



PROGRAMA
LEVANTAMENTOS
GEOLÓGICOS BÁSICOS
DO BRASIL

PROJETO PROVÍNCIA MINERAL DA RENCA
E DISTRITO MINERAL DO IPITINGA

Escalas 1: 250.000
e
1: 100.000 (subáreas)

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS

FASE 1

Belém
2001



CPRM

Serviço Geológico do Brasil
Superintendência Regional de Belém

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA

SECRETARIA DE MINAS E METALURGIA

MINISTRO DE ESTADO
SECRETÁRIO DE MINAS E METALURGIA

José Jorge de Vasconcelos Lima
Luciano de Freitas Borges

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS

Diretor – Presidente
Diretor de Geologia e Recursos Minerais
Chefe do Departamento de Geologia

Umberto Raimundo Costa
Luis Augusto Bizzi
Carlos Schobbenhaus Filho

Superintendente Regional de Belém
Gerente de Recursos Minerais

José Armindo Pinto
Orlando José Barros de Araújo

Chefe do Projeto

José Maria de Azevedo Carvalho

Autores:
Paulo dos Santos Freire Ricci
Lúcia Travassos da Rosa Costa
José Maria de Azevedo Carvalho
Evandro Luiz Klein
Marcelo Lacerda Vasquez
Edésio Maria Buenano Macambira
Armínio Gonçalves Vale
Orlando José Barros de Araújo

Colaboradores:
Jânio Leite Amorin
Josafá Ribeiro de Oliveira
Marcos Luiz do E. Santo Quadros
Nélio das G. de A. da Mata Resende
Maria Telma Lins Faraco
Raimundo Geraldo Nobre Maia
Ruy Célio Martins

CRÉDITOS DE AUTORIA

Capítulo 1	Orlando José Barros de Araújo José Maria de Azevedo Carvalho Lúcia Travassos da Rosa Costa
Capítulo 2	Paulo dos Santos Freire Ricci Lúcia Travassos da Rosa Costa Evandro Luiz Klein Marcelo Lacerda Vasques José Maria de Azevedo Carvalho Edésio Maria Buenano Macambira Armínio Gonçalves Vale
Capítulo 3	Evandro Luiz Klein Edésio Maria Buenano Macambira José Maria de Azevedo Carvalho
Capítulo 4	Lúcia Travassos da Rosa Costa Paulo dos Santos Freire Ricci José Maria de Azevedo Carvalho

APRESENTAÇÃO

A retomada dos levantamentos geológicos básicos da Amazônia, conseqüentes ao ambicioso programa de levantamentos aerogeofísicos que a CPRM desenvolve na região, inaugura, sem dúvida, um novo marco na história do conhecimento e do desenvolvimento dessa importantíssima metade do território nacional.

A aplicação pioneira da aerogeofísica de alta resolução integrada com imageamento orbital no mapeamento geológico da área do Projeto PROMIN RENCA (Reserva Nacional do Cobre e Associados) traz à tona uma série de reflexões e de quebra de paradigmas acerca dos trabalhos de geologia na Amazônia. A eficácia, comprovada no produto que aqui se apresenta, da utilização dessas modernas ferramentas impõe uma significativa reavaliação conceitual dos métodos e das metas dos levantamentos geológicos tradicionalmente utilizados, com expressivo impacto na tempestividade do oferecimento público desse conhecimento e nos custos operacionais, em função da otimização de prazos. Essa reavaliação alcança até mesmo o consagrado conceito de escala, retirando-o do plano da simples relação aritmética de representação do objeto cartografado e conduzindo-o a um domínio multidimensional centrado no rigor do conteúdo da informação e do seu significado geológico.

Ao concluir apenas a primeira fase do Projeto, em que, em 18 meses, a área total (33.000 km²) da RENCA foi cartografada na escala 1: 250.000 e cerca de 1/3 dela na escala 1:100.000, já se pode avaliar, com clareza, o grande avanço que poderá ser alcançado a partir desse enorme aprendizado, calcado na constante e eficaz integração multidisciplinar.

De fato, para além da qualidade e utilidade intrínseca do seu produto, este projeto revelou-se um Projeto-Escola por excelência, permitindo a formatação de um novo modelo metodológico, aplicável e extensível às outras áreas da Amazônia, prenunciando o início de um novo momento nas geociências da região e na gestão dos recursos naturais do Brasil.

Por tudo isto, ao tempo em que registro que este Projeto retoma e reitera concretamente os compromissos históricos do Serviço Geológico do Brasil para com a Amazônia, consigno meu reconhecimento, pessoal e institucional, ao empenho, à competência técnica e ao profissionalismo da equipe executora, de sua Chefia e Coordenação, da Superintendência Regional de Belém e da Diretoria de Geologia e Recursos Minerais-DGM, bem assim ao indispensável e generoso suporte que nos foi oferecido pela Força Aérea Brasileira – FAB, decisivos para o sucesso do Projeto RENCA.

Registro, também, e por fim, meus melhores votos de que o entendimento geológico expresso nos textos e nos mapas que compõem este produto revele-se instrumento concreto de gestão e potencialização dos recursos minerais, hídricos, territoriais e geoambientais dessa área, para o benefício da Amazônia e do Brasil.

Brasília, novembro de 2001

Umberto Raimundo Costa
Diretor-Presidente

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	6
2 GEOLOGIA	10
2.1 Contexto Geológico Regional	10
2.2 Domínios Geológico-Geofísicos	13
2.2.1 Terreno Antigo Cupixi- Tartarugal Grande	13
2.2.2 Cinturão Jari	15
2.2.2.1 Subdomínio Nordeste	16
2.2.2.2 Subdomínio Sudoeste	16
2.2.3 Orógeno Carecuru-Paru	17
2.3 Tectonoestratigrafia	18
2.3.1 Introdução	18
2.3.2 Terreno Antigo Cupixi-Tartarugal Grande	20
2.3.2.1 Complexo Tumucumaque.	20
2.3.3 Fronteira Terreno Antigo Cupixi-Tartarugal Grande/Cinturão Jari	21
2.3.3.1 Complexo Bacuri	21
2.3.3.2 Grupo Vila Nova	23
2.3.4 Cinturão Jari	24
2.3.4.1 Complexo Jari-Guaribas	24
2.3.4.2 Complexo Baixo-Mapari	26
2.3.4.3 Complexo Iratapuru	27
2.3.4.4 Complexo Indiferenciado	29
2.3.4.5 Complexo Guianense	29
2.3.4.6 Seqüência Serra Samaúma	30
2.3.5 Fronteira Cinturão Jari/Orógeno Carecuru-Paru	31
2.3.5.1 Grupo Ipitinga	31
2.3.6 Orógeno Carecuru-Paru	32
2.3.6.1 Complexo Ananaí	32
2.3.6.2 Complexo Paru-Maratiá	34
2.3.6.3 Seqüência Fazendinha	35
2.3.6.4 Seqüência Cuiapocu	36

2.3.6.5. Seqüência Treze de Maio.....	37
2.3.7 Magmatismo Orogênico	38
2.3.7.1 Máficas/Ultramáficas Indiferenciadas	38
2.3.7.2 Suíte Intrusiva Cupixi	39
2.3.7.3 Suíte Intrusiva Igarapé Urucu	39
2.3.7.4 Suíte Intrusiva Carecuru	41
2.3.7.5 Alaskito Urucupatá	42
2.3.7.6 Suíte Intrusiva Igarapé Careta	46
2.3.7.7 Granito Igarapé Castanhal	44
2.3.7.8 Granitóides Indiferenciados	45
2.3.8 Magmatismo Pós-Orogênico	46
2.3.8.1 Suíte Intrusiva Parintins	46
2.3.9 Magmatismo Anorogênico	47
2.3.9.1 Granito Waiãpi	47
2.3.9.2 Suíte Intrusiva Boa Macaca	48
2.3.9.3 Alcalinas Camaipi	49
2.3.9.4 Básicas / Intermediárias Indiferenciadas	49
2.3.9.5 Diabásio Portela	50
2.3.10 Grupo Trombetas	51
2.3.11 Coberturas Lateríticas	51
2.3.12 Aluviões	51
3 RECURSOS MINERAIS	52
3.1 Introdução	52
3.2 Ouro	52
3.3 Cobre	55
3.4 Cromo	56
3.5 Ferro e Manganês	56
3.6 Cassiterita, Tantalita e Columbita	57
3.7 Diamante	57
3.8 Outras Potencialidades Metalogenéticas	57
4 CONSIDERAÇÕES FINAIS	60
5 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	63
6 ANEXOS (MAPAS)	68

1

INTRODUÇÃO

A área do Projeto Província Mineral da RENCA (Promin-RENCA) e Distrito Mineral do Ipitinga localiza-se na região limítrofe dos estados do Pará e Amapá, limitada pelas coordenadas 51° 35' a 54° 00'W / 01° 00'N a 0° 30'S, abrangendo grande parte dos interflúvios dos médios cursos dos rios Paru, Jari e Iratapuru e das bacias hidrográficas dos altos cursos dos rios Cupixi, Vila Nova e Maracá, compreendendo cerca de 33.000 km² (Figura 1.1).

A área de mapeamento, inicialmente selecionada, cobria cerca de 46.000 km², a qual foi reduzida em virtude da CPRM não ter obtido permissão da FUNAI para trabalhar nas reservas indígenas Apalaí e Waiãpi, que integravam parte do polígono do projeto e que foram, então, subtraídas.

O acesso ao seu interior pode ser feito por via aérea, utilizando-se aviões de pequeno a médio porte, até as pistas de Carecuru, no rio Jari ou Treze de Maio, no rio Paru. Por via fluvial é feito através das drenagens principais, havendo, no entanto, a necessidade de transposição das inúmeras corredeiras e cachoeiras, o que o torna bastante difícil e demorado.

Até a retomada dos levantamentos geológicos na região, através deste mapeamento, a memória geológica regional restringia-se aos projetos históricos da década de 70, executados por CPRM/DNPM (Paru-Jari, 1972; Norte da Amazônia, 1974 e Sudoeste do Amapá, 1978), além do Projeto RADAM (1974). No início dos anos 80, vários trabalhos prospectivos foram realizados por CPRM/GEBAM (Mapari, Ipitinga, Purgatório, Corocal, Cuiapocu, Cérbero I, Cérbero II e Cérbero I Alfa) e RADAM/GEBAM (Cupixi, Camaipi e Iratapuru), além de CPRM/MTA (interflúvio Paru-Ipitinga).

A CPRM, com objetivo de subsidiar o mapeamento geológico, criou um grande programa de levantamentos aerogeofísicos na Amazônia, com investigações magnetométricas e gamaespectométricas de alta resolução, o qual está sendo desenvolvido em regiões com potencialidades geoeconômicas mais promissoras. Subseqüentemente a este programa, os produtos do mapeamento geológico têm como meta gerar e ampliar a atratividade para investimentos relacionados à mineração e, ainda, subsidiar os programas do Governo Brasileiro.

Seguindo esta nova tendência, o Promin-RENCA se consolida como trabalho pioneiro a implantar uma nova estratégia de mapeamento geológico. Para tanto, cerca de 60% da sua área foi recoberta pelo Projeto Aerogeofísico da RENCA (CPRM, 1999 - Figura 1.1), cujas especificações de aquisição de dados são: altura de vôo de 100 m, espaçamento interlinhas de 500 m e direção

NE/SW. Cobrindo também a totalidade desse polígono estão disponíveis, ainda, dados dos projetos de levantamentos aerogeofísicos Jari-Rio Negro Leste (1978) e Jari-Rio Negro Leste II (1979), executados com altura de vôo de 150 m, espaçamento interlinhas de 2.000 m e direção N-S.

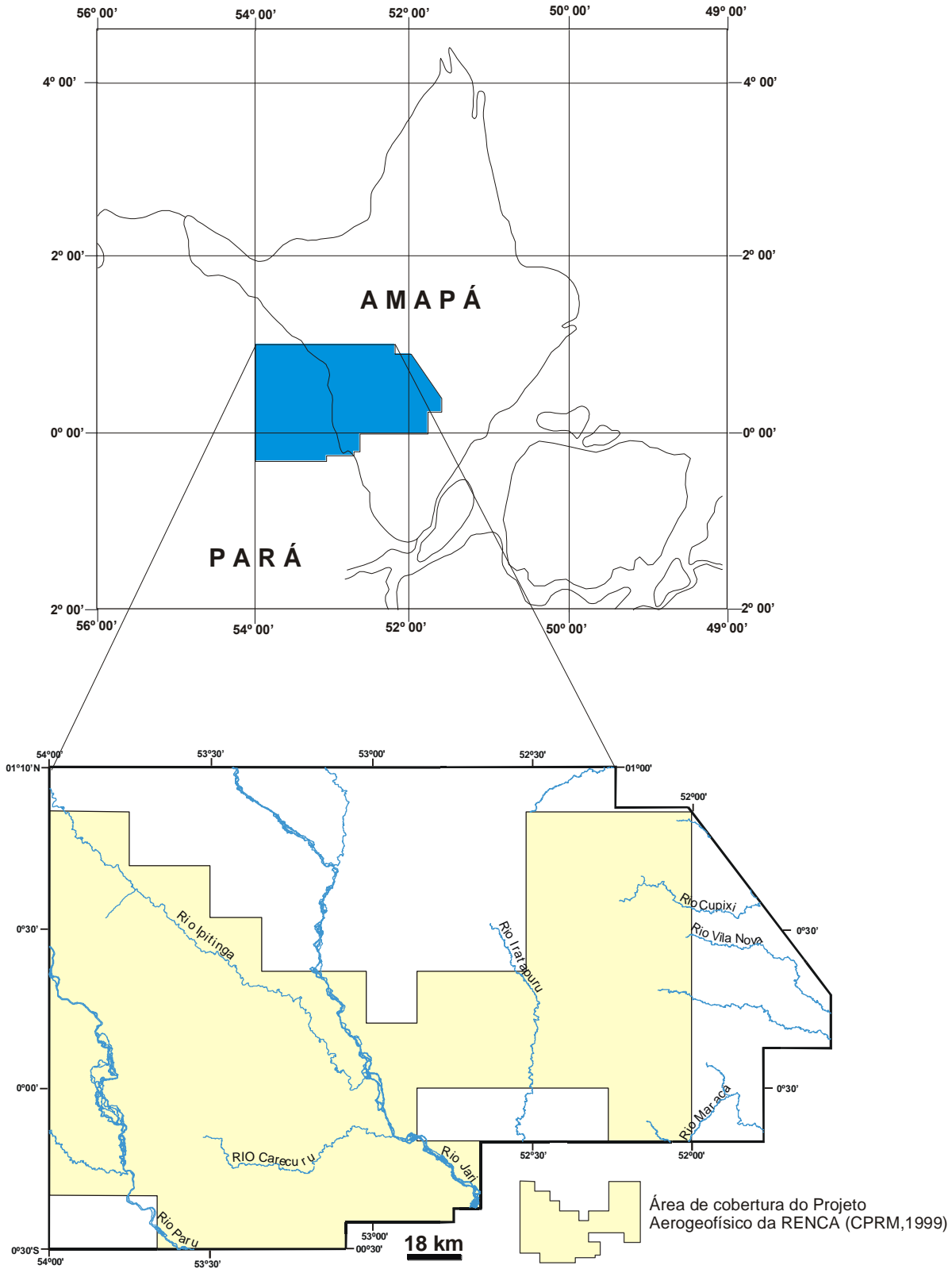


Figura 1.1 - Mapa de localização da área do Projeto Promin RENCA.

O Promin-RENCA teve início no ano 2000 e deverá ser concluído em meados de 2003, tendo como objetivo final a cartografia geológica de toda a sua área em escala 1:100.000. Entretanto, este relatório e os mapas anexos, apresentam a integração dos dados obtidos na sua primeira fase, em que foram estudados 905 afloramentos de rocha, analisadas cerca de 1.450 lâminas petrográficas (sendo 1070 resgatadas dos projetos anteriores) e efetuadas oito determinações geocronológicas, pelo método de evaporação de Pb em monocristais de zircão.

Os trabalhos obedeceram à seguinte metodologia: na fase pré-campo foi adquirida a documentação básica, realizada análise bibliográfica e dos registros das bases de dados (afloramentos e ocorrências minerais), revisões petrográficas do acervo já existente, interpretações de produtos de sensores remotos (imagens de LANDSAT TM5, RADAR e aerogeofísicas) e integrações preliminares. Durante os trabalhos de campo foram realizadas seções geológicas através das principais drenagens e, nos interflúvios, a partir de clareiras em alvos selecionados, com apoio de helicóptero, bem como o cadastramento de ocorrências minerais e estudo da tipologia de jazimentos primários de ouro. Na etapa de escritório foram desenvolvidas novas análises petrográficas, geocronológicas e, finalmente, elaborados mapas geológicos integrados, nas escalas de 1:250.000, área total, e 1:100.000, em subáreas totalizando aproximadamente 12.000 km² (Figura 1.2).

Cumprindo ainda informar que, durante os trabalhos de campo foi ainda executada uma prospecção geoquímica estratégica, cujas amostras (sedimentos de corrente, concentrados de batéia e solos) encontram-se em processo de análise, e os resultados serão apresentados no relatório final.

Os resultados alcançados, sintetizados neste relatório, apresentam uma importante contribuição ao conhecimento geológico regional deste setor do Cráton Amazônico.

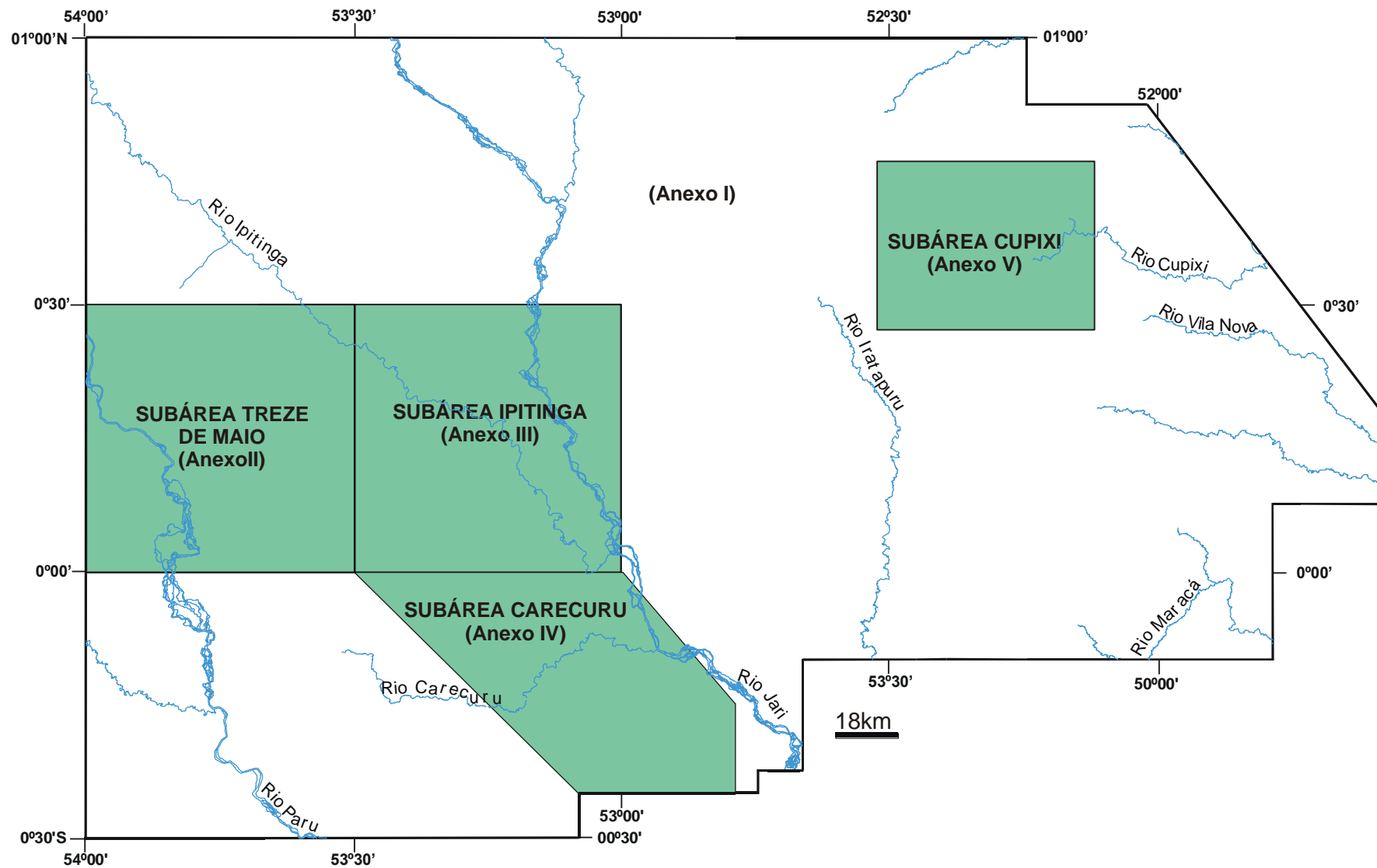


Figura 1.2 - Área do Projeto Promin-RENCA apresentada em escala 1:250.000, contendo a localização dos polígonos mapeados em escala 1:100.000.

GEOLOGIA

2.1 Contexto Geológico Regional

A área do Promin-RENCA situa-se no sudeste do Escudo das Guianas, no domínio da Província Tectônica-Geocronológica Maroni–Itacaiúnas de Cordani *et al.* (1979) ou Tassinari & Macambira (1999), conforme a Figura 2.1. Segundo esses autores, este segmento crustal foi estruturado numa extensa crosta paleoproterozóica (2,2 a 1,95 Ga) e contém relíquias de embasamento arqueano (Sato & Tassinari, 1997; Lafon *et al.*, 1998 e 2000) de alto grau, intensamente retrabalhado pela Orogênese Transamazônica.

Goodwin (1996), se reportando a esta entidade geotectônica, a classificou como uma megaprovíncia (2.500 x 500 km) ou cinturão móvel composto e bifurcado de NW-SE para E-W, constituindo uma das maiores feições paleoproterozóicas do planeta. No entanto, na sua porção oriental, os trabalhos mais recentes têm mostrado um significativo aumento no registro de idades e protólitos arqueanos nas regiões central e sul do Amapá (Sato & Tassinari, *op. cit.*; Lafon *et al.*, 1998 e 2000) e no NW do Pará (neste projeto), em contraste com o norte do Amapá e a Guiana Francesa. Tal constatação levou Lafon *et al.* (2000) a admitirem uma região de transição entre a Província Amazônia Central (Cordani *et al.*, 1979; Tassinari & Macambira, 1999), de idade arqueana, e a Província Maroni-Itacaiúnas.

Para Tassinari *et al.* (2000), os segmentos arqueanos do sul do Amapá correspondem ao domínio síalico daquela província paleoproterozóica, onde predominou retrabalhamento crustal do embasamento da Província Amazônica Central.

Outro cenário evolutivo e compartimental para essa porção cratônica é aquele proposto por Santos *et al.* (2000), admitindo que os terrenos arqueanos do sul do Pará se estendam de forma contínua até o NW do Pará e SW do Amapá, no rio Cupixi (Província Carajás – 3,10 a 2,53 Ga). Nessa visualização não existiriam núcleos arqueanos isolados, mas sim uma grande plataforma, que se prolongaria até a Província Transamazônica (2,25 a 2,0 Ga), conforme a Figura 2.1.

