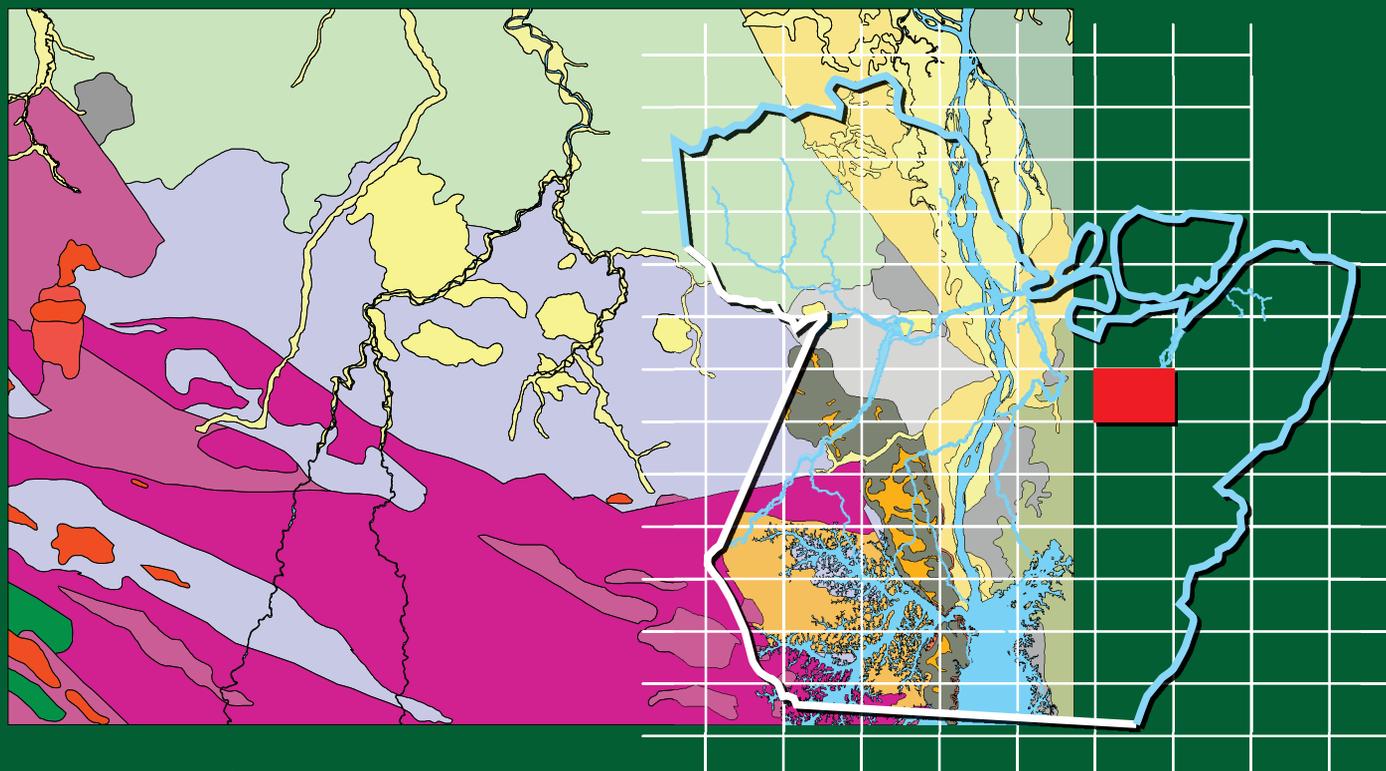


Cartografia da Amazônia
Levantamentos Geológicos Básicos



GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS

DA FOLHA TUCURUÍ - SA.22-Z-C



Programa Geologia do Brasil

Escala: 1:250.000

2014



FORÇA AEREA BRASILEIRA

CPRM
Serviço Geológico do Brasil

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA

SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL

CPRM – SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL

SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE BELÉM

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA FOLHA TUCURUÍ – SA.22-Z-C ESTADO DO PARÁ ESCALA: 1:250.000

AUTORES

Edesio Maria Buenano Macambira

Paulo dos Santos Freire Ricci



BELÉM, 2014

**GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA
FOLHA TUCURUÍ – SA.22-Z-C
ESTADO DO PARÁ
ESCALA: 1:250.000**

Programa Geologia do Brasil (PGB)
Integração, Atualização e Difusão de Dados da Geologia do Brasil

**Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
CPRM-Serviço Geológico do Brasil
Biblioteca Regional de Belém**

M114g Macambira, Edesio Maria Buenano.

Geologia e recursos minerais da Folha Tucuruí – SA.22-Z-C, Estado do Pará, Escala 1:250.00 / Edesio Maria Buenano Macambira, Paulo dos Santos Freire Ricci. – Belém: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2014.

122p.: il. Color.

Programa Geologia do Brasil - PGB. Integração, Atualização e Difusão de Dados da Geologia do Brasil.

ISBN: 978-85-7499-209-9

1. Geologia Regional - Pará. 2. Recursos Minerais - Pará. I. Ricci, Paulo dos Santos Freire. II. Título.

CDD 558.115

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA

EDISON LOBÃO

Ministro

SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL

CARLOS NOGUEIRA DA COSTA JUNIOR

Secretário

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL

MANOEL BARRETTO DA ROCHA NETO

Diretor Presidente

ROBERTO VENTURA DOS SANTOS

Diretor de Geologia e Recursos Minerais

THALES DE QUEIROZ SAMPAIO

Diretor de Hidrologia e Gestão Territorial

ANTONIO CARLOS BACELAR NUNES

Diretor de Relações Institucionais e Desenvolvimento

EDUARDO SANTA HELENA DA SILVA

Diretor de Administração e Finanças

REGINALDO ALVES DOS SANTOS

Chefe do Departamento de Geologia

FRANCISCO VALDIR DA SILVEIRA

Chefe do Departamento de Recursos Minerais

EDILTON JOSÉ DOS SANTOS

Chefe da Divisão de Geologia Básica

SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE BELÉM

MANFREDO XIMENES PONTE

Superintendente

LÚCIA TRAVASSOS DA ROSA-COSTA

Gerente de Geologia e Recursos Minerais

CÉSAR LISBOA CHAVES

CINTIA MARIA GAIA DA SILVA

Supervisores de Geologia e Recursos Minerais

TOMAZ DE AQUINO MASSOUD LOBATO

Gerente de Relações Institucionais e Desenvolvimento

CRISTIANE SILVA DE SOUSA

MARCELO LACERDA VASQUEZ

*Supervisores de Relações Institucionais e
Desenvolvimento*

JOÃO BATISTA MARCELO DE LIMA

Gerente de Hidrologia e Gestão Territorial

CÍCERO VIERA DE MENEZES

Gerente de Administração e Finanças

CRÉDITOS DE AUTORIA

NOTA EXPLICATIVA

Organizadores

Edesio Maria Buenano Macambira

Paulo Freire dos Santos Ricci

AUTORIA POR CAPÍTULO

1 – INTRODUÇÃO

Edesio Maria Buenano Macambira

Paulo Santos Freire Ricci

2 – CONTEXTO GEOTECTÔNICO REGIONAL

Edesio Maria Buenano Macambira

Paulo Santos Freire Ricci

3 – UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

Paulo Santos Freire Ricci

Edesio Maria Buenano Macambira

4 – LITOGEOQUÍMICA

Edesio Maria Buenano Macambira

Paulo Santos Freire Ricci

5 – GEOLOGIA ESTRUTURAL

Paulo Santos Freire Ricci

Edesio Maria Buenano Macambira

6 – PROSPECÇÃO GEOQUÍMICA

Paulo Santos Freire Ricci

Edesio Maria Buenano Macambira

7 – RECURSOS MINERAIS

Edesio Maria Buenano Macambira

Paulo Santos Freire Ricci

8 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Edesio Maria Buenano Macambira

Paulo Santos Freire Ricci

CONSULTORES

Afonso César Rodrigues Nogueira – UFPA

Carlos Alberto Lins – CPRM

Leo Rodrigues Teixeira – CPRM

Reginaldo Alves dos Santos – CPRM

MAPAS E SIG

MAPA GEOLÓGICO

Edesio Maria Buenano Macambira

Paulo Santos Freire Ricci

SIG GEOLÓGICO

Edesio Maria Buenano Macambira

Paulo Santos Freire Ricci

APOIO TÉCNICO

TRABALHOS DE CAMPO

Alderan Antonio Souza

José Paulo Santos de Melo

Manoel Rodrigues Soares

Paulo Sérgio Ferreira dos Santos

Valdenor Souza da Silva

TRABALHOS DE ESCRITÓRIO

Alexandre Dias Carvalho

Hugo de Souza Ferreira

ESTAGIÁRIOS DE GEOLOGIA

João Paulo Abreu Almeida

Rodrigo Fabiano S. Santos

Valmir de Jesus S. Silva Júnior

LABORATÓRIO

Denise Correa Lobato

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Nelma Fabrícia da P. Ribeiro

ESTAGIÁRIO DE BIBLIOTECONOMIA

Raildo de Sousa Machado

REVISÃO FINAL

Cintia Maria Gaia da Silva

Jaime Estevão Scandolara

APRESENTAÇÃO

Com o objetivo de levantar informações no chamado “vazio cartográfico” da Amazônia, o Governo Federal implantou em 2008 o Projeto Cartografia da Amazônia, coordenado pelo CENSIPAM – Centro Gestor e Operacional do Sistema de Proteção da Amazônia, executado pelas Forças Armadas Brasileiras (Exército, Força Aérea e Marinha) e pelo Serviço Geológico do Brasil – CPRM. O projeto é composto de três grandes subprojetos, que envolvem as cartografias terrestre, náutica e geológica (geologia e aerogeofísica), e que visam a geração de informações que darão suporte ao planejamento e execução de projetos de infraestrutura a serem implantados na região. São geradas também informações estratégicas para o monitoramento regional, segurança e defesa regional, além de informações geológicas, de recursos minerais e geoambientais. Estes dados devem contribuir para o desenvolvimento e proteção da região amazônica, auxiliar na proposição de ações alternativas de exploração sustentável de seus recursos e, dessa forma, garantir a preservação de seu patrimônio para as gerações futuras.

É importante ressaltar que o conhecimento geológico/geofísico do território brasileiro é instrumento indispensável para o planejamento e para a implementação de políticas públicas voltadas para a infraestrutura e para o desenvolvimento sustentável dos recursos minerais, energéticos e hídricos do país. Paralelamente, ressaltar-se também a importância do conhecimento geológico, na condição de fonte primordial de conhecimento do meio físico, para a execução de estudos de zoneamento ecológico-econômico e de gestão ambiental do território nacional.

É neste contexto que temos a grata satisfação de disponibilizar à sociedade em geral o Projeto Geologia e Recursos Minerais da Folha Tucuruí - SA.22-Z-C, que é parte integrante do Programa Geologia do Brasil – PGB, vinculado ao Ministério das Minas e Energia e à Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral, desenvolvido pelo Serviço Geológico do Brasil – CPRM, através da Superintendência Regional de Belém.

O desenvolvimento deste produto envolveu compilação e integração de todas as informações geológicas, geoquímicas, geofísicas e de recursos minerais disponíveis na região. Esta base de dados foi complementada com a interpretação de produtos de sensores remotos, aquisição sistemática de novos dados de campo e laboratoriais. Toda a informação levantada está hospedada neste produto e no GEOBANK, banco de dados corporativo da CPRM, que pode ser acessado através do site www.cprm.gov.br.

MANOEL BARRETTO DA ROCHA NETO

Diretor-Presidente da CPRM –
Serviço Geológico do Brasil

ROBERTO VENTURA SANTOS

Diretor de Geologia e Recursos Minerais

SUMÁRIO

APRESENTAÇÃO	5
RESUMO	11
ABSTRACT	13
1. INTRODUÇÃO	15
1.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSO.....	15
1.2 METODOLOGIA DE TRABALHO.....	15
1.3 ASPECTOS FISIOGRÁFICOS.....	17
1.3.1 Relevo.....	17
1.3.2 Hidrografia.....	18
1.3.3 Geomorfologia.....	18
1.3.4 Clima.....	18
1.3.5 Solos.....	19
1.3.6 Vegetação.....	19
1.4 ASPECTOS SOCIOECONÔMICOS.....	19
1.5 TRABALHOS ANTERIORES.....	20
2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	21
3. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	25
3.1 DOMÍNIO BACAJÁ.....	25
3.1.1 Complexo Aruanã.....	25
3.1.2 Granulito Tuerê.....	26
3.1.3 Grupo Três Palmeiras – Formação Itatá.....	31
3.1.4 Sequência Igarapé Vinte e Quatro.....	32
3.1.5 Complexo Bacajá.....	33
3.1.6 Suíte Intrusiva Arapari.....	35
3.1.7 Suíte Intrusiva João Jorge.....	39
3.1.8 Ultramafito Manduacari.....	40
3.1.9 Diabásio Rio Pajeú.....	41

3.2 CINTURÃO ARAGUAIA	42
3.2.1 Grupo Baixo Araguaia	42
3.2.1.1 Formação Pequizeiro	42
3.2.1.2 Formação Couto Magalhães	44
3.2.2 Formação Tucuruí	45
3.2.3 Diabásio Igarapé Santos	47
3.3 BACIA DO AMAZONAS	49
3.3.1 Formação Alter do Chão	49
3.4 BACIA DO MARAJÓ	49
3.4.1 Grupo Itapecuru	49
3.5 BACIA DO GRAJAÚ	50
3.5.1 Formação Ipixuna	50
3.6 FORMAÇÃO SUPERFICIAL INTEMPÉRICA	51
3.6.1 Cobertura Laterítica Madura	51
3.6.2 Cobertura Laterítica Imatura	52
3.7 FORMAÇÕES SUPERFICIAIS HOLOCÊNICAS	52
3.7.1 Depósitos de Terraços Fluviais	53
3.7.2 Depósitos Aluvionares	53
4. LITOGEOQUÍMICA	55
4.1 INTRODUÇÃO	55
4.2 ROCHAS FÉLSICAS	55
4.2.1 Complexo Aruanã	55
4.2.2 Granulito Tuerê	61
4.2.3 Complexo Bacajá	62
4.2.4 Suíte Intrusiva Arapari	67
4.2.5 Suíte Intrusiva João Jorge	72
4.3 ROCHAS BÁSICAS	76
4.3.1 Diabásio Rio Pajeú	76
4.3.2 Diabásio Igarapé Santos	83
5. GEOLOGIA ESTRUTURAL	85
5.1 INTRODUÇÃO	85
5.2 DOMÍNIO CRATÔNICO TRANSCORRENTE (BACAJÁ)	85
5.3 CINTURÃO DE CAVALGAMENTO (ARAGUAIA)	88
5.3.1 Cinturão Externo ou de Antepaís	88
5.3.1.1 Faixa Autóctone ou Preservada	88
5.3.1.2 Zona de Articulação (Duplex Compressivo de Tucuruí)	88
5.3.1.3 Cinturão de Antepaís Ativo (Faixa de Ardósias)	89

5.3.2 Cinturão Interno de Xistos	90
5.4 COBERTURAS FANEROZOICAS	91
6.PROSPECÇÃO GEOQUÍMICA	93
6.1 INTRODUÇÃO	93
6.2 METODOLOGIA DE TRABALHO	93
6.2.1 Amostragem	93
6.2.2 Análises	93
6.2.3 Tratamento dos Resultados Geoquímicos e Mineralógicos	94
6.3 RESULTADOS OBTIDOS.....	94
6.3.1 Sedimentos de Corrente	94
6.3.2 Concentrados de Bateia	102
6.3.3 Áreas Anômalas	102
7.RECURSOS MINERAIS	107
7.1 MINERAIS NÃO METÁLICOS.....	107
7.1.1 Quartzo	107
7.1.2 Gemas: Ametista, Cristal de Rocha e Diamante	107
7.1.3 Caulim	108
7.1.4 Rochas Ornamentais	108
7.1.5 Argila, Areia, Cascalho e Brita	108
7.2 MINERAIS METÁLICOS	109
7.2.1 Ouro.....	109
7.2.2 Sulfetos de Cobre e Níquel	110
7.2.3 Elementos de Terras Raras – ETR.....	110
7.2.4 Ferro	110
7.2.5 Alumínio	110
8.CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	113
8.1 CONCLUSÕES.....	113
8.1.1 Estratigrafia	113
8.1.2 Litoquímica	113
8.1.3 Geologia Estrutural	114
8.1.4 Prospecção Geoquímica	114
8.1.5 Recursos Minerais	115
8.2 RECOMENDAÇÕES.....	115
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	117

RESUMO

A Folha Tucuruí (SA.22-Z-C) está localizada na porção centro-oriental do Estado do Pará, com área de 18.200km², limitada pelas coordenadas geográficas 3°00' a 4°00' S e 49°30' a 51°00' WGr. Ocupa parte dos municípios de Bagre, Baião, Breu Branco, Moju, Novo Repartimento, Pacajá, Portel, e Tucuruí, e da Reserva Indígena de Trucará. Tucuruí, a cidade mais importante da região, está interligada à rede rodoviária e aeroviária nacional, porém também pode ser alcançada por via fluvial, a partir de Belém.

Em um contexto geotectônico, abrange a borda oriental do Domínio Bacajá (Cráton Amazônico), a extremidade norte do Cinturão Araguaia, e porções das bordas sul da Bacia do Amazonas, ocidental da Bacia do Grajaú e setentrional da Bacia do Marajó. Durante o mapeamento geológico foram individualizadas 21 unidades estratigráficas, das quais 5 foram propostas neste projeto.

A maior parte da área de trabalho está representada por unidades de rochas ígneas e metamórficas de idades arqueano-proterozoicas pertencentes ao Domínio Bacajá. Estas unidades apresentam-se como faixas alongadas, subparalelas, dispostas segundo NW-SE, como consequência do cisalhamento transcorrente que atingiu esta porção cratônica.

O embasamento arqueano está representado pelo Complexo Aruanã (ortognaisses, enderbíticos a charnoenderbíticos, com corpos de granulitos máficos) e pelo Granulito Tuerê (ortognaisses charnockíticos alternados com ortogranulitos máficos). Seguem-se os conjuntos supracrustais paleoproterozoicos denominados de Grupo Três Palmeiras (quartzitos e xistos) e Sequência Igarapé Vinte e Quatro (xistos, serpentinitos e esteatitos). Outra assembleia de embasamento, mais nova, é constituída por tonalitos, charnoenderbitos, charnockitos e mesopertita granitos denominada de Complexo Bacajaí. O magmatismo orogênico tardi a pós-colisional do Ciclo Transamazônico (Riaciano) é representado pela Suíte Intrusiva Arapari (charnockitos, mesopertita granitos, charnoenderbitos e mesopertita granitos) e pela Suíte Intrusiva João Jorge (leuco-microclina sieno e monzogranitos). A unidade mais nova do Domínio Bacajá é o Ultramafito Manducari, de idade neoproterozoica, constituído de serpentinitos

silicificados com pseudomorfos de piroxênio e olivina. O Cinturão Araguaia (Neoproterozoico-Cambriano) apresenta-se como uma faixa de direção submeridiana, estratigraficamente composto pelas formações Pequizeiro (xistos quartzosos, clorita xistos e quartzitos feldspáticos) e Couto Magalhães (meta-argilitos, metassiltitos, ardósias e filitos), ambas pertencentes ao Grupo Baixo Araguaia. A Formação Tucuruí (arenitos subarcoseanos, intercalados com pelitos sílticos e lamitos) constitui o topo do Cinturão Araguaia. O magmatismo máfico está representado pelo enxame de diques situados na porção ocidental da área de trabalho, denominados de Diabásio Rio Pajeú (Neotriássico-Mesojurássico) e por soleiras e lacólitos que ocorrem na zona de contato do Cinturão Araguaia com o Domínio Bacajá, nomeados de Diabásio Igarapé Santos (Cambriano). Na borda norte da Folha Tucuruí ocorre a Formação Alter do Chão (arenitos de cores variegadas), no extremo nordeste o Grupo Itapecuru (arenitos amarronzados e amarelados de granulação fina a média) e na borda leste a Formação Ipixuna (argilitos com intercalações de arenitos). As coberturas lateríticas foram divididas em Coberturas Lateríticas Maturas e Imaturas. As aluviões quaternárias do rio Tocantins, foram divididas em Depósitos de Terraços Fluviais e Depósitos Aluvionares. Nos demais rios (Pacajá, Aruanã, Tuerê, etc.) as aluviões quaternárias foram englobadas como Depósitos Aluvionares.

Dentre os recursos minerais o quartzo é o mais importante (utilizado para a fabricação de silício metálico), presente principalmente nas aluviões quaternárias do rio Araguaia. Ocorrem ainda veios de ametista e cristal de rocha encaixados nas rochas do Domínio Bacajá, que constituem o Distrito Gemológico de Pacajá, diamantes associados também às aluviões do rio Tocantins, caulim em níveis da Formação Ipixuna, rochas ornamentais, particularmente, no domínio da Suíte Intrusiva Arapari e do Complexo Aruanã, depósitos de ferro e alumínio na Formação Tucuruí, argila (cerâmica vermelha), areia e cascalho nos aluviões quaternários. A prospecção geoquímica revelou a potencialidade para depósitos de ouro e de níquel-cobre associados ao Grupo Três Palmeiras e para ETR relacionados à Suíte Intrusiva Arapari.

ABSTRACT

The Tucuruí sheet is located in the central-eastern of Pará State, Brazil, cover an area of about 18.200 Km² and it is limited by the geographic coordinates 3°00' - 4°00'S and 49°30' - 51°00'WGr. Occupy part of the municipalities of Bagre, Baião, Breu Branco, Moju, Novo Repartimento, Pacajá, Portel and Tucuruí, and the Trucará Indian Reserve. Tucuruí is the most important city, and it is connected to road, river and air lines Brazilian net.

The tectonic analysis shows that the Tucuruí sheet includes part of the Pre-Cambrian Bacajá Domain (Amazon Craton) and Araguaia Belt, and the Phanerozoic sedimentary basis, Amazon, Grajaú and Marajó. In this project 21 stratigraphic units were studied, in which 5 represent new proposals.

Archaean-Proterozoic igneous and metamorphic units of the Bacajá Domain dominate in the study area. These units form NW-SE elongated bodies, as result of transcurrent shear zones action. The Archaean basement is represented by the Aruanã Complex (orthogneisses, enderbites to charnockites and mafic granulites) and Tuerê Granulite (orthogneisses, charnockites and mafic granulites). The Três Palmeiras Group (quartzites and schists) and Igarapé Vinte e Quatro Sequence (schists, serpentinites and steatites) represent the Paleoproterozoic metavulcano-sedimentary sequences. The Proterozoic basement is composed by charnoenderbites, charnockites and mesopertite granites of the Bacajá Complex. The Rhyacian tardi-post collisional orogenic magmatism is represented by Arapari Intrusive Suite (charnockites, mesopertite granites and charnoenderbites) and Jorge João Intrusive Suite (leuco-microcline sienite and monzogranites). The Manduacari Ultramafite (Neoproterozoic) is the youngest unit of the Bacajá

Domain, and is constituted mainly by serpentinites. The units from Araguaia Belt (Neoproterozoic-Cambrian) are the Pequizeiro Formation (schists and quartzites) and Couto Magalhães Formation (meta-argillites, ardosias and filites), included in the Tocantins Group. The Tucuruí Formation (subarcosean sandstone and pelites) represent the youngest unit of the Araguaia Belt. The mafic magmatism is represented by the Igarapé Santos Diabase (Cambrian), which occurs along the Bacajá Domain/Araguaia Belt contact zone, and by a dyke swarm named Rio Pajeú Diabase (Neotriassic-Mesojurassic). The Alter do Chão Formation (multicolored sandstone), the Itapecuru Group (brown, yellow and grey color, median to fine grains sandstone) and the Ipixuna Formation (argillites and sandstone intercalations) represent the sedimentary Phanerozoic units of the Tucuruí sheet. The lateritic cover was divided in Mature and Immature. The Quaternary fluvial deposits associated with the Rio Tocantins are named Alluvial Deposits and Fluvial Terraces.

Quartz (use to made metallic silicon) is the most important mineral resource of the area, related to Rio Tocantins alluvial deposits. Other resources are amethyst and rock crystal veins hosted in units of the Bacajá Domain (that constitute the Pacajá Gemologic District), diamonds related to Rio Tocantins alluvial deposits, kaolin associated to Ipixuna Formation, dimension stones (Arapari Intrusive Suite and Aruanã Complex), iron and aluminum (Tucuruí Formation), clay (bricks), sands and gravels related to Quaternary deposits. Geochemical prospecting show potential for gold and nickel-copper in the Três Palmeiras Group and REE on the Arapari Intrusive Suite.

1. INTRODUÇÃO

1.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A Folha Tucuruí (SA.22-Z-C), com área de 18.200 km² localizada na porção centro-oriental do Estado do Pará (Fig. 1.1A), é limitada pelas coordenadas geográficas 3°00' a 4°00'N e 49°30' a 51°00'WGr. Abrange parte dos municípios de Bagre, Baião, Breu Branco, Moju, Novo Repartimento, Pacajá, Portel, Tucuruí e a Reserva Indígena de Trucará (Fig.1.1B). Tucuruí é a cidade mais importante e em segundo plano destacam-se Pacajá e Breu Branco, além das vilas de Joana Peres, Km 50, Vila do Irmão, Nova Jutai, etc. O acesso a Tucuruí, a partir de Belém, pode ser feito por via aérea (linha regular), via fluvial (linha regular) e via rodoviária (PA-150, Belém-Goianésia e PA-263, Goianésia-Tucuruí). Na região do projeto o acesso é feito principalmente pelas rodovias Transamazônica (BR-230), Transcarnata (PA-156) e Tucuruí-Novo Repartimento (BR-422), e através das estradas vicinais implantadas pelo Projeto de Colonização do Instituto Nacional de Colonização e Reforma Agrária – INCRA, por madeireiros e por fazendeiros, como a Vicinal Transladário, a Estrada Bom Jesus, a Vicinal das Pedras e outras.

1.2 METODOLOGIA DE TRABALHO

Os trabalhos da Folha Tucuruí iniciaram em outubro/2006 com conclusão em dezembro/2012. A sistemática de trabalho seguiu a padronização estabelecida pelo Guia de Procedimentos Técnicos do Programa de Levantamento Geológico Básico do Brasil – PLGB, adotado pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Nesse período foram executadas as seguintes atividades:

Etapa Preparatória

Inicialmente foi realizada pesquisa bibliográfica com cadastramento e análise do material de interesse para os trabalhos na Folha Tucuruí. Em seguida procedeu-se à interpretação fotogeológica com utilização de imagens de radar e dos satélites CBERS e GEOCOVER,

na escala 1:250.000, fotografias aéreas convencionais (1:40.000) das Centrais Elétricas Brasileiras S.A. e cartas planialtimétricas do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE.

Posteriormente, foi realizada a interpretação aerogeofísica dos mapas gamaespectrométricos dos canais de potássio, urânio e tório, contagem total e magnetométricos do campo magnético total, da amplitude do sinal analítico e da primeira derivada vertical a partir de dados dos projetos aerogeofísicos Anapu-Tuerê (CPRM, 2004) e Tucuruí (CPRM, 2010) obtidos com espaçamento entre as linhas de voo de 500 m.

Em seguida foram confeccionados mapas de serviço (infraestrutura logística, geomorfológico, drenagem, interpretação aerogeofísica, estrutural e geológica), georreferenciados, nas escalas 1:100.000 e 1:250.000. Este material serviu para a elaboração do mapa geológico-estrutural preliminar, para subsidiar a programação dos trabalhos de campo.

Atividades de Campo

O mapeamento geológico sistemático, na escala 1:250.000, consistiu na execução de perfis ao longo de estradas, ramais e rios, preferencialmente transversais à estruturação regional, verificação das principais anomalias aerogeofísicas, dos alvos estruturais, das anomalias de drenagem e relevo e das feições fotointerpretadas. Neste trabalho foram descritos 445 afloramentos, com coleta de 589 amostras de rocha. Destas, foram selecionadas 582 para análises petrográficas, 58 para análises químicas e 6 para análises geocronológicas. Foram, também, cadastradas 21 ocorrências minerais.

Paralelamente aos trabalhos de mapeamento geológico foi executada amostragem geoquímica regional com a coleta de 71 amostras de sedimentos de corrente e 61 concentrados de bateia. Ainda, durante a realização dos perfis geológicos, foi realizada uma prospecção radiométrica terrestre utilizando-se um cintilômetro portátil (Saphymo Srat/SPP-2-NF). É importante destacar que na Reserva Indígena de Trucará, por impedimentos legais, não foram realizados trabalhos de campo.

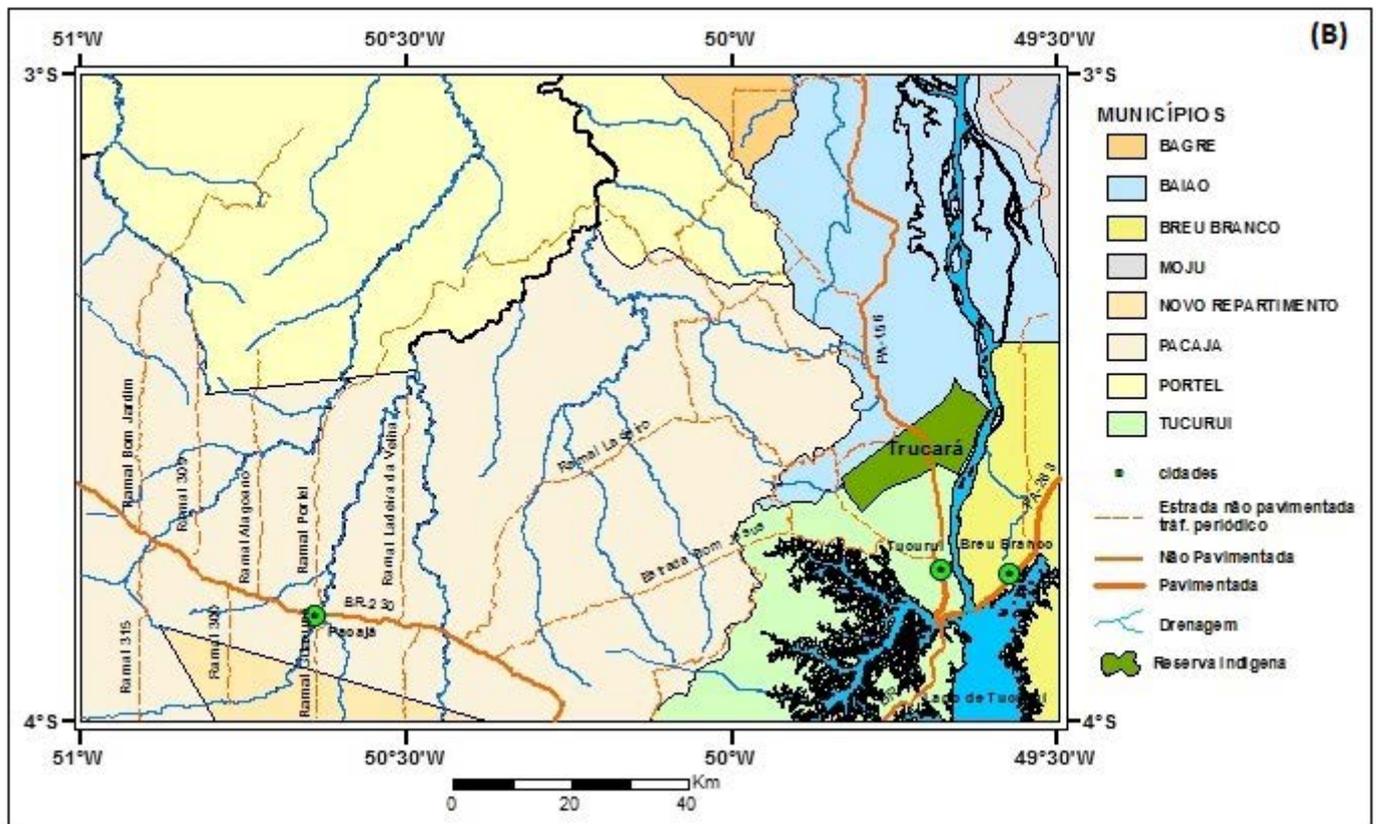
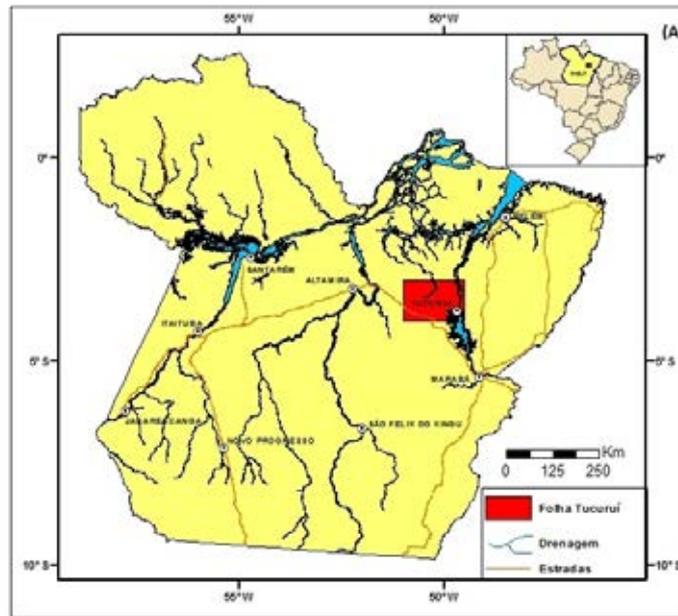


Figura 1.1 – Mapa de localização (A) e infraestrutura e logística (B).

Procedimentos Analíticos

Esta etapa obedeceu a seguinte sequência:

1 – Análises Petrográficas – Das amostras coletadas foram selecionadas as mais representativas para o estudo petrográfico, cujas lâminas delgadas, foram confeccionadas na Seção de Laboratório da Superintendência Regional de Belém. As suas descrições foram realizadas

pelo petrógrafo Paulo dos Santos Freire Ricci, integrante da equipe da Folha Tucuruí.

2 – Análises Litoquímicas – Baseado no estudo petrográfico e na cartografia geológica foram selecionados os exemplares mais significativos para a realização dos estudos petroquímicos. As amostras foram preparadas (britadas, pulverizadas, homogêneas e quarteadas) na Seção de Laboratório da CPRM-Belém e analisadas,

no SGS GEOSOL Laboratórios Ltda., para os seguintes óxidos maiores: SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, CaO, MnO, Na₂O, K₂O e P₂O₅ (Perda ao Fogo), por fusão com metaborato de lítio e determinação por Induced Coupled Plasma – Emission Spectrometry (ICP-ES). Para a análise dos elementos menores e traços (Ba, Be, Co, Cs, Ga, Hf, Nb, Rb, Sn, Sr, Ta, Th, U, V, W, Zr e Y), assim como, dos Elementos de Terras Raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu) também foi utilizada a abertura por fusão com metaborato de lítio e determinação por Induced Coupled Plasma, com leitura pelo Mass Spectrometry (ICP-MS). Por este mesmo instrumental foram analisados o Mo, Cu, Pb, Zn, Ni, As, Cd, Sb, Bi, Ag, Au, Hg, Tl e Se, porém utilizou-se a abertura química por água régia. Pelo exposto constata-se que o estudo litogeológico das rochas da Folha Tucuruí foi baseado em 54 determinações, sendo 10 compostos e de 44 elementos químicos. Baseados nestes resultados foram confeccionados específicos gráficos interpretativos, os quais constam do capítulo de Petroquímica.

3 – Análises Geocronológicas – Para um melhor posicionamento estratigráfico/evolutivo das unidades estratigráficas foram selecionadas 7 amostras para estudo geocronológico. Seis amostras foram analisadas pelo método de evaporação de Pb em zircão no Laboratório Pará-Iso da Universidade Federal do Pará e uma pelo método U-Pb em zircão por LA-ICP-MS, no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília.

4 – Foram realizadas ainda datações pelo método da Termoluminescência no Laboratório de Vidros e Datação, da Faculdade de Tecnologia de São Paulo (FATEC-SP), em amostras de sedimentos aluvionares quaternários.

5 – As amostras de solo e sedimentos de corrente foram analisadas no Laboratório da SGS GEOSOL, para os seguintes elementos: Ag, Au, Al, As, B, Ba, Be, Bi, Ca, Cd, Ce, Co, Cr, Cs, Cu, Fe, Ga, Ge, Hf, Hg, In, K, La, Li, Mg, Mn, Mo, Na, Nb, Ni, P, Pb, Rb, Re, S, Sb, Sc, Se, Sn, Sr, Ta, Te, Th, Ti, U, V, W, Y, Zn e Zr.

6 – Para o estudo dos concentrados de bateia foram realizadas análises mineralógicas semiquantitativas na Seção de Laboratório da Superintendência Regional de Porto Alegre.

Montagem do SIG Geológico

O início desta etapa consistiu na listagem, organização e consolidação de todos os dados e informações geradas durante o desenvolvimento dos trabalhos da Folha Tucuruí. Em seguida procedeu-se a alimentação do GEOBANK, que é o banco de dados da CPRM - Serviço Geológico do Brasil, e das seguintes bases: AFLORA, PETRO, GEOCRON e GEOQ e a digitalização dos dados atualizados. Finalmente, confeccionou-se o mapa geológico, na escala 1:250.000, em ambiente SIG.

Elaboração da Nota Explicativa

Este texto constitui síntese do mapeamento geológico e representa o atual nível de conhecimento da

Folha Tucuruí. Foi elaborado com base em pesquisa bibliográfica e nos resultados alcançados nos trabalhos de campo e está estruturado em 8 capítulos. O Primeiro Capítulo apresenta uma descrição da área enfocando a localização, os aspectos fisiográficos e socioeconômicos, as pesquisas anteriores e a metodologia de trabalho. O Segundo Capítulo aborda o panorama geológico regional. Os demais capítulos descrevem as características geológicas: Unidades Estratigráficas (Capítulo 3), Petroquímica (Capítulo 4), Geologia Estrutural (Capítulo 5), Prospecção Geoquímica (Capítulo 6), Recursos Minerais (Capítulo 7) e, finalmente, as Conclusões e Recomendações (Capítulo 8). Apresentam-se ainda as Referências Bibliográficas e, como anexo, o Mapa Geológico.

1.3 ASPECTOS FISIográficos

1.3.1 Relevô

As diversas formas de relevô presentes na Folha Tucuruí podem ser, em amplos termos, reunidas em 4 grupos (Fig. 1.2): Relevô Colinoso, Superfície Pediplanada, Relevô de Serras e Planície Fluvial.

O Relevô Colinoso abrange a maior porção da área de trabalho. Está constituído por colinas, cujas cotas variam de 220m a 140m, com amplas formas, topos abaulados, encostas com média a baixa declividade e perfil das vertentes em formas côncavas ou retilíneas. Na porção sudoeste da Folha Tucuruí as colinas exibem as maiores altitudes (às vezes superior a 300m) e com uma tendência a apresentarem topos em forma de cristas orientadas segundo NW-SE. O Relevô Colinoso desenvolve-se particularmente sobre as rochas ígneas e metamórficas pré-cambriana.

Em termos de abrangência territorial a Superfície Pediplanada ocupa a segunda posição. Ocorre principalmente na borda norte e leste da Folha Tucuruí, nos domínios das formações Alter do Chão e Ipixuna e do Grupo Itapecuru. Trata-se de uma superfície de aplainamento, com uma altitude média de 100m a 130m, que algumas vezes assemelha-se a platôs. A rede de drenagem é espaçada, bem encaixada e com os vales em forma de “U”.

O Relevô de Serras está restrito a Serra do Trucará. Trata-se de uma faixa de direção submeridiana, com cerca de 60 km de comprimento e largura máxima de 10 km, localizada na porção sudeste da Folha Tucuruí. Constitui uma serra, descontínua, com altitudes variando de 170m a 270m, topo em forma de platô, encostas de alta declividade e perfil retilíneo a côncavo, particularmente observado na borda oeste da Serra do Trucará. Este sistema constitui um divisor de águas, com a rede de drenagem, espaçada, bem encaixada e com os vales em forma de “U” ou de “V”. O Relevô de Serras está diretamente relacionado à Formação Tucuruí, sendo que o topo das serras está constituído por uma Cobertura Laterítica.

As Planícies Aluvionares estão bem representadas ao longo do rio Tocantins, constituindo uma faixa

com cerca de 90 km de comprimento por uma largura máxima de 30 km. Trata-se de uma superfície de acumulação, constituída por sedimentos inconsolidados de

idade quaternária, por vezes constituindo ilhas e, localmente, apresentam lagoas. São áreas com cotas geralmente inferiores a 50 m e sujeitas a inundações fluviais.

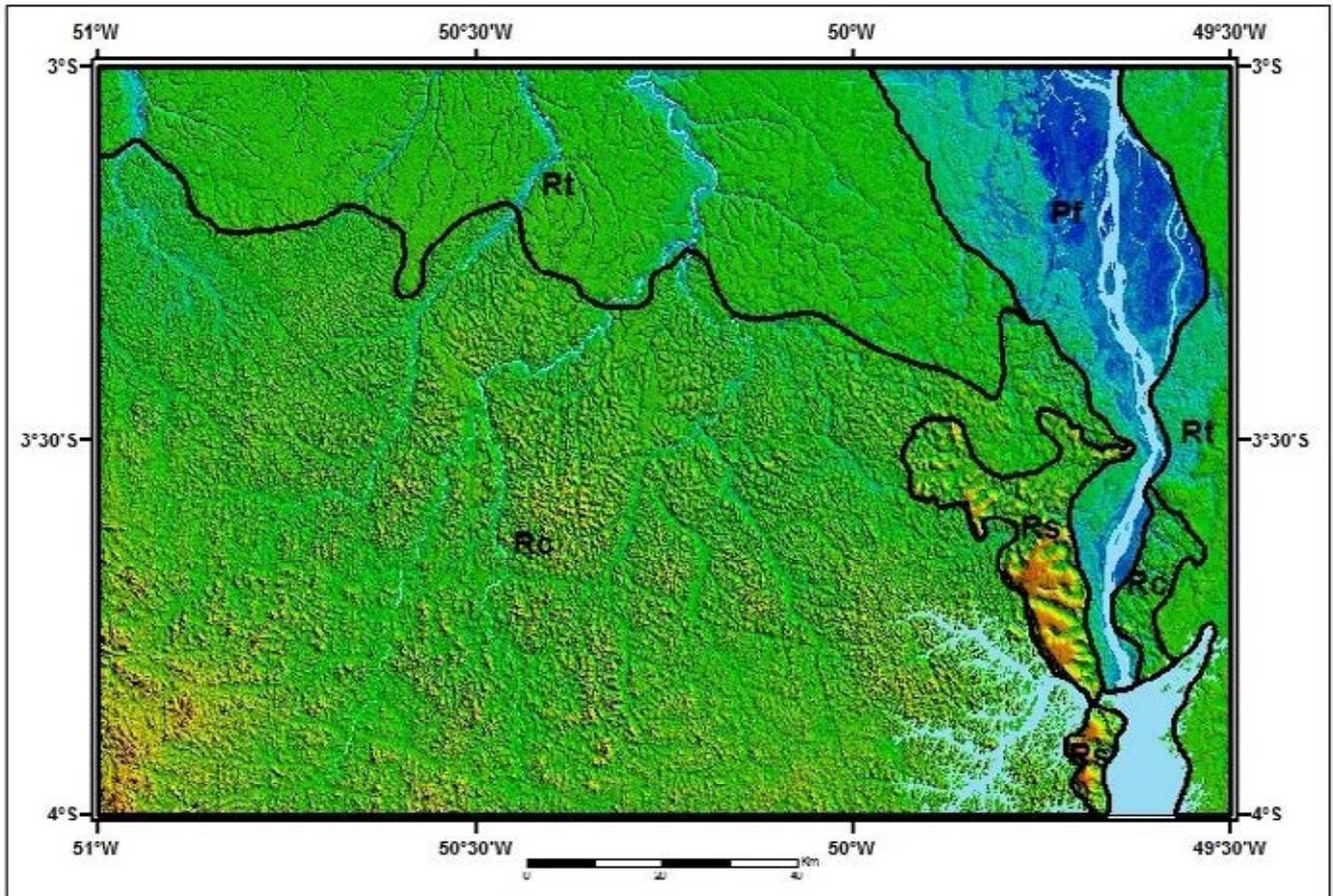


Figura 1.2 – Imagem SRTM com formas de relevo e drenagem: Rc - Relevo colinoso; Rt Relevo tabular (Superfície Pediplanada); Rs – Relevo de serra; Pf – Planície fluvial.

1.3.2 Hidrografia

Os principais cursos d'água que compõem a rede hidrográfica da Folha Tucuruí tem posicionamento submeridiano, drenando para norte, no sentido do rio Amazonas. O rio Tocantins, localizado na borda leste da área de trabalho, é o principal curso d'água, entretanto, o rio Pacajá com seus afluentes (Pucuruí, Arapari, Aratau, Aruanã, etc.) drena a maior porção territorial da Folha Tucuruí, enquanto no extremo noroeste destaca-se a bacia do rio Tuerê. A navegação nestes rios só é possível para embarcações de pequeno porte (10t), na época da "cheia", porque na estiagem os rios tornam-se encachoeirados. O rio Tocantins e o baixo curso do rio Pacajá são os mais navegáveis. O padrão de drenagem observado na Folha Tucuruí é o dendrítico arborescente. Localmente, a rede de drenagem é controlada por falhas e sistemas de juntas, especialmente nas direções submeridianas.

1.3.3 Geomorfologia

De acordo com os estudos geomorfológicos de Barbosa, Rennó e Franco (1974) a Folha Tucuruí localiza-se no Domínio Morfoclimático dos Planaltos Amazônicos Rebaixados ou Dissecados das Áreas Colinosas e Planícies Revestidas por Floresta Densa, sendo que a porção setentrional pertence ao Planalto Rebaixado da Amazônia e a porção meridional à Depressão Periférica do Sul do Pará.

1.3.4 Clima

De acordo com o Atlas Climatológico da Amazônia (SUDAM, 1984) predomina na Folha Tucuruí regime pluviométrico com precipitação anual de 2.000mm a 2.500mm/ano; a temperatura média anual situa-se entre 25°C a 26°C e a média anual da umidade relativa do ar oscila entre 80% a 85%. Estes parâmetros permitem

classificar o clima na região de trabalho como do tipo “Am” na porção meridional e do tipo “Af”, na setentrional, de acordo com o método de “Koopen”. O tipo “Am” caracteriza-se por ser um clima tropical úmido de monção, com precipitação pluviométrica excessiva durante alguns meses (janeiro a abril) e tipo “Af” corresponde ao clima tropical de floresta, constantemente úmido, onde a pluviosidade no mês mais seco alcança no mínimo 60mm.

1.3.5 Solos

Os grandes grupos de solos tropicais estão presentes na Folha Tucuruí. Correa, Peres e Vieira (1974) identificaram os seguintes grupos: Podzólico Vermelho-Amarelo, Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico, Latossolo Amarelo Distrófico, Solos Hidromórficos Gleyzados, Solos Aluviais, Terra Roxa Estruturada e Solos Concrecionários Lateríticos.

Os solos do tipo Podzólico Vermelho-Amarelo caracterizam-se por serem ácidos, possuem o Horizonte “A” fraco e Horizonte “B” argílico estruturado. Estes solos ocorrem principalmente na porção meridional da área de trabalho, no domínio das rochas ígneas e metamórficas.

Os Latossolos Vermelho-Amarelo Distróficos apresentam o Horizonte “A” ócrico e o Horizonte “B” óxico, grande espessura, com relação textural em torno de 1. São solos friáveis, bastante porosos, permeáveis e com estrutura pouco desenvolvida. Este tipo de solo ocorre como uma faixa (E-W) na porção mediana da Folha Tucuruí e está associado ao contato das rochas arqueano-proterozoicas com as fanerozoicas, mais particularmente, no domínio da Formação Tucuruí.

O grupo de solos denominado de Latossolos Amarelo Distróficos apresenta o Horizonte “A” ócrico e o “B” óxico. São solos envelhecidos, ácidos a fortemente ácidos, boa drenagem e permeáveis. Estão associados às rochas da Formação Alter do Chão e do Grupo Itapeturu.

Ao longo das margens do rio Tocantins desenvolvem-se os Solos Hidromórficos Gleyzados sobre os sedimentos de idade Quaternária. Em geral, são solos fortemente ácidos, entretanto, podem apresentar-se neutros e alcalinos. Os fatores hidromórficos, a que estão sujeitos, condicionam a variedade textural e composicional do perfil pedológico.

Os Solos Aluviais estão restritos às planícies aluvionares dos rios menores (Pacajá, Pucuruí, Arapari, Aratau, Aruanã, etc.). Possuem Horizonte “A” fracamente desenvolvido, seguido por camadas geralmente estratificadas. A composição e a granulometria apresentam-se bastante variadas e o perfil pedológico dependente da natureza do sedimento depositado.

A Terra Roxa Estruturada apresenta estrutura subangular bastante desenvolvida, particularmente, no Horizonte B, o qual apresenta uma cerosidade desenvolvida; possui alta fertilidade e está diretamente associada aos corpos das unidades Rio Pajeú e Igarapé Santos. Os Solos Concrecionários Lateríticos são me-

dianamente bem desenvolvidos, formados por uma mistura de argilas, partículas minerais finas e concreções lateríticas. São ácidos, com baixa saturação de bases, desenvolvem-se sobre diversas litologias. Estes dois últimos tipos de solos ocorrem de maneira restrita e localizada.

1.3.6 Vegetação

Japiassu e Góes Filho (1974) demonstraram que, originalmente, na Folha Tucuruí predominava vegetação do tipo Floresta Densa. Trata-se de uma floresta desenvolvida em regiões de climas quentes, úmidos e superúmidos, caracterizada por grandes árvores, frequentemente com mais de 50m de altura, que sobressaem de um estrato arbóreo uniforme, entre 25m e 35m de altura. Apresenta grande variedade de espécies dispostas em alta densidade. A Floresta Densa, de acordo com as variações espaciais, subdividem-se em vários subtipos, entre os quais se destacam: a) Floresta Ombrófila Submontana, que ocorre particularmente nas porções sul e oeste da Folha Tucuruí, aproximadamente no terreno das rochas arqueano-proterozoicas e caracteriza-se por apresentar variação na estrutura de acordo com o desnível topográfico; b) Floresta Ombrófila dos Platôs apresenta estrutura bastante uniforme, composta de árvores grossas e bem altas (muitas vezes superior a 50m), sem palmeiras e com raras lianas, e pode ser dividida em Baixos Platôs, que se desenvolvem na borda norte da região de trabalho e Platôs, que ocorrem como uma faixa E-W na porção mediana da citada região. Associada às aluviões Quaternárias ocorre a Floresta Ombrófila Aluvial, caracterizada por estrutura complexa, rica em palmeiras, buritirana e outras plantas rosuladas.

Atualmente, existem poucos núcleos representativos da floresta original, a qual foi antropizada em diferentes intensidades. A floresta mais preservada encontra-se na porção norte da Folha Tucuruí, entretanto, já foram retiradas inúmeras árvores de valor comercial. A grande extensão territorial da Folha Tucuruí, particularmente ao longo das rodovias e ramais, está ocupada por fazendas, plantações e “capoeiras” (resultantes da devastação da floresta original).

1.4 ASPECTOS SOCIOECONÔMICOS

Os mais antigos habitantes da região são os índios, que ainda hoje habitam a Reserva Indígena de Trucará. A colonização iniciou-se pelo rio Tocantins em 1625, quando frei Cristóvão de Lisboa chegou à região para fazer contato com os índios. Nos séculos seguintes a colonização intensificou-se, vários lugarejos foram implantados e, em 1947, foi criado o município de Tucuruí. No século passado o processo de colonização foi acelerado com a construção de rodovias, particularmente a Transamazônica, com a construção da Hidroelétrica de Tucuruí e com a abrangente atividade dos madeireiros e fazendeiros e implantação de indústrias, como as serrarias, cerâmicas e a de silício.

Estima-se em 200.000 habitantes a população da Folha Tucuruí, distribuída principalmente nas zonas urbanas das cidades de Tucuruí, Pacajá, Breu Branco e em vilarejos (Joana Peres, Km 50, Vila do Irmão, Nova Jutai, Nazaré dos Patos, Bom Jardim) localizados ao longo das rodovias e do rio Tocantins. As densidades demográficas (IBGE, 2010) dos municípios de Tucuruí, Breu Branco e Pacajá são de 46,50, 13,32 e 3,38 habitantes/km², respectivamente. Salienta-se que a borda norte da área de trabalho é quase despovoada. Apenas o trecho (30 km) entre o limite leste da Folha Tucuruí e a cidade homônima é asfaltado e os demais componentes da rede rodoviária são constituídos por “estradas de terra”, de precárias condições e muitas vezes intransitáveis durante o período das chuvas. A rede de saúde pública, a educação e o saneamento básico, também são precários (mesmo nas sedes municipais) e muitas vezes inexistentes. A malária, a diarreia, a hepatite, a dengue e hanseníase são frequentes ou endêmicas.

O principal polo econômico da região é a Hidroelétrica de Tucuruí (Fig. 1.3), no rio Tocantins, com uma capacidade instalada de 8.370 MW, sendo a maior genuinamente brasileira e a 4ª do Mundo, e está conectada à rede elétrica nacional.

A pecuária é a mais abrangente atividade econômica concentrada na criação de gado para corte, abastecendo o mercado paraense, e mesmo, o nacional. Recentemente, esta atividade foi dinamizada com a exportação de “gado em pé” para o Líbano e a Venezuela.

A atividade madeireira, incluindo o corte das árvores e a transformação rudimentar nas serrarias, além de ser abrangente, é precursora e emprega o maior número de mão de obra.

Na mineração, a mais antiga atividade foi à garimpagem de diamantes nos aluviões do rio Tocantins. Atualmente a mais importante atividade minero-metalúrgica é a lavra de quartzo (aluvionar e/ou ígneo) e a consequente produção de silício (químico, metalúrgico e eletrônico) pela Dow Corning Metais do Pará Indústria e Comércio Ltda., localizada na cidade de Breu Branco. Destaca-se, ainda, a produção de cerâmica vermelha, areia e cascalho nas proximidades das sedes municipais e a garimpagem de ametista atualmente está paralisada.

Complementando o quadro econômico da Folha Tucuruí salienta-se a presença de pequenos e rudimentares laticínios, incipiente turismo ecológico, uma agricultura de subsistência e uma pesca semiartesanal.

Considerando os 3 municípios cujas sedes municipais (Tucuruí, Breu Branco e Pacajá) se localizam na Folha Tucuruí, o Índice de Desenvolvimento Humano – IDH varia de 0,641 a 0,576 (PNUD, 2003). Considerando o Produto Interno Bruto – PIB, Tucuruí apresenta o maior valor (R\$ 1.830.060.000,00) seguido de Breu Branco (R\$ 223.930.000,00) e Pacajá (R\$ 86.621.000,00) segundo IBGE (2005).

1.5 TRABALHOS ANTERIORES

Provavelmente a mais antiga referência sobre os aspectos geológicos da Folha Tucuruí atribui-se a Moraes Rego (1933), quando realizou uma expedição no rio Tocantins. Em 1970 a CPRM, iniciou o mapeamento geológico da Rodovia Transamazônica (Reis; Silva; Lobato, 1974), que resultou em um perfil geológico na porção sudoeste da região de trabalho. O Projeto RADAMBRASIL (Issler et al., 1974) publicou o mapeamento geológico (1:1.000.000) da Folha SA.22 – Belém, na qual está incluída a Folha Tucuruí, o que proporcionou uma visão regional desta folha. Com a construção da Hidroelétrica de Tucuruí inúmeros trabalhos geológicos foram realizados na área da barragem, entre os quais destacamos Coutinho (1975), ELETRONORTE (1976), Habelehrner (1975), Hasui (1975) e Trow et al. (1976). Em 1977, a CPRM, retomou os trabalhos na Folha Tucuruí com o Projeto Materiais de Construção Tucuruí – Carajás (Almeida; Martins; Almeida, 1977), visando atender à demanda destes materiais face ao crescimento econômico desta região. Trabalhos de cunho científico-acadêmico foram desenvolvidos pela Universidade Federal do Pará (UFPA) na região de Tucuruí e arredores, como Matta (1982), Barros et al. (2007), Souza (2008), Hieronymus, Kotschoubey e Truckenbrodt (1986), Hieronymus et al. (1999) e Macambira et al. (2001).

Posteriormente a CPRM (Bahia et al., 2004) atualizou o mapeamento geológico ao milionésimo da Folha Belém, no âmbito do Programa Geologia do Brasil. Outros trabalhos de mapeamento regional da CPRM, também contribuíram para o conhecimento desta região, como Ricci et al. (2003), Ricci e Costa (2004), Faraco et al. (2004, 2005), Ricci (2006, a e b) Vasquez e Rosa-Costa (2008).



Fonte: <http://www.jornaldaenergia.com.br>

Figura 1.3 – Vista panorâmica da Hidroelétrica de Tucuruí, no Rio Tocantins.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Folha Tucuruí abrange uma inusitada articulação de unidades geotectônicas: uma região cratônica, um cinturão metamórfico e três bacias sedimentares fanerozoicas.

A região cratônica ocupa cerca de 60% da Folha Tucuruí abrangendo as suas porções meridional e ocidental. Localiza-se no Cráton Amazônico, na borda nordeste do Escudo Brasil Central (Fig. 2.1), na Província Tectônica Transamazonas (SANTOS, 2003) e, mais particularmente, como parte integrante da porção oriental do Domínio Tectônico Bacajá (SANTOS, 2003; VASQUEZ; ROSA-COSTA, 2008. Fig. 2.2). Estudos geocronológicos efetuados neste domínio revelaram idades mesoarqueanas a paleoproterozoicas, de 3009 ± 27 Ma (MACAMBIRA; PINHEIRO; ARMSTRONG, 2007), 2671 ± 3 Ma (MACAMBIRA et al., 2003), 2503 ± 10 Ma e 2086 ± 5 Ma (SANTOS, 2003), 2487 ± 13 Ma e 2102 ± 3 Ma (VASQUEZ; MACAMBIRA; ARMSTRONG, 2008), que comprovaram tratar-se de uma região constituída por segmentos arqueanos, retrabalhados durante o Ciclo Transamazônico e, associados com a geração de rochas. Estas são representadas por granitoides de arco magmático, granitoides e charnockitos relacionados ao clímax e estágios posteriores da colisão continental riaciana. Parte dos charnockitos e granulitos foi reequilibrada (“descharnockitizada” e retrometamorfisada) e, provavelmente, a proporção de rochas infracrustais é bem maior (RICCI, 2006a e b). Ricci et al. (2003) comparando o Domínio Carajás (adjacente a sul) com o Domínio Bacajá, verificaram que este se destaca pelo predomínio de rochas de alto grau metamórfico, menor proporção de rochas supracrustais e por uma intensa tectônica transcorrente marcada por extensas zonas de cisalhamento, segundo NW-SE e WNW-ESE, que imprimiram uma deformação dúctil nas rochas.

