraima. Escala 1:500.000. Brasília. [CD-ROM].
- Heinonen A.P., Fraga L.M., Rämö O.T., Dall'Agnol R., Mänttari I., Andersen T. 2012. Petrogenesis of the igneous Mucajaí AMG complex, northern Amazonian craton - Geochemical, U–Pb geochronological and Nd–Hf–O isotopic constraints. *Lithos*, **151**:17-34.
- IBGE. 2004. Mapa de Vegetação do Brasil: escala 1:5.000.000. Rio de Janeiro, IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística.
- Issler R. S., De Lima R.M.G., Montalvão G.G. 1975. Magmatismo alcalino no craton Guianaense, In: *Anais da Conferência Geológica Interguianas X*, Belém, Pará, Brasil, p. 103-122.

- Jorge João X.S., Teixeira S.G., Fonseca D.D.F. 2011. *Mapa Geodiversidade do Estado do Pará, escala 1:1.000.000*. Disponível em: <http://rigeo.cprm.gov.br/xmlui/bitstream/handle/doc/14705/geodiversidade_para.pdf?sequence=1>. Acesso em abril de 2017.
- Jorge João X.S., Teixeira S.G. 2013. *Mapa Geodiversidade do Estado do Amapá, escala 1:1.000.000*. Disponível em: <http://rigeo.cprm.gov.br/xmlui/bitstream/handle/doc/13678/geodiversidade_amapa.pdf?sequence=1>. Acesso em abril de 2017.
- Klaver M., De Roever E.W.F., Nanne J.A.M., Mason P.R.D., Davies G.R. 2015. Charnockites and UHT metamorphism in the Bakhuis Granulite Belt, western Suriname: Evidence of two separate UHT events. *Precambrian Research*, **262**:1-19.
- Klein E., Almeida M., Rosa-Costa L.T. 2012. The 1.89-1.87 Ga Uatumã Silicic Large Igneous Province, northern South America. *Large Igneous Provinces Commission*. (<http://www.largeigneousprovinces.org>), November 2012 LIP of the Month.
- Kroonenberg S.B. 1976. *Amphibolite facies and granulite-facies metamorphism in the Coeroeni-Lucie area, southwestern Surinam*. PhD Thesis, Univ. Amsterdam; issued in *Geol. Mijnb. Dienst Sur., Med.* **25**:101-289.
- Kroonenberg S. B., Roever E.W.F. de, Fraga L.F., Reis N.J., Faraco T.M., Lafon L.M., Cordani U., Wong T.E. 2016. Paleoproterozoic Evolution of the Guiana Shield in Suriname: A revised model. *Netherlands Journal of Geosciences*, **95**:492-522.
- Leal R.E., Rosa-Costa L.T., Lafon J.M. 2013. Petrografia, geocronologia e assinatura geofísica de plútons graníticos no Domínio Erepecuru-Trombetas, Província Amazônia Central, noroeste do Pará. In: 13^o Simpósio de Geologia da Amazônia. Belém, *Short Papers*, **5**:539-542.
- Ledru P., Johan, V., Milési, J.P., Tegye, M. 1994. Markers of the last stages of the Paleoproterozoic collision: evidence for a 2 Ga continent involving circum-South Atlantic provinces. In: T. Onstott (ed.), Proterozoic paleomagnetism and paleogeography. *Precambrian Res.*, **69**:169-191.
- Macambira M.J.B., Almeida M.E., Santos L.S. 2002. Idade de zircão de vulcânicas do sudeste de Roraima: contribuição para a redefinição do Supergrupo Uatumã. In: Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Relacionados. Belém, *Anais*, v. 2.
- McPhie J., Doyle M., Allen R. 1993. *Volcanic Textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Hobart: Univ. Tasmania, 191 p.
- McReath I., Faraco M.T.L. 1997. Sm/Nd and Rb/Sr systems in part of the Vila Nova metamorphic suite, northern Brazil. In: South American Symposium on Isotope Geology. Campos do Jordão, *Extended abstracts*, v. 1, p. 194-196.
- Nadeau S., Chen W., Reece J., Lachman D., Ault R., Faraco M.T.L., Fraga L.M., Reis N.J., Bettiello L.M., 2013. Guyana: the Lost Hadean crust of South America?. *Braz.J. Geol*, **43**:601-603.
- Nadeau S. 2014. *Guyana Geological time escale*. Guyana geological and Mining Commission, 1 p.
- Nimer E. 1989. *Climatologia do Brasil*. Rio de Janeiro: IBGE, 422p. 2ed.
- Nomade S., Th'éveniaut H., Chen Y., Pouclet A., Rigollet C. 2000. Paleomagnetic study of French Guyana Early Jurassic dolerites: hypothesis of a multistage magmatic event. *Earth and Planetary Science Letters*, **184**:155-168.