Em outras províncias juvenis, De Wit *et al.* (1992) e Goodwin (1996) admitem, por outro lado, que esses núcleos antigos podem representar fragmentos litosféricos pré-existentes, alóctones (*terrane*s) e não, necessariamente, *inliers* retrabalhados, autóctones (*terrains*). Nessa linha alternativa de interpretação, a análise aerogeofísica e dos demais sensores remotos tem mostrado uma indiscutível assembléia de terrenos tectonoestratigráficos distintos, justapostos ou balizados por megalineamentos NW-SE. Esses domínios geológico-geofísicos contrastantes se caracterizam

por apresentar patrimônios litológicos e algumas feições estruturais, tectono-magmáticas, geocronológicas e metamórficas distintas.

De NE para SW, os domínios mapeados (Figura 2.1) foram chamados de Terreno Antigo Cupixi-Tartarugal Grande (TACTG), Cinturão Jari (CJ) e Orógeno Carecuru-Paru (OCP), sendo que, no primeiro, os ortognaisses tonalíticos do Complexo Tumucumaque apresentaram idades Pb-Pb em monocristais de zircão de 2,85 Ga (V. Avelar, comunicação escrita). No CJ, pelo mesmo método, um ortognaisse tonalítico do Complexo Guianense forneceu a idade de 2,65 Ga, a qual contrasta ainda com a idade de 2,15 Ga de um gnaisse de mesma composição datado no OCP (Complexo Paru-Maratiá), ambas obtidas neste projeto.

Antes do atual mapeamento, a ausência de um entendimento tectonoestratigráfico levou a uma proliferação de unidades litoestratigráficas macrorregionais, as quais se estendiam por diferentes compartimentos e com superposição geográfica. Assim, os ortognaisses tonalíticos do rio Cupixi foram reunidos nos complexos Guianense (Lima *et al.*, 1974; Montalvão & Tassinari, 1984), Tumucumaque (Barros *et al.*, 1984) e Cupixi (Santos *et al.*, 2000), ou, ao contrário, diferentes seqüências metavulcano-sedimentares eram agrupadas sob um mesmo nome (Grupo Vila Nova, Lima *et al.*, 1974., e Machado Filho *et al.*, 1986; ou Suíte Metamórfica Vila Nova, Jorge João *et al.*, 1978), incluindo desde as de fácies xisto verde (Grupo Ipitinga e seqüências Cuiapocu, Treze de Maio, Fazendinha e Serra Samaúma) até as granulitizadas, tais como o Complexo Iratapuru (propostas neste projeto).

Portanto, no Promin-RENCA, os complexos, suítes e seqüências metavulcano-sedimentares individualizadas obedecem critérios de compartimentações tectonoestratigráficas, caracterizando domínios geológico-geofísicos que mantiveram consistência interna durante a evolução geológica em escala regional.

No TACTG, as únicas unidades mapeadas foram os ortognaisses cinzas e migmatitos sódicos (TTG) do Complexo Tumucumaque e alguns maciços de Granitóides Indiferenciados.

No CJ, a predominância é de ortognaisses de alto grau, tais como os complexos Jari-Guaribas (bimodal, enderbítico/charnoenderbítico e máfico), Baixo Mapari (granítico, transição anfíbolito-granulito) e Iratapuru (metassedimentos granulitizados), além de ortognaisses cinzas e migmatitos sódicos e potássicos do Complexo Guianense, de fácies anfíbolito. O magmatismo orogênico intrusivo é intenso e representado pelos charnockitóides da Suíte Igarapé Urucu, pelos corpos tabulares do Alaskito Urucupatá, maciços lineares de granitos e granodioritos a duas micas (Suíte Igarapé Careta), biotita-sieno e monzogranitos da Suíte Intrusiva Cupixi, leucogranitos granadíferos da unidade Igarapé Castanhal, diversos granitóides indiferenciados, máficas/ultramáficas indiferenciadas, além de um único plúton (tonalítico a granítico) da Suíte Intrusiva Parintins.

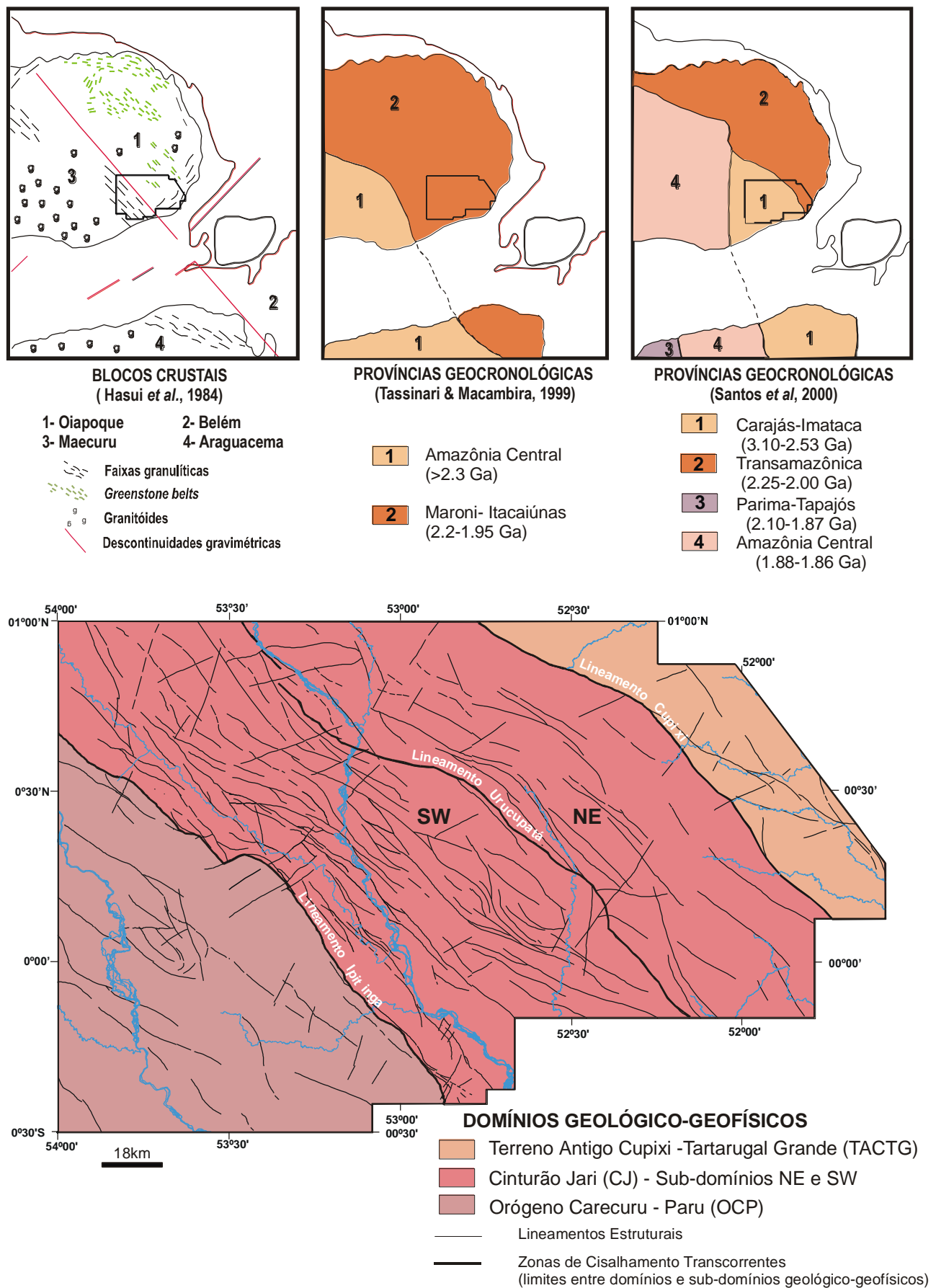


Figura 2.1 - Localização da área do Promin-RENCA dentro das principais propostas compartimentais sugeridas para este segmento do Cráton Amazônico, e domínios geológico-geofísicos mapeados neste projeto.

O OCP é um terreno dominado por granitóides, cujo embasamento de alto grau restringe-se ao *inlier* ou núcleo granulítico Paru, onde ocorrem os ortognaisses granulíticos bimodais (enderbíticos/charnoenderbíticos e máficos) do Complexo Ananaí. Fora desse núcleo, as unidades gnáissicas são compostas pelos ortognaisses cinza (TTG) e migmatitos sódicos do Complexo Paru-Maratiá, de fácies anfíbolito.

O extenso magmatismo orogênico é constituído, predominantemente, pelos granitóides primitivos da Suíte Intrusiva Carecuru (dioritos, leucoquartzo-dioritos, meladoritos, tonalitos e trondhjemitos), com variável grau de preservação da textura ígnea, pelos maciços expandidos da Suíte Intrusiva Parintins (tonalíticos a graníticos) e diversos granitóides indiferenciados, além de corpos máficos aparentemente intrusivos (médio curso do Igarapé do Inferno). Os charnockitóides ígneos da Suíte Intrusiva Igarapé Urucu também estão presentes neste domínio (magmatismo multiterrenos), mas se restringem ao núcleo granulítico supracitado.

As megassequências metavulcano-sedimentares (grupos Vila Nova e Ipitinga) pertencem, em escala regional, a grandes cinturões supracrustais interterrenos, de diferentes graus metamórficos e que extrapolam os limites deste projeto. Neste contexto foram mapeados pequenos testemunhos metassupracrustais, intraterrenos e denominados informalmente de Sequência Serra Samaúma, no Cinturão Jari, e sequências Cuiapocu, Fazendinha e Treze de Maio, no Orógeno Carecuru-Paru.

Outra unidade interterrenos é o Complexo Bacuri, formado por corpos máfico-ultramáficos gnaissificados, de fácies anfíbolito alto, o qual incide entre o Cinturão Jari e o Terreno Antigo Cupixi-Tartarugal Grande.

O magmatismo anorogênico tem distribuição multiterrenos e está representado pelo Granito Waiãpi, monzonitos e leucomonzograbros da Suíte Intrusiva Boa Macaca, malignitos, essexitos e aegirina-monzodioritos nefelínicos das Alcalinas Camaipi, pelo Diabásio Portela e algumas intrusões básicas (diabásios diversos) a intermediárias (monzonitos) indiferenciadas.

Completando esse quadro geológico, ocorrem ainda o Grupo Trombetas (arenitos e siltitos do paleozóico da Bacia do Amazonas), as Coberturas Lateríticas do Neógeno e as Aluviões, do Quaternário.

2.2 Domínios Geológico-Geofísicos

2.2.1 Terreno Antigo Cupixi-Tartarugal Grande

No extremo nordeste da área do Promin-RENCA, na região do rio Cupixi, mapeou-se uma pequena porção de um domínio gnáissico-migmatítico arqueano (Figura 2.1), originalmente referido por Lima *et al.* (1986) como Terreno Exótico Cupixi e redefinido neste projeto quanto a sua localização, como sendo um compartimento a nordeste do Lineamento Cupixi (NW-SE). Este

domínio litotectônico apresenta conteúdo litológico, assinaturas tectonoestruturais, tectono-magmáticas, geocronológicas e metamórficas que contrastam com as do Cinturão Jari.

A megaestrutura que articula e baliza esses dois terrenos, denominada Lineamento Cupixi possui cerca de 400 km de extensão longitudinal, prolongando-se além da área do projeto, desde a serra do Navio até a de Tumucumaque, controlando a seqüência metavulcano-sedimentar do Grupo Vila Nova, a qual constitui um megacinturão supracrustal. As medidas de alto valor de mergulho da foliação e lineações sub-horizontais, permitiram caracterizar esta estrutura como uma zona de cisalhamento relacionada a um sistema transcorrente, dúctil, com movimentação sinistral. Essa estruturação exhibe sinuosidades e ramificações secundárias que convergem para o lineamento principal, onde podem ocorrer misturas tectônicas entre os complexos Tumucumaque (do TACTG) e Guianense (do CJ).

Hasui *et al.* (1984) destacaram o padrão aeromagnetométrico calmo na região central do Amapá e as anomalias gravimétricas emparelhadas (positivas e negativas), orientadas segundo NE-SW da região centro-leste do Amapá, nas quais se insere o Terreno Antigo Cupixi-Tartarugal Grande. Essas características são muito distintas do padrão aeromagnético altamente perturbado/complexo e das anomalias gravimétricas emparelhadas, NW-SE, do Cinturão Jari.

Litologicamente, o TACTG é dominado pelos ortognaisses cinza e migmatitos (TTG) de fácies anfíbolito, do Complexo Tumucumaque. A ocorrência de granulitos, restrita a remanescentes isolados (não-lineares) na sua porção oriental (na região dos rios Falsino e Tartarugal Grande) e a relativa escassez de maciços granitóides contrastam com a constituição litológica e o padrão metamórfico do Cinturão Jari, dominado por rochas de alto grau (em faixas longilíneas) e um exuberante magmatismo orogênico evoluído.

Neste terreno a densidade de lineamentos estruturais, marcada tanto em imagens óticas quanto geofísicas, é consideravelmente menor que do CJ, adjacente, e diminui em direção à sua porção central a nordeste, fora do polígono mapeado. Na área não influenciada pelo Lineamento Cupixi, as foliações são concordantes ao *trend* regional NW-SE, com mergulhos baixos a altos (25 a 75°) tanto para NE como para SW, indicando uma dupla e ambígua vergência dessas feições planares. Este padrão estrutural foi observado em ortognaisses do Complexo Tumucumaque, ao longo do igarapé Água Fria, e pode representar dobramentos em grande escala. Entretanto, a escassez e o comportamento assistemático das medidas estruturais não permitem interpretações seguras quanto à vergência tectônica.

A idade Pb-Pb em monozircão obtida para o Complexo Tumucumaque é de 2,85 Ga (V. Avelar, comunicação escrita) e muito mais antiga que aquela verificada no Complexo Guianense (2,65 Ga), pelo mesmo método (neste projeto).

A extensão deste terreno até a região do rio Tartarugal Grande, as idades mesoarqueanas desta porção do Escudo das Guianas, e os seus contrastes litológicos, metamórficos, tectonoestruturais e tectono-magmáticos embasam a presente proposta de designação de Terreno Antigo Cupixi-Tartarugal Grande, enquadrando-o no conceito de *ancient gneiss terrain*, no sentido de De Wit *et al.* (1992).

2.2.2 Cinturão Jari

Este terreno crustal está localizado na porção central da área de trabalho, como uma faixa linear NW-SE com aproximadamente 100 km de largura, balizada pelos megalineamentos que controlam os cinturões metavulcano-sedimentares das serras do Ipitinga e das Coambas (lineamentos Ipitinga e Cupixi), constituindo o domínio geológico-geofísico mais expressivo da Província Mineral da RENCA (Figura 2.1).

A principal característica desse domínio são as suas faixas longilíneas de rochas de alto grau, correspondentes, em parte, a conceituação pioneira de Cinturão Jari (Haralyi & Hasui, 1982; Hasui *et al.*, 1984), no que diz respeito aos seus limites, o qual marca uma grande descontinuidade crustal, onde amplos tratos da crosta inferior foram alçados para níveis mais rasos (Hasui *et al.*, *op. cit.*). A partir dos padrões aeromagnéticos (MAGSAT) e das fortes anomalias gravimétricas emparelhadas (positivas e negativas), associadas às ocorrências granulíticas, aqueles autores assinalaram o caráter profundo dessas feições geofísicas, resultantes de um regime de acavalamento crustal com transporte de massa de SW para NE.

Neste projeto, este cinturão foi redefinido na sua largura máxima, não mais incorporando o núcleo granulítico Paru (no rio homônimo), o qual provavelmente representa um *inlier* mais novo ou embasamento de um outro terreno (paleoproterozóico), mais a sudoeste (Orógeno Carecuru-Paru).

Este domínio é caracterizado por uma conspícua estruturação dúctil NW-SE, marcada por enxames de lineamentos sinuosos e contínuos, que ultrapassam 100 km de extensão longitudinal e, em geral, representam zonas de cisalhamento transcorrentes ou, em menor proporção, zonas de cavalgamento. Nos mapas aeromagnetométricos tais estruturas são marcadas por anomalias lineares de pequeno comprimento de onda, e são responsáveis pela morfologia dos diversos conjuntos de rocha, que ocorrem, via de regra, como faixas alongadas e lentes segundo o *trend* regional.

Nas áreas não influenciadas pelas transcorrências, a foliação apresenta mergulhos baixos a médios (20-60°) para SW, em cujos planos identifica-se a lineação de estiramento indicando movimentação oblíqua, relacionada a um regime de cavalgamento com vergência para NE. Esta estruturação é fortemente modificada por transcorrências tardias, citadas acima, ao longo das quais a foliação adquire altos ângulos de mergulho, para SW ou NE.

Seguindo o eixo do rio Ipitinga, registra-se, sistematicamente, a foliação com ângulos médios de mergulho para NE, o que pode representar uma grande ondulação quanto ao mergulho, ou registro de movimentação retrocavaliante com vergência para SW.

Além dessas características, esse terreno também se distingue dos demais por ser o único a conter expressivos corpos de ortomigmatitos evoluídos (graníticos) e exibindo padrões de interferência de dobras (tipo “cogumelo”, de Ramsay & Huber, 1987). Essas constatações, aliadas ao padrão de intensa transposição do bandamento dos seus ortogranulitos (possivelmente remigmatizados) e do retrometamorfismo regional mais acentuado, sugerem um retrabalhamento crustal provavelmente mais intenso e complexo.

No CJ, a identificação de diferentes complexos metamórficos e suítes intrusivas (orogênicas) permitiu individualizar dois subcompartimentos, denominados de subdomínios Nordeste e Sudoeste, os quais assinalam diferentes volumes crustais nesse cinturão de alto grau. Estes subterrenos são limitados por uma grande zona de cisalhamento dúctil (NW-SE), à altura da serra do Urucupatá, que divide o cinturão ao meio, de forma simétrica. Tal lineamento é interpretado, supostamente, como um importante descolamento intracrustal (entre reologias contrastantes) ou cavalgamento de baixo ângulo, agora reativado por transcorrência tardia. Ao longo dessa estruturação se observa a distribuição preferencial dos corpos de ortogranulitos bimodais, com bandamento intensamente transposto e abundantes feições de migmatização.

Uma datação por evaporação de Pb em monozircão, obtida neste projeto, indicou protólitos neoarqueanos (2,79 Ga) para os ortognaisses enderbíticos do Complexo Jari-Guaribas, mais antigos que os ortognaisses tonalíticos do Complexo Guianense (2,65).

2.2.2.1 Subdomínio Nordeste

No limite superior, este compartimento é balizado pelo Lineamento Cupixi e pelo megacinturão supracrustal que se estende das serras do Navio a de Tumucumaque (ultrapassando os limites da área do projeto). Caracteriza-se por uma incidência maior de ortognaisses de fácies anfíbolito (Complexo Guianense) e da transição anfíbolito-granulito (Complexo Baixo Mapari), algumas vezes a dois piroxênios (charnockíticos) e de granitóides orogênicos, principalmente os catazonais (tipo Suíte Igarapé Urucu). Em alguns locais são registrados, ainda, corpos de ortognaisses bimodais (enderbíticos/charnoenderbíticos e máficos), do Complexo Jari-Guaribas.

2.2.2.2 Subdomínio Sudoeste

Este outro domínio ocorre entre os megalineamentos Ipitinga (no seu limite inferior) e aquele que secciona a serra do Urucupatá. No seu interior, registra-se uma proporção maior de rochas de alto grau e uma menor incidência de magmatismo orogênico. Além dos ortognaisses graníticos da transição anfíbolito-granulito, que se repetem neste subdomínio, diversas lentes e

faixas de rochas granulíticas podem ser mapeadas, de orto e paraderivação. As primeiras estão representadas pelo mencionado Complexo Jari-Guaribas, enquanto as segundas constituem os metassedimentos clásticos e químicos do Complexo Iratapuru.

No seu limite inferior, esse compartimento é balizado pelo Lineamento Ipitinga e o cinturão metavulcano-sedimentar a ele associado (Grupo Ipitinga), exposto na serra homônima.

2.2.3 Orógeno Carecuru-Paru

Na porção sudoeste do polígono mapeado, situa-se um outro terreno tectonoestratigráfico (Figura 2.1), com características contrastantes com relação ao CJ. Nele se observa uma profusão de batólitos e *stocks* granitóides, expandidos (compostos) e não-expandidos (homogêneos), com diversos espectros composicionais, desde tipos primitivos (dioríticos) até evoluídos (graníticos). São maciços arredondados a grosseiramente elípticos (segundo NW-SE), pouco deformados, via de regra com textura ígnea bem preservada ou até intacta.

Subordinadamente, neste segmento crustal, ocorrem corpos irregulares ou ovalados, gnáissico-migmatíticos, e diversas faixas metavulcano-sedimentares (fácies xisto verde a anfíbolito), com comprimento variando de 55 a 72 km. De forma isolada, no seu interior, mapeia-se um pequeno núcleo granulítico (36 x 25 km) ou *inlier*, cujos ortognaisses de alto grau são arqueanos (2,58 Ga) e muito mais novos (0.21 Ga) do que aqueles que ocorrem no Cinturão Jari, ambos datados por Pb-Pb em monozircão (neste projeto).

Este terreno se articula com o CJ através de um megalineamento transcorrente, dúctil, que está sendo denominado Lineamento Ipitinga, o qual secciona a serra homônima e condiciona estruturalmente o cinturão supracrustal constituído pelo Grupo Ipitinga. Esta feição tectônica é caracterizada por uma foliação de alto ângulo (70-90°) e lineações sub-horizontais, e exhibe também ramificações tipo *splays* e inflexões, localmente acomodando movimentação transpressiva.

No OCP o *trend* da foliação domina para NW-SE, com valores de mergulho de 50-60° para SW. As lineações de estiramento indicam movimentação oblíqua, caracterizando um sistema imbricado, com vergência para NE. Transcorrências dúcteis tardias podem modificar localizadamente este padrão, as quais desenham estreitas faixas miloníticas (até quilométricas), onde a foliação se apresenta com altos valores de mergulho e, as lineações de estiramento, sub-horizontalizadas. A incidência destas estruturas é bem menor neste domínio do que se observa no Cinturão Jari, ressaltando um dos seus contrastes comparativos.

Na região do núcleo granulítico Paru, a foliação tem um *trend geral* NW-SE, não obstante com mergulhos dominando para NE. Esta constatação, aliada à presença notável de encurvamentos dos traços estruturais, observados tanto nas cartas aerogamaespectrométricas e magnetométricas

como nas imagens de outros sensores remotos, atribuem a este setor um padrão estrutural destoante com o das áreas adjacentes.

Uma datação por evaporação de Pb em monozircão nos ortognaisses tonalíticos do Complexo Paru-Maratiá, realizados neste projeto, demonstrou que o seu embasamento regional é paleoproterozóico (2,15 Ga), distinto dos ortognaisses de mesma composição e grau metamórfico do Cinturão Jari (2,65 Ga). Essa evolução mais nova é representada também pelos granitóides orogênicos das suítes Carecuru e Igarapé Urucu, cujas idades de cristalização magmática obtidas por Pb-Pb em monozircão, neste projeto, estão no intervalo de 2,14-2,16 Ga. Somente os ortognaisses granulíticos do Complexo Ananaí, datados pelo mesmo método, forneceram idades neoarqueanas (2,58 Ga), mas nitidamente se associam a um núcleo granulítico isolado, interpretado como um *inlier*.