No Domínio Bacajá, os litotipos que ocorrem na Folha Tucuruí pertencem às classes ígneas e metamórficas de médio a alto grau, dispostos em faixas subparalelas que obedecem às direções mencionadas. Assim representando o embasamento granulítico mais antigo e refletindo um evento de migmatização paleoproterozoica foram cartografados ortogranulitos enderbíticos a charnockíticos do Complexo Aruanã. (2606 ± 4 Ma; VASQUEZ; ROSA-COSTA, 2008).

Sobre este embasamento foi implantado uma sequência metavulcanossedimentar, do tipo greenstone belt, denominada de Grupo Três Palmeiras (2359 ± 3 Ma; MACAMBIRA et al., 2004), representada na região de trabalho pela Formação Itatá, cujas rochas básicas metamorfisadas no facies anfibolito apresentam um quimismo transicional entre toleítos de arco de ilha e de fundo oceano (JORGE JOÃO; VALE; LOBATO, 1987). Charnockitoides diversificados do Complexo Bacajá (2114 ± 3 Ma; MONTEIRO, 2006) são representantes de uma fase plutônica sin a tardi-colisional, relacionados ao clímax da colisão continental do Ciclo Transamazônico. Charnockitoides ricos em potássio da Suíte Intrusiva Arapari (2086 ± 5 Ma; SANTOS, 2003) e monzogranitos da Suíte Intrusiva João Jorge (2077 ± 2 Ma; VASQUEZ; MACAMBIRA; GALARZA, 2005) são testemunhos dos estágios finais (magmatismo tardi a pós-colisional) da colisão continental riaciana.

Na Folha Tucuruí está presente o extremo norte do Cinturão Araguaia. Trata-se de uma unidade integrante da Província Estrutural do Tocantins (ALMEIDA et al., 1977), formada por um sistema de orógenos, cuja evolução ocorreu durante o Ciclo Transbrasiliiano. É considerado como produto da colisão do Cráton Amazônico com o Cráton do São Francisco na Orogênese Brasileira. Na borda leste da Folha Tucuruí o Cinturão Araguaia contorna a extremidade oriental do Domínio Bacajá; é limitado a leste pela Bacia do Grajaú, ao norte pela bacia sedimentar do Amazonas e a porção central é encoberta por sedimentos quaternários.

Na região em estudo o Cinturão Araguaia está representado pelo Grupo Baixo Araguaia, constituído pelas formações Pequizeiro e Couto Magalhães. Consiste de um conjunto de rochas metassedimentares, predominantemente terrígenas, cujos sedimentos são típicos de um ambiente marinho raso com praia e plataforma restrita (SOUZA; MORETON, 1995), caracterizando um ambiente de margem passiva. O metamorfismo destas rochas é do tipo regional barroviano, cuja intensidade varia de anquimetamórfico na borda oeste para xisto verde, na borda leste.

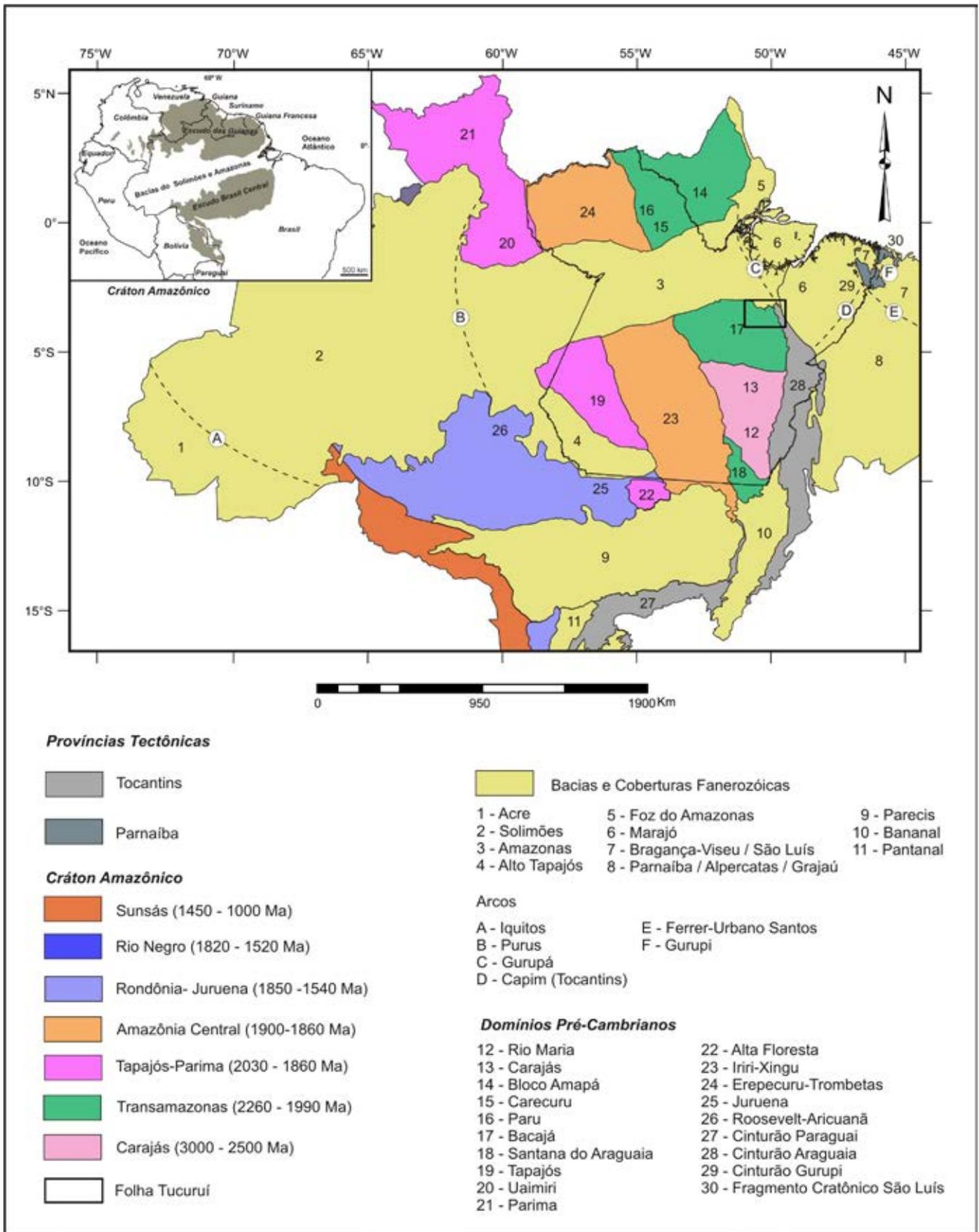


Figura 2.1 – Mapa das Provincias Tectônicas do norte do Brasil. Modificado de Almeida et al. (1977, 1981), Santos (2003) e Vasquez e Rosa Costa (2008).

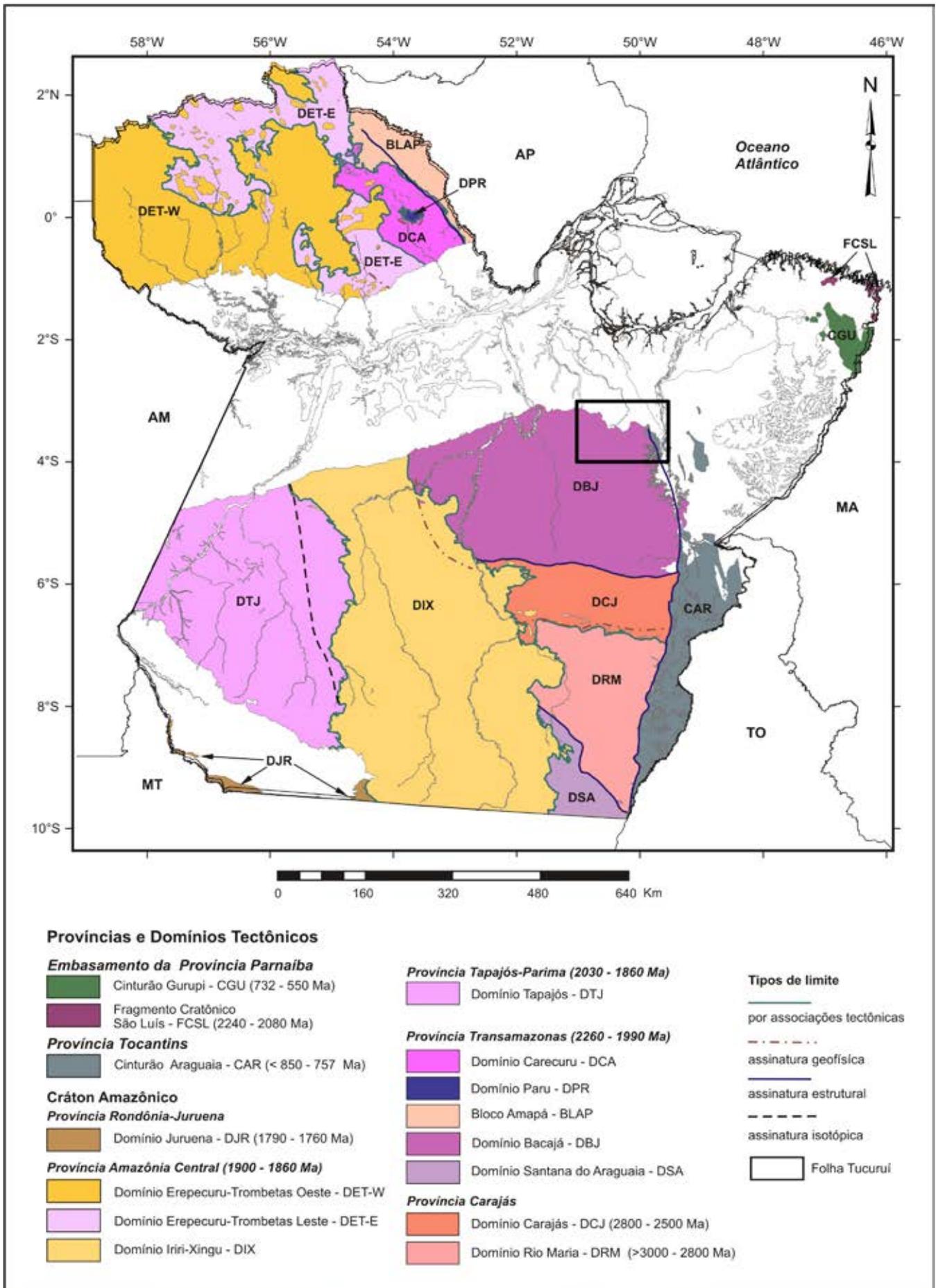


Figura 2.2 – Mapa dos Domínios Tectônicos do Estado do Pará (VASQUEZ; ROSA-COSTA, 2008).

Durante o mapeamento da Folha Tucuruí a realização de estudos detalhados de natureza sedimentológica e estrutural, complementados por um refinamento petrográfico permitiram modificar a categoria do Grupo Tucuruí para Formação e de enquadrá-lo, de controvertida posição tectônica (MATTA, 1982; TROUW et al., 1976), como constituindo o topo do Cinturão Araguaia. Estudos geocronológicos realizados por Teixeira (1978), pelo método K-Ar em rocha total, determinaram uma idade de 510 ± 15 Ma para os metabasaltos da então considerada Formação Caraipé. Admite-se tal idade para a Formação Tucuruí, o que reforça a suposição de enquadrá-la no Cinturão Araguaia e indica um posicionamento no Neoproterozoico, com sua evolução relacionada aos estágios finais do Ciclo Brasileiro.

Vários corpos máficos estão presentes na Folha Tucuruí, os quais estão sendo divididos em duas unidades. A unidade Diabásio Rio Pajeú é a mais proeminente, de idade mesozoica, constitui um enxame de diques, orientado preferencialmente na direção NNE-SSW e bem representado na porção ocidental da região de trabalho, no Domínio Bacajá. O outro grupo de corpos máficos denominado de Diabásio Igarapé Santos é mais antigo, de idade cambriana, apresentando-se na forma de soleiras e lacólitos, e ocorre na região de contato do Domínio Bacajá com o Cinturão Araguaia.

Na região da Folha Tucuruí ocorrem três bacias sedimentares de idades fanerozoicas, parcialmente representadas. A Bacia do Amazonas é a de maior extensão territorial, ocupa a porção setentrional da referida folha e está representada pela Formação Alter do Chão, de idade neocretácea a paleocênica. Sua origem está relacionada à consolidação da Plataforma Sul-Americana, após a evolução do Ciclo Brasileiro, no período de 725 a 500 Ma, na transição do Proterozoico para o Paleozoico. Após uma série de transgressões e regressões marinhas, ao final de seu preenchimento, o relaxamento dos esforços compressoriais propiciou a subsidência flexural da bacia, a reativação das zonas de charneiras e a deposição da sequência continental Alter do Chão (WANDERLEI FILHO, 1991).

A Bacia do Amazonas, e conseqüentemente a Formação Alter do Chão, é limitada a leste pelo Arco de Gurupá, cuja borda norte adentra a Folha Tucuruí. A leste deste marco estrutural desenvolve-se uma região caracterizada por bacias mesozoicas, tipo rift abortados, relacionadas à abertura do oceano Atlântico Equatorial. Trata-se de uma região ainda mal definida estruturalmente e sedimentologicamente, cujos estudos desen-

volvidos não são inteiramente concordantes (VILLEGAS 1994; GÓES, 1995; ROSSETTI; GÓES; ARAI, 2001; COSTA et al., 2002, etc.). Baseado nas pesquisas anteriores e no presente mapeamento geológico-sedimentológico pôde-se identificar que a região caracteriza-se por uma deposição costeira de idade Cretácea. Imediatamente a leste do Arco de Gurupá, compoendo a porção nordeste da Folha Tucuruí, identificou-se a Bacia do Marajó, Sub-Bacia Mocajuba (COSTA et al., 2002), representada pelo Grupo Itapecuru, depositado em ambiente continental fluvial, sob condições semiárida (GÓES, 1981).

A sudeste da Bacia do Marajó e compoendo a borda oriental da Folha Tucuruí, ocorre a Bacia do Grajaú, representada pela Formação Ipixuna, produto de uma sedimentação em zona litorânea, em um ambiente fluvial e estuarino (SANTOS JÚNIOR; ROSSETTI, 2003).

Após estes eventos, a região de Tucuruí, assim como toda a região Amazônica, foi palco de um intenso aplainamento, do Cretáceo Superior ao Terciário Inferior, o qual resultou na Superfície de Aplainamento Sul-Americana (KING, 1956). Esta é caracterizada por relevo tabular, fortemente dissecado ao qual geralmente correspondem as maiores altitudes. Esta fase está representada pelas coberturas lateríticas, subdivididas por Costa (1991) em Cobertura Laterítica Madura e Cobertura Laterítica Imatura. O primeiro tipo é caracterizado como lateritas mais evoluídas, apresentam um perfil completo, têm grande importância metalogenética e são posicionadas no Paleógeno (COSTA et al., 2005). A Cobertura Laterítica Imatura é mais nova (Neógeno) e caracteriza-se por um perfil composto pelos horizontes pálido, argiloso e ferruginoso, e inclui as Lateritas Alóctones (linhas de pedras e paleopavimentos). Diferem da Cobertura Laterítica Madura, principalmente, pela ausência do horizonte bauxítico e/ou fosfático.

Registra-se ainda a presença de uma sedimentação quaternária, representada pelos depósitos de Terraços Fluviais e Aluvionares ao longo do rio Tocantins. Nos demais cursos d'água foram mapeados apenas os Depósitos Aluvionares. Os Depósitos de Terraços Fluviais são constituídos por argilas, areias e cascalhos, inconsolidados a semiconsolidados, que ocorrem nas margens do rio Tocantins; são mais antigos e posicionam-se nas mais elevadas cotas topográficas. Os Depósitos Aluvionares são constituídos por sedimentos arenosos, argilosos e níveis de cascalho e matéria orgânica, inconsolidados a semiconsolidados, relacionados às planícies aluvionares dos principais cursos d'água e correspondem aos terrenos periodicamente inundáveis.

3. UNIDADES LITOSTRATIGRÁFICAS

A Folha Tucuruí apresenta uma geologia diversificada, individualizada em vinte unidades litoestratigráficas, sendo 12 pré-cambrianas e 8 fanerozoicas. Cinco novas unidades são propostas no presente trabalho. A estratigrafia proposta foi baseada na integração de dados de campo na escala de 1:250.000, interpretação de imagens de satélites, mapas aerogeofísicos, análises petrográficas, químicas e geocronológicas. Na figura 3.1 é apresentado o mapa geológico da Folha Tucuruí e na figura 3.2 a coluna litoestratigráfica.

3.1 DOMÍNIO BACAJÁ

3.1.1 Complexo Aruanã

Ricci (2008) reconheceu a existência de diferentes unidades granulíticas, no Domínio Bacajá, incluindo associações gnáissicas fortemente re-hidratadas e confundidas com embasamento de fácies anfíbolito. Assim, denominou de Complexo Aruanã (seção-tipo no rio homônimo) a um conjunto de ortognaisses enderbíticos a charnockíticos, com padrões tectonoestruturais e geocronológicos característicos.

Na Folha Tucuruí o complexo Aruanã é o embasamento mais amplamente distribuído, na forma de larga faixa WNW-ESE, imediatamente a sul da Bacia do Amazonas (Fig. 3.1). Fortes processos de denudação e aplainamento poligênico regional favoreceram a implantação de extensos pediplanos lateríticos (pedolito tabuliforme) capeando esses ortognaisses. Suas poucas exposições na porção norte da folha se devem à imposição de espessos horizontes residuais lateríticos, principalmente carapaças ferruginosas (maciças e/ou pisolíticas) e colúvios formados por concreções e nódulos plínticos (piçarras). Para sul, o complexo mapeado restringe-se a delgadas faixas lenticulares, sempre bem expostas, com baixos valores aeroradiométricos nos canais do tório e de contagem total, as quais se alternam com faixas mais largas de charnockitoides deformados da Suíte Intrusiva Arapari, balizadas por grandes lineamentos transcorrentes, muito bem assinalados no canal aeromagnetométrico da

primeira derivada vertical do campo magnético anômalo.

O Complexo Aruanã é constituído, predominantemente, por ortognaisses charnoenderbíticos a enderbíticos, incluindo frequentes bandas e/ou corpos de granulitos máficos concordantes (Fig. 3.3), com espessura máxima de até um metro, as quais preservam melhor as paragêneses de alto grau. Leucossomas sódicos e bandas quartzo-feldspáticas são outras estruturas concordantes muito comuns, além de subordinados mobilizados e pegmatitos graníticos, concordantes a discordantes.

O bandamento mais comum é do tipo composicional, contínuo, regular (Fig. 3.4) e bem definido, dado pela alternância de bandas centimétricas a métricas, com amplo predomínio de faixas máficas, decimétricas, cinzas e pretas, além de bandas félsicas menos espessas, cinza-claro e/ou rosadas. Onde a deformação transcorrente foi concentrada o bandamento regular é substituído por faixas com relictos máficos, estirados ou irregulares (Fig. 3.5) ou por complexas alternâncias e anastomoses entre faixas porfiroclásticas, oftálmicas e miloníticas, estas últimas escuras e mais estreitas.

O trend da foliação varia entre N40°W e N60°E, com mergulhos verticalizados (Fig. 3.6), associados aos sistemas direcionais com cinemática dextral. Os mergulhos, quando subverticais, são, na maioria, para SW. Empurrões de baixo ângulo, mais antigos e localmente preservados, ocorrem com atitude de N56°W/24°SE.

As paragêneses de fácies granulito encontram-se retrometamorfizadas para fácies de mais baixas T, especialmente nas zonas de cisalhamento. Clinopiroxênio (cpx) e ortopiroxênio (opx) ocorrem, em geral, como cristais reliquiais ou muito transformados e, por isso, raramente coexistem nessas assembleias minerais. Em muitos casos, a presença desses cristais só é reconhecida pelos hábitos de seus pseudomorfos, substituídos, por completo, por minerais secundários de baixo grau metamórfico (talco, bastita, clorita e/ou actinolita). O diopsídio é reconhecido em menos de 35% das seções delgadas, enquanto o hiperstênio, em apenas 20% delas.

A maioria dos minerais máficos-chave da catazona, é constituída, portanto, por minerais hidratados, tais como hornblenda castanho-esverdeada e biotita vermelha. Nos gnaisses mais retrabalhados e/ou retrometamorfizados, até estes últimos podem estar

reequilibrados para (ou coexistindo com) hornblenda verde (2ª geração) e/ou azulada (3ª geração) e biotita marrom (2ª geração), com intensa liberação de titanita secundária, minerais opacos, clorita, epidoto e calcita. Em tais casos, o resgate do protólito granulítico é obtido através da análise das feições texturais de alto grau, que sobrevivem ao processo de re-hidratação dos máficos e/ou de descalcificação do plagioclásio (muitas vezes, saussuritizado). Assim, texturas do tipo poligonizada, granoblástica interlobada e flaser caracterizam com segurança o grau metamórfico original, além dos comuns intercrescimentos mesopertíticos e antipertíticos, entre os feldspatos.

Nos milonitos de alta T e elevada ductibilidade, uma notável linearidade é desenhada por quartzo fitado (ribbons), paralelizados, responsável por feições do tipo striped gneiss, no sentido de Passchier & Trouw (1996). Hornblendas sigmoidais, feldspatos muito arredondados e/ou corroídos (“ocelos”), com complexas esteiras de subgrãos rotacionados e estirados, são também feições comuns de recristalização dinâmica de alta T nos milonitos de alto grau desta unidade. Pelas paragêneses dos granulitos máficos, com opx + cpx ± granada, admite-se que o tipo bárico, para o Complexo Aruanã, seja de média pressão.

Em um gnaisse charnoenderbítico, Ricci (2008) obteve idade média de 2606 ± 4 Ma, pelo método Pb-Pb em zircão, a partir de três cristais, a qual foi interpretada como a idade mínima de cristalização do protólito ígneo. A idade do metamorfismo granulítico foi determinada indiretamente, baseada em datações de monazitas (U-Pb SHRIMP), em paragnaises kinzigíticos do Granulito Novolândia, ao sul da Folha Tucuruí, que forneceram idade de 2064 ± 4 Ma para esse evento (MACAMBIRA; PINHEIRO; ARMSTRONG, 2007). Neste projeto, mobilizados graníticos de um ortognaisse charnoenderbítico, foram datados pelo método U-Pb por abrasão a laser (LA/ICP-MS). Cinco grãos de zircão forneceram idade de 2122 ± 18 Ma (Fig. 3.7), com baixa razão Th/U ($< 0,17$; Tab. 3.1), que pode ser relacionada a um evento metamórfico de alto grau ainda mais antigo do que o já registrado de 2,06 Ga para o Domínio Bacajá.

3.1.2 Granulito Tuerê

Uma nova unidade granulítica é reconhecida no presente mapeamento baseada em notáveis contrastes com as demais já conhecidas, do Domínio Bacajá. Trata-se de dois pequenos corpos com formato irregular, de ortognaises charnockíticos, que se distinguem dos demais, principalmente, pelas elevadas assinaturas aeroradiométricas de tório, potássio e contagem total. E, ainda, por um megabandamento métrico-decamétrico, típico de fácies granulítico, alternando bandas félsicas e máficas, com notável espaçamento entre elas, na ordem de dezenas a centenas de metros.

O Granulito Tuerê ocorre no extremo centro-ocidental da Folha Tucuruí, com seção-tipo no rio Tuerê e

afloramento-chave na confluência desse rio com a estrada vicinal do Pão Doce, ao norte da Rodovia Transamazônica.

Os ortognaises em questão são de coloração cinza e, em escala mesoscópica, exibem apenas uma segregação mineralógica entre félsicos e máficos, bem definida e de espessura milimétrica a centimétrica (Fig. 3.8). Os repetitivos e possantes corpos concordantes, de granulitos máficos, que impõem uma megainterdigitação litológica à unidade em questão, estão registrados, de forma direta, nas extensas cachoeiras do rio Tuerê. De forma indireta, também podem ser deduzidos nas seções geológicas descontínuas pelas suas constantes alternâncias entre litotipos pretos e claros.

Nas rochas félsicas, a foliação gnáissica encontra-se afetada por dobramentos diversos, em pequena escala (Fig. 3.9) e/ou injeções de leucossomas rosados (Fig. 3.10), geralmente controlados por zonas de cisalhamento dúcteis, em escala de afloramento. As foliações medidas apresentam trend entre N80°E e N40°W e mergulhos geralmente maior que 65°, predominando aqueles verticalizados.

O metamorfismo granulítico da unidade em questão é mais bem assinalado nas bandas máficas, refratárias às migmatizações úmidas superpostas, de mais baixas T (fácies anfibolito), que modificaram as assembleias minerais das porções félsicas. A denominação de Granulito Tuerê se deve, principalmente, a essas paragêneses melhor preservadas, dos corpos máficos e com texturas poligonizadas (Fig. 3.11). Eles variam, em composição, desde granulitos máficos com dois piroxênios (diopsídio > hiperstênio > hornblenda) e ausência de granada (tipo bárico de mais baixa P), até hornblenda-granulitos máficos altamente re-hidratados (hornblenda > cpx > opx), ambos com texturas poligonizadas. Paragêneses com biotita + cordierita + K-feldspato + granada ± cpx ± opx, encontradas por Ricci (2008), em paragnaises do Granulito Novolândia, ao sul da Folha Tucuruí, permitiu que fossem estimadas temperaturas da ordem de 850°C (Johildo Barbosa, comunicação oral), para o metamorfismo de alto grau que atingiu o Domínio Bacajá.

Os ortognaises charnockíticos ou, subordinadamente, charnoenderbíticos, associam-se e/ou transicionam para corpos migmatíticos, não portadores de minerais catazonais (somente biotita marrom), mas com texturas granoblásticas interlobadas.

Tanto os granulitos félsicos, como os máficos, exibem constantes feições de retrogressão metamórfica, tais como o predomínio de hornblenda castanho-esverdeada (titanífera) sobre piroxênio, abundância de cpx em relação ao opx, bem como a generalizada presença de minerais de mais baixa T, de 2ª e 3ª gerações, tais como hornblenda verde-azulada, hornblenda verde-oliva, biotita marrom, titanita, clorita, actinolita, epidoto, carbonatos, minerais opacos secundários e plagioclásio descalcificado (saussuritizado).

Na ausência de datações radiométricas, o Granulito Tuerê é aqui tentativamente posicionado no Neoarqueano, por cronocorrelação com os granulitos do Complexo Aruanã com idade mínima de 2606 ± 4 Ma (RICCI, 2008).

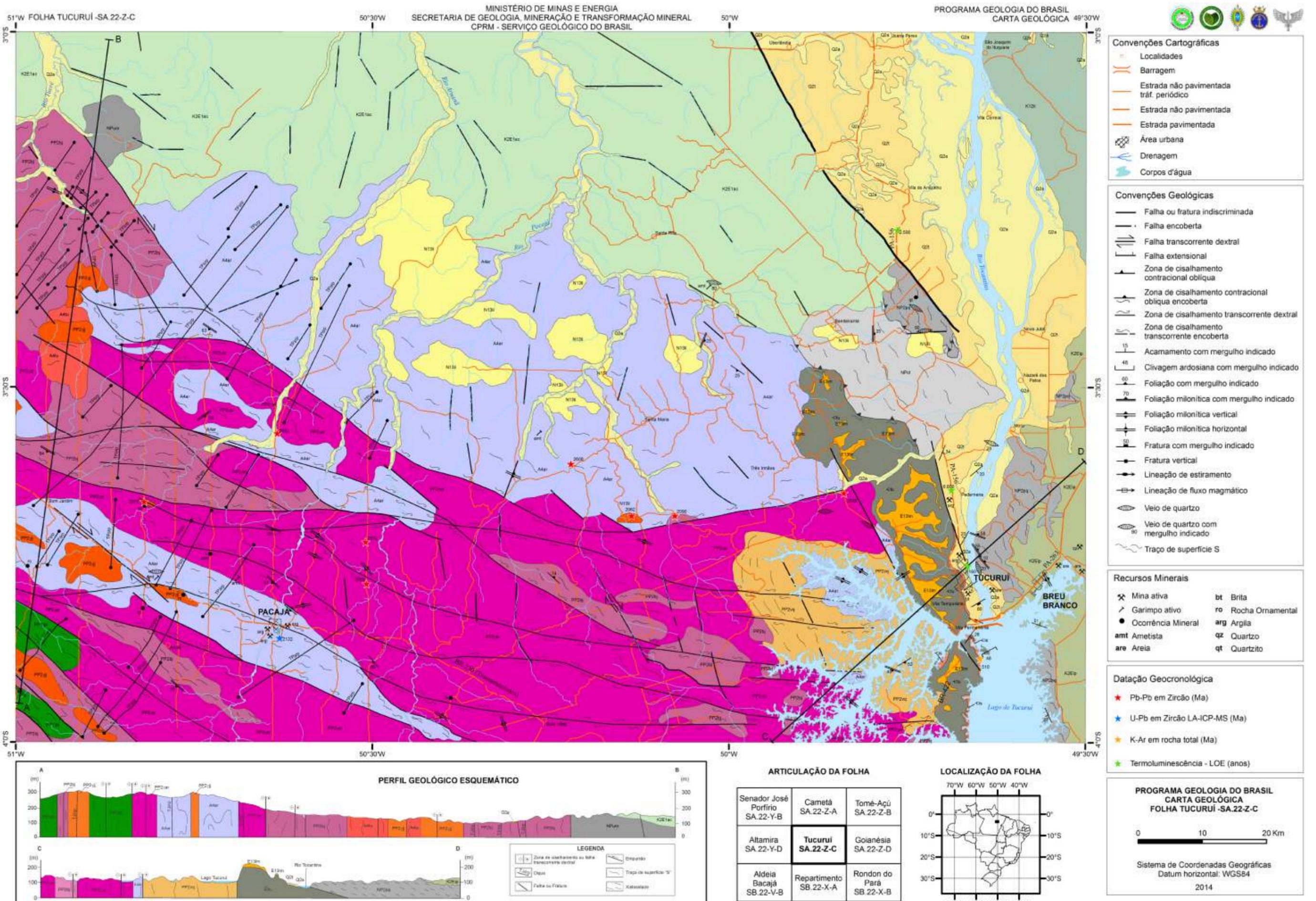


Figura 3.1 - Mapa Geológico da Folha Tucuruí

UNIDADES TECTONO-ESTRATIGRÁFICAS

ÉON	ERA	PERÍODO	ÉPOCA	IDADE Ma	BACIA DO MARAJÓ	BACIA DO GRAJAÚ	BACIA DO AMAZONAS	CINTURÃO ARAGUAIA	DOMÍNIO BACAJÁ	
FANEROZOICO	CENOZOICO	QUATERNÁRIO	HOLOCENO	0,002			Q2pr Depósitos Planície Atuais			
				0,006			Q2a Depósitos Aluvionares			
				0,011			Q2t Dep. de Terraços Fluviais			
		NEÓGENO		23,03				N13li Cobert. Lateríticas Imaturas		
				65,5				E13lm Cobert. Lateríticas Maturas		
		MEZOZOICO	CRETÁCEO	SUPERIOR	99,6	K12it Grupo Itapecura	K2ip Fm. Ipixuna	K2E1ac Fm. Alter do Chão		
	145,5									
	JURÁSSICO			199,6					Diabásio Pajeú	
	TRIÁSSICO			251,0					TJ8rp	
	PALEOZOICO	CAMBRIANO		488,3				E1s Diabásio Igarapé Santos		
			542,0				E1tu Formação Tucuruí			
PROTEROZOICO	NEOPROTEROZOICO							NPum Ultramafito Manducaari		
			1.000				Formação Couto Magalhães NPct Formação Pequiweiro NPpq			
	PALEOPROTEROZOICO	RIACIANO		2.069					PP2yj Suíte Intrusiva João Jorge PP2ya Suíte Intrusiva Arapari PP2bj Complexo Bacajá PP2vq Seq. Ig. Vinte e Quatro	
			2.300					PP1tpj Gr. Três Palmeiras - Fm. Itatá		
ARQUEANO	NEOARQUEANO	SIDERIANO		2.500				A4tu Complexo Tuerê		
				2.800				A4ar Complexo Aruanã		

UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

CENOZOICO

QUATERNÁRIO (Q)

Q2a **Depósitos Aluvionares**
Sedimentos semi-consolidados de tonalidades amareladas e acinzentadas, de granulação arenosa, silte e argilosa, com depósitos de cascalho e níveis ricos em matéria orgânica. Ambiente aluvionar.

Q2t **Depósitos de Terraços Fluviais**
Sedimentos semi-consolidados, de tonalidades amarronzadas, amareladas e esbranquiçadas, de granulação argilo-arenosa, contendo níveis (20 a 30 cm) com seixos de quartzo. Ambiente aluvionar. 2.160 AP - 6.800 AP

PALEÓGENO (E) - NEÓGENO (N)

N13li **Coberturas Lateríticas Imaturas**
Blocos de tonalidades marrom-amarelada e marrom-avermelhada, com estruturas variadas, essencialmente constituídas de óxidos e hidróxidos de ferro, com participação do alumínio; subjacente aos blocos é possível observar um horizonte argiloso. Cobertura residual.

E13lm **Coberturas Lateríticas Maturas**
Platôs lateríticos constituídos por rocha de colorações marrom amarelada e marrom avermelhada, com estruturas variáveis, constituída essencialmente de óxidos e hidróxidos de ferro. Em perfil, exibem os horizontes saprolítico, aluminoso, ferro-aluminoso a ferruginoso. Cobertura residual.

MESOZOICO

CRETÁCEO (K)

K2E1ac **Formação Alter do Chão**
Predominam arenitos de granulação fina a grossa, de cores variegadas, ocasionalmente argilosos e geralmente com estratificações plano-paralelas e cruzadas. Observam-se intercalações de argilitos com as mesmas tonalidades dos arenitos; ainda estão presentes níveis de conglomerados. Ambiente lacustrino deltaico com influência marinha.

K2Eip **Formação Ipixuna**
Argilitos esbranquiçados, amarelados e avermelhados, caulínicos, maciços e laminados, com intercalações de arenitos e conglomerados intraformacionais. Ambiente flúvio-lacustre e estuarino.

K12it **Grupo Itapecura**
Arenitos avermelhados, amarelados, amarronzados e acinzentados, de granulação fina a média, predominantemente com estratificações paralelas, localmente, cruzadas; com intercalações de argilitos esbranquiçados e avermelhados. Ambiente de shoreface, lagunar, canal fluvial e de maré.

TRIÁSSICO (T) - JURÁSSICO (J)

TJ8rp **Diabásio Rio Pajeú**
Augita-diabásios olivínicos e não-olivínicos associados a augita gabros e microgabros olivínicos, com diferenciações para granófiros e gabros olivínicos micropegmatíticos. Modo de ocorrência: enxame de diques.

E1s **Diabásio Igarapé Santos**
Augita diabásios afaníticos, não-porfíricos e sem estruturas fluidais, associados com brechas ígneas intrusivas e texturas amigdaloidais, em zonas de alívio de pressão. Modo de ocorrência: soleiras e lacólitos. 510 Ma

PALEOZOICO

CAMBRIANO (E)

E1tu **Formação Tucuruí**
Arenitos muito finos, finos e médios, subarcoseanos, intercalados ou não com pelitos silteicos e lamitos, com estratificações cruzadas hummocky e laminações plano-paralelas heterolíticas. Ambientes de tempestade e facilogia marinha de costa afora e/ou offshore transition.

PROTEROZOICO

NEOPROTEROZOICO (NP)

NPum **Ultramafito Manducaari**
Serpentinitos silicificados, intensamente lateritizados e associados à anomalia aerogeofísica subcircular. Pseudomorfos de proterênios e olivinas evidenciam um protólito dunitico a peridotítico, sem evidências de metamorfismo e/ou deformação.

NPct **Formação Couto Magalhães**
Meta-argilitos e metassilitos anquimetamórficos, ardósias, filitos ardosianos, quartzo-sericita filitos, quartzitos avermelhados (jasperoides) e brechas sílico-ferruginosas de fácies xisto-verde.

NP2pq **Formação Pequiweiro**
Quartzo-clorita-biotita xistos, plagioclásio-moscovita-biotita filonitos quartzosos, clorita-moscovita-plagioclásio-quartzo xistos, clorita-carbonato-albita-moscovita xistos e quartzitos feldspáticos de fácies xisto verde. Idade de metamorfismo entre 520 e 560 Ma

PALEOPROTEROZOICO (PP)

RIACIANO (PP2)

PP2yj **Suíte Intrusiva João Jorge**
Leuco-microclina sieno a monzogranitos dominantes e raros biotita-microclina granodioritos, em geral isotropos. 2077-2069 Ma

PP2ya **Suíte Intrusiva Arapari**
Dominância de charnockitos e charnoenderbitos e raros feldspato alcalino charnockitos e enderbitos, porfíricos e equigranulares. Foliações predominantemente nas bordas. 2088-2059 Ma

PP2bj **Complexo Bacajá**
Enderbitos e charnoenderbitos majoritários e ocasionais charnockitos, mangeritos e jotunitos, isotropos a gnaissificados, frequentemente porfíricos. 2114-2090 Ma

PP2vq **Sequência Igarapé Vinte e Quatro**
Talco-antofilita xistos, serpentinitos, esteatitos (pedra-sabão), xistos máficos, BIFs (fácies óxido), mica-xistos paraderivados e hidrotermalitos com cordierita-antofilita-quartzo e clorita-quartzo. Metamorfismo de fácies xisto-verde a anfibólito.

SIDERIANO (PP1)

PP1tpj **Grupo Três Palmeiras - Formação Itatá**
Biotita-moscovita quartzitos e anfibólito-xistos feldspáticos, seccionados por metadiabásios. Metamorfismo máximo na transição xisto verde-anfibólito. Idade mínima de 2359 Ma

ARQUEANO

NEOARQUEANO (A4)

A4tu **Granulito Tuerê**
Ortognaisses charnockíticos, cinza-avermelhados, alternados com espessas bandas de ortogranulito máfico e apresentando intensa migmatização e retrometamorfismo em fácies anfibólito.

A4ar **Complexo Aruanã**
Ortognaisses cinza-escuros, enderbiticos a charnoenderbiticos, raramente charnockíticos, com corpos concordantes de granulitos máficos e frequentemente retrometamorfizados na fácies anfibólito. Idade mínima de 2606 Ma



Figura 3.3 – Granulitos máficos interdigitados às bandas félsicas do Complexo Aruanã.



Figura 3.6 – Bandamento subvertical do Complexo Aruanã.



Figura 3.4 – Bandamento regular e dobrado em gnaisses do Complexo Aruanã.

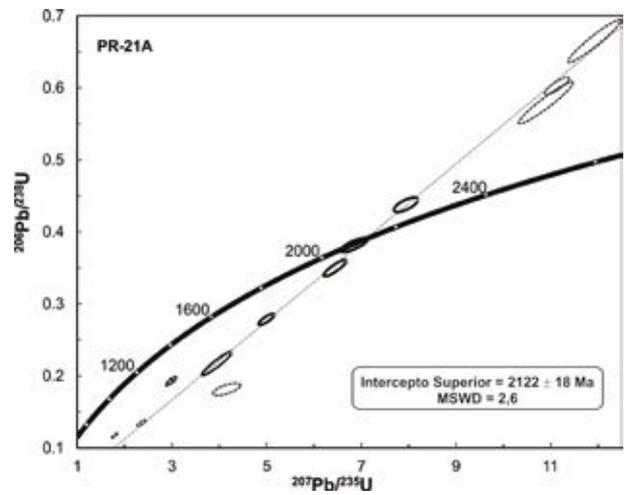


Figura 3.7 – Diagrama U-Pb concórdia (LA-ICP-MS) em zircão de mobilizado granítico (PR-21A) em ortogneisse do Complexo Aruanã. Elipse em linha sólida = razão utilizada no cálculo da discórdia. Elipse em pontilhado = razão com alto Pb comum ou alto grau de discordância, não utilizadas no cálculo.

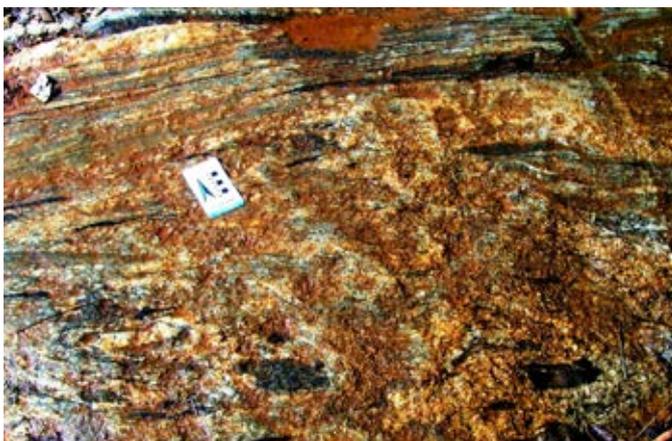


Figura 3.5 – Bandamento transposto em zonas transcorrentes, alternando porções escuras, contínuas e/ou na forma de fragmentos desmembrados, Complexo Aruanã

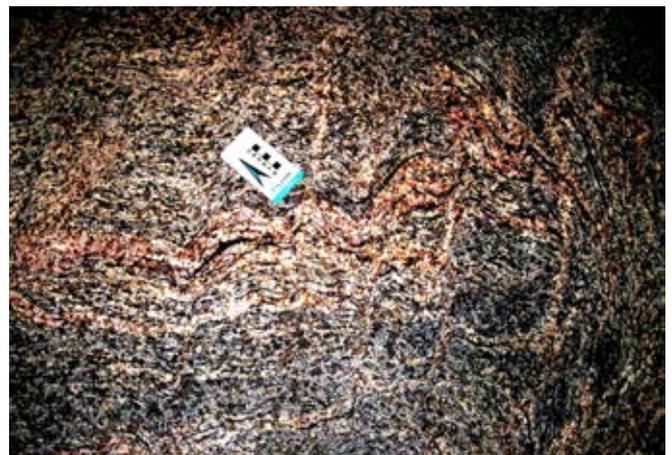


Figura 3.8 – Segregação mineralógica entre bandas claras e escuras do Granulito Tuerê, milimétricas a centimétricas.

Tabela 3.1 – Resultados isotópicos U-Pb por LA-ICP-MS de mobilizado granítico do Complexo Aruanã (PR-21A).

Amostra PR-21A		Idades Aparentes Ma															
Zircão	f206 (%)	Th	²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb	1σ	²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb	1σ	²⁰⁶ Pb	1σ	Conc. (%)			
		U	²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb	(%)	²³⁵ U	(%)	²³⁸ U	(%)	²⁰⁶ Pb	(%)	²³⁵ U	(%)				
zr/01	0.07	0.14	22438	0.133630	0.72	6.445	1.52	0.349823	1.34	0.88	2146	12	2038	13	1934	22	90.1
zr/05	0.05	0.13	30353	0.131566	0.91	7.940	1.31	0.437680	0.94	0.70	2119	16	2224	12	2340	18	110.4
zr/06	2.30	0.04	722	0.131822	1.11	3.950	3.29	0.217326	3.09	0.94	2122	19	1624	27	1268	36	59.7
zr/12	0.14	0.17	11146	0.130065	0.74	4.997	1.37	0.278630	1.15	0.83	2099	13	1819	12	1584	16	75.5
zr/13	0.02	0.16	99078	0.130010	1.34	6.847	1.70	0.381939	1.03	0.78	2098	24	2092	15	2085	18	99.4
Análises descartadas pelo alto conteúdo de Pb comum, ou alto grau de discordância:																	
zr/02	0.09	0.03	31692	0.133889	0.47	11.127	0.95	0.602754	0.83	0.85	2150	8	2534	9	3041	20	141.5
zr/03	0.15	0.24	10935	0.111477	0.69	2.978	1.41	0.193742	1.23	0.87	1824	12	1402	11	1142	13	62.6
zr/04	9.29	0.02	182	0.166036	2.12	4.152	2.84	0.181377	1.90	0.66	2518	36	1665	23	1074	19	42.7
zr/07	5.85	0.03	300	0.110543	0.94	1.782	1.60	0.116901	1.30	0.90	1808	17	1039	10	713	9	39.4
zr/11	5.63	0.04	75	0.126944	0.92	2.358	1.58	0.134697	1.28	0.80	2056	16	1230	11	815	10	39.6
zr/14	0.42	0.01	863	0.129966	0.56	11.912	1.90	0.664755	1.81	0.95	2098	10	2598	18	3286	47	156.6
zr/15	0.22	0.04	5889	0.136421	0.65	10.895	2.15	0.579196	2.05	0.95	2182	11	2514	20	2945	48	135.0
zr/16	0.25	0.02	6648	0.112794	1.07	2.986	1.67	0.192023	1.28	0.87	1845	19	1404	13	1132	13	61.4



Figura 3.9 – Dobras “em caixa” do bandamento centimétrico do Granulito Tuerê.



Figura 3.10 – Leucossomas graníticos controlados por zonas de cisalhamento dúcteis, transcorrentes, dextrais, no Granulito Tuerê.



Figura 3.11 – Granulito máfico com textura poligonizada do Granulito Tuerê. Aumento 40X.

3.1.3 Grupo Três Palmeiras - Formação Itatá

Deve-se a Jorge João, Vale e Lobato (1987) o termo Suíte Metamórfica Três Palmeiras, caracterizada em mapeamento na Folha Altamira como extensa e estreita faixa metassupracrustal que sustenta a serra homônima (alongada segundo WNW-ESE). Rochas metavulcânicas máficas, félsicas e intermediárias (incluindo piroclásticas), além de metassedimentares químicas e clásticas foram os principais litotipos encontrados.

Considerando a inexistência de rochas de alto grau, Vasquez e Rosa Costa (2008) abandonaram a hierarquia de suíte metamórfica, preferindo a denominação informal de Sequência Três Palmeiras, não divisível em faixas e/ou formações na escala de 1:1.000.000. Estes autores referem-se à actinolita-xistos, metatufos andesíticos e basálticos, metabasaltos, anfibolitos e meta-andesitos como rochas predominantes. Metadacitos lávicos e piroclásticos, quartzitos, micaxistos, formações ferríferas bandadas, filitos grafitosos e turmalinitos ocorrem de forma subordinada.

No presente mapeamento o termo formal Grupo Três Palmeiras, dividido nas formações Itatá e Bacajá é adotado, por compatibilização hierárquica com os trabalhos em andamento da folha contígua (Folha Bacajá, 1:100.000; BARROS; BESSER, no prelo). As exposições disponíveis permitiram o reconhecimento da Formação Itatá.

A Formação Itatá acha-se distribuída no extremo sudoeste da Folha Tucuruí, na forma de um conjunto de morros e colinas que se destacam nas imagens SRTM, relacionadas à terminação SE da serra Três Palmeiras, bastante dissecada. Apresenta baixas assinaturas aerorradiométricas nos canais de tório e contagem total, e sua melhor seção-geológica é aquela da vicinal do Chico Elias, que parte da Rodovia Transamazônica em direção ao sul, no limite ocidental da Folha Tucuruí.

Os raros litotipos mapeados restringem-se a biotita-muscovita quartzitos que se associam com metadiabásios e anfibólio-xistos. O metamorfismo varia de fácies xisto verde, isógrada da biotita, para os quartzitos, atingindo a transição xisto verde-anfibolito nas metabásicas (isógrada do anfibólio verde-azulado).

Os quartzitos são foliados (Fig. 3.12) e compostos por quartzo, muscovita, biotita, opacos e zircão. Apresentam alternância de faixas granolepidoblásticas de granulação fina e média. Nos metadiabásios, as fases minerais encontradas são hornblenda verde-azulada, plagioclásio (límpido a saussuritizado), opacos, epídoto, apatita, ± quartzo, ± biotita ± titanita. Em seção delgada, variáveis texturas estão presentes, em função das taxas de deformação, desde subofíticas intactas até texturas porfiroclásticas (miloníticas; Fig. 3.13). Os anfibólio-xistos apresentam textura granonematoblástica e são constituídos por anfibólios cálcicos (hornblenda verde-azulada) e subcálcicos (hornblenda actinolítica, fibrosa, verde pálida), além de subordinado plagioclásio (fortemente saussuritizado), titanita, epídoto e opacos.

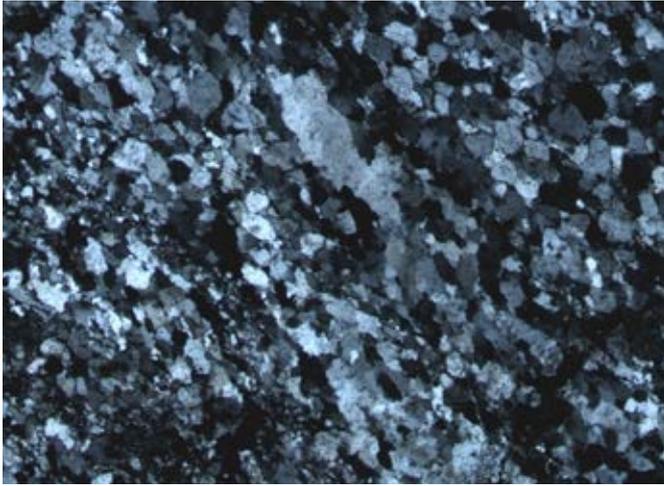


Figura 3.12 – Quartzito do Grupo Três Palmeiras/Formação Itatá, exibindo agregados alongados de quartzo (quartz ribbons) paralelizados. Aumento 40X.

Em termos tectonoestruturais, as atitudes das foliações têm trend entre N40°-50°E e mergulhos subverticais, cujas assimetrias das foliações S-C (Fig. 3.14) caracterizam zonas transcorrentes dextrais.

Segundo Jorge João, Vale e Lobato (1987), as rochas metamáficas apresentam um caráter geoquímico transicional entre toleítos de arco de ilha e de fundo oceânico (tipo MORB). Na Folha Altamira, ao norte da Folha Tucuruí, vários depósitos auríferos filonianos conhecidos acham-se relacionados com o Grupo Três Palmeiras, cujos veios quartzo-auríferos se associam com pirita, calcopirita e arsenopirita. Segundo o autor, eles seccionam rochas meta-andesíticas com antofilita, além de plútons quartzo-monzodioríticos a granodioríticos que intrudiram a sequência, e se associam com zonas fortemente sericitizadas, cloritizadas e carbonatadas.

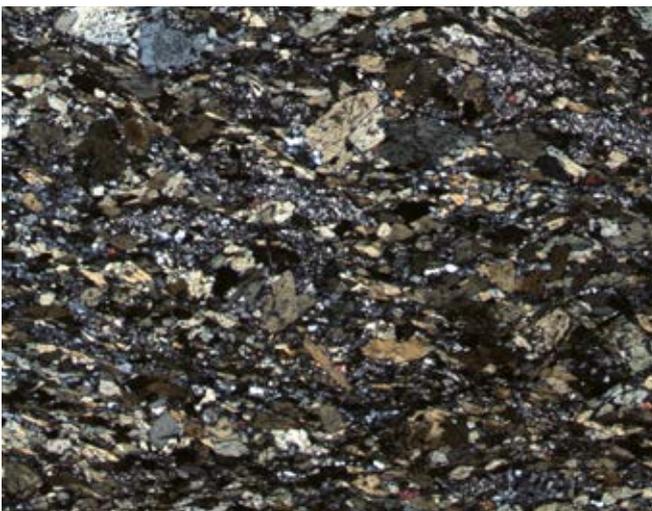


Figura 3.13 – Anfibólio-xistos do Grupo Três Palmeiras/Formação Itatá, com foliação anastomosada. Aumento 40X.

Macambira et al (2004) obtiveram idade de cristalização de 2359 ± 3 Ma por evaporação de Pb em zircão para um meta-andesito do Grupo Três

Palmeiras. Isótopos de Nd ($\epsilon Nd_{2,36Ga}$ de +1,73 a +1,64 e T_{DM} de 2,47 e 2,49 Ga) mostram que a origem das rochas vulcânicas está relacionada à acresção juvenil com idade aproximada de 2,5 Ga (VASQUEZ, 2006).



Figura 3.14 – Xistos máficos do Grupo Três Palmeiras/Formação Itatá exibindo foliação milonítica S-C com assimetria dextral.

3.1.4 Sequência Igarapé Vinte e Quatro

Esta unidade informal é aqui proposta para reunir novos corpos de rochas metassupracrustais, de baixo grau metamórfico, no Domínio Bacajá, cuja denominação é alusiva ao igarapé homônimo, que deságua no lago da barragem de Tucuruí. Por apresentarem relevo colinoso intensamente dissecado em relação às demais unidades metavulcanossedimentares conhecidas (geralmente sustentando colinas aplainadas e/ou cristas estruturais angulosas), a sequência em questão nem sequer foi fotointerpretada nos mapeamentos anteriores. No atual projeto, uma razoável e bem distribuída amostragem litológica, associada com sutis contrastes morfológicos e topográficos com o embasamento adjacente, permitiu a cartografia da sequência.

Em mapa, esse litossoma apresenta formato ovalado (~35 x 17 km), na porção sudeste da folha mapeada (Fig. 3.1), orientado segundo WNW-ENE e que se estende desde o meridiano de 50° W até ser truncado, a leste, pelo platô ou tabuleiro da serra do Trucará. O presente litossoma é ainda corroborado por moderados contrastes aerogeofísicos com as unidades vizinhas, em todos os canais, principalmente nos do potássio, contagem total e amplitude do sinal analítico.

Vários perfis geológicos seccionam a unidade em questão, incluindo os igarapés Vinte e Quatro e Grotão que correm para o lago supracitado. Sua seção-tipo é a vicinal que corta a Fazenda VC (com direção NW-SE) até a confluência com a estrada que interliga os municípios de Tucuruí e Novo Repartimento. Alguns afloramentos também foram encontrados na vicinal

Bom Jesus, que acompanha a linha transmissora de energia desde Tucuruí até a rodovia Transamazônica.

Litologicamente, a Sequência Igarapé Vinte e Quatro é muito pouco diversificada, quase inteiramente constituída por antofilita-xistos, talco-xistos e granofelses ultramáficos, tais como serpentinitos (Fig. 3.15) e esteatitos (pedrasabão; Fig. 3.16), frequentemente esverdeados a cinza-amarronzados e granulação grossa. Subordinadamente ocorrem epídoto-hornblenda-plagioclásio xistos e rochas isotrópicas com clorita-quartzo e/ou cordierita-antofilita-quartzo, típicas de metamorfismo hidrotermal de fundo oceânico. Quartzo-muscovita xistos e formações ferríferas bandadas (fácies óxido) são os raros representantes metassedimentares.

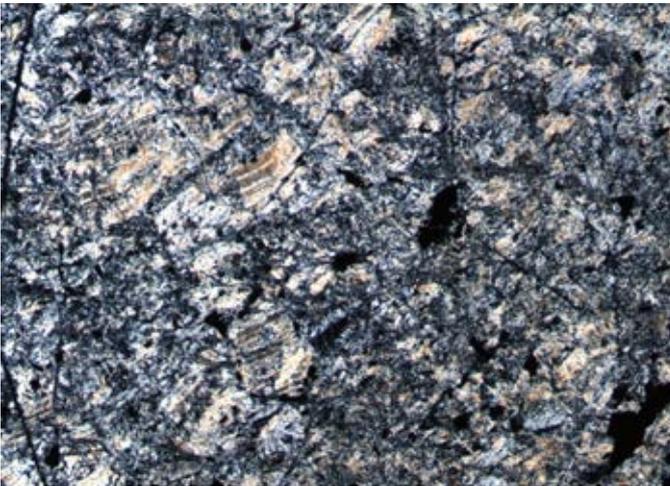


Figura 3.15 – Serpentinitos isotrópicas da Sequência Igarapé Vinte e Quatro. Aumento 40X.

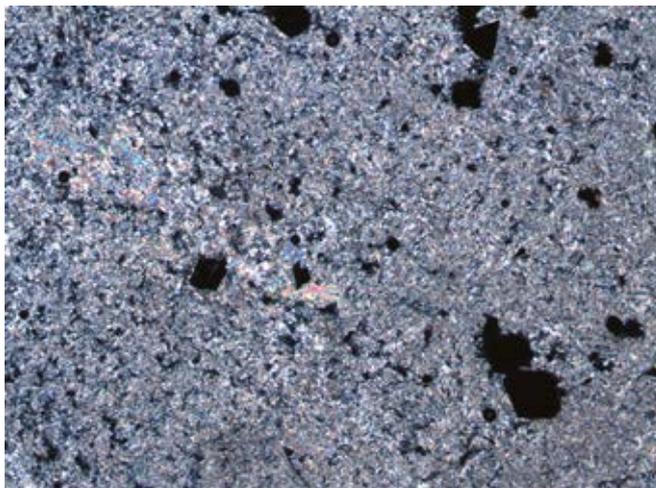


Figura 3.16 – Esteatito maciço da Sequência Igarapé Vinte e Quatro. Aumento 40X.

As assembleias minerais acima relatadas, além de rochas monominerálicas como serpentinitos e esteatitos (talco-xistos), e de paragênese com muscovita + quartzo e epídoto + hornblenda + plagioclásio, apontam para T de metamorfismo variando entre a fácies xisto-verde e anfibolito. Ao microscópio, as principais texturas

das metaltramáticas são do tipo nematoblástica, fibrolamelar e lepidoblástica, com alguma textura cumulática preservada no caso dos esteatitos. Nas demais rochas, prevalecem os tipos com minerais máficos paralelizados e/ou granoblásticos.

O regime tectônico é transcorrente com cinemática dextral, foliações com mergulhos geralmente subverticais (sempre $> 74^\circ$) e trend variando entre N65°E e N60°W. Em alguns raros locais foram observadas atitudes de regime imbricado, tais como N60°W/45oSW e N65oE/52oSE.

O posicionamento cronoestratigráfico da sequência em questão é ainda conjectural. Levando-se em conta que idades siderianas são excepcionais nas arquiteturas cratônicas, evita-se, neste relatório, generalizadas cronocorrelações com sequências antigas, do tipo Três Palmeiras. Considerando-se que os principais eventos geológicos (litogênese, metamorfismo, migmatização e transcorrências) do Domínio Bacajaí ocorreram no Riacciano, é plausível admitir-se que ele também foi responsável pela implantação de bacias vulcanossedimentares, tais como a da unidade em questão. Reforçando essa hipótese, não foram observadas sequências metassupracrustais assoalhadas por granitoides paleoproterozoicos.

3.1.5 Complexo Bacajaí

Jorge João, Vale e Lobato (1987) definiram o Granolito Bacajaí, em alusão às exposições no rio homônimo (Folha Altamira), para designar uma faixa metamórfica de alto grau, supostamente ligada a um núcleo arqueano. Granolitos e granoblastitos foram os litotipos reportados para aquela unidade de embasamento, com composições charnockíticas, monzoníticas e enderbíticas.