- Norcross C., Davis D.W., Spooner E.T., Rust, A. 2000. U–Pb and Pb–Pb age constraints on Paleoproterozoic magmatism, deformation and gold mineralization in the Omai area, Guiana Shield. *Precambrian Res.*, **102**:69-86.
- Passchier C.W., Trouw R.A.J. 1996. *Micro-Tectonics*. Springer-Verlag, Berlin, 289 p.
- Reis N.J., Faria M.S.G., Fraga L.M., Haddad R.C. 2000. Orosirian calc-alkaline volcanism and the Orocaima event in the northern Amazonian craton, eastern Roraima state, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**:380-383.
- Ramos M.A.B.; Dantas M.E.; Theodorovicz A.; Marques V.J.; Orlandi Filho V.; Maia M.A.M., Pfaltzgraff P.A.S. 2010. Metodologia e estruturação da base de dados em sistema de informação geográfica. In: Carvalho L.M. & Ramos M.A.B. (eds.). *Geodiversidade do Estado da Bahia*, Salvador/BA, CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Superintendência Regional de Salvador, p. 27-44.
- Ramos M.A.B., Jesus J.D.A. de, Espírito Santo E.B. do, Cerqueira D.B. de. 2005. Proposta para determinação de atributos do meio físico relacionados às unidades geológicas, aplicado à análise geoambiental. In: Oficina internacional de ordenamento territorial mineiro, 2005, Rio de Janeiro. *Anais*. CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais.
- Reis, N.J., Fraga, L.M., Faria, M.S.G., Almeida, M.E. 2003. Geologia do Estado de Roraima, Brasil. *Geologie de la France*, **2-3-4**:121-134.
- Reis N.J., Szatmari P., Wanderlei Filho J.R., York D., Evensen N.M., Smith P.E. 2008. Dois Eventos de Magmatismo Máfico Mesozóico na Fronteira Brasil – Guiana, Escudo das Guianas: Enfoque à Região do Rifte Tacutu – North Savannas. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 43, Aracaju, 2006. M.G.Silva, W.J.S. Franca-Rocha (org.), *Coletânea de Trabalhos Completos*. [CD-ROM].
- Reis N.J., Teixeira W., Hamilton M.A., Bispo-Santos F., Almeida M.E., D’Agrella-Filho M.S. 2013. Avanavero Mafic Magmatism, a Late Paleoproterozoic LIP in the Guiana Shield, Amazonian Craton: U–Pb ID-TIMS baddeleyite, Geochemical and Paleomagnetic Evidence. *Lithos*, **174**:175–195, Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2012.07.011>>. Acesso em 14 de setembro de 2012.
- Riker S.R.L., Araújo R.V., Reis N.J. 1999. Grupo Cauarane. In: CPRM, 1999, *Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil-PLGB*. Roraima Central, Folhas NA.20-X e NA.21-V, Estado de Roraima, escala 1:500.000. Brasília, CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Superintendência Regional de Manaus, p. 20-33 [CD-ROM].
- Rosa-Costa L.T., Lafon J.M., Delor C. 2006. Zircon geochronology and Sm-Nd isotopic study: further constraints for the Archean and Paleoproterozoic geodynamical evolution of the southeastern Guiana Shield, north of Amazonian Craton, Brazil. *Gondwana Research*, **10**:277-300.
- Rosa-Costa L., Lafon J., Cocherie A., Delor C. 2008. Electron microprobe U–Th–Pb monazite dating of the Transamazonian high-grade metamorphic overprint on Archean rocks from Amapá block, southeastern Guiana Shield, Northern Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.*, **26**:445–462.
- Santos J.O.S. 2003. Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil-Central. In: Bizzi L. A., Schobbenhaus C., Vidotti R. M., Gonçalves J. H. (eds.) *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*, 169, Brasília, CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, p. 167-195.
- Santos J.O.S. dos, Reis N.J., Chemale F., Hartmann L.A., Pinheiro S.S., Mcnaughton N.J. 2003a. Paleoproterozoic evolution of the North-western Roraima State—absence of Archean crust, based on U–Pb and Sm-Nd isotopic evidence. In: South-American Symposium on Isotope Geology. Salvador, Brazil, *Short Papers*, v. 4, p. 278–281.