O Orógeno Carecuru-Paru parece representar um terreno paleoproterozóico justaposto ao Cinturão Jari por eventos colisionais, a exemplo de um arco magmático primitivo, intracontinental, e em cujo interior restaram diminutos núcleos granulíticos antigos (reliquias). Por essas idades arqueanas serem bem mais jovens que aquelas dos ortogranulitos do Cinturão Jari, é possível demonstrar a existência de um outro contexto (domínio) arqueano mais a SW, sob a Bacia do Amazonas, cuja evolução seria igualmente distinta da Província Carajás (Santos *et al.*, 2000) e do CJ.

2.3 TECTONOESTRATIGRAFIA

2.3.1 Introdução

Dos anos 70 e 80, das primeiras propostas estratigráficas, até hoje, os fundamentos de estratigrafia para áreas de escudo continental têm sido modificados substancialmente. Uma dessas razões foi a mudança de uma visão fixista (unidades litoestratigráficas macrorregionais) para um panorama de tectônica global, passando por tectônica de placas (unidades tectonoestratigráficas). As unidades litoestratigráficas macrorregionais se estendem por amplas regiões (p. ex., o Complexo Guianense e o Grupo Vila Nova, de Lima *et al.*, 1974), de até milhões de km², e os critérios utilizados eram, fundamentalmente, de correlações litológicas e de grau metamórfico, mesmo que as rochas estivessem em terrenos muito distintos (p. ex., um cinturão imbricado e um terreno granitóide-*greenstone*).

Na cronoestratigrafia clássica (fixista) e pioneira (Rb-Sr e K-Ar), quando existente (p. ex., o Complexo Guianense de Montalvão & Tassinari, 1984), as unidades também eram estabelecidas com base em critérios isolados e as isócronas construídas possuíam amostras pertencentes a diferentes contextos (*terrains* autóctones e *terrane*s alóctones, *inliers*, *blocos*, *suspect terranes*,

pequenos fragmentos litosféricos pré-existentes, diferentes volumes crustais de um mesmo orógeno, etc).

Na moderna tectonoestratigrafia (De Wit *et al.*, 1992; Baars & De Wit, 1993; Howell, 1995; Melo *et al.*, 1995; Jégouzo & Blais, 1995; Santos, 1996; Arcanjo, 1997; Sampaio, 1998; Zhao *et al.*, 2001), nenhum único campo de dados (geocronológico, estrutural, geoquímico, etc) individualiza inequivocadamente uma unidade estratigráfica. O objetivo é identificar cada terreno ou volume crustal que se comportou com consistência interna durante a evolução geológica em escala regional. Com o auxílio do mapeamento geológico, da aerogeofísica de alta resolução e dos demais sensores remotos, identificam-se domínios geológico-geofísicos articulados ou balizados por megalineamentos, os quais apresentam conteúdos litológicos e algumas feições estruturais, tectono-magmáticas, metamórficas, geocronológicas e litoquímicas próprias. A partir disso individualizam-se complexos, suítes e seqüências metassupracrustais com características diferentes e que passam a se chamar de unidades tectonoestratigráficas, correlacionáveis à distâncias bem menores do que suas precursoras dos anos 70 e 80.

Assim, no Promin-RENCA, cada domínio geológico-geofísico possui a sua assembléia de embasamento devidamente confrontada sob vários critérios (geocronológico, regime tectônico, trama estrutural, grau de migmatização, metamorfismo progressivo x regressivo, pico termobarométrico, tendência à bimodalidade, etc). E, futuramente (Fase II deste projeto), em termos litoquímicos e petrogenéticos.

Quanto às metavulcano-sedimentares, foram reconhecidas megasseqüências interterrenos (mais completas e diversificadas), as quais desenham megacinturões em escala regional (centenas de quilômetros). Essas foram formalmente hierarquizadas em grupos distintos (Vila Nova e Ipitinga) e subdivididos em diferentes formações.

As seqüências incompletas e restos supracrustais (alóctones ou desmembrados?) são intraterrenos e foram informalmente reunidas nas unidades Cuiapocu, Treze de Maio, Fazendinha (no OCP) e Serra Samaúma (CJ).

O objetivo dessa proposta é impedir correlações precipitadas com as megasseqüências, sem quaisquer parâmetros coerentes (geocronológicos, litoquímicos, estruturais, sedimentológicos, etc); e, ao mesmo tempo, evitar-se a proliferação de novas unidades definidas com precários atributos geológicos. Essas unidades informais apenas constituem um inventário dos diversos testemunhos (vestigiais) metassupracrustais, associando-os às suas toponímias e facilitando a localização de metalotectos e bens minerais.

As suítes granitóides e corpos magmáticos orogênicos, ao contrário das assembléias de embasamento, podem ser intraterrenos (específicas e circunscritas aos seus limites), interterrenos (confinadas) e multiterrenos (geralmente tardi a pós-colagem orogênica ou *terrane accretion*),

segundo Goodwin (1996). No presente relatório, os dados geológicos disponíveis ainda não permitem esse pleno discernimento, admitindo-se assim qualquer possibilidade. Igualmente com ampla distribuição podem ocorrer as demais unidades intrusivas e anorogênicas.

A integração dos diversos produtos de sensores remotos com os dados de campo, apoiada pelos resultados obtidos em determinações geocronológicas realizadas pelo método de evaporação de Pb em zircão, permite, no momento, uma proposição de arranjo espacial-temporal dos conjuntos rochosos nos seus respectivos compartimentos (Figura 2.2), discutida adiante.

2.3.2 Terreno Antigo Cupixi-Tartarugal Grande

2.3.2.1 Complexo Tumucumaque

Scarpelli (1973, *apud* Barros *et al.*, 1984) denominou Complexo Tumucumaque aos gnaisses bandados, orto e paraderivados, com metamorfismo em fácies anfíbolito a granulito, aflorantes no sudeste do Escudo das Guianas, desde o rio Jari até a serra Lombarda. Essas rochas foram posteriormente englobadas no Complexo Guianense, por Lima *et al.* (1974).

Lima *et al.* (1982) redefiniram o Gnaiss Tumucumaque (tectono-fácies do Complexo Guianense, de Lima *et al.*, 1974) para Complexo Tumucumaque, considerando-o produto de intenso retrabalhamento do Complexo Guianense, pelo Cinturão Tumucumaque, enquanto Machado Filho *et al.* (1986) estenderam sua área de abrangência para o sul, até a serra do Iratapuru. Contudo, Hasui *et al.* (1984) demonstraram que o Cinturão Tumucumaque incorporava mais de um terreno granulítico (cinturões Jari e Amapá) e questionaram a largura daquele cinturão e, conseqüentemente, a distribuição do referido complexo.

Neste projeto foi estabelecido o limite entre esses dois terrenos à altura do Lineamento Cupixi, que secciona os altos cursos dos rios Cupixi e Jari. A nordeste dessa megaestrutura, os ortognaisses tonalíticos datados por Pb-Pb em monozircão forneceram idade de 2,85 Ga (V. Avelar, comunicação escrita), mais condizente com a definição pioneira de Complexo Tumucumaque, no sentido de Scarpelli (1973, *apud* Barros *et al.*, 1984). A sudoeste do referido lineamento, uma datação por evaporação de monocristais de zircão, realizada neste projeto, em ortognaiss tonalítico do rio Jari (próximo à serra do Urucupatá), apontou para uma idade bem mais nova (2,65 Ga) quanto à cristalização magmática do protólito.

Assim, verificou-se que Lima *et al.* (1982) definiram o então Complexo Tumucumaque exatamente no limite entre dois terrenos crustais distintos (serra Tumucumaque), local onde normalmente gnaisses adquirem notável bandamento, *rodding* e outras feições de tectonitos L e LS (St-Onge *et al.*, 2001). No atual relatório, ajusta-se a distribuição dessa unidade apenas para o chamado Terreno Antigo Cupixi-Tartarugal Grande e, além disso, modifica-se o seu conceito como

sendo um conjunto de ortognaisses e ortomigmatitos (TTG) unicamente de fácies anfibolito, sem incorporar granulitos, quartzitos e formações ferríferas relatadas por Lima *et al.* (1982).

Na área do projeto, essa unidade é dominada por ortognaisses com fracos a moderados graus de migmatização, enquanto um pouco mais ao norte, além do polígono mapeado (rios Araguari e Amapari), a migmatização é intensa (Lima *et al.* 1974). São também rochas bimodais quanto ao teor de sílica, com freqüentes corpos anfibolíticos aleitados concordantemente, ressaltando o bandamento em escala de afloramento.

Ao microscópio esses gnaisses são comumente bandados, alternando composições granodioríticas-graníticas, trondhjemíticas-graníticas, tonalíticas-quartzo dioríticas, com predominância de biotita-gnaisses. Os tipos com hornblenda restringem-se às composições mais primitivas.

São rochas com texturas granolepidoblásticas a porfiroclásticas, raramente granonematoblásticas. Os tipos protomiloníticos associam-se, como freqüência, aos mobilizados pouco gnaissificados, cuja textura em *mortar* é desenhada por fenoclastos de microclina e/ou plagioclásio.

Biotita, hornblenda verde, opacos, apatita e zircão são os principais minerais máficos e/ou acessórios. Muscovita e clorita ocorrem associadas a metamorfismo retrógrado a partir da biotita, além de sericita, a partir do plagioclásio.

Comparando-se ao Complexo Guianense, esta unidade exhibe menor grau de metamorfismo retrógrado.

2.3.3 Fronteira Cinturão-Jari/Terreno Antigo Cupixi-Tartarugal Grande

2.3.3.1 Complexo Bacuri

Neste trabalho, no atual estágio de mapeamento, ainda não foram convenientemente estudadas amostras nem os dados de campo dessa unidade. As informações apresentadas se baseiam nas informações divulgadas na literatura.

O Complexo Máfico-Ultramáfico Bacuri está localizado na bacia do igarapé homônimo, o qual é um afluente do rio Vila Nova. Trata-se de um corpo alongado, com cerca de 35 km x 1,5 km (Sá *et al.*, 1997), intrusivo nos ortognaisses e ortomigmatitos do Complexo Tumucumaque (anteriormente considerado Complexo Guianense por Spier & Ferreira Filho, 1999) e parcialmente recoberto por metassupracrustais do Grupo Vila Nova. Apresenta-se metamorfizado na fácies anfibolito alto e deformado segundo uma foliação NW-SE, com mergulhos variáveis para SW.

Sob o ponto de vista litoestratigráfico (Spier, 1999) está constituído, da base para o topo, pela zona máfica inferior (leucoanfíbolitos), zona ultramáfica (serpentinóis, tremolínitos, e cromínitos) e zona máfica superior (anfíbolitos).

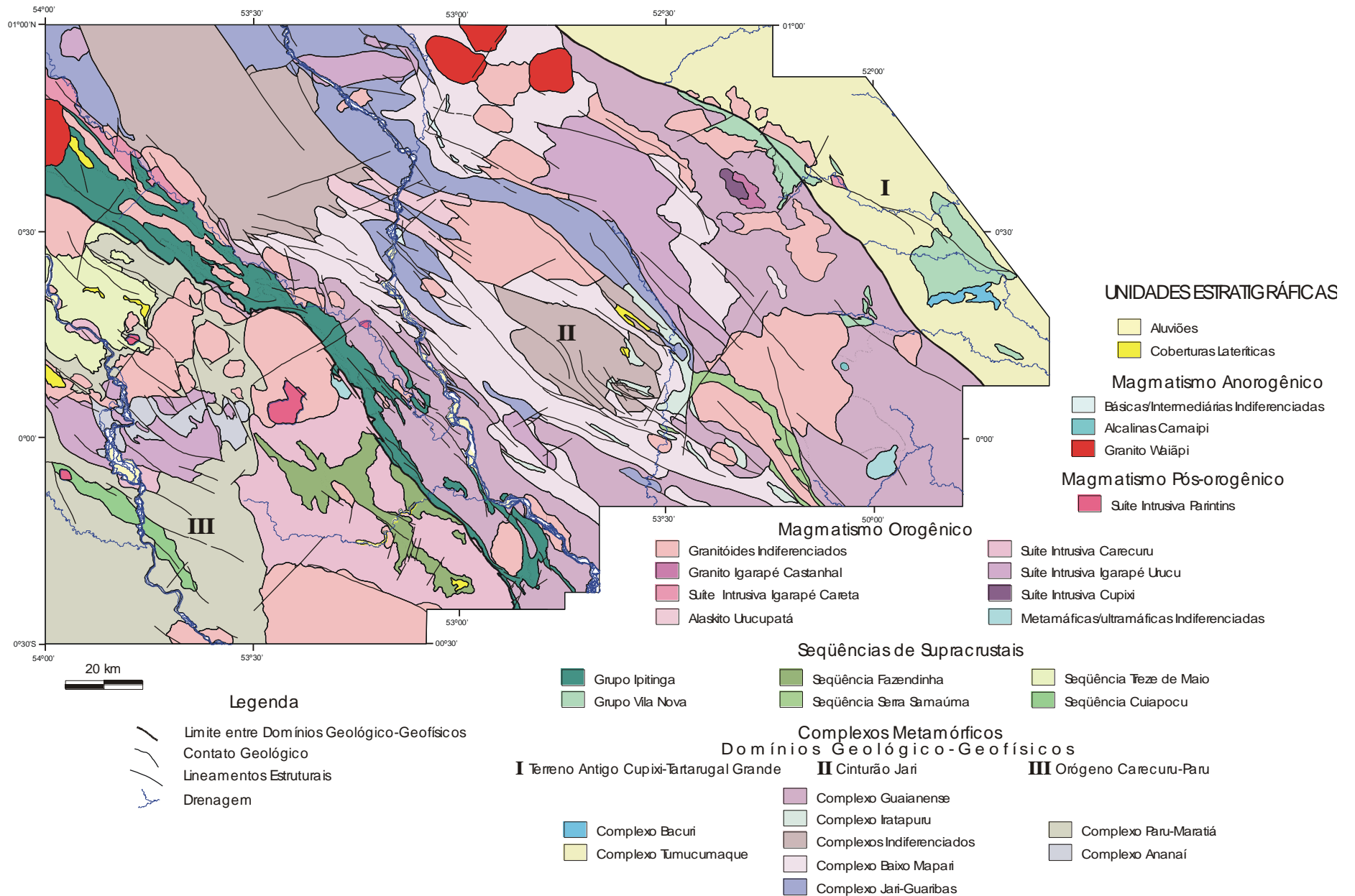


Figura 2.2 - Mapa geológico simplificado da área do Projeto Promin-RENCA.

A importância econômica do Complexo Bacuri é devido ao fato de hospedar importante depósito de cromita magmática, localizada na base da zona ultramáfica. Salienta-se também a presença de mineralizações sulfetadas e de Elementos do Grupo da Platina (Sá *et al.*, *op. cit.*).

Os estudos realizados por Spier (*op. cit.*) demonstram que o mencionado complexo é resultante de um magmatismo primitivo originado de fusão mantélica. A evolução do corpo é balizada por um processo de cristalização fracionada, associada a um mecanismo de intrusões múltiplas. Essas características e sua vocação metalogenética (CrO-Ni-Cu-EGP), permitem comparar o Complexo Bacuri, sob alguns aspectos, a outras importantes intrusões acamadadas, tais como os complexos de Bushveld (África do Sul) e o Great Dyke (Zimbabwe).

2.3.3.2 Grupo Vila Nova

O termo Grupo Vila Nova foi proposto por Lima *et al.* (1974) para designar, coletivamente, os diversos conjuntos de rochas metavulcano-sedimentares ocorrentes no Amapá e noroeste do Pará. No Promin-RENCA esse conceito de unidade litoestratigráfica macrorregional, no sentido de Arcanjo (1997), é abandonado, e esta unidade agora se restringe à seqüência que se distribui como uma faixa orientada segundo NW-SE, situada na porção nordeste do projeto, na bacia dos rios Vila Nova (sessão-tipo) e Cupixi. Nesse setor, essas supracrustais representam apenas um pequeno segmento de um cinturão maior (355 km) que se prolonga além da área mapeada, até ser coberto pelas unidades sedimentares da Bacia do Amazonas.

Neste relatório também se propõe a subdivisão deste grupo nas formações Igarapé Araújo e Serra das Coambas, cujo metamorfismo varia da fácies xisto verde a anfíbolito alto, isógradas da cianita, fibrolita e sillimanita prismática. A primeira subunidade é constituída por uma seqüência máfica-ultramáfica, provavelmente basal, enquanto que a Formação Serra das Coambas engloba um conjunto metassedimentar, predominantemente clástico (quartzitos e xistos), além de metavulcânicas félsicas e rochas químico-exalativas subordinadas, não individualizáveis separadamente em termos cartográficos.

Na Formação Igarapé Araújo, metadunitos e metaperidotitos maciços, olivina-clorita-tremolita xistos, tremolita-clorita xistos, talco-tremolita-clorita xistos, antofilita-talco xistos e serpentina-clorita-tremolita xistos são os representantes dessas ortoderivadas mais primitivas. A textura mais comum é do tipo nematoblástica, localmente com porfiroclastos esmagados de olivina e/ou porfiroblastos discordantes de antofilita.

Os metabasitos são compostos por plagioclásio-actinolita xistos, plagioclásio-quartzo-actinolita xistos, plagioclásio-epídoto-actinolita xistos e ortoanfíbolitos com clinopiroxênio ígneo reliquiar. São rochas freqüentemente bandadas, alternando faixas enriquecidas em plagioclásio com

outras enriquecidas em anfibólio. Alguns anfibolitos exibem também segregação de bandas ricas em piroxênio que se alternam com leitos ricos em hornblenda. Esse tipo de bandamento ocorre ainda por milonitização, alternando faixas mais grosseiras com bandas cuminuídas.

Associados às metabásicas se observa, localmente, epidiositos foliados e com vênulas de quartzo paralelizadas, representando prováveis metassomatitos.

Na Formação Serra das Coambas, quartzitos diversos, xistos pelíticos e semipelíticos (grauvaquianos), além de formações ferríferas bandadas formam a parte dominante e metassedimentar desta unidade, com metavulcânicas félsicas e anfibolitos subordinados.

Os quartzitos apresentam paragênese muito diversificada, constituem arenitos ferruginosos, puros, com fuchcita, muscovita, andaluzita, granadíferos ou com mineralogia composta, a base de estauroлита-andaluzita, cianita-fibrolita, cianita-estauroлита-granada, andaluzita-estauroлита-cloritóide, muscovita-andaluzita e granada-sillimanita. São rochas, via de regra, miloníticas a ultramiloníticas, com porfiroclastos lenticulares, bastonetes e subgrãos subprismáticos de quartzo.

Os xistos paraderivados são geralmente quartzosos, com clorita-muscovita, turmalina-muscovita, muscovita-biotita, biotita-turmalina-muscovita, bem como subordinados granada-plagioclásio-quartzo xistos (semipelíticos). São rochas freqüentemente bandadas, alternando faixas granoblásticas quartzo-feldspáticas com outras lepidoblásticas, muitas vezes dobradas ou crenuladas. Turmalinitos e veios a base de quartzo-turmalina ocorrem associados.

As formações ferríferas são de fácies óxido (dominantes) e aluminoso (ricas em granada almandina \pm cummingtonita, hematita e magnetita), sendo que as primeiras têm mineralogia simples, com quartzo, magnetita e hematita. São rochas miloníticas a ultramiloníticas, alternando bandas cuminuídas e grosseiras e exibindo subgrãos de quartzo estirados e paralelizados.

As ortoderivadas associadas são anfibolitos foliados e metarriolitos com textura blastoporfiríticas, cujos fenocristais são de quartzo e de feldspato alcalino.

As idades K-Ar, obtidas em xistos e anfibolitos dessa seqüência, variaram entre 1,75-2,08 Ga, interpretadas como sendo uma idade mínima, relacionadas ao resfriamento regional (Montalvão & Tassinari, 1984).

2.3.4 Cinturão Jari

2.3.4.1 Complexo Jari-Guaribas

Os ortognaisses granulíticos do Cinturão Jari eram englobados, historicamente, no Complexo Guianense (Silva *et al.*, 1974) e nas suítes metamórficas Ananaí (Jorge João *et al.*, 1978) e Tartarugal Grande (Jorge João *et al.*, 1979). No entanto, tais unidades não pertenciam a nenhum terreno específico e se espalhavam por amplas regiões, do NW do Pará à região centro-leste do Amapá. Eram ainda agrupamentos estratigráficos indiferenciados, incorporando para e

ortogranulitos (máficos e ácidos), indistintamente. Neste projeto, conceitua-se o Complexo Jari-Guaribas unicamente para os ortognaisses com forte tendência bimodal quanto ao teor de sílica (enderbíticos/charnoenderbíticos e máficos) e cuja distribuição se restringe aos limites do Cinturão Jari. Nesse sentido, o referido complexo representa o volume crustal mais primitivo e profundo daquele cinturão linear.

A denominação do complexo refere-se às exposições no rio Jari, principalmente no trecho da cachoeira Guaribas, mas a sua ocorrência nesse cinturão é ampla e se estende ao Subdomínio Nordeste (com menor proporção), onde ocorre associado com ortognaisses graníticos, da transição anfíbolito-granulito, do Complexo Baixo Mapari. No Subdomínio Sudoeste apresentam uma incidência maior, e se associam com ortognaisses de fácies anfíbolito, do Complexo Guianense.

Em geral, essa unidade é cartografada como corpos lentiformes e faixas “esfarrapadas”, alongadas segundo NW-SE, via de regra controladas por zonas de cisalhamento contracionais.

Seus ortognaisses são conspicuamente bandados, cuja parte félsica é representada por composições enderbíticas e charnoenderbíticas e, as porções escuras, são de ortogranulitos máficos, ora com proporções aproximadas de clino e ortopiroxênio, ora predominando o diopsídio, bem como ocasionais hornblenda-granulitos. A presença constante de ortopiroxênio e a ausência de granada são sugestivas de um tipo bórico de baixa pressão.

São litótipos com generalizada migmatização e complexamente deformados, exibindo freqüentes feições de transposição do seu bandamento, tais como dobras sem raiz. A granulação é fina a média, coloração cinza (enderbitos) a negra (gnaisses máficos) e os mobilizados são constituídos por veios e bolsões quartzo-feldspáticos. Estes podem ser milimétricos a decimétricos, concordantes a subconcordantes e leucocráticos a hololeucocráticos.

Os enderbitos apresentam texturas variando de granoblástica interlobada até tipos fitados, com bastonetes de quartzo paralelizados a cordões de minerais máficos. Mineralogicamente, são constituídos por plagioclásio antipertítico, quartzo, hornblenda castanho-amarronzada (titanífera), diopsídio, ortopiroxênio, biotita titanífera, opacos, apatita e zircão. Por serem rochas freqüentemente retrometamorfizadas, os piroxênios exibem substituições parciais a totais para biotita, anfíbio, clorita e/ou bastita, por vezes com bordas quelifíticas constituídas por esses minerais secundários.