Ricci e Costa (2004) reconheceram a origem ígnea e intrusiva de muitos daqueles litotipos, na realidade, charnockitoides orogênicos, isotrópicos a foliados, porém, sempre com texturas ígneas preservadas. Tal constatação levou Ricci (2008) a redefinir esses plutonitos do rio Bacajaí para a hierarquia de complexo intrusivo (Bacajaí), por apresentarem, segundo Ricci (2006a), um espectro composicional mais amplo ainda do que aquele reportado por Jorge João, Vale e Lobato (1987) nos corpos do rio Bacajaí.

Na Folha Tucuruí, o Complexo Bacajaí ocorre como batólitos e stocks irregulares a lentiformes ou ainda plútons muito estirados, na forma de “charutos” orientados segundo WNW-ESSE com distribuição predominante nas porções ocidental e centro-sul da área mapeada. São corpos com baixas assinaturas aerorradiométricas, nos canais do tório e de contagem total e frequentemente gnaissificados.

A unidade em questão é constituída, principalmente, por enderbitos (ortopiroxênio tonalitos e antipertita tonalitos) e charnoenderbitos (ortopiroxênio granodioritos e mesopertita granodioritos). Charnockitos (ortopiroxênio granitos e mesopertita granitos) são ocasionais, além de raros

jotunitos (ortopiroxênio monzodioritos) e mangeritos (ortopiroxênio monzonitos). As melhores exposições ocorrem ao longo das vicinias do km 232 (da Vila Bom Jardim até o rio Tuerê) e do km 238 (da rodovia Transamazônica até o rio dos Bois), no limite ocidental da folha mapeada.

Tais granitoides são rochas de coloração cinza-escura a cinza-esverdeada, porfiríticos a megaporfiríticos (feldspatos com até 8,0 cm de comprimento; Fig. 3.17) e variam de inteiramente preservados e/ou com bandamento ígneo até aqueles conspicuamente milonitizados (Fig. 3.18) em zonas de cisalhamento transcorrentes, verticais e com cinemáticas dextrais. Foliação ígnea também é comumente observada nos litotipos mais preservados das milonitizações transcorrentes.

Ao microscópio mostram-se, em geral, descharnockitizados, no sentido conceitual de Macluf & Schorscher (2001), ora com cristais reliquias de clinopiroxênio e ortopiroxênio pseudomorfizados por clorita, bastita, actinolita e talco, ora completamente reequilibrados para hornblenda castanho-esverdeada (1ª geração), verde oliva (2ª geração), ou até verde-azulada (3ª geração). Mas mesmo nesses casos, Ricci (2006b) reconheceu várias feições diagnósticas de cristalização profunda desses plutonitos, tais como hornblenda e biotita titaníferas, intercrescimentos mesopertíticos e antipertíticos, macropertitas, ortoclásios invertidos para microclina e cristais de allanita excepcionalmente desenvolvidos (até 2,0 mm), indicando um lentíssimo resfriamento catazonal. Minerais típicos de níveis crustais mais rasos, como a titanita primária estão ausentes e “colônias” de intercrescimentos simplectíticos entre cristais de hornblenda (ou biotita) e quartzo, atestam feições de despressurização súbita. Muscovita, sericita, titanita, clorita, actinolita, biotita marrom e epidoto são os principais minerais retrometamórficos ou secundários.



Figura 3.18 – Charnockitoide fortemente bandado, porfiroclástico do Complexo Bacajá.



Figura 3.19 – Xenólitos de granulitos máficos orientados na forma de boudins com evidências de estiramento.



Figura 3.17 – Charnoenderbita porfirítico a megaporfirítico do Complexo Bacajá.



Figura 3.20 – Autólito cinza-escuro e granulação fina, do Complexo Bacajá, exibindo xenocristal de plagioclásio, no seu interior.

Ricci (2006b) também observou que as feições mesoscópicas encontradas, tais como feldspatos esverdeados ou de cor cinza, macropertitas (visíveis a olho nu) e texturas porfiríticas mais grossas são semelhantes àquelas dos típicos granitoides catazonais. Além disso, xenólitos de granulitos máficos e ortognaisses granulíticos estão sempre presentes e assinalam o ambiente crustal da encaixante regional. Alguns desses fragmentos (centimétricos a decimétricos) de rochas encaixantes acham-se concentrados em estreitos “corredores” de xenólitos fragmentados, lenticularizados e paralelizados entre si (Fig. 3.19). Alguns raros e decimétricos corpos escuros são autólitos, diagnosticados pela presença de xenocristais de feldspatos megaporfiríticos (Fig. 3.20).

Datação realizada neste projeto pelo método de evaporação de Pb em três grãos de zircão de um enderbita (EM-97) indicaram idade média de 2090 ± 6 Ma, com MSWD igual a 11 (Fig. 3.21; Tab.3.2), que pode ser interpretada como idade mínima de cristalização do Complexo Bacajaí. Outras datações isotópicas obtidas pelos métodos U-Pb SHRIMP e evaporação de Pb em zircão para esta unidade forneceram também valores riacianos, entre 2114 Ma e 2094 Ma (FARACO et al., 2005; MONTEIRO, 2006), para este magmatismo orogênico.

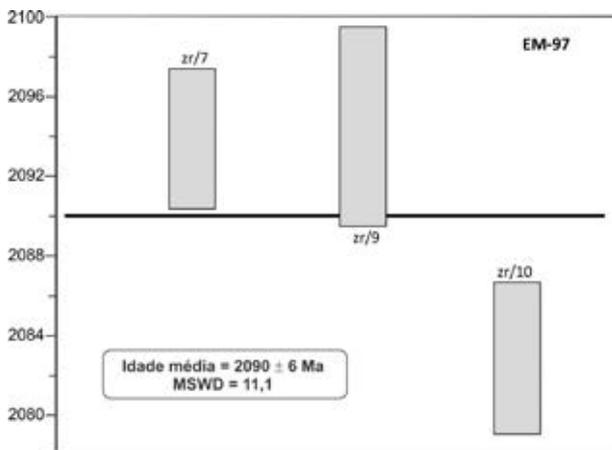


Figura 3.21 – Diagrama de evaporação de Pb em zircão de enderbita (EM-97) do Complexo Bacajaí.

3.1.6 Suíte Intrusiva Arapari

Ricci & Costa (2004) reconheceram pela primeira vez no Domínio Bacajaí a existência de plutonitos catazonais (charnockitoides), os quais eram, anteriormente, mapeados como embasamento granulítico (OLIVEIRA; SILVA NETO; COSTA, 1994; FARACO et al., 2004). Ricci (2008) formalizou

o termo Suíte Intrusiva Arapari para reunir stocks e batólitos orogênicos com predomínio de charnockitos (ortopiroxênio granitos e mesopertita granitos) e charnoenderbitos (ortopiroxênio granodioritos e mesopertita granodioritos) com seção-tipo no rio homônimo. No presente relatório, observou-se que os charnockitos sienograníticos são mais abundantes que aqueles de composição monzogranítica, ainda que feldspato alcalino charnockitos hololeucocráticos e leucoenderbitos sejam tipos muito localizados.

Na Folha Tucuruí, a referida unidade ocorre como corpos lenticularizados (assimetria geralmente dextral) a fortemente estirados, orientados segundo WNW-ESE, com assinaturas aerorradiométricas muito elevadas, nos canais de tório, contagem total e potássio. Acham-se distribuídos desde o limite meridional até a porção centro-ocidental da folha mapeada, alternados com faixas paralelizadas de baixas assinaturas aerorradiométricas, tanto do embasamento de alto grau (Complexo Aruanã) como de charnockitoides do Complexo Bacajaí.

Os litotipos da Suíte Intrusiva Arapari variam desde tipos porfiríticos e megaporfiríticos a equigranulares (Fig. 3.22), preservados e/ou com bandamento ígneo até aqueles localmente gnaissificados nas bordas (Fig. 3.23), controladas por zonas transcorrentes regionais dextrais com foliação de alto ângulo (Fig. 3.24). Nesses locais desenvolvem-se “corredores” de xenólitos fragmentados (incluindo boudins) paralelamente uns aos outros (Fig. 3.25).

Em geral, se apresentam descharnockitizados (RICCI, 2006b), no sentido de Macluf & Schorscher (2001). Em outras palavras, os cristais reliquiares de orto e clinopiroxênio ora são pseudomorfizados por clorita, talco, bastita e/ou actinolita, ora completamente reequilibrados para anfibólitos cálcicos de três distintas gerações (hornblenda castanho-esverdeada, de mais alta T, verde oliva e até verde azulada, de mais baixa T).

Mesmo nessas rochas bastante transformadas várias feições microscópicas, características de uma cristalização na crosta inferior, foram reconhecidas por Ricci (2006b), tais como biotita vermelha e hornblenda castanho-esverdeadas (titaníferas), intercrescimentos mesopertíticos e antipertíticos, macropertitas em ortoclásio invertido para microclina, além de minerais acessórios muito desenvolvidos (allanitas com diâmetros de até 1,5 mm), típicos de um resfriamento muito lento. Este autor observou, também, a ausência de minerais de cristalização mais rasa, como titanita primária. Feições de rápida descompressão são dadas por comuns intercrescimentos simplectíticos entre cristais de hornblenda (ou biotita) e quartzo. Titano-magnetita com “envelopes” de titanita são outros acessórios ocasionais, além de muscovita, epidoto, clorita, biotita marrom e sericita como principais minerais retrometamórficos ou secundários.

Tabela 3.2 – Resultados analíticos de evaporação de Pb em zircão da amostra EM-97 do Complexo Bacajaí. *c* – razão corrigida para o Pb comum; # - blocos eliminados devido a razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} > 0,0004$; * - razão descartada devido valores da razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ maiores ou menores em relação à média. Valores em negrito utilizados no cálculo da idade.

Zircão	Temp.	Razões	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 σ	$(^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	2 σ	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	2 σ	Idade	2 σ
zr/1	*1500	6	0.000774	0.000010	0.10586	0.00097	0.12474	0.00036	2025.4	5.1
	*1550	34	0.000772	0.000023	0.10347	0.00086	0.12330	0.00062	2005.0	8.9
zr/3	#1500	8	0.005139	0.001038	0.12918	0.03653	0.13816	0.01682	2204.6	211.3
zr/4	#1450	20	0.002300	0.000343	0.12943	0.00179	0.11884	0.00077	1939.3	11.6
zr/5	#1450	4	0.003315	0.000772	0.10550	0.02998	0.11490	0.01100	1878.6	172.4
	#1500	40	0.002230	0.000078	0.14435	0.00126	0.12497	0.00029	2028.6	4.2
zr/6	#1500	8	0.001553	0.000214	0.14718	0.00977	0.12687	0.00344	2055.4	47.9
zr/7	1500	32	0.000488	0.000016	0.09530	0.00064	0.12960	0.00034	2092.8	4.7
	1550	36	0.000444	0.000006	0.09593	0.00037	0.12979	0.00039	2095.5	5.3
zr/9	#1450	16	0.001628	0.000060	0.09598	0.00104	0.11854	0.00074	1934.5	11.1
	1500	38	0.000138	0.000010	0.14515	0.00057	0.12972	0.00037	2094.5	5.0
zr/10	#1450	26	0.005259	0.000101	0.16453	0.00351	0.11724	0.00070	1914.9	10.7
	1500	30	0.000412	0.000016	0.12008	0.00042	0.12886	0.00029	2082.8	3.9
	1550	16	0.000298	0.000113	0.12492	0.00375	0.12904	0.00136	2085.1	18.5

Mesoscopicamente, segundo Ricci (2006b), feldspatos esverdeados ou de cor cinza, macropertitas (visíveis a olho nu) e constante texturas porfiríticas muito grosseiras, reforçam as características de ambiência catazonal, muito semelhantes aos dos charnockitoides mineralogicamente preservados. Esse nível crustal profundo de cristalização magmática é ainda sugerido pela grande incidência de xenólitos de granulitos máficos e de outros ortognaisses de alto grau (Fig. 3.26 e 3.27), os quais são mais numerosos nas fácies de borda.



Figura 3.23 – Gnaissificação e bandamento bem definido de charnockito da Suíte Intrusiva Arapari.

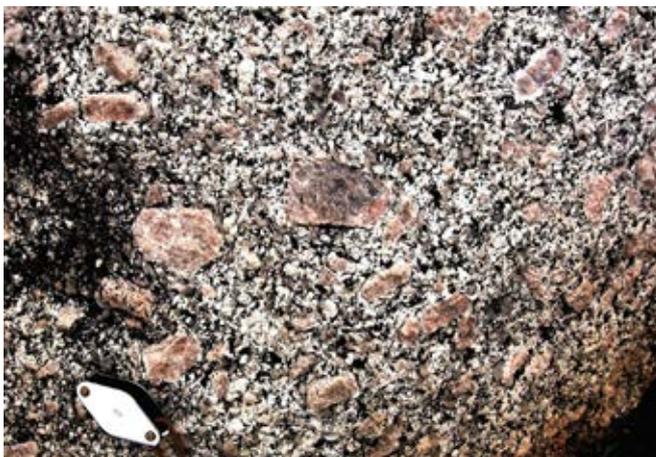


Figura 3.22 – Fácies megaporfirítico, preservado, da Suíte Intrusiva Arapari.

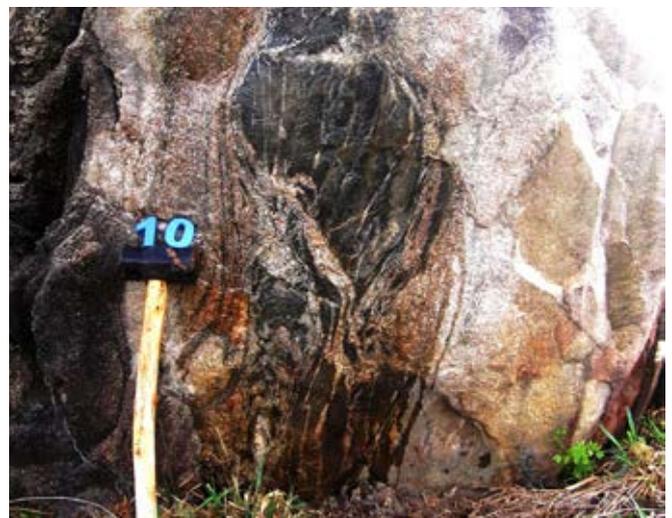


Figura 3.24 – Foliação vertical assinalada por xenólitos máficos estirados em charnockito da Suíte Intrusiva Arapari.



Figura 3.25 – “Corredor” de xenólitos escuros, na forma de lentes paralelizadas, em charnockito porfiroclástico da Suíte Intrusiva Arapari.



Figura 3.26 – Xenólitos angulosos de ortognaisses granulíticos hospedados em charnockito da Suíte Intrusiva Arapari.



Figura 3.27 – Xenólitos de ortognaisses granulíticos em granitoide da Suíte Intrusiva Arapari.

Neste projeto foram analisadas três amostras de charnockito da Suíte Intrusiva Arapari pelo método de evaporação de Pb em zircão. A amostra PR-29B forneceu dois conjuntos de zircão com idades médias de 2088 ± 2 (Fig. 3.28A) e 2069 ± 2 Ma (Tabela 3.3). A amostra PR-32 forneceu idade média, em cinco grãos de zircão, de 2059 ± 4 Ma (Fig. 3.28B; Tabela 3.4). A idade mais antiga, de 2088 Ma, é similar à obtida por Santos (2003) de 2086 ± 8 Ma (U-Pb SHRIMP) para granitoide desta suíte. As idades médias de 2088 Ma e 2059 Ma são interpretadas

como idades mínimas de cristalização, sugerindo vários pulsos magmáticos na geração dos charnockitoides desta suíte. Outras datações de corpos desta unidade, datados pelo método Pb-Pb em zircão, forneceram idades entre 2075 e 2070 Ma (MACAMBIRA et al. 2003, VASQUEZ; MACAMBIRA; ARMSTRONG, 2008), as quais confirmaram a separação petrográfica e radiométrica entre esses charnockitoides e aqueles do Complexo Bacajaí, com idades em torno de $2,1$ Ga (FARACO et al., 2005; MONTEIRO, 2006). Em outra amostra analisada (EM-116) os cristais de zircão eram metamíticos com apenas 1 grão fornecendo idade de 2540 ± 14 Ma, sugerindo herança arqueana no Domínio Bacajaí.

Dados de isótopos de Nd (T_{DM} de $2,46$ e $2,47$, e ϵ_{Nd} de $-2,40$ e $-3,12$) indicam contribuição crustal para a fonte da Suíte Intrusiva Arapari (VASQUEZ, 2006). Neste relatório, portanto, admite-se que esta suíte, com idades entre $2,09$ - $2,06$ Ga, também represente um magmatismo sin-metamorfismo granulítico, já que feições de migmatização demonstram que esses plútons foram intrudidos durante o pico metamórfico e controlados por transcorrências regionais.

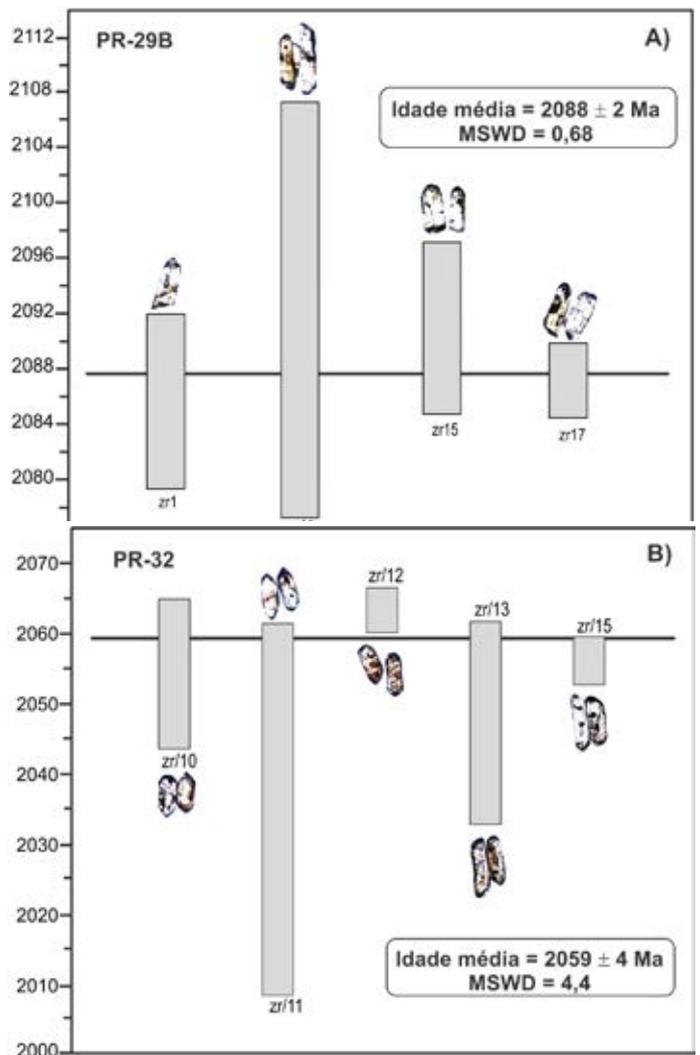


Figura 3.28 – Diagrama de idade média amostras PR-29B (A) e PR-32 (B) da Suíte Intrusiva Arapari analisadas pelo método de evaporação de Pb em zircão. das

Tabela 3.3 – Resultados isotópicos de evaporação de Pb em zircão de charnockito (PR-29B) da Suíte Intrusiva Arapari. c – razão corrigida para o Pb comum; # - blocos eliminados com razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} > 0,0004$; * - razão excluída devido valores $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ maiores ou menores em relação à média. Valores em negrito utilizados no cálculo da idade com erro de 2σ .

Zircão	T (oC)	Razões	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{(208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})\text{c}$	2σ	$^{(207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})\text{c}$	2σ	Idade Ma	2σ
zr/1	#1450	18	0,001261	0,000614	0,154180	0,02175	0,11993	0,00609	1955,6	90,6
	1500	22	0,000157	0,000019	0,344030	0,01034	0,12924	0,00025	2088,0	3,4
	1550	22	0,000166	0,000013	0,332370	0,00115	0,12875	0,00036	2081,3	4,9
zr/3	#1450	4	0,002361	0,001014	0,024740	0,03472	0,18072	0,01267	2659,7	116,2
zr/4	#1450	8	0,001077	0,000058	0,092700	0,00210	0,11376	0,00102	1860,5	16,1
	#1500	24	0,002832	0,000091	0,090630	0,00899	0,09977	0,00365	1620,0	68,2
zr/5	#1450	16	0,001959	0,000051	0,112780	0,00656	0,11597	0,00428	1895,4	66,3
	1500	16	0,000208	0,000007	0,200520	0,00195	0,12771	0,00109	2066,9	15,0
zr/6	*1450	36	0,000128	0,000001	0,152700	0,00072	0,12050	0,00067	1963,9	10,0
	*1500	36	0,000064	0,000006	0,147540	0,00061	0,12712	0,00024	2058,8	3,3
zr/7	#1450	32	0,000474	0,000028	0,113570	0,00208	0,11305	0,00057	1849,4	9,1
	1500	36	0,000161	0,000016	0,190850	0,00255	0,12774	0,00054	2067,3	7,4
	*1550	34	0,000174	0,000011	0,181630	0,00110	0,12687	0,00023	2055,4	3,2
	*1600	38	0,000231	0,000003	0,178810	0,00098	0,12613	0,00049	2044,9	6,9
zr/8	*1450	4	0,000339	0,000004	0,168490	0,00088	0,12164	0,00077	1980,7	11,3
zr/9	#1500	4	0,002387	0,002592	0,297650	0,10025	0,10692	0,03981	1747,9	681,7
zr/10	#1450	8	0,001614	0,000032	0,088620	0,00133	0,09816	0,00141	1589,7	26,9
	1500	38	0,000052	0,000009	0,193720	0,00075	0,12801	0,00052	2071,1	7,2
	1550	32	0,000064	0,000003	0,190850	0,00111	0,12807	0,00023	2071,9	3,2
	1600	36	0,000098	0,000002	0,186880	0,00148	0,12769	0,00039	2066,7	5,4
zr/11	#1450	8	0,003202	0,000102	0,191250	0,00560	0,12064	0,00175	1966,0	25,9
	1500	6	0,000307	0,000012	0,232550	0,00179	0,12957	0,00111	2092,4	15,0
zr/12	#1450	22	0,001697	0,000776	0,350760	0,09594	0,12678	0,00074	2054,2	10,2
	#1500	36	0,000651	0,000074	0,211230	0,00077	0,13007	0,00026	2099,2	3,6
	#1550	32	0,000612	0,000014	0,210130	0,00170	0,12929	0,00062	2088,6	8,4
zr/13	*1450	38	0,000376	0,000002	0,171020	0,00393	0,12566	0,00099	2038,4	13,9
zr/14	*1450	32	0,000389	0,000058	0,122890	0,00204	0,12135	0,00091	1976,4	13,4
zr/15	#1450	4	0,001942	0,000172	0,187060	0,00664	0,12283	0,00386	1997,9	55,8
	1500	36	0,000106	0,000004	0,241170	0,00258	0,12958	0,00024	2092,5	3,3
	1550	38	0,000111	0,000005	0,235510	0,00127	0,12909	0,00018	2085,9	2,5
	1600	28	0,000084	0,000003	0,234440	0,00055	0,12981	0,00018	2095,6	2,5
zr/16	#1450	40	0,000478	0,000009	0,139500	0,00190	0,12121	0,00056	1974,3	8,2
	*1500	24	0,000185	0,000005	0,257970	0,00223	0,12913	0,00047	2086,3	6,3
	*1550	32	0,000308	0,000011	0,250330	0,00149	0,12662	0,00031	2052,0	4,4
	1600	38	0,000263	0,000005	0,249470	0,00102	0,12758	0,00030	2065,2	4,2
	1650	16	0,000278	0,000008	0,247130	0,00072	0,12729	0,00085	2061,2	11,7
zr/17	#1450	32	0,000798	0,000116	0,159150	0,00666	0,12389	0,00105	2013,3	15,0
	1500	40	0,000128	0,000020	0,341410	0,01168	0,12924	0,00050	2088,0	6,8

Zircão	T (oC)	Razões	²⁰⁴ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ	(²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb)c	2σ	(²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb)c	2σ	Idade Ma	2σ
	1550	22	0,000157	0,000012	0,317370	0,00563	0,12918	0,00022	2087,2	3,0
	*1600	30	0,000329	0,000007	0,298970	0,00204	0,12710	0,00027	2058,5	3,8

Grãos zr/5 + zr/7 + zr/10 + zr 16 = idade média de 2069,2 ± 2,2; MSWD = 0,73
Grãos zr/1 + zr/11 + zr/15 + zr 17 = idade média de 2087,7 ± 2,2; MSWD = 0,68

Tabela 3.4 – Resultados isotópicos de evaporação de Pb em zircão da amostra PR-32 da Suíte Intrusiva Arapari. c – razão corrigida para o Pb comum; # - blocos eliminados com razão ²⁰⁴Pb/²⁰⁶Pb > 0,0004; * - razão excluída devido valores ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb maiores ou menores em relação à média. Valores em negrito utilizados no cálculo da idade com erro de 2σ.

Zircão	T (oC)	Razões	²⁰⁴ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ	(²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb)c	2σ	(²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb)c	2σ	Idade Ma	2σ
zr/4	#1450	8	0.000466	0.000090	0.16070	0.00395	0.12175	0.00163	1982.4	23.9
	*1500	20	0.000354	0.000050	0.11056	0.00604	0.12226	0.00105	1989.7	15.3
zr/6	#1450	8	0.000846	0.000200	0.11251	0.00782	0.11894	0.00276	1940.8	41.6
	#1500	4	0.000953	0.000566	0.20437	0.02354	0.10376	0.01670	1692.6	296.7
zr/7	*1500	4	0.000543	0.000566	0.13171	0.01872	0.13382	0.00750	2148.9	97.9
zr/8	*1450	8	0.000000	0.000000	0.29362	0.04301	0.14059	0.00623	2234.9	76.7
	*1500	36	0.000729	0.000036	0.16554	0.00260	0.12284	0.00076	1998.1	10.9
zr/9	#1450	36	0.000972	0.000016	0.23565	0.00138	0.12228	0.00048	1990.1	7.0
	#1500	16	0.001687	0.000308	0.21543	0.01105	0.11463	0.00390	1874.4	61.4
zr/10	*1450	30	0.000644	0.000018	0.26618	0.00109	0.12441	0.00018	2020.8	2.6
	1500	40	0.000177	0.000021	0.22057	0.00078	0.12677	0.00077	2054.1	10.7
zr/11	1450	8	0.000352	0.000096	0.10866	0.00466	0.12540	0.00188	2034.7	26.6
	*1500	4	0.000330	0.000210	0.09514	0.00969	0.12059	0.00458	1965.3	67.7
zr/12	*1450	8	0.000571	0.000004	0.21116	0.00572	0.12760	0.00819	2065.4	113.2
	1500	36	0.000728	0.000033	0.22144	0.00094	0.12744	0.00023	2063.3	3.1
zr/13	1450	36	0.000661	0.000167	0.25057	0.00206	0.12628	0.00104	2047.1	14.5
zr/15	*1450	34	0.000288	0.000054	0.14487	0.00190	0.12618	0.00040	2045.7	5.6
	1500	36	0.000188	0.000015	0.16169	0.00227	0.12696	0.00027	2056.6	3.7
	1550	40	0.000195	0.000049	0.16915	0.00279	0.12658	0.00073	2051.4	10.2

3.1.7 Suíte Intrusiva João Jorge

Deve-se a Jorge João, Vale e Lobato. (1987) a proposição da unidade inicialmente denominada de Granito João Jorge, em alusão à cachoeira homônima, no rio Anapu. Para aqueles autores, tratava-se de anatexitos potássicos, sin a tardi-cinemáticos e incorporados num embasamento migmatítico por eles denominado de Suíte Metamórfica Xingu.

Vasquez e Rosa Costa (2008) redefiniram a unidade supracitada, não mais considerando aqueles plutonitos gerados por migmatização, mas sim num evento magmático orogênico, pós-embasamento e tardi a pós-colisional. Esses autores os reúnem na Suíte Intrusiva João Jorge considerando-os predominantemente gerados por retrabalhamento crustal no Ciclo Transamazônico. Descrevem predomínio de monzo e sienogranitos, além de raros granodioritos, com incipiente foliação magmática ou deformação milonítica concentrada nas bordas de alguns plútons.

Neste projeto, adota-se esta redefinição proposta por Vasquez e Rosa Costa (2008), ressaltando-se que na Folha Tucuruí ocorrem stocks e corpos bem menores do que os batólitos descritos pelos autores supracitados. Na folha mapeada, a Suíte Intrusiva João Jorge está representada por pequenos maciços irregulares e lenticularizados segundo WNW-ESE, além de diques não mapeáveis, alojados em diversas unidades infracrustais (Complexo Aruanã, Granulito Tuerê e Complexo Bacajai). Acham-se localizados na porção ocidental da Folha mapeada, cujas melhores exposições são encontradas nas vicinais do Pão Doce (limite ocidental da área mapeada) e do km 315, da rodovia Transamazônica.

Leuco-microclina sieno e monzogranitos são os tipos predominantes, além de subordinados biotita-microclina sieno e monzogranitos e raros biotita-microclina granodioritos. Apresentam granulação fina a média,

colorações róseas, róseo-acinzentadas a avermelhadas (Fig. 3.29) e texturas predominantemente equigranulares.

Ao microscópio, a assembleia mineral é constituída por microclina perítica bem maclada, plagioclásio (comumente saussuritizado ou muscovitizado), quartzo, biotita (mais ou menos cloritizada), titanita, opacos, allanita, apatita e zircão. Epidoto, clorita, sericita e muscovita são os principais minerais de alteração. A textura, em geral, é equigranular-hipidiomórfica preservada, mas localmente modificada para porfiroclástica (Fig. 3.30), com escassos domínios de matriz milonítica, geralmente finos mosaicos de neocristais de quartzo com contatos serrilhados entre si. A deformação dúctil é dada principalmente, por ribbons de quartzo internamente afetados por recuperação dinâmica em subgrãos (recovery), bandas de deformação oblíquas à orientação geral (foliação S-C) e extinção ondulante. Feldspatos alcalinos também podem exibir alguma recristalização nas bordas, assim como as palhetas de biotita.



Figura 3.29– Monzogranito acinzentado e maciço da Suíte Intrusiva João Jorge.

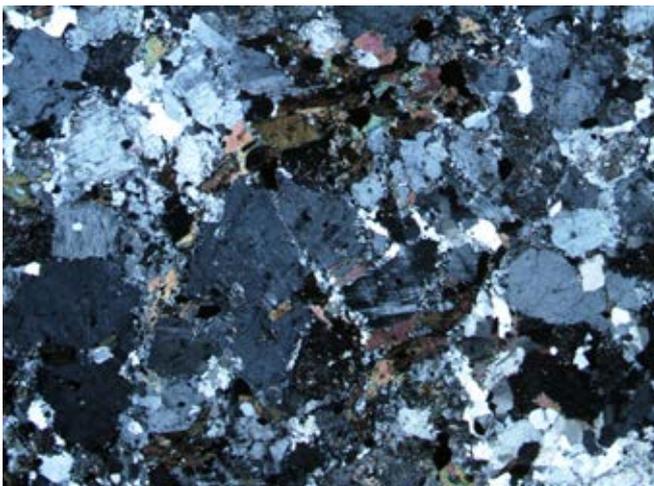


Figura 3.30 – Monzogranito da Suíte Intrusiva João Jorge com incipiente textura porfiroclástica. Aumento 20X;

As anisotropias observadas devem-se tanto a uma incipiente foliação magmática marcada pelo alinhamento dos cristais de feldspato e biotita, como por superpostas foliações miloníticas N40°-70°W, relacionadas a zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais (Fig. 3.1) que cortam

e/ou controlam a colocação daqueles corpos. Além disso, sucessivas reativações desses sistemas direcionais foram responsáveis pela imposição de faixas quilométricas de brechas protocataclásticas. Segundo Vasquez e Rosa Costa (2008), elas são acompanhadas de intensa alteração hidrotermal e vênulas milimétricas a subcentimétricas de epidoto, associadas ou não com pirita, calcopirita e muscovita.

Foram analisadas duas amostras pelo método de evaporação de Pb em zircão (EM-49 e EM-95), que apresentaram problemas analíticos, com Pb comum muito alto e idades discrepantes entre 1,69 e 2,56 Ga. Um grão de zircão da amostra EM-49, com baixo Pb comum ($^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} < 0,0004$), forneceu idade de 2077 ± 5 Ma que pode ser considerada como indicativa da idade de cristalização da Suíte Intrusiva João Jorge. Idades similares, pelo mesmo método, foram encontradas para outros corpos graníticos desta suíte, tais como 2076 ± 6 Ma, para um granito próximo à cidade de Novo Repartimento (MACAMBIRA et al. 2003), 2069 ± 6 Ma na Folha Repartimento (SOUZA; MACAMBIRA; KOTSCHOUBEY, 2003) e 2077 ± 2 Ma no rio Xingu (VASQUEZ; MACAMBIRA; GALARZA, 2005).

Os diversos autores observaram que as assinaturas dos isótopos de Nd da Suíte Intrusiva João Jorge são variadas. Para os granitos de 2,08 Ga, da porção oriental do Domínio Bacajá, Macambira et al (2003) identificaram subordinados componentes juvenis siderianos (eNd_{2,1} Ga de -0,60 e TDM de 2,33 Ga), além daqueles de derivação crustal no Neoarqueano (eNd_{2,1} Ga de -4,12 e TDM de 2,57 Ga). Nos granitos da porção ocidental daquele domínio, Vasquez (2006) também identificou granitoides com componente crustal neoarqueana (TDM de 2,73 e 2,65 Ga e eNd_{2,08} Ga de -6,49 e -5,80). Segundo Vasquez e Rosa-Costa (2008), esses dados são sugestivos de origens a partir da fusão das rochas do embasamento neoarqueano, localmente com contribuição juvenil no Paleoproterozoico.

3.1.8 Ultramafito Manduacari

Uma nova unidade estratigráfica é aqui proposta para um corpo isolado de ultramafitos serpentinizados, sem evidências de metamorfismo e deformação, cuja denominação é em alusão ao assentamento da agrovila homônima.

O corpo mapeado é muito bem assinalado no mapa aeromagnético de amplitude do sinal analítico, com formato grosseiramente circular e diâmetro máximo de 10 km, enquanto, no mapa da primeira derivada vertical a anomalia subdivide-se ao meio no sentido leste-oeste, como dois semicírculos próximos.

Devido ao seu estágio avançado de dissecação e rebaixamento topográfico não são observadas feições circulares nítidas nas imagens de radar (SRTM – Banda C) e aéreas do Google Earth (2009), apesar das características de intrusão anorogênica. Esse corpo ígneo encontra-se intrudido no cruzamento de duas proeminentes estruturas rúpteis, sendo, uma delas, um enxame de diques básicos (trend NNE-SSW) e, a outra, uma falha (NW-SE) transcorrente dextral na borda da Bacia do Amazonas (NW-SE).

O Ultramafito Manduacari está localizado no extremo noroeste da Folha Tucuruí, entre os altos cursos do rio Tuerê e do igarapé Água Azul (afluente do rio Aruanã). A vicinal do km 320, que parte da Rodovia Transamazônica rumo norte, é o único acesso terrestre que “corta” a presente unidade, nas proximidades do limite setentrional da Folha mapeada. No entanto, os representantes do corpo ultramáfico em questão raramente são aflorantes, já que se encontram recobertos por extensa carapaça de crosta laterítica ferruginosa (magnetizada, muitas vezes), sobreposta a espesso horizonte argiloso, de coloração marrom-avermelhada. Os raros indícios de rocha-mãe (serpentinitos) são encontrados na forma de litorelictos (saprora) arredondados, de 3,0 e 10,0 cm de diâmetro, no interior de blocos métricos desmantelados, de saprolito com coloração amarelo-esverdeada. Associados a estes, observam-se *boulders* dispersos, tanto constituídos de crosta ferruginosa maciça, como de crosta pisolítica, além de material coluvionar (?), grosseiro, não-laterítico, de aspecto conglomerático. Os serpentinitos alterados são rochas de coloração amarelo-esverdeada, granulação média, isotrópicos e silicificados, constituídos por mais de 90% de serpentina.

Em seção-delgada, os arranjos de serpentina fibrosa fornecem uma textura fibrolamelar (Fig. 3.31), por vezes com cristais largos (provavelmente crisotila) que desenham uma estrutura bandada. Localmente essas bandas se apresentam onduladas e frequentemente seccionadas por uma densa rede de vênulas de calcedônia. Ocasionalmente se observam pseudomorfo com hábitos preservados, tanto de piroxênios (prismáticos), como de olivinas (equidimensionais e poligonizados), supostamente relacionados com protólitos duníticos a peridotíticos. Além desses minerais, e da crisotila (?), frequentes grãos de opacos pulverulentos ocorrem disseminados.

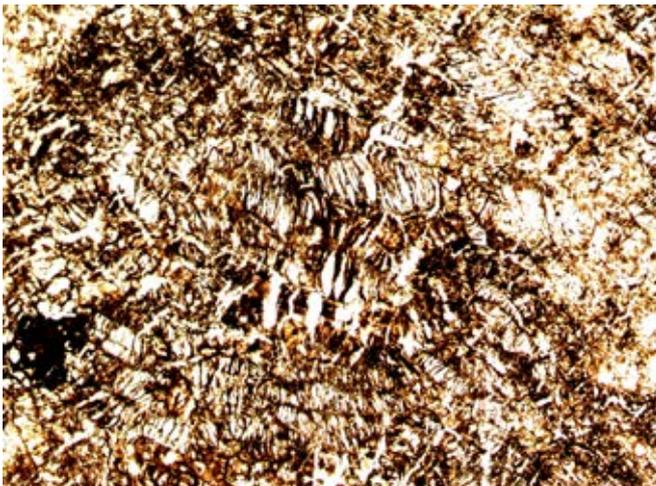


Figura 3.31 – Textura fibrolamelar em rocha serpentinizada do Ultramafito Manduacari. 40X.

Em mapa, as encaixantes (não observadas no campo) desse corpo intrusivo são, supostamente, os ortognaisses granulíticos do Complexo Aruanã, já que a intrusão ocorreu na interface ou contato por falha entre aquele embasamento e as coberturas da Formação Alter do Chão, na borda meridional da Bacia Paleozoica do Amazonas (Fig. 3.1).

Baseada nas características descritas acima se admite, neste relatório, que o contexto deste corpo é muito semelhante ao de outras intrusões ultramáficas e anorogênicas conhecidas. Dentre elas, os complexos alcalino-ultramáfico-carbonatítico Maicuru (9 km de eixo maior) e ultramáfico-alcalino Maraçoná (12 km de dimensão máxima) que possuem muitos atributos em comum com o Ultramafito Manduacari mapeado. Assim, esta nova unidade é aqui tentativamente cronocorrelacionada ao Complexo Maicuru, de idade neoproterozoica (589 ± 18 Ma), razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70266 \pm 0,00007$, conforme datação pelo método Rb-Sr (COSTA et al., 1991). Segundo Lemos e Gaspar (2002), esse magmatismo possui idade T_{DM} de 612 Ma.

3.1.9 Diabásio Rio Pajeú

Isller et al (1974) formalizaram o termo Diabásio Penatecaua, em alusão ao rio homônimo, próximo ao Município de Rurópolis, para posicionar soleiras de pigeonita-diabásios não-olivínicos, intrusivas na cobertura paleozoica da Bacia do Amazonas. Vasquez e Rosa Costa (2008) cronocorrelacionaram à unidade citada, diabásios mineralogicamente diferentes e com amplo espectro de idades K-Ar (permianas, jurássicas e cretáceas). Wanderley Filho, Travassos e Alves (2006) realizaram datações Ar-Ar nos diversos níveis de sills perfurados pela PETROBRAS, naquela bacia, e demonstraram que todos eles são triássicos e sem variações litoquímicas entre elementos maiores e traços. Por essas considerações, o gigantesco enxame de diques básicos da Folha Tucuruí, com idades desconhecidas e diferenças mineralógico-geográficas com relação aos magmatitos do rio Penatecaua, não é aqui correlacionado àquela unidade. Passa a ser denominado, informalmente, de Diabásio Rio Pajeú, em alusão ao tributário homônimo do rio Aruanã.

Os feixes intrusivos acham-se distribuídos na porção oeste da Folha mapeada, com direção principal NNE-SSW e N-S, cujas extremidades procedem de SSW, desde o Domínio Carajás até a Folha Tucuruí, perfazendo aproximadamente 375 km de extensão, até serem recobertas pela Formação Alter do Chão. Suas melhores exposições são encontradas nas vicinias do Pão Doce e do Chico Elias, que partem da rodovia Transamazônica com rumo ao sul, na porção sudoeste da quadrícula mapeada. Na sua maioria os corpos são retilíneos, bem assinalados no canal aerogeofísico de amplitude do sinal analítico e distribuem-se em uma área de 70 km x 82 km. O espaçamento entre os corpos é bastante irregular (2-15 km) e as espessuras variam entre 30 e 80 m, razão pela qual não são detectados nas imagens de satélite ou radar, mas apenas pelas exageradas larguras das anomalias aeromagnéticas (300 a 1.200 m). Nos levantamentos geológicos esses corpos básicos são assinalados por extensos campos de *boulders* e/ou bruscos contatos pedológicos (Fig. 3.32) entre solos argilosos (arroxeados) e arenosos (amarelados).

O Diabásio Rio Pajeú é litologicamente representado por augita diabásios olivínicos (olivina toleítos) e augita diabásios, associados com augita gabros e microgabros olivínicos, diferenciados para granófiros e gabros olivínicos micropegmatíticos, com ampla variação de granulação. Apresentam texturas subofíticas (Fig. 3.33),

cujo caráter hipoabissal é ainda assinalado por frequentes intercrescimentos intersticiais entre quartzo e feldspato alcalino (Fig. 3.34).



Figura 3.32 – Contraste pedológico brusco assinalando os diques básicos do Diabásio Rio Pajeú, com espessuras de dezenas de metros.



Figura 3.33 – Textura subofítica em dolerito do Diabásio Rio Pajeú. 20X.

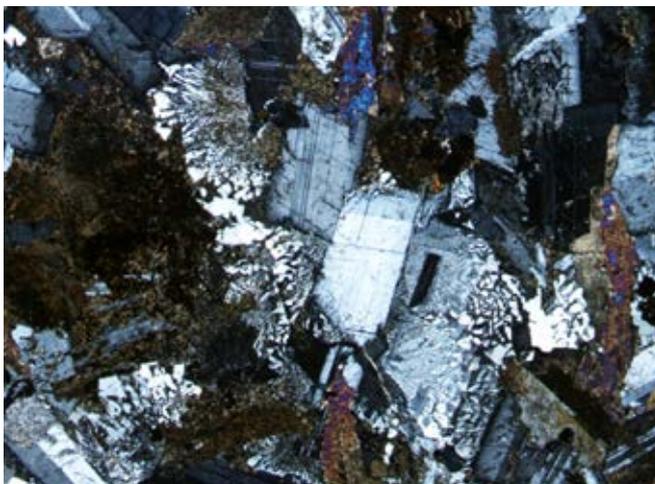


Figura 3.34 – Augita gabro do Diabásio Rio Pajeú exibindo intercrescimentos granofíricos e micropegmatíticos. Aumento 20X.

Plagioclásio (límpido a fortemente saussuritizado), augita subcálcica (castanho-clara, mais ou menos uralitizada, frequentemente intergranular), opacos, olivina e apatita são os minerais mais comuns, nas diversas amostras. A olivina (não-zonada) ocorre principalmente nos gabros, manteada por piroxênio e parcial a totalmente pseudomorfizada por serpentina e/ou iddingsita. Quartzo e feldspato alcalino ocorrem com muita frequência na forma de intercrescimentos intersticiais, granofíricos a micropegmatíticos. Biotita, hornblenda e clorita foram observadas somente nas rochas mais diferenciadas e com intensas alterações tardi-magmáticas.

Exames de diques básicos com magnitude inter-regional são estruturas distensivas típicas do Proterozoico (CONDIE, 1989; 1997), associadas à superplumas mantélicas, principalmente nos intervalos de 2390-2370 Ma, 2150-2100 Ma, 1900-1850 Ma, 1270-1250 Ma e 1150-1100. No entanto, no Fanerozoico, essas estruturas também se repetiram durante a abertura do Oceano Atlântico. Exemplos disso são os diques toleíticos continentais, documentados por Soares Jr. (2007) na região Meio-Norte do Brasil, ligados ao primeiro pulso de abertura (~200 Ma) do Atlântico Central. Segundo Windley (1995), em todos os setores do Atlântico esses diques se associam com gabros e/ou noritos, num contexto muito semelhante ao do Diabásio Rio Pageú. Essas mesmas assembleias litológicas também se manifestam, de forma localizada, no Mesozóico (~170 Ma), num segundo pulso de abertura do Atlântico Equatorial (SOARES JR., 2007). Conforme este autor, no Eocretáceo (130 Ma), um terceiro pulso de abertura também é responsável pela implantação de diques toleíticos, mas agora associados com intrusivas intermediárias (THOMAZ FILHO; MIZUSAKI; ANTONIOLI, 2008) e diques de lamprófiros (WINDLEY, 1995), numa associação litológica bastante distinta da encontrada na Folha Tucuruí. Neste relatório, o posicionamento stratigráfico do Diabásio Rio Pajeú é, assim, tentativamente cronocorrelacionável aos primeiros pulsos de fragmentação do Pangea e Gondwana, entre o Neotriássico (215 Ma) e o Mesozóico (170 Ma). No entanto, não se descarta a possibilidade de um posicionamento ainda mais antigo, já que os feixes de diques são, aparentemente, truncados pelo Ultramafito Manduacari, supostamente admitido como de idade neoproterozoica.

3.2 CINTURÃO ARAGUAIA

3.2.1 Grupo Baixo Araguaia

3.2.1.1 Formação Pequizeiro

Hasui, Abreu e Silva (1977) propuseram o termo Formação Pequizeiro para reunir clorita-xistos, sericit-clorita xistos e muscovita-clorita xistos, bandados

ou não, associados com corpos de metabasitos e metatrabasitos. Gorayeb (1981) acrescentou ainda a esta unidade quartzo-muscovita-xistos e biotita-clorita-quartzo-muscovita xistos, com intercalações subordinadas de filitos, xistos carbonáticos e quartzitos.

Na Folha Tucuruí, a Formação Pequizeiro (domínio alóctone) ocorre como uma estreita faixa alongada segundo NNW-SSE com largura máxima de 15 km, no limite oriental da Folha mapeada. Em mapa (Fig. 3.1), observa-se uma leve inflexão (?) dessa faixa submeridiana para NNW-SSE, ao norte da serra do Trucará, e uma superposição longitudinal com as formações Couto Magalhães (domínio para-autóctone) e Tucuruí (domínio autóctone), relacionadas à Falha de Empurrão de Tucuruí, colocando, praticamente, em contato tectônico (encoberto pelas formações superficiais quaternárias), os xistos desta unidade com os tabuleiros de arenitos da Formação Tucuruí. Os contatos com a Formação Couto Magalhães, a oeste, são bruscos e através de superfícies de cavalgamentos orientadas N-S (encobertos pelas aluviões mais ao sul) ou NW-SE. Esses empurrões posicionam, lado a lado, metamorfitos com isógradas e tramas estruturais contrastantes (ardósias e xistos), incluindo rochas com elevada taxa de deformação (filonitos com porfiroclastos de biotita-fish). À leste, a Formação Pequizeiro é recoberta pelo Grupo Itapecuru, pela Formação Ipixuna e pelos depósitos quaternários do rio Tocantins.

A unidade em questão contrasta nitidamente com a Formação Couto Magalhães, nas imagens SRTM (banda C) por exibir um padrão de drenagem mais denso e orientado, mas sem nenhum contraste aerogeofísico relevante. Seus melhores afloramentos são observados no rio Tocantins, a jusante da hidrelétrica de Tucuruí, bem como na margem direita do lago formado por aquela barragem, próximo ao limite meridional da Folha mapeada.

Os litotipos da Formação Pequizeiro mostram-se fortemente intemperizados mas, ao contrário da Formação Couto Magalhães, preservam suas paragêneses minerais identificáveis em lâmina delgada na maioria das amostras. Clorita-biotita-quartzo xistos, plagioclásio-muscovita-biotita filonitos quartzosos, clorita-muscovita-plagioclásio-quartzo xistos e clorita-carbonato-albita-muscovita xistos quartzosos são as principais rochas micáceas. Quartzitos feldspáticos ocorrem localmente, com textura granoblástica seriada (heterogranular), variando de poligonal a serrilhada. Em zonas de deformação concentrada, subgrãos alongados passam lateralmente para mosaicos de grãos muito finos, recristalizados dinamicamente (neocristais). Além do quarto, ocorrem grãos de albita com maclamento polissintético bem preservado e litoclastos alterados, supostamente de rochas vulcânicas. Os principais minerais acessórios são os opacos, seguidos de zircão, turmalina e apatita.

Na interface com a Formação Couto Magalhães, observou-se a presença de corpos básicos não mapeáveis na escala de trabalho, descritos na literatura como diabásios pré-metamórficos (MATTA, 1982). Em lâmina delgada, contudo, foram classificados como metadoleritos

isotrópicos a foliados, apresentando na matriz minerais-índice de fácies xisto-verde como clorita, actinolita e titanita.

A trama estrutural da Formação Pequizeiro é do tipo xistosidade e/ou foliação milonítica (nos filonitos), incluindo porfiroclastos assimétricos de biotita pisciforme. As superfícies de cavalgamento, observadas no campo, têm direções submeridianas, com mergulhos para leste, variando entre 10° e 40°.

Em seção delgada os xistos mapeados costumam exibir alternância de faixas filoníticas (micas e quartzo cominuídos), xistosas (micas bem cristalizadas e crenuladas) e estreitas lâminas e/ou lente quartzosas, culminando em tipos com incipiente bandamento (Fig. 3.35) e/ou laminação tectônica. Frequentemente, a xistosidade é do tipo anastomosada e, no interior das faixas micáceas, são comuns foliações microdobradas em "S" entre os supostos planos de transposição da foliação principal.

Na literatura, admite-se que o metamorfismo da Formação Pequizeiro atingiu a fácies xisto verde e, localmente, a isógrada da biotita, a oeste, na transição para a Formação Xambioá. Porém, na Folha mapeada, a isógrada da biotita ocorre próximo ao contato com a Formação Couto Magalhães, o qual coincide com o prolongamento da Falha de Empurrão de Tucuruí, que teria posicionado lado a lado e bruscamente, contrastante isógradas e unidades tectono-estratigráficas. Na Formação Pequizeiro não se observam estruturas sedimentares primárias e nem grãos de quartzo com contornos detríticos preservados, como na Formação Couto Magalhães e, também, os veios de quartzo mostram-se mais possantes, frequentes e complexos (várias gerações e direções), do que as ocasionais vênulas desta última unidade.

Quanto ao ambiente de deposição dos protólitos sedimentares da unidade em questão, admite-se que a sua sedimentação esteja representada por dominantes pelitos pelágicos de bacia oceânica profunda, baseado na caracterização paleobatimétrica de Figueiredo et al (2007) para a Formação Couto Magalhães. Segundo estes autores, esta última é de ambiente marinho variando entre o talude continental e o assoalho de bacia oceânica. Consequentemente, a paleogeografia da Formação Pequizeiro é de ambiente marinho ainda mais profundo.

A idade do preenchimento sedimentar do Cinturão Araguaia é ainda bastante conflitante. Diques básicos alojados nos metapelitos do Grupo Baixo Araguaia foram datados pelo método K-Ar, fornecendo idade de 1006 ± 15 Ma, indicando que a sua deposição é superior a 1.0 Ga (ARAÚJO; OLIVATTI, 1994). Nos quartzitos, pelo mesmo método, as intrusivas básicas forneceram uma idade mínima de 780 Ma para a sedimentação psamítica (HASUI et al., 1980). No entanto, diques máficos datados por Sm-Nd e associados à crosta oceânica do Cinturão Araguaia, mostraram que o preenchimento ortoderivado se deu em torno de 757 ± 49 Ma (PAIXÃO; NILSON, 2002). Idades Pb-Pb em zircão, obtidas em metagabros intrudidos em mica xistos do Grupo Baixo Araguaia, forneceram idade mínima de 817 ± 5 Ma para a sedimentação marinha profunda (GORAYEB; MOURA; CALADO, 2004).

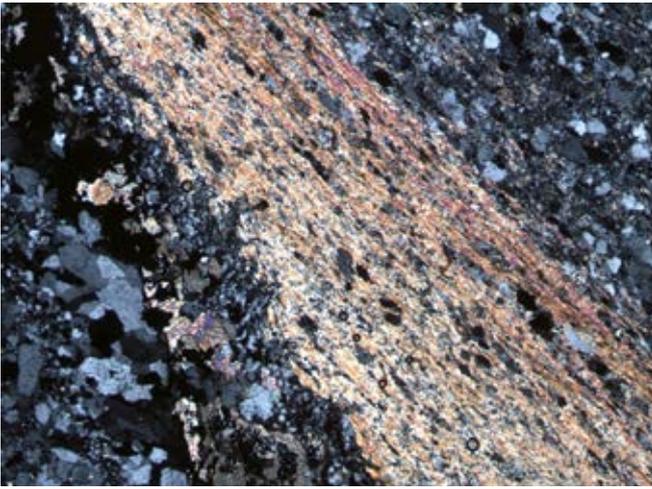


Figura 3.35 – Mica-xisto feldspático bandado da Formação Pequizeiro. Aumento 40X.

Um possível granitoide sin-metamórfico (Granito Ramal do Lontra), datado pelo método Pb-Pb em zircão, na região de Xambioá, (ALVES, 2006), mostrou idade de 549 ± 5 Ma que pode assinalar o metamorfismo do Grupo Baixo Araguaia. Idades tardi-brasilianas obtidas em plútons concordantes e discordantes com as estruturas regionais do Cinturão Araguaia, já eram questionadas desde Lamarão & Kotschoubey (1996), como representativas de intrusões tardi-orogênicas. Moura et al. (2009a) também defendem que elas representariam o estágio terminal de colisão do Orógeno Araguaia e amalgamação do Gondwana Ocidental. Segundo os últimos autores, a melhor estimativa para o evento metamórfico ainda são as idades K-Ar de resfriamento em biotita, muscovita e hornblenda (MACAMBIRA, 1993), entre 520 e 560 Ma, obtidas em xistos e anfibolitos do Grupo Baixo Araguaia, na porção mais oriental do Cinturão Araguaia.

3.2.1.2 Formação Couto Magalhães

Deve-se a Hasui, Abreu e Silva (1977) a definição do termo Formação Couto Magalhães para um conjunto de rochas metassedimentares, incluindo filitos, metassiltitos, meta-arenitos e lentes de quartzitos, com seção-tipo no rio Araguaia, entre as cidades de Conceição e Santana do Araguaia. Em furo de sondagem, na região da cidade de Redenção (SE do Pará), Figueiredo et al. (2007) admitiram que na unidade em questão, além do predomínio de rochas siliciclásticas pelíticas e areníticas (membro superior), ocorrem rochas carbonáticas (membro inferior), com estruturas primárias bem preservadas e incipiente metamorfismo.

Na Folha Tucuui a Formação Couto Magalhães constitui uma faixa de direção NW-SE, entre a serra do Trucará (em contato com ela) e o rio Tocantins, cuja largura máxima não ultrapassa 26 km. A noroeste é recoberta pela Formação Alter do Chão e a leste é parcialmente recoberta por diferentes depósitos Quaternários. Os

demais contatos são tectônicos, incluindo empurrões sobre a Formação Tucuui e o Cráton Amazônico, enquanto, a leste e nordeste, é cavalgada pela Formação Pequizeiro. Morfologicamente, é responsável por regiões colinosas que contrastam com os terrenos adjacentes fanerozoicos, tabuliformes (aplainados). Suas melhores exposições ocorrem nas margens do lago da barragem de Tucuui, próximas ao limite sul da Folha mapeada, e nos cortes de estrada da rodovia Transcametá.

Neste projeto, meta-argilitos, metassiltitos, ardósias e quartzo-sericita-filitos predominam nos cortes de estrada, geralmente muito oxidados (avermelhados) enquanto, nas vias fluviais e nos lagos, ocorrem com excessiva lixiviação (descolorados). Em diversos locais foram observados pacotes métricos de quartzitos finos e avermelhados (Fig. 3.36), jasperioides, frequentemente brechados, interestratificados nos metapelitos, exibindo fina granulação e textura granoblástica isogranular, em seção delgada.

Na formação em questão as principais estruturas primárias preservadas são interestratificações plano-paralelas entre siltitos e argilitos, de espessuras milimétricas a decimétricas, laminações plano-paralelas e/ou heterolíticas, as quais costumam ocorrer simultaneamente em um mesmo pacote.

De oeste para leste, observa-se uma transição metamórfico-estrutural com preservação ou não de estruturas sedimentares, recristalização do quartzo e cristalização da sericita, além da fissilidade dos metamorfitos. Assim, meta-argilitos e metassiltitos com interestratificações plano-paralelas (S_0) transicionam para meta-argilitos ardósianos (S_1 oblíquo a S_0), ardósias ($S_0 // S_1$), filitos ardósianos e pouco perturbados tectonicamente, culminando com filitos xistosos e crenulados, na transição para a Formação Pequizeiro, mas ainda sem alcançar a isógrada da muscovita. Em lâmina delgada, a clivagem ardósiana (Fig. 3.37) varia de contínua a espaçada, e de paralela a anastomosada, alternando também domínios quartzosos (geralmente lenticulares) e sericíticos.



Figura 3.36 – Quartzito jasperiode, brechado, intercalado na Formação Couto Magalhães.



Figura 3.37 – Ardósia da Formação Couto Magalhães com textura lepidoblástica. Aumento 200X.

Na Folha Tucuruí, o metamorfismo da Formação Couto Magalhães varia de muito baixo grau (anquimetamórfico) a baixo grau, alcançando a fácies xisto verde, isógrada da sericita. Em superfície, os filitos com clorita, reportados por Gorayeb (1981), em regiões de serrado, do estado do Tocantins, mostram-se muito intemperizados na Folha Tucuruí, não mais preservando aquele mineral máfico.

Ao microscópio, os metassiltitos argilosos são também portadores de alguma fração areia, incluindo fragmentos de rocha (quartzitos), e apresentam clivagem diagenética e/ou ardosiana geralmente paralelizadas às laminações primárias (S0). Os filitos exibem alternância de leitões com diferentes granulações, tanto de quartzo, como de sericita, e clivagens ardosianas variando de contínuas a espaçadas. Os subdomínios de clivagens ocorrem separados ou não por micrólitos, com ou sem crenulações e anastomoses internas ocasionais, além de texturas variando entre lepidoblásticas e granolepidoblásticas. As assembleias minerais, bastante obliteradas pelos processos supergênicos exibem somente sericita, quartzo, opacos, turmalina e zircão.

Em termos estruturais, as estratificações plano-paralelas dos metapelitos apresentam direções preferenciais N18°-24°W e mergulhos variando de 27°-51°/NE, as quais coincidem com os planos de empurrões de baixo-médio ângulo (Figs. 3.38 e 3.39) do Cinturão Araguaia sobre o Cráton Amazônico. Outros cavalgamentos secundários ocorrem com direção de N62°E, mergulhando 48°/SE.