- Santos J.O.S., Potter P.E., Reis N.J., Hartmann L.A., Fletcher I.R., McNaughton N.J. 2003b. Age, source and regional stratigraphy of the Roraima Supergroup and Roraima-like outliers in northern South America based on U-Pb geochronology. *Geol. Soc. America Bulletin*, **115**:331-348.
- Santos J.O.S., Pinto V., McNaughton N.J., Almeida M.E. 2011. Diversos episódios de magmatismo charnockítico no Centro-Norte do Craton Amazonas: Províncias Tapajós-Parima e Rio Negro. In: 12° Simpósio de Geologia da Amazônia. Boa Vista, *Resumos Expandidos*.
- Silva C.R. da, Marques V.J., Dantas M.E., Shinzato E. 2008. Aplicações múltiplas do conhecimento da geodiversidade. In: SILVA, C.R. da (ed.). *Geodiversidade do Brasil: conhecer o passado, para entender o presente e prever o futuro*. Rio de Janeiro: CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, 264 p. il. p. 181-202.
- Swapp S. M. & Onstott T. C. 1989. P-T-time characterization of the Transamazonian orogeny in the Imataca Complex, Venezuela. *Precambrian Research*, **42**:293-314.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**:174-182.
- Tassinari C.C., Munhá J.M., Teixeira W., Palácios T., Nutman A.P., Sosa C., Santos A.P., Calado B.O. 2004. The Imataca Complex, NW Amazonian Craton, Venezuela: crustal evolution and integration of geochronological and petrological cooling histories. *Episodes*, **27**(1):3-12.
- Teixeira W., Kawashita K., Taylor P.N., Ojima S.J., Viera A.G. 1985. Reconhecimento geocronológico da Guiana francesa: novos dados, integração e implicações tectônicas. In: II Simp. Geol. Amaz. Belém, *Anais*, v.1, p. 194-207.
- Theodorovicz A. et al. 2005. Projeto paisagens geoquímicas e geoambientais do vale do Ribeira. São Paulo: CPRM/UNICAMP/FAPESP.
- Valério C.S., Souza V.S., Macambira M.J.B. 2009. The 1.90–1.88 Ga magmatism in the southernmost Guiana Shield, Amazonas, Brazil: Geology, geochemistry, zircon geochronology, and tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, **28**(3):304-320.
- Vanderhaeghe O., Ledru P., Thiéblemont D., Egal E., Cocherie A., Tegye M., Milési J.P. 1998. Contrasting mechanism of crustal growth. Geodynamic evolution of the Paleoproterozoic granite-greenstone belts of French Guiana. *Precambrian. Res.*, **92**:165-193.
- Vasquez M.L., Sousa C.S., Carvalho J.M.A. (Orgs.). 2008. *Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Pará, escala 1:1.000.000*. Programa Geologia do Brasil (PGB), Integração, Atualização e Difusão de Dados da Geologia do Brasil, Mapas Geológicos Estaduais. Belém, CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Superintendência Regional de Belém.
- Shonberger H. 1974. Diamond exploration in central-eastern Suriname. *Geology Mijnb. Dienst Sur., Med.* 23.
- Oliveira A. da S., Fernandes C.A.C., Issler R.S., Abreu A.S., Teixeira W. 1975. In: BRASIL. Departamento Nacional de Produção Mineral. *Projeto RADAMBRASIL*. Geologia da Folha NA.21, Tumucumaque, e da folha NB.20/21, Roraima. Rio de Janeiro. (Levantamento de recursos naturais, 9).