Os granulitos máficos exibem textura poligonal a gnaissificada, localmente bandada, alternando faixas ricas em hornblenda ou diopsídio a outras constituídas por ortopiroxênio. A assembléia mineral é dada por plagioclásio, ortopiroxênio, diopsídio \pm hornblenda titanífera \pm biotita titanífera + quartzo (< 5%) + opacos + apatita \pm zircão.

O plagioclásio ocorre como grãos anédricos, raramente antipertíticos e livres de alterações secundárias, a não ser nos casos mais retrometamorfizados, onde apresentam-se totalmente

sericitizados. Nesses casos, os minerais máficos também são muito transformados, inclusive para assembléias de fácies xisto verde, tais como actinolita e clorita. Contudo, o retrometamorfismo mais comum é de fácies anfíbolito, com a neoformação de biotita e hornblenda a partir dos piroxênios, e liberação de titanita e opacos secundários.

Os leucossomas são granulitos quartzo-feldspáticos, coloração esbranquiçada, geralmente hololeucocráticos e ricos em plagioclásio antiperitítico e quartzo. Alguns são isentos de ortopiroxênio, podendo também representar mobilizados de mais baixo grau, na transição anfíbolito-granulito de Turner (1981). Ocorrem ainda leucossomas quartzo-feldspáticos isentos de plagioclásio antiperitítico, talvez associados à remigmatizações em fácies anfíbolito, supostamente relacionadas ao transporte desses conjuntos rochosos para níveis mais rasos, com aporte de fluidos aquosos.

Uma datação por evaporação de Pb em monocristais de zircão, em ortognaisse enderbítico no extremo norte da área (no rio Mapari), forneceu idade de 2,79 Ga, que deve representar, possivelmente, o evento de cristalização magmática do protólito.

2.3.4.2 Complexo Baixo-Mapari

No CJ ocorrem ortognaisses graníticos, da transição anfíbolito-granulito de Turner (*op. cit.*), que foram anteriormente incorporados aos complexos Guianense (Lima *et al.*, 1974) e Tumucumaque (Machado Filho *et al.*, 1986) ou, ainda, na Suíte Metamórfica Ananaí (Jorge João *et al.*, 1978). Em alusão às ocorrências estudadas no baixo rio Mapari, adotou-se a designação Complexo Baixo Mapari para este conjunto, para se referir a um volume crustal distinto das demais rochas de alto grau do Cinturão Jari (complexos Jari-Guaribas e Iratapuru). Essa unidade representa assim, muito provavelmente, a porção mais ácida e evoluída (topo) da crosta inferior e da sua interface com a crosta média, e tem a mais ampla distribuição na área do projeto, dentre as rochas de alto grau.

Tratam-se de ortognaisses com leve tendência bimodal quanto ao teor de sílica, cuja parte félsica é de composição granítica, localmente atingindo a isógrada do ortopiroxênio (ortognaisses charnockíticos). As porções máficas são representadas por ocasionais corpos concordantes de clinopiroxênio-anfíbolitos, igualmente daquele fácies de transição. A ausência de granada sugere um tipo bórico de baixa pressão.

Esses gnaisses ácidos são rochas de coloração rosada, granulação média a grossa e leucocráticos. Os tipos bandados exibem um padrão listrado, vermelho e preto, de espessura milimétrica a centimétrica, cujas faixas escuras são enriquecidas em minerais máficos por segregação metamórfica.

Hornblenda-mesopertita gnaisses, clinopiroxênio-hornblenda gnaisses e gnaisses charnockíticos são os litocomponentes mais representativos, com textura variando de poligonizada/granoblástica interlobada (textura granulítica) até tipos porfiroclásticos e fitados, com bastonetes de quartzo.

A paragênese mineral é formada por mesopertita, quartzo, plagioclásio antipertítico ± hornblenda castanho-amarronzada (titanífera) ± biotita ± diopsídio ± ortopiroxênio ± opacos ± allanita ± apatita ± zircão. A ausência de titanita nos clinopiroxênio-gnaisses e nos clinopiroxênio-anfibolitos atestam que essas rochas não são produto de metamorfismo retrógrado de granulitos, e sim, litótipos que apenas excepcionalmente atingiram a isógrada do ortopiroxênio. A ausência de granada também confirma que a não formação de ortopiroxênio não está relacionada às condições de alta pressão, onde esse mineral não sobrevive (Yardley, 1989).

O feldspato alcalino ocorre como cristais xenomórficos, mesopertíticos, isentos de alteração secundária, enquanto o plagioclásio é, via de regra, fortemente antipertítico ou cravejado de *blebs* de feldspato alcalino.

A hornblenda apresenta-se em grãos isolados e xenomórficos ou como mosaicos poligonizados, enquanto a biotita é do tipo marrom e, apenas em alguns casos avermelhada (titanífera), associada ou não ao anfibólio e aos minerais opacos.

Clinopiroxênio e ortopiroxênio, quando presentes, ocorrem como cristais xenomórficos e hipidiomórficos, fracamente transformados para minerais secundários (hornblenda, actinolita, bastita, etc).

Os ortoanfibolitos são rochas escuras, de granulação fina a média, isotropos a foliados, com textura poligonizada (granulítica) ou nematoblástica, constituídos por hornblenda castanho-amarronzada (titanífera), clinopiroxênio, plagioclásio, quartzo, opacos, apatita e zircão. Nos tipos mais deformados, o clinopiroxênio ocorre como cristais amendoados, confirmando as altas temperaturas da deformação dúctil.

A íntima associação com os ortognaisses arqueanos de fácies anfibolito/Complexo Guianense (2,65 Ga) e granulito/Complexo Jari-Guaribas (2,79 Ga), permite posicioná-los cronoestratigraficamente neste intervalo.

2.3.4.3 Complexo Iratapuru

Propõe-se, neste trabalho, como unidade tectoestratigráfica formal o complexo supracitado para reunir os metassedimentos granulitizados e migmatizados, cujos litossomas mapeáveis eram anteriormente agrupados e cartografados como Grupo Vila Nova (Machado Filho *et al.*, 1986) e, as ocorrências pontuais, eram incorporadas às unidades de alto grau, predominantemente ortoderivadas (Suíte Metamórfica Ananaí, de Jorge João *et al.*, 1978 e Suíte Metamórfica Tartarugal Grande, de

Jorge João *et al.*, 1979). Esse complexo tem distribuição restrita ao CJ, cujas melhores exposições ocorrem no rio Iratapuru (médio curso) e arredores, como faixas estreitas e alongadas. Os corpos não-mapeáveis ocorrem dispersos em outros perfis (rios Mapari e Jari), embutidos tectonicamente nos complexos ortoderivados de alto grau (Jari-Guaribas e Baixo Mapari).

Metassedimentos clásticos e químico-exalativos, de fácies anfibolito alto a granulito são os litocomponentes identificados. A predominância é de sillimanita-quartzitos, granada-sillimanita quartzitos e quartzitos puros, seguidos de paragnaisse aluminosos ou kinzigitos com cordierita e sillimanita (tipo bórico de baixa pressão), formações ferríferas bandadas com clinopiroxênio (fácies silicato) e granada-biotita-sillimanita xistos (kondalitos?).

Os quartzitos são rochas de coloração acinzentada, creme ou esbranquiçada, granulação fina a média, via de regra, foliados. Em seção delgada são formados por quartzo \pm granada \pm sillimanita + zircão \pm opacos. A textura é dada por arranjos granoblásticos (interlobados) de quartzo e, nos tipos mais deformados, este mineral se apresenta estirado e paralelizado aos prismas de sillimanita. O grande percentual deste alumino-silicato é sugestivo de metamorfismo que atingiu a fácies granulito, além da sua associação com kinzigitos. Nos tipos retrometamorfizados, observa-se a desestabilização parcial da sillimanita para muscovita e, da granada, para clorita.

Os gnaisse kinzigíticos são litótipos escuros, granulação fina a média, freqüentemente bandados ou finamente laminados e exibindo feições de migmatização, tais como bolsões leucossomáticos graníticos, avermelhados e porfiroclásticos, além de faixas melanossomáticas enriquecidas em biotita, granada e cordierita. A mineralogia é dada por microclina, quartzo, plagioclásio, biotita titanífera, cordierita, granada, opacos, zircão \pm espinélio. A granada e a cordierita ocorrem com freqüência como porfiroblastos contornados por cordões de biotita.

Nos exemplares com retrogressão metamórfica, são registradas a pinitização parcial da cordierita, palhetas de muscovita secundária, fraca sericitização do plagioclásio e uma sutil alteração das granadas para clorita, atestando condições, inclusive, de fácies xisto verde.

As formações ferríferas são rochas de granulação fina a média, foliadas ou bandadas, constituídas por quartzo, clinopiroxênio, hornblenda e opacos. A ausência de ortopiroxênio indica um fácies metamórfico na transição anfibolito-granulito.

Os xistos de alto grau são tipos de granulação média e textura granolepidoblástica, constituídos por quartzo, sillimanita, biotita, granada e opacos. Podem representar rochas da série kondalítica (fácies granulito) ou, simplesmente, litótipos da fácies anfibolito alto (possibilidade menos provável).

Em termos cronoestratigráficos admite-se, como hipótese de trabalho, uma idade também arqueana para esses metassedimentos, até agora ainda não datados, baseada no contexto tectono-estratigráfico do embasamento do CJ.

2.3.4.4 Complexo Indiferenciado

Ao final desta primeira fase de mapeamento, dois segmentos do Cinturão Jari foram individualizados, sobretudo, a partir de produtos de sensores remotos, onde aquele do setor noroeste apresenta morfologia elevada e estruturada, largas faixas de alta a média intensidade magnética, e altos níveis de radiação de tório. Por outro lado, o do setor centro-leste exibe relevo estruturado, porém arrasado, estreitas faixas com intensidade magnética muito alta, bordejando núcleos de baixa intensidade, enquanto o canal do tório apresenta muito baixo nível de radiação. Admitiu-se, então, baseados nessas informações, que grande parte desses trechos sejam compostos por gnaisses de médio a alto grau metamórfico, para os quais está sendo proposta a denominação de provisória e informal de Complexos Indiferenciados. Subordinadamente, outros litossomas podem estar associados, tais como granitóides orogênicos, no segmento noroeste, formações ferríferas bandadas (Complexo Iratapuru ?) e corpos máficos orogênicos, no setor centro-leste.

2.3.4.5 Complexo Guianense

O Complexo Guianense foi definido por Lima *et al.* (1974) para agrupar os gnaisses, migmatitos, metagranitóides e inclusive granulitos, distribuídos por amplas regiões do Amapá e NW do Pará, sem nenhuma seção-tipo específica ou compartimento (terreno) próprio. Jorge João *et al.* (1978) retiraram dessa unidade as rochas granulíticas que ocorrem na região entre os rios Paru e Jari, impondo uma relevante redefinição conceitual, além de substituírem o termo complexo por Suíte Metamórfica Guianense.

Neste relatório retoma-se o termo Complexo Guianense, pois se trata de um conjunto de rochas migmatizadas ou híbridas (duas classes de rochas), não compatíveis com a hierarquia de suíte (somente rochas metamórficas). Quanto a sua distribuição, introduz-se a segunda redefinição importante, restringindo-o ao domínio geológico-geofísico do CJ, visto que nesta região Jorge João *et al.* (1978) o conceituaram melhor, sem, no entanto, caracterizar as rochas granulíticas.

É um complexo com variáveis graus de migmatização e predominância de ortognaisses cinza, tonalíticos a granodioríticos, com composições quartzo–dioríticas, trondhjemíticas e monzograníticas subordinadas, bem como ocasionais tipos graníticos peraluminosos (com duas micas e granada). São litótipos com forte bimodalidade quanto ao teor de sílica, portadores de frequentes corpos anfibolíticos aleitados concordantemente aos tipos félsicos.

A migmatização, quando presente, é em geral metatexítica, não chegando a constituir extensos corpos mapeáveis de migmatitos. O único domínio migmatítico expressivo, cartografado no interior do CJ, ocorre na região dos rios Maracá e Camaipi do Maracá, porém, num subdomínio totalmente contornado por lineamentos e constituído por ortomigmatitos estromáticos potássicos (evoluídos), avermelhados, não-bimodais e com padrões de redobramento tipo “cogumelo”

(Ramsay & Huber, 1987), distintos dos ortomigmatitos sódicos (TTG) das regiões vizinhas. Nesse setor, as correlações com o Complexo Guianense são duvidosas e com restrições, podendo representar um pequeno fragmento (*terrane*) continental amalgamado ao cinturão granulítico (?).

Os ortognaisses cinza apresentam coloração diversificada, desde tipos escuros, cinzas e esbranquiçados, geralmente de granulação média e hololeucocráticos a mesocráticos. Ao microscópio, as texturas dominantes são as granolepidoblásticas, porfiroclásticas e granonematoblásticas, com variáveis taxas de milonitização.

A mineralogia é formada por plagioclásio, quartzo ± microclina ± biotita ± hornblenda ± opacos ± titanita ± allanita ± apatita ± zircão. Por serem tipos com generalizado retrometamorfismo, são freqüentes minerais como epídoto, clorita, muscovita/sericita, carbonato, titanita secundária e opacos associados a essas transformações, principalmente a partir da biotita, hornblenda e plagioclásio.

Os ortognaisses peraluminosos são rochas porfiroclásticas, com fenoclastos “ocelares” de microclina e plagioclásio, muito recristalizados e contornados por finos mosaicos quartzo-feldspáticos. A granada ocorre como pequenos cristais xenomórficos dispersos, enquanto a muscovita se apresenta como palhetas bem formadas e interdigitadas ou associadas à biotita. A presença dessas rochas constitui uma das diferenças entre esta unidade e os demais complexos semelhantes dos terrenos vizinhos (Tumucumaque e Paru-Maratiá).

Os ortoanfibolitos apresentam predominância textural do tipo nematoblástica, formados por plagioclásio, hornblenda verde e quartzo, além de titanita, apatita e opacos como fases acessórias. Epídoto, clorita e sericita são os seus principais minerais retrometamórficos.

O posicionamento cronoestratigráfico foi investigado por evaporação de Pb em monocristais de zircão, num ortogneisse tonalítico, o qual forneceu um valor médio de 2,65 Ga, o que indica uma idade arqueana para a cristalização do protólito.

2.3.4.6 Seqüência Serra Samaúma

Essa unidade informal ocorre na serra homônima, na porção sudeste da área, à margem esquerda do médio curso do rio Iratapuru. Nela predominam metassedimentos clásticos e químico-exalativos, seguidos de metaultramafitos e metamafitos, de fácies xisto verde a anfibolito.

Muscovita-quartzitos e quartzitos puros representam as rochas clásticas, sendo isótipos ou foliados, por vezes turmaliníferos, com textura variando de granoblástica inequigranular, granolepidoblástica e porfiroclástica, esta última com fenoclastos lenticulares de quartzo, paralelizados. Os grãos menores (matriciais) desse mineral, em geral, se articulam por contatos serrilhados. Formações ferríferas bandadas, fácies silicato e aluminoso (granadífero), ocorrem em iguais proporções, incluindo ainda ocasionais quartzitos ferruginosos. As primeiras são formadas

por quartzo, clinoanfíbólio (cummingtonita), magnetita e hematita, enquanto, as segundas, contêm quartzo, almandina, cummingtonita, biotita, magnetita e hematita. Alguns exemplares são miloníticos ou protomiloníticos, com intensa transposição do acamamento sedimentar.

As metaultramáficas são representadas por rochas isotrópicas (com antofilita-serpentina, talco-hornblenda actinolítica) e tremolita-antofilita xisto porfiroblástico, com fenoblastos de antofilita.

As metabásicas são do tipo clinopiroxênio-ortoanfíbolitos bandados (piroxênio ígneo reliquiar) e plagioclásio-antofilita-biotita xisto com textura granonemato-lepidoblástica. Ocorrem ainda ocasionais metassomatitos quartzo-feldspáticos (com plagioclásio) associados, algo foliados, portadores de clinoanfíbólio (cummingtonita/grunerita) e raros minerais opacos, com textura granonematoblástica inequigranular.

Quanto ao seu posicionamento cronoestratigráfico, este ainda é desconhecido, cabendo assim apenas admitir uma possível idade arqueana, baseada no contexto tectono-estratigráfico do Cinturão Jari, que acolhe essa seqüência.

2.3.5 Fronteira Cinturão Jari/Orógeno Carecuru-Paru

2.3.5.1 Grupo Ipitinga

Lima *et al.* (1974) agruparam coletivamente as metavulcano-sedimentares em uma única unidade estratigráfica macrorregional que, conseqüentemente, se espalhavam por amplas regiões e diferentes domínios geológico-geofísicos. Neste relatório define-se o Grupo Ipitinga como uma nova unidade independente e restrita aos limites do CJ com o OCP (megasseqüência interterrenos). Propõe-se, ainda, a sua subdivisão nas formações Igarapé do Inferno, Igarapé dos Patos e Igarapé Fé-em-Deus.

A primeira formação representa a unidade basal, onde predominam rochas metabásicas (geralmente xistos), além de subordinadas metaultramáficas, de fácies xisto verde a anfíbolito. Localmente, rochas híbridas ou metassomatitos microclinizados também estão presentes, tais como quartzo-microclina-piroxênio-hornblenda xistos. Boas exposições destes litótipos são encontradas no baixo curso do Igarapé do Inferno.

As principais paragêneses dos metabasitos isotrópicos são formadas, predominantemente, por plagioclásio + hornblenda actinolítica (verde pálida) e plagioclásio + hornblenda verde. As rochas foliadas são plagioclásio-actinolita-tremolita xistos, plagioclásio-quartzo-actinolita xistos e plagioclásio-hornblenda xistos. Esses últimos têm textura granonematoblástica e, em alguns casos, exibem um bandamento com alternância de faixas ricas em feldspato com outras ricas em anfíbólio.

Rochas a piroxênio-anfíbólio, tremolititos, actinolita-xistos e anfíbólio-xistos (hornblenda actinolítica) não-feldspáticos são os principais representantes das metaultramáficas. Para os tipos

foliados, a texturas mais comuns são do tipo granonematoblástica e porfiroblástica, esta última com fenoblastos de anfibólio.

A Formação Igarapé dos Patos ocorre na drenagem homônima e é composta por formações ferríferas bandadas fácies óxido e, subordinadamente, fácies silicato. São rochas milonitizadas, com parcial a total obliteração das estruturas primárias, e metamorfismo da fácies anfibolito a xisto verde alto.

A fácies óxido apresenta mineralogia simples, a base de quartzo, hematita e magnetita. A de fácies silicato é formada por quartzo e cummingtonita, com variáveis quantidades de hematita e magnetita. Embora a maioria dos autores admita que o clinofibolito seja indicativo de fácies anfibolito, Klein (1983) estende essa possibilidade para metamorfismo de fácies xisto verde alto, isógrada da granada.

Os tipos milonitizados apresentam alternância de bandas quartzosas miloníticas e ultramiloníticas, com porfiroclastos sigmoidais (pisciformes) de cummingtonita.

A Formação Igarapé Fé-em-Deus se distribui nesse referido curso d'água e os seus termos dominantes são muscovita-quartzitos e quartzitos puros, seguidos de muscovita-quartzo xistos, clorita-muscovita-quartzo xistos, clorita-biotita-muscovita-quartzo xistos e muscovita-quartzo-sericita xistos, todos de fácies xisto verde.

Os quartzitos são geralmente miloníticos, com foliação anastomosada contornando porfiroclastos de quartzo ou desenhada por subgrãos quartzosos estirados e paralelizados. Localmente ocorrem tipos isótropos, com textura granoblástica inequigranular e contatos serrilhados entre os grãos e subgrãos.

Os xistos também são, com frequência, miloníticos, exibindo foliação anastomótica que contorna porfiroclastos lenticulares de quartzo. Alguns tipos são bandados, com alternância de faixas micáceas e quartzosas.

Faraco (1997) obteve idades modelo Sm-Nd (TDM) de 2,26 Ga e 2,20 Ga para um anfibolito e epidósito, respectivamente, enquanto McReath & Faraco (1997) calcularam a idade de 2,26 Ga a partir de uma “errócrona” Sm-Nd. Estes valores atestam a evolução paleoproterozóica desta seqüência supracrustal.

2.3.6 Orógeno Carecuru-Paru

2.3.6.1 Complexo Ananaí

Jorge João *et al.* (1978) denominaram de Suíte Metamórfica Ananaí as rochas granulíticas básicas (Piriclasito Mutum) e ácidas (Granoblastito Urucu) na região dos igarapés Ananaí, Mutum e Urucu, afluentes do rio Paru.

Jorge João *et al.* (1979) retiraram os termos ácidos da Suíte Metamórfica Ananaí e os introduziram na Suíte Metamórfica Tartarugal Grande (Enderbito Cobra e Charnockito Cuatá), na região do rio homônimo, e ainda acrescentaram à Suíte Metamórfica Ananaí o Quartzito Tracajatuba, exposto na drenagem homônima, afluente do rio Araguari. Assim, essas duas suítes metamórficas se estendem por amplas regiões e diferentes contextos geológico-geofísicos (Orógeno Carecuru-Paru, Cinturão Jari e Terreno Antigo Cupixi-Tartarugal Grande), não possuindo nenhum compartimento (terreno) específico quanto às suas distribuições.

Neste trabalho, substitui-se o termo suíte metamórfica por Complexo Ananaí, uma vez que esse conjunto rochoso apresenta várias feições de migmatização (intensidade variável) nos seus ortognaisses, o que não é compatível com a hierarquia de suíte metamórfica, exclusiva para rochas metamórficas (de uma só classe) ou não-migmatizadas. Além disso, redefine-se a sua distribuição como unidade tectonoestratigráfica exclusiva ou confinada ao Orógeno Carecuru-Paru e a um núcleo granulítico isolado no seu interior, que motivou a sua definição original. Dessa forma, esse agrupamento litológico sofre redução quanto às suas exposições originais e se distingue dos demais ortogranulitos metamórficos de outros compartimentos (Complexo Jari-Guaribas e Suíte Metamórfica Tartarugal Grande).

Suas melhores exposições são vistas no médio curso do rio Paru e apresentam íntima associação espacial com os charnockitóides da Suíte Intrusiva Urucu, descrita adiante, dos quais são as hospedeiras.

Predominam ortognaisses fortemente bimodais (enderbíticos/charnoenderbíticos e máficos) e grandes corpos maciços de ortogranulitos máficos não-migmatizados, os quais, futuramente (Fase II deste projeto), poderão ser retirados (ou não) desse complexo e constituir uma unidade litoestratigráfica independente.

Os ortognaisses são rochas com conspícuo bandamento, granulação fina a média, coloração cinza-amarronzada a cinza escura e apresentando diferentes graus de fusão parcial. São rochas homogêneas, cuja migmatização pode ser restrita a leitos de neossoma de 1cm de espessura, concordantes, ou leitos mais expressivos em quantidade e espessura, que lhes acentua o aspecto bandado.

Nos ortognaisses, as bandas enderbíticas são constituídas por ortopiroxênio-biotita gnaisses, mais ou menos retrometamorfizados as fácies anfibolito (piroxênio transformado para hornblenda) e/ou xisto verde (piroxênio pseudomorfizado por actinolita). Entre os grãos quartzo-feldspáticos o arranjo textural é granoblástico interlobado e a mineralogia é formada por plagioclásio (fortemente antipertítico), quartzo, biotita, clino e ortopiroxênio, hornblenda titanífera (castanho-amarronzada), opacos, apatita e zircão.