Baseado em estudos faciológicos e estratigráficos da sucessão de rochas carbonáticas e siliciclásticas da unidade em questão, Figueiredo et al. (2007) interpretaram que os protólitos sedimentares foram depositados em ambiente de águas profundas, relacionado à zona de talude e assoalho de bacia marinha.

Neste relatório, admite-se que as idades de deposição e metamorfismo da Formação Couto Magalhães são concordantes com aquelas já discutidas

para a Formação Pequizeiro. Moura et al. (2009b) demonstraram, através de estudos de proveniência de zircões detríticos, que a idade máxima da Formação Tucuruí é de 530 Ma (U-Pb LA/ICP-MS). Assim, admite-se que o Duplex Compressivo de Tucuruí, que afetou, localmente, os tabuleiros sedimentares da formação supracitada, assinalam os estágios mais tardios da inversão tectônica do Cinturão Araguaia, já no Cambriano Inferior.



Figura 3.38 – Empurrão de baixo ângulo (Falha de Tucuruí), ondulado, afetando metapelitos da Formação Couto Magalhães.



Figura 3.39 – Mergulho de baixo ângulo das rochas anquimetamórficas da Formação Couto Magalhães.

3.2.2 Formação Tucuruí

Coutinho (1975) formalizou o termo Formação Tucuruí para reunir metagrauvasas sobrepostas a pacotes mais espessos de metabasaltos, posicionadas por Trow et al. (1976) no Grupo Tocantins. Matta (1982), considerando a horizontalidade das camadas e a inexistência de metamorfismo de fácies xisto verde, contrastantes com as unidades do Cinturão Araguaia, passou a defender correlações litológicas com coberturas cratônicas (Formação Gorotire). O mesmo autor elevou a unidade em questão à categoria de grupo (Tucuruí), subdividindo-o nas formações Caraipé (derrames basais) e Morrote (grauvasas, no topo).

No presente relatório, retoma-se a hierarquia de formação já que novas escavações para as eclusas do rio

Tocantins revelaram que os magmatitos constituem, mais provavelmente, empilhamento de soleiras e lacólitos de diabásio, sem implicar numa evolução vulcanossedimentar (RICCI; MACAMBIRA, 2010). Conforme demonstrado por Macambira, Ricci e Nogueira (2010) a sequência siliciclástica hospedeira é aqui entendida como de ambiência marinha costeira, representante de um ciclo incompleto de tempestitos (*storm beds*).

Na Folha Tucuruí a formação em questão ocorre na sua porção sudeste, sustentando a serra do Trucará, (de direção N-S). É a única unidade mapeada que apresenta padrão de relevo sombreado nas imagens SRTM (Banda C) e a mais contrastante do ponto de vista morfológico, por sustentar um elevado platô tabuliforme, bastante dissecado, típico de lateritos maduros. Suas melhores exposições ocorrem ao longo da margem esquerda do rio Tocantins, tanto a montante como a jusante daquela cidade.

Na porção superior da Formação Tucuruí observam-se intercalações de camadas sub-horizontais, centimétricas a decimétricas, de arenitos subarcoseanos (plagioclásio > microclínio), médios e finos, com subordinados níveis milimétricos a centimétricos de pelitos sílticos, alternando colorações arroxeadas, esverdeadas e/ou acinzentadas entre si. Ondulações truncantes (*truncated wave-ripples*) e estratificações cruzadas tabulares de baixo ângulo (10°-15°), com geometrias lenticulares e concavidade para cima, do tipo *hummocky* (Fig. 3.40), sugerem ambientes submetidos à ação de ondas de tempestades. Nos períodos de calmaria, fácies de laminações plano-paralelas a heterolíticas, de águas mais profundas, intercalam-se aos primeiros, sugestivas de ambientes abaixo do nível de ação das ondas de tempo bom (transição de costa-afora). Na porção mediana dessa sequência, essas referidas laminações predominam e apresentam níveis milimétricos de lamitos associados. Esta granocrescência ascendente, aliada a um espessamento das camadas para o topo, permitem caracterizar ambientes marinhos de costa-afora e de *offshore transition*. Conforme testemunhos de sondagem da ELETRONORTE, suas espessuras totais variam entre 150 e 250 m (MATTA, 1982).



Figura 3.40 – Bancadas fluviais exibindo estratificação cruzada *hummocky* nos arenitos finos da Formação Tucuruí;

Em seções delgadas, os filossilicatos presentes não permitem discernir entre uma evolução geotermal diagenética versus anquimetamórfica. Modificações mineralógicas e texturais só podem ser detectadas através de difratogramas de raios-X e/ou microscópio eletrônico de transmissão (MERRIMAN, 1990; ÁRKAI; SASSI; DESMONS, 2003), não realizadas neste projeto. Para melhor definir indicadores de recristalização anquizonal, caberia ser avaliado o grau de cristalinidade da illita, a espessura, tamanho e ordenamento dos cristalitos de glauconita (e da própria illita) e o percentual de transformação da esmectita para illita.

Tomando-se, portanto, apenas o ponto de vista textural, o metamorfismo máximo atingido é supostamente de muito baixo grau (anquizona), baseado nos arenitos investigados, cujos contornos originais dos grãos detríticos de quartzo sempre se apresentam bem delineados, sem bordas suturadas, ameboides ou retilíneas. As palhetas de muscovita observadas (curvilíneas e/ou retorcidas) são fragmentárias e detríticas, não associadas a clivagem ardósiana e/ou feições de dissolução por pressão.

A Formação Tucuruí apresenta vários atributos comuns à Formação Couto Magalhães, tais como a ambiência marinha, disposição submeridiana das camadas e suaves mergulhos para leste. Localmente, um duplex compressivo ou zona de empurrão de baixo ângulo (N5°E/20°SE; MATTA, 1982), imprimiu nesses estratos dobras do tipo flambagem, basculamentos de camadas, estreitas zonas com clivagens de fraturas, *tension gashes* (Fig. 3.41) e veios maiores (Fig. 3.42) preenchidos por quartzo, epidoto e/ou carbonato, e espelhos de falha com estrias e ressaltos (Fig. 5.13), agora atribuídos à sua participação na inversão orogênica do Cinturão Araguaia. Hasui, Abreu e Silva, (1977) e Matta (1982) interpretaram essas feições como ligadas ao encurtamento da cobertura cratônica mesoproterozoica durante o desenvolvimento da então chamada Falha de Tucuruí, de idade tardi-brasileira, sem gerar foliação plano-axial. Neste relatório, a horizontalidade e preservação das camadas mapeadas passam a ser atribuídas como inerentes a uma faixa orogênica longitudinal, autóctone, de metamorfismo indistinto em lâmina delgada, instalada no antepaís não-imbricado daquele cinturão.

Zircões detríticos datados por abrasão a laser (U-Pb LA/ICP-MS), forneceram idades tardi-brasileiras, predominantemente no intervalo de 530-590 Ma (MOURA et al., 2009b), as quais corroboram a implantação do Duplex Compressivo de Tucuruí após a deposição da formação homônima. Esse evento sedimentar é também compatível com a idade obtida por Teixeira (1978) pelo método K-Ar (rocha total), em diabásio intrusivo (510 ± 10 Ma) nas hospedeiras siliciclásticas. No entanto, duas amostras de subarcósios forneceram idades-modelo Sm-Nd de 859 Ma e 1142 Ma (MOURA et al., 2009b), bem mais jovens do que aquelas

(paleoproterozoicas) do Grupo Baixo Araguaia, publicadas por Gorayeb e Moura (2008) e Moura et al. (2009b). Esses dados impedem o posicionamento da Formação Tucuruí no Grupo Baixo Araguaia, ainda que tenham vários atributos em comum, acima discutidos.



Figura 3.41 – Tension gashes preenchidas por quartzo e carbonato, associadas ao Duplex Compressivo de Tucuruí, nos arenitos da formação homônima;



Figura 3.42 – Sistemas de veios e vênulas com quartzo, carbonato e epidoto, nos arenitos da Formação Tucuruí, associados ao Duplex Compressivo de Tucuruí.

3.2.3 Diabásio Igarapé Santos

A unidade aqui definida reúne soleiras e lacólitos de rochas básicas, intrusivas concordantemente nos estratos horizontalizados da Formação Tucuruí. A denominação adotada é alusiva ao igarapé homônimo, cujas corredeiras seccionam a Rodovia Transcarnetá, na localidade denominada “Balneário do Igarapé Santos”, próximo da cidade de Tucuruí. Anteriormente, esses magmatitos eram interpretados como sucessivos derrames basálticos intercalados com pacotes de grauvacas (COUTINHO, 1975; HASUI; ABREU; SILVA,

1977) na base de uma sequência vulcanossedimentar (MATTA, 1982; MOURA et al., 2009b). Nas escavações para as eclusas do rio Tocantins, Ricci e Macambira (2010) observaram evidentes soleiras e lacólitos (Figs. 3.43 e 3.44) de diabásios seccionando as rochas siliciclásticas supracitadas e associadas com brechas intrusivas (Fig. 3.45). Segundo Williams et al. (1970), o critério do modo de jazimento é o mais importante no diagnóstico entre rochas extrusivas e hipoabissais. Granulações finas são comuns em soleiras delgadas, enquanto, eventuais amígdalas, também podem estar presentes em corpos cristalizados próximos à superfície, sob alívio de pressão (WERNICK, 1973), principalmente associadas a zonas fraturadas por brechas intrusivas.

A unidade em questão encontra-se localizada na porção sudeste da folha mapeada, na região da serra do Trucará, um típico platô laterítico maduro, tabuliforme e intensamente dissecado. Em geral, em planta, as intrusões mencionadas acham-se ocultas entre estratos sedimentares e com cartografia prejudicada pela sua intensa decomposição saprolítica. Extensas crostas ferruginosas maciças e maduras (duricrust), magnéticas, se associam com colúvios lateríticos e horizontes de solos argilosos e arroxeados, capeando o topo (altitude de 270-240 m) do tabuleiro mencionado. Nas suas encostas, espessos horizontes de bauxita autóctone sobrepõem-se a mantos de alteração, onde são encontrados raros blocos de rocha-sã e de saprorochas (litorelictos ou corestones) semibauxitizados, decimétricos a métricos, os quais prosseguem até a rodovia Transcarnetá (30-35 m de altitude). O substrato inalterado (frente de intemperismo) ocorre somente em cotas topográficas ainda mais inferiores, nas margens do lago da represa de Tucuruí, onde diabásios submersos afloram na estação de rebaixamento hídrico, em frente à vila permanente da ELETRONORTE. São bancadas em degraus, expostas em anfiteatros com erosão recuante. Por todo esse contexto, o caráter intrusivo desses diabásios permaneceu oculto até que paredes dinamitadas (e lavados), com 25-30 m de altura, foram escavados para o canal de esvaziamento das eclusas mencionadas. Baseado nessas novas relações de campo, Ricci e Macambira (2010) abandonaram a anterior concepção vulcanossedimentar, fundamentada em seções geológicas indiretas (sondagens no eixo da barragem de Tucuruí).

Os doleritos mapeados variam desde pretos, cinza escuros e esverdeados, afaníticos a isotrópicos e equigranulares, sem estruturas fluidais e exibindo, em determinados afloramentos, amígdalas e vesículas de até 1,5 cm (Fig. 3.46). Próximos à falha de empurrão de Tucuruí, desenvolvem intensas venulações milimétricas, multidirecionais, preenchidas por epidoto, quartzo, carbonato, clorita. Estes minerais, junto com calcedônia, também ocorrem no interior de amígdalas.

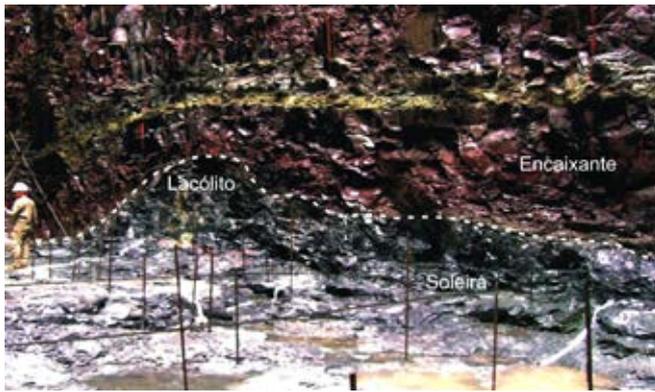


Figura 3.43 – Soleira do Diabásio Igarapé Santos passando, lateralmente, para um lacólito.



Figura 3.44 – Lacólito intrusivo arqueando a encaixante sedimentar (Formação Tucuruí).



Figura 3.45 – Brecha intrusiva no contato do Diabásio Igarapé Santos com os arenitos da Formação Tucuruí.

Em seção delgada a textura destas rochas é do tipo intergranular, com cristais anédricos de augita “aprisionados” entre ripas de plagioclásio, além de grânulos de opacos e epídoto dispersos. Nenhum mineral-índice de metamorfismo foi encontrado, nem mesmo aqueles que ocorrem em vênulas, pois são comuns tanto ao ambiente metamórfico quanto nos sistemas hidrotermais (YARDLEY, 2004). Considerando-se, todavia, a preservação do

clinopiroxênio (não hidratado para actinolita) e do plagioclásio básico (não-descalcificado), bem como o metamorfismo anquizonal das rochas hospedeiras, deduz-se que o Diabásio Igarapé Santos não atingiu a fácies xisto verde. Trow et al. (1976) relataram prehnita e pumpellyita nesses magmatitos, mas somente o segundo mineral foi confirmado por Matta (1982) nas venulações. Pumpellyita sem se associar com actinolita e nem com prehnita não caracteriza metamorfismo (VERNON; CLARKE, 2008), principalmente quando se restringe às vênulas. Neste projeto, as únicas evidências localizadas de metamorfismo foram observadas no entorno da Falha de Tucuruí, onde faixas métricas de diabásio com clivagem ardosiana paralelizam-se com bandas esbranquiçadas de silicificação intensa (internamente orientadas), conferindo um estreito bandamento (dúctil) a esses tectonitos.

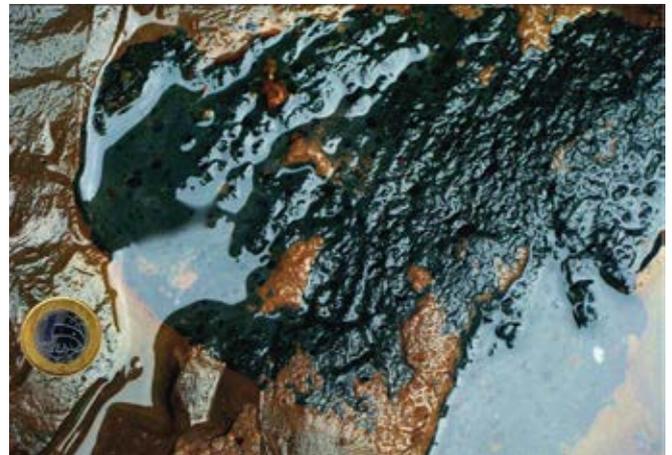


Figura 3.46 – Diabásio amigdaloidal (Igarapé Santos) associado com brechas intrusivas.

Ricci e Macambira (2010) reinterpretaram os dados de testemunhos de sondagem da ELETRONORTE, admitindo o empilhamento de diferentes níveis de corpos tabulares (soleiras) e subtabulares (lacólitos) delgados, com 3 a 30 m de espessura, os quais são alimentados por sistemas de dique verticais e paralelos (1-3 m de espessura; Fig. 3.47), espaçados entre 10-20 m entre si.

Datação K-Ar em rocha-total de 510 ± 15 Ma foi obtida em magmatitos básicos de testemunhos de sondagem, na barragem de Tucuruí (TEIXEIRA, 1978). Esse dado é coerente com os estudos de proveniência dos zircões detríticos das hospedeiras sedimentares, cujo intervalo das populações mais jovens (idade máxima) situa-se em 530-590 Ma (U-Pb LA/ICP-MS; MOURA et al., 2009b), compatível com o de uma rocha encaixante para as intrusivas em questão. Isto permite posicionar o Diabásio Igarapé Santos no final do Ciclo Brasileiro, como unidade pós-metamórfica e cronocorrelacionável aos diques de diabásio intrusivos na Formação Couto Magalhães, datados em aproximadamente 500 Ma (K-Ar rocha-total; TEIXEIRA, 1978).



Figura 3.47 – Diques condutores verticais do Diabásio Igarapé Santos interligados às soleiras intrudidas nos arenitos da Formação Tucuruí.

3.3 BACIA DO AMAZONAS

3.3.1 Formação Alter do Chão

Inúmeros pesquisadores descreveram uma expressiva cobertura sedimentar predominantemente terrígena que ocorre na bacia hidrográfica do rio Amazonas. Sua denominação de Formação Alter do Chão deve-se a Caputo, Rodrigues e Vasconcelos (1971) e representa a sequência deposicional mais recente da Bacia Paleozoica do Amazonas.

No domínio da Folha Tucuruí a Formação Alter do Chão é uma das unidades estratigráficas com maior expressão territorial. Ocorre como uma faixa, na direção E-W e ocupa quase toda a borda norte da mencionada folha. Assenta-se em contato discordante com as unidades do Domínio Bacajá, principalmente, com o Complexo Aruanã e subordinadamente com o Complexo Bacajá. Exibe também contatos discordantes com as formações Pequizeiro e Couto Magalhães pertencentes ao Cinturão Araguaia. Recobre ainda, parcialmente, o Ultramafito Manduacari. A Formação Alter do Chão apresenta-se parcialmente encoberta por coberturas lateríticas e ao longo dos principais cursos d'água por depósitos aluvionares, sendo que, a leste, o contato com este depósito é através de uma falha transcorrente.

Esta unidade é constituída por uma sequência de arenitos e argilitos e, subordinadamente, por conglomerados. A granulação dos arenitos varia de fina a média, com tonalidades avermelhadas, amareladas, amarronzadas e acinzentadas; ocasionalmente são argilosos ou caulínicos e geralmente com estratificações paralelas e cruzadas. Os argilitos exibem as mesmas tonalidades dos arenitos, maciços ou laminados, com variadas proporções de areia. Os conglomerados são constituídos por seixos de quartzo e arenitos silicificados, subarredondados, com 5 a 15 cm de diâmetro, e constituem paleocanais com 2 a 5 m de espessura (CAPUTO; RODRIGUES; VASCONCELOS, 1971).

Segundo Daemon (1975) a Formação Alter do Chão foi depositada em ambiente fluvial de alta energia a lacustrino deltaico. A cronologia desta unidade ainda é controvertida, porém, Daemon e Contreiras (1971)

a posicionam no intervalo do Neocretáceo até o Terciário.

Nos mapas aeroradiométricos, particularmente no de contagem total, observa-se nítido zoneamento da mencionada unidade, ao longo da faixa de ocorrência (E-W) com a zona de maior intensidade localizada na porção ocidental, a de média intensidade na porção mediana e a de menor intensidade na porção oriental (Fig. 3.48). Durante os trabalhos de campo devido à cobertura de solo e de vegetação não foi possível diagnosticar a origem do zoneamento. Entretanto, acredita-se que esteja relacionada a alguma mudança litológica ou a processos lateríticos ou pedogênicos que atuaram sobre a unidade Alter do Chão.

3.4 BACIA DO MARAJÓ

3.4.1 Grupo Itapecuru

A designação original deve-se a Lisboa (1914) que denominou de “Camadas Itapecuru” a sequência sedimentar que ocorre no rio homônimo ao norte da cidade de Pastos Bons (Maranhão). Atribui-se a Campbell, Almeida e Silva (1949), a denominação desta sequência como Formação Itapecuru. Vários pesquisadores (MOLNAR; URDINÉA, 1966; AGUIAR, 1971; MESNER; WOOLDRIDGE, 1962; etc.) estudaram esta unidade, entretanto, coube a Rossetti e Truckenbrodt (1997) a sua elevação a categoria de grupo. O Grupo Itapecuru, segundo Rossetti e Goés (2004), ocorre simultaneamente nas bacias do Marajó (sub-bacia de Cameté), São Luiz-Grajaú e Bragança-Vizeu.

O Grupo Itapecuru ocorre no extremo nordeste da Folha Tucuruí, em uma área de cerca de 300 km² e está em contato com os depósitos aluvionares recentes e sub-recentes. Sob o ponto de vista geotectônico, pertence à Bacia do Marajó, Sub-Bacia Cameté, conforme compartimentação proposta por Costa et al (2002).

Litologicamente, o Grupo Itapecuru está constituído, na porção superior, por arenitos caulínicos, finos a muito finos, bem selecionados, de colorações esbranquiçadas, róseas e amareladas, com intercalações de argilitos; a porção inferior esta representada por arenitos finos a médios e bem litificados, pelitos e, subordinadamente, calcários e conglomerados, de colorações marrons achocolatadas a cinzas esverdeadas (ROSSETTI; TRUCKENBRODT, 1997).

Um dos melhores afloramentos da unidade Itapecuru (Fig. 3.49), situa-se em uma barranca na margem direita do rio Tocantins com cerca de 15m de espessura e é constituído essencialmente de arenito com tonalidades avermelhadas, amareladas, amarronzadas e acinzentadas, de granulação fina a média, predominantemente com estratificação plano-paralelas, e estratos com espessuras variando de 1 a 10 cm. Observa-se a presença de níveis endurecidos devido à cimentação por óxidos de ferro. Localmente ocorrem estratificações cruzadas de pequeno porte e baixo ângulo. O arenito está sobrejacente a uma sequência de argilitos esbranquiçados com manchas alaranjadas e amarronzadas devido a impregnações de óxidos de ferro, que se assenta sobre uma camada de argilito avermelhado.

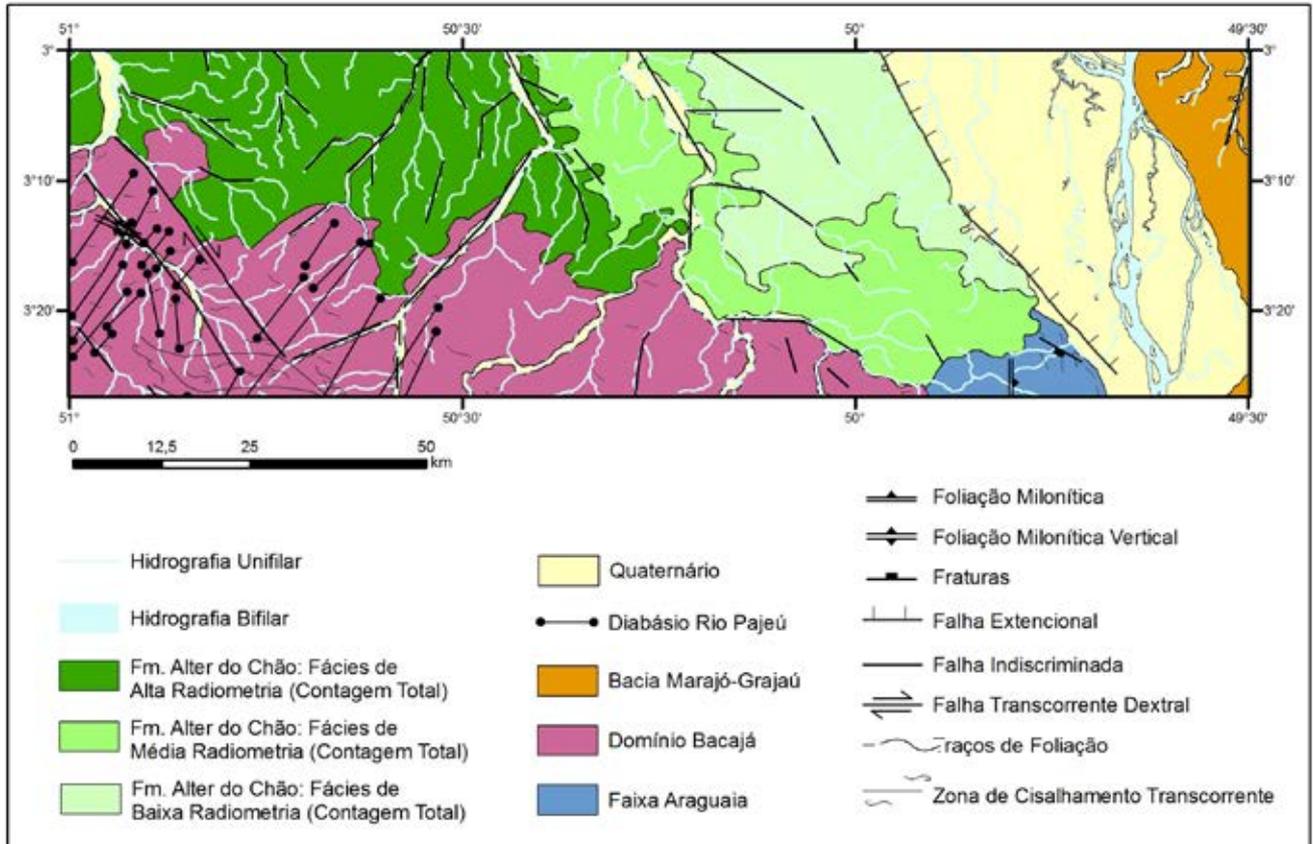


Figura 3.48 – Mapa geológico simplificado com as três fácies litorradiométricas da Formação Alter do Chão.

Em razão da grande abrangência territorial do Grupo Itapecuru, diversos trabalhos determinaram vários ambientes deposicionais, todos relacionados à transição marinho/continental, tais como, *shore face*, canal de maré, laguna, deltaico restrito, dunas e canal fluvial (ANAISSE JUNIOR, 1999; VILLEGAS, 1994; GOES, 1981; etc.).

Mesner e Wooldridge (1962) determinaram uma idade cretácea para o Grupo Itapecuru, enquanto, Anaisse Junior (1999) definiu o andar Albiano-Cenomaniano. Os trabalhos de Rossetti e Góes (2004) confirmaram idade cretácea para as ocorrências nas bacias de Marajó, São Luiz Grajaú e Bragança-Vizeu.



Figura 3.49 – Vista panorâmica do afloramento EM-178 que apresenta a sequência de arenitos com estratificação plano-paralela do Grupo Itapecuru.

3.5 BACIA DO GRAJAÚ

3.5.1 Formação Ipixuna

Esta unidade foi formalizada como uma sequência de argilitos caulínicos e arenitos que ocorrem entre as cidades de São Miguel do Guamá (Pará) e Imperatriz (Maranhão). O posicionamento estratigráfico da Formação Ipixuna ainda não está definido. Santos Júnior e Rossetti (2003) a consideram sobrejacente ao Grupo Itapecuru, enquanto Rossetti e Goes (2004) a estimam como integrante deste grupo.

No domínio da Folha Tucuruí, a Formação Ipixuna ocorre como uma faixa no sentido N-S e ocupa quase que inteiramente a sua borda oriental. Assenta-se de maneira discordante sobre a Formação Pequizeiro (Cinturão Araguaia) e está sobreposta pelos depósitos aluvionares Quaternários. Sob o ponto de vista geotectônico pertence à Bacia do Marajó/Sub-Bacia de Mocajuba (COSTA et al., 2002).

Na região do rio Capim, onde ocorre uma das melhores seções da Formação Ipixuna, pode ser observada (base para o topo) a seguinte sucessão estratigráfica: argilito maciço sobreposto por arenito maciço, bem selecionado, fino a médio, micáceo; arenito com estratificação cruzada planar e argilito; argilito maciço branco acinzentado; pelitos intercalados com arenitos muito finos/siltitos e argilito laminado; intercalações de arenitos muito finos a siltitos e argilitos laminados; arenitos grossos a médios com estratificação cruzada plana e conglomerados

intraformacionais (SANTOS JUNIOR; ROSSETTI, 2003).

Em um afloramento, localizado na margem direita do Lago de Tucuruí, na cidade de Breu Branco, a Formação Ipixuna apresenta alternância de argilitos e conglomerados intraformacionais, capeados por um perfil laterítico, que por sua vez, está encoberto pela Argila Belterra (Fig. 3.50).



Figura 3.50 – Perfil litoestratigráfico da Formação Ipixuna. Afloramento EM-183.

Rossetti e Góes (2004) em pesquisas na região do nordeste do Pará e noroeste do Maranhão interpretaram que a Formação Ipixuna foi depositada em ambiente flúvio-lacustre. Segundo Santos Júnior e Rossetti (2003), na região do rio Capim, esta unidade apresenta uma variedade de ambientes deposicionais na transição fluvial-estuarina, caracterizados por: delta de maré, canal de maré, preenchimento de baía, planície de maré, planície de inundação e canal fluvial. No domínio da Folha Tucuruí foi diagnosticado um ambiente fluvial com alternância de fluxo de detrito em canal e planície de inundação.

Em face da grande abrangência territorial da Formação Ipixuna, sua ocorrência em várias bacias e sua natureza pouco fóssilífera, resulta em um impreciso posicionamento geocronológico. Jupiaçu (1970) a posicionam no Terciário Inferior (Paleógeno), Nascimento e Góes (2005) no intervalo do Terciário ao Cretáceo, enquanto, Rossetti e Góes (2004) no Cretáceo Superior (Maastrichtiano-Campaniano).

3.6 FORMAÇÃO SUPERFICIAL INTEMPÉRICA

3.6.1 Cobertura Laterítica Matura

Trata-se de produto da Superfície de Aplainamento Sul-Americana (KING, 1956) que ocorreu do Cretáceo Superior ao Paleógeno. Normalmente está associada a um relevo tabular (platôs), dissecado, presente nas

mais elevadas cotas topográficas e desenvolve-se sobre diferentes unidades estratigráficas.

Baseado no atual conhecimento sobre as rochas lateríticas na Amazônia Oriental (COSTA et al. 1991; COSTA et al. 2005; KOTSCHOUBEY et al. 2005) e nos trabalhos de campo realizados na Folha Tucuruí, constata-se a existência de perfis lateríticos, de idade paleógena, denominados de Cobertura Laterítica Matura. Esta se apresenta bem desenvolvida, com perfis completos, profundos, maduros, estruturados em horizontes (da base para o topo): pálido transicional, argiloso, bauxítico e/ou fosfático e crosta ferruginosa.

Esta unidade está bem representada na Serra do Trucará, onde formam superfícies quilométricas no topo da serra (Fig. 3.51), geralmente com cotas topográficas de até 300 m, semelhantes às que ocorrem na Serra dos Carajás. Ocorre, também, no extremo sudoeste da Folha Tucuruí (não mapeável na escala de trabalho) nos domínios do Grupo Três Palmeiras. Devido à natureza do mapeamento executado as observações referem-se principalmente à crosta ferruginosa, a qual é representada por uma rocha com colorações marrom-amarelada, marrom avermelhada e marrom-escura. Exibe estruturas pisolíticas, cavernosas, colunares, brechoides, até macivas, agregados de nódulos, fragmentos, concreções e esferulitos. A assembleia mineralógica é constituída essencialmente de óxidos e hidróxidos de ferro, com predominância da hematita e goethita e compostos de alumínio. Verifica-se, ainda, a presença de quartzo, em forma de milimétricos grãos subarredondados disseminados na rocha. Em algumas escarpas da Serra do Trucará é possível observar o horizonte argiloso, mosqueado, de coloração branco-amarelada com manchas alaranjadas a avermelhadas.



Figura 3.51 – Vista panorâmica das clareiras da Cobertura Laterítica Matura que ocorre no topo da Serra do Trucará. Afloramento EM-154.

Estudos detalhados executados por Hieronymus et al. (1999) na Serra do Trucará revelaram: a) – Horizonte Saprolítico com 10m de espessura constituído de argila caulínica e minerais de ferro; b) Horizonte Aluminoso com 2 a 4m de espessura constituído de argila caulínica com gibbsita, goethita, hematita e anatásio; c) Horizonte Ferro-Aluminoso a Ferruginoso com 2 a 8m de espessura essencialmente constituído de óxidos e hidróxidos de ferro; d) capeamento argiloso de até 3m de espessura com características de Latossolo Amarelo.

3.6.2 Cobertura Laterítica Imatura

No âmbito da Folha Tucuruí este termo é aplicado para coberturas lateríticas, com perfis incompletos, geralmente constituídos pelos horizontes pálido ou transicional, argiloso e ferruginoso, associados preferencialmente a relevos planos e colinosos, associados à Superfície de Aplainamento do Ciclo Velhas (Mioceno/Plioceno) ou do Ciclo Paraguaçu (Pleistoceno) segundo a classificação de King (1956).

Esta unidade está amplamente distribuída no domínio da Folha Tucuruí, associada a diferentes unidades estratigráficas. Nos perfis estudados, devido à natureza do mapeamento, somente se teve acesso ao horizonte superior (ferruginoso). Este se apresenta desmantelado, em forma de blocos, que geralmente ocorrem nas porções topográficas superiores. Exibem dimensões que variam de 0,5 a 2,0 m, com formas subarredondadas a subpoliedrais, tonalidades marrom-amarelada, marrom-avermelhada e marrom-escura (Fig. 3.52). Apresentam texturas pisolíticas, cavernosas, colunares, brechoides e macivas, com agregados de nódulos ou de fragmentos, pisólitos, concreções e esferulitos, apresentando uma mineralogia essencialmente constituída de óxidos e hidróxidos de ferro, com participação do alumínio. Muitas vezes, subjacente aos blocos é possível observar o horizonte argiloso de tonalidade branco amarelado constituído de argila caulínica com nódulos alaranjados e avermelhados de impregnações de óxidos de ferro e alumínio.

A Cobertura Laterítica Imatura também se apresenta como “cascalheira” (Fig. 3.53) e ocorre na parte superior das colinas. É composta por fragmentos, concreções, nódulos, pisólitos e esferulitos, de tonalidades amarronzadas, constituídos essencialmente por óxidos e hidróxidos de ferro e com participação secundária do alumínio; é possível também identificar grãos subarredondados de quartzo com dimensões geralmente inferiores a 1 cm. Em muitos casos é possível observar, subjacente aos blocos, o horizonte argiloso. É interessante salientar que em muitos casos, este tipo de laterito está associado a altos valores nos mapas aerorradiométrico, particularmente ao canal do tório.



Figura 3.52 – Afloramento EM-154 exibindo blocos da Cobertura Laterítica Imatura.



Figura 3.53 – Vista panorâmica da Cobertura Laterítica Imatura em “cascalheira” situada no topo de uma colina.

3.7 FORMAÇÕES SUPERFICIAIS HOLOCÊNICAS

Esta unidade está presente nos diversos quadrantes da Folha Tucuruí associada à rede de drenagem, particularmente aos grandes rios como o Tocantins, Pacajá, Arapari, Arataú e Aruanã. São depósitos de sedimentos inconsolidados a semi-consolidados, de natureza argilo-arenosa, resultantes dos processos erosivos, do transporte e da deposição ocorridos durante o Quaternário.

As Formações Superficiais Holocênicas assentam diretamente, de maneira discordante, sobre as diversas unidades estratigráficas. Esta unidade constitui faixas alongadas que se desenvolvem por dezenas de quilômetros, ao longo dos cursos d'água, geralmente de maneira contínua e com a largura variando de dezenas de metros a quase 38 km no Rio Tocantins. Apresentam uma espessura variável de acordo com a largura do corpo aluvionar, assim, os mapeáveis na escala 1:250.000, oscilam de poucos metros (2 m) a algumas dezenas de metros (20 m).

Estes depósitos geralmente apresentam-se estratificados, sendo que na base normalmente ocorre um nível de cascalho constituído de seixos de quartzo e de diversos tipos de rocha imersos em uma matriz areno-argilosa. Sobrejacente observa-se uma camada de areia, de tonalidades esbranquiçadas e com uma granulometria decrescente em direção ao topo do perfil. Este é formado por uma sequência siltico-argilosa, de coloração acinzentada com níveis de matéria orgânica. Ao longo das calhas dos rios o topo do perfil é constituído pela camada arenosa em face da inexistência da camada siltico-argilosa. Quando se considera um perfil transversal ao corpo aluvionar verifica-se que as suas bordas situam-se em um posicionamento topográfico mais elevado, compondo um terraço e constituída de sedimentos mais finos e endurecidos, considerados mais antigos. Estes depósitos transicionam em direção à calha do rio para uma região de mais baixa altitude, com sedimentos de menor granulometria, inconsolidados e de mais

recente deposição, constituindo depósitos de canais e de planície de inundação.

Estudos detalhados executados no depósito aluvionar do Rio Tocantins permitiram individualizar duas unidades morfoestratigráficas que estão sendo informalmente designadas de: Depósitos de Terraços Fluviais e Depósitos Aluvionares, baseado no decrescente escalonamento topográfico e geocronológico e na diminuição granulométrica da borda do corpo para a calha do rio.

3.7.1 Depósitos de Terraços Fluviais

Esta unidade ocupa cerca de 40% da área aluvionar. Ocorre como uma faixa que ocupa as porções topograficamente mais elevadas e exibe um relevo tabular, situando-se mais distante do atual leito do Rio Tocantins. Trata-se de um sedimento semi-consolidado, argilo-arenoso, de coloração cinza-amarronzado, às vezes amarelado, com níveis (± 1 m) de seixos de quartzo (Fig. 3.54). Datações por Luminescência Óptica Estimulada - LOE indicaram uma idade de 6.800 ± 750 anos, posicionando estes depósitos no Holoceno Médio.

3.7.2 Depósitos Aluvionares

Estes depósitos abrangem cerca de 60% da aluvião, também se estende como uma faixa acompanhando o Rio Tocantins e justaposta aos Depósitos de Terraços Fluviais, com uma superfície plana e com frequentes lagos e meandros. São áreas inundadas durante a estação das “cheias”. Está em contato discordante, a oeste, com as formações Pequizeiro e Couto Magalhães e com a Formação Alter do Chão, por uma falha transcorrente (NW-SE), a qual coincide com o prolongamento para sudeste do Arco de Gurupá. Exibem sedimentos semi-consolidados, areno-argilosos de coloração acinzentada, com estratificação plana paralela e localmente cruzada (Fig. 3.55) e com níveis (10 cm de espessura) de seixos de quartzo e níveis ricos em matéria orgânica. Datações por LOE revelaram idades de 2.500 ± 250 anos e 2.160 ± 250 anos, posicionando-o no Holoceno Superior, sendo que a idade mais nova situa-se mais próxima do atual leito do Rio Tocantins sugerindo uma gradação sedimentológica/geocronológica da borda para o centro do depósito aluvionar.

Baseado no exposto, e nas gradações topográficas, sedimentológicas e geocronológicas admite-se que as aluviões do baixo curso do Rio Tocantins são de idade Holocênica. Admite-se, também, que durante a sua evolução, o trecho à montante da cidade de Tucuruí, manteve uma direção constante segundo N-S. Entretanto, o leito do rio Tocantins, à jusante da mencionada cidade, apresentou uma evolução mais complexa, associada a uma migração de oeste para leste, possivelmente relacionada a reativações tectônicas do Arco de Gurupá.

Consideram-se, ainda, como pertencentes a esta unidade, os corpos aluvionares que margeiam os

cursos dos principais rios da Folha Tucuruí, tais como Pacajá, Arapari, Arataú e Aruanã.



Figura 3.54 – Sequência arenosa-argilosa contendo nível de seixos de quartzo e de vários tipos de rocha, em uma escavação local.



Figura 3.55 – Depósitos Aluvionares na margem do rio Tocantins exibindo um perfil constituído de areia média a fina, com a base apresentando um nível com estrutura maciça, a qual grada para um nível com estratificação cruzada, sendo este sobreposto por um nível com estruturação plano-paralela.

4. LITOGEOQUÍMICA

4.1 INTRODUÇÃO

O estudo litogeoquímico nas unidades estratigráficas mais representativas do Domínio Bacajá e Cinturão Araguaia tem o objetivo de definir a assinatura geoquímica das rochas ígneas, suas possíveis relações de cogeneticidade e o provável ambiente geotectônico de formação.

A partir de um criterioso estudo petrográfico foram selecionadas 69 amostras de rochas das oito unidades estratigráficas mais importantes, representativas dos vários contextos estratigráficos e da distribuição territorial das unidades na Folha Tucuruí (Tabela 4.1). Os resultados analíticos foram tratados pelo programa GCDkit 3.0 (JANOUSEK et al. 2011), e selecionados os diagramas que melhor representam o contexto litogeoquímico da Folha Tucuruí.

Tabela 4.1 – Amostras analisadas por unidade estratigráfica.

UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS	AMOSTRAS ANALISADAS
Complexo Aruanã - CA	18
Granulito Tuerê – GT	02
Complexo Bacajá - CB	12
Suíte Intrusiva Arapari - SIA	18
Suíte Intrusiva João Jorge - SJJ	06
Diabásio Rio Pajeú - DRP	07
Diabásio Igarapé Santos - DIS	06
TOTAL	69

4.2 ROCHAS FÉLSICAS

4.2.1 Complexo Aruanã

Os parâmetros petrográficos e litoquímicos do Complexo Aruanã (CA) constam na Tabela 4.2, em comparação com as demais unidades, reunidas no conjunto de Rochas Félsicas. As análises químicas de rocha total das 18 amostras do CA encontram-se na Tabela 4.3 juntamente com o número de campo e a classificação petrográfica.

O Complexo Aruanã é caracterizado por teores de SiO₂ que variam de 56,71 a 75,11% (Tab. 4.3), correspondendo a composições intermediárias a ácidas, variando desde monzodioritos a granitos, conforme a classificação no Diagrama R1-R2 de De La Roche et al (1980) (Fig. 4.1A). No diagrama normativo de O' Connor (1965) as amostras posicionam-se nos campos dos granodioritos (charnoenderbitos) e granitos (charnockitos), em acordo com a classificação petrográfica destes ortognaisses (Fig. 4.1B). Dessa forma, pode-se discriminar o CA em dois conjuntos: um de composição granítica e outro granodiorítica-tonalítica. Considerando a razão K₂O/Na₂O, o primeiro conjunto é de natureza potássica (0,8-1,9) e o segundo sódico com razões de 0,3 a 0,8.

Tabela 4.2 – Parâmetros petrográficos e litoquímicos das rochas félsicas da Folha Tucuruí.

UNIDADES	COMPLEXO ARUANÃ	GRANULITO TUERÊ	COMPLEXO BACAJÁ	SUÍTE INTRUSIVA ARAPARI	SUÍTE INTRUSIVA JOÃO JORGE
LITOTIPOS	ortognaisses enderbíticos a charnoenderbíticos com granulitos máficos associados	ortognaisses charnockíticos a charnoenderbíticos com granulitos máficos associados	enderbitos, charnoenderbitos, charnockitos, jotunitos, mangeritos	charnockitos, charnoenderbitos, enderbitos, álcali-feldspato charnockitos	monzogranitos, sienogranito, raros granodioritos
MINERAIS MÁFICOS	ortopiroxênio, clinopiroxênio, hornblenda, biotita	ortopiroxênio, clinopiroxênio, hornblenda, biotita	ortopiroxênio, clinopiroxênio, hornblenda, biotita	ortopiroxênio, clinopiroxênio, hornblenda, biotita	biotita
MINERAIS ACESSÓRIOS	opacos, zircão	opacos, zircão	allanita, opacos	allanita, opacos, zircão	opacos, allanita, titanita, zircão, apatita

UNIDADES	COMPLEXO ARUANÃ	GRANULITO TUERÊ	COMPLEXO BACAIAÍ	SUÍTE INTRUSIVA ARAPARI	SUÍTE INTRUSIVA JOÃO JORGE
TEXTURA	granoblástica interlobada, flaser, poligonal	granoblástica interlobada,	porfírica. heterogranular-hipidiomórfica, porfiroclástica	porfírica heterogranular-hipidiomórfica, porfiroclástica	equigranular-hipidiomórfica, porfiroclástica
SiO ₂ (% em peso)	56,71 – 75,11	59,16 – 69,43	52,54 – 66,90	51,21 – 71,76	68,60 – 72,48
Fe ₂ O ₃ +MgO+TiO ₂ +MnO (% em peso)	2,05 – 9,84	2,17 – 9,68	3,51 – 12,65	2,66 – 14,90	1,90 – 3,76
K ₂ O/Na ₂ O	0,3 – 1,9	1,1 – 1,8	0,1 – 1,2	0,3 – 1,6	1,5 – 2,0
FeOt/FeOt+MgO (Fe*)	0,69 – 0,93	0,69 – 0,92	0,59 – 0,95	0,64 – 0,86	0,84 – 0,91
ΣETR (ppm)	66,42 – 724,01	136,10 – 488,65	86,95 – 869,14	92,26 – 829,38	301,87 – 665,65
Eu/Eu*	0,25 – 1,94	0,63 – 1,26	0,76 – 1,93	0,42 – 1,79	0,23 – 0,58
LaN/YbN	3,84 – 79,80	21,40 – 58,02	3,54 – 86,84	7,57 – 86,84	23,10 – 61,76
Rb/Sr	0,1 – 1,4	0,2 – 0,6	0,1 - 0,2	0,1 – 1,3	0,1 – 2,5
Sr/Y	3,4 – 158,4	19 – 51,1	12,3 – 210,2	6,1 – 89,7	2,9 – 16,5
La/Nb	1,4 – 13,0	4,6 – 17,1	3,1 – 21,3	0,5 – 59,7	4,0 – 19,2
Rb/Zr	0,3 – 1,5	0,3 – 0,6	0,01 – 1,1	0,2 – 1,3	0,2 – 1,3
AFM	Cálcio-Alcalino	Cálcio-Alcalino	Cálcio-Alcalino	Cálcio-Alcalino	Tipo A
IDADE (Ma)	2606	-	2094-2114	2077-2092	2069-2077

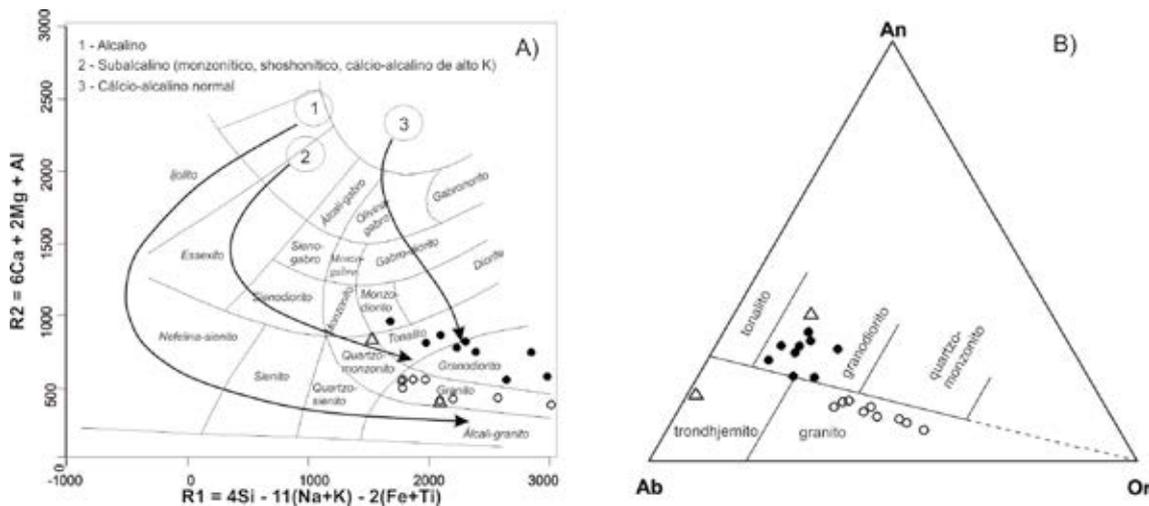


Figura 4.1 – A) Diagrama R1-R2 (modificado de DE LA ROCHE et al., 1980) para as rochas do Complexo Aruanã. B) Diagrama ternário de feldspato normativo de O’Connor (1965) com campos de Barker (1979). Círculos cheios = granitos (ortognaisses charnockíticos); Círculos preenchidos = granodioritos-tonalitos (ortognaisses charnoenderbíticos); Triângulo = Granulito Tuerê.

O Complexo Aruanã é caracterizado por teores de SiO₂ que variam de 56,71 a 75,11% (Tab. 4.3), correspondendo a composições intermediárias a ácidas, variando desde monzodioritos a granitos, conforme a classificação no Diagrama R1-R2 de De La Roche et al (1980) (Fig. 4.1A). No diagrama normativo de O’Connor (1965) as amostras posicionam-se nos campos dos granodioritos (charnoenderbitos) e granitos (charnockitos), em acordo com a classificação petrográfica destes ortognaisses (Fig. 4.1B). Dessa forma, pode-se discriminar o CA em dois conjuntos: um de composição granítica e outro granodiorítica-tonalítica. Considerando a razão K₂O/Na₂O, o primeiro conjunto é de natureza potássica

(0,8-1,9) e o segundo sódico com razões de 0,3 a 0,8.

Nos ortognaisses de composição granodiorítica-tonalítica os teores de CaO (2,62-4,93%), MgO (0,95-2,53%), Fe₂O₃ (3,41-6,63%), TiO₂ (0,22-0,90%) e P₂O₅ (0,05-0,37%), de modo geral, são mais elevados do que para os graníticos que possuem teores mais elevados de K₂O (3,46-5,94%), Ba e Rb. O diagrama AFM (IRVINE; BARAGAR, 1971) indica afinidade com as séries cálcio-alcálicas (Fig. 4.2A) para este complexo, enquanto o diagrama K₂O versus SiO₂ discrimina os dois conjuntos como uma série cálcio-alcálica de médio K para os granodioritos-tonalitos e cálcio-alcálica de alto K a shoshonítica para os granitos (Fig. 4.2B).

Tabela 4.3 - Análises químicas em rocha total e parâmetros litogeoquímicos do Complexo Aruanã.

NUM. CAMPO ROCHA	PR-008A gn tonal	PR-100 gn tonal	PR-024B gn tonal	PR-183 gn tonal	PR-174 gn grad	PR-055B gn grt	PR-012A gn grad	PR-021A gn grad	PR-173 gn tonal	EM-017A gn grt	PR-178B gn grt	PR-126 gn grad	PR-101 gn tonal	EM-016 gn grt	PR-020 gn grt	PR-114 gn tonal	PR-159 gn grt	PR-023B gn grt
SiO ₂ -%	56,71	62,09	63,51	64,96	65,25	65,53	65,68	65,70	65,80	66,01	66,10	68,65	69,34	69,36	70,07	71,11	73,16	75,11
Al ₂ O ₃ -%	15,79	14,85	15,36	16,33	15,48	14,41	15,56	14,14	14,30	14,58	15,94	12,68	12,62	14,09	13,72	12,42	13,21	11,79
Fe ₂ O ₃ -%	6,27	6,63	4,82	3,57	4,35	5,01	3,06	3,92	4,97	3,47	2,31	4,37	4,81	2,39	2,39	3,41	1,92	1,64
MgO-%	2,53	2,15	1,57	0,95	1,29	0,33	0,69	0,39	1,77	0,85	0,49	1,29	1,05	0,33	0,37	1,06	0,38	0,24
CaO-%	4,93	4,41	4,11	3,85	4,14	2,43	2,05	2,46	3,53	1,57	1,97	4,04	2,43	1,26	1,15	2,62	1,42	1,33
Na ₂ O-%	4,05	4,05	3,85	4,65	4,85	4,22	4,01	4,03	4,09	3,56	4,73	3,03	3,71	3,21	3,15	3,95	3,50	3,19
K ₂ O-%	2,07	1,78	1,82	1,47	2,25	3,69	4,63	3,72	1,72	5,36	3,80	2,28	2,24	5,20	5,94	1,10	4,31	3,46
TiO ₂ -%	0,90	0,79	0,46	0,41	0,22	0,38	0,43	0,23	0,60	0,45	0,23	0,33	0,41	0,20	0,34	0,26	0,20	0,14
P ₂ O ₅ -%	0,37	0,23	0,11	0,10	0,29	0,07	0,15	0,07	0,16	0,12	0,05	0,11	0,09	0,05	0,09	0,05	0,06	0,03
MnO-%	0,14	0,10	0,09	0,03	0,10	0,09	0,06	0,08	0,08	0,05	0,03	0,11	0,06	0,03	0,05	0,03	0,03	0,03
P.F.-%	1,0	0,7	0,5	0,5	0,7	<0,2	0,4	<0,2	0,6	0,4	0,5	0,9	0,7	0,3	0,4	1,3	0,5	0,4
Soma-%	94,76	97,78	96,20	96,82	98,92	96,16	96,72	94,74	97,62	96,42	96,15	97,79	97,46	96,42	97,67	97,31	98,69	97,36
Ba-ppm	1654	464	613	354	827	883	1964	762	766	1757	1512	657	482	1057	976	541	1063	1320
Co-ppm	19	15	10	7	9	4	7	5	11	4	5	7	11	3	3	11	2	3
Cs-ppm	1	7	3	1	1	1	2	2	1	4	1	1	5	1	2	1	1	2
Ga-ppm	21	21	19	15	15	20	20	22	13	22	15	15	16	17	22	16	16	15
Hf-ppm	4	3	2	4	<1	7	4	9	3	10	2	2	5	4	10	3	3	4
Nb-ppm	8	2	9	5	9	9	9	14	5	21	3	4	2	7	27	4	3	7
Rb-ppm	61	128	124	48	50	92	107	113	69	301	113	61	115	188	266	48	114	126
Sr-ppm	571	396	302	491	919	123	468	126	437	243	667	218	101	263	194	348	224	150
Ta-ppm	<0,5	0,8	<0,5	2,3	1,3	<0,5	<0,5	<0,5	3,3	2,2	3,2	13,7	0,9	16,2	<0,5	<0,5	<0,5	0,8
Th-ppm	3,9	4,6	10,8	6,8	4,6	8,4	17,3	27,8	2,4	56	5,5	4,2	7	37	48,7	<0,1	11,6	10,4
U-ppm	0,59	1,21	1,84	0,43	3,3	0,57	1,12	1,13	1,13	7,44	1,29	4,07	1,85	2,79	7,55	0,91	9,28	3,97
V-ppm	98	97	58	76	55	13	40	22	68	18	46	54	53	8	20	29	19	11
Zr-ppm	195	132	86	161	33	348	208	207	264	423	103	107	234	203	272	144	168	167
Y-ppm	18	13	13	3	23	31	6	38	14	45	6	23	23	45	30	8	6	19
Cu-ppm	29	19	10	7	13	4	25	3	36	8	20	5	26	5	4	78	4	7
Pb-ppm	11	3	8	2	12	3	6	4	3	36	8	10	4	17	29	7	11	8
Zn-ppm	66	87	79	45	35	96	60	47	73	87	37	45	82	32	53	53	44	30
Ag-ppm	0,07	<0,01	0,02	<0,01	0,03	0,06	0,03	<0,01	0,02	0,05	0,01	0,01	0,44	<0,01	<0,01	0,17	0,01	0,11
Au-ppm	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,3	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2

Tabela 4.3 - Análises químicas em rocha total e parâmetros litogeoquímicos do Complexo Aruanã. (Continuação)

NUM. CAMPO ROCHA	PR-008A gn tonal	PR-100 gn tonal	PR-024B gn tonal	PR-183 gn tonal	PR-174 gn grad	PR-055B gn girt	PR-012A gn grad	PR-021A gn grad	PR-173 gn tonal	EM-017A gn girt	PR-178B gn girt	PR-126 gn grad	PR-101 gn tonal	EM-016 gn girt	PR-020 gn girt	PR-114 gn tonal	PR-159 gn girt	PR-023B gn girt
Cr-ppm	42	23	18	14	20	5	13	6	25	8	3	9	25	8	6	13	9	7
Ni-ppm	28	10	7	11	18	5	9	6	15	5	6	8	21	9	5	16	7	8
Sc-ppm	3,4	7,6	4,2	1,3	1,5	5,8	2,3	10,3	4,3	3,4	1,0	4,0	8,3	0,9	2,4	3,8	1,3	1,4
La-ppm	41,6	12,6	23,7	21,1	53,2	33,9	46,9	19,2	30,0	162,5	20,1	32,1	26,0	86,0	121,2	26,5	38,0	57,5
Ce-ppm	83,9	25,4	40,2	37,5	126,8	59,6	88,6	46,1	57,0	344,9	35,9	59,0	46,8	192,1	225,3	49,5	61,8	57,0
Pr-ppm	11,7	3,4	4,9	3,6	15,2	9,3	11,1	5,5	6,1	37,6	3,9	6,7	5,8	20,6	27,8	5,4	5,7	13,0
Nd-ppm	44,8	12,9	18,1	12,2	55,3	38,1	35,7	22,9	22,3	121,4	12,9	23,3	21,4	70,6	89,8	19,6	17,6	45,4
Sm-ppm	7,9	2,8	2,8	2,0	9,7	7,5	4,9	6,5	3,9	16,0	1,8	4,7	4,1	12,3	12,6	2,8	2,7	7,3
Eu-ppm	2,21	0,82	0,93	0,98	1,62	1,41	1,32	1,15	0,99	2,66	1,02	1,13	0,90	1,00	1,45	0,82	0,82	1,45
Gd-ppm	6,68	2,72	2,99	1,23	7,98	7,33	3,46	9,25	3,80	13,50	1,43	4,40	4,39	11,90	10,00	2,97	2,09	6,54
Tb-ppm	0,95	0,41	0,42	0,14	1,06	1,24	0,45	1,59	0,59	1,92	0,19	0,67	0,76	1,83	1,33	0,39	0,35	0,87
Dy-ppm	4,22	2,24	2,56	0,74	5,91	6,01	1,68	8,21	3,18	10,50	1,06	4,34	3,67	10,00	6,51	1,86	1,50	3,74
Ho-ppm	0,82	0,46	0,55	0,13	0,98	1,20	0,23	1,73	0,60	1,72	0,20	0,81	0,80	1,77	1,22	0,29	0,21	0,75
Er-ppm	1,40	1,32	1,19	0,26	2,72	2,97	0,51	3,54	1,75	5,15	0,50	2,43	1,94	4,30	2,45	0,68	0,64	1,78
Tm-ppm	0,26	0,14	0,23	<0,05	0,26	0,54	0,09	0,60	0,18	0,73	0,07	0,38	0,31	0,65	0,51	0,11	0,07	0,27
Yb-ppm	1,5	1,0	1,4	0,3	2,1	3,0	0,4	3,4	1,2	4,7	0,5	2,5	2,2	3,8	2,7	0,7	0,4	1,4
Lu-ppm	0,17	0,24	0,13	<0,05	0,30	0,45	0,12	0,54	0,20	0,73	0,08	0,41	0,42	0,47	0,34	0,12	0,10	0,18
ΣREE	208,11	66,42	100,08	80,21	283,13	131,76	142,84	119,48	111,70	195,46	172,54	130,23	724,01	79,68	417,32	503,21	131,99	197,18
Eu/Eu*	0,93	0,91	0,98	1,91	0,56	0,78	0,76	0,65	0,87	0,98	0,58	0,45	0,55	1,94	0,25	0,39	1,05	0,64
LaN/YbN	18,9	8,6	11,5	47,9	17,2	17,0	8,7	8,0	25,8	79,8	7,7	3,8	23,5	27,4	15,4	30,5	64,7	28,0
LaN/SmN	3,3	2,8	5,3	6,6	3,4	4,8	4,3	4,0	5,9	6,0	2,8	1,9	6,4	7,0	4,4	6,0	8,8	4,9
EuN/YbN	4,2	2,3	1,9	9,4	2,2	2,4	1,3	1,2	3,4	9,5	1,3	1,0	1,6	5,8	0,8	1,5	5,9	3,0
K2O/Na2O	0,5	0,4	0,5	0,3	0,5	0,9	1,2	0,9	0,4	1,5	0,8	0,8	0,6	1,6	1,9	0,3	1,2	1,1
Fe+Mg+Ti+Mn%	9,8	9,7	6,9	5,0	6,0	5,8	4,2	4,6	7,4	4,8	3,1	6,1	6,3	3,0	3,2	4,8	2,5	2,1
Rb/Sr	0,1	0,3	0,4	0,1	0,1	0,7	0,2	0,9	0,2	1,2	0,2	0,3	1,1	0,7	1,4	0,1	0,5	0,8
Sr/Y	32,6	30,7	23,1	158,4	40,1	4,0	73,1	3,4	31,7	5,4	111,2	9,4	4,4	5,8	6,5	43,0	37,3	7,8
La/Nb	5,2	6,3	2,6	4,2	5,9	3,8	5,2	1,4	6,0	7,7	6,7	8,0	13,0	12,3	4,5	6,6	12,7	8,2
Rb/Zr	0,3	1,0	1,4	0,3	1,5	0,3	0,5	0,5	0,3	0,7	1,1	0,6	0,5	0,9	1,0	0,3	0,7	0,8

gn tonal = ortogneisse tonalítico; gn grad = ortogneisse granodiorítico; gn girt = ortogneisse granítico

Nos ortognaisses de composição granodiorítica-tonalítica os teores de CaO (2,62-4,93%), MgO (0,95-2,53%), Fe₂O₃ (3,41-6,63%), TiO₂ (0,22-0,90%) e P₂O₅ (0,05-0,37%), de modo geral, são mais elevados do que para os graníticos que possuem teores mais elevados de K₂O (3,46-5,94%), Ba e Rb. O diagrama AFM (IRVINE; BARAGAR, 1971) indica afinidade com as séries cálcio-alcálicas (Fig. 4.2A) para este complexo, enquanto o diagrama K₂O versus SiO₂ discrimina os dois conjuntos como uma série cálcio-alcálica de médio K para os granodioritos-tonalitos e cálcio-alcálica de alto K a shoshonítica para os granitos (Fig. 4.2B).