APÊNDICES

**APÊNDICE A - Biblioteca de atributos do
tema geodiversidade**

ATRIBUTOS DA GEODIVERSIDADE

São descritos, a seguir, os atributos dos campos que constam no arquivo shapefile do tema Unidade geológico-ambiental.

SIGLA_UNID – SIGLA DA UNIDADE: identidade única da unidade litoestratigráfica. É o campo de chave primária que liga a tabela aos polígonos do mapa.

NOME_UNIDA – NOME DA UNIDADE: denominação formal ou informal da unidade litoestratigráfica.

HIERARQUIA: hierarquia à qual pertence a unidade litoestratigráfica.

LITOTIPO1: litotipos que representam mais de 10% da unidade litoestratigráfica ou com representatividade não determinada.

LITOTIPO2: litotipos que representam menos que 10% da unidade litoestratigráfica.

CLASSE_ROC – CLASSE DA ROCHA: classe dos litotipos que representam mais de 10% da unidade litoestratigráfica ou com representatividade não determinada.

COD_DOM – CÓDIGO DO DOMÍNIO GEOLÓGICO-AMBIENTAL: sigla dos domínios geológico-ambientais.

DOM_GEO – (DESCRIÇÃO DO DOMÍNIO GEOLÓGICO-AMBIENTAL) – Reclassificação da geologia pelos grandes domínios geológicos.

COD_UNIGEO – CÓDIGO DA UNIDADE GEOLÓGICO-AMBIENTAL: sigla da unidade geológico-ambiental.

UNIGEO – DESCRIÇÃO DA UNIDADE GEOLÓGICO-AMBIENTAL: as unidades geológico-ambientais foram agrupadas com características semelhantes do ponto de vista da resposta ambiental, a partir da subdivisão dos domínios geológico-ambientais.

DEF_TEC – DEFORMAÇÃO TECTÔNICA/DOBRAMENTOS: Relacionada à dinâmica interna do planeta. Procede-se à interpretação a partir da ambiência tectônica, litológica e análise de estruturas refletidas nos sistemas de relevo e drenagem.

Biblioteca

Ausente

Não dobrada

Pouco a moderadamente dobrada

Intensamente dobrada

Moderadamente a intensamente dobrada

Pouco a intensamente dobrada

CIS_FRAT – TECTÔNICA FRATURAMENTO (juntas e falhas)/CISALHAMENTO: Relacionada à dinâmica interna do planeta. Procede-se à interpretação a partir da ambiência tectônica, litológica e análise de estruturas refletidas nos sistemas de relevo e drenagem.

Biblioteca

Não fraturada

Pouco a moderadamente fraturada (distribuição regular)

Pouco a moderadamente fraturada (distribuição irregular)

Moderadamente a intensamente fraturada (distribuição regular)
Moderadamente a intensamente fraturada (distribuição irregular)
Pouco a intensamente fraturada (distribuição regular)
Pouco a intensamente fraturada (distribuição irregular)
Intensamente fraturada (distribuição regular)
Intensamente fraturada (distribuição irregular)

TIPO_DEF – TIPO DE DEFORMAÇÃO

Biblioteca

Não se aplica
Deformação rúptil
Deformação dúctil/rúptil
Deformação rúptil/dúctil
Deformação dúctil

COMP_REOL – CARACTERÍSTICAS REOLÓGICAS (comportamento frente a esforços mecânicos). De acordo com Oliveira e Brito (1998), as rochas podem apresentar as seguintes características reológicas (comportamento frente a esforços mecânicos):

Biblioteca

Isotrópico – Caso dos granitos com granulação e textura homogênea.
Anisotrópico – Caso das unidades formadas por diversas litologias e/ou deformações heterogêneas.