Nas bandas de ortognaisses máficos, hornblenda-granulitos e piroxênio-granulitos ocorrem em iguais proporções, com variável grau de retrometamorfismo. São rochas geralmente poligonizadas e com mineralogia a base de plagioclásio, clino e ortopiroxênio \pm hornblenda \pm biotita \pm opacos, quartzo, apatita e zircão. A presença constante de ortopiroxênio, aliada à ausência de granada, sugere um tipo bórico de baixa pressão.

Os leucossomas presentes em todo esse conjunto são, com muito frequência, do tipo quartzo-feldspáticos, leuco a hololeucocráticos e ricos em plagioclásio antiperitítico.

Os corpos não-gnaissificados, de ortogranulitos máficos, têm textura poligonal e composições variando de piroxênio-granulitos (cpx > opx), granulitos com aproximadas proporções entre piroxênios e hornblenda, e subordinados tipos com predomínio de clinopiroxênio e biotita. Algumas rochas apresentam textura adcumulática reliquiar, onde os mosaicos monominerálicos de plagioclásio localmente exibem cristais com forte zoneamento normal.

Embora predominem paragêneses progressivas ou com minerais máficos e félsicos inalterados, há tipos retrometamórficos, com parcial transformação dos piroxênios para hornblenda ou bastita e do plagioclásio para sericita.

Uma análise geocronológica, realizada neste trabalho, por evaporação de Pb em monocristais de zircão, em um ortognaisse enderbítico, forneceu uma idade média de 2,58 Ga, que provavelmente corresponde à cristalização do protólito tonalítico.

2.3.6.2 Complexo Paru-Maratiá

Esta unidade é proposta, neste trabalho, para designar os ortognaisses e ortomigmatitos sódicos (TTG) que compõem o embasamento regional do OCP ou com ampla distribuição nesse terreno, ao contrário do Complexo Ananaí, restrito ao *inlier* arqueano ou Núcleo Granulítico Paru. Seus litótipos se distinguem do Complexo Guianense, posicionado no Cinturão Jari, por estarem situados em outro contexto geológico-geofísico e por apresentarem idade Pb-Pb em monozircão de 2,15 Ga (em gnaisses tonalíticos), diferente daquela de 2,65 Ga registrada, pelo mesmo método, nos ortognaisses tonalíticos do Complexo Guianense, ambas obtidas neste projeto.

Os seus melhores afloramentos foram encontrados no segmento do médio rio Paru, a sul do Núcleo Granulítico Paru, considerado a sua sessão-tipo.

São rochas de granulação média, coloração cinza a cinza-esbranquiçada, com variável grau de migmatização (fraco a intenso) e forte bimodalidade quanto ao teor de sílica, dada pela presença de corpos anfibolíticos embutidos de forma concordante nos demais litótipos.

O bandamento gnáissico têm composições dominantes tonalíticas a granodioríticas, seguidas de leucoquartzo-dioríticas e raros tipos graníticos, dioríticos e meladioríticos. Conforme essas

variações, podem predominar biotita-gnaisses ou hornblenda-gnaisses, comumente porfiroclásticos e exibindo foliação anastomosada.

A mineralogia é formada por plagioclásio, quartzo, microclina ± biotita ± hornblenda ± epidoto ± opacos ± clorita ± allanita ± titanita ± apatita ± zircão.

O plagioclásio, em geral, se apresenta com formas amendoadas e/ou arredondadas, contornadas por faixas de minerais máficos ou por finos agregados de grãos cuminuídos, quartzo-feldspáticos. Predominam cristais límpidos, todavia, as rochas mais retrometamorfizadas exibem uma fraca alteração para sericita e/ou epidoto.

A microclina e o quartzo também ocorrem como porfiroclastos arredondados e/ou ovalados, além de formarem os mosaicos recristalizados, policristalinos, da matriz milonítica.

A hornblenda, algumas vezes, constitui porfiroclastos lenticulares e/ou sigmoidais e, assim como a biotita, apresenta uma parcial alteração retrometamórfica para minerais secundários, tais como epidoto, clorita e titanita.

2.3.6.3 Seqüência Fazendinha

Essa unidade informal é proposta para descrever um conjunto metavulcano-sedimentar que ocorre com *trend* dominante NW-SE e ramificações para NNE-SSW, na porção centro-sudeste da área de trabalho, em alusão ao garimpo homônimo e cujas melhores exposições são encontradas no médio curso do rio Carecuru.

Esta seqüência é subdividida nas unidades basal e indivisa, sendo a primeira constituída por metamafitos xistosos (dominantes), de fácies xisto verde a anfibolito, tais como quartzo-actinolita xistos, plagioclásio-actinolita xistos, quartzo-hornblenda xistos e metabasitos isótipos, da transição xisto verde-anfibolito (Turner, 1981), contendo hornblenda actinolítica (verde pálida) e quartzo.

São rochas de granulação fina, cinza-esverdeadas a cinza-amarronzadas e exibindo foliação sutil a conspícua, com texturas granonematoblásticas e porfiroblásticas, onde os fenoblastos são de plagioclásio e hornblenda actinolítica. O elevado percentual de quartzo modal, pirita disseminada e veios quartzosos atestam a existência de um forte hidrotermalismo associado. Os referidos veios têm espessuras milimétricas a centimétricas e se posicionam concordantes ou não à xistosidade, por vezes definindo uma estruturação tipo *stockwork*.

A unidade indivisa é dominada por metavulcânicas félsicas, com predominância de metadacitos xistosos a isótipos, e muito recristalizados. Ocorrem ainda muscovita-quartzitos e andaluzita-muscovita quartzitos porfiroblásticos e foliados, de fácies xisto verde a anfibolito.

As ortoderivadas têm textura porfirítica a glomeroporfirítica, com fenocristais idiomórficos de plagioclásio e quartzo (localmente bipiramidal e exibindo bainhas de corrosão magmática), e a xistosidade, quando presente, é desenhada por cordões de biotita. São tipos hidrotermalizados, ricos

em muscovita, sericita e carbonato pseudomórficos, em especial substituindo fenocristais de plagioclásio.

Os quartzitos têm textura granolepidoblástica a porfiroblástica, cujos fenoblastos são de andaluzita. Além de quartzo, a paragênese contém muscovita \pm andaluzita \pm opacos + zircão.

Apesar do seu posicionamento cronoestratigráfico ser ainda desconhecido, pode-se admitir uma suposta idade paleoproterozóica, já que essa unidade é integrante do Orógeno Carecuru-Paru. E ainda, por ocorrerem como faixas isoladas no seio de megabatólitos da Suíte Intrusiva Carecuru, é possível que esses maciços representem o próprio embasamento dessas metassupracrustais.

2.3.6.4 Seqüência Cuiapocu

Melo e Araújo (1982) incluíram na Suíte Metamórfica Vila Nova, de Jorge João *et al.*(1978), uma pequena seqüência de rochas metassupracrustais que delinea a serra do Cuiapocu, de direção NW-SE e que ocorre no médio curso do rio Paru, na porção sudoeste do polígono mapeado. Neste trabalho, todavia, propõe-se a designação informal de Seqüência Cuiapocu para estes litossomas, os quais se encontram em boas exposições no segmento do rio Paru que corta aquela serra.

Esse conjunto é constituído por metamafitos e metaultramafitos, incluindo metassomatitos magnesianos e metabasaltos, além de ocasionais quartzitos puros. Dois tipos de metamorfismo são observados (fundo oceânico/metassomático e regional), com temperaturas variando da fácies xisto verde a transição xisto verde-anfibolito (Turner, 1981), com hornblenda actinolítica (verde pálida) e/ou verde-azulada, associada à titanita e epídoto abundantes. Localmente, atingem a fácies anfibolito, onde se observa a presença da hornblenda verde oliva.

As rochas ortoderivadas são de granulação fina a grossa, coloração cinza-esverdeada e isotrópicas a foliadas. São quartzo-actinolita xistos, plagioclásio-anfibólio (hornblenda actinolítica) xistos, tremolita-quartzo-actinolita xistos, plagioclásio-hornblenda xistos, anfibolitos, biotita-clorita-actinolita filonitos porfiroblásticos, talco-actinolita metaultramafitos maciços e actinolitos maciços (metassomatitos magnesianos).

As texturas variam desde granonematoblásticas, porfiroblásticas (filonitos), blastopofiríticas (plagioclásio tabular e zonado) até tipos com disposição em rosetas dos cristais de actinolita.

A assembléia mineralógica pode apresentar actinolita \pm hornblenda actinolítica \pm hornblenda verde (ou azulada) \pm tremolita \pm talco \pm clorita \pm plagioclásio \pm quartzo \pm opacos \pm titanita \pm epídoto \pm carbonato \pm biotita.

Os quartzitos são esbranquiçados, granulação fina e textura granoblástica, com contatos serrilhados entre os grãos.

Apesar do seu posicionamento cronoestratigráfico ainda ser desconhecido, também se admite uma hipotética idade paleoproterozóica, já que essa unidade se distribui no domínio do OCP.

2.3.6.5 Seqüência Treze de Maio

Jorge João *et al.* (1978) também incluíram na Suíte Metamórfica Vila Nova uma outra faixa de metassupracrustais de direção NW-SE, que ocorre segundo o eixo do rio Paru, na porção centro-oeste da área mapeada. Neste trabalho é proposta a designação de Seqüência Treze de Maio para esse conjunto, além da sua subdivisão nas subunidades vulcânica e metassedimentar.

A unidade ortoderivada é formada por rochas geralmente isotrópicas, de composição máfica, seguida de metaultramafitos e ocasionais xistos máficos e ultramáficos, com metamorfismo de fácies xisto verde a anfíbolito.

Os principais litocomponentes são plagioclásio-actinolita metabasitos, actinolita-metabasitos, actinolititos, antofilita-clorita metaultramafitos, antofilita-talco-serpentina-actinolita metaultramafitos, ortoanfíbolitos, actinolita-xistos, quartzo-hornblenda xistos e clinopiroxênio-anfíbólio metaultramafitos.

Nos metabasitos o anfíbólio dominante é a actinolita, ou a hornblenda actinolítica (verde pálida) nas litologias da transição xisto verde-anfíbolito (contendo titanita, epídoto e zoisita). São rochas com plagioclásio, muitas vezes, hipidiomórfico e altamente pseudomorfizado por epídoto, zoisita ou sericita.

Os anfíbolitos exibem bandamento com segregação de faixas ricas em hornblenda que se alternam com leitões, ricos em plagioclásio. Outras vezes apresentam foliação milonítica alternando faixas de anfíbólio grosseiro com bandas de hornblenda cumiunida, feição essa também observada nos actinolita-xistos, quando milonitizados.

Os actinolititos (metassomatitos magnesianos?) são rochas com ocasionais vênulas preenchidas por carbonato, e podem representar metabasaltos hidrotermalizados ou com metamorfismo de fundo oceânico (Yardley, 1989).

Os metaultramafitos são os tipos mais diversificados mineralogicamente, a base de talco \pm serpentina \pm antofilita \pm actinolita \pm hornblenda actinolítica \pm opacos \pm epídoto \pm zoisita.

A unidade metassedimentar é formada por formações ferríferas bandadas e quartzitos, ainda sem informações disponíveis de lâminas delgadas.

Quanto ao posicionamento cronoestratigráfico, uma idade paleoproterozóica também é admitida para este conjunto metavulcano-sedimentar, visto que ele está situado no mesmo domínio tectônico das demais seqüências de rochas verdes supracitadas.

2.3.7 Magmatismo Orogênico

2.3.7.1 Máficas/Ultramáficas Indiferenciadas

Essa unidade informal descreve corpos orogênicos distintos, com posicionamentos cronoestratigráficos desconhecidos, supostamente paleoproterozóicos. O primeiro deles ocorre como um corpo alongado segundo a direção NW-SE, no médio curso do igarapé do Inferno e na porção central da área de trabalho, próximo ao limite Orógeno Carecuru-Paru/Cinturão Jari. Suas relações de contato são com os Granitóides Indiferenciados e outros da Suíte Intrusiva Carecuru.

São rochas escuras, de granulação média, melanocráticas e isótropas. Tratam-se de anfibólio-metabasitos da transição xisto verde-anfibolito, alguns com textura blastoporfirítica (fenocristais tabulares de plagioclásio), além de tipos exibindo um arranjo entrelaçado dos cristais de anfibólio, formando extensos mosaicos desse mineral máfico.

A mineralogia é composta por hornblenda actinolítica (verde pálida) e/ou verde azulada, plagioclásio e opacos, além de epídoto e zoisita associados à intensa transformação do feldspato, observada em alguns exemplares.

O segundo corpo ocorre no rio Maracá, com formato irregular e encaixado em ortomigmatitos estromáticos, graníticos, no interior do CJ. Mesoscopicamente são litótipos escuros, de granulação média a grossa, melanocráticos e conspicuamente foliados, cujo metamorfismo é de fácies anfibolito, com retrogressão para a fácies xisto verde.

Ao microscópio, os litocomponentes identificados são ortoanfibolitos e metaperidotitos (harzburgitos) parcialmente serpentinizados. Os primeiros têm textura granoblástica equigranular e são compostos por plagioclásio (fortemente saussuritizado), hornblenda verde, quartzo (< 5%), opacos e apatita, além de epídoto e zoisita associados às transformações secundárias do plagioclásio.

Os metaperidotitos exibem textura inequigranular, por vezes com grandes cristais de olivina intensamente fraturados. Além desse mineral, ocorrem ortopiroxênio, clinofibólio incolor, espinélio (verde escuro), opacos e serpentina, sendo esta última associada à alteração da olivina.

2.3.7.2 Suíte Intrusiva Cupixi

No alto curso do rio Cupixi, a oeste da serra das Coambas, afloram granitóides fraca a fortemente foliados, de composição sienogranítica a monzogranítica e nitidamente intrusivos nos ortognaisses tonalíticos do Complexo Guianense.

Montalvão (1983, *apud* Barros *et al.*, 1984) atribuiu a esses granitóides a denominação de Suíte Intrusiva Cupixi, enquanto Montalvão & Tassinari (1984) obtiveram uma isócrona Rb-Sr com valor de 2,26 Ga e razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} de 0,747, contrastando com a idade isocrônica arqueana apresentada pelos ortognaisses encaixantes. Barros *et al.* (*op. cit.*) cartografaram corpos dessa unidade, mas mantiveram seu posicionamento estratigráfico como integrante do Complexo Tumucumaque (ou Complexo Guianense, conforme Montalvão, 1983 – *apud* Barros *et al.*, 1984 e redefinição efetuada neste projeto), apesar da diferença de idade.

Neste projeto, não foram observadas quaisquer evidências de campo que associem geneticamente esses granitóides aos ortognaisses encaixantes, até porque a migmatização é fraca e, conseqüentemente, são inexistentes relações de contatos gradacionais entre gnaisses-metatexitos-diatexitos-granitóides. Assim sendo, mantém-se esta suíte intrusiva como uma unidade independente, no sentido dado por Montalvão & Tassinari (*op. cit.*).

Esses granitos têm coloração avermelhada, granulação fina-média e são leucocráticos. Ao microscópio, os tipos petrográficos identificados são biotita-sieno e monzogranitos com textura granoblástica, equi a inequigranular, ocasionalmente porfiroclástica, portadoras de fenoclastos de plagioclásio e quartzo estirados. Além desses minerais, ocorrem a microclina, biotita, opacos e zircão.

O feldspato alcalino se apresenta como cristais inalterados, anédricos e com alta triclinicidade, enquanto o plagioclásio ocorre como grãos xenomórficos a hipidiomórficos, freqüentemente contendo “ilhas” de microclina (antipertita metassomática), além de uma fraca a moderada sericitização em alguns grãos.

A biotita ocorre em proporções variáveis (< 7%), como palhetas isoladas ou associadas entre si, dispostos aleatoriamente ou fortemente orientadas e, às vezes, com parcial alteração para clorita ou muscovita.

2.3.7.3 Suíte Intrusiva Igarapé Urucu

Esta unidade é proposta para agrupar os diversos maciços de charnockitóides ígneos, intrusivos em ortognaisses de alto grau dos complexos Ananaí (Orógeno Carecuru-Paru), Baixo Mapari e Jari-Guaribas (Cinturão Jari). Tratam-se de batólitos e *stocks* de tamanhos e contornos variados (irregulares, lenticulares, subretangulares e circunscritos), geralmente com relevo proeminente, expostos no igarapé Urucu, nos rios Iratapuru, Paru, Jari e Noucouru, incluindo

também a serra do Iratapuru, onde eram confundidos com os granulitos do então Complexo Tumucumaque (Lima, 1984).

Na área do projeto é a primeira vez que se reconhece charnockitóides ígneos deformados e/ou recristalizados, visto que em projetos anteriores (Marinho & Faria, 1982; Almeida & Quaresma, 1982) esses litótipos também foram descritos como catametamorfitos da Suíte Intrusiva Tartarugal Grande (Charnockito Cuatá) ou como granoblastitos da Suíte Metamórfica Ananaí (Jorge João *et al.*, 1978).

Os tipos identificados variam de charnockitos, feldspato alcalino-charnockitos, charnoenderbitos, granada-chanoenderbitos, além de granitos e feldspato alcalino-granitos a base de mesopertita e plagioclásio antipertítico. O nível crustal de colocação desses últimos é compatível com a transição anfíbolito-granulito (ausência de ortopiroxênio) ou, mais precisamente, a interface crosta inferior/crosta média. São rochas de granulação média a grossa, leucocráticas, de coloração castanho-acinzentada, rosada ou cinza-escuro, com textura variando em função do grau de deformação. Nos setores onde esta é incipiente, a feição ígnea porfirítica ainda é identificada, com fenocristais de mesopertita de até 3 cm, com formas tabulares, isorientados, definindo uma foliação de fluxo magmático. Onde a deformação foi maior, registra-se uma foliação milonítica concordante à foliação de fluxo magmático, e as rochas apresentam textura porfirítica modificada para porfiroclástica, com fenocristais de mesopertita amendoados e com bordas recristalizadas (microtexturas em *mortar*).

O caráter ígneo desses maciços é comprovado por vários critérios, tais como a presença de xenólitos máficos de ortognaisses granulíticos, as texturas porfiríticas e os relevos elevados contrastantes com as encaixantes gnáissicas de alto grau, bem como as idades (vistas adiante) muito diferentes entre o embasamento e esse magmatismo catazonal.

Ao microscópio verifica-se que os tipos menos milonitizados apresentam texturas inequigranulares com feições ígneas preservadas, incluindo ocasionais cristais de plagioclásio com forte zoneamento normal. Na matriz milonítica são comuns as feições de recristalização dinâmica, tais como mosaicos quartzo-feldspáticos granoblásticos.

A mineralogia é formada por mesopertita, quartzo, plagioclásio antipertítico, hornblenda, biotita \pm ortopiroxênio \pm allanita + opacos \pm granada + apatita + zircão. Associam-se, ainda, esporádicas rochas ricas em mesopertita, com plagioclásio praticamente ausente e composição de feldspato alcalino-sienitos.

As constantes transformações, parciais a totais, do ortopiroxênio (para bastita e anfibólio), da hornblenda (para actinolita) e da biotita (para clorita) demonstram que esses granitóides foram reequilibrados para temperaturas, compatíveis com as fácies anfíbolito e xisto verde.

A mesopertita ocorre como porfiroclastos com tabularidade preservada ou não (exemplares amendoados e estirados), geralmente paralelizados. São cristais de ortoclásio micropertíticos (macropertíticos nos termos sieníticos), invertidos ou não para microclina.

O ortopiroxênio, quando presente, apresenta-se fortemente pseudomorfizado para minerais secundários, com subordinados grãos isolados pouco transformados.

A biotita exhibe freqüentes intercrescimentos mirmekíticos com o quartzo, também atestando esses reequilíbrios térmicos, enquanto a hornblenda é do tipo castanho-amarronzada (titanífera), sendo o mineral máfico mais freqüente.

O plagioclásio, via de regra, é fortemente antipertítico, cravejado de *blebs* de feldspato alcalino e também ocorre como porfiroclastos amendoados e fenocristais tabulares, contornados por finos mosaicos recristalizados de quartzo.

Uma determinação de idade por evaporação de Pb em monocristais de zircão, em ortopiroxênio-granito do rio Paru, forneceu um valor médio de 2,15 Ga, interpretado como a provável idade de cristalização magmática desta suíte, identificando-se o evento magmático orogênico paleoproterozóico desta região. No entanto, o corpo datado ocorre no âmbito Núcleo Granulítico Paru, permanecendo pendente se, no Cinturão Jari, essas rochas mantêm essas idades ou representam um outro evento magmático catazonal. Essas questões serão melhor investigadas na segunda etapa deste projeto, deixando-se aqui as duas possibilidades.

2.3.7.4 Suíte Intrusiva Carecuru

Esta unidade é proposta para designar granitóides de natureza primitiva, observados no médio curso do rio Carecuru, que pode ser considerada a sua sessão-tipo, e no médio curso do rio Paru, a norte e a sul do Núcleo Granulítico Paru. Nos trabalhos anteriores essas rochas intrusivas eram confundidas com os ortognaisses de fácies anfíbolito do Complexo Guianense (Lima *et al.*, 1974) ou da Suíte Metamórfica Guianense (Jorge João *et al.*, 1978), cabendo aqui a sua individualização como unidade independente e, intrusiva no Complexo Paru-Maratiá e na Seqüência Treze de Maio.

Os tipos dominantes são leucoquartzo-dioritos, dioritos e meladioritos, seguidos de biotita-tonalitos e ocasionais trondhjemitos. Relações temporais entre rochas desta unidade são encontradas localizadamente, onde se observam fraturas nos dioritos preenchidas por líquidos tonalíticos, delineando, em alguns casos, feições brechadas. Enclaves microgranulares e diques máficos são

estruturas comuns observadas nesses granitóides, deformados ou não, de acordo com a deformação da encaixante.

São rochas escuras a cinza-esbranquiçadas, granulação média a grossa, leucocráticas a melanocráticas, desde isotrópicas até fortemente milonitizadas. Os tipos não-deformados exibem textura ígnea porfirítica ou inequigranular hipidiomórfica, podendo também serem isentos de quaisquer transformações mineralógicas secundárias (tardimagmática/hidrotermal). Com o incremento da deformação, passam a desenhar texturas porfiroclásticas e, até mesmo, granonematoblásticas.

A assembléia mineralógica é constituída por plagioclásio, quartzo \pm hornblenda \pm biotita \pm microclina \pm opacos \pm titanita \pm apatita \pm zircão.

O plagioclásio ocorre tanto como cristais hipidiomórficos, fenocristais zonados ou porfiroclastos amendoados, contornados por cordões de minerais máficos e/ou agregados quartzosos granoblásticos. Nas rochas fortemente retrometamorfizadas, apresenta-se totalmente saussuritizado.

O quartzo se faz presente de várias formas, desde grandes cristais xenomórficos, bastonetes (*rods*) ou finos grãos cuminuídos na matriz milonítica.

A hornblenda ocorre como grandes cristais hipidiomórficos a idiomórficos ou, localmente, como porfiroclastos lenticulares. Transformações retrometamórficas, parciais a totais, são observadas com freqüência (actinolita, clorita, biotita e epídoto), com liberação de titanita e opacos secundários.