Utilizando os parâmetros de Frost et al. (2001), as razões FeOt/FeOt+MgO são mais baixas para os granodioritos-tonalitos (0,69-0,80) do que para os granitos (0,79-0,93), posicionando estes últimos como rochas ferrosas, no campo dos granitos tipo A, e os granodioritos-tonalitos como rochas magnesianas, no campo dos granitos cordilheiranos (Fig. 4.3A). Com base no índice de alcalinidade modificado (MALI) estes conjuntos não mostram trend único. Os granodioritos-tonalitos variam de cálcico a cálcico-alcálico com uma amostra no campo alcalino-cálcico enquanto os granitos plotam em todos os trends, com predomínio alcalino-cálcico (Fig. 4.3B). Em relação ao índice de saturação em alumina (ASI), que leva em consideração a presença de apatita, os granitos são peraluminosos a metaluminosos com presença de coríndon normativo (<0,58%) enquanto os granodioritos-tonalitos são predominantemente metaluminosos (Fig. 4.3C).

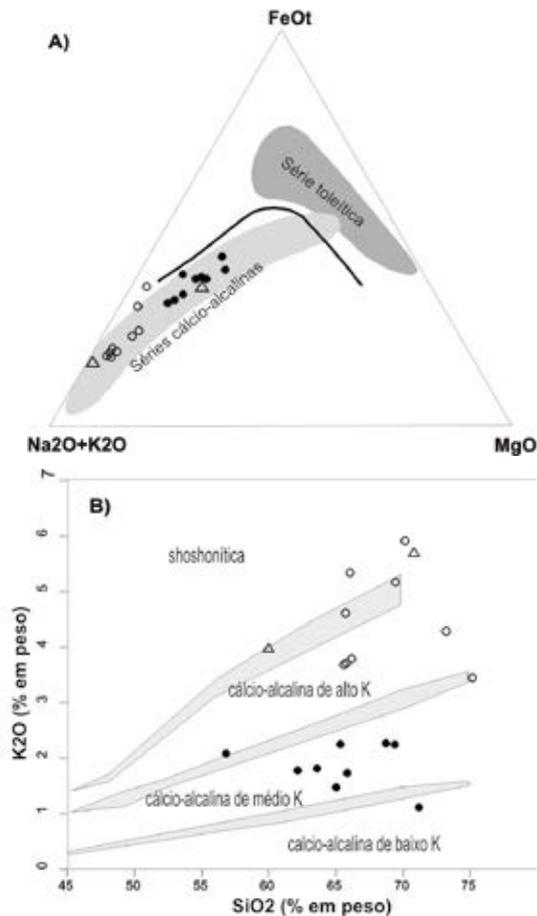


Figura 4.2 - A) Diagrama AFM (IRVINE; BARAGAR, 1971) e B) Diagrama SiO₂ versus K₂O (PECERILLO; TAYLOR, 1976) para as rochas do Complexo Aruanã. Símbolos como na figura 4.1.

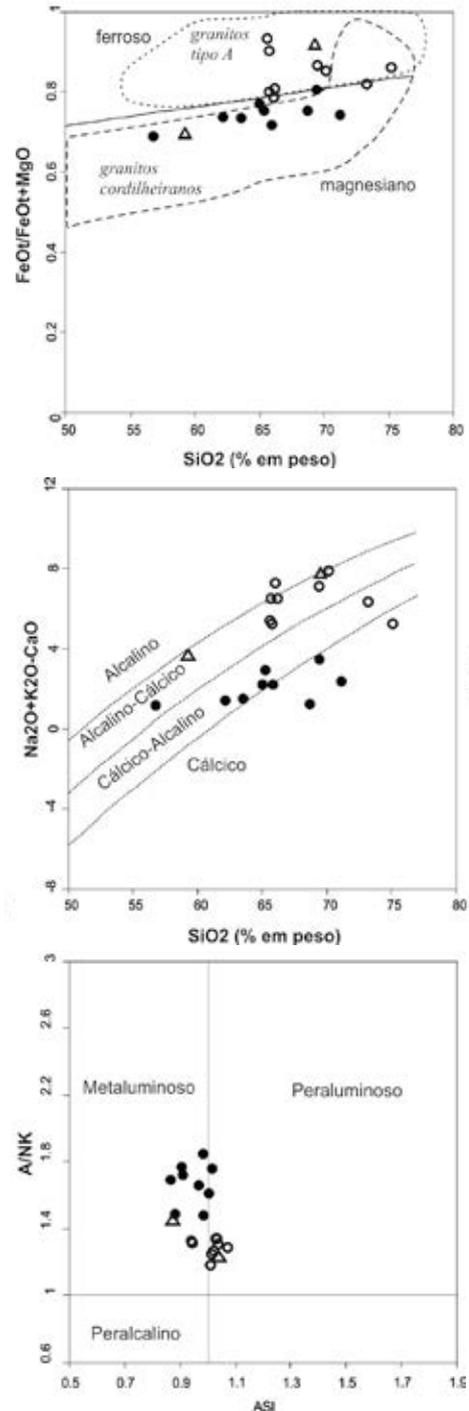


Figura 4.3 - A) Diagramas de Frost et al. (2001) para as rochas do Complexo Aruanã. A) Diagrama SiO₂ versus Fe* (FeOt/FeOt+MgO); B) Índice de alcalinidade modificado (MALI) com SiO₂ versus Na₂O+K₂O-CaO; C) Índice de saturação em alumina (ASI - Al/Ca-1,67P+Na+K) versus A/NK (Al/Na+K), em mol. Símbolos como na Figura 4.1.

Nos diagramas de Harker (Fig.4.4) observa-se que CaO, K₂O, Na₂O, MgO, FeOt, P₂O₅, Ba, Rb, Sr, Zr e La apresentam variações acentuadas com teores similares de SiO₂, não definindo um trend de diferenciação magmática. Razões elementares tais como Rb/Sr, Sr/Y, Ba/La, Ce/Y, também mostram grandes variações sugerindo evolução independente para os dois conjuntos (Tab. 4.3).

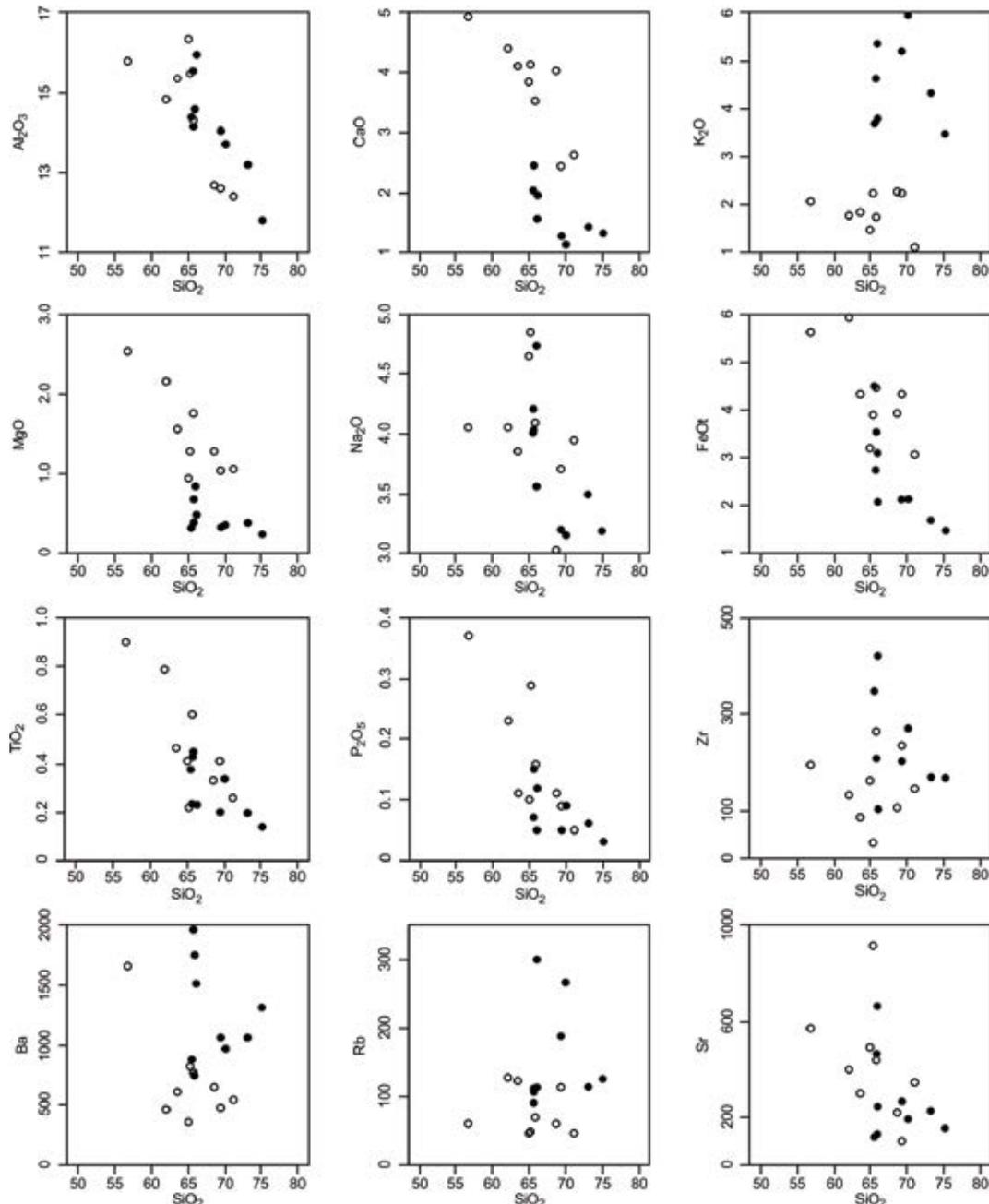


Figura 4.4 – Diagramas de Harker para o Complexo Aruanã. Círculos cheios = granitos (ortognaisses charnockíticos); Círculos preenchidos = granodioritos-tonalitos (ortognaisses charnoenderbíticos).

Os dois conjuntos de rochas do CA posicionados no diagrama multielementar, normalizado ao manto primitivo (SUN; McDONOUGH, 1989) mostram uma assinatura geoquímica similar (Fig. 4.5A), com enriquecimento dos elementos litófilos de grande raio iônico (LILE) em relação aos elementos de alto potencial iônico (HFSE). O conjunto granítico apresenta valores mais elevados dos LILE e também maior irregularidade nestes elementos. Ambos os conjuntos, tem anomalias negativas destacadas de Nb, P e Ti e positiva de Pb e Th. Anomalia negativa de P pode refletir fracionamento de apatita e/ou plagioclásio. Anomalias negativas de Nb e Ti indicam contaminação de magma e/ou fonte por componentes crustais, associado comumente a ambiente de subducção (PEARCE; PEATE, 1995).

Em relação aos elementos terra raras (ETR), os dois conjuntos se caracterizam pelo fracionamento de ETR le-

ves em relação aos ETR pesados (Fig. 4.5B), com as rochas graníticas bem mais enriquecidas em ETR (79,68 - 724,01 ppm) do que as granodioríticas-tonalíticas (66,42 - 283,13 ppm). Os granitos apresentam razão LaN/Yb(N) de 3,84 a 79,8 enquanto os granodioritos-tonalitos razão de 8,03 a 47,78, indicando fracionamento variado de fraco a forte, e padrão semelhante aos de granitoides cálcio-alcalinos de arco magmático (PEARCE; HARRIS; TINDLE, 1984). Os ETR pesados tem padrão mais côncavo nos granodioritos-tonalitos com razão EuN/YbN entre 0,8 e 5,9, provavelmente causado por fracionamento de anfibólio. Ambos os conjuntos apresentam anomalias discreta, positiva e negativa de Eu ($Eu/Eu^* = 0,25 - 1,94$). Esta variação pode ser relacionada a diferentes estágios de fusão parcial, e/ou retenção de fases minerais distintas na fonte (ROLLINSON, 1993).

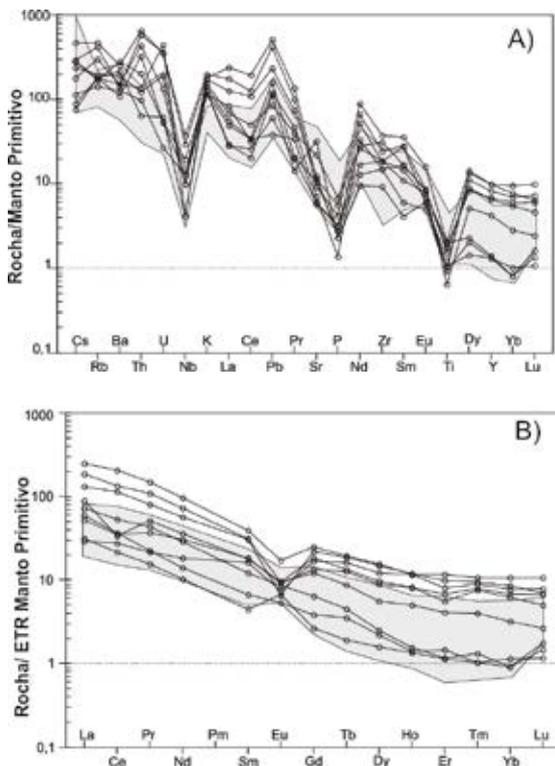


Figura 4.5 – A) Diagrama multielementar para as rochas do Complexo Aruanã, normalizadas ao manto primitivo de Sun e McDonough (1989); B) Padrão de elementos terra raras do Complexo Aruanã, normalizados ao manto primitivo de McDonough e Sun (1995). As curvas referem-se ao conjunto granítico e o campo preenchido em cinza o conjunto granodiorítico-tonalítico.

Nos diagramas $Y+Nb$ versus Rb e Y versus Nb de Pearce, Harris e Tindle (1984) que utilizam elementos traços para discriminar ambientes tectônicos, observa-se que ambos os conjuntos granítico e granodiorítico-tonalítico se posicionam preferencialmente no campo dos granitoides de arcos vulcânicos, admitido como ambiente de geração dos protólitos dos ortognaisses enderbíticos/charnockíticos Aruanã (Fig 4.6). As amostras do conjunto granítico no campo intraplaca sugerem uma tendência mais tardia dos termos mais ácidos com a evolução do arco magmático. Os diagramas com Ta não são mostrados, pois oito amostras apresentam valores abaixo do limite de detecção ($<0,05$).

As características geoquímicas do Complexo Aruanã, apesar do alto grau metamórfico dos ortognaisses ainda registram a assinatura magmática cálcio-alcálica dos protólitos ígneos. Foram identificados dois conjuntos com comportamento diferenciado. Os ortognaisses de composição granítica são ferrosos, potássicos, caráter peraluminoso a metaluminoso, alcalino-cálcicos, enquanto os granodioríticos-tonalíticos são magnesianos, sódicos, metaluminosos, cálcicos a cálcico-alcálicos. O comportamento dos elementos maiores e traços em diagramas binários não evidenciam que são rochas comagmáticas, entretanto a certa homogeneidade dos padrões dos ETR e dos LILE e HFSE, sugerem que os granitos podem ser termos mais evoluídos do mesmo evento magmático.

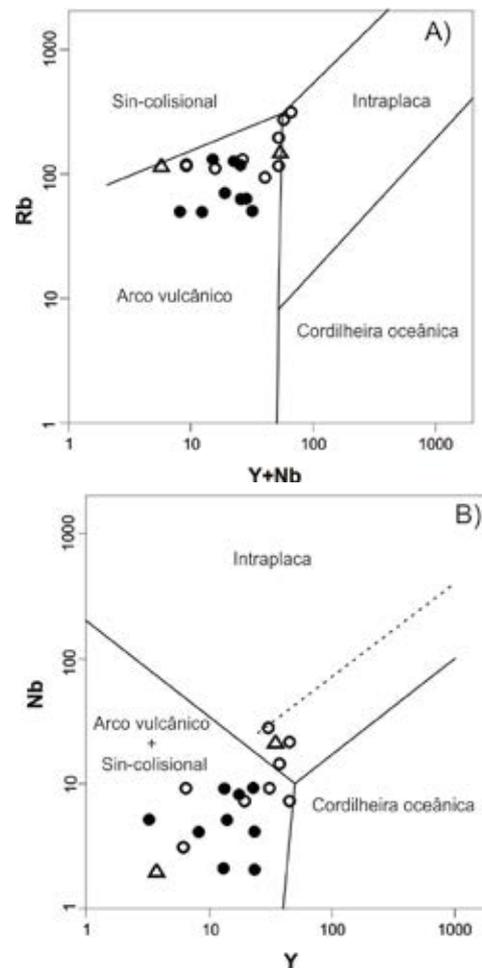


Figura 4.6 – Diagramas de discriminação tectônica A) $Y+Nb$ versus Rb e B) Y versus Nb de Pearce, Harris e Tindle (1984) para o Complexo Aruanã. Símbolos como na Figura 4.1.

Em termos de ambiente tectônico, o padrão de elementos traços (enriquecimento em LILE, anomalia de Nb , padrão HFSE) e de ETR evidenciam assinatura de magmatismo cálcio-alcálico gerado em arcos vulcânicos em margem continental. Os ortognaisses do Complexo Aruanã são considerados como representantes de uma associação tectônica arqueana retrabalhada durante o Ciclo Transamazônico.

4.2.2 Granulito Tuerê

Foram analisadas apenas duas amostras representativas das variações litológicas do Granulito Tuerê (Tab. 4.4), as quais estão plotadas nos diagramas do Complexo Aruanã.

De modo resumido, os dois ortognaisses do Granulito Tuerê apresentam classificação química distinta, com composição quartzo-monzonítica/trondhjemitica (EM-13A) e granítica/granodiorítica (EM-13B), conforme o posicionamento nos diagramas R1-R2 e normativo de O'Connor (Figs. 4.1A, B). A afinidade dos protólitos destes gnaisses é cálcio-alcálica, semelhante ao Complexo Aruanã (Fig.4.2A). Com base no parâmetro de Frost et al. (2001) o granulito quartzo-monzonítico é magnesiano, alcalino-cálcico e peraluminoso enquanto o granítico é ferroso, alcalino-cálcico e metaluminoso (Fig. 4.3).

Tabela 4.4 - Análises químicas em rocha total e parâmetros litogeoquímicos do Granulito Tuerê.

NUM. CAMPO - ROCHA -		EM-13A Ortognaisse Granodiorítico		EM-13B Ortognaisse Granítico			
SiO ₂ -%	59,16	Cr-ppm	49	SiO ₂ -%	69,43	Cr-ppm	10
Al ₂ O ₃ -%	14,87	Ni-ppm	24,2	Al ₂ O ₃ -%	14,09	Ni-ppm	9,9
Fe ₂ O ₃ -%	6,05	V-ppm	79	Fe ₂ O ₃ -%	1,92	V-ppm	8
MgO-%	2,4	Sc-ppm	4,3	MgO-%	0,15	Sc-ppm	0,3
CaO-%	3,99	La-ppm	97,5	CaO-%	1,15	La-ppm	34,1
Na ₂ O-%	3,65	Ce-ppm	227	Na ₂ O-%	3,24	Ce-ppm	65,8
K ₂ O-%	3,97	Pr-ppm	26	K ₂ O-%	5,69	Pr-ppm	6,72
TiO ₂ -%	1,23	Nd-ppm	91,9	TiO ₂ -%	0,1	Nd-ppm	20,8
P ₂ O ₅ -%	0,49	Sm-ppm	14,1	P ₂ O ₅ -%	0,03	Sm-ppm	3,2
MnO-%	0,09	Eu-ppm	2,61	MnO-%	0,02	Eu-ppm	1,08
LOI-%	0,5	Gd-ppm	11,3	LOI-%	0,3	Gd-ppm	2,12
Soma-%	96,73	Tb-ppm	1,59	Soma-%	96,31	Tb-ppm	0,27
Ba-ppm	1802	Dy-ppm	7,7	Ba-ppm	1133	Dy-ppm	1,12
Co-ppm	13,2	Ho-ppm	1,32	Co-ppm	1,5	Ho-ppm	0,12
Cs-ppm	1	Er-ppm	3,52	Cs-ppm	0,4	Er-ppm	0,29
Ga-ppm	22	Tm-ppm	0,47	Ga-ppm	15	Tm-ppm	<0,05
Hf-ppm	7	Yb-ppm	3,1	Hf-ppm	4	Yb-ppm	0,4
Nb-ppm	21	Lu-ppm	0,54	Nb-ppm	2	Lu-ppm	0,08
Rb-ppm	149	ΣREE	488,65	Rb-ppm	114	ΣREE	136,1
Sr-ppm	636	Eu/Eu*	0,63	Sr-ppm	179	Eu/Eu*	1,27
Ta-ppm	1,6	LaN/YbN	21,40	Ta-ppm	1,3	LaN/YbN	58,02
Th-ppm	27	LaN/SmN	4,33	Th-ppm	22	LaN/SmN	6,68
U-ppm	1,46	EuN/YbN	2,41	U-ppm	0,93	EuN/YbN	7,73
Zr-ppm	430	Fe+Mg+Ti-Mn%	9,68	Zr-ppm	191	Fe+Mg+Ti-Mn%	2,17
Y-ppm	28	K ₂ O/Na ₂ O	1,1	Y-ppm	<10	K ₂ O/Na ₂ O	1,8
Cu-ppm	24	Rb/Sr	0,2	Cu-ppm	8	Rb/Sr	0,6
Pb-ppm	12	Sr/Y	22,7	Pb-ppm	13,4	Sr/Y	17,9
Zn-ppm	98	La/Nb	4,6	Zn-ppm	18	La/Nb	17,1
Ag-ppm	0,02	Rb/Zr	0,3	Ag-ppm	<0,01	Rb/Zr	0,6
Au-ppm	<0,1			Au-ppm	<0,1		

Em diagrama multielementar destacam-se anomalias negativas acentuadas de Nb, P e Ti, que caracterizam associações derivadas de magmatismo relacionado à subducção (Fig. 4.7A).

No diagrama de ETR as duas amostras exibem um comportamento semelhante (Fig. 4.6B), com enriquecimento dos ETR leves em relação aos ETR pesados, característico de rochas cálcio-alcálicas. O granulito granítico possui forte fracionamento (LaN/YbN=58,02) e anomalia negativa de Eu (Eu/Eu*=0,63), enquanto o granulito quartzo-monzonítico tem fracionamento mais moderado (LaN/YbN= 21,40), e anomalia positiva de Eu (Eu/Eu*=1,27).

O posicionamento tectônico do granulito quartzo-monzonítico nos diagramas de Pearce, Harris e Tindle (1984) é em ambiente de arco vulcânico, enquanto o granítico se posiciona em ambiente intra-placa, sugerindo evolução mais tardia do protólito destes granulitos (Fig. 4.6).

4.2.3 Complexo Bacajaí

Foram analisadas 12 amostras para o Complexo Bacajaí (CB), cujos resultados encontram-se na Tabela 4.5 e os principais parâmetros petrográficos constam na Tabela 4.2.

As rochas do Complexo Bacajaí são predominantemente intermediárias com o conteúdo de SiO₂ variando de 52,54 a 66,90%. No Diagrama R1-R2 de De La Roche et al (1980) pode-se observar a variação litológica da unidade Bacajaí (Fig. 4.8A), com predominância de granodioritos, seguidos de tonalitos, monzodioritos, monzonitos, quartzo monzonitos e dioritos, em concordância com as descrições de campo e petrográficas que descrevem charnockitos a mangeritos. De modo geral, as amostras seguem o trend cálcio-alcálico no diagrama R1-R2, corroborado no diagrama AFM (Fig. 4.8B) de Irvine e Baragar (1971).

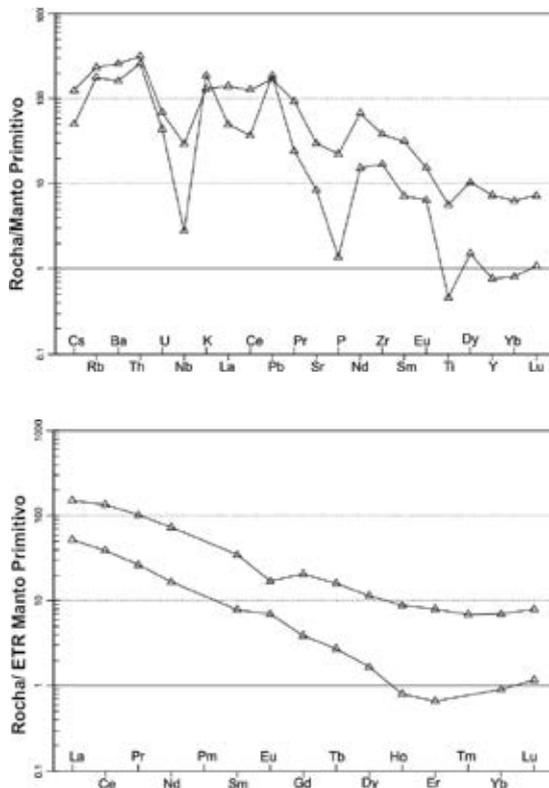


Figura 4.7 – A) Diagrama multielementar para as rochas do Granulito Tuerê, normalizadas ao manto primitivo de Sun e McDonough (1989); B) Padrão de elementos terra raras do Granulito Tuerê, normalizados ao manto primitivo de McDonough e Sun (1995).

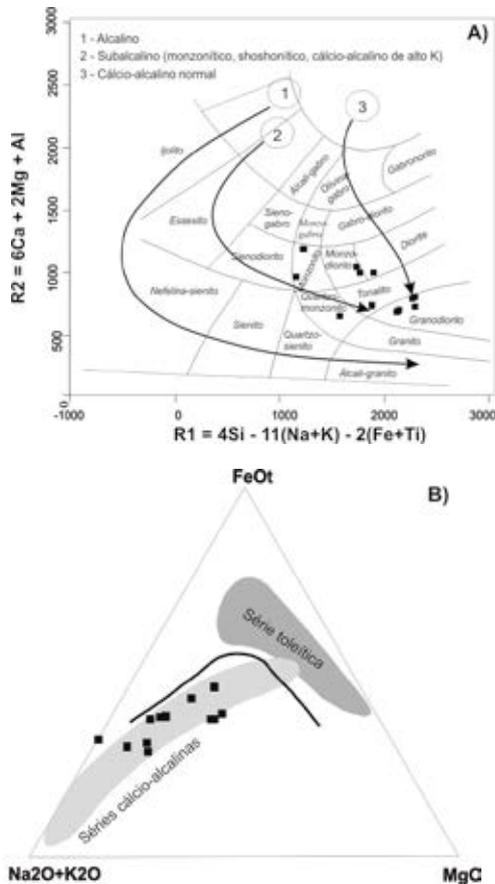


Figura 4.8 – A) Diagrama R1-R2 modificado de De La Roche et al. (1980) e B) Diagrama AFM de Irvine e Baragar (1971) para as rochas do Complexo Bacajá.

Nos diagramas de Harker considerando que a evolução do processo de cristalização magmática, corresponde a um aumento do teor de SiO₂, verifica-se o decréscimo dos teores de Al₂O₃, MgO, CaO, P₂O₅, TiO₂ e FeOt (Fig. 4.9). Quanto ao K₂O e Na₂O, as amostras apresentam-se dispersas e não constituem um trend de correlação. Em relação aos elementos traços, estes não mostram boa correlação com a SiO₂. A razão K₂O/Na₂O varia de 0,11 a 1,20, indicando natureza sódica a levemente potássica. A soma dos óxidos de Fe, Mg, Mn e Ti entre 3,51 a 12,65% é compatível com a variação modal de ortopiroxênio, clinopiroxênio, hornblenda e biotita, como minerais ferro-magnesianos nas rochas do CB.

São rochas cálcio-alcálinas de médio a alto K (diagrama K₂O versus SiO₂ não mostrado), classificadas como magnesianas com base no parâmetro Fe* (FeOt/FeOt+MgO) de Frost et al. (2001), no campo de granitos cordilheiranos (Fig. 4.10A). Em relação ao índice de alcalinidade modificado (MALI), variam de cálcicas a alcalinas, com predominância dos termos cálcico-alcálico e alcálico-cálcico (Fig. 4.10B). Em relação ao índice de saturação em alumina (ASI) são rochas metaluminosas (Fig. 4.10C), com valor máximo de Al₂O₃ de 17,19%.

No diagrama multielementar do CB (Fig 4.11A), normalizado ao manto primitivo (SUN; McDONOUGH, 1989), as amostras apresentam fracionamento com enriquecimento seletivo dos LILE em relação aos HFSE. Anomalias negativas de Nb, P e Ti e positivas de Ba, La e Nd caracterizam este espectro (Fig. 4.11A). A amostra PR-160A, de composição granodiorítica, tem comportamento diferenciado do conjunto, tendo mais alto Th, U, Y e ETR e mais baixo K, Rb e Ba, além de ser ferrosa e cálcica, sem entretanto possuir evidências petrográficas que a diferenciem das demais rochas.

Os ETR do Complexo Bacajá, (Fig. 4.11B), normalizados ao manto primitivo de McDonough e Sun (1995), mostram fracionamento com enriquecimento de La até 110 vezes o padrão e somatória dos ETR variando de 86,95 a 869,14. A razão LaN/YbN varia entre 3,54 e 86,84, indicando fraco a forte fracionamento magmático, com os ETR pesados apresentando padrão côncavo. A razão Eu/Eu* também é variada entre 0,76 e 1,93, com leves anomalias positivas e negativas, mas predominando a ausência de anomalias nos espectros.

O posicionamento tectônico do CB com base nos diagramas de Pearce, Harris e Tindle (1984) é predominantemente em ambiente de granitoides gerados em arcos magmáticos, com exceção de duas amostras que se posicionam em ambiente de cordilheira oceânica e intraplaca (Fig. 4.12). No diagrama Hf-Rb-Ta (não mostrado) de Harris, Pearce e Tindle (1986) quatro amostras se posicionam no campo de granitoides sincolisionais e três no de intraplaca. No diagrama Nb versus Rb/Zr de Brown, Thorpe e Webb (1984), que evidencia o grau de maturidade do arco magmático (Fig. 4.13), as amostras do CB indicam geração no estágio primitivo do arco.

Tabela 4.5 - Dados litotímicos de granitoides do Complexo Bacajai

NUM.CAMPO ROCHA	EM-037 Enderbito	PR-143 Charno- enderbito	EM-050A Enderbito	PR-191 Enderbito	EM-077 Enderbito	EM-126A Enderbito	EM-008 Charno- enderbito	PR-189 Charno- enderbito	EM-102 Enderbito	PR-179 Charno- enderbito	PR-160A Enderbito	EM-115 Charno- enderbito
SiO ₂ -%	52,54	55,50	57,55	57,84	58,34	61,92	62,20	64,45	65,12	66,01	66,69	66,90
Al ₂ O ₃ -%	17,19	15,23	15,94	15,22	15,23	15,74	15,89	13,94	14,76	14,62	16,35	14,33
Fe ₂ O ₃ -%	6,81	8,01	5,61	5,90	7,48	4,72	4,10	3,52	4,76	4,86	2,90	4,04
MgO-%	4,33	2,99	3,45	3,73	3,20	1,27	1,19	1,69	1,62	1,53	0,15	1,63
CaO-%	5,98	4,89	4,87	5,31	5,10	3,44	2,69	3,11	3,97	3,41	4,51	3,19
Na ₂ O-%	4,49	3,83	4,11	4,05	3,68	4,53	3,88	3,50	4,23	3,90	5,50	3,88
K ₂ O-%	2,10	4,03	2,01	2,29	2,13	2,25	4,65	3,67	2,01	2,64	0,62	3,65
TiO ₂ -%	0,90	1,53	0,67	0,74	0,86	0,57	0,85	0,52	0,44	0,61	0,43	0,54
P ₂ O ₅ -%	0,38	0,69	0,29	0,34	0,24	0,19	0,31	0,18	0,16	0,17	0,24	0,21
MnO-%	0,09	0,12	0,08	0,09	0,11	0,08	0,05	0,05	0,06	0,05	0,03	0,07
P.F.-%	0,5	0,4	0,6	0,9	0,5	0,5	0,4	0,4	0,7	0,4	0,3	0,6
Soma-%	95,64	97,68	95,48	96,43	97,01	95,38	96,61	95,03	97,86	98,24	97,96	99,01
Ba-ppm	1092	2171	1503	1682	752	754	2678	2914	1078	1706	330	1675
Co-ppm	21	21	17	17	19	9	7	8	10	11	1	9
Cs-ppm	2,1	0,3	0,7	0,4	2,1	1,4	0,9	0,6	1,1	0,8	0,2	2,2
Ga-ppm	22	21	20	14	18	18	18	10	21	13	26	17
Hf-ppm	7	7	2	4	3	4	5	4	5	5	6	4
Nb-ppm	6	16	6	7	8	4	9	3	6	6	11	10
Rb-ppm	68,9	106	57,6	47,8	60,4	106,4	90,8	55,1	66,4	60,1	6,1	105,5
Sr-ppm	848	835	707	891	418	553	550	883	669	764	752	717
Ta-ppm	4,3	<0,5	1,1	1,1	1	1,2	1,6	0,9	<0,5	2,2	<0,5	32,9
Th-ppm	10	<0,1	1,5	4,2	4	4	7,4	6,5	9,7	9,6	39,8	7
U-ppm	1,32	0,39	0,78	0,64	0,9	1,48	0,52	0,96	2,09	0,86	13,5	2,05
V-ppm	122	135	93	105	114	70	41	66	90	78	46	52
Zr-ppm	242	393	142	193	131	142	412	167	98	244	447	99
Y-ppm	10,9	21,8	15,1	15,2	22	19,5	13,3	4,2	8	6,5	61,1	12
Cu-ppm	19	25	7	13	43	10	24	10	28	67	6	6
Pb-ppm	4	4	3	3	3	4	8	4	10	4	16	9
Zn-ppm	74	89	62	57	71	59	62	47	64	59	16	58
Ag-ppm	0,02	0,04	0,01	0,03	0,32	0,04	0,03	0,03	0,07	0,02	<0,01	0,04

Tabela 4.5 - Dados litoquímicos de granitoides do Complexo Bacajá (Continuação)

NUM.CAMPO ROCHA	EM-037 Enderbito	PR-143 Charno- enderbito	EM-050A Enderbito	PR-191 Enderbito	EM-077 Enderbito	EM-126A Enderbito	EM-008 Charno- enderbito	PR-189 Charno- enderbito	EM-102 Enderbito	PR-179 Charno- enderbito	PR-160A Enderbito	EM-115 Charno- enderbito
Au-ppm	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Cr-ppm	91	35	84	84	48	8	13	46	20	20	9	35
Ni-ppm	45	27	43	47	14	4	7	21	10	16	11	25
Sc-ppm	3,9	3	4,2	4,9	6,3	4,1	6,6	2,4	2,5	2,3	1	3
La-ppm	32,8	55,9	25,9	34,9	25,0	12,5	88,6	40,1	127,6	47,6	220,3	54,7
Ce-ppm	71,7	117,4	56,5	83,8	61,5	34,0	169,2	71,2	249,6	82,6	376,1	110,6
Pr-ppm	9,0	14,8	7,6	10,9	7,5	4,7	17,8	7,6	22,7	8,4	43,4	11,0
Nd-ppm	35,0	60,1	29,4	43,1	30,4	19,0	57,6	25,9	80,1	27,9	151,9	42,3
Sm-ppm	5,8	10,3	5,4	7,8	5,8	3,2	7,6	3,0	8,2	3,7	24,3	5,9
Eu-ppm	1,94	3,29	1,67	2,19	1,38	1,11	1,86	1,81	1,92	1,30	5,61	1,84
Gd-ppm	4,86	9,45	4,93	6,07	5,27	3,17	6,16	2,72	6,63	2,86	19,80	5,10
Tb-ppm	0,59	1,06	0,64	0,81	0,79	0,49	0,72	0,30	0,82	0,38	2,78	0,65
Dy-ppm	2,83	5,42	3,50	4,01	4,21	3,06	3,54	1,37	3,84	1,83	11,90	3,20
Ho-ppm	0,40	0,84	0,57	0,61	0,78	0,61	0,49	0,18	0,47	0,27	2,01	0,57
Er-ppm	1,35	1,92	1,56	1,42	2,29	1,94	1,15	0,35	1,20	0,67	5,31	1,43
Tm-ppm	0,16	0,27	0,23	0,15	0,28	0,3	0,17	0,05	0,18	0,08	0,66	0,17
Yb-ppm	1,0	1,6	1,4	1,2	2,2	2,4	1,2	0,4	1,0	0,6	4,4	1,2
Lu-ppm	0,20	0,29	0,26	0,19	0,34	0,43	0,16	0,12	0,18	0,10	0,67	0,20
ΣREE	167,63	282,64	139,55	197,15	147,69	86,95	356,25	155,10	504,44	178,31	869,14	238,86
Eu/Eu*	1,12	1,02	0,99	0,97	0,76	1,06	0,83	1,93	0,79	1,22	0,78	1,02
LaN/Yb/N	22,3	23,8	12,6	19,8	7,7	3,5	50,2	68,2	86,8	54,0	34,1	31,0
LaN/SmN	3,5	3,4	3,0	2,8	2,7	2,4	7,3	8,4	9,7	8,1	5,7	5,8
EuN/YbN	5,5	5,9	3,4	5,2	1,8	1,3	4,4	12,9	5,5	6,2	3,6	4,4
Fe+Mg+Ti+Mn%	12,1	12,7	9,8	10,5	11,7	6,6	6,2	5,8	6,9	7,1	3,5	6,3
K2O/Na2O	0,5	1,1	0,5	0,6	0,6	0,5	1,2	1,0	0,5	0,7	0,1	0,9
Rb/Sr	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1
Sr/Y	77,8	38,3	46,8	58,6	19,0	28,4	41,4	210,2	83,6	117,5	12,3	59,8
La/Nb	5,5	3,5	4,3	5,0	3,1	3,1	9,8	13,4	21,3	7,9	20,0	5,5
Rb/Zr	0,3	0,3	0,4	0,2	0,5	0,7	0,2	0,3	0,7	0,2	0,01	1,1

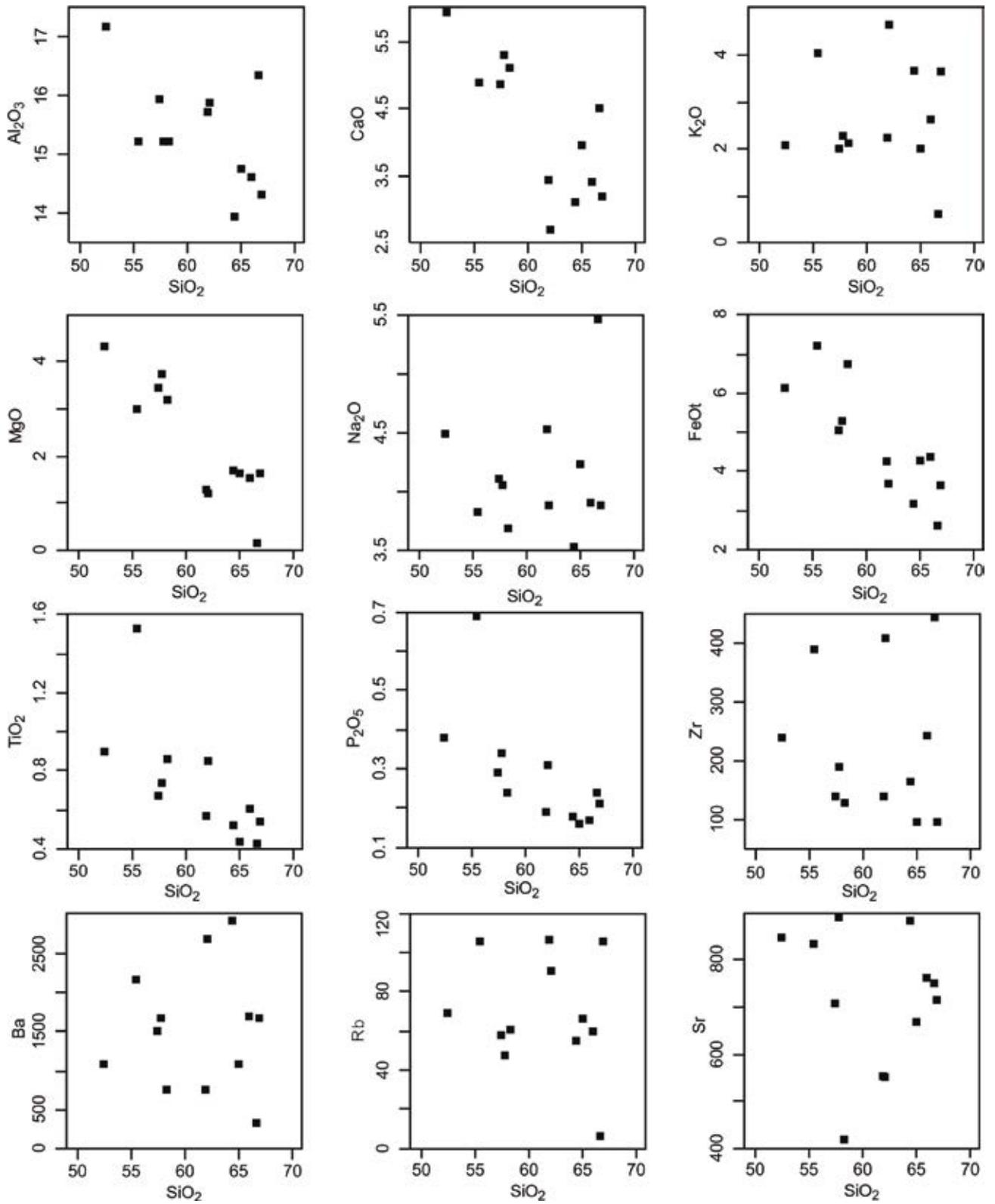


Figura 4.9 – Diagramas de Harker para o Complexo Bacajá.

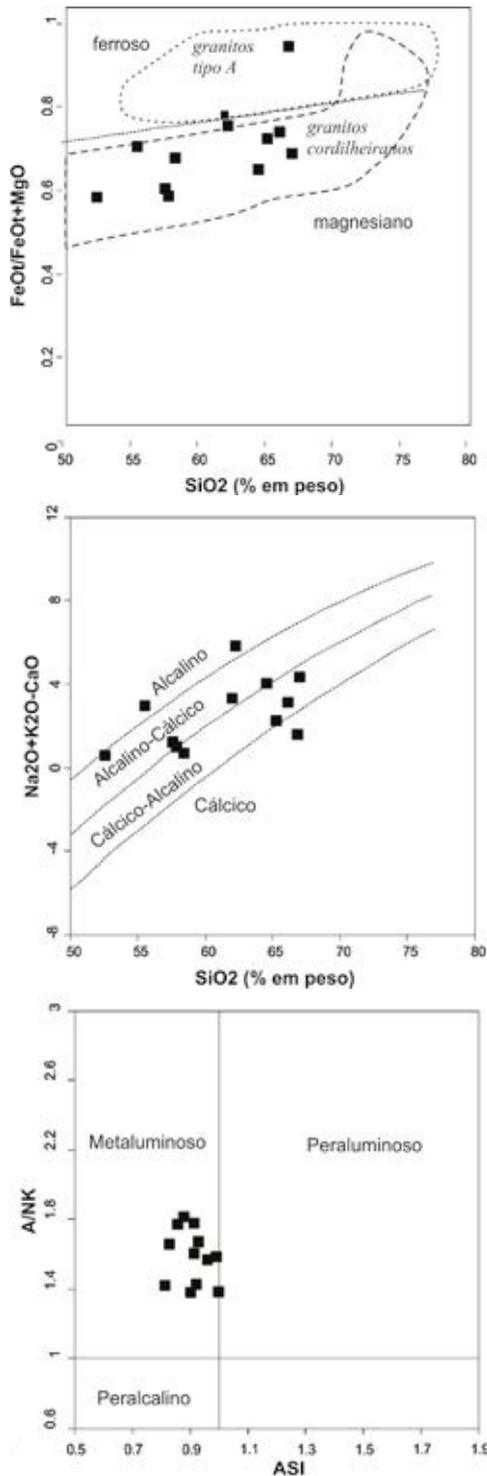


Figura 4.10 - A) Diagramas de Frost et al. (2001) para as rochas do Complexo Bacajaí. A) Diagrama SiO₂ versus Fe* (FeO^t/FeO^t+MgO); B) Índice de alcalinidade modificado (MALI) com SiO₂ versus Na₂O+K₂O-CaO; C) Índice de saturação em alumina (ASI - Al/Ca-1,67P+Na+K) em mol versus A/NK (Al/Na+K) em mol.

Baseado nas interpretações litoquímicas admite-se que os granitoides do Complexo Bacajaí são de composição intermediária, variando desde monzonitos até granodioritos, cálcio-alcalinos de médio a alto potássio, sódicos, metaluminosos, comparáveis aos granitoides do tipo I Cordilheirano, enriquecidos em LILE e ETRL, com assinatura geoquímica de rochas geradas em arcos magmáticos. Os

diagramas tectônicos discriminantes mostram discrepância na definição do ambiente de geração, indicando que podem ser até do estágio primitivo do arco. São tidos como corpos orogênicos, cuja idade de cristalização (2,1 Ga) coincide com o ápice da colisão continental ocorrida durante a evolução do Ciclo Transamazônico.

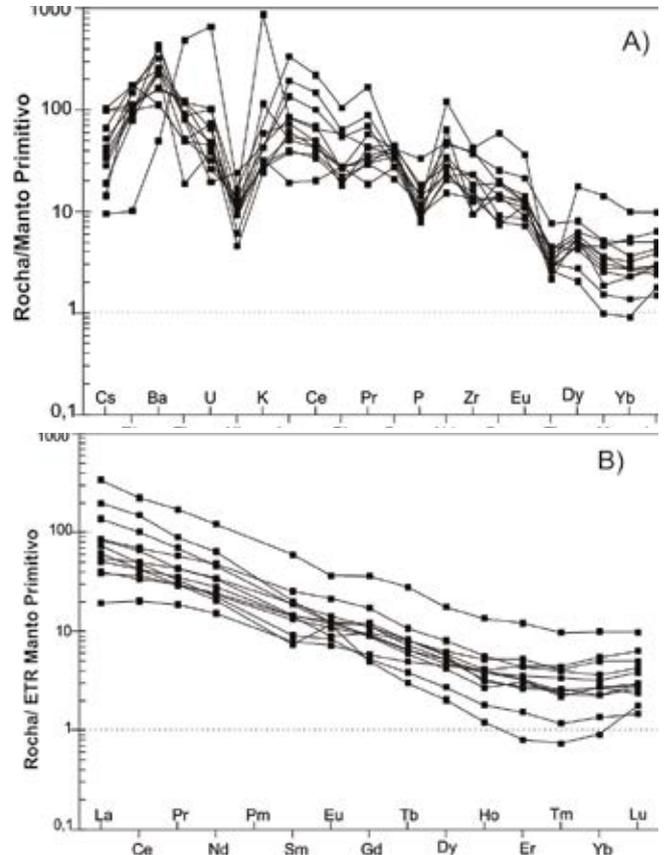


Figura 4.11 – A) Diagrama multielementar, normalizadas ao manto primitivo de Sun e McDonough (1989) e B) Padrão de elementos terra raras, normalizados ao manto primitivo de McDonough e Sun (1995), para as rochas do Complexo Bacajaí.

4.2.4 Suíte Intrusiva Arapari

Foram selecionadas 18 amostras de rochas da Suíte Intrusiva Arapari, cujos resultados e parâmetros petrográficos e litoquímicos constam nas tabelas 4.2 e 4.6, respectivamente.

A Suíte Intrusiva Arapari (SIA) apresenta conteúdos variados de SiO₂ entre 51,21 e 71,76% com rochas de natureza intermediária a ácida. No Diagrama R1-R2 (DE LA ROCHE et al., 1980), observa-se a diversidade composicional desta suíte, com predominância de granodioritos, seguidos de tonalitos, granitos, quartzo monzonitos, monzodioritos, sieno-dioritos e dioritos (Fig. 4.14A). Petrograficamente foram identificados principalmente enderbitos e charnoenderbitos com ocasionais charnockitos, jotunitos e mangeritos. No diagrama R1-R2 a maioria das amostras seguem o trend da série cálcio-alcalina normal. As amostras no Diagrama AFM (IRVINE; BARAGAR, 1971), caracterizam também esta suíte como cálcio-alcalina (Fig. 4.14B).

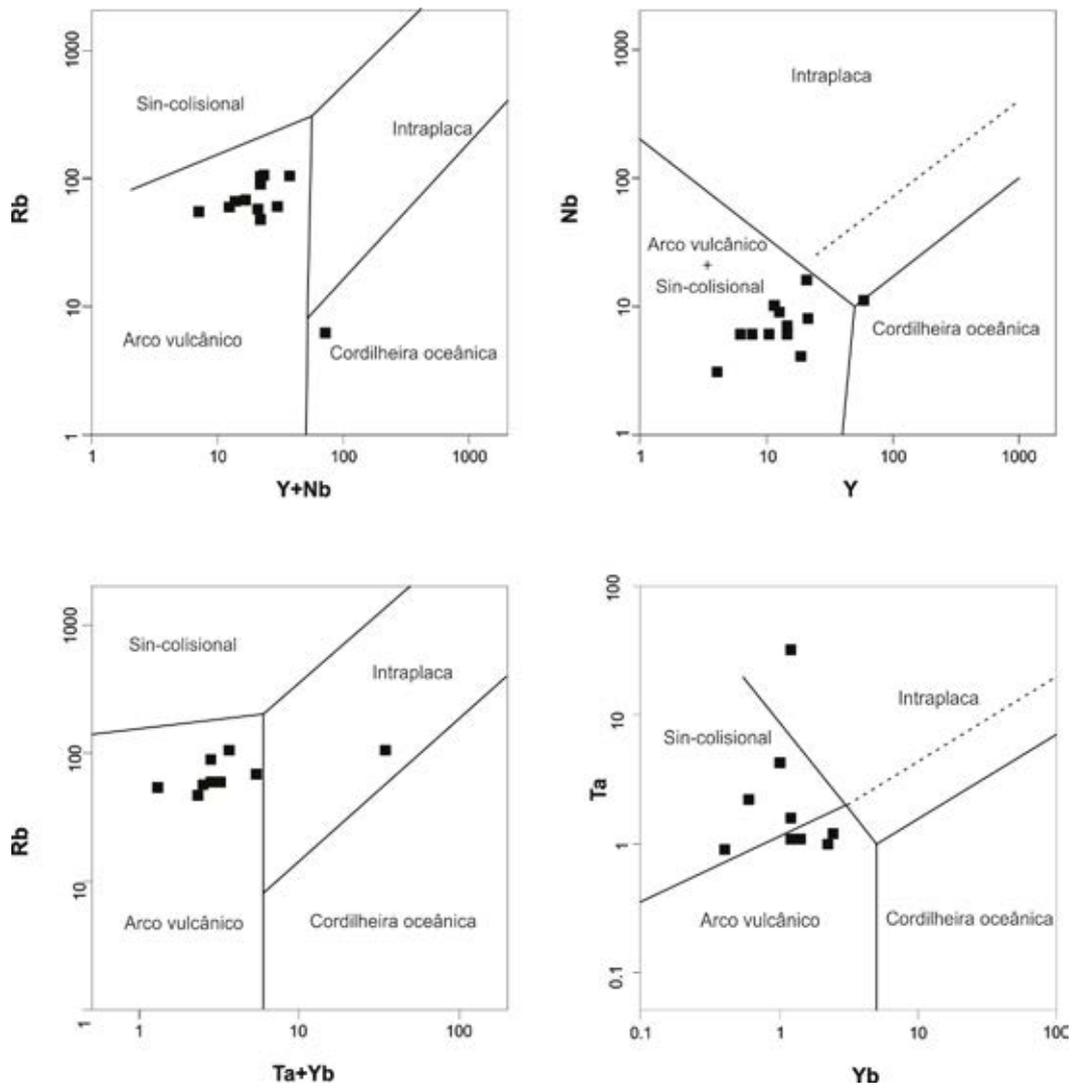


Figura 4.12 – Diagramas de Pearce, Harris e Tindle (1984) para o Complexo Bacajá.

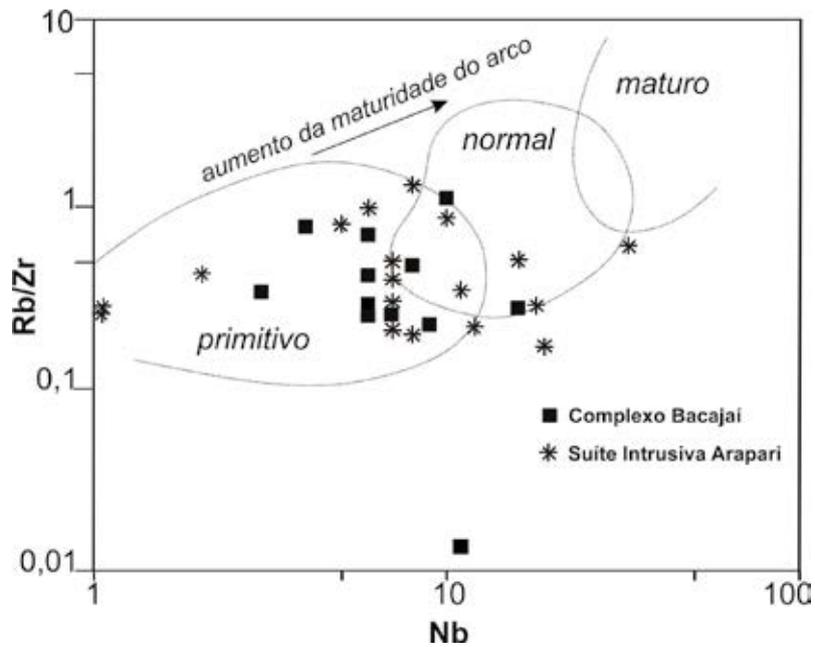


Figura 4.13 – Diagrama Nb versus Rb/Zr de Brown, Thorpe e Webb (1984) para as amostras do Complexo Bacajá e Suíte Intrusiva Arapari.

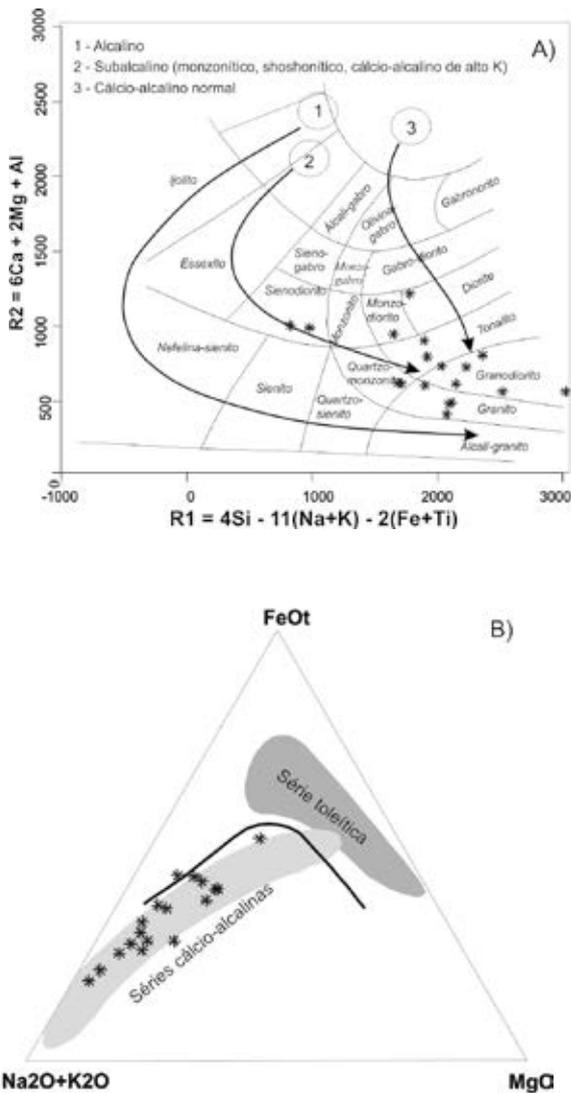


Figura 4.14 – A) Diagrama R1-R2 (modificado DE LA ROCHE et al., 1980) e B) Diagrama AFM (IRVINE; BARAGAR, 1971) para as rochas da Suíte Intrusiva Arapari.