ASPECTO – ASPECTOS TEXTURAIS E ESTRUTURAIS

Biblioteca

Sem estruturas
Estratificada/Biogênica
Maciça/Vesicular
Maciça/Acamadada
Maciça/Laminada
Maciça
Acamadada
Acamadada/Filitosa
Acamadada/Xistosa
Xistosa/Maciça
Filitosa/Xistosa
Acamadamento Magmático
Gnáissica
Bandada
Concrecional

Concrecional/Nodular

Biogênica

Estruturas de Dissolução

Estruturas de Colapso

INTEMP_F – RESISTÊNCIA AO INTEMPERISMO FÍSICO: dedução feita a partir da análise da composição mineral principal da rocha ou das rochas que sustentam a unidade geológica.

Biblioteca

- Para um tipo de litologia que sustenta a unidade geológica ou complexos plutônicos de várias litologias:

Baixa

Moderada a alta

- Se forem várias litologias:

Baixa a moderada na vertical

Baixa a alta na vertical

Baixa a alta na horizontal e na vertical

INTEMP_Q – RESISTÊNCIA AO INTEMPERISMO QUÍMICO: dedução feita a partir da análise da composição mineral principal da rocha ou das rochas que sustentam a unidade geológica.

Biblioteca

- Para um tipo de litologia que sustenta a unidade geológica ou complexos plutônicos de várias litologias.

Baixa

Moderada a alta

Não se aplica

- Se forem várias litologias:

Baixa a moderada na vertical

Baixa a alta na vertical

Baixa a alta na horizontal e na vertical

GR_COER – GRAU DE COERÊNCIA

Resistência ao corte e à penetração, baseado na tabela de resistência à compressão uniaxial e classes de alteração (VAZ, 1996).

Biblioteca

- Para um tipo de litologia que sustenta a unidade geológica ou complexos plutônicos de várias litologias:

Muito brandas

Brandas

Médias

Duras

Muito brandas a duras

- Se forem vários litotipos:

Variável na horizontal

Variável na vertical

Variável na horizontal e vertical

Não se aplica

TEXTURA – CARACTERÍSTICAS DO MANTO DE ALTERAÇÃO (solo residual): dedução feita a partir da análise da composição mineral principal das rochas.

Biblioteca

Predominantemente arenoso

Predominantemente argiloso

Predominantemente argilossiltoso

Predominantemente argilo-síltico-arenoso

Variável de arenoso a argilossiltoso

Predominantemente siltoso

Não se aplica

PORO_PRI – POROSIDADE PRIMÁRIA: relacionada ao volume de vazios sobre o volume total da rocha (baseado na Tabela de Porosidade Total dos Diversos Materiais Rochosos – vide Capítulo 3).

Biblioteca

- Para um tipo de litologia que sustenta a unidade geológica:

Baixa – 0 a 15%

Moderada – 15 a 30%

Alta – >30%

- Para várias litologias que sustentam a unidade geológica:

Variável – 0 a >30%

LITO_HIDRO – Característica da unidade lito-hidrogeológica

Biblioteca

Granular
Fissural
Granular/Fissural
Cárstico
Não se aplica

COD_REL – CÓDIGO DOS COMPARTIMENTOS DE RELEVO: sigla para a divisão dos macrocompartimentos de relevo. Ver Anexo B.

RELEVO – MACROCOMPARTIMENTO DE RELEVO: descrição dos macrocompartimentos de relevo. Ver Anexo B.

DECLIVIDAD – DECLIVIDADE: intervalo de declividades dos compartimentos de relevo.

AMPL_TOPO – AMPLITUDE: amplitudes topográficas. Ver Anexo B.

GEO_REL – CÓDIGO DA UNIDADE GEOLÓGICO-AMBIENTAL + CÓDIGO DO RELEVO: sigla da nova unidade geológico-ambiental, fruto da composição da unidade geológica com o relevo. É o campo indexador que liga a tabela aos polígonos do mapa e ao banco de dados. É formada pelo campo COD_UNIGEO + COD_REL.

**APÊNDICE B – Metodologia simplificada para
elaboração dos padrões de relevo**

ATRIBUTOS DO RELEVO

O mapeamento de padrões de relevo é, essencialmente, uma análise morfológica do relevo com base em fotointerpretação da textura e rugosidade dos terrenos a partir de diversos sensores remotos.