A biotita se apresenta, geralmente, como palhetas interdigitadas entre si, formando mosaicos biotíticos ou cordões contornando porfiroclastos de plagioclásio e, muitas vezes, exibe transformação parcial para clorita, com epídoto associado.

Uma datação efetuada por evaporação de Pb em monocristais de zircão neste trabalho, forneceu idade de cristalização magmática em torno de 2,14 Ga, também associando esse magmatismo à orogênese paleoproterozóica macrorregional.

2.3.7.5 Alaskito Urucupatá

Na porção central da área ocorrem dois batólitos tabulares e retangulares (49 x 5,5 km e 40 x 6 km), orientados segundo o *trend* regional NW-SE, cujos melhores afloramentos podem ser observados nos rios Jari e Iratapuru, além da serra Urucupatá, que empresta o nome a essa nova unidade.

Esses maciços são compostos por feldspato alcalino granito hololeucocrático ou alaskítico, intrusivos no embasamento ortognáissico de alto grau do Cinturão Jari e os quais eram

anteriormente mapeados como Complexo Guianense (Lima *et al.* 1974). Neste relatório, portanto, reconhece-se pela primeira vez esse magmatismo altamente evoluído.

São rochas de coloração avermelhada, granulação fina a média, isotrópicas a foliadas e com forte cataclase superposta, associada à venulações de cores esverdeadas e esbranquiçadas (epídoto e quartzo).

Em seção delgada, a textura varia de granoblástica inequigranular a porfiroclástica, onde plagioclásio e microclina são contornados por finos mosaicos recristalizados, quartzo-feldspáticos. Nos tipos mais deformados, são observados bastonetes (*ribbons*) de quartzo paralelizados, desenhando uma lineação de estiramento.

A mineralogia é formada por microclina macropertítica, quartzo, plagioclásio albitico, alguma biotita, opacos, allanita, apatita e zircão. A clorita é o mineral secundário associado à biotita, a qual ocorre como palhetas ocasionais ou como franjas contornando minerais opacos.

Estreitas faixas cataclásticas são observadas, geralmente milimétricas, responsáveis pelo aumento da argilização nos feldspatos alcalinos e pela presença do carbonato, clorita e opacos secundários, nas proximidades dessas estruturas. A sericitização ocorre com fraca intensidade nos cristais de plagioclásio, porém, é forte nas pertitas do feldspato alcalino.

Uma determinação geocronológica por evaporação de Pb em monocristais de zircão forneceu um valor de 2,15 Ga, que corresponde à cristalização magmática. Entretanto, a natureza evoluída destes granitóides e a ocorrência de padrões de idades mais jovens (alguns zircões com valores de 2,08 Ga) não descartam a possibilidade de um posicionamento mais tardio ou, alternativamente, esses cristais mais jovens podem refletir um simples episódio de alteração hidrotermal.

2.3.7.6 Suíte Intrusiva Igarapé Careta

Essa unidade é proposta para agrupar os granitóides peraluminosos expostos ao longo do rio Ipitinda e no baixo curso do Igarapé Careta, incluindo a sua confluência com aquele rio. Está constituída por dois maciços muito alongados (plútons lineares) e alinhados em um mesmo *trend* NW-SE. Pela primeira vez esse magmatismo é reconhecido e mapeado como corpos intrusivos independentes, encaixados, ao mesmo tempo, nos ortognaisses granulíticos do Complexo Jari-Guaribas, nas metassupracrustais do Grupo Ipitinga e em outros corpos de Granitóides Indiferenciados. Nos trabalhos anteriores essas rochas eram incorporadas ao Complexo Guianense (Lima *et al.*, 1974; Almeida & Quaresma, 1982), talvez por serem portadoras de foliação e recristalização dinâmica.

Nesta suíte predominam sienogranitos com duas micas (portadores ou não de granada), mas também ocorrem ocasionais granada-muscovita granodioritos com biotita. São litótipos de coloração cinza, granulação média, inequigranulares e leucocráticos.

Em seção delgada exibem feições protomiloníticas a miloníticas, com texturas porfiroclásticas dominantes, cujos fenoclastos são de quartzo, microclina, plagioclásio e, localmente, muscovita pisciforme. Com frequência esses porfiroclastos se apresentam estirados e paralelizados, desenhando uma foliação milonítica e uma lineação de estiramento.

Nos granodioritos a muscovita é predominante sobre a biotita e, nos granitos, o inverso. O plagioclásio, via de regra, é zonado e exibe moderada a forte transformação para sericita/muscovita, carbonato e/ou epidoto. Junto com a microclina, é comum desenvolverem microtexturas em *mortar*. Os principais acessórios são a granada, opacos, apatita e zircão.

A biotita, muitas vezes, apresenta freqüentes halos pleocróicos ou inclusões de zircão metamítico e exibe variável grau de transformação para clorita, muscovita e epidoto, com liberação de opacos.

A muscovita se faz presente tanto como palhetas primárias (dominantes ou não) e secundárias, e por vezes, como porfiroclastos sigmoidais (tipo mica-*fish*), enquanto a granada atinge até 4 mm e, na sua maioria, são cristais arredondados ou alongados, estes últimos esmagados no interior da foliação milonítica.

Com relação ao seu posicionamento cronoestratigráfico, ainda não se dispõe de datações, o que conduz apenas à suposições de idades paleoproterozóicas, baseadas no contexto magmático estabelecido.

2.3.7.7 Granito Igarapé Castanhal

Barros *et al.* (1984) descreveram no alto curso do rio Cupixi algumas estações em que afloram granitóides portadores de granada, os quais foram agrupados no então Complexo Tumucumaque. Neste projeto essas rochas foram reconhecidas, expostas no rio Cupixi, em torno de 2 km a montante da foz do igarapé Castanhal, intrusivos nos ortognaisses TTG do Complexo Guianense. Por serem litótipos dissociados da tríade gnaisse-metatexito-diatexito, com contatos transicionais entre si, não existem evidências de cogeneticidade entre essas intrusões e o referido embasamento de fácies anfíbolito (com baixas taxas de fusão parcial). Desta forma, é proposta a designação de Granito Igarapé Castanhal, como uma nova unidade estratigráfica independente, e supõe-se o seu posicionamento cronoestratigráfico no Paleoproterozóico, a exemplo dos demais granitóides orogênicos do CJ.

Essas rochas têm coloração rosada, granulação média, e são moderadamente foliadas. Leucosienogranitos granadíferos e sienogranitos com biotita e granada são os tipos petrográficos

constituintes dessa unidade, com textura granoblástica equi a inequigranular. Nos litótipos mais deformados são freqüentes as feições de estiramento dos grãos de quartzo, formando bastonetes ou porfiroclastos amendoados, os quais desenham uma lineação de estiramento. Além deste mineral, ocorrem plagioclásio, microclina, granada (1-3%), biotita (localmente, como traços; raramente atingindo 3%), opacos e zircão.

A microclina exibe alta triclinicidade e, no plagioclásio, são comuns feições de antipertita metassomática (*patch-like* ou “ilhas”).

A granada tem dimensões máximas de 1-2 mm e, às vezes, se apresenta alterada para clorita, enquanto a biotita está presente como palhetas isoladas ou como franjas ao redor dos cristais de opacos e, localmente, exibe alteração para muscovita e/ou clorita. Além dos opacos, o zircão é um acessório comum.

Os feldspatos, de um modo geral, apresentam-se como cristais preservados de alterações secundárias, a não ser em algumas poucas espécimes, onde se observa a sericita e/ou muscovita pseudomorfizando o plagioclásio, com intensidade fraca.

2.3.7.8 Granitóides Indiferenciados

Nesta unidade informal foram reunidos vários batólitos e *stocks* com composições diversificadas, expandidos (compostos) e não-expandidos (homogêneos), primitivos a muito evoluídos e foliados a isótipos. Estes corpos foram preliminarmente investigados (fundamentalmente em lâminas delgadas de projetos anteriores e com raras informações de campo) e os dados obtidos ainda não permitem agrupá-los nos corpos e suítes intrusivas já formalizadas. Alguns, futuramente (Fase II deste projeto), poderão originar novas unidades estratigráficas com a continuação das campanhas de campo, todavia, no atual estágio de investigação, foram agrupados indistintamente.

Nos trabalhos anteriores (Lima *et al.*, 1974; Jorge João *et al.*, 1978; Machado Filho *et al.*, 1986, dentre outros), esses maciços não eram individualizados, principalmente por serem rochas orogênicas, as quais acabavam reunidas nos complexos Guianense ou Tumucumaque.

No batólito do alto curso do igarapé dos Patos predominam biotita-tonalitos e biotita-granodioritos, além de subordinados biotita-monzogranitos. São rochas protomiloníticas e isótipas, com textura porfirítica modificada para porfiroclástica.

O maciço do alto curso do igarapé Fé-em-Deus é do tipo não-expandido, evoluído e formado por biotita-granitos isótipos ou algo foliados, com fenoclastos de microclina e plagioclásio contornados por extensos agregados granoblásticos de quartzo.

O plúton do alto curso do igarapé Anatum é faciologicamente homogêneo e constituído por biotita-granitos e leucogranitos isótopos, com textura porfirítica modificada para porfiroclástica e acessórios como allanita, opacos, apatita e zircão.

O batólito do igarapé Esquecimento comporta biotita-granitos e leucogranitos, com ocasionais granodioritos. São rochas isótopas, com textura granoblástica a porfiroclástica, localmente portadoras de sillimanita.

No maciço da região entre os igarapés Queixada e do inferno ocorrem biotita-hornblenda tonalitos e leucogranitos, protomiloníticos e não-foliados. Os tonalitos têm como acessórios a titanita, apatita e zircão e são rochas muito hidrotermalizadas, ricas em epídoto.

Diversos outros plútons também foram identificados e constam no mapa em anexo deste documento, contudo, não se dispõe de dados de campo ou petrográfico que permitam classificá-los, ainda que superficialmente.

2.3.8 Magmatismo Pós-Orogênico

2.3.8.1 Suíte Intrusiva Parintins

Jorge João *et al* (1978) introduziram essa unidade para agrupar os granitóides tonalíticos a graníticos, não-deformados e de caráter pós-orogênico, definição esta mantida neste relatório.

Esta suíte ocorre, principalmente, no Orógeno Carecuru-Paru (vários maciços), além de um único plúton isolado no CJ. Monzogranitos e granodioritos são os litótipos dominantes, com tonalitos e sienogranitos subordinados, além de tipos microgranodioríticos, microsienograníticos, dacíticos e pegmatíticos associados. São rochas isotrópas, coloração variando de cinza-esbranquiçada, cinza-esverdeada e rósea, granulação média, com texturas equigranular hipidiomórfica a porfirítica e leucocráticas a mesocráticas.

Em seção delgada, os termos mais primitivos são porfiríticos, com fenocristais de plagioclásio apresentando forte zoneamento normal. A textura equigranular hipidiomórfica ocorre, via de regra, nos tipos mais evoluídos. Nos dacitos porfiríticos associados, os fenocristais são de plagioclásio fortemente sericitizados.

Além de quartzo, microclina e plagioclásio, os granitóides são portadores de hornblenda, biotita, titanita, allanita e opacos, em variáveis quantidades. Sericita, clorita e epídoto ocorrem associados às alterações tardimagmáticas e/ou hidrotermais, seja a partir do plagioclásio ou dos minerais máficos.

O quartzo, algumas vezes, apresenta recuperação dinâmica com formação de mosaicos de subgrãos, cujos contatos são serrilhados entre si, comprovando uma colocação magmática ainda em regime de orogenia.

Apesar desta suíte ainda não dispor de informações geocronológicas, admite-se um posicionamento orogênico mais jovem para esses granitóides, baseado nas texturas ígneas muito bem preservadas e no estilo desses maciços, geralmente arredondados, truncando a foliação regional, no caso do Cinturão Jari.

2.3.9 Magmatismo Anorogênico

2.3.9.1 Granito Waiãpi

Na área mapeada, as intrusões ácidas tipo-A foram inicialmente agrupadas no Granito/Suíte Intrusiva Mapuera (Lima *et al.*, 1974; Almeida & Quaresma, 1982). Todavia, as evidências geocronológicas disponíveis (vistas adiante) não permitem essa correlação e apontam para a existência de um evento anorogênico mais jovem do que aquele dos rios Mapuera e Uatumã, situados a oeste do polígono cartografado. Assim, foi adotada a designação de Granito Waiãpi, em alusão às exposições estudadas na aldeia indígena homônima, a fim de reunir esses granitóides, pela primeira vez reconhecidos e cartografados como uma unidade estratigráfica independente.

Geralmente são plútons de formas elípticas a circulares, com dimensões entre 50-700 km², alguns até menores, e não associados a derrames riolíticos, o que também contrasta com o evento Uatumã típico ou Suíte Mapuera. O maior desses corpos está contido parcialmente no polígono do projeto, pois se posiciona na fronteira noroeste, sendo seccionado pelos seus limites. Neste caso específico, esse maciço intruiu coberturas metavulcano-sedimentares paleoproterozóicas do Grupo Ipitinga, provavelmente causando metamorfismo de contato e hidrotermalismo nas encaixantes, já que Faraco (1997) identificou um evento metamórfico termal relacionado à intrusões graníticas naquelas metassupracrustais.

Hastingsita-sienogranitos são os representantes petrográficos identificados, de granulação média a grossa, equigranulares, coloração castanha a cinza-esbranquiçada, leucocráticos e isótipos. Localmente, ocorrem tipos porfiríticos e/ou com textura rapakivi, além de microgranitos e aplitos.

Ao microscópio exibem textura heterogranular hipidiomórfica, com alguns cristais de plagioclásio exibindo zoneamento normal. Além desse mineral, estão presentes na paragênese a microclina, quartzo, hastingsita, biotita, opacos, apatita, zircão e fluorita.

A microclina ocorre como cristais xenomórficos a hipidiomórficos, rica em inclusões de plagioclásio e exibindo macropertitas, além de uma fraca alteração para argilo-minerais, enquanto o plagioclásio se apresenta como cristais lípidos a fracamente sericitizados.

O quartzo se faz presente tanto como grandes cristais xenomórficos a hipidiomórficos (bipiramidais), ou em pequenos grãos intersticiais e xenomórficos, além de inclusões poiquilíticas (*drop-like*) nos feldspatos.

A hastingsita ocorre como cristais bem desenvolvidos, isolados ou aglutinados, com freqüentes inclusões de minerais opacos e zircão, localmente transformada para clorita e biotita. Esta última ocorre na forma de diminutas e ocasionais palhetas, em geral associadas ao anfibólio.

Em um plúton no limite da Reserva Indígena Waiãpi, este projeto obteve por evaporação de Pb em monocristais de zircão uma idade de 1,75 Ga. A correlação com o Granito Waiãpi foi tentativamente estendida às demais ocorrências de granito tipo-A na área investigada, contudo, não se descarta a possibilidade de que algumas destas intrusões possam estar relacionadas ao magmatismo Uatumã. Esse outro evento foi recentemente datado por U-Pb em zircão, em vulcânicas félsicas, cuja determinação forneceu um valor de 1,86 Ga (Santos *et al.*, 2000).

2.3.9.2 Suíte Intrusiva Boa Macaca

Barros *et al.* (1984) descreveram a ocorrência de dois corpos compostos por albita-sienitos e quartzo-sienitos nas proximidades da serra das Coabas, aos quais denominaram Sienito Boa Macaca. Não há informação geocronológica disponível para essas rochas, as quais aqueles autores atribuíram idade proterozóica, por correlação com as Alcalinas Mapari (imediatamente ao norte da área deste projeto), datadas por Lima *et al.* (1974), através de Rb-Sr em rocha total (1,13-1,68 Ga).

Neste trabalho, não foram identificadas rochas sieníticas, mas leucomonzogabros e monzonitos localizados nas proximidades dos corpos cartografados por Barros *et al.* (*op. cit.*), sugerindo tratar-se de um corpo com faciologia diversificada, o que levou à uma proposta hierárquica de Suíte Intrusiva Boa Macaca.

Os monzonitos são litótipos de granulação média, inequigranulares, coloração avermelhada, leucocráticos e isótopos. Em seção delgada apresentam textura definida por cristais tabulares e bem desenvolvidos de plagioclásio (alguns zonados) em cujos espaços intergranulares ocorrem o feldspato alcalino (ortoclásio) e raros cristais de quartzo.

A mineralogia é formada por plagioclásio, hornblenda, ortoclásio, opacos, quartzo, apatita e zircão, além de grandes cristais intergranulares de carbonato. São rochas altamente hidrotermalizadas, com forte argilização do feldspato alcalino, intensa transformação do plagioclásio para carbonato, além de clorita associada à hornblenda.

Os monzogabros são rochas de coloração castanha, granulação média, inequigranulares, leucocráticas e isotrópicas. Texturalmente se assemelham aos monzonitos, porém são mais ricos em intercrescimentos granofíricos e/ou micrográficos entre quartzo e feldspato alcalino.

A mineralogia difere da dos monzonitos apenas pelo maior teor de plagioclásio e quartzo, bem como pela presença esporádica de biotita e de grandes cristais esqueléticos de titanita. O grau de transformação tardimagmática/hidrotermal é o mesmo observado nos monzonitos.

2.3.9.3 Alcalinas Camaipi

As informações e definições referentes a esta unidade foram compiladas de Barros *et al.* (1983), uma vez que não obteve novos dados até esta fase do projeto. Segundo esses autores, trata-se de intrusão básica alcalina, composta por malignitos (nefelina-monzogabros), essexitos (nefelina-monzosienitos) e aegirina-monzodioritos nefelínicos, geralmente porfiríticos, de granulação média e aspecto isotrópico.

Esse corpo magmático tem formato subcircular, com aproximadamente 1 km² e é marcado por uma forte anomalia magnética circular. Os seus melhores afloramentos são encontrados próximos à margem esquerda do alto curso do rio Camaipi do Maracá, na porção sudeste da área. A avaliação daquela anomalia sugere tratar-se de um corpo aflorante, no entanto, a análise de concentrados de minerais pesados, coletados de sedimentos ativos de corrente sobre o corpo do Camaipi, revelaram teores significativos apenas de ilmenita (~ 98%). Tal constatação levou Barros *et al.* (*op.cit.*) a admitirem que o corpo magnético responsável pela anomalia encontra-se em profundidade.

Embora esse corpo básico alcalino seja distinto litologicamente das Alcalinas Mapari (Lima *et al* 1974), que ocorrem imediatamente ao norte da área do projeto, essas últimas forneceram idades Rb-Sr em rocha total entre 1,68-1,34 Ga (Lima *et al.*, *op. cit.*). Esse dado sugere que outros eventos alcalinos anorogênicos também podem estar relacionados ao Proterozóico.

2.3.9.4 Básicas/Intermediárias Indiferenciadas

Esta unidade informal é representada por alguns corpos tabulares de diabásios diversos, geralmente diques, e um pequeno *stock* (2 x 5 km) monzonítico, cujos litótipos têm posicionamento cronoestratigráfico desconhecido e são, provisoriamente, descritos em conjunto. Algumas daquelas intrusões básicas podem representar diversos eventos distensivos distintos, do Proterozóico ao Fanerozóico.

Os corpos básicos, em geral, não são mapeáveis, a exceção daquele entre o baixo curso do rio Mapari e o igarapé Karanapaty (afluente do rio Jari), com direção NW-SE e, posteriormente, infletindo para N-S. O corpo monzonítico ocorre como um pequeno plúton elíptico e alongado segundo a direção N-S, na porção central da área de trabalho, à margem esquerda do rio Jari.

Quartzo-diabásios, olivina-diabásios, orto e clinopiroxênio-diabásios, e monzonitos são os litocomponentes diagnosticados. Os termos básicos são rochas de coloração escura, granulação fina a média, melanocráticas e isótropas. Em seção delgada as texturas variam de subofítica a porfirítica

(fenocristais de plagioclásio) e exibem freqüentes intercrescimentos granofíricos e/ou micrográficos, intersticiais, entre quartzo e feldspato alcalino. Apresentam também um variável grau de transformação tardimagmática e/ou hidrotermal, desde cristais de plagioclásio e piroxênio inalterados a fortemente pseudomorfizados por minerais secundários.

As rochas intermediárias são muito mais raras e representadas por monzonitos de granulação média, inequigranulares, leucocráticos e isótipos. Ao microscópio exibem textura inequigranular idiomórfica a hipidiomórfica e mineralogia constituída por ortoclásio (fortemente argilizado), plagioclásio (intensamente saussuritizado), hornblenda, biotita, quartzo, augita, opacos, apatita e zircão.

Os minerais máficos ocorrem associados ou aglutinados, sendo que a hornblenda é a mais afetada por transformações secundárias (actinolita).

2.3.9.5 Diabásio Portela

Barros *et al.* (1984) reconheceram, na região dos rios Cupixi e Água Branca, uma série de corpos de rochas básicas sob a forma de diques e pequenas intrusões, cortando os gnaisses dos complexos Guianense e Tumucumaque e as metassupracrustais do Grupo Vila Nova, aos quais denominaram Diabásio Portela, designação mantida neste relatório.

Neste projeto, verifica-se que a maioria dos corpos localiza-se no contato entre as supracrustais do Grupo Vila Nova, na serra das Coambas, e os ortognaisses do Complexo Tumucumaque, ou próximos a esses contatos, e está encaixada em grandes lineamentos NNE/SSW e NW/SE, com largura decimétrica a decamétrica por algumas centenas de metros de extensão longitudinal.

São rochas de coloração escura, melanocráticas, variando desde tipos afaníticos, faneríticos de granulação média e também porfiríticos, cujos tipos identificados são pigeonita-diabásios e augita-diabásios.

Ao microscópio, as principais texturas observadas são subofíticas, intergranulares e porfiríticas, estas últimas com fenocristais zonados de plagioclásio. São comuns os intercrescimentos granofíricos e/ou micrográficos, intersticiais, entre quartzo e feldspato alcalino. Além desses minerais ocorrem também opacos disseminados, cristais aciculares de apatita e, conforme os estágios de uralitização do piroxênio, apresentam minerais secundários associados à este, tais como hornblenda, actinolita, clorita e biotita.

O plagioclásio, via de regra, é observado na forma de cristais tabulares e/ou ripiformes, límpidos ou com variável grau de transformação para sericita e carbonato.

Datações pelo método K-Ar em rocha total e plagioclásio apresentaram idades neoproterozóicas entre 0.59 e 0.84 Ga, em augita-diabásios (Barros *et al.*, 1984).

2.3.10 Grupo Trombetas

Esta unidade é a aqui adotada no sentido de Cunha *et al.* (1994 –*apud* Cordani *et al.*, 2000), com idade Ordoviciano-Devoniana e mapeada como um diminuto testemunho na porção centro-sul da área trabalhada. Corresponde a uma cobertura tabular horizontalizada a sub-horizontalizada, constituída por uma interestratificação de arenitos finos, grosseiros, microconglomeráticos (bastante alterados e friáveis) e siltitos mais compactos, exibindo estratificação plano-paralela e cores variadas.