Os teores de K₂O variam de 1,24 a 5,32% caracterizando uma série cálcio-alcalina de médio K a shoshonítica. As razões K₂O/Na₂O, de 0,3 a 1,6 indicam variação de sódicas a potássicas. A razão FeOt/FeOt+MgO também é variada (0,64-0,86), classificando-se como rochas magnesianas a ferrosas na figura 4.15A. Esta variação também pode ser observada na figura 4.15B com os granitoides mostrando tendência predominante cálcio-alcalina mas com termos alcalinos a cálcicos. A soma dos conteúdos de Fe₂O₃, MgO, MnO e TiO₂ abrange o intervalo de 2,66 a 14,90% evidenciando também a variação modal de minerais ferromagnesianos (ortopiroxênio, clinopiroxênio, hornblenda e biotita).

O caráter é predominantemente metaluminoso (Fig. 4.15C) utilizando-se o índice de saturação em alumina modificado de Frost et al (2001), com teores de Al₂O₃ variando entre 12,18-15,82%. Duas amostras posicionam-se no campo peraluminoso, mas próximo ao limite, com coríndon normativo < 0,65%.

Nos diagramas de covariância de Harker utilizando a SiO₂ como índice de evolução magmática observa-se uma correlação positiva com CaO, FeOt, MgO, TiO₂ e P₂O₅ e dispersão com Al₂O₃, K₂O e Na₂O (Fig. 4.16). Em relação aos elementos traços apenas o Sr e o Y tem correlação negativa com a SiO₂, a maioria mostrando dispersão. Razões elementares como Rb/Sr, Rb/Ba, Hf/Ta, Ce/Yb (Tab. 4.3) mostram grandes variações sugerindo que a Suíte Intrusiva Arapari reúne corpos de unidades petrológicas distintas, não individualizados na escala de mapeamento deste trabalho.

As amostras da SIA caracterizam-se por apresentar valores anômalos e variados de Ba (< 4758 ppm), Th (<52 ppm), Zr (<754 ppm), e Sr (<1604 ppm), moderado de Rb (<218 ppm) e baixos de Nb (<19 ppm) e Y (<31,1 ppm). Teores elevados de Ba e Sr refletem em geral a quantidade modal de plagioclásio. No diagrama de variação multielementar (Fig. 4.17A) normalizado ao manto primitivo de Sun e McDonough (1989), observa-se o considerável enriquecimento dos LILE em relação aos HFSE, com maior irregularidade dos picos nos LILE. Fortes anomalias negativas de Nb, P e Ti destacam-se no diagrama, que são atribuídas como características geoquímicas de zona de subducção (WILSON, 1989).

Os ETR das rochas da Suíte Intrusiva Arapari exibem um padrão similar e fracionamento variado dos ETR leves em relação aos ETR pesados, com razões LaN/YbN entre 7,57 e 86,84 (Fig. 4.17B). O conteúdo total dos ETR varia de 92,26 a 829,38 ppm, com enriquecimento dos ETR leves até 120 vezes maior do que o padrão. As razões de Eu/Eu* situam-se no intervalo de 0,42 a 1,79 com anomalias positiva e negativa, possivelmente relacionadas ao fracionamento heterogêneo do plagioclásio. O padrão de ETR da SIA é típico de rochas cálcio-alcalinas.

As amostras da SIA plotadas nos diagramas de Pearce, Harris e Tindle (1984) mostram afinidades com os granitoides de arco magmático, com duas amostras no campo intraplaca (Fig. 4.18). No diagrama Nb versus Rb/Zr (Fig. 4.13) as amostras se distribuem nos campos de arco primitivo e normal indicando aumento de Nb (HFSE) com a maturidade do arco (BROWN; THORPE, WEBB, 1984).

Tabela 4.6 - Análises químicas em rocha total e parâmetros litogeoquímicos da Suíte Intrusiva Arapari

NUM.CAMPO	EM-146C	PR-052B	PR-085A	PR-110C	PR-093	PR-050	PR-031	PR-090	PR-147	PR-088A	PR-170B	PR-049	PR-033	PR-107	EM-083	PR-136A	PR-153A	PR-086
ROCHA	Charno-enderbitto	Enderbitto	Enderbitto	Charno-enderbitto	Enderbitto	Enderbitto	Charno-enderbitto	Charno-ckito	Charno-ckito	Charno-enderbitto	Charno-enderbitto	Charno-ckito	Charno-enderbitto	Charno-ckito	Charno-enderbitto	Charno-ckito	Charno-ckito	Enderbitto
SiO₂-%	51,21	53,49	54,55	58,37	60,36	62,82	63,29	63,81	64,50	64,59	64,71	66,40	68,35	68,41	68,59	69,34	70,67	71,76
Al₂O₃-%	15,51	14,86	15,15	13,24	15,23	15,73	14,07	13,02	14,36	13,80	14,20	15,82	15,62	12,18	14,62	13,70	13,51	12,18
Fe₂O₃-%	8,40	7,41	10,06	7,16	6,40	6,54	4,46	5,49	4,24	5,74	3,53	3,44	3,41	4,81	2,11	3,41	2,78	3,15
MgO-%	2,60	3,10	3,67	2,89	2,65	1,18	1,06	1,43	1,41	1,46	1,79	1,23	0,81	0,97	0,31	0,73	0,48	0,61
CaO-%	5,34	5,08	6,90	5,07	4,41	4,00	2,68	2,58	2,46	4,31	3,33	3,37	2,48	2,54	1,72	1,61	1,10	2,71
Na₂O-%	3,56	3,57	3,62	3,32	4,27	4,31	3,31	3,21	3,66	4,15	3,71	3,87	4,59	2,67	4,09	3,49	3,70	3,38
K₂O-%	4,53	4,64	1,24	3,60	1,83	2,36	5,20	4,47	4,95	1,34	2,84	3,94	2,91	4,07	4,04	5,09	5,32	2,02
TiO₂-%	2,08	1,68	1,01	1,47	0,75	0,80	1,09	1,13	0,73	0,45	0,43	0,32	0,43	0,74	0,20	0,47	0,27	0,27
P₂O₅-%	1,10	1,22	0,75	1,01	0,27	0,21	0,46	0,69	0,30	0,18	0,10	0,10	0,10	0,26	0,05	0,15	0,10	0,10
MnO-%	0,09	0,10	0,16	0,14	0,10	0,10	0,07	0,06	0,06	0,09	0,06	0,06	0,05	0,08	0,04	0,06	0,04	0,03
P.F.-%	0,3	0,6	0,3	0,5	0,6	0,3	0,5	1,0	0,4	0,9	0,5	0,4	0,2	0,7	0,2	0,4	0,3	0,8
Soma-%	94,72	95,75	97,41	96,77	96,87	98,35	96,19	96,89	97,07	97,01	95,20	98,95	98,95	97,43	95,97	98,45	98,27	97,01
Ba-ppm	2493	4758	451	2555	626	1308	2341	4636	1674	362	1416	1444	917	2593	591	1959	785	509
Co-ppm	16	15	26	22	16	10	7	12	8	10	9	8	7	8	3	5	3	10
Cs-ppm	0,4	0,6	0,7	0,2	1	1	0,7	0,6	0,3	0,2	0,7	0,8	2,1	0,5	4,9	0,4	0,3	0,3
Ga-ppm	23	22	17	20	22	22	21	20	17	23	12	19	24	16	20	18	18	14
Hf-ppm	6	9	3	4	3	6	9	10	5	3	12	3	4	5	2	5	3	4
Nb-ppm	19	18	2	11	7	7	16	12	7	1	33	5	10	8	8	7	6	1
Rb-ppm	126	126	67	97	98	58	218	111	96	43	62	93	128	71	142	134	186	62
Sr-ppm	816	1604	615	1157	668	492	562	1093	504	580	573	636	370	442	111	393	302	301
Ta-ppm	0,8	<0,5	0,8	<0,5	0,9	<0,5	<0,5	1	49,7	1,1	9,6	<0,5	<0,5	<0,5	1,6	<0,5	3,2	0,9
Th-ppm	7,3	23,4	5	<0,1	40	8,3	32,2	9,7	1,7	16	15,7	10,7	19,4	<0,1	5	16,9	16,6	52
U-ppm	1,18	3,08	0,74	0,34	1,14	1,29	3,73	1,04	1,2	0,57	0,67	0,8	2,47	1,18	4,04	1,36	2,45	0,94
V-ppm	106	79	189	125	95	57	48	84	63	85	64	47	28	65	<5	42	36	52
Zr-ppm	754	454	162	287	202	284	442	520	329	155	106	120	154	364	113	346	197	248
Y-ppm	31	23	23	27	23	10	26	23	19	27	18	8	9	20	27	9	14	7
Cu-ppm	31	21	39	35	19	19	13	15	14	17	5	10	5	10	2	13	10	54
Pb-ppm	8	19	4	5	11	4	17	11	7	9	3	7	7	9	4	13	16	17
Zn-ppm	91	114	145	105	92	78	82	80	56	71	47	41	63	64	47	55	41	40
Ag-ppm	0,05	0,01	0,01	0,06	0,02	0,02	0,02	<0,01	<0,01	0,02	0,01	<0,01	<0,01	0,36	0,03	0,02	<0,01	0,03
Au-ppm	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1

Tabela 4.6 - Análises químicas em rocha total e parâmetros litogeoquímicos da Suíte Intrusiva Arapari. (Continuação)

NUM.CAMPO	EM-146C	PR-052B	PR-085A	PR-110C	PR-093	PR-050	PR-031	PR-090	PR-147	PR-088A	PR-170B	PR-049	PR-033	PR-107	EM-083	PR-136A	PR-153A	PR-086
ROCHA	Charno-enderbito	Enderbito	Enderbito	Charno-enderbito	Enderbito	Enderbito	Charno-enderbito	Charno-ckito	Charno-enderbito	Charno-enderbito	Charno-enderbito	Charno-ckito	Charno-enderbito	Charno-ckito	Charno-enderbito	Charno-ckito	Charno-ckito	Enderbito
Cr-ppm	20	38	35	47	34	18	16	21	30	24	44	16	12	24	6	20	23	14
Ni-ppm	16,2	25,7	17,7	39,9	17,6	10,9	12,1	13,8	20,5	15,8	23,8	12,2	8,5	21,8	6,1	17,1	21,3	18,1
Sc-ppm	3,8	8,6	10,0	4,5	8,3	3,9	6,5	6,6	2,4	10,5	2,2	2,6	1,8	3,6	1,8	1,2	1,9	2,3
La-ppm	117,6	188,4	23,7	110,1	100,7	33,7	136,4	126,1	65,4	57,8	16,2	28,8	63,8	49,2	26,7	86,6	46,9	59,7
Ce-ppm	243,6	354,7	70,1	230,8	167,0	62,7	257,4	219,1	123,6	107,3	36,1	52,3	82,8	89,3	59,9	149,8	83,9	88,3
Pr-ppm	30,3	47,1	6,0	29,0	18,5	8,6	33,6	25,0	13,5	13,4	5,0	6,6	12,5	10,3	6,7	14,3	9,0	8,7
Nd-ppm	117,1	179,6	24,0	107,0	58,0	31,4	116,4	85,1	49,4	53,6	19,6	22,2	38,6	36,1	25,8	46,3	32,5	25,5
Sm-ppm	16,8	22,6	5,1	15,2	8,2	5,2	16,2	12,9	7,2	8,7	3,8	3,4	4,5	5,9	5,2	5,3	4,7	3,0
Eu-ppm	3,55	5,77	1,59	4,04	1,48	1,89	3,32	3,56	1,88	1,35	1,29	1,79	1,48	3,12	0,69	1,52	1,13	0,81
Gd-ppm	14,60	16,20	5,05	13,40	6,66	4,05	11,60	9,60	6,30	7,67	3,46	2,74	3,48	5,71	4,77	4,20	4,38	2,53
Tb-ppm	1,70	1,88	0,70	1,51	0,82	0,58	1,64	1,09	0,93	1,05	0,49	0,39	0,44	0,77	0,88	0,56	0,62	0,28
Dy-ppm	8,53	8,00	3,99	6,67	4,58	2,38	6,56	5,41	4,21	6,04	2,77	1,46	1,61	4,34	4,64	2,70	3,33	1,48
Ho-ppm	1,19	0,95	0,73	0,92	0,72	0,42	1,13	0,83	0,75	0,89	0,46	0,33	0,25	0,76	0,92	0,35	0,55	0,23
Er-ppm	2,96	1,91	1,91	2,30	2,03	0,85	2,05	1,81	1,87	2,84	1,21	0,82	0,63	1,91	2,52	0,84	1,12	0,61
Tm-ppm	0,35	0,28	0,34	0,34	0,25	0,17	0,33	0,24	0,23	0,36	0,19	0,13	0,09	0,31	0,30	0,12	0,17	0,08
Yb-ppm	2,0	1,8	2,0	2,0	2,0	0,7	2,3	1,6	1,6	2,2	1,4	0,8	0,5	2,1	2,4	0,8	1,2	0,5
Lu-ppm	0,33	0,19	0,38	0,35	0,33	1,01	0,26	0,21	0,26	0,30	0,27	0,22	<0,05	0,30	0,40	0,13	0,17	0,10
ΣREE	560,61	829,38	145,63	523,63	371,27	153,62	589,19	492,55	277,13	263,50	92,26	122,02	210,68	210,12	141,85	313,52	189,68	191,80
Eu/Eu*	0,69	0,92	0,96	0,86	0,61	1,26	0,74	0,98	0,85	0,50	1,09	1,79	1,14	1,64	0,42	0,98	0,76	0,90
LaN/Yb/N	40,0	71,2	8,1	37,5	34,3	32,8	40,4	53,6	27,8	17,9	7,9	24,5	86,8	15,9	7,6	73,7	26,6	81,3
LaN/SmN	4,4	5,2	2,9	4,5	7,7	4,1	5,3	6,1	5,7	4,2	2,7	5,3	8,9	5,2	3,2	10,2	6,3	12,5
EuN/YbN	5,1	9,2	2,3	5,8	2,1	7,7	4,1	6,4	3,4	1,8	2,6	6,4	8,5	4,3	0,8	5,4	2,7	4,6
Fe+Mg+Ti+Min%	13,2	12,3	14,9	11,7	9,9	8,6	6,7	8,1	6,4	7,7	5,8	5,1	4,7	6,6	2,7	4,7	3,6	4,1
K2O/Na2O	1,3	1,3	0,3	1,1	0,4	0,5	1,6	1,4	1,4	0,3	0,8	1,0	0,6	1,5	1,0	1,5	1,4	0,6
Rb/Sr	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,4	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,3	0,2	1,3	0,3	0,6	0,2
Sr/Y	26,2	70,4	26,7	43,0	29,6	50,2	21,6	48,1	26,0	21,3	31,3	81,5	39,4	21,7	4,2	43,2	21,3	44,9
La/Nb	6,2	10,5	11,9	10,0	14,4	4,8	8,5	10,5	9,3	57,8	0,5	5,8	6,4	6,2	3,3	12,4	7,8	59,7
Rb/Zr	0,2	0,3	0,4	0,3	0,5	0,2	0,5	0,2	0,3	0,3	0,6	0,8	0,8	0,2	1,3	0,4	0,9	0,3

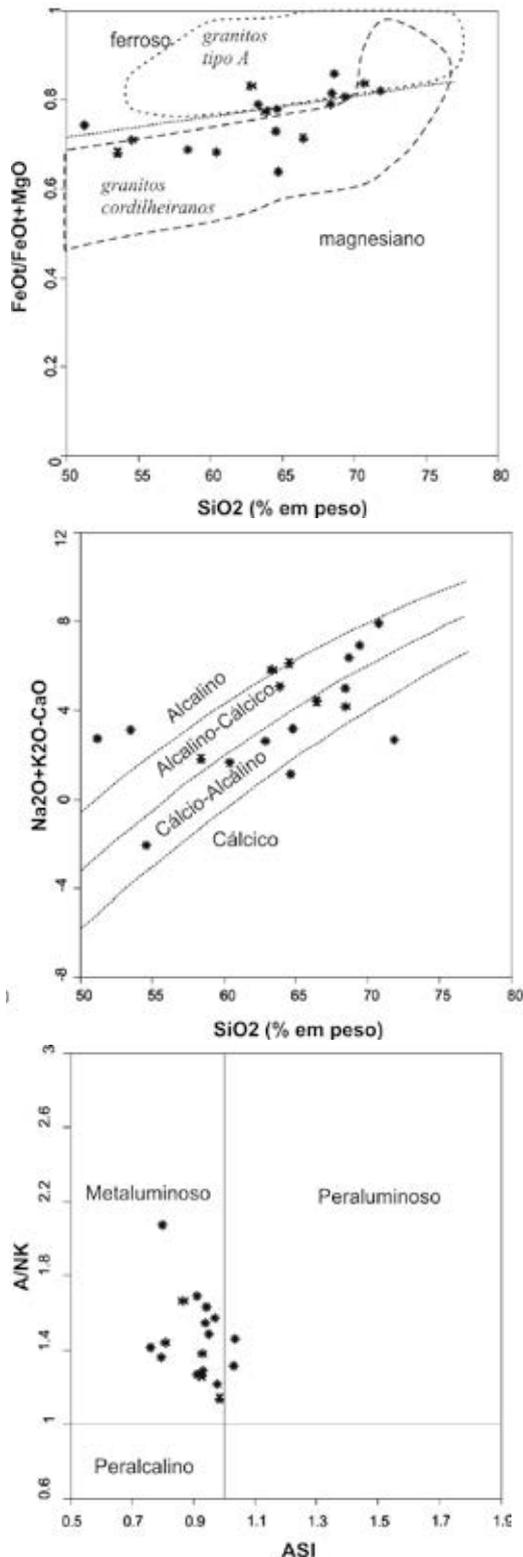


Figura 4.15 - A) Diagramas de Frost et al. (2001) para as rochas da Suíte Intrusiva Arapari. A) Diagrama SiO_2 versus Fe^* (FeO^*/FeO^*+MgO); B) Índice de alcalinidade modificado (MALI) com SiO_2 versus Na_2O+K_2O-CaO ; C) Índice de saturação em alumina (ASI - $Al/Ca-1,67P+Na+K$) em mol versus A/NK ($Al/Na+K$) em mol.

A Suíte Intrusiva Arapari representa um magmatismo cálcio-alcálico de médio K a shoshonítico, com composição litológica variada, caráter metaluminoso, magnésiano a ferroso, cálcico-alcálico predominante, e enriquecimento em LILE e ETR leves, condizente com participação crustal no processo de geração dos magmas, em um ambiente de margem continental ativa. Apesar da variação geoquímica observada e do comportamento irregular das razões de elementos traços (p.ex. Rb/Sr, La/Nb, Ce/Y), admite-se que os granitoides enderbíticos a charnoenderbíticos da SIA estejam relacionadas ao mesmo evento magmático. Esta suíte é associada a um magmatismo orogênico, tardi a pós-colisional, relacionado ao Ciclo Transamazônico.

4.2.5 Suíte Intrusiva João Jorge

Foram selecionadas 6 amostras para o estudo litoquímico desta unidade, cujos resultados analíticos encontram-se na Tabela 4.7 e informações adicionais de parâmetros litoquímicos e petrográficos na Tabela 4.2.

As rochas da Suíte Intrusiva João Jorge (SJJ) apresentam altos teores de SiO_2 que variam de 68,60 a 72,48%. No diagrama R1-R2 de De La Roche et al (1980) são classificadas como granitos e álcali-granitos (Fig. 4.19A), segundo o trend alcalino. Esta classificação é concordante com as análises petrográficas que identificaram a presença predominante de monzogranitos e sienogranitos e raros granodioritos. No diagrama AFM estes granitos se posicionam no campo do magmatismo tipo A (Fig. 4.19B).

Apresentam altos teores de álcalis (8,17–9,64%) e baixos de MgO (0,15–0,46) e CaO (0,64–1,36%). A razão K_2O/Na_2O varia entre 1,5 e 2,0 caracterizando como granitos ricos em potássio. As razões $FeO^*/(FeO^*+MgO)$ plotadas no diagrama de Frost et al. (2001), assinalam como rochas ferrosas, no campo dos granitos tipo A (Fig. 4.20A). Ainda, utilizando os parâmetros de Frost et al. (2001) são granitos de afinidade predominantemente alcalina-cálcica com uma amostra no campo alcalino próximo ao limite destes campos (Fig. 4.20B). Em relação ao caráter aluminoso, as amostras plotam próximo ao limite entre os campos peraluminoso e metaluminoso, com predominância do primeiro, e valores máximos de Al_2O_3 de 13,70% e coríndon normativo de 1,5% (Fig. 4.20C). O caráter peraluminoso é compatível com a presença de biotita como único mineral máfico e sericita/muscovita como mineral de alteração. Os valores de P.F. são abaixo de 0,8% indicando que a alteração não teve significativa influência no quimismo das rochas analisadas.

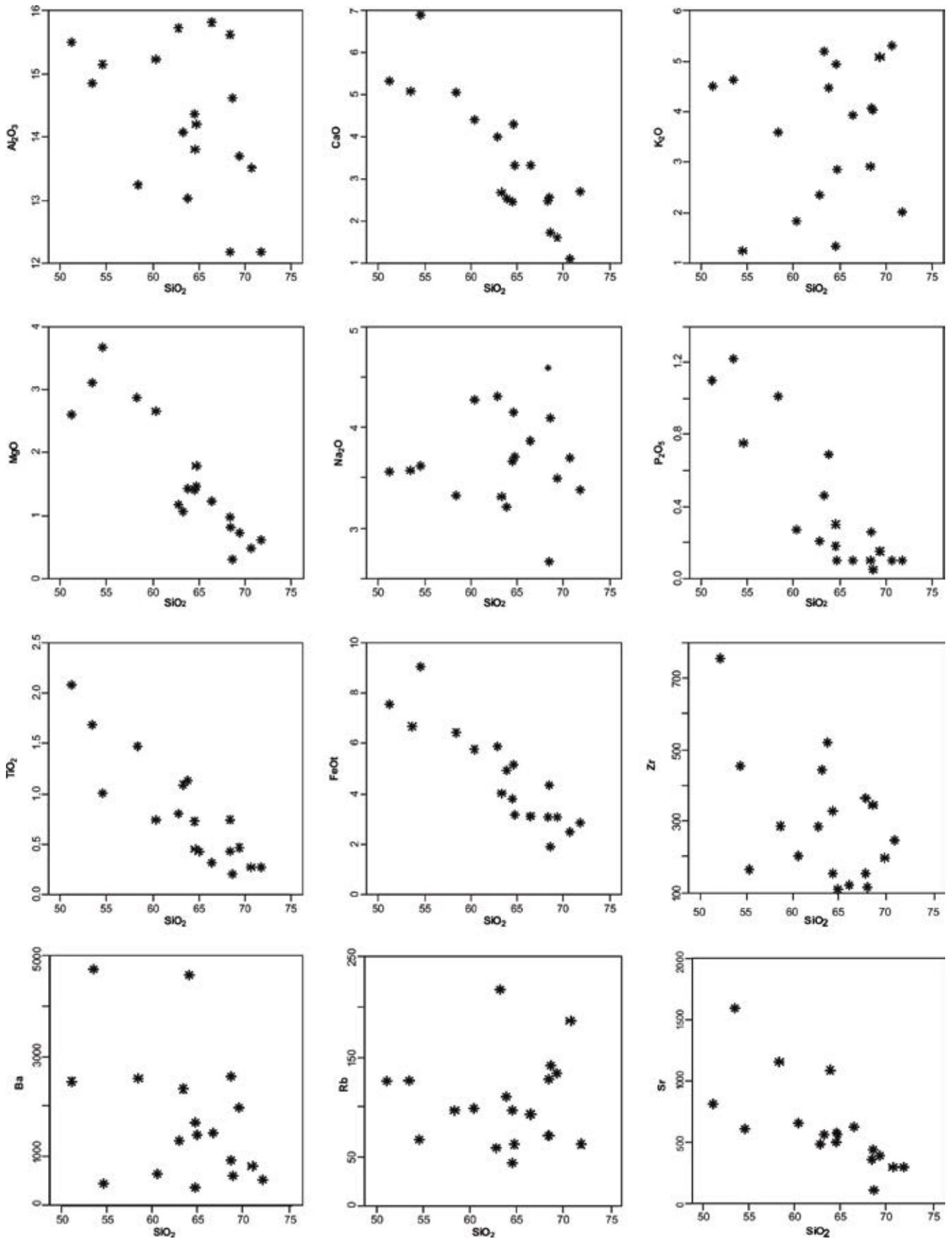


Figura 4.16 – Diagramas de Harker para a Suíte Intrusiva Arapari.

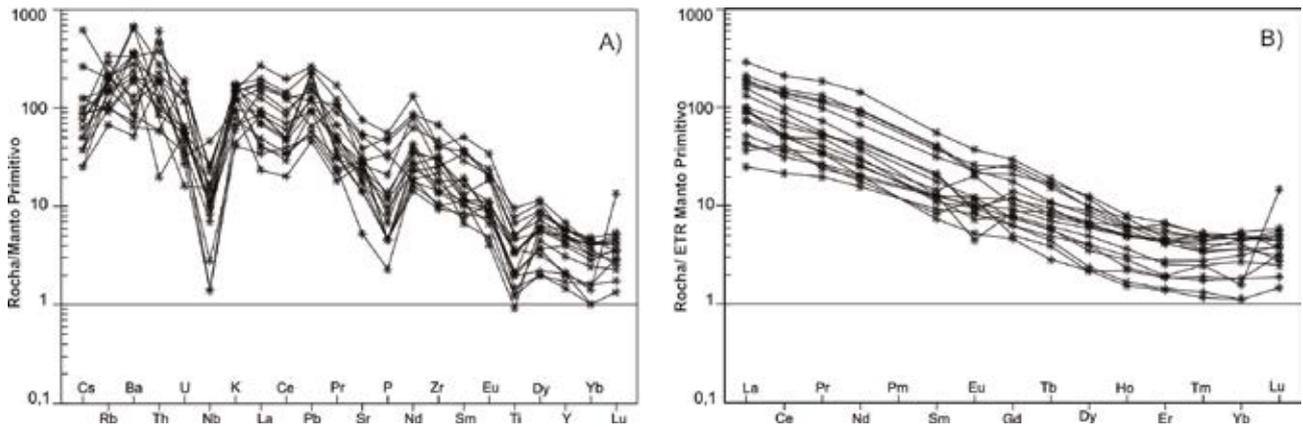


Figura 4.17 – A) Diagrama multielementar, normalizadas ao manto primitivo de Sun e McDonough (1989) e B) Padrão de elementos terra raras, normalizados ao manto primitivo de McDonough e Sun (1995) para as rochas da Suíte Intrusiva Arapari.

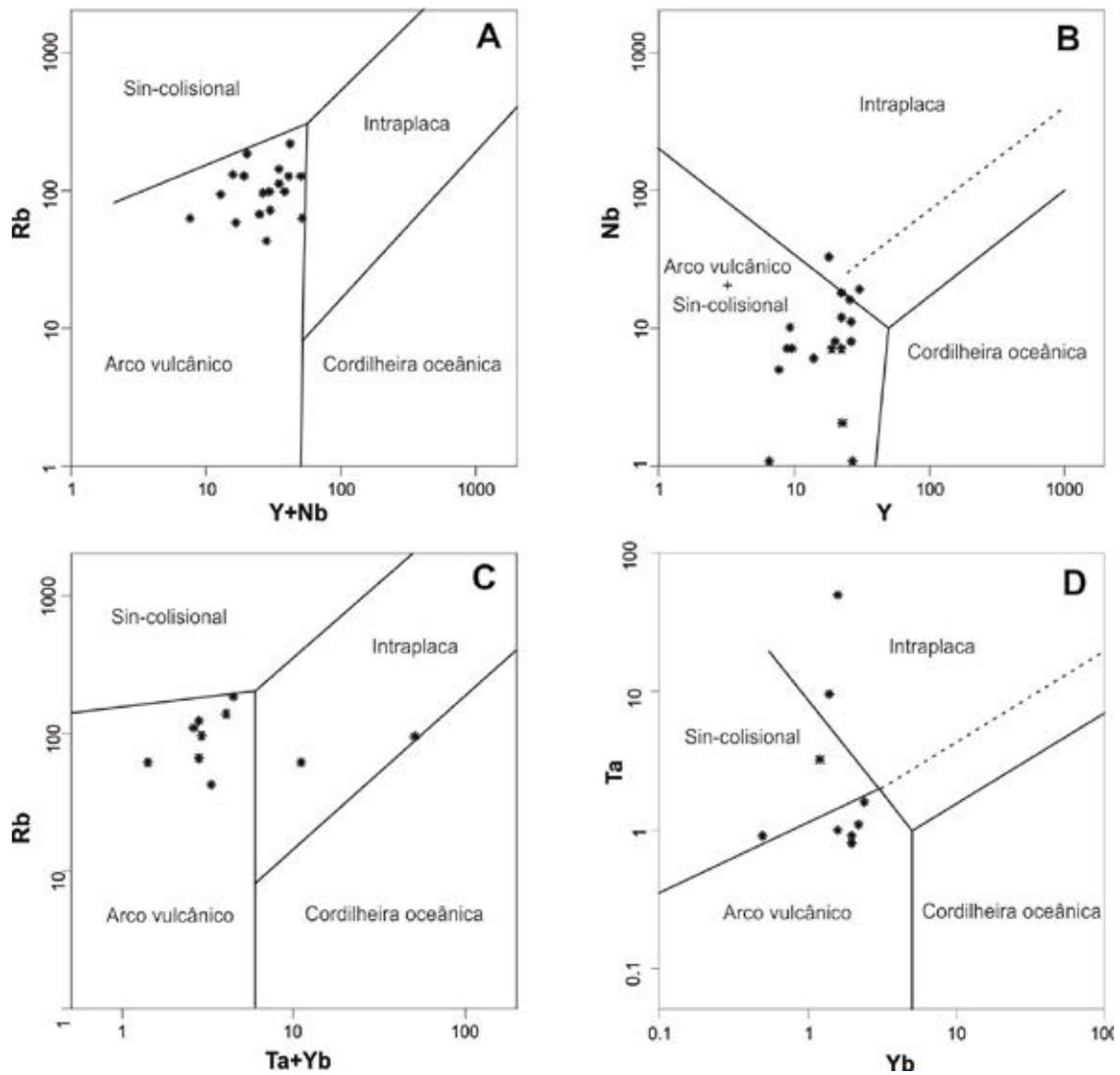


Figura 4.18 – Diagramas de Pearce, Harris e Tindle (1984) para a Suíte Intrusiva Arapari.

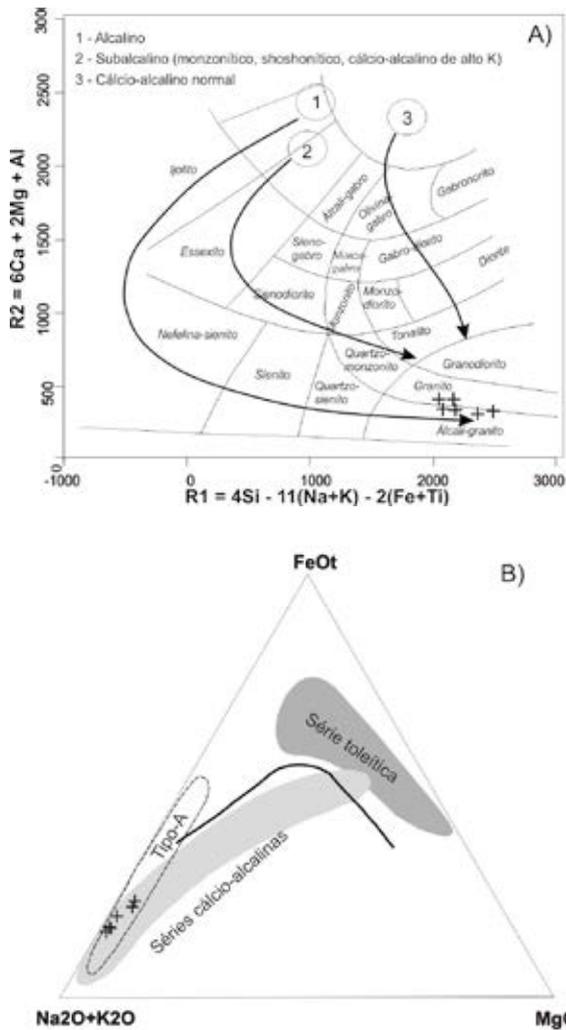


Figura 4.19 – A) Diagrama R1-R2 (modificado DE LA ROCHE et al., 1980) e B) Diagrama AFM (IRVINE; BARAGAR, 1971) para as rochas da Suíte Intrusiva João Jorge.

Em relação aos elementos traços destacam-se os baixos teores de Y, Yb, Nb e Zn, moderados de Ba, Rb e Zr e altos de Th e U. Quando normalizados ao manto primitivo, os elementos incompatíveis evidenciam um maior enriquecimento de LILE em relação aos HFSE, com padrão geral decrescente (Fig. 4.21A). Destacam-se anomalias positivas de Th e U que indicam participação crustal na geração dos magmas. Nb, Ti, Sr e P apresentam acentuadas anomalias negativas, tidas como características de magmas gerados em zona de subducção (PEARCE; PEATE, 1995). Tal assinatura pode ser admitida como herança de fusão de crosta gerada em arco magmático, em um ambiente pós-colisional.

As rochas da SJJ mostram enriquecimento em ETR com somatório total entre 301,87 e 665,65 ppm e acentuado empobrecimento dos ETR pesados (YbN ~10x) em relação aos ETR leves (LaN ~120x), com razões LaN/YbN no intervalo de 23,10 a 61,76 (Fig. 4.21B). O Eu apresenta forte anomalia negativa (Eu/Eu* = 0,23-0,58) caracterizando fracionamento de plagioclásio na evolução do magma ou, então retenção de Eu na fonte. Este padrão de ETR é compatível com granitos tipo A, embora a amostra PR-103A destaque-se das demais por ter o menor conteúdo em ETR e padrão côncavo nos ETR pesados, típico de rochas cálcio-alcálinas.

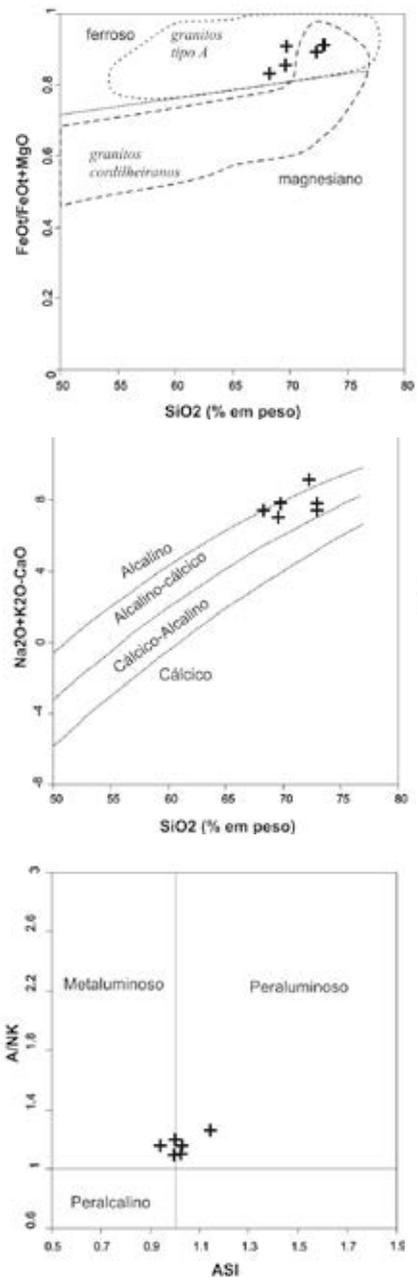


Figura 4.20 - A) Diagramas de Frost et al. (2001) para as rochas da Suíte Intrusiva João Jorge. A) Diagrama SiO2 versus Fe* (FeOt/FeOt+MgO). B) Índice de alcalinidade modificado (MALI) com SiO2 versus Na2O+K2O-CaO. C) Índice de saturação em alumina (ASI - Al/Ca-1,67P+Na+K) em mol versus A/NK (Al/Na+K) em mol.

Nos diagramas de discriminação tectônica de Pearce, Harris e Tindle (1984) as amostras da unidade João Jorge plotam no limite entre os campos de arco vulcânico, intraplaca e sin-colisional (Fig. 4.22). O campo de granitos pós-colisional ou anorogênico (PEARCE, 1996), é definido no limite destes ambientes, o qual é admitido para a geração desta unidade. Nos diagramas de Whalen, Currie e Chappell (1987) se distribuem entre o limite dos campos dos granitos tipo I e A (Fig. 4.23), com razão Ga/Al entre 1,91 e 2,95. No diagrama ternário Y-Ce-Nb de Eby (1992) se dispõem no campo A2 com valores de Y/Nb > 1,2, que representa magmatismo tipo A gerado por fusão de fontes crustais (Fig. 4.24) ou mistura de material mantélico e crustal.

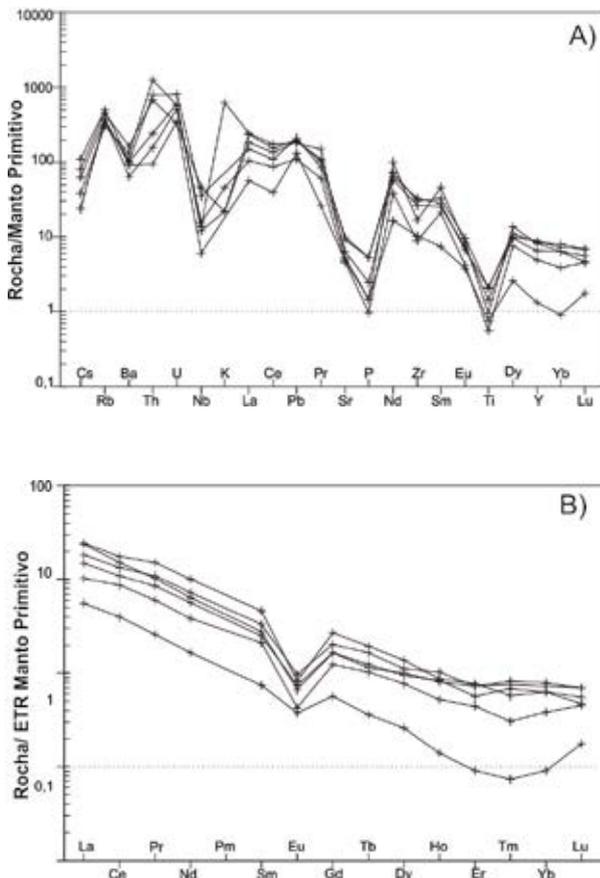


Figura 4.21 – A) Diagrama multielementar normalizadas ao manto primitivo de Sun e McDonough (1989) e B) Padrão de elementos terra raras, normalizados ao manto primitivo de McDonough e Sun (1995) para as rochas da Suíte Intrusiva João Jorge.

A Suíte Intrusiva João Jorge é representada quimicamente por granitos e álcali-granitos evoluídos, potássicos, ferrosos, cálcico-alcálicos a alcalinos, peraluminosos a metaluminosos, com enriquecimento em LILE e ETRL e empobrecimento em HFSE e ETRP. Possuem afinidade com granitos pós-colisionais e assinatura preservada de protólitos de arcos vulcânicos. Os baixos valores de Zr, Nb, Y, Zn e Yb e o padrão dos HFSE e ETR pesados não seguem estritamente àquelas reportados para granitos tipo A por Whalen, Currie e Chappell (1987) e Eby (1992), com características também de granitos cálcio-alcálicos de alto K.

Vasquez e Rosa-Costa (2008) consideram esta suíte como de origem pós a tardi-colisional na evolução do Ciclo Transamazônico. Dessa forma, a caracterização geoquímica desta unidade como tipo A é preliminar e sua petrogênese necessita ser melhor investigada, admitindo no entanto sua derivação a partir de fusão crustal, em acordo com dados isotópicos de Nd registrados por aqueles autores.

4.3 ROCHAS BÁSICAS

As rochas básicas da Folha Tucuruí selecionadas para estudo litogeoquímico foram das unidades estratigráficas Diabásio Igarapé Santos e Diabásio Rio Pajeú, as quais estão sendo apresentadas em conjunto nos diagramas. Os principais parâmetros petrográficos e litogeoquímicos destas unidades constam na Tabela 4.8.

4.3.1 Diabásio Rio Pajeú

Foram analisadas sete amostras do Diabásio Rio Pajeú (DRP), cujos resultados analíticos constam da Tabela 4.9. No tratamento geoquímico, os óxidos dos elementos maiores e menores foram normalizados a 100%, eliminando-se o valor dos voláteis (P.F.= perda ao fogo). A amostra EM-11 com P.F. de 2,9% foi incluída nos diagramas geoquímicos, mas com ressalvas devido a provável alteração.

As amostras do Diabásio Rio Pajeú apresentam altos teores de TiO_2 (2,09-3,67%) e Fe_2O_3 (13,35 – 17,75%) e baixos teores de SiO_2 (44,34-50,71%) e álcalis (3,15-4,64%). São classificados quimicamente como basaltos no diagrama TAS (Fig. 4.25A), com afinidade subcalcina predominante. Petrograficamente esta unidade é constituída por augita diabásios, augita diabásios olivínicos, augita gabros olivínicos e microgabros granofíricos. A natureza destas rochas é toleítica, com forte enriquecimento de ferro em relação aos álcalis e magnésio, conforme se observa no diagrama AFM (Fig. 4.25B), corroborada também pelo caráter supersaturado em sílica com presença de quartzo e hiperstênio normativos. A amostra EM-11 possui olivina normativa classificando-se como olivina toleíta, embora se localize no campo cálcio-alcálico no diagrama AFM.

As amostras analisadas apresentam baixos valores do número de magnésio ($mg\# = 100MgO/MgO + FeO$), entre 32,0 e 36,8, com exceção da amostra EM-11B que tem valor de 52,4. Tais valores de $mg\#$ e os baixos teores de MgO (3,26–6,9%), Ni, Cr e Co sugerem que o magma gerador dos basaltos era evoluído, pois magmas primários possuem $mg\#$ entre 0,74 e 0,80.

No diagrama multielementar normalizado ao manto primitivo (Figura 4.26) observa-se que os basaltos Rio Pajeú apresentam certa regularidade das curvas, com enriquecimento dos elementos traços em relação ao padrão, sendo maior dos LILE (<110 vezes) do que os HFSE (<10 vezes). O Pb e o K apresentam anomalia positiva e o Sr negativa. O Th e o P apresentam oscilações no padrão com anomalias fortemente negativas e positivas, sugestivas da ação de processos pós-magmáticos sobre estas amostras. Para comparação tem-se a curva dos basaltos continentais da Bacia do Paraná compatível com as do Diabásio Rio Pajeú.

Tabela 4.7 - Análises químicas em rocha total e parâmetros litogeoquímicos da Suíte Intrusiva João Jorge.

NUM.CAMPO	PR-022	PR-073	PR-175	PR-011	PR-166A	PR-103A
ROCHA	Monzogranito	Monzogranito	Monzogranito	Monzogranito	Monzogranito	Monzogranito
SiO₂-%	68,60	69,72	69,83	71,93	72,48	72,54
Al₂O₃-%	13,47	12,86	12,88	13,70	13,22	12,35
Fe₂O₃-%	2,72	2,88	2,24	2,06	1,62	1,84
MgO-%	0,46	0,42	0,21	0,23	0,15	0,17
CaO-%	1,22	1,36	0,79	0,64	0,64	0,66
Na₂O-%	3,09	3,07	3,08	3,21	3,09	3,36
K₂O-%	5,71	5,54	5,57	6,43	5,08	5,19
TiO₂-%	0,41	0,42	0,19	0,29	0,11	0,15
P₂O₅-%	0,11	0,11	0,03	0,05	0,02	0,03
MnO-%	0,05	0,04	0,03	0,05	0,02	0,03
P.F.-%	0,7	0,8	0,7	0,5	0,5	0,5
Soma-%	96,54	97,22	95,55	99,09	96,93	96,82
Ba-ppm	1057	835	645	669	425	605
Co-ppm	3,3	2,9	2,3	2,5	1,6	3,7
Cs-ppm	1,7	0,8	0,5	2,3	1,3	0,5
Ga-ppm	21	16	13	18	12	16
Hf-ppm	11	7	3	6	2	2
Nb-ppm	30	8	9	23	10	4
Rb-ppm	270,4	182,6	211,6	297,1	225,5	227,2
Sr-ppm	180	195	102	126	91	94
Ta-ppm	0,8	0,8	23,3	<0,5	1,7	<0,5
Th-ppm	53,9	100	19,5	64	12,4	7,5
U-ppm	6,56	11,7	11,9	16,3	10,2	6,91
V-ppm	21	49	34	20	25	23
Zr-ppm	318	346	175	277	94	108
Y-ppm	36	38	36	28	21	6
Cu-ppm	4	6	7	7	5	9
Pb-ppm	28	30	27	32	16	20
Zn-ppm	66	42	35	46	22	43
Ag-ppm	<0,01	<0,01	0,02	0,02	0,04	0,02
Au-ppm	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Cr-ppm	7	12	9	4	<1	10
Ni-ppm	5	11	5	5	3	13
Sc-ppm	2,9	2,3	1,6	1,9	1,3	0,7
La-ppm	118,8	153,6	156,2	96,7	67,0	36,3
Ce-ppm	224,2	253,9	291,8	184,7	144,6	66,2
Pr-ppm	28,0	25,9	38,3	21,8	15,3	6,6
Nd-ppm	90,3	80,4	125,0	71,3	47,9	20,5
Sm-ppm	13,4	11,3	18,8	10,2	8,6	3,0
Eu-ppm	1,49	1,02	1,26	1,15	0,65	0,58
Gd-ppm	11,00	9,06	14,80	8,89	6,70	3,06
Tb-ppm	1,62	1,14	1,92	1,23	1,01	0,36
Dy-ppm	7,49	6,82	9,30	6,43	5,15	1,74
Ho-ppm	1,52	1,20	1,30	1,25	0,78	0,21
Er-ppm	3,21	3,21	3,40	2,47	1,96	0,40
Tm-ppm	0,56	0,51	0,39	0,46	0,21	0,05

NUM.CAMPO	PR-022	PR-073	PR-175	PR-011	PR-166A	PR-103A
ROCHA	Monzogranito	Monzogranito	Monzogranito	Monzogranito	Monzogranito	Monzogranito
Yb-ppm	3,50	3,20	2,80	2,80	1,70	0,40
Lu-ppm	0,47	0,47	0,38	0,32	0,31	0,12
ΣREE	505,56	551,73	665,65	409,70	301,87	139,49
Eu/Eu*	0,37	0,31	0,23	0,37	0,26	0,58
LaN/Yb/N	23,1	32,7	38,0	23,5	26,8	61,8
LaN/SmN	5,6	8,5	5,2	5,9	4,9	7,6
EuN/YbN	1,2	0,9	1,3	1,2	1,1	4,2
Fe+Mg+Ti+Mn%	3,6	3,8	2,7	2,6	1,9	2,2
K2O/Na2O	1,8	1,8	1,8	2,0	1,6	1,5
Rb/Sr	1,5	0,9	2,1	2,4	2,5	2,4
Sr/Y	4,9	5,1	2,9	4,5	4,3	16,5
La/Nb	4,0	19,2	17,4	4,2	6,7	9,1
Rb/Zr	0,9	0,5	1,2	1,1	2,4	2,1

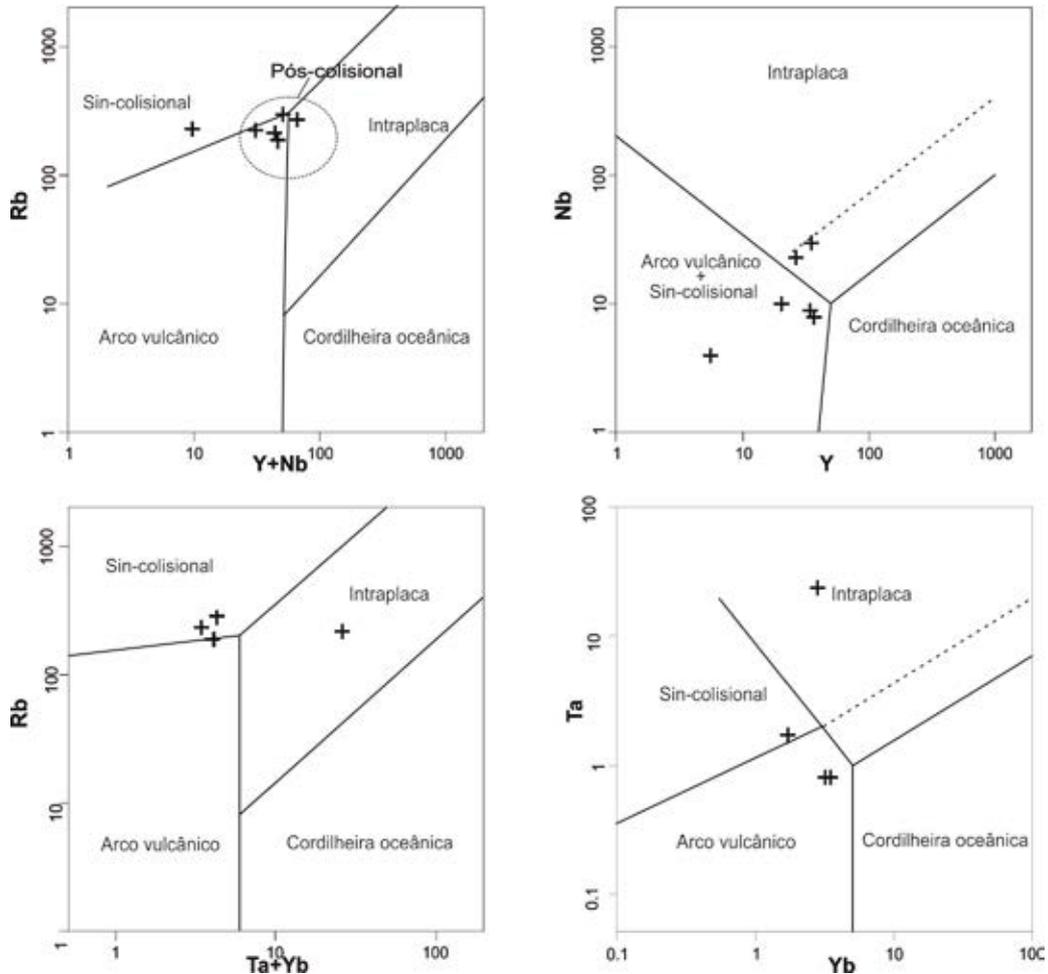


Figura 4.22 – Diagramas de Pearce, Harris e Tindle (1984) para a Suíte Intrusiva João Jorge.

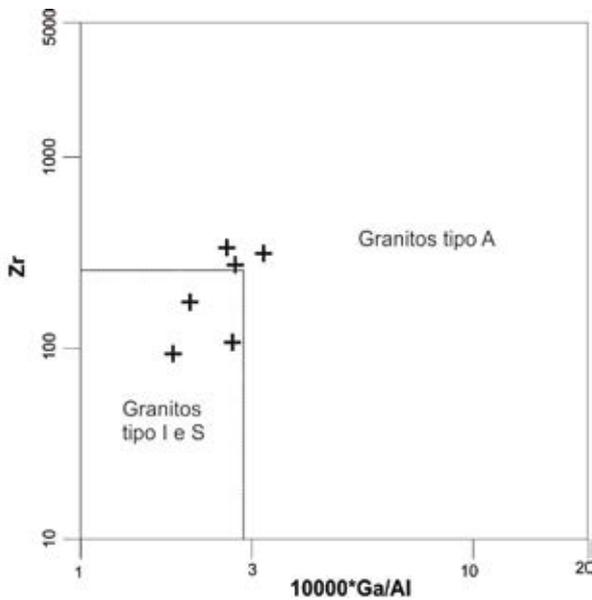
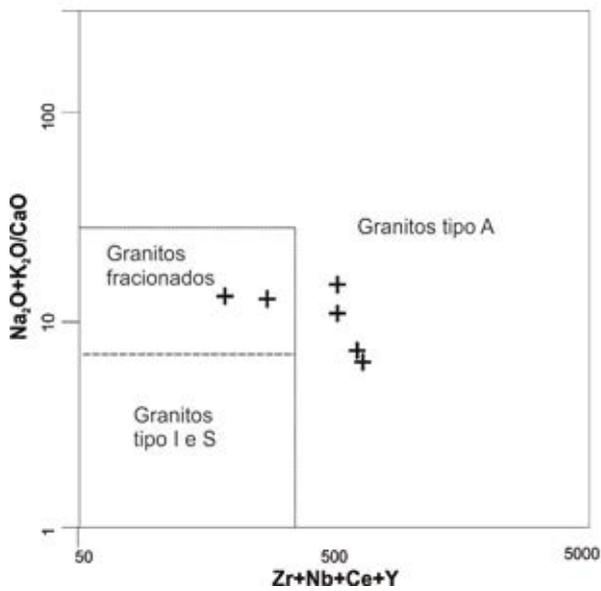


Figura 4.23 – Diagramas de Whalen, Currie e Chappell (1987) para a Suíte Intrusiva João Jorge.

Em relação aos ETR as amostras do DRP possuem conteúdo de ETR variado (100,27-192,4 ppm) com curvas uniformes e pequeno fracionamento entre os ETR leves e pesados, com razões LaN/YbN entre 3,0 e 3,9. A anomalia de Eu é ausente a levemente negativa ($Eu/Eu^* = 0,9-1,0$). Os ETRL apresentam-se enriquecidos até 40 vezes o manto primitivo de McDonough e Sun (1989). Estes padrões são característicos de basaltos continentais intraplaca, a semelhança do padrão de ETR dos basaltos continentais de alto Ti da Bacia do Parnaíba (Fig. 4.27).

O posicionamento tectônico do Diabásio Rio Pajeú é em ambiente tipo intraplaca, de acordo com os diagramas Zr versus Zr/Y (PEARCE; NORRY, 1979) e Y-La-Nb (CABANIS; LECOLLE, 1989) (Fig. 4.28A, B), corroborando com os dados químicos anteriores o magmatismo toleítico continental intraplaca para estes basaltos.

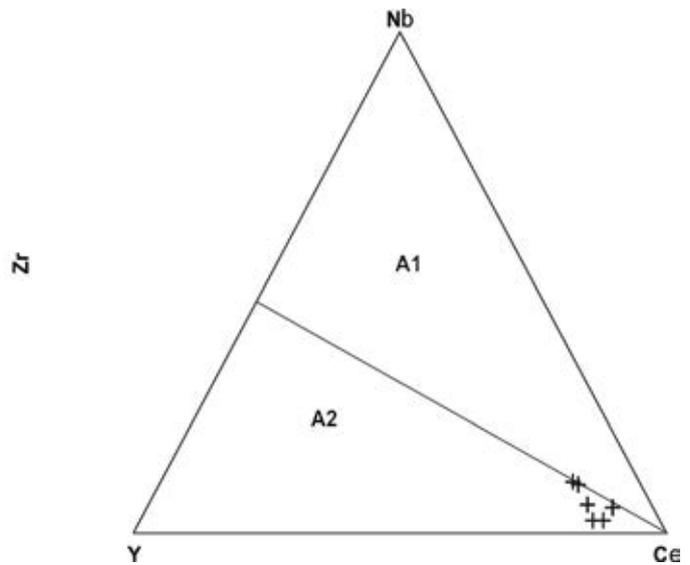


Figura 4.24 – Diagrama Y-Ce-Nb de Eby (1992) para a Suíte Intrusiva João Jorge. A1= granitos de derivação mantélica; A2= granitos de derivação crustal.

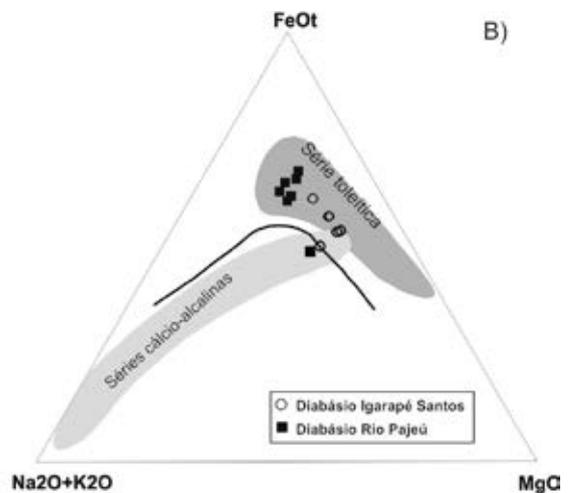
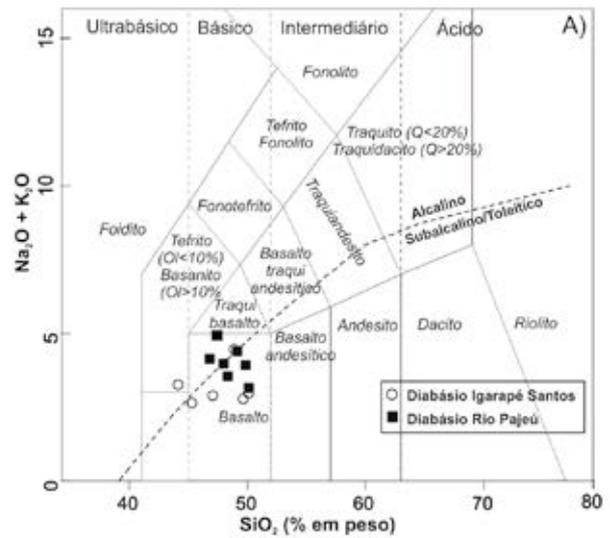


Figura 4.25 – Diagramas A) álcalis versus SiO₂ (TAS) segundo Le Bas et al. (1986) e AFM (IRVINE; BARAGAR, 1971) para as rochas do Diabásio Rio Pajeú e do Diabásio Igarapé Santos.

Tabela 4.8 – Parâmetros petrográficos e químicos das rochas básicas da folha Tucuruí.

UNIDADES	DIABÁSIO RIO PAJEÚ	DIABÁSIO IGARAPÉ SANTOS
LITOTIPOS	Augita diabásio, Augita diabásio olivínico, Augita gabros olivínicos, Microgabros granofíricos	Augita-diabásios
MINERAIS MÁFICOS	Augita, olivina, opacos	Augita, opacos
MINERAIS ACESSÓRIOS	Opacos, apatita	Opacos
TEXTURA	Subofítica, granofírica, micropegmatítica	Intergranular e amigdaloidal
SiO ₂ (% em peso)	44,34 – 50,71	41,87 – 47,99
Fe ₂ O ₃ +MgO+TiO ₂ +MnO(% em peso)	19,35 – 26,23	21,63 – 26,84
mg#	32,0 – 52,4	41,2 – 52,5
ΣETR (ppm)	100,27 – 192,38	99,53 – 186,41
Eu/Eu*	0,9 – 1,0	0,9 – 1,0
LaN/YbN	3,0 – 3,9	4,4 – 7,0
AFM	Toleítico	Toleítico
IDADE (MA)	Juro-Triássico	Cambriano

Tabela 4.9 - Análises químicas em rocha total e parâmetros litogeoquímicos do Diabásio Rio Pajeú e Diabásio Igarapé Santos.