Com esse enfoque, foram selecionados padrões de relevo para os terrenos existentes, levando-se, essencialmente, em consideração:

- Parâmetros morfológicos e morfométricos que pudessem ser avaliados pelo instrumental tecnológico disponível nos *kits* digitais (imagens LandSat GeoCover e Modelo Digital de Terreno e Relevo Sombreado (SRTM); mapa de classes de hipsometria; mapa de classes de declividade).
- Reinterpretação das informações existentes nos mapas geomorfológicos produzidos por instituições diversas, em especial os mapas desenvolvidos no âmbito do Projeto RadamBrasil, em escala 1:1.000.000.
- Execução de uma série de perfis de campo, com o objetivo de aferir a classificação executada.

Para cada um dos atributos de relevo, com suas respectivas bibliotecas, há uma legenda explicativa (Biblioteca de Relevo), que agrupa características morfológicas e morfométricas gerais, assim como informações elementares e generalizadas quanto à gênese e vulnerabilidade frente aos processos geomorfológicos (intempéricos, erosivos e deposicionais).

Evidentemente, considerando a vastidão e a enorme geodiversidade do território fronteira Brasil/Suriname, assim como seu conjunto diversificado de paisagens bioclimáticas e condicionantes geológico-geomorfológicas singulares, as informações de amplitude de relevo e declividade, dentre outras, devem ser reconhecidas como valores-padrão, não aplicáveis indiscriminadamente a todas as regiões. Não se descartam sugestões de ajuste e aprimoramento da Tabela 1 apresentada nesse modelo, as quais serão bem-vindas.

Tabela 1 – Atributos e biblioteca de padrões de relevo

Símbolo	Tipo de Relevo	Declividade (graus)	Amplitude Topográfica (m)
R1a	Planícies Fluviais ou Fluvioacustres	0 a 3	zero
R1b1	Terraços Fluviais	0 a 3	2 a 20
R1b2	Terraços Marinheiros	0 a 3	2 a 20
R1b3	Terraços Lagunares	0 a 3	2 a 20
R1c1	Vertentes Recobertas por Depósitos de Encosta	5 a 45	Variável
R1c2	Leques Aluviais	0 a 3	2 a 20
R1d	Planícies Fluviomarinhas	0 (plano)	zero
R1e	Planícies Costeiras	0 a 5	2 a 20
R1f1	Campos de Dunas	3 a 30	2 a 40
R1f2	Campos de Loess	0 a 5	2 a 20
R1g	Recifes	0	zero
R2a1	Tabuleiros	0 a 3	20 a 50
R2a2	Tabuleiros Dissecados	0 a 3	20 a 50
R2b1	Baixos Platôs	0 a 5	0 a 20
R2b2	Baixos Platôs Dissecados	0 a 5	20 a 50
R2b3	Planaltos	0 a 5	20 a 50
R2c	Chapadas e Platôs	0 a 5	0 a 20
R3a1	Superfícies Aplainadas Conservadas	0 a 5	0 a 10
R3a2	Superfícies Aplainadas Degradadas	0 a 5	10 a 30
R3b	<i>Inselbergs</i>	25 a 60	50 a 500
R4a1	Domínio de Colinas Amplas e Suaves	3 a 10	20 a 50
R4a2	Domínio de Colinas Dissecadas e Morros Baixos	5 a 20	30 a 80
R4a3	Domos em Estrutura Elevada	3 a 10	50 a 200
R4b	Domínio de Morros e de Serras Baixas	15 a 35	80 a 200
R4c	Domínio Montanhoso	25 a 60	300 a 2000
R4d	Escarpas Serranas	25 a 60	300 a 2000
R4e	Degraus Estruturais e Rebordos Erosivos	10 a 45	50 a 200
R4f	Vales Encaixados	10 a 45	100 a 300

Fonte: DANTAS, M.E. Biblioteca de relevo do território brasileiro. In: BANDEIRA, I.C.N. (Org.).

Geodiversidade do estado do Maranhão. Teresina: CPRM, 2013. p. 133-140.

ISBN: 978-85-7499-356-0