2.3.11 Coberturas Lateríticas

Esta unidade, atribuída ao Período Neógeno, ocorre na forma de carapaças instaladas sobre diversos litótipos, exibindo perfis em estágios geralmente imaturos, incompletos e aparentemente preservados, predominando a exposição do horizonte argiloso, o qual chega a evoluir até a porção mosqueada, no seu topo.

As mais expressivas dessas coberturas constituem platôs que se desenvolveram, principalmente, sobre rochas máficas e formações ferríferas bandadas, representadas por crostas ferruginosas (horizonte ferruginoso), onde as concentrações residuais de tório mostram-se muito elevadas, em relação à rocha-mãe.

Em geral, a alteração supergênica concentra fortemente os minerais que contêm tório, o que exige cautela na interpretação aerogeofísica do substrato rochoso, podendo-se confundir rochas com baixos teores desse elemento com outras de teores naturalmente elevados.

Material tipo “*gossan*” também pode estar presente, a exemplo daquele descrito no flanco nordeste da serra do Ipitinga, entre os igarapés Flexal e dos Patos (Faraco, 1997).

2.3.12 Aluviões

Na área em questão, foram verificados dois tipos de coberturas aluvionares, a exemplo dos depósitos subrecentes de paleocanais (observados localmente em alguns garimpos de ouro) e dos depósitos recentes das aluviões de drenagens atuais. Estes últimos ocorrem nos grandes rios da região e formam depósitos com geometria diversificada, tais como de barra em pontal, barras de meio de canal e planície de inundação e, quando situados no contexto de unidades com potencial metalogênico, podem conter concentrações de minério.

3

RECURSOS MINERAIS

3.1 Introdução

As zonas de articulação entre os domínios tectonoestratigráficos identificados na área do projeto, onde se aprisionam expressivos segmentos de metassupracrustais, representam as mais elevadas potencialidades para concentrações metalíferas de interesse econômico. Isto é constatado pela relação dos jazimentos, até o momento conhecidos, com as unidades litotectônicas encaixantes (Figura 3.1) e é também condizente com as observações feitas por diversos autores, em outras estruturas balizadoras de terrenos contrastantes. Assim, esses sítios tectônicos (suturas, limites colisionais, zonas de fraqueza, etc) seriam palco de reativações sucessivas e prolongadas, acompanhadas de estruturas de dilatação (armadilhas) e de fluxos hidrotermais e/ou metassomáticos que favoreceriam os processos mineralizantes (De Wit *et al.*, 1992; Jones, 1995).

A seguir, discute-se sucintamente os principais bens minerais, metalotectos e setores com maior favorabilidade prospectiva, em função do atual estágio do conhecimento.

3.2 Ouro

Na metade dos anos 70, a garimpagem de ouro aluvionar teve início na região do rio Paru, estendendo-se depois em direção à serra do Ipitinga. Em meados dos anos 90, houve intensa atividade garimpeira através de balsas, nos rios Jari (da cachoeira Itacará à foz do Carecuru), Carecuru (até a localidade Fazendinha), Ipitinga (entre os igarapés do Inferno e Flexal) e nos igarapés Fé-em-Deus, do Inferno (até o igarapé Onça), e Flexal.

As mineralizações auríferas primárias concentram-se, fundamentalmente, em dois setores, sendo que o primeiro grupo contém a maioria das ocorrências e está localizado na região dos rios Jari (margem direita) e Carecuru, associando-se ao lineamento que articula o Orógeno Carecuru-Paru ao Cinturão Jari e às zonas de cisalhamento paralelas a ele. Todas essas estruturas se caracterizam como estreitas faixas verticalizadas de deformação dúctil, transcorrentes e com direção NW-SE, as quais controlam rochas metavulcano-sedimentares de fácies xisto verde a anfibolito, do Grupo Ipitinga e da Seqüência Fazendinha. Subordinadamente ocorrem mineralizações hospedadas nos granitóides da Suíte Intrusiva Carecuru, especialmente entre aquelas faixas metavulcano-sedimentares.

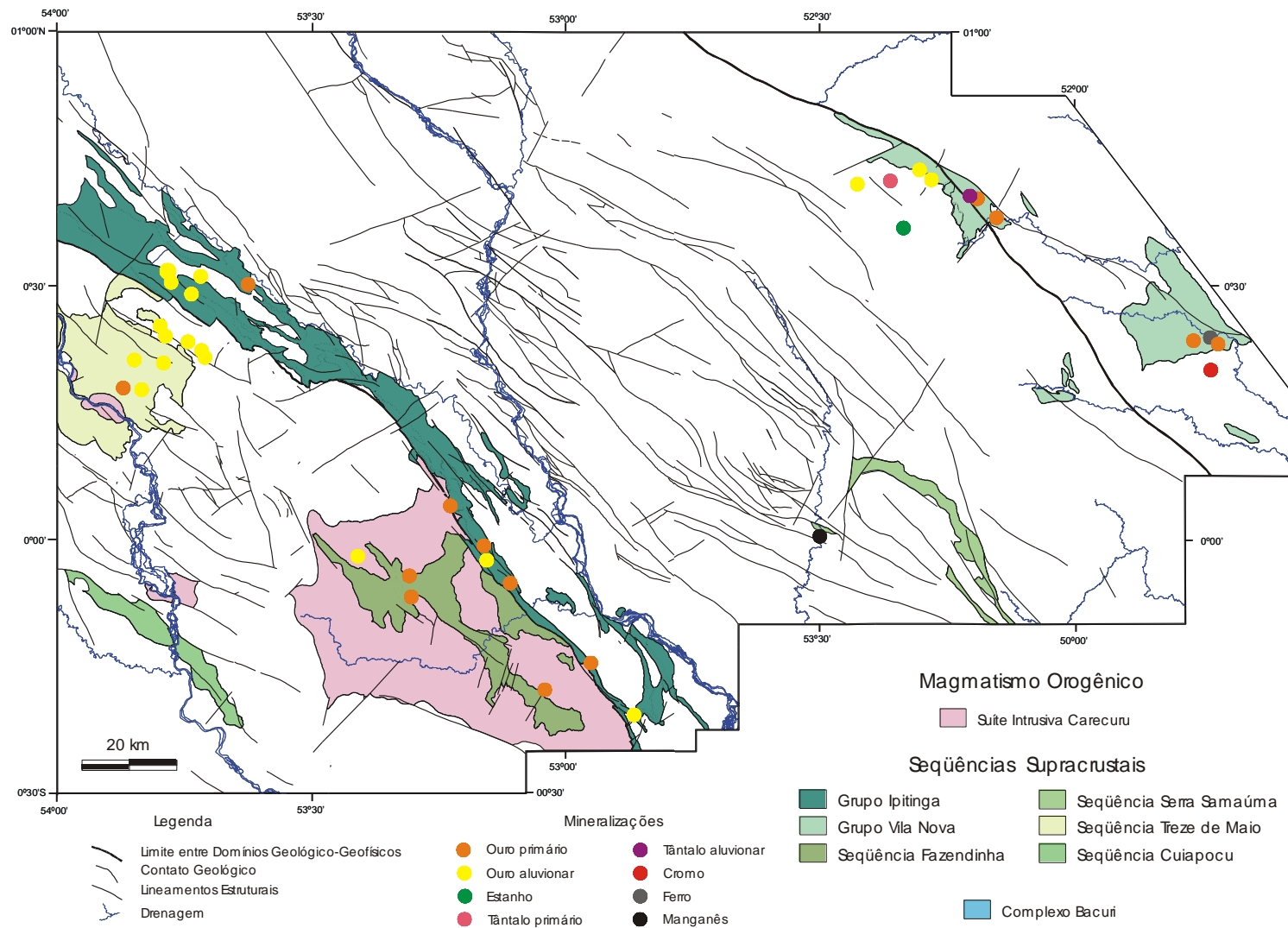


Figura 3.1: Distribuição das mineralizações na área do Projeto Renca com ênfase em seu controle litológico-estrutural.

Pouco mais de uma dezena de mineralizações foram reconhecidas neste contexto (além de azimentos aluvionares), encontrando-se a maioria com *status* de garimpo ou ocorrência, com exceção do Carará, que constitui uma mina inativa com reserva total de 10 t de Au e teor médio de 21,20 g/t (Mineração Carará, 1989). As rochas hospedeiras são predominantemente metassedimentares (mica-xistos, quartzitos, formações ferríferas bandadas), seguidas de granitóides pouco ou não-deformados e metavulcânicas máficas. O principal estilo de mineralização é representado por corpos de minério formados por veios de quartzo individuais, localmente sulfetados (pirita dominante). Sistemas irregulares de veios e zonas hidrotermais sem veios quartzosos ocorrem de forma subordinada. Em escala de depósito, as estruturas hospedeiras (falhas e zonas de cisalhamento) têm caráter tanto dúctil quanto rúptil e não demonstram uma orientação preferencial, havendo, entretanto, concentração de veios em torno das direções N30-50°W, N80-85°W e N50°E, portanto, concordantes e discordantes com a estruturação regional e a foliação das rochas encaixantes.

As principais texturas apresentadas pelo quartzo dos veios são sacaroidal, maciça leitosa a vítrea (*buck quartz*) e laminada. As duas últimas texturas são encontradas, com frequência, em depósitos auríferos tipo *lode* (Dowling & Morrison, 1989; Vearncombe, 1993) e refletem profundidades, pelo menos moderadas, para a formação do quartzo (compatíveis com as fácies xisto verde e anfibolito). Além disso, o caráter laminado a xistoso do quartzo no garimpo Limão denota condições fortes de deformação dúctil, provavelmente favorecidas por altas pressões de fluidos (Vearncombe, 1993). Este garimpo situa-se entre a pista Treze de Maio e a margem esquerda do rio Paru, num contexto de formações ferríferas bandadas. Outros detalhes descritivos a respeito das mineralizações estão listados na tabela 3.1 e descritos em Klein *et al.* (2001).

Uma classe diferente de mineralização aurífera é sugerida por Faraco (1997) que descreve, na serra do Ipitinga, mineralização de cobre sulfetada, contendo ouro, do tipo vulcanogênica exalativa sindeposicional, hospedada em rochas ricas em quartzo e clorita (basaltos hidrotermalizados do Grupo Ipitinga). Os valores de P-T da mineralização foram estimados entre 250° e 450°C e 0,7 a 2,3 kb, a partir de inclusões fluidas ricas em metano.

Outro grupo de mineralizações concentra-se na zona limítrofe entre o Cinturão Jari e o Terreno Antigo Cupixi-Tartarugal Grande, associado à seqüências metavulcano-sedimentares de fácies xisto verde a anfibolito alto (Grupo Vila Nova). Segundo Spier & Ferreira Filho (1999 e suas referências), no depósito de Santa Maria (rio Vila Nova; porção oriental do mapa) o ouro está associado à bandas turmaliníferas e veios de quartzo boudinados, intercalados em pacotes de quartzitos e metaconglomerados, com reservas estimadas em 1,3 t de Au e teor de 0,84 g/t. Os mesmos autores descrevem a mineralização da mina do Vicente (rio Vila Nova; setor leste da área) como estruturalmente controlada e associada a veios de quartzo sulfetados, concordantes com a

foliação das encaixantes (xistos paraderivados e metavulcânicas). Essa estruturação poderia ser seguida longitudinalmente por mais de 10 km, ao longo dos quais ocorrem diversos garimpos de ouro, cuja produção total nessa mina atingiu cerca de 2.600 kg desse metal.

Ainda dentro desse grupo, pode-se citar mineralizações primárias explotadas até a década de 80, na serra das Coambas e descritas por Barros *et al.* (1984), associadas às rochas metassedimentares da formação homônima.

O padrão estrutural das mineralizações estudadas, sua associação com terrenos orogênicos e rochas metamórficas predominantemente de baixo a médio grau e sua tipologia (*lode*), forma um grupo relativamente coerente e assemelha-se a outras mineralizações melhor estudadas nos diversos contextos arqueanos e paleoproterozóicos do Canadá e Austrália (Kerrich & Cassidy, 1994), Cráton Oeste Africano (Oberthür *et al.*, 1998), Guiana Francesa (Marcoux & Milési, 1993) e na porção norte do Estado do Amapá (Ferran, 1988; Nogueira *et al.*, 2000). Depósitos auríferos com estas características vêm sendo denominados de orogênicos (Groves *et al.*, 1998) ou tardiorogênicos, estruturalmente controlados (Witt & Vanderhor, 1998), devido a sua associação com processos magmáticos, metamórficos e tectônicos atuantes em estágios finais de orogênias acrescionárias e colisionais.

Depósitos vulcanogênicos associados ao hidrotermalismo de fundo oceânico, como o citado por Faraco (1997), não são necessariamente confinados a um tipo específico de ambiente tectônico (Lydon, 1988) e se ajustam bem ao modelo de depósitos orogênicos (cf. Groves *et al.*, 1998).

3.3 Cobre

Uma ocorrência com 1% de Cu, associado a 11 ppm de Au e 74 ppm de Ag, foi detectada em furo de sonda (86,5-87,0 m), no flanco nordeste da serra do Ipitinga, a cerca de 1.400 m a norte do igarapé dos Patos (Carvalho *et al.*, 1991). Esta sondagem, e mais duas outras sem resultados significativos, foram verticais, com profundidade média de 220 m, e efetuadas a uma distância máxima de 350 m entre os furos extremos. Elas foram realizadas em diminuta porção de um corpo eletrocondutor, cuja extensão (>10 km) vai além do trecho entre os igarapés Flexal e dos Patos. Tal objeto metalogenético tem largura projetada em superfície de 50-700 m, profundidade do topo entre 35 a 70 m e mergulho de 60° para NE, concordante com a estruturação dos metamafitos encaixantes do Grupo Ipitinga. Trata-se de uma espessa sulfetação semimaciça, não ultrapassada em seu total pela perfuração, com preferência às rochas a base de quartzo e clorita ou antofilita-cordierita (Melo *et al.*, 1985), onde as relações texturais sugerem a sucessão: pirita-pirrotita (derivada da primeira)-calcopirita+ouro.

A pirita, quando preservada à transformação metamórfica para pirrotita, mantém-se poliedral, contudo, muito fraturada (equilíbrio para paralisar a transformação). A pirrotita, com

diminuição de volume (liberação de enxofre), propiciou a entrada de sílica entre suas placas, que se mostram perfeitamente amoldadas aos planos da foliação. A migração de compostos de enxofre (liberado) possivelmente teve relação com o transporte de ouro depositado junto com a calcopirita. A não observação de poligonização na pirrotita (por abaixamento de T e P) sugere ausência de transformação inversa.

3.4 Cromo

Na porção leste do Promin-RENCA, na bacia do rio Vila Nova, localiza-se importante depósito de cromita magmática associado ao Complexo Máfico-Ultramáfico Bacuri, constituído por corpos descontínuos de cromitito, com espessura média de 12 m e localizados na base da seqüência ultramáfica (Spier & Ferreira Filho, 1999). Segundo esses autores, o litossoma principal apresenta continuidade lateral de até 100 m e, vertical, de até 300 m. Foram delimitados onze depósitos com reservas de nove milhões de toneladas e teor de Cr_2O_3 entre 28 e 41%, além de ocorrências.

Anomalias geoquímicas desse metal também foram identificadas para oeste, na região do rio Camaipi do Vila Nova e na serra das Coambas (Barros *et al.*, 1984). No primeiro caso, as anomalias estariam associadas a possíveis metalotectos do Complexo Bacuri e, no segundo, à porção basal da seqüência metavulcano-sedimentar do Grupo Vila Nova (Formação Igarapé Araújo). Também com provável potencial tem-se a Seqüência Treze de Maio, sobre a qual foram identificados valores significativos de Cr, V, Ni e Co (Jorge João *et al.*, 1978).

3.5 Ferro e Manganês

Os depósitos de ferro presentes na área trabalhada estão intimamente associados às seqüências metavulcano-sedimentares, cujos jazimentos são do tipo estratiforme, constituídos essencialmente por hematita (compacta, granular, friável), formações ferríferas bandadas, magnetita e canga, geralmente associados a quartzitos.

Quatro depósitos existem na região do rio Vila Nova, com reservas geológicas de 12.028×10^6 toneladas de minério com teor médio de 61,35% de Fe (Spier & Ferreira Filho, 1999). Outro depósito localiza-se na serra do Ipitinga (igarapé Fé-em-Deus), onde o minério ocorre principalmente como formações ferríferas bandadas e hematita compacta, com um teor médio de 53,74% e uma reserva geológica de 2.367×10^6 t (Jorge João *et al.*, 1978).

Neste projeto, o manganês foi verificado em um pequeno segmento (5 x 0,8 km) com elevação topográfica (serra do Manganês), atribuído à Seqüência Serra Samaúma, no médio curso do rio Iratapuru. Tratam-se de pequenos blocos, com diâmetro de 20 cm, na encosta e ao longo da referida serra, dispersos em solo argiloso, de coloração cinza-amarelado.

3.6 Cassiterita, tantalita e columbita

Às proximidades do limite noroeste da área mapeada, foi cubada uma reserva aluvionar de cassiterita, entre os anos 60-70, posteriormente explorada por garimpagem (Neves *et al.*, 1972). Esse depósito localiza-se sobre um batólito circunscrito, atribuído ao Granito Waiãpi (anteriormente, à Suíte Mapuera).

Ainda na região da serra do Ipitinga, num polígono formado pelos rios Paru e Ipitinga e igarapés Fé-em-Deus e dos Patos, Jorge João *et al.* (1978) reportaram anomalias geoquímicas de Sn e a presença de cassiterita em concentrados de aluviões ativos, enquanto que, no decorrer deste projeto, foi relatada a existência de garimpo ativo de cassiterita no alto/médio curso do igarapé Flexal.

Segundo Dall'Agnol *et al.* (em prep. e suas referências), a quase totalidade dos granitóides estaníferos no Brasil correspondem às fases mais evoluídas de séries metaluminosas a fracamente peraluminosas, formadas somente por rochas félsicas (sienogranitos e subordinados feldspato alcalino granitos). No atual mapeamento, os litótipos do Granito Waiãpi são os que mais se aproximam dessas características e atenção deve ser dada a possíveis pequenos corpos dessa unidade, não detectados nas escalas de mapeamento.

Leal *et al.* (1971) descreveram um garimpo primário de tantalita, em veio pegmatítico verticalizado e de orientação submeridiana, com 1,5 a 2,0 m de espessura, cortando mica-xistos (Grupo Vila Nova) na serra das Coambas, enquanto Spier & Ferreira Filho (1999) fazem referência a garimpo de tantalita, em pegmatito, localizado alguns quilômetros a oeste dos depósitos auríferos de Santa Maria e Vicente. Ainda, garimpos aluvionares de cassiterita e/ou tantalita e columbita têm sido também noticiados nas bacias dos rios Vila Nova e Cupixi (Barros *et al.*, 1984).

3.7 Diamante

Gonzaga & Tompkins (1991) relataram ocorrências e garimpos desse bem mineral no rio Vila Nova e alguns afluentes. Esses diamantes seriam pequenos e de baixa qualidade e a ausência de minerais comuns aos kimberlitos (piropo, picroilmenita), em concentrados de bateia nos garimpos, levou aqueles autores a sugerir os metaconglomerados do Grupo Vila Nova como fonte desse mineral precioso, encontrado nas aluviões.

3.8 Outras Potencialidades Metalogenéticas

Ainda que as mineralizações auríferas filoneanas e pouco sulfetadas (predominantes na área) não sejam propícias para desenvolver significativas concentrações de ouro residual, os processos de alterações supergênicas (lateritos e *gossans*) constituem importante fator de enriquecimento em outros tipos de jazimentos e para diversas substâncias. Assim, esses metalotectos se revestem de especial atratividade, sobretudo quando instalados sobre rochas metavulcano-sedimentares.

A presença de rochas com antofilita-cordierita (“dalmatonitos”) descrita por Melo *et al.* (1985) no flanco nordeste da serra do Ipitinga, constitui metalotecto para prospecção de sulfetos maciços vulcanogênicos, por serem litótipos interpretados como metassomatitos de fundo oceânico (Yardley, 1989).

Teores de ouro $\geq 0,1$ ppm, em 20% das amostras de solo analisadas (malha 300 x 300 m) sobre o corpo sulfetado descrito no item 3.3, onde o mesmo apresenta sua maior largura (já às proximidades do igarapé Flexal), permitem também incluir esse sítio como de interesse prospectivo.

Da mesma forma, na serra do Ipitinga, à margem direita do igarapé do Inferno e a cerca de 10 km de sua foz, a prospecção pedogeoquímica (malha 500 x 500 m) mostrou resultados relevantes para Y, La, Sc (~300-1500 ppm) e Nb (500-2000 ppm), conforme Carvalho *et al.* (1991).

Valores elevados de elementos do grupo da platina foram detectados em cromititos (Pt=166 ppb e Pd=570 ppb) e serpentinitos (Pt=177 ppb e Pd=609 ppb) do Complexo Bacuri, além da presença de laurita, irarsita, esperrilita e minerais de Pd-Bi-Te, geralmente associados a sulfetos (Sá *et al.*, 1997).

Teores significativos de Pt foram detectados em litologias do Grupo Ipitinga, sendo que os maiores se relacionam à formações ferríferas bandadas, fácies silicato, com até 0,54 ppm (Faraco, 1990).

Dentre o magmatismo orogênico, além da Suíte Carecuru, que contém jazimentos auríferos, um corpo máfico-ultramáfico cartografado à margem do rio Maracá apresenta potencial para mineralizações de Cr-Ni-Co-EGP, baseado nas associações litológicas.

No contexto dos complexos de alto grau, os corpos de ortogranulitos máficos possuem favorabilidade para Fe-Ti-V (Cu).

Com relação à rochas ornamentais, destacam-se os charnockitóides ígneos, porfiríticos, de diversas cores, principalmente os escuros (charnockitos e charnoenderbitos), localizados nos rios Paru e Noucouru (Suíte Urucu). Além desses litossomas, também podem ser sugeridos os ortomigmatitos graníticos, avermelhados e estruturalmente complexos, observados nos rios Maracá e Camaipi do Maracá, em especial os exemplares porfiroblásticos (com megacristais) e os com padrão de redobramento do tipo “cogumelo”.