NUM.CAMPO ROCHA	Diabásio Rio Pajeú							Diabásio Igarapé Santos					
	EM-011B Augita- Diabásio	PR-006 Olivina- Diabásio	PR-001 Olivina- Diabásio	PR-194 Augita- Diabásio	PR-186A Augita- Diabásio	EM-36 Olivina- Diabásio	EM-38 Augita- Diabásio	EM-175 Diabásio	EM-157 Diabásio	EM-109E Diabásio	EM-180A Diabásio	EM-176 Diabásio	EM-177 Diabásio
SiO ₂ -%	44,34	46,12	46,38	47,75	47,88	49,50	50,71	41,87	42,30	45,60	47,39	47,75	47,99
Al ₂ O ₃ -%	14,18	16,33	13,81	15,62	12,82	13,27	12,43	12,47	14,58	14,25	11,49	11,55	13,24
Fe ₂ O ₃ -%	12,42	14,32	15,81	13,35	16,25	17,75	17,41	15,44	12,13	12,78	13,58	13,64	13,87
MgO-%	6,9	4,2	3,75	3,26	4,71	4,6	4,26	7,13	6,77	7,08	7,58	6,35	4,91
CaO-%	8,34	9,85	8,43	9,02	8,37	9,74	9,41	10,3	12,13	11,3	8,74	9,78	8,65
Na ₂ O-%	3,97	3,13	2,88	3,08	2,79	2,79	2,52	2,48	2,28	2,31	4,1	2,26	2,19
K ₂ O-%	0,67	0,9	0,93	0,65	1,45	0,78	0,63	0,6	0,16	0,48	0,22	0,41	0,63
TiO ₂ -%	2,09	2,92	3,25	2,55	2,56	3,67	3,52	4,08	2,55	2,56	3,27	3,84	3,76
P ₂ O ₅ -%	0,23	0,41	0,57	0,33	0,35	<0,01	0,04	0,38	0,29	0,27	0,4	0,36	0,37
MnO-%	0,19	0,24	0,84	0,19	0,23	0,21	0,23	0,19	0,18	0,18	0,18	0,19	0,16
Cr ₂ O ₃ -%	0,03	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	0,01	<0,01	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03	<0,01
LOI-%	2,9	0,6	1,1	0,6	<0,2	0,2	0,13	2,6	2,9	1,9	2,8	2,1	3,0
Soma-%	96,26	99,02	97,75	96,40	97,43	102,52	101,29	97,57	96,31	98,75	99,79	98,26	98,77
Ba-ppm	239	227	249	153	378	214	237	85	83	169	155	95	179
Co-ppm	43	43	53	31	44	23	55	48	45	45	41	45	46
Cs-ppm	0,5	1	0,9	0,7	1,1	0,78	0,64	0,3	0,3	0,9	0,2	0,2	0,3
Ga-ppm	18	24	28	15	14	26	27	31	19	18	17	28	26
Hf-ppm	3	5	7	4	5	7	7	4	3	4	3	4	5
Nb-ppm	9	14	21	15	14	18	16	14	13	8	11	12	17
Rb-ppm	38	20	26	15	43	27	22	18	3	13	5	7	15
Sr-ppm	283	281	263	363	182	319	311	367	438	332	258	340	365
Ta-ppm	3,6	<0,5	<0,5	1,6	1,2	1,18	1,15	8,2	<0,5	<0,5	0,7	7,8	8
Th-ppm	3,5	0,1	0,7	3,5	3,1	2,9	2,5	1,0	5,3	<0,1	3,2	1,1	2,4
U-ppm	0,42	0,43	0,78	0,39	1	0,5	0,45	0,55	0,38	0,25	0,42	0,65	0,74
V-ppm	288	272	267	229	316	-	-	467	353	297	340	430	349
Zr-ppm	137	246	340	231	227	228	213	209	160	150	230	204	253
Y-ppm	27	34	53	31	43	44	43	35	30	23	28	32	35
Cu-ppm	85	525	486	297	135	410	369	175	142	119	174	68	40

NUM.CAMPO ROCHA	Diabásio Rio Pajeú							Diabásio Igarapé Santos					
	EM-011B Augita- Diabásio	PR-006 Olivina- Diabásio	PR-001 Olivina- Diabásio	PR-194 Augita- Diabásio	PR-186A Augita- Diabásio	EM-36 Olivina- Diabásio	EM-38 Augita- Diabásio	EM-175 Diabásio	EM-157 Diabásio	EM-109E Diabásio	EM-180A Diabásio	EM-176 Diabásio	EM-177 Diabásio
Pb-ppm	2.3	2.2	2.6	1.5	3.4	2	2	1.8	1.4	2.4	3.2	1.7	2.3
Zn-ppm	104	127	130	98	49	103	92	113	83	64	103	86	119
Ag-ppm	0,03	0,2	0,13	0,09	0,02	0,11	0,09	0,06	0,04	<0,01	0,02	0,02	0,01
Au-ppm	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,4
Cr-ppm	31	30	19	10	44	-	-	127	19	14	52	137	35
Ni-ppm	59	29	34	17	35	28	41	104	85	67	89	97	61
Sc-ppm	8,1	3,6	5,4	3,5	3,1	-	-	3,7	3,8	3,6	8,5	2,5	4,7
La-ppm	12,2	14,0	23,8	15,2	24,8	20,9	19,0	18,6	17,3	14,2	18,1	17,8	30,0
Ce-ppm	34,1	35,5	59,6	42,1	60,8	42,9	42,3	47,8	40,4	35,2	40,7	45,1	64,9
Pr-ppm	4,8	5,8	9,9	6,2	8,0	6,3	6,1	7,0	5,9	4,9	5,8	6,7	9,3
Nd-ppm	23,0	28,9	46,1	28,8	35,1	30,8	29,3	32,7	26,4	20,5	30,7	32,8	41,5
Sm-ppm	5,2	7,0	10,0	7,6	7,7	8,1	7,9	8,2	6,1	5,5	5,4	7,7	9,2
Eu-ppm	1,76	2,40	3,64	2,25	2,30	2,43	2,33	2,79	2,12	1,86	2,01	2,73	2,92
Gd-ppm	6,03	8,35	13,00	7,54	8,80	9,04	8,79	9,69	7,56	5,86	6,47	8,67	10,20
Tb-ppm	1,05	1,42	2,25	1,21	1,55	1,30	1,24	1,47	1,15	0,81	0,96	1,43	1,41
Dy-ppm	5,19	7,17	10,70	7,10	8,22	8,24	7,88	8,54	6,53	4,67	5,06	7,27	7,71
Ho-ppm	1,13	1,49	2,39	1,33	1,93	1,60	1,44	1,54	1,21	0,93	1,01	1,32	1,45
Er-ppm	2,76	3,32	4,31	3,70	4,67	4,20	3,64	3,82	3,22	1,92	2,47	3,60	3,61
Tm-ppm	0,40	0,65	0,91	0,41	0,56	0,55	0,50	0,48	0,42	0,31	0,38	0,44	0,46
Yb-ppm	2,3	3,2	5,1	2,8	4,3	3,7	3,4	2,9	2,7	2,1	2,4	2,5	2,9
Lu-ppm	0,35	0,41	0,68	0,42	0,68	0,61	0,57	0,45	0,45	0,33	0,19	0,43	0,40
ΣREE	100,27	119,64	192,38	126,62	169,41	140,67	134,37	145,93	121,49	99,13	121,66	138,51	185,95
Eu/Eu*	1,0	1,0	1,0	0,9	0,9	0,9	0,9	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	0,9
LaN/Yb/N	3,6	3,0	3,2	3,7	3,9	3,8	3,8	4,4	4,4	4,6	5,1	4,8	7,0
LaN/SmN	1,5	1,3	1,5	1,3	2,0	1,6	1,5	1,4	1,8	1,6	2,1	1,4	2,0
EuN/YbN	2,19	2,15	2,04	2,30	1,53	1,88	1,96	2,76	2,25	2,54	2,40	3,13	2,88
mg#	52,4	36,8	32,0	32,6	36,5	33,9	32,7	47,8	52,5	52,3	52,5	48,0	41,2
Fe+Mg +Ti-Mn%	21,6	21,7	23,7	19,4	23,8	26,2	25,4	26,8	21,6	22,6	24,6	24,0	22,7
La/Nb	1,4	1,0	1,1	1,0	1,8	1,2	1,2	1,3	1,3	1,8	1,6	1,5	1,8
La/Ba	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1	0,1	0,2	0,2
Zr/Nb	15,2	17,6	16,2	15,4	16,2	13,0	13,2	14,9	12,3	18,8	20,9	17,0	14,9
Th/Yb	1,5	0,0	0,1	1,3	0,7	0,8	0,7	0,3	2,0	-	1,3	0,4	0,8

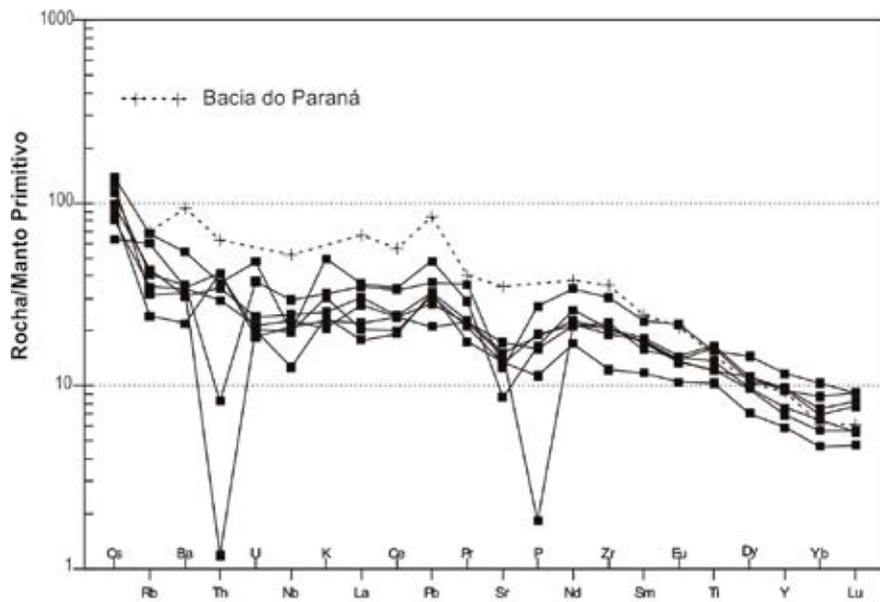


Figura 4.26 – Diagrama multielementar para as rochas do Diabásio Rio Pajeú normalizados ao manto primitivo de Sun e McDonough (1989). A curva pontilhada para comparação é de basalto continental da Bacia do Paraná (THOMPSON et al. 1983 apud WILSON, 1989).

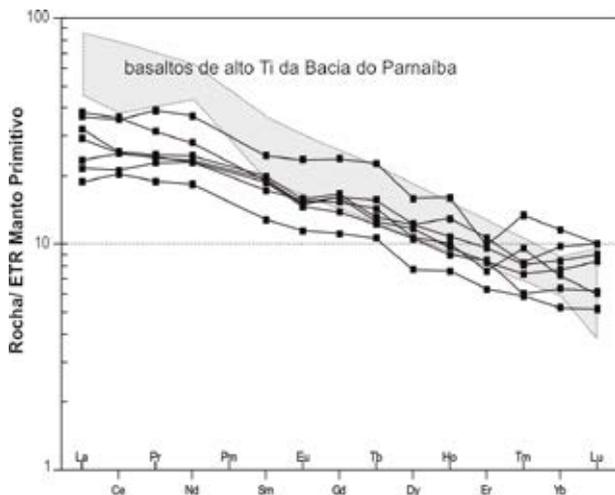


Figura 4.27 – Padrão de ETR para as rochas do Diabásio Rio Pajeú. O campo sombreado é de basaltos de alto Ti da Bacia do Parnaíba de Fodor et al. (1990) Valores normalizados ao manto primitivo de McDonough e Sun (1995).

Os enxames de diques do Diabásio Rio Pajeú cortam indistintas unidades pré-cambrianas e possuem portanto assinatura geoquímica de magmatismo básico continental anorogênico do tipo CFB (Continental Flood Basalts), de provável idade mesozoica.

A origem das províncias de basaltos continentais (CFB) ainda é bastante controversa, com diversos modelos propostos sobre os processos e as diferentes fontes mantélicas envolvidas. De modo geral, admite-se um modelo de plumas com participação do manto astenosférico ou do manto litosférico subcontinental.

Os enxames de diques do Diabásio Rio Pajeú cortam indistintas unidades pré-cambrianas e possuem portanto assinatura geoquímica de magmatismo básico continental anorogênico do tipo CFB (Continental Flood Basalts), de provável idade mesozoica.

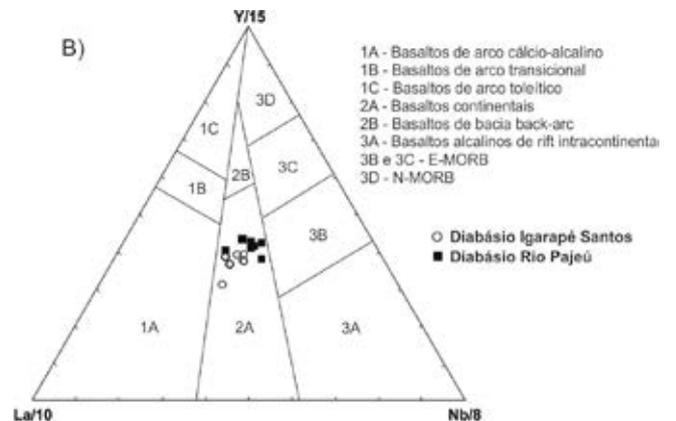
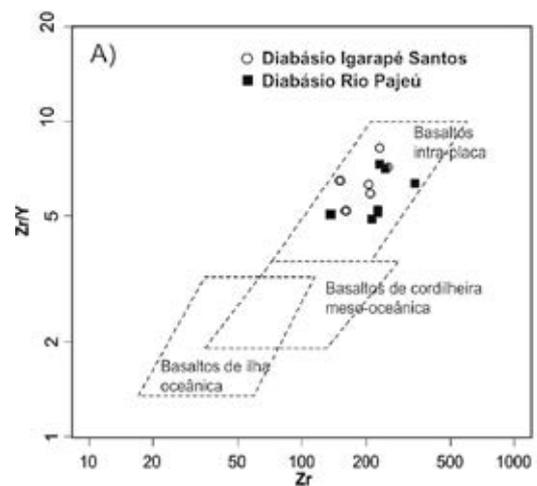


Figura 4.28 – Diagramas discriminantes de ambiente tectônico (A) Zr x Zr/Y (PEARCE; NORRY, 1979) e (B) Y-La-Nb (CABANIS; LECOLLE, 1989) para as rochas do Diabásio Rio Pajeú e Diabásio Igarapé Santos.

A origem das províncias de basaltos continentais (CFB) ainda é bastante controversa, com diversos modelos propostos sobre os processos e as diferentes fontes mantélicas envolvidas. De modo geral, admite-se um modelo de plumas com participação do manto astenosférico ou do manto litosférico subcontinental.

No diagrama La/Ba versus La/Nb (Fig. 4.29) constam campos de basaltos continentais de algumas províncias magmáticas, originados de diferentes reservatórios mantélicos (SAUNDERS et al. 1992 apud NOMADE; POUCKET; CHEN, 2002). Com base neste diagrama, as razões La/Ba (0,05-1,0) e La/Nb (1,0-1,8) do Diabásio Rio Pajeú (Fig. 4.29) indicam participação do manto litosférico subcontinental como fonte na geração deste magmatismo. Duas amostras plotam mais a esquerda, em direção à composição da crosta continental o que sugere fontes diferentes para estes diques ou contaminação crustal. Para comparação, a fonte dos basaltos da Bacia do Paraná é relacionada a manto litosférico e da Província de Deccan (Índia) à pluma astenosférica (NOMADE; POUCKET; CHEN, 2002). Thompson et al. (1984) consideram a razão La/Nb como índice de contaminação crustal e basaltos alcalinos e OIB (Oceanic Island Basalts) apresentando razão La/Nb < 1. As baixas razões La/Nb do Diabásio Pajeú (1,0-1,8) em relação à maioria dos CFB (0,5 – 7; WILSON, 1989) refletem uma limitada contaminação crustal do magma parental destas rochas.

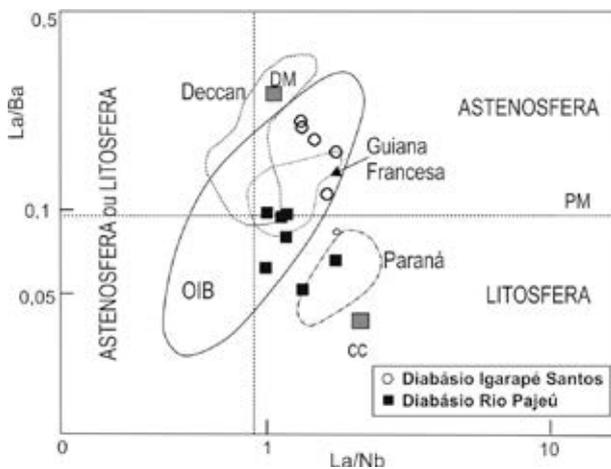


Figura 4.29 – Diagrama La/Nb versus La/Ba para as rochas do Diabásio Rio Pajeú e Diabásio Igarapé Santos e os campos composicionais de províncias de basaltos continentais mesozoicas (referências primárias em NOMADE; POUCKET; CHEN, 2002). OIB – basalto de ilha oceânica. DM – Manto empobrecido. PM – manto primitivo. CC – crosta continental.

4.3.2 Diabásio Igarapé Santos

Para o estudo litogeoquímico desta unidade foram selecionadas seis amostras, cujos resultados analíticos constam da Tabela 4.9. Os óxidos dos elementos maiores e menores foram normalizados a 100% para a confecção dos diagramas geoquímicos. As amostras apresentam variações no conteúdo dos voláteis (P.F.=1,9-3,0%), resultado de provável alteração.

O Diabásio Igarapé Santos (DIS) é caracterizado por

altos teores de Ti ($TiO_2 = 2,55-4,08\%$), pequena variação do teor de SiO_2 , entre 41,87 e 47,99% e moderados valores de mg# (41,2-52,5), com MgO entre 4,91 e 7,58%. Utilizando o diagrama TAS de Le Bas et al. (1986), são classificadas predominantemente como basaltos e uma amostra como tefrito, com a maioria das amostras posicionando-se no campo das rochas toleíticas subalcalinas (Fig. 4.25A). A amostra EM-175, classificada como tefrito apresenta o mais baixo teor de sílica, e não tem evidências petrográficas de rocha alcalina, pois todas as amostras analisadas constituem augita diabásios.

No diagrama AFM (IRVINE; BARAGAR, 1971) as amostras mostram enriquecimento de Fe em relação aos álcalis (Na+K) e Mg, situando-se no campo das séries toleíticas (Fig. 4.25B). Variam de toleítos supersaturados em sílica, com quartzo e diopsídio normativos, a saturados com olivina e hiperstênio normativos (olivina toleítos).

Os elementos incompatíveis do DIS no diagrama multielementar normalizado em relação ao manto primitivo (SUN; McDONOUGH, 1989), apresentam maior irregularidade dos LILE com anomalias negativas de Rb e K e positiva de Th, enquanto os HFSE tem padrão mais uniforme com anomalias positivas de Nd e Ti e variação positiva e negativa de Sr e Pb (Fig. 4.30). Apresentam padrão compatível com os basaltos continentais da Bacia do Paraná, sendo menos enriquecidos em LILE do que estes.

Nos diagramas de ETR para as rochas do DIS normalizados ao manto primitivo de McDonough e Sun (1995), as curvas são uniformes e fracionadas, com enriquecimento dos ETRL em relação aos ETRP ($LaN/YbN = 4,4-7,0$) e anomalia de Eu ausente a levemente negativa ($Eu/Eu^* = 0,9-1,0$). O somatório dos ETR varia de 99,53 a 186,941 ppm, com enriquecimento dos ETRL até cerca de 50 vezes o padrão e os ETRP de 2 a 7 vezes. Tal padrão é característico de basaltos continentais intraplaca, a semelhança dos basaltos de alto Ti da Bacia do Parnaíba (Fig. 4.31).

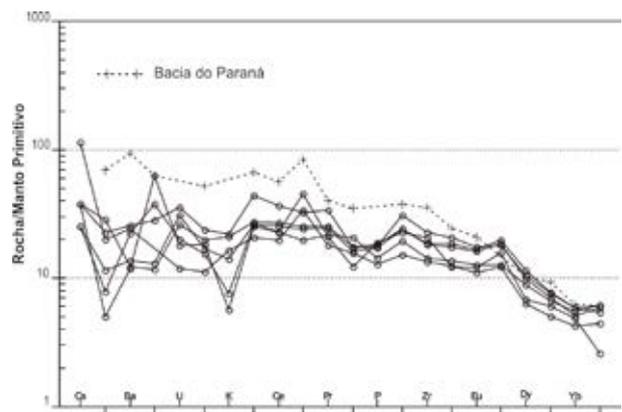


Figura 4.30 – Diagrama multielementar para as rochas do Diabásio Igarapé Santos normalizados ao manto primitivo de Sun e McDonough (1989). A curva pontilhada para comparação é de basalto continental da Bacia do Paraná (THOMPSON et al. 1983 apud WILSON, 1989).

Nos diagramas Zr versus Zr/Y (PEARCE; NORRY, 1979) e Y-La-Nb (CABANIS; LECOLLE, 1989) as rochas do Diabásio Igarapé Santos posicionam-se no campo dos basaltos de ambiente continental intraplaca (Fig. 4.28),

compatível com os dados de campo e petrográficos que indicam um regime continental, pós-orogênico, na zona de contato do Cráton Amazônico com a Faixa Araguaia e, mesmo, na porção cratônica.

As razões La/Ba (0,08-0,22) e La/Nb (1,3-1,8) do Diabásio Igarapé Santos (Fig. 4.29) evidenciam uma fonte astenosférica para este magmatismo, distinta do Diabásio Rio Pajeú. Apresentam maior variação e mais alta razão La/Ba, plotando mais próximo da composição do manto empobrecido (DM) e manto primitivo (PM). Apesar da maioria das amostras posicionarem no campo dos basaltos tipo OIB, destaca-se uma tendência destas em direção à composição da crosta continental, indicando possível contaminação crustal. As variações das razões Th/Yb (0,34-1,96), La/Nb (1,3-1,8), Zr/Nb (12,3-20,9), Nb/Ta (2,1-14,9) também refletem alguma contribuição crustal no magma basáltico gerador destas rochas.

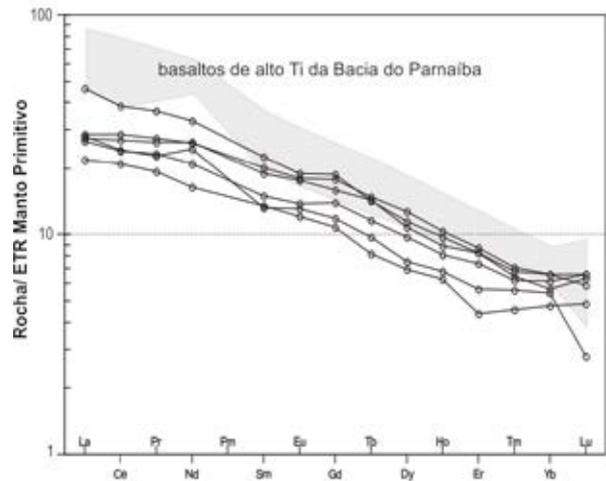


Figura 4.31– Padrões de ETR para as rochas do Diabásio Igarapé Santos. O campo sombreado são de basaltos de alto Ti da Bacia do Parnaíba de Fodor et al. (1990) Valores normalizados ao manto primitivo de McDonough e Sun (1995).

5. GEOLOGIA ESTRUTURAL

5.1 INTRODUÇÃO

Três grandes segmentos tectonoestruturais são conhecidos no âmbito da Folha Tucuruí, caracterizados por grandes contrastes geológicos em imagens de radar e/ou aerogeofísicas. Dentre estes compartimentos, tem-se um domínio cratônico mais antigo marcado por grandes estruturas transcorrentes com trend WNW-ESE, denominado de Domínio Bacajá; um cinturão orogênico de idade brasileira (Cinturão Araguaia), orientado submeridianamente, e sem estruturas aerogeofísicas relevantes; e quatro distintas coberturas fanerozoicas que recobrem e/ou limitam os terrenos pré-cambrianos (Fig. 5.1).

As tramas estruturais e sedimentares preservadas, suas atitudes tectônicas associadas aos critérios cinemáticos de rotação, permitiram, dentre outras contribuições, rever a cinemática transcorrente do domínio cratônico, bem como subdividir o orógeno Araguaia em três subdomínios, além de rever a sua articulação com o Cráton Amazônico. Pela primeira vez tabuleiros de rochas sedimentares com acamamento preservado foram reconhecidos na margem oeste do Cinturão Araguaia, os quais se articulam com as unidades metamórficas deste orógeno através de um Duplex Compressivo, anteriormente denominado de Falha de Tucuruí, por consultores da ELETRONORTE, na década de 1970.

5.2 DOMÍNIO CRATÔNICO TRANSCORRENTE (BACAJÁ)

Em escala de mapa, uma das principais feições do Domínio Bacajá é a conspícua interdigitação entre faixas com baixos e altos valores no canal de Th, com direção geral WNW-ESE. Esse padrão aerogeofísico é ainda mais realçado no canal aeromagnetométrico da primeira derivada vertical, que mostra um denso feixe de lineamentos contínuos, dúcteis, os quais balizam aquelas faixas supracitadas. Estas estruturas seccionam a folha mapeada no sentido diagonal e as maiores atingem até 170 km de extensão, as quais coincidem com os lineamentos observados nas imagens de radar

(SRTM) e com as zonas de cisalhamento transcorrentes dúcteis dextrais (Fig.5.2 e 3.14) observadas no campo.

As foliações apresentam variações de direção entre N85°W a N45°W, com mergulhos verticais ou com ângulos superiores a 70° e mergulhos para NE. A relativa proximidade entre esses sistemas direcionais, associadas às frequentes feições de transposição estrutural (Figs. 5.3 e 3.5) indicam que esses feixes transcorrentes atuaram como corredores de cisalhamento regional, na porção centro-sul da folha mapeada, como sugerido por Ricci et al. (2003). No seu interior são frequentes os tectonitos LS e L, com forte estiramento dos fenocristais de feldspato dos charnockitoides da Suíte Intrusiva Arapari (Fig. 5.4 e 5.5) e do Complexo Bacajaí. Essa acentuada deformação rotacional paraleliza as foliações miloníticas e desenvolve relações do tipo S-C, tornando alguns critérios cinemáticos pouco seguros com baixa assimetria dos marcadores cinemáticos (Fig. 5.5).

Neste relatório, adotou-se como confiável somente a análise das foliações miloníticas S-C, obtidas em ocasionais exposições em que os ângulos agudos se mantenham, pelo menos, entre 25° e 30° (Fig. 5.2), preservando uma forte assimetria dos marcadores cinemáticos. Essas ressalvas permitiram estabelecer uma cinemática dextral para os sistemas transcorrentes do Domínio Bacajá, atributo tectônico que o difere dos demais terrenos cratônicos adjacentes (domínios Carajás e Tapajós), sempre sinistrais. Nos sensores remotos, também, essa baixa assimetria não permitiu estabelecer a cinemática direcional desse domínio cratônico. Somente no canal aerogeofísico da contagem total, uma dobra de arrasto nas proximidades do corpo intrusivo do Ultramafito Manducari permitiu confirmar a cinemática dextral registrada nos afloramentos com assimetrias mais confiáveis. Todavia, alguns autores consideram o Domínio Bacajá como de movimentação sinistral (SOUZA, 2008). Por essas ambiguidades, neste relatório não foram levadas em consideração a análise de marcadores cinemáticos com forte transposição e nem de porfiroclastos fracamente assimétricos.



Figura 5.2 – Foliação S-C com cinemática dextral, em ortogonaisse do Complexo Aruanã.



Figura 5.5 – Porfiroclastos estirados e com baixa assimetria, da Suíte Intrusiva Arapari.

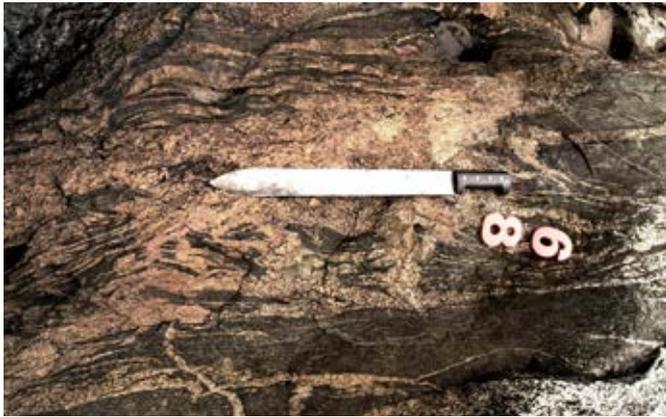


Figura 5.3 – Xenólitos desmembrados (foliação transposta) da Suíte Intrusiva Arapari.

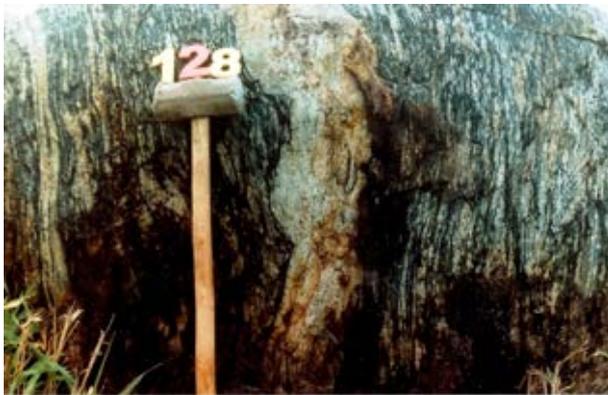


Figura 5.4 – Tectonito LS em charnockito da Suíte Intrusiva Arapari.

As lineações de estiramento definidas por cristais de quartzo e feldspato tipo ribbon são predominantemente horizontais nos segmentos retos, mas que passam para um baixo caimento ($15^{\circ}/115^{\circ}$) nos segmentos curvos desses lineamentos. Nesses sítios, com movimentação direcional oblíqua, o regime transpressivo provoca frequente achatamento de xenólitos (oblatos) de granulitos máficos, hospedados nos charnockitoides supracitados (Fig. 5.6), além de dobras com plano axial vertical (Fig. 5.7), desenhadas por injeções leucocráticas nessas rochas mencionadas.



Figura 5.6 – Xenólito com geometria oblata (achatada) em segmento transpressivo.



Figura 5.7 – Dobras de plano-axial vertical em segmentos transcorrentes transpressivos.

5.3 CINTURÃO DE CAVALGAMENTO (ARAGUAIA)

Neste projeto o setor setentrional do Cinturão Araguaia é agora representado por uma margem ocidental representada por tabuleiros de rochas sedimentares sub-horizontais sem correspondentes litológicos para o sul do orógeno. Adjacentes a este compartimento ocorrem faixas imbricadas, reconhecidas desde os pioneiros trabalhos das décadas de 1970 e 1980, que propunham o cavalgamento desta região diretamente sobre o Cráton Amazônico (MATTA, 1982). No entanto, em recentes mapas geológicos estaduais (VASQUEZ; ROSA-COSTA, 2008) as exposições de ardósias, filitos e xistos foram correlacionadas ao relevo sedimentar tabular do que aqui se denomina de Formação Tucuruí.

Com base em diferenças de tramas estruturais, atitudes tectônicas e grau de metamorfismo, três compartimentos tectonoestruturais, submeridianos, foram reconhecidos no Cinturão Araguaia. O mais ocidental, é constituído por rochas sedimentares com S0 preservado, da Formação Tucuruí, tem mergulhos das camadas em torno de 5°-10°/E. Para leste o contato é de forma tectônica com uma faixa de metamorfismo de muito baixo grau a anquimetamórfico, da Formação Couto Magalhães, cujos mergulhos não ultrapassam 25°E. Ambas fazem parte do chamado cinturão de antepaís, subdividido em faixas autóctones (zona de antepaís inativa) e para-autóctones (zona de antepaís ativa), com direção geral N-S a NNW-SSE. Nas primeiras, os estratos sedimentares não apresentam metamorfismo regional perceptível ao microscópio ótico e nem perturbações de atitudes tectônicas. A segunda faixa corresponde a um cinturão de ardósias com baixo ângulo (10°-25°/E) de imbricação tectônica e estruturas primárias frequentemente preservadas, mas seccionadas por clivagem ardosiana.

A terceira e última faixa, no limite oriental da folha, é a mais estreita delas e constitui um cinturão mais interno de xistos cloríticos, geralmente esverdeados, representado pela Formação Pequizeiro, cujos ângulos de mergulho (30°-60°E) são os mais elevados.

5.3.1 Cinturão Externo ou de Antepaís

5.3.1.1 Faixa Autóctone ou Preservada

Ricci e Macambira (2010) reconheceram uma faixa longitudinal inteiramente preservada no Cinturão Araguaia, representada pela Formação Tucuruí, com até 15 km de largura. Corresponde à porção mais externa daquele orógeno, sem metamorfismo comprovado ao microscópio ótico. Sua principal trama estrutural é um S0 sub-horizantal ou com ângulos de mergulho geralmente menores que 5° para leste, representado pela alternância de camadas psamíticas, psamo-pelíticas e pelíticas (Fig 5.8), intrudidas por múltiplas soleiras horizontais do Diabásio Igarapé Santos (Figs. 3.43 e 3.44). As camadas siliciclásticas apresentam direção geral N-S a NNW-SSE concordante às foliações das faixas metamórficas adjacentes. No interior daqueles estratos as estruturas presentes são sin-sedimentares e atectônicas, do tipo estratificações cruzadas tipo hummocky, plano-paralelas, laminações heterolíticas e marcas de onda de escala centimétrica. Não foram observados nenhum tipo de clivagem ardosiana ou deformações rúpteis associadas com basculamentos do S0 por falhas de empurrão, a não ser na zona de articulação com o cinturão de ardósias (Zona de Cavalgamento Tucuruí), adjacente. Recristalizações metamórficas, ao microscópio ótico, também estão ausentes, cujas texturas sedimentares originais encontram-se sem quaisquer modificações. A sub-horizantalidade constante desse compartimento permite enquadrá-lo como um cinturão de antepaís inativo. Por essa ausência de imbricações tectônicas e de metamorfismo regional, vários autores admitiram que esse segmento crustal representasse coberturas cratônicas correlacionáveis ao Grupo Gorotire (HASUI; ABREU; SILVA, 1977), já que é bastante contrastante com a faixa metamorfozizada adjacente.

5.3.1.2 Zona de Articulação (Duplex Compressivo de Tucuruí)

Esta estrutura encoberta, em mapa, foi reconhecida no leito seco do rio Tocantins, durante a construção da barragem de Tucuruí, por consultores da ELETRONORTE, na década de 1970, porém, descrita como “Falha de Tucuruí”. Atualmente alguns desses afloramentos ainda podem ser observados durante a estação de rebaixamento hídrico do lago daquela represa. Neste relatório adotou-se os termos “Duplex Compressivo” ou “Zona de Cavalgamento” de Tucuruí, em substituição aquele adotado pelos consultores da ELETRONORTE e por Matta (1982), considerando-se que foram observadas várias superfícies de cavalgamento, lado a lado, distantes dezenas de metros entre si. Aqueles autores inferiram que ela prossegue por várias dezenas de quilômetros, acompanhando o leito do rio, com direção submeridiana, no local do eixo da barragem da hidrelétrica de Tucuruí. Esta estrutura tectônica baliza as faixas autóctone e para-autóctone do Cinturão Araguaia através de um feixe de falhas de empurrão, com algumas centenas de metros de largura. As superfícies individuais de cavalgamento são provavel-

mente oblíquas, de baixo ângulo (20° - 25° /E; Figs. 5.9, 5.10 e 3.33). Essa zona de empurrão justapõe metassedimentos anquimetamórficos, ardósias e filitos da Formação Couto Magalhães acavalados sobre os arenitos preservados da Formação Tucuruí. Em escala de afloramento a geometria desses empurrões é do tipo duplex compressivo com vergência para o cráton (*aaults dipping duplex*), com superfícies onduladas e rampas de empurrão com ângulos de mergulho inferiores a 25° /E (Fig. 5.9, 5.10).



Figura 5.8 – S0 horizontal e preservado da Formação Tucuruí.



Figura 5.9 – Duplex compressivo na Zona de Cavalgamento de Tucuruí.



Figura 5.10 – Detalhe do duplex compressivo afetando rochas metassedimentares da Formação Couto Magalhães.

De forma localizada, nessas zonas de contato tectônico foram encontradas exposições de xistos biotíticos da Formação Pequizeiro, muito próximos dos arenitos preservados da faixa autóctone, como observado em mapa (Fig. 3.1), ao norte de Tucuruí. Esta superposição de rochas muito contrastantes sugere a presença de um klippe (testemunho tectônico) que colocou litotipos da zona da biotita ao lado de tabuleiros sedimentares, indicando um significativo transporte tangencial de massas, suficiente para encobrir ou suprimir, tectonicamente, grande parte do cinturão de ardósias entre os xistos da Formação Pequizeiros e o tabuleiro sedimentar da Formação Tucuruí.

As estruturas observadas no interior do “Duplex Compressivo de Tucuruí” são do tipo bandas de deformação (fault bands; Figs. 5.11, 5.12) e estrias de falha (Slickensides; Fig. 5.13) no bloco autóctone (Formação Tucuruí), bem como cataclasitos na sola do bloco para-autóctone (Formação Couto Magalhães; Fig. 5.14), as quais permitem classificar aquela feição tectônica num contexto de deformação frágil.

5.3.1.3 Cinturão de Antepaís Ativo (Faixa de Ardósias)

Este compartimento para-autóctone é aqui considerado a transição entre o cinturão de antepaís, isento de falhas de empurrão, e o sistema fortemente imbricado do cinturão de xistos, das porções mais internas do Cinturão Araguaia, no limite oriental da folha cartografada. Em mapa, o cinturão de ardósias tem largura máxima de 18 km. Os metassedimentos de baixo a muito baixo grau da Formação Couto Magalhães envolvidos nem sempre apresentam clivagem ardosiana visível a olho nu (Fig. 3.37), ou nem sempre penetrativas. Estas estruturas costumam ocorrer tanto de forma concordante ou oblíqua às constantes laminações plano-paralelas preservadas (S0).

As atitudes tectônicas das clivagens metamórficas paralelizadas às estruturas tabulares preservadas (S0) variam desde sub-horizontais (Fig. 5.15) até ângulos de mergulhos que não ultrapassam 15° - 25° /E (Fig. 5.16).

Os monótonos tectonitos presentes são do tipo S, de aspecto muito semelhante aos das rochas sedimentares acamadadas e clivadas, semelhantes aos folhelhos. Dobras e crenulações também são excepcionais, contrastando com a faixa de xistos que se localiza mais a leste, conforme descrita a seguir. Os baixos ângulos de mergulho do S0 e das tramas metamórficas só se acentuam pela presença de ocasionais zonas de cavalgamento dúcteis, as quais empinam as atitudes tectônicas nas proximidades desses espaçados empurrões.



Figura 5.11 – Banda de deformação rúptil afetando arenitos da Formação Tucuui.



Figura 5.12 – Bandas de deformação preenchidas com vênulas quartzosas na Formação Tucuui.



Figura 5.13 – Slickensides em espelhos de falhas nos arenitos da Formação Tucuui.



Figura 5.14 – Cataclase associada às rochas do Duplex Compressivo de Tucuui.



Figura 5.15 – Ardósias com baixo ângulo de mergulho, da Formação Couto Magalhães.



Figura 5.16 – Zona de empurrão de baixo ângulo na Formação Couto Magalhães.

5.3.2 Cinturão Interno de Xistos

Esse compartimento corresponde às porções mais fortemente orogênicas (*hinterland belt*) do cinturão em questão e é representado pela mais estreita das faixas mapeadas, com 9 km de largura máxima. Predominam mica-xistos (de grãos grossos), filonitos e xistos micáceos finos que transicionam para filitos. As atitudes das foliações apresentam ângulos de mergulho desde baixo (30°) até moderados (60°) (Fig. 5.17), localmente verticalizados, quando as rochas da Formação Pequizeiro são seccionadas por zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais. Estas apresentam trend NW-SE e podem estar ligadas às falhas compartimentais (*tear faults*), não detectadas nos sensores remotos.

As tramas estruturais mais comuns são do tipo xistosidade e clivagem ardosiana contínua, além de localizadas clivagens de crenulação, dobras em escala decimétrica a métrica (Fig. 5.18) e raras foliações miloníticas. Nesse compartimento não são observadas quaisquer estruturas sedimentares preservadas e nem texturas primárias, em lâminas delgadas.



Figura 5.17 – Filitos com moderados ângulos de mergulho, da Formação Pequiizeiro.

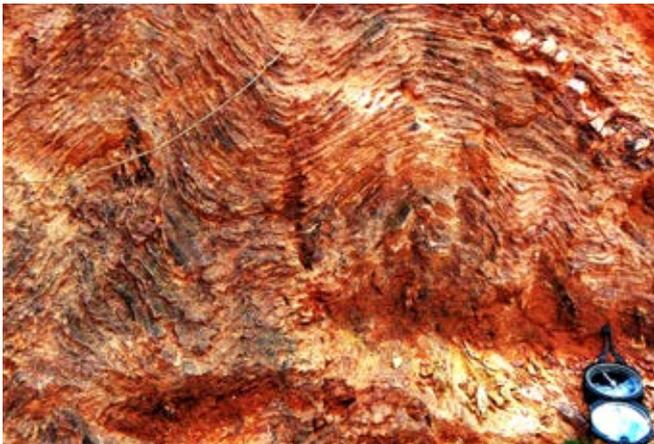


Figura 5.18 – Dobras em pequena escala nos filitos da Formação Pequiizeiro.

5.4 COBERTURAS FANEROZOICAS

Este domínio acha-se representado por diferentes coberturas sub-horizontalizadas das bacias do Amazonas (ao norte), Marajó (a nordeste), Grajaú (a sudeste), bem como pelas aluviões controladas pelo incisivo paleovale do rio Tocantins. Com exceção destas últimas, as demais apresentam escassos e mal expostos afloramentos devido às extensas coberturas vegetais e aos espessos mantos regolíticos, estes associados aos intensos processos de denudação e aplainamento poligênico regional.

Além do estudo das estruturas tectônicas destas coberturas não se incluírem nos objetivos deste projeto, aqueles processos acima citados não permitiram, sequer, obter as principais estruturas sedimentares primárias e definir os respectivos ambientes deposicionais a elas associadas.

Com relevância, destacam-se apenas dois descontínuos segmentos retos, lineares, com direção N30°W, obtidos por contrastes morfológicos e topográficos nas imagens SRTM. Eles se estendem por dezenas de quilômetros de comprimento e controlam o incisivo paleovale estuarino-aluvionar do rio Tocantins (COSTA et al., 1996; ROSSETTI; VALERIANO, 2007). Este se instalou sobre rochas fanerozoicas mais antigas e separa aquelas coberturas aluvionares da Bacia do Amazonas. Estes lineamentos associam-se às falhas transcorrentes NNW-SSE, responsáveis pela implantação dos paleocanais desativados do rio Tocantins. As sucessivas reativações e inflexões dessas transcorrências para a direção N-S foram responsáveis pela geração dos diferentes terraços aluvionares daquele rio, bem como pela captura do seu atual estuário para a direção N-S (COSTA et al., 1996). A exata cinemática transcorrente dessas falhas ainda permanece em aberto, inclusive nos trabalhos dos autores pioneiros.

Excetuando-se esta feição mais relevante, nas imagens SRTM, no restante do amplo domínio fanerozoico em questão, apenas fraturas e/ou pequenos falhamentos foram extraídos, com direções principais NE-SW e NW-SE ou, subordinadamente, N-S e E-W.

6. PROSPECÇÃO GEOQUÍMICA

6.1 INTRODUÇÃO

A prospecção geoquímica realizada na Folha Tucuruí objetivou fornecer subsídios ao mapeamento geológico, delimitar as províncias geoquímicas, bem como selecionar áreas anômalas que possam indicar a presença de depósitos minerais.

O contexto geotectônico da Folha Tucuruí está constituído pelo Domínio Bacajá, Cinturão Araguaia e três bacias sedimentares (Amazonas, Grajaú e Marajó). Destas unidades, as três bacias apresentam baixo potencial metalogênico, particularmente para jazimentos minerais que possam ser revelados pela prospecção geoquímica. Em razão disto a prospecção geoquímica restringiu-se ao Domínio Bacajá e ao Cinturão Araguaia.

Merece ser mencionado que no domínio da Folha Tucuruí inexistem prévios trabalhos geoquímicos prospectivos, exceto por 6 pontos de amostragem (sedimentos de corrente e concentrados de bateia) que foram coletados durante a execução do Projeto Mapa Geológico do Estado do Pará (VASQUEZ; ROSA-COSTA, 2008).

Foram coletadas 186 amostras de sedimento de corrente e igual número de amostras de concentrado de bateia (Figura 6.1). Também foram utilizados para interpretações os resultados de análises de 53 amostras de concentrado de bateia oriundas do Projeto Falsino (JORGE JOÃO et al., 1979).

As informações de campo e os resultados analíticos foram armazenados no banco de dados de geoquímica da CPRM (FCampo, versão 4.1) e disponibilizados para o público em formato SIG e no site da empresa.

6.2 METODOLOGIA DE TRABALHO

6.2.1 Amostragem

Os pontos de amostragem foram distribuídos de maneira que abrangesse uniformemente a área de ocorrência do Domínio Bacajá e do Cinturão Araguaia o que não foi inteiramente obtido em face da impossibilidade de acesso aos diversos pontos programados. Portanto, a coleta das amostras geoquímicas esteve restrita aos pontos programados alcançados durante a execução das seções geológicas. Em cada ponto de amostragem foi coletado uma amostra de sedimento

de corrente e outra de concentrado de bateia. Nem sempre esta correspondência foi mantida visto que, em alguns lugares, não foi possível coletar o concentrado de bateia em razão da ausência do nível de cascalho ou por este situar-se em profundidade.

Neste projeto foram coletadas 71 amostras de sedimentos de corrente e foram incluídas 6 amostras do Projeto Mapa Geológico do Estado do Pará, o que totaliza 77 amostras, e equivale à densidade de 1 amostra/110 km², podendo ser considerado como um levantamento geoquímico de baixa densidade. As amostras de sedimentos de corrente foram coletadas manualmente, do leito ativo (geralmente abaixo do nível d'água), em amostras compostas, com volumes em torno de 1 a 1,5 litros, preferencialmente das frações areia fina, silte e argila.

Com relação aos concentrados de bateia, foram coletadas 61 amostras, que adicionadas as 6 provenientes do Projeto Mapa Geológico do Pará, totalizam 67. Estes também foram coletados manualmente (com auxílio da pá), em amostras compostas, obtidos de concentradores naturais, com um volume inicial de 10 litros, e após o peneiramento (0,5 cm) e bateamento obteve-se um volume final de 300 a 50g.

Maiores detalhes sobre a amostragem dos sedimentos de corrente e dos concentrados de bateia podem ser obtidos no Manual Técnico de Geoquímica da CPRM (LINS, 2003).

6.2.2 Análises

As amostras de sedimentos de corrente foram preparadas no Setor de Laboratório da CPRM-Belém (LAMIN-BE). Inicialmente foram secas em estufas (80° C), desagregadas, peneiradas a <80#, homogeneizadas, quarteadas e acondicionadas, sendo que uma alíquota foi enviada para análise geoquímica e outra arquivada no SECLAB-BE. Os concentrados de bateia foram secos, homogeneizados, acondicionados e enviados para análise mineralógica. As análises foram executadas em laboratório comercial (Acme Analytical Laboratories Ltd. e SGS GEOSOL Laboratórios Ltda).

As amostras de sedimento de corrente foram analisadas para os elementos Ag, Al, As, Au, B, Ba, Be, Bi, Ca, Cd, Ce, Co, Cr, Cs, Cu, Fe, Ga, Ge, Hf, Hg, In, K, La, Li, Mg, Mn, Mo, Na, Nb, Ni, P, Pb, Pd, Pt, Rb, Re, S, Sb, Sc, Se, Sn, Sr, Ta, Te, Th, Ti, Tl, U, V, W, Y, Zn e Zr. Em 21 amostras foi suprimida a análise de Pt e o Pd, e acrescentado o Lu, Tb e Yb. Em ambos os laboratórios o processo analítico constou de pulverização a <150#, seguido de abertura química com água régia e dosagem por ICP-MS e ICP-OS. A Tabela 6.1 apresenta os elementos analisados por cada laboratório e os correspondentes limites analíticos. Os resultados analíticos, juntamente com os dados de campo foram arquivados no GEOBANK, base de dados geoquímicos da CPRM (<http://geobank.sa.cprm.gov.br/>).

Os concentrados de bateia foram secos (60°C) e homogeneizados no LAMIN-BE e enviados para análise mineralógica semiquantitativas, em laboratórios da CPRM Rio de Janeiro e Porto Alegre. O processo analítico está descrito em Souza e Castro (2010).

6.2.3 Tratamento dos Resultados Geoquímicos e Mineralógicos

O tratamento estatístico esteve restrito aos resultados de sedimentos de corrente, visto que, para os concentrados de bateia, a interpretação foi visual, comparativa, subsidiada pelo contexto geológico, distribuição geográfica, valor comercial e a abundância do mineral. O tratamento estatístico obedeceu a seguinte sequência operacional:

1 – Inicialmente as unidades foram unificadas. Como as amostras foram analisadas por 2 laboratórios observou-se, para alguns elementos, que os resultados foram fornecidos em unidades distintas (ex.: Ag em ppm e ppb). Como a maioria das amostras foi analisada no Acme Analytical Laboratories Ltd., este foi adotado como padrão.

2 – Aplicaram-se aos valores qualificados (resultados precedidos pelo símbolo “ < ” - menor que - que significa a presença do elemento em quantidade menor do que o limite inferior analítico) o fator X 0,5.

3 – Utilizou-se do programa Excel 2.3 para calcular os parâmetros estatísticos: Total de Valores Definidos, Total de Valores Qualificados, Grau de Detecção dos Valores Definidos, Valor Máximo, Valor Mínimo, Média Aritmética, Média Geométrica, Desvio Padrão Aritmético, Desvio Padrão Geométrico, Limiar ($MG \times DG^2$) e Total de Anomalias (Tabela 6.1). Acrescentou-se nesta tabela os limites analíticos inferior e superior. A relação dos elementos anômalos com as respectivas amostras de sedimentos de corrente constam da Tabela 6.2.

4 – Para os 56 elementos analisados aplicou-se o programa Statistic 10.0, que transformou os dados brutos em lognormal e construiu os histogramas (Figura 6.1).

5 – Dos elementos analisados foram selecionados os seguintes 37: Ag, Al, Ba, Be, Ca, Cd, Ce, Co, Cr, Cs, Cu, Fe, Ga, Hf, Hg, La, Li, Mg, Mn, Mo, Na, Nb, Ni, P, Pb, Rb, Sc, Sn, Sr, Th, Ti, Tl, U, V, Y, Zn e Zr, os quais apresentam um grau de detecção (valores definidos) superior a 70%. Para

estes foi elaborado o Diagrama de Correlação (Figura 6.2) e o Dendograma (Figura 6.3) utilizando-se também o programa Statistic 10.0. O Lu e o Yb não foram considerados nestes diagramas por terem sido analisados em somente 21 amostras pelo SGS GEOSOL Laboratórios Ltda.

6 – Para os 19 elementos restantes (As, Au, B, Bi, Ge, In, K, Lu, Pt, Pd, Re, S, Sb, Se, Ta, Tb, Te, W e Yb), com grau de detecção inferior a 30%, a interpretação foi baseada no contexto geológico, na distribuição geográfica dos valores definidos, na importância metalogenética e comercial do elemento, bem como, na sua abundância.

7 – A confecção do mapa geoquímico foi realizada com a utilização do programa ArcGis 10. Neste mapa constam os mais significativos resultados anômalos dentre os 56 elementos analisados.

8 – A interpretação dos resultados mineralógicos dos concentrados de bateia foi baseada na variedade e características dos minerais, na sua abundância, frequência, distribuição geográfica, no contexto geológico-metalogenético. Inicialmente, foram selecionados os minerais-minérios e os minerais comuns formadores de rochas. Para o primeiro grupo foi enfatizado a importância metalogenética, enquanto para o segundo grupo foi acentuado o contexto estratigráfico e metamórfico. Os mais importantes resultados mineralógicos constam do mapa geoquímico, onde se pode visualizar uma interpretação integrada dos desses resultados com os dos sedimentos de corrente.

6.3 RESULTADOS OBTIDOS

6.3.1 Sedimentos de Corrente

Os 56 histogramas construídos (Figura 6.1) demonstram que, parte deles, como da Pt, Pd, Re, Ta, W, Lu, etc. foram prejudicados pela pouca sensibilidade do limite inferior do método analítico. Entretanto, de uma maneira geral, os demais elementos apresentam uma distribuição lognormal ou uma tendência a exibirem este comportamento, como bem observada nos histogramas do Al, Ba, Co, Pb, Sr, etc. Alguns exibem curvas do tipo leptocúrticas (Mn, Cs, La, etc.) e outros do tipo platicúrticas (Cd, K, S, etc.). Portanto, baseado na configuração dos histogramas, os elementos analisados exibem, em maior ou menor grau, uma tendência à distribuição lognormal, o que valida a utilização dos parâmetros estatísticos considerados (média geométrica e desvio padrão geométrico).

A correlação entre os elementos estudados foi baseada na variação do Coeficiente de Determinação – $R^2 = \text{variância explicada} / \text{variância total}$ (Figura 6.2). Assim, valores de R^2 superiores a 0,850 foram considerados como uma correlação muito forte; valores entre 0,850 e 0,690 consideram-se como uma forte correlação e valores menores do que 0,680 e maiores do que 0,510, uma correlação moderada. As correlações que apresentam valores inferiores a 0,510 e as negativas não apresentam importantes implicações metalogenéticas.

Tabela 6.1 – Sumário estatístico.