Tabela 3.1: características principais das mineralizações auríferas primárias na área do Promin-RENCA

	Garimpo/ frente de lavra	Encaixante	Unidade estratigrá- fica	espessura veio + halo hidrot. (m)	Texturas	altera- ção hidro- termal	mineralo- gia	Orientação do veio/ corpo mineralizado	status	dados econômicos	Ref
1	Ipitinga (Patos)	Metabasalto (± BIF)	Ipitinga				po, py, capy	NW-SE/60° NE	O	Cu: 1% Au: 11 ppm	2,3
2	Limão	Formação ferrífera bandada (BIF)	Ipitinga	0,5 - 2	maciça, bandada (<i>ribbon</i>), xistosa	seric	py	N80°W/75°SW	GA	50 kg - 200-300 g/dia	1
3	Igarapé do Inferno	Monzogranito	Carecuru	0,5 - 3		seric	Py	N50°W/58°SW	GA		1
3	Igarapé do Inferno	Monzogranito	Carecuru	0,3				bolsões	GA		1
4	Mamão/Xapuri-1	Metassedimento	Ipitinga	15	sacaroidal				GP	saprólito + veio - 20 kg - 11 g/m ³	1
4	Mamão/Xapuri-2	Metassedimento	Ipitinga	0,3 - 1		seric		N50°E/45°SE-NW	GA		1
4	Mamão/Ceará-1	Metassedimento	Ipitinga	< 4	sacaroidal, brechada	seric		N45°W/60°SW	GP	saprólito + veio - 1 kg - 0,6 g/m ³	1
4	Mamão/Ceará-2	Metassedimento/ Metavulcânicas	Ipitinga	1 - 3	maciça, <i>smoke</i>	seric		N30°W/85°SW	GA	90-180 g/dia	1
5	Castanhal	Metassedimento	Ipitinga	0,4	maciça, laminada	seric		N30°W/60°SW N60°E/60°SE	GA		1
6	Nova Esperança	Monzogranito	Carecuru	0,5	sacaroidal, laminada bandada,		py	N85°W/10°SW	GP		1
7	Mina Carará	Quartzito	Ipitinga	0,15 - 3	sacaroidal, maciça	seric, turm		N20-55°W/75-85°SW	MP	10 t - 21,20 g/t	1
8	Catarino	Quartzito	Ipitinga	0,3	laminada	musc. turm.		N80°W/75°NE	GA		
9	Nova Divisão	Tonalito	Carecuru	< 1	sacaroidal			N85°W/40°NE	GA	saprólito - 18 kg - 1 g/m ³	1
9	Nova Divisão	Tonalito	Carecuru	?	maciça		capy, py, gal	N0°E	GP		1
10	Cupixi (Dário)	Xistos	Vila Nova	0,7		mus		N45°W/55°SW	GP		5
11	Cupixi (Zé Luis)	Xistos/ Metavulcânicas	Vila Nova		Disseminada	mus. turm		disseminada	GP		5
12	Santa Maria	Quartzitos e Metaconglomerados	Vila Nova		Bandas turmalíníferas	turm			D	1,1 t - 0,84 g/t	4
13	Vicente	Xistos	Vila Nova				Py, capy, pó, aspy, cov		MP	produção acumulada 2,6 t	4

Fontes: 1 - Klein *et al.* (2001); 2 - Carvalho *et al.* (1991); 3 - Faraco (1997); 4 - Spier & Ferreira Filho (1999); 5 - Barros *et al.* (1984)

Legenda: *Status*: G - garimpo; D - depósito; M - mina; O - ocorrência; A - ativo(a); P - paralisado(a). Minerais: mus - muscovita; seric - sericita; turm - turmalina; py - pirita; capy - calcopirita; ga - galena; po - pirrotita; cov - covelita; aspy - arsenopirita

4

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Este relatório teve como principal objetivo a sistematização dos resultados obtidos na primeira fase deste projeto, os quais constam basicamente de informações geológicas de campo, descrições petrográficas e determinações geocronológicas realizadas em oito amostras, pelo método de evaporação de Pb em monocristais de zircão. Essas datações foram direcionadas tanto para as unidades de embasamento (complexos Jari-Guaribas, Ananaí, Guianense e Paru-Maratiá), como para granitóides orogênicos (suítes intrusivas Igarapé Urucu, Carecuru e Alaskito Urucupatá) e anorogênicos (Granito Waiãpi).

A integração destes dados, aliada à pesquisa bibliográfica, permitiu que se apresentasse, neste documento e nos mapas geológicos anexos, importantes contribuições à geologia dessa região. Dentre esses principais avanços no conhecimento, destaca-se a compartimentação da área em domínios geológico-geofísicos ou terrenos tectonoestratigráficos, considerando-se que cada qual apresentou consistência interna própria durante a evolução geológica em escala regional. Tal compartimentação levou à reformulações dos fundamentos estratigráficos, quando se considerou os diversos complexos, suítes intrusivas e seqüências metavulcano-sedimentares como unidades, cuja distribuição agora se restringe a determinados segmentos geotectônicos, ao contrário das pioneiras unidades litoestratigráficas macrorregionais.

Considerando-se as assembléias de embasamento, foram redefinidas as unidades de fácies anfibolito e granulito já conhecidas (Guianense, Tumucumaque e Ananaí) e propostos novos conjuntos que englobam outros volumes infracrustais, inseridos nos complexos Jari-Guaribas, Baixo Mapari e Iratapuru. Seguindo-se esta mesma linha, foram sugeridas algumas revisões, e até novas proposições, para as rochas metassupracrustais, que incluem o reconhecimento de megasseqüências com posicionamentos interterrenos, formalizadas nos grupos Vila Nova e Ipitinga (agora também divididos em formações), e pequenas seqüências intraterrenos, denominadas ainda informalmente de Fazendinha, Treze de Maio, Cuiapocu e Serra Samaúma.

Outro salto qualitativo diz respeito ao reconhecimento e cartografia de diversos corpos e suítes de granitóides orogênicos, anteriormente incorporados aos complexos de fácies anfibolito e granulito, do embasamento.

As datações geocronológicas realizadas, ainda que preliminares, subsidiaram as propostas de compartimentação em domínios tectonoestratigráficos, uma vez que confirmaram diferentes idades

das associações de embasamento em seus respectivos terrenos, e posicionaram, cronoestratigraficamente, algumas das suítes e corpos granitóides individualizados.

A compartimentação aqui proposta, compatível com a escala 1:250.000 e baseada em diversos critérios geológicos-geofísicos integrados, questiona e complementa as proposições fundamentalmente geocronológicas e com enfoque macrorregional de Tassinari & Macambira (1999) e Santos *et al.* (2000). A principal distinção com relação aqueles primeiros autores é de que o Arqueano, nesta região, está representado não apenas por um núcleo (“terreno exótico Cupixi”, segundo Tassinari e Macambira, *op. cit.*) e sim por contrastantes terrenos justapostos (núcleos compostos) e com extensões consideráveis, que extrapolam a conotação de “reliquias”, de Lafon *et al.* (1998 e 2000).

Quanto à concepção de Santos *et al.* (2000), a principal diferença é que não se tem evidências de segmentos arqueanos contínuos, do sul do Pará ao sudoeste do Amapá. Neste projeto, a identificação de um terreno paleoproterozóico (Orógeno Carecuru-Paru), imediatamente a SW do Cinturão Jari, inviabiliza tal cenário proposto.

Uma outra questão que merece comentário é a importância dos dados aerogamaespectrométricos e magnetométricos, sobretudo aqueles relativos ao Projeto Levantamento Aerogeofísico da Reserva Nacional do Cobre e Associados (CPRM, 1999), que atuaram como ferramenta indispensável para o mapeamento das diversas unidades litotectônicas, minimizando as limitações naturais de aquisição de dados de campo em regiões de hiléia amazônica. A integração multitemática levou ao reconhecimento e cartografia de faixas ou segmentos de unidades rochosas até então não mapeadas, como por exemplo as metavulcano-sedimentares que constituem a Sequência Fazendinha.

Para a próxima fase deste empreendimento, estão previstas novas campanhas de campo, a continuidade das determinações geocronológicas e execução de análises químicas de rocha, dentre outras investigações, cujo intento é esclarecer questões petrogenéticas e estratigráficas, as quais permitirão a melhor caracterização dos diversos ambientes geotectônicos e, conseqüentemente, avançar na compreensão da complexa evolução geológica da região.

Uma dessas principais pendências é entender se o contrastante subdomínio de ortomigmatitos graníticos e não-bimodais dos rios Maracá e Camaipi do Maracá, totalmente contornado por lineamentos, representaria um simples fácies litológico e metamórfico do Complexo Guianense (migmatitos regionais) ou um subdomínio litotectônico, geocronológica e composicionalmente distinto, amalgamado ao Cinturão Jari. Essa possibilidade é pertinente já que, segundo Windley (1998), grande parte dos cinturões granulíticos são terrenos compostos.

Na segunda etapa de investigações também será elaborada a carta aeromagnetométrica de continuação para cima (mapa do embasamento magnético), com objetivo de se avaliar a continuidade, na terceira dimensão, dos grandes lineamentos estruturais mapeados em superfície. Com essas informações, será possível rastrear e interpretar as principais zonas de cisalhamento contracionais que alcançam a crosta inferior, e que são responsáveis pelos descolamentos intracrustais, instalados nas interfaces com contrastes reológicos. O objetivo dessa técnica é compartimentar o cinturão granulítico em diferentes volumes composicionais, subsidiando a cartografia dos vários complexos de alto grau e nas suas relações geométricas.

Em relação às pesquisas metalogenéticas, além do estudo da tipologia das mineralizações auríferas, realizadas em dez garimpos de ouro primário, foram coletadas amostras geoquímicas (solos, sedimentos de corrente e concentrados de bateia) em alvos geológico-geofísicos estratégicos, as quais foram encaminhada para análise e cujos resultados serão apresentados na segunda fase deste projeto.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, H .D. F. de, QUARESMA, J. B. *Projeto Ipitinga*. Relatório Final. Belém: GEBAM/CPRM, 1982. 113 p. v.1
- ARCANJO, J. B. A. *et al.* Geologia da Região Sul do Estado da Bahia: Itabuna. Folha SD. 24-Y-B-VI. Estado da Bahia. 1: 100.000 – Brasília: CPRM, 1997.
- BARROS, A. M., TRINDADE, C. A. H., FUCK, G. F., RIBEIRO, M. W. *Projeto Iratapuru* .Relatório Integrado da etapa de verificação das anomalias magnéticas da região centro-sul do Amapá. GEBAM /RADAMBRASIL, 1983. 46 p.
- BARROS, A. M. *et al.* *Projeto Iratapuru (Área Cupixi)*; Geologia Regional. Goiânia: GEBAM/RADAMBRASIL, 1984. 205 p. il.
- BAARS, F. J., De WIT, M. J. Critérios para a subdivisão tectono-estratigráfica de terrenos em escudo continental: o exemplo da porção sul do Cráton do São Francisco. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 2, Salvador, 1993. *Anais do ...*Salvador, 1993. p: 286-289.
- CARVALHO, J. M. de A., FARACO, M. T. L., ANGÉLICA, R. S., COSTA, M. L. da. Problemas em prospecção geoquímica na Região Amazônica: o Projeto RENCA. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3, Belém, 1991. *Anais do ...*, Belém, p: 395-410.
- CPRM. *Projeto Aerogeofísico Reserva Nacional do Cobre e Associados (RENCA)*, Relatório Final. Rio de Janeiro, 1999. 15 v. 35 p. il.
- CORDANI, U. G. *et al.* *Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos*. In: CONGRESSO GEOLÓGICO CHILENO, 2, Arica-Chile, 1979. p: 137-148.
- CORDANI, U. G. *et al.* Crustal Evolution of the South America Platform. In: Cordani, U. G., Thomaz Filho, (Eds). *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, p: 19-40. 2000.
- CUNHA, P. R. C., GONZAGA, F. G., COUTINHO, L. F. C., FEIJÓ, F. J. Bacia do Amazonas. In: CORDANI, U. G., MILANI, E. J., THOMAZ FILHO, A., CAMPOS, D. A. (Eds). *Tectonic evolution of South America*. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, 854 p. 2000.
- De WIT, M. J. *et al.* Formation of an Archaean Continent. *Nature*, n. 357, p:553-562. 1992.
- De WIT, M. J., HART, R. A. Earth earliest continental lithosphere, hydrothermal flux and crustal recycling. *Lithos*, n. 30, p: 309-335. 1992.

- DNPM/CPRM. *Projeto Jari-Rio Negro Leste*. Levantamentos aerogamaespectométrico e aeromagnetométrico: Território Federal do Amapá e Estado do Pará. Rio de Janeiro, 1978. 107 p. il.
- DNPM/CPRM. *Projeto Jari-Rio Negro Leste II*. Levantamentos aerogamaespectométrico e aeromagnetométrico: Território Federal do Amapá e Estado do Pará. Rio de Janeiro, 1979. 66p. il.
- DOWLING, K., MORRINSON, G. Application of quartz textures to the classification of gold deposits using North Queensland examples. *Economic Geology Monograph*, n.6, p: 342-355, 1989.
- FARACO, M. T. L. *Evolução geoquímica das rochas da suíte metamórfica Vila Nova na serra do Ipitinga*. Belém: 1990. 346 p. Tese (Mestrado) Centro de Geociências, UFPa.
- FARACO, M. T. L. *Evolução petroquímica e metalogenética das rochas e mineralizações associadas à Suíte Vila Nova na Serra do Ipitinga (NW do Pará)*. Belém, 1997. 245p. Tese (Doutorado) Centro de Geociências, UFPa.
- FERRAN, A. Depósito de ouro de Salamangone e Mutum, Calçoene, Amapá. In: SCHOBENHAUS, C., COELHO, C. E. S. (coord) *Principais depósitos minerais do Brasil*. Brasília: DNPM/CVRD, 1988. v. 3, p: 581-588.
- GONZAGA, G. M., TOMPKINS, L. A. Geologia do Diamante. In: SCHOBENHAUS, C., QUEIROZ, E. T., COELHO C. E. S (coord.) *Principais depósitos minerais do Brasil*. Brasília: DNPM/CPRM, v. 4, p: 53-116. 1991.
- GOODWIN, A. M. *Principles of Precambrian Geology*. San Diego: Academic Press, 1996. 327 p.
- GROVES, D. I. *et al.* Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews*, n.13, p: 7-27, 1998.
- HARALYI, N. L. E., HASUI, Y. Compartimentação do Brasil Oriental com base na informação geofísica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador, 1982. *Anais do ...*Salvador: SBG, 1982. v.1, p: 374-385.
- HASUI, Y. *et al.* Elementos geofísicos e geológicos da Região Amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In: SYMPOSIUM AMAZÔNICO, 2, 1984. Manaus. *Anais do...* Brasília: DNPM/CNPq, 1984. p:129-141.
- HOWELL, D. G. *Principles of terrane analysis*. New application for global tectonics. Chapman & Hall, 2nd ed, 1995. 245 p.
- JÉGOUZO, P., BLAIS, S. Structural evidence for collision tectonics in the Archean of Eastern Finland. *Geodynamica Acta*, n. 8, v. 1, p: 1-12. 1995.
- JONES, R. Terrane tectonics: difficulties associated with the analysis of disrupted terranes. In: V Simp. Nac. de Estudos Tectôn. (SNET), SBG-RS, Gramado, Rio Grande do Sul, p: 48.
- JORGE JOÃO, X. da S. *et al.* *Projeto Sudoeste do Amapá*. Relatório Final. Texto. Belém: DNPM/CPRM, 1978. v. 1-A, 224 p. il.

- JORGE JOÃO, X. da S. *et al.* *Projeto Rio Falsino*; Relatório Final. Texto. Belém: DNPM-CPRM, 1979. v.1-A, 199 p. il.
- KERRICH, R. CASSIDY, K. F. Temporal relationships of lode gold mineralization to accretion, magmatism, metamorphism and deformation – Archean to present: a review. *Ore Geology Reviews*, n. 9, p: 263-310, 1994.
- KLEIN, C. *Diagenesis and Metamorphism of Precambrian Banded Iron Formation*. In: TRENDALL, A. F., MORRIS, R. C. (Eds). *Iron Formation: Facts and Problems*. Amsterdam: Elsevier, 558 p. 1983.
- KLEIN, E.L., COSTA, L.T. da R., CARVALHO, J.M. de A. *Projeto RENCA – Geologia de algumas mineralizações auríferas do noroeste do Estado do Pará, na região dos rios Jari e Carecuru*. Relatório de viagem. Belém: CPRM, 2001.13 p.
- LAFON, J. M. *et al.* Geochronological evidence for reworked neoproterozoic crust during Transamazonian orogeny (2.1 Ga) in southeastern Guiana shield. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 36, Rio de Janeiro, 2000. *CD-ROM...* Rio de Janeiro, 2000.
- LAFON, J. M. *et al.* Novas testemunhas de relíquias arqueanas na Crosta Continental paleoproterozóica da Província Maroni-Itacaiúnas (Sudeste do Escudo das Guianas) In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, Belo Horizonte, 1998. *Anais do...* Belo Horizonte, SBG, 1998. p:64.
- LEAL, J. W. L., PINHEIRO M. M., MARQUES C. G. M. *Cadastramento dos garimpos de ouro e tantalita do rio Cupixi*. Belém: DNPM, 1971. 23p. il.
- LIMA, M. I. C. Geologia da folha NA/NB. 22 Macapá. Rio de Janeiro, DNPM, *Projeto Radambrasil*.1974. [Levantamento de Recursos Naturais, v. 6, p: 3-120]’.
- LIMA, M. I. C. *et al.* Os terrenos de alto grau do Cráton Amazônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia, 1986. *Anais do...* Goiânia: SBG, 1986. p: 751-756.
- LIMA, M. I. C., OLIVEIRA, E. P. de, TASSINARI, C. C. G. Cinturões granulíticos da porção setentrional do Cráton Amazônico. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZONIA, 1, Belém, 1982. *Anais do...* Belém: SBG-NN, 1982. v.1, p:147-162.
- LIMA, M. I. C., Províncias Geológicas do Cráton Amazônico, em território brasileiro. In: SYMPOSIUM AMAZÔNICO, 2, Manaus, 1984. *Anais do...* Brasília: DNPM, 1984. p:129:147.
- LYDON, J. W. Volcanogenic massive sulphide deposits. Part 1: a descriptive model. In: ROBERTS, R.G., SHEARAN, P. A. (Eds). *Ore Deposits Models*. Geoscience Canada: 1988. p:145-153 (Reprint Series, 3).
- MACHADO FILHO, L. *et al.* *Projeto Iratapuru (Área Iratapuru)*; Geologia Regional. Goiânia: GEBAM/RADAM. 1986. 64 p. il.
- MARCOUX, E., MILÉSI, J. P. Lead isotope signature of early proterozoic ore deposits in Western Africa: comparison with gold deposits in French Guiana. *Economic Geology*, v. 88, p:1862-1879, 1993.

- MARINHO, P. A. da C., FARIA, C. A. S. de. *Projeto Mapari*. Relatório Final. Belém: GEBAM/CPRM, 1982. 81 p. v.1.
- MCREATH, I., FARACO, M. T. L. 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, São Paulo, Brazil. Anais, p: 194-196. 1997.
- MELO, A. F. F. de, ARAÚJO, O. J. B. de. *Projeto Cuiapocu*. Relatório Final. Belém: GEBAM/CPRM, 1982. 93 p: v.1.
- MELO, A. F. F. de, PINHEIRO, M. M. LOBATO, T. A. *Projeto Cérbero I-Alfa*. Relatório Final. Belém: GEBAM/CPRM, 1985. v.1.
- MELO, R.C. de, LOUREIRO, H. S. C. , PEREIRA, L. H. M. Programa Levantamentos Geológicos Básicos. Serrinha. Folha SC. 24-Y-D. Estado da Bahia. 1: 250.000. Brasília: CPRM.1995.
- MINERAÇÃO CARARÁ S. A. Relatório final de pesquisa de uma área de 1.000 ha situada na confluência do rio Carará com o rio Carecuru, município de Almeirim, Estado do Pará. Belém: DNPM, 1993. (Processo DNPM n. 851330/81).
- MONTALVÃO, R. M. G., TASSINARI, C. C. G. Geocronologia pré-cambriana do Território Federal do Amapá. In: SYMPOSIUM AMAZÔNICO, 2, Manaus, 1984. *Anais do...* Brasília: DNPM-CNPq, 1984. p:53-58.
- NEVES, A. P. *et al.* *Projeto Paru-Jari*. Relatório Final. Belém: DNPM/CPRM. 1972. 51p. il.
- NOGUEIRA, S. A. A., BITTENCOURT, J. S., Geochronology of the granitoid-hosted Salamangone gold deposit, Lourenço District, Amapá, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, p: 261. 2000.
- OBERTHUR, T. Age constraints on gold mineralization and Paleoproterozoic crustal evolution in the Ashanti belt of southern Ghana. *Precambrian Research*, n. 89, p:129-143, 1998.
- RAMSAY, J. G., HUBER, M. I. *The techniques of modern structural geology*. London: Academic Press, 1987. v. 2, p: 309-700.
- SÁ, J. H. S. *et al.* Elementos e Minerais do Grupo da Platina no Complexo Máfico-Ultramáfico Bacuri, Amapá. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, Salvador, 1996. *Anais do...* Salvador: SBG, 1996. p: 203-203.
- SAMPAIO, A. R. Programa Levantamentos Geológicos Básicos. Jacobina. Folha SC. 24-Y-C. Estado da Bahia. 1: 250.000. Brasília: CPRM. 1998.
- SANTOS, E. J. dos. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, Salvador, 1996. Anais do ...Salvador: SBG, 1996. p: 47-50.
- SANTOS, J. O. S. *et al.* A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*. v.3, n.4, p: 453-488, 2000.

- SATO, K., TASSINARI, C. C. G. *Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo.* In: CONTRIBUIÇÕES À GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, Belém: FINEP/SBG-NO, 1997. p: 91-142.
- SPIER, C.A., FERREIRA FILHO, C. F. Geologia, estratigrafia e depósitos minerais do Projeto Vila Nova, Escudo das Guianas, Amapá, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, n. 29, p:173-178, 1999.
- SPIER, C. A. *Pretrologia e metalogênese dos depósitos de cromita associados ao Complexo Máfico-Ultramáfico Bacuri, AP.* Brasília: 1999. 41p. Tese (Mestrado). Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.
- St-ONGE, M. R., SCOTT, D. J., WODICKA, N. Terrane boundaries within Trans-Hudson Orogen (Quebec-Baffin segment), Canada: changing structural and metamorphic character from foreland to hinterland. *Precambrian Research*, n. 107, p: 75-91.
- TASSINARI, C. C. G., MACAMBIRA, J. B. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, v. 22, n.3, p: 174-182, 1999.
- TURNER, F. J. *Metamorphic Petrology – Mineralogy, field and tectonic aspects.* New York: Mcgrawhill, 1981. 630 p.
- VALE, A. G. *et al. Projeto Macapá- Calçoene.* Relatório Final. Belém: DNPM/CPRM, 1972. 8v. il.
- VEARNCOMBE, J.R. Quartz vein morphology and implications for formation depth and classification of Archaean gold-vein deposits. *Ore Geology Reviews*, n. 8, p: 407-424, 1993.
- WINDLEY, B. F. Tectonic models for geological evolution of crust, cratons and continents in the Archaean. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 25, n 2, p:183-188. 1998.
- WITT, W. K., VANDERHOR, F. Diversity within a unified model for Archaean gold mineralization in the Yilgarn craton of western Australia: an overview of the late-orogenic, structurally-controlled gold deposits. *Ore Geology Reviews*, n.13, p: 29-64, 1998.
- YARDLEY, D. W. D. An introduction to metamorphic petrology. New York: Longman Scientific & Technical. 1988. 248 p.
- ZHAO, G., WILDE, S. A., CAWOOD, P. A., SUN, M. Archean blocks and their boundaries in the North China Craton: lithological, geochemical, structural and *P-T* path constraints and tectonic evolution. *Precambrian Research*, n. 107, p: 45-73. 2001.

6

ANEXOS

1. Mapa Geológico escala 1: 250.000
2. Mapa Geológico escala 1: 100.000 (subárea Treze de Maio)
3. Mapa Geológico escala 1: 100.000 (subárea Ipitinga)
4. Mapa Geológico escala 1: 100.000 (subárea Carecuru)
5. Mapa Geológico escala 1: 100.000 (subárea Cupixi)