ELEMENTO QUÍMICO	LABORATORIO ACME	LABORATORIO GEOSOL	VALORES DEFINIDOS	VALORES QUALIFICADOS	GRAU DETECÇÃO	VALOR MÍNIMO	VALOR MÁXIMO	MÉDIA ARITMÉTICA	MÉDIA GEOMÉTRICA	DESVIO PADRÃO ARITMÉTICO	DESVIO PADRÃO GEOMÉTRICO	LIMAR (MG/DG2)	TOTAL DE ANOMALIAS
Ag(ppb)	2 ppb – 100 ppm	0,01 ppm a 10 ppm	61	16	79,22	2	1000	43,48	13,27	147,51	3,07	125	3
Al(%)	0.01 – 10%	0,01% a 15%	77	0	100,00	0,03	3,16	0,37	0,25	0,45	2,44	1,47	2
As(ppm)	0.1 – 10.000 ppm	1 ppm a 1%	25	52	32,47	0,05	10,5	0,84	0,25	2,16	3,71	3,44	2
Au(ppb)	0.2 ppb – 100 ppm	0,1 ppm a 100 ppm	31	46	40,25	0,1	10022	0,99	0,69	0,87	2,49	4,28	1
B(ppm)	1 – 2.000 ppm	10 ppm a 1%	6	71	7,79	0,5	3	1,25	1,53	0,88	2,32	8,27	0
Ba(ppm)	0.5 – 10.000 ppm	5 ppm a 1%	76	1	98,70	2,4	285,7	64,60	44,01	54,90	2,68	316,4	0
Be(ppm)	0.1 – 1.000 ppm	0,1 ppm a 0,01%	61	16	79,22	0,05	0,7	0,27	0,22	0,17	1,99	0,87	0
Bi(ppm)	0.02 – 2.000 ppm	0,02 ppm a 1%	49	28	63,64	0,01	0,31	0,06	0,04	0,06	2,18	0,21	3
Ca(%)	0.01 – 40%	0,01% a 15%	62	15	80,52	0,01	0,16	0,03	0,02	0,03	2,09	0,1	2
Cd(ppm)	0.01 - 2.000 ppm	0,01 ppm a 1%	59	18	76,62	0,01	0,07	0,02	0,02	0,01	1,70	0,04	3
Ce(ppm)	0.1 – 2.000 ppm	0,05 ppm a 0,1 %	77	0	100,00	1	370,3	44,34	22,76	60,69	3,44	269,14	2
Co(ppm)	0.1 – 2.000 ppm	0,1 ppm a 1 %	77	0	100,00	0,1	27,2	4,79	2,82	5,06	3,15	28,02	0
Cr(ppm)	0.5 – 10.000 ppm	1 ppm a 1%	77	0	100,00	1,3	116	16,26	11,50	18,36	2,24	57,74	2
Cs(ppm)	0.02 – 2.000 ppm	0,05 ppm a 0,1 %	76	1	98,70	0,01	10,05	0,36	0,17	1,14	2,90	1,4	1
Cu(ppm)	0.01 – 10.000 ppm	0,5 ppm a 1%	77	0	100,00	0,43	32,1	4,46	2,66	5,75	2,72	19,7	4
Fe(%)	0.01 – 40%	0,01% a 14%	77	0	100,00	0,03	6,85	1,00	0,62	1,06	2,97	5,45	1
Ga(ppm)	0.1 – 1.000 ppm	0,1 a 1%	77	0	100,00	0,3	25,6	2,52	1,64	3,42	2,40	9,45	2
Ge(ppm)	0.1 – 100 ppm	0,1 ppm a 1%	12	65	15,58	0,05	0,2	0,09	0,08	0,04	1,57	0,2	0
Hf(ppm)	0.02 – 1.000 ppm	0,05 ppm a 0,05%	63	14	81,82	0,01	0,66	0,10	0,05	0,14	3,08	0,5	1
Hg(ppb)	5 – 100 ppb	0,01 ppm a 1%	76	1	98,7	7	160	40,75	31,57	30,15	2,08	91,87	6
In(ppm)	0.02 – 1.000 ppm	0,02 ppm a 0,05 %	36	41	46,75	0,01	0,1	0,03	0,02	0,02	1,66	0,06	2
K(%)	0.01 – 10 %	0,01% a 15%	41	36	53,25	0,005	0,05	0,01	0,01	0,01	1,51	0,03	1
La(ppm)	0.5 - 10.000 ppm	0,1 ppm a 1%	76	1	98,70	0,8	202,8	22,19	10,57	33,85	3,43	124,43	2
Lu (ppm)*		0,01 - 1.000ppm				0,005	0,13						
Li(ppm)	0.1 – 2.000 ppm	1 ppm a 5%	72	5	93,51	0,2	4	1,16	0,84	0,88	2,32	4,52	0
Mg(%)	0.01 – 30%	0,01% a 15%	55	22	71,43	0,005	0,09	0,02	0,02	0,02	1,91	0,06	3
Mn(ppm)	1 – 10.000 ppm	5 ppm a 1%	77	0	100,00	3	2274	358,00	178,49	452,75	3,85	2638,95	0
Mo(ppm)	0,01-2.000 ppm	0,05 ppm a 1%	76	1	98,70	0,01	1,58	0,16	0,10	0,21	2,56	0,65	1
Na(%)	0.001 – 10%	0,01% a 15%	63	14	81,82	0,001	0,04	0,01	0,00	0,01	2,96	0,02	5
Nb(ppm)	0.02 – 2.000 ppm	0,05 ppm a 0,1 %	76	1	98,70	0,01	2,38	0,28	0,13	0,43	3,22	1,38	2
Ni(ppm)	1 – 10.000 ppm	0,5 ppm a 1%	77	0	100,00	0,2	32,6	2,69	1,68	4,18	2,52	10,63	3
P(%)	0.0001 – 5%	50 ppm a 1%	74	3	96,10	0,002	0,0594	0,02	0,01	0,01	2,19	0,07	0
Pb(ppm)	0.01 – 10.000 ppm	0,2 ppm a 1%	77	0	100,00	1,19	38,85	13,99	11,51	8,13	2,02	46,74	0
Pd(ppb)*	2 ppb – 100 ppm		6	71		5	5						
Pt(ppb)*	10 ppb – 100 ppm		6	71		1	1						
Rb(ppm)	0.1 – 2.000 ppm	0,2 ppm a 1%	76	1	98,70	0,1	10,2	2,03	1,37	1,91	2,59	9,19	1
Re(ppb)	1 – 1.000 ppb	0,1 ppm a 1%	6	71	7,79	0,5	1	0,75	0,77	0,27	1,43	1,58	0
S(%)	0.02 – 10%	0,01% a 5%	49	28	63,64	0,005	0,06	0,02	0,01	0,01	1,84	0,05	2
Sb(ppm)	0.02 – 2.000 ppm	0,05 ppm a 1%	11	66	14,29	0,01	0,22	0,05	0,02	0,06	3,10	0,22	0
Sc(ppm)	0.1 – 100 ppm	0,1 ppm a 1%	77	0	100,00	0,1	9,8	1,89	1,36	1,81	2,29	7,13	4
Se(ppm)	0.1 – 100 ppm	1 ppm a 0,1 %	38	39	49,35	0,05	1	0,21	0,16	0,21	2,00	0,63	2
Sn(ppm)	0.1 – 100 ppm	0,3 ppm a 0,1%	74	3	96,10	0,1	3,1	0,72	0,58	0,53	1,93	2,17	3
Sr(ppm)	0.5 – 10.000 ppm	0,5 ppm a 1%	76	1	98,70	0,5	24,7	5,44	3,78	4,99	2,42	22,17	1
Ta(ppm)	0.05 – 2.000 ppm	0,05 ppm a 1%	6	71	7,79	0,025	0,07	0,03	0,03	0,02	1,52	0,07	0
Tb(ppm)*		0,02 - 10.000 ppm				0,01	0,29						
Te(ppm)	0.02 – 1000 ppm	0,05 ppm a 0,1 %	11	66	14,29	0,01	0,12	0,03	0,02	0,03	2,36	0,1	1
Th(ppm)	0.1 – 2.000 ppm	0,1 ppm a 1%	77	0	100,00	0,9	138,1	16,49	8,69	23,05	3,23	90,44	2
Ti(%)	0.001 – 10%	0,01% a 15%	77	0	100,00	0,002	0,31	0,05	0,02	0,08	3,51	0,26	5
Tl(ppm)	0.02 – 1.000 ppm	0,02 – 1%	67	10	87,01	0,02	0,19		0,07	0,05	1,81	0,22	0
U(ppm)	0.1 – 2.000 ppm	0,05 ppm a 1%	75	2	97,40	0,06	5,5	0,86	0,58	0,85	2,55	3,75	1
V(ppm)	2 – 10.000 ppm	1 ppm a 1%	73	4	94,81	2	242	24,82	16,10	33,05	2,44	95,75	2
W(ppm)	0.1 – 100 ppm	0,1 ppm a 1%	11	66	14,29	0,05	0,4	0,12	0,09	0,11	2,11	0,39	1
Y(ppm)	0.01 – 2.000 ppm	0,05 ppm a 1%	77	0	100,00	0,19	14,32	2,87	2,06	2,46	2,39	11,79	2
Yb(ppm)*		0,1 - 100 ppm				0,05	0,9						
Zn(ppm)	0.1 – 10.000 ppm	1 ppm a 1%	76	1	98,70	0,9	51	13,17	9,71	9,65	2,36	54,11	0
Zr(ppm)	0.1 – 2.000 ppm	0,5 ppm a 1%	77	0	100,00	0,05	16,5	2,71	1,35	3,63	3,35	15,05	2

OBS: * Elementos não analisados nos dois laboratórios; valores qualificados corrigidos;vermelho: elementos com >70% de resultados qualificados

A associação Ba-P-Li-Zn é a única revelada entre os elementos que apresentam correlação muito forte; admite-se que seja um reflexo do substrato rochoso constituído essencialmente de rochas ácidas, particularmente, os charnockitos e granitos, e as atividades hidrotermais. Como correlações fortes salientam-se: 1) Fe-Al-Y-Cs - representante da constituição mineralógica dos sedimentos de corrente, ou seja, óxidos de ferro, alumínio, monazita e feldspatos; 2) Ba-P-Li-Cr - reflexo do substrato granítico com enclaves de corpos ultrabásicos; 3) as associações Na-Hf, La-Cu e Zn-Cr são secundárias e estão relacionadas aos diversos tipos litológicos. A matriz de correlação revelou como correlação moderada as seguintes associações: 1) Y-Ce-Cu-Nb-Ti-La-Cs - representa a monazita e o feldspato presentes nos sedimentos de corrente; 2) Fe-Ti-Al-Hf-Na-Nb-Ce-Cs - reflexo das concreções lateríticas, rochas ácidas e atividades hidrotermais; 3) U-Ce-Cs-Zr-Ni - é um produto das rochas graníticas e seus correspondentes pegmatíticos com enclaves máficos. As demais associações de moderada correlação (Cr-Ba, Cu-Cs, Hf-Mo-Na e V-Hg) são de importância secundária e estão mais relacionadas aos diversos tipos litológicos do que a importantes depósitos minerais.

Para melhor caracterizar as associações geoquímicas foi confeccionado um dendograma (Figura 6.3), considerando-se a Distância de 0,5. Baseado neste gráfico foram identificadas as seguintes associações: 1) Na-Ti-Hf e U-Zr refletem os minerais constituintes dos granitos, charnockitos e pegmatitos ácidos presentes nos sedimentos de corrente; 2) Cu-La e V-Hg estão relacionados as rochas máficas; 3) Fe-Ce-Cs-Y-Nb representam as concreções lateríticas e os minerais dos charnockitos, charnoenderbitos e enderbitos; 4) P-Ba-Li-Zn-Cr representante das rochas charnockíticas e graníticas com enclaves ultramáficos. As associações geoquímicas reveladas pelo dendograma são aproximadamente semelhantes as da matriz de correlação, o que reforça a premissa de que os sedimentos de corrente refletem um substrato predominantemente ácido (charnockitos e granitos), com atividades hidrotermais (pegmatitos) e enclaves de rochas máfica-ultramáficas.

Conforme observado na Tabela 6.1, dos 56 elementos analisados os 5 elementos: Pd e Pt (ACME), e Lu, Tb e Yb (SGS GEOSOL), por pertencerem a diferentes pacotes analíticos, não foram analisados para as 77 amostras e, portanto, não foram submetidos ao tratamento estatístico. Os 14 elementos (Tabela 6.1): As, Au, B, Bi, Ge, In, K, Re, S, Sb, Se, Ta, Te e W, foram prejudicados pela pouca sensibilidade do limite inferior analítico. Estes elementos possuem mais de 70% de valores qualificados; foram incluídos no tratamento estatístico, para auxiliar na interpretação geoquímica, porém, seus parâmetros devem ser considerados com reserva. A interpretação foi baseada no valor absoluto e no contexto geoquímico, geológico e metalogenético. Este conjunto caracteriza-se por quase todos os resultados serem de baixo valor e bem próximo ao limite inferior analítico; alguns desses elementos não apresentaram valores anômalos (B, Ge, Re, Sb e Ta), e com os valores anômalos isolados ou geograficamente dispersos. Exceto o ouro, para os demais não se observam evidências da presença de mineralizações associada a esses elementos.

Com relação aos elementos maiores e menores, tais como, o Ca, Fe, K, Mg, Mn, Na, P e S, que estão frequen-

temente presentes nas diversas litologias que constituem a Folha Tucuruí, não se observam anomalias significativas relacionadas a corpos de minério. Suas distribuições geográficas e concentrações estão mais relacionadas a processos associados ao ambiente secundário, tais como, intemperismo, pedolização, lateritização, etc. As anomalias de Al estão situadas na Serra do Trucará (Formação Tucuruí) e refletem a presença de bauxita. Com relação ao Hg, os valores anômalos apresentam-se dispersos, associados a diversas litologias (básicas) e atividades hidrotermais.

Conforme observado na Tabela 6.1, com relação ao B, Ba, Be, Co, Ge, Li, Pb, Re, Sb, Ta, Tl e Zn, não se detectou valores anômalos nem agrupamentos de elevados teores. Admite-se que estejam associadas aos diversos tipos litológicos que estão presentes na Folha Tucuruí sem constituir indícios de importantes mineralizações desses elementos. Acrescenta-se, ainda, que os valores máximos destes elementos são inferiores ou próximos a média crustal (LEVINSON, 1974).

O Lu, Tb e o Yb foram analisados em somente 21 amostras pelo SGS GEOSOL Laboratórios Ltda. e não foram incluídos no tratamento estatístico. Para estes elementos nenhum valor relevante foi observado. Os valores detectados são inferiores a média crustal (LEVINSON, 1974). Não se observa indícios de mineralizações econômicas associadas a estes elementos. A Pt e o Pd foram analisados pela ACME em 51 sedimentos de corrente obtendo-se todos os resultados inferiores a 2ppb e 10ppb, respectivamente; não se observa interesse prospectivo nestes resultados.

Foram também reveladas anomalias geoquímicas para Cr, Ni, Cu, V e Sc (Tabela 6.2), que apresentam uma filiação básica-ultrabásica. A maioria destas anomalias está situada na porção oriental da Folha Tucuruí, na Serra do Trucará (Formação Tucuruí), constituindo uma faixa, no sentido N-S, delimitada pelas amostras JS-S-040, 041 e 042. As outras amostras anômalas (JS-S-04 e 08) localizam-se no canto sudoeste da Folha Tucuruí, apresentam-se isoladas e estão sob influência, direta ou indireta, do Grupo Três Palmeiras. Os valores absolutos dessas anomalias são inferiores ou próximos a média crustal (LEVINSON, 1974), o que restringe que estejam relacionados a importantes depósitos minerais. Admite-se que estejam refletindo os corpos básico-ultrabásicos presentes nas mencionadas unidades.

Os elementos Sn, Mo, Hf, Ga, Sr, Zr, U, Rb, Nb, Cs e Cd são considerados de filiação ácida e estão associados a rochas graníticas e/ou aos respectivos pegmatitos. Na prospecção geoquímica realizada na Folha Tucuruí estes elementos apresentaram normalmente baixos valores absolutos, que apesar de anômalos, situam-se abaixo ou próximo à média crustal (LEVINSON, 1974). Em termos de distribuição geográfica, os valores anômalos apresentam-se dispersos, como é o caso do Sn, Ce, Zr e Cd. A maioria desses elementos (Mo, Hf, Sr, U, Rb, e Cs) apresenta uma única anomalia. Neste cenário destaca-se o Nb que com 2 valores anômalos (JS-S-034 e PS-S-018), consegue-se definir uma faixa de cerca de 25 km orientada segundo NE-SW no domínio da Suíte Intrusiva Arapari. O Ga apresenta-se em duas amostras anômalas na Serra do Trucará (Formação Tucuruí). Para esses elementos não se observa uma forte evidência da presença de mineralizações econômicas e admite-se que as anomalias estejam mais refletindo o contexto litológico e/ou as atividades hidrotermais.

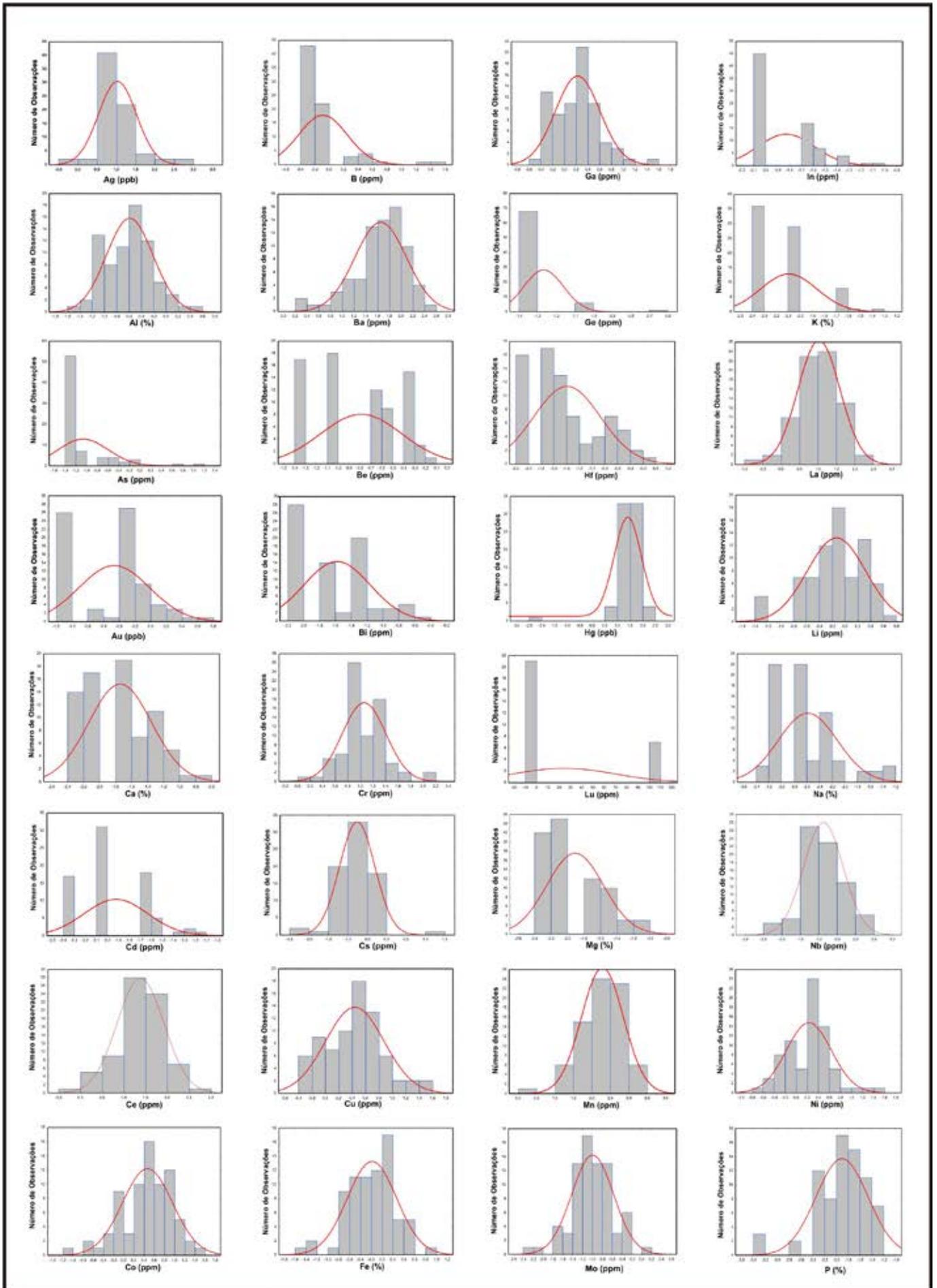


Figura 6.1 – Histogramas.

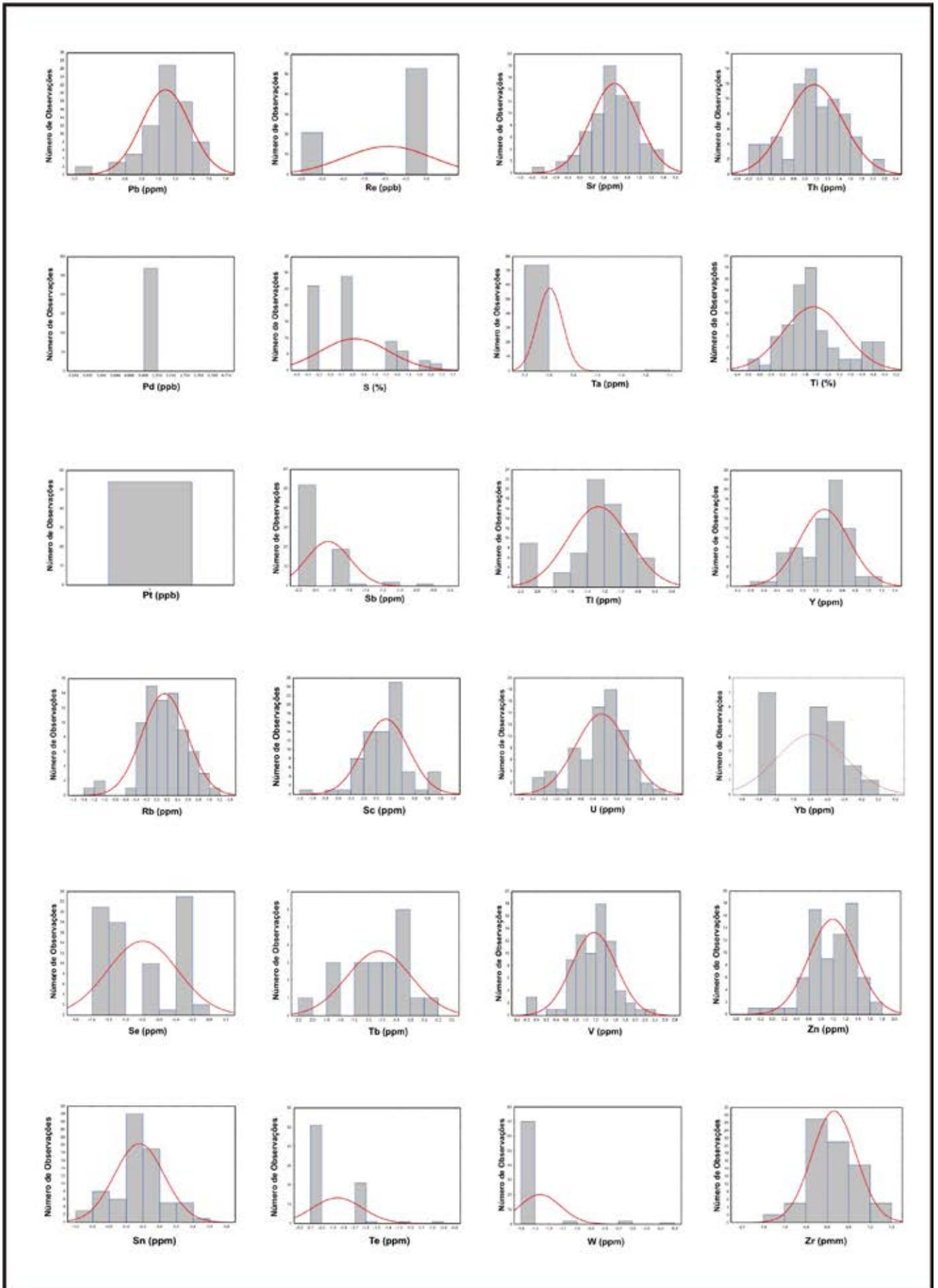


Figura 6.1 – Histogramas (continuação).

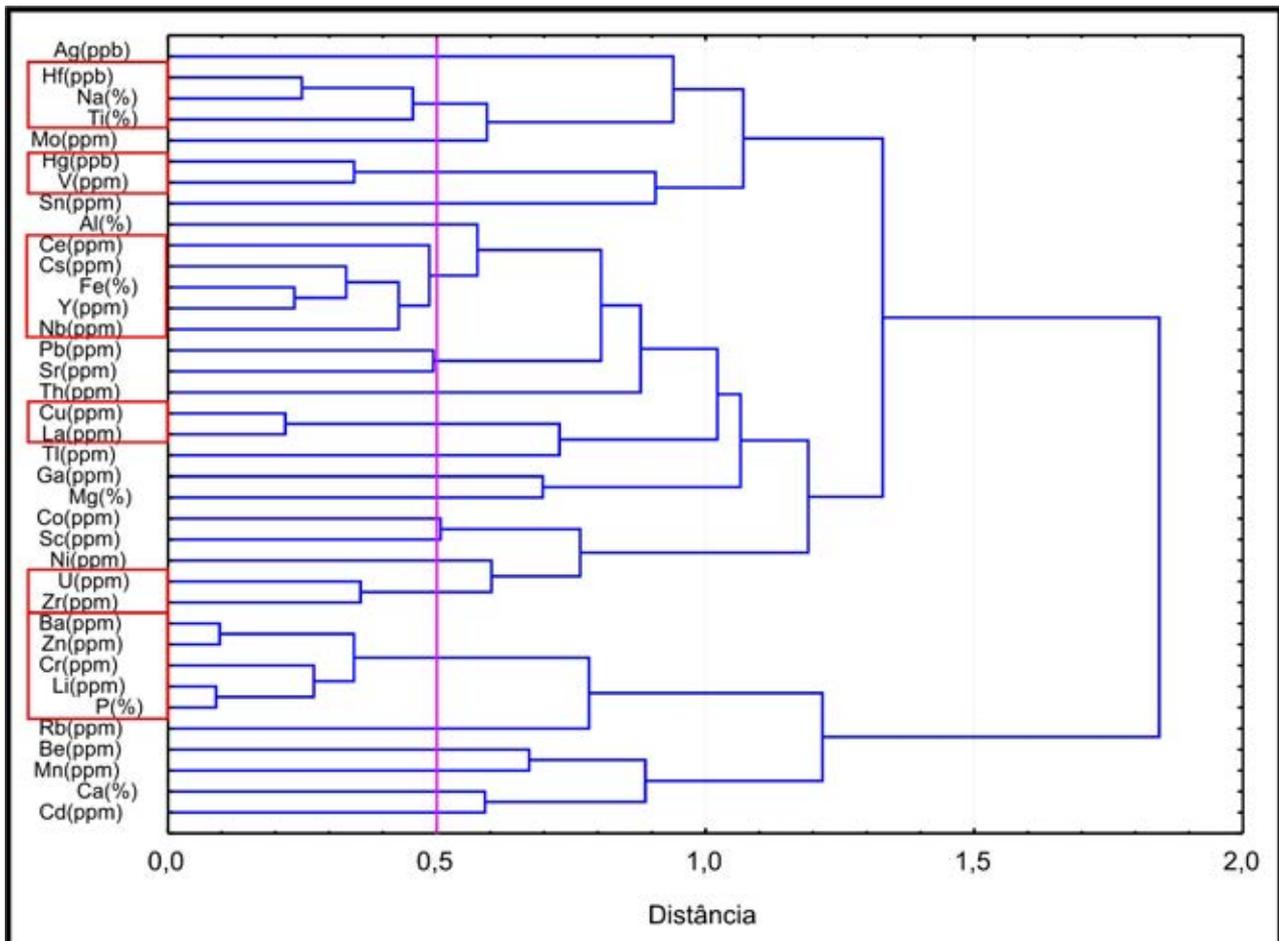


Figura 6.3 – Dendrograma.

O ouro foi identificado (valores definidos) em cerca de 40% das amostras em teores que variam de 0,2 a 10.022 ppb. Por se tratar de um dos metais mais importantes revelados nesta prospecção geoquímica, utilizou-se a estratégia de selecionar as amostras com os mais elevados resultados (>2ppb), embora não sejam considerados como anomalias estatísticas. Desta maneira foram selecionadas 5 amostras, as quais estão agrupadas na porção oeste da Folha Tucuruí no domínio das unidades Complexo Aruanã, Suíte Intrusiva Arapari, Suíte Intrusiva João Jorge, Complexo Bacajaí e restos do Grupo Três Palmeiras (Formação Itatá). Esta última unidade é uma sequência metavulcanossedimentar paleoproterozoica, reconhecidamente portadora de mineralizações auríferas. Pelo exposto admite-se que a citada zona aurífera delimitada pelas amostras de sedimento de corrente esteja relacionada à unidade Três Palmeiras. A única amostra (JS-S-031) considerada anômala para ouro nesta prospecção geoquímica localiza-se na porção leste da Folha Tucuruí, distante da zona aurífera acima mencionada. Situa-se no domínio do Complexo Aruanã, uma assembleia do embasamento, que não é, por excelência, uma unidade aurífera, entretanto abrange corpos básicos que podem fornecer ouro.

Anomalias de Ag foram detectadas em 3 amostras (JS-S-036, 037 e 038) situadas na porção oriental da Folha Tucuruí. As duas primeiras amostras situam-se relativamente próximas, no domínio da Suíte Intrusiva

Arapari, com corpos do Complexo Bacajaí. Foram observados nestas amostras teores de 1.000ppb (JS-S-037) e 610ppb (JS-S-036) que delimitam uma faixa com cerca de 30 km de extensão. No atual estágio da pesquisa admite-se que as anomalias de Ag estejam relacionadas às atividades hidrotermais.

Os Elementos de Terras Raras - ETR: Y, La e Ce, geralmente encontram-se associados ao Th. Este grupo apresenta um especial destaque na prospecção geoquímica realizada na Folha Tucuruí. Exceto o Y, os demais apresentaram valores máximos bem superiores à média crustal (LEVINSON, 1974). Este panorama está compatível com o quadro geológico metalogenético, o qual apresenta um cinturão metamórfico de alto grau, compatível com o armazenamento de mineralizações de ETR, a exemplo do que ocorre no Cinturão Jequié (Bahia – Brasil). Cada um desses elementos revelou 2 anomalias geoquímicas centradas nas amostras JS-S-006 e PS-S-012, exceto o Y, que foi anômalo na JS-S-006 e JS-S-004. O sedimento de corrente JS-S-006 foi coletado no domínio da Suíte Intrusiva Arapari que é uma unidade constituída por charnockitos, mesopertita-granitos, charnoenderbitos e mesopertita-granodioritos, que são litologias compatíveis para o armazenamento de ETR. As amostras JS-S-006 e 004 estão sob a influência do Grupo Três Palmeiras. Como a interpretação geoquímica está baseada em um mapeamento na escala 1:250.000 é possível que em mapeamentos mais detalhados pos-

sam ser reveladas “janelas” da Suíte Intrusiva Arapari que forneceriam os anômalos ETR detectados nesta prospecção.

6.3.2 Concentrados de Bateia

Nas 67 amostras de concentrados de bateia foram identificados 23 minerais pesados: anatásio, andaluzita, anfibólio, apatita, coríndon, epidoto, espinélio, estauroлита, granada, hematita, ilmenita, leucóxênio, limonita, magnetita, mica, monazita, ouro, piroxênio, rutilo, scheelita, turmalina, zircão e pirita oxidada. Foram também detectados, com bastante frequência, fragmentos de rocha. Neste conjunto destaca-se pela frequência e abundância a ilmenita, presente em quase todos os concentrados, geralmente em quantidades superiores a 60%. Em segundo plano, enumeram-se pela frequência o zircão, leucóxênio, rutilo, epidoto, anfibólio, turmalina, hematita, limonita e granada, que ocorrem em mais de 50% das amostras de concentrados e com ampla distribuição na área de trabalho. Os demais minerais foram detectados, geralmente, em menos de 20% das amostras, com ampla distribuição geográfica e em baixas quantidades. Estes minerais, em grande maioria, são comuns formadores dos diversos litotipos presentes na Folha Tucuruí.

Em termos de mineral-minério pode-se destacar: monazita, ouro e scheelita. Destes, considera-se a monazita como a mais importante, presente em cerca de 80% dos concentrados de bateia em quantidades iguais ou inferiores a 3% do total dos minerais pesados. Apresenta uma distribuição concentrada no Domínio Bacajá, o qual se trata de um cinturão metamórfico de alto grau e a presença da monazita está compatível com a vocação metalogenética dessa unidade geotectônica. A monazita é um fosfato (Ce, La, Nd, Th, Gd e Y) sendo uma importante fonte de Th, La e Ce, metais que atualmente apresentam alta cotação no mercado internacional. Neste contexto a Suíte Intrusiva Arapari apresenta-se como favorável para pesquisa de Elementos de Terras Raras - ETR.

O ouro foi detectado em 5 amostras de concentrados de bateia localizadas na porção sudoeste da Folha Tucuruí. A amostra JS-B-03 está situada na área de influência do Grupo Três Palmeiras, um reconhecido metalotecto aurífero. As amostras JS-B-12, JS-B-18, JS-B-26 e PS-B-09, situadas mais a leste, estão nas áreas de influência da Suíte Intrusiva Arapari e do Complexo Aruanã, que não são unidades estratigráficas potenciais para armazenar jazimentos auríferos. Entretanto, admite-se que no âmbito destas unidades existam resquícios de rochas supracrustais do Grupo Três Palmeiras, as quais podem armazenar o ouro que foi detectado nos concentrados de bateia.

A scheelita foi detectada em uma única amostra (JS-B-13) na área de influência do Complexo Aruanã, o qual não é uma unidade favorável para armazenar jazimentos de tungstênio. Durante o mapeamento geológico da Folha Tucuruí não foram detectados contextos

metalogenéticos favoráveis para este tipo de jazimento. Face ao exposto, no atual estágio da pesquisa, desconhece-se a fonte da scheelita.

A presença de pirita (oxidada) foi detectada em duas amostras (JS-B-01 e JS-B-07), situadas na porção sudoeste da Folha Tucuruí em área de influência da Suíte Intrusiva Arapari, Complexo Bacajá e Suíte Intrusiva João Jorge. Estas unidades não são metalotectos favoráveis a presença de jazimentos sulfetados. Entretanto, nesta região ocorrem faixas do Grupo Três Palmeiras (Formação Itatá), que são rochas supracrustais passíveis de armazenar este tipo de depósito e as quais podem estar fornecendo o mineral sulfetado detectado nos concentrados de bateia.

6.3.3 Áreas Anômalas

A integração dos resultados dos sedimentos de corrente e dos concentrados de bateia permitiu a delimitação de 8 áreas anômalas, as quais, para melhor entendimento, estão sendo denominadas de A a H (Figuras 6.4A e 6.4B).

A Área “A” abrange cerca de 2.900 km², situada na porção ocidental da Folha Tucuruí e caracteriza-se pelo potencial aurífero. Foi delimitada por 6 amostras de sedimentos de corrente que apresentaram teores anômalos e elevados e por 5 concentrados de bateia que revelaram a presença de ouro. Nesta área também estão presentes anomalias de As, Cd, Cu, Sc, Sn, Hg e Cs. Em termos litológicos ocorrem rochas do Complexo Aruanã, Suíte Intrusiva Arapari, Complexo Bacajá, Suíte Intrusiva João Jorge e Grupo Três Palmeiras (Formação Itatá). Esta última unidade é reconhecidamente portadora de mineralizações auríferas a exemplo das minas que ocorrem ao norte, na Volta Grande do Xingu. A unidade Itatá está bem delimitada no extremo sudoeste da Folha Tucuruí, entretanto, admite-se que resquícios desta unidade estejam distribuídos por toda a revelada área aurífera. Outra possível fonte do ouro (remobilizado nas zonas de cisalhamento) seriam os corpos máficos existentes nas unidades Aruanã, Arapari e Bacajá.

No canto sudoeste da Folha Tucuruí situa-se a Área “B”, a qual abrange a área de ocorrência do Grupo Três Palmeiras (Formação Itatá) e parte da Suíte Intrusiva Arapari. Foi delimitada por anomalias de Ni, Cu, Cd e Bi que são elementos relacionados a depósitos sulfetados. Está presente uma anomalia de U que pode estar relacionada à porção sedimentar (black shales) de um ambiente sulfetado. No que se refere aos resultados dos concentrados de bateia foi detectada a presença de pirita. Os dados apresentados revelam para a Área “B” valores anômalos que sugerem a presença de mineralizações sulfetadas (Ni-Cu) associadas ao Grupo Três Palmeiras, que é uma unidade metavulcanossedimentar, paleoproterozoica, tipo greenstone belt, favorável a ocorrências deste tipo de depósito. Foram também observadas anomalias de Ce, La, Y, Th e Rb que podem ser originadas de um

pegmatito rico em ETR ou de algum corpo da Suíte Intrusiva Arapari enriquecido nestes elementos.

Os resultados anômalos de Ti e Nb delimitam uma faixa de aproximadamente 25 km a qual está sendo denominada de Área “C”. Esta faixa está orientada segundo a direção NE-SW, a qual coincide com um dos trends estruturais presentes na Folha Tucuruí, o qual também coincide com a direção do enxame de diques do Diabásio Rio Pajeú. Durante os trabalhos de campo observou-se que a Área “C” desenvolve-se sobre rochas da Suíte Intrusiva Arapari e não foram mapeadas rochas da unidade Rio Pajeú, a qual é rica em Ti. No atual estágio da pesquisa admite-se que as anomalias de Ti estejam relacionadas a um dique subflorante do Diabásio Rio Pajeú. Quanto à associação com o Nb, observa-se que estes elementos são metais de transição e mostram afinidades geoquímicas, podendo, o Nb substituir o Ti, na estrutura dos minerais de TiO_2 . Outra hipótese para a origem da associação anômala Ti-Nb seria a presença de pegmatitos ou corpos alcalinos no domínio da Suíte Intrusiva Arapari.

A Área “D” situada nas cabeceiras do Rio Arapari corresponde a uma pequena anomalia (50 Km^2), a qual corresponde à bacia de drenagem da amostra

PS-S-12, a qual abrange rochas da Suíte Intrusiva Arapari e do Complexo Bacajaí. Este sedimento de corrente revelou a associação anômala Ce-La-Th típica de mineralização de ETR. Salienta-se, também, que essa bacia de captação situa-se em uma região de elevado teor de tório no mapa gamaespectrométrico.

Uma faixa alongada anômala de direção submeridiana, com comprimento de cerca de 30 km, localizada nas proximidades do Lago de Tucuruí, está sendo denominada de Área “E”. Sua configuração é estabelecida pelas amostras JS-S-036 e JS-S-037 e compreende rochas das unidades Arapari e Bacajaí. Sua configuração é determinada pelas anomalias de Ag, Te, Bi, Hf, W e Ti. Estes 4 últimos elementos formam uma associação característica de rochas graníticas e dos correspondentes pegmatitos. Ag e Te são típicos da associação de metais preciosos, associados a atividades hidrotermais com influência de rochas básicas. No domínio da Área “E” é predominante a presença de rochas ácidas da Suíte Arapari, com enclaves máficos, assim como, de pegmatitos que evidenciam as atividades hidrotermais. Este quadro litológico é compatível com os elementos anômalos revelados.

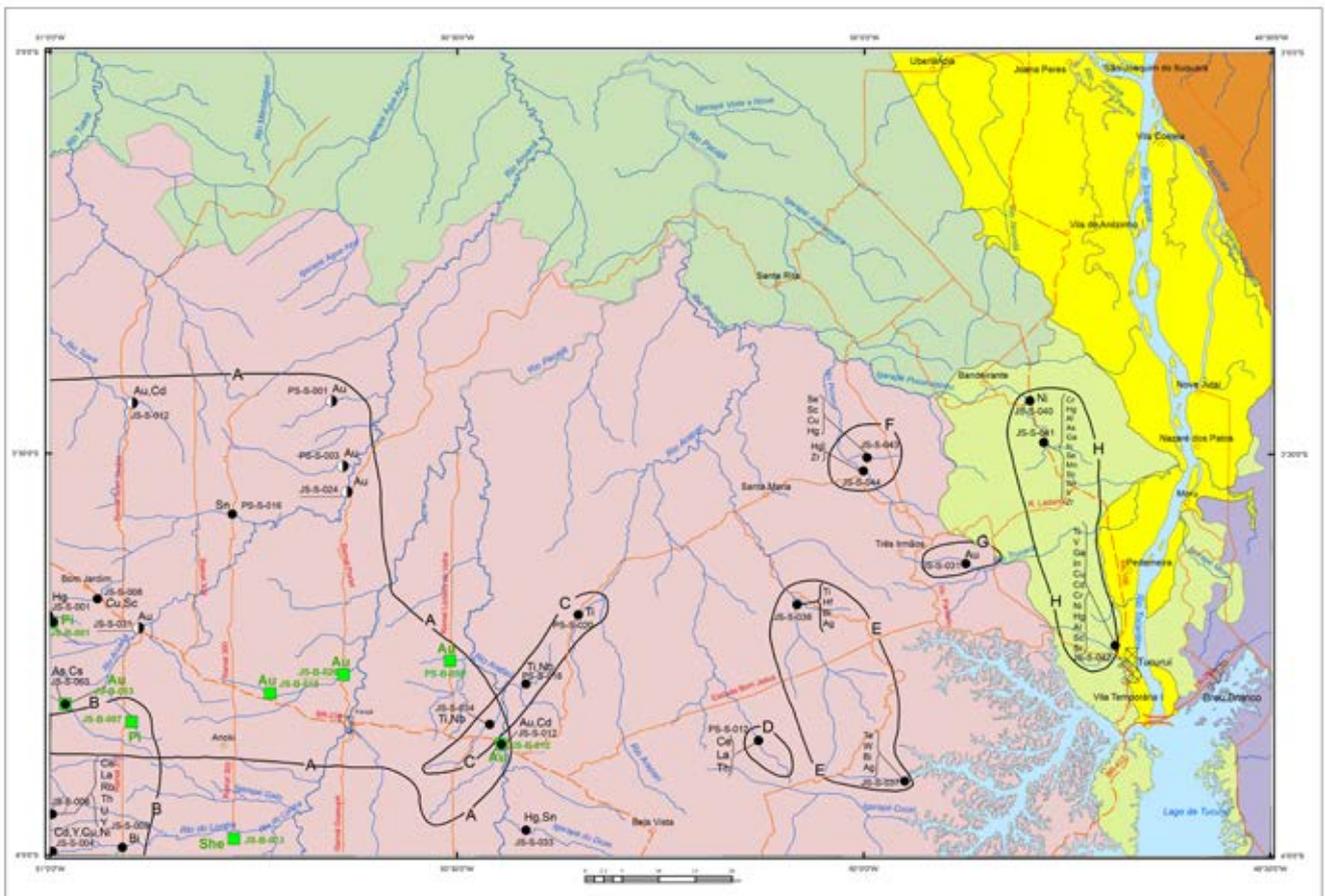


Figura 6.4A – Cartograma das zonas geoquímicas anômalas.

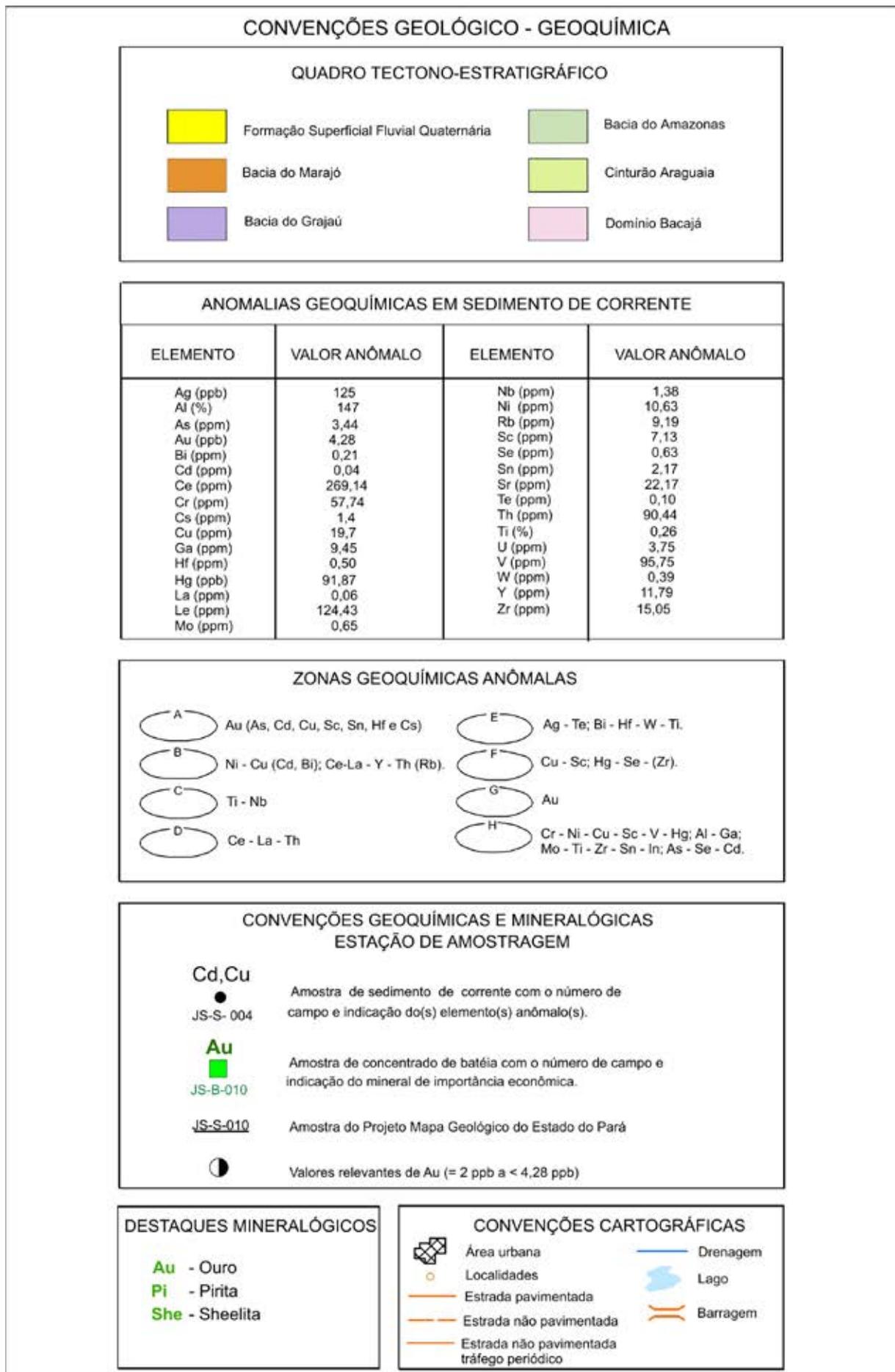


Figura 6.4B – Legenda do cartograma das zonas geoquímicas anômalas.

Delimitada pelas amostras JS-S-043 e JS-S-044, a Área “F”, situada nas cabeceiras do Rio Pucuruí, abrange uma área de aproximadamente 70 km². Localiza-se no domínio do Complexo Aruanã e está caracterizada pelas anomalias de Cu, Sc, Hg, Se e Zr. Os dois primeiros elementos formam uma associação típica de rochas básicas; Hg e Se estão relacionados a atividades hidrotermais/minerais sulfetados; Zr a granitos/pegmatitos. Admite-se que estes elementos estejam refletindo o complexo quadro litológico da unidade Aruanã representado por ortognaisses, com corpos de granulito máfico submetidos à retro-metamorfismo.

A Área “G” localiza-se nas cabeceiras do Igarapé Trucará, na porção oriental da Folha Tucuruí, abrange cerca de 50 km² e corresponde a amostra JS-S-31. Na bacia de captação dessa amostra ocorrem rochas do Complexo Aruanã. Este alvo caracteriza-se por apresentar 10.022 ppb de ouro, o qual é o mais elevado valor detectado nesta prospecção. Salienta-se que esta amostra é a duplicata da amostra JS-S-30, a qual, entretanto, não apresentou o valor anômalo. Provavelmente, trata-se de uma pepita de ouro. Este contexto merece ser mais bem investigado, pois reúne um elevado valor a um quadro geológico-metalogenético potencialmente favorável à presença de mineralizações auríferas. Considera-se, ainda, o fato de ser uma ocorrência inédita nesta porção da Folha Tucuruí.

A maior diversidade de valores anômalos foi revelada na Área “H”. Corresponde a uma faixa orientada na direção N-S e com um comprimento de cerca de 40 km. Está delimitada pelas amostras JS-S-040, 041 e 042, cujas bacias de captação abrangem rochas das formações Tucuruí e Couto Magalhães. Neste alvo foram revelados 16 elementos anômalos: Al, As, Cd, Cr, Cu, Ga, Hg, In, Mo, Ni, Sc, Se, Sn, Ti, V e Zr. Esta variedade está relacionada à diversidade litológica das unidades mencionadas constituídas por uma sequência sedimentar (arenitos e pelitos), metamorfitos (meta-argilitos, ardósias e filitos), intrudidos por corpos máfico-ultramáficos, submetida a processos hidrotermais (falhamentos) e, posteriormente, a um intenso processo de lateritização. Como consequências, nesse diversificado conjunto de elementos anômalos podem ser individualizadas as seguintes associações geoquímicas: Cr-Ni-Cu, Sc-V-Hg, relacionados aos corpos máfico-ultramáficos; Al-Ga aos níveis bauxíticos; Mo-Ti-Zr-Sn-In que são elementos de filiação ácida, os quais podem estar presentes nas sequências sedimentares e metamórficas; As-Se-Cd associados as atividades hidrotermais. No atual estágio da pesquisa admite-se que estes elementos estejam mais refletindo a complexidade litológica do que importantes depósitos minerais.

estações anômalas estão geralmente associadas a um ou mais grupos anômalos, o que pode demonstrar a heterogeneidade de possibilidades metalogenéticas e litológicas da área de estudo ou simplesmente representam apenas anomalias estatísticas, sem sentido geológico. No mapa geoquímico de sedimentos de corrente (Anexo) as estações anômalas destacadas acima estão representadas pontualmente por diferentes cores e símbolos.

Para as anomalias que podem representar características metalogenéticas e/ou litológicas, destaca-se as estações anômalas de ETR, que também foram evidenciadas na análise de agrupamento, com associação Th-La-Ce-(Pb), com destaque para as amostras coletadas em drenagens sobre o Tonalito Papa Vento e/ou Meta-granitoide Pedra do Meio.

O Granito Rio Mutum, além de apresentar amostras de sedimentos de corrente anômalas para ETR e contagem de torianita em concentrado de bateia (CG-B-06), apresentou valores significativos de Ce e Th nos resultados de química de rocha, o que reforça sua vocação metalogenética para ETR e torianita.

Os grupos anômalos Mn-Fe-V-Sc-Al-Ti e Ni-Co-Cr e suas associações estão, na sua maioria, relacionados à sequência metavulcanossedimentar do Grupo Vila Nova. Esta sequência comporta depósitos e minas de Fe e Mn na região da Serra do Navio, rochas máfico-ultramáficas portadoras de mineralização de cromita na região das Serras da Canga e Bicicleta, localizadas na Folha Macapá – NA.22-Y-D (imediatamente a sul da Folha Rio Araguari), além da mina de ferro localizada no extremo sudeste da Folha Rio Araguari. Esta afinidade metalogenética do Grupo Vila Nova para minerais metálicos e preciosos, associada com as estações anômalas para Mn, Fe, Ni e Cr, demonstram a importância de se realizar estudos geoquímicos e geológicos de mais detalhe em regiões onde afloram as rochas deste grupo.

Os destaques mineralógicos de concentrados de bateia estão agrupados em zonas mineralógicas para ouro, estanho e torianita, sendo o primeiro agrupado em cinco zonas, o segundo em duas zonas e a torianita como destaque em uma única estação (CG-B-06, Granito Rio Mutum). As zonas de destaque mineralógico de ouro ocorrem em pelo menos cinco unidades geológicas distintas, com destaque para aquelas amostras que coletadas em drenagens que cortam rochas do Grupo Vila Nova. Para o estanho, merece destaque a zona delimitada na porção nordeste da área, onde pelo menos treze estações apresentaram cassiterita em concentrados de bateia, o que indica a necessidade de estudos geológicos e geoquímicos mais sistemáticos, com objetivo de mapear corpos de granitoides especializados em mineralização de cassiterita.

7. RECURSOS MINERAIS

7.1 MINERAIS NÃO METÁLICOS

7.1.1 Quartzo

O mais importante recurso mineral da Folha Tucuruí é o quartzo. Ocorre associado às extensas aluviões e paleoaluviões quaternárias existentes ao longo do rio Tocantins, particularmente à jusante da Hidroelétrica de Tucuruí. Constituem um ou dois níveis de 10 a 30 cm de espessura (Fig. 7.1), de quilométrica continuidade lateral, grande uniformidade mineralógica e presentes na porção inferior do perfil aluvionar. Apresenta-se em forma de seixos subarredondados, predominantemente nas dimensões de 1,5 a 2,5 cm, constituído essencialmente de quartzo esbranquiçado, porém com algumas espécies de cores amareladas, acinzentadas e avermelhadas, imersos em uma matriz síltico-arenosa. Estão também presentes, integrando os níveis de cascalho, fragmentos de rochas de dimensões semelhantes às dos seixos, constituídos de quartzito, granitos e riolitos (?).

A importância da jazida deve-se a transformação do quartzo em silício metálico em uma usina localizada na cidade de Breu Branco. A jazida foi descoberta no início da década de 1980, quando a Construtora Camargo Correa trabalhava na construção da Hidroelétrica de Tucuruí. Foi então constituída a Camargo Correa Metais Ltda. – CMM, a qual em 1984 iniciou os trabalhos de pesquisa e construção da usina, cuja produção máxima foi alcançada em 1990. Em 2007, o complexo minero-metalúrgico foi vendido para a Globe Specialty Metais Inc. (Estados Unidos) e posteriormente para a Dow Corning Metais do Pará Indústria e Comércio Ltda. São produzidos 3 tipos de silício metálico: químico (fabricação de silicone), metalúrgico (ligas metálicas) e eletrônico (componentes de computadores).

7.1.2 Gemas: Ametista, Cristal de Rocha e Diamante

O mapeamento geológico da Folha Tucuruí permitiu identificar ocorrências gemológicas, em uma área de

cerca de 2.000 km², constituindo uma faixa de 100 km x 20 km, de direção NE/SW localizada na bacia do rio Pacajá. Esta região está litologicamente representada por granulitos, gnaisses e migmatitos do Complexo Aruanã e charnockitoides e granitos da Suíte Intrusiva Arapari. Neste contexto foram cadastradas 5 ocorrências de ametista. Uma ocorrência, na parte norte da folha, situa-se no domínio da Formação Alter do Chão, próximo ao contato com o Complexo Aruanã. Neste caso, por se localizar na borda da Bacia do Amazonas, a Formação Alter do Chão constitui uma fina camada que se sobrepõe ao Complexo Aruanã e, em consequência de uma janela erosiva (não mapeada na atual escala de trabalho), afloram os litotipos do Complexo Aruanã. De um modo geral as ametistas se encontram associadas ao quartzo hialino e quartzo enfumaçado/leitoso, formando veios subverticais, bolsões e ocasionalmente drusas. Os veios geralmente apresentam espessura inferior a um metro, e comprimento de até vinte metros em superfície e com um zoneamento razoavelmente expressivo, por vezes entrecortados e dispostos em várias direções dentro da rocha encaixante, preferencialmente segundo N20-40°E e N20-40°W. Os cristais de ametista são idiomórficos, com comprimento de até dez centímetros e espessura de quatro centímetros, apresentando acentuado zoneamento de cor, pouca transparência (menor que 5% do volume) com inclusões de hematita, magnetita e goethita.



Figura 7.1 – Nível de seixos (perfil) da unidade Depósitos Aluvionares, que constitui a jazida de quartzo lavrada pela Dow Corning Metais do Pará Indústria e Comércio Ltda.

O cristal de rocha tem menos de 30% de transparência, apresenta coloração levemente amarelada à acinzentada, frequentemente é leitoso, sendo encontrado preferencialmente nas zonas de borda dos veios de ametista. Admite-se que esses veios são produtos do último evento hidrotermal constatado nesta porção cratônica e relacionado à fase final da granitogênese paleoproterozoica que teria gerado sistemas de veios silicosos. Não se descarta também a participação de fluidos meteóricos ou daqueles relacionados à abertura do Atlântico Sul (Mesozoico), particularmente nas porções mais cristalinas e internas dos veios. Considerando-se o atual valor econômico da ametista e do cristal de rocha, a existência de outros veios que estão sendo objeto de prospecção por pequenos mineradores e, ainda, a dimensão da área das ocorrências, este contexto geológico-geomológico está sendo considerado como Distrito Geomológico do Pacajá (MACAMBIRA; COLLYER; RICCI, 2008).

No início do século XX surgiram as primeiras notícias sobre a presença de diamantes no rio Tocantins. O diamante era extraído de vários garimpos ao longo da faixa aluvionar e muitos deles situavam-se entre as cidades de Marabá e Tucuruí. Avalia-se que no período de 1941-1944 cerca de 10.000 garimpeiros trabalharam os aluviões do Tocantins, com uma produção em torno de 68.000 ct, a qual correspondia a aproximadamente 10% da produção do Brasil (BARBOSA, 1991). Com a construção da Hidroelétrica de Tucuruí a porção à montante foi inundada, porém, o trecho à jusante apresenta amplas condições de ser pesquisada. A faixa aluvionar apresenta aproximadamente 35 km de largura no limite norte da Folha Tucuruí e durante os trabalhos de campo foram detectados níveis de cascalho, os quais podem armazenar depósitos de diamante. Deve-se salientar que os antigos garimpeiros trabalhavam quase que essencialmente nos aluviões recentes do leito do rio. Entretanto, nos trabalhos na Folha Tucuruí foi observada a presença de extensos paleoaluviões, constituindo terraços topograficamente elevados, distante do atual leito do Tocantins, contendo extensos e contínuos níveis de cascalhos, os quais, igualmente, podem armazenar jazidas de diamante a exemplo das existentes nos aluviões recentes.

7.1.3 Caulim

A borda sudeste da Folha Tucuruí abrange uma faixa da Formação Ipixuna. Esta unidade encerra depósitos e grandes reservas de caulim que constituem o Distrito do Rio Capim, situado a cerca de 50 km a leste da mencionada folha. Durante os trabalhos de campo foram observados níveis de argila caulínica em afloramentos localizados às margens do Lago de Tucuruí (Fig. 7.2). Comprova-se que o Distrito do Rio Capim estende-se para oeste e aflora no vizinho rio Moju, e assim possa prolongar-se até a Folha Tucuruí. Nesta região, em face da privilegiada situação

logística (energia e transporte), uma jazida de caulim, mesmo de pequenas dimensões, pode ser economicamente viável.



Figura 7.2 – Níveis de argila caulínica na Formação Ipixuna (estação EM-183).

7.1.4 Rochas Ornamentais

Durante os trabalhos de campo foram identificadas rochas que podem ser aproveitadas como rochas ornamentais, principalmente no domínio da Suíte Intrusiva Arapari, a qual é constituída por charnockitos, mesopertita-granitos, charnoenderbitos e mesopertita granodioritos. São rochas isotrópicas, predominantemente porfiríticas a megaporfiríticas, com cristais tabulares de feldspato de 2 a 4 cm de comprimento. Quando laminados e polidos formam belíssimos mosaicos como consequência do resalto da trama textural da rocha. Trabalhos específicos do Projeto Consolidação e Sustentabilidade da Produção de Rochas para Revestimento na Construção Civil da Região Amazônica (MELO; CHIODI FILHO; CHIODI, 2011) cadastraram na Folha Tucuruí 7 ocorrências de rochas ornamentais conforme descrito na Tabela 7.1.

Salienta-se, também, o potencial para rochas ornamentais do Complexo Aruanã constituído de ortognaisses cinza escuro enderbíticos a charnoenderbíticos. Como consequência da deformação formam belíssimas e exóticas estruturas tais como bandamentos, dobras e estruturas migmatíticas.

Com um padrão distinto dos acima descritos ainda deve ser mencionado o potencial da Suíte Intrusiva Jorge João (leuco-microclina sieno e monzogranitos) e dos diabásios Igarapé Santos e Rio Pajeú.

7.1.5 Argila, Areia, Cascalho e Brita

Ao longo dos principais cursos d'água, como os rios Aruanã, Pacajá e o Tocantins, particularmente neste último, são frequentes os depósitos de argila, areia e cascalho (Fig. 7.3). Nas proximidades dos maiores núcleos urbanos esses depósitos são lavrados para atender a demanda local. Assim, as argilas são utilizadas para cerâmica vermelha na produção de tijolos e telhas; as areias e seixos na construção civil.

Tabela 7.1 – Rochas ornamentais da Suíte Intrusiva Arapari na Folha Tucuruí (MELO; CHIODI FILHO; CHIODI, 2011).

AMOSTRA	DESIGNAÇÃO	UNIDADE GEOLÓGICA	DESCRIÇÃO DE CAMPO	MODO DE OCORRÊNCIA
PA-1	Vermelho Tucuruí	Suíte Intrusiva Arapari	Granitóide levemente gnáissico, avermelhado, de granulação predominante média a grossa	Grandes matacões, aflorantes e semi-enterrados, presentes em alto da região com relevo ondulado de baixa amplitude
PA-2	Urucum	Suíte Intrusiva Arapari	Granitóide gnáissico com matriz cinzenta de granulação média e níveis centimétricos avermelhados de feldspato potássico	Lajedos e matacões métricos a decamétricos, dispostos no alto e na meia encosta de morraria alongada no sendo leste-oeste
PA-3	Pacajás	Suíte Intrusiva Arapari	Granitóide inequigranular de granulação predominante grossa, matriz acinzentada e cristais róseos de feldspato potássico	Matacões métricos, no alto e na encosta de morraria alongada de leste a oeste, presente em terreno de baixa a média amplitude
PA-4	Sucupira	Suíte Intrusiva Arapari	Granitóide de granulação fina, isótropo a levemente orientado, e cor róseo a amarronzado	Paredão rochoso em corte da rodovia, na sequência de exposições, vistas desse ponto até próximo ao ramal 249 norte
PA-5	Jequitibá	Suíte Intrusiva Arapari	Granitóide de granulação média, isótropo a levemente orientado, e cor róseo a amarronzado	Paredão rochoso em corte da rodovia
PA-6	Kayapó	Suíte Intrusiva Arapari	Granitóide equigranular a inequigranular, isótropo, granulação média a grossa, de matriz cinza e cristais avermelhados de feldspato potássico	Matacões e lajedos, que se estendem por bom trecho da estrada de acesso, nas cercanias do ponto destacado. Região formada por terrenos ondulados de baixa amplitude
PA-7	Vermelho Arapari	Suíte Intrusiva Arapari	Granitóide equigranular a inequigranular, isótropo, granulação média a grossa, de cor avermelhado predominante	Matacões e lajedos, que se estendem por bom trecho da estrada de acesso, nas cercanias do ponto destacado. Região formada por terrenos ondulados de baixa amplitude

Merece ser destacada a intensa produção de brita, proveniente dos arenitos subarcoseanos da Formação Tucuruí, utilizada na construção da Hidroelétrica de Tucuruí. Ainda hoje, esta brita é fornecida para obras de engenharia civil, tais como a construção de casas e na pavimentação de estradas.



Figura 7.3 – Depósito de areia às margens do rio Tocantins, na cidade de Tucuruí.

7.2 MINERAIS METÁLICOS

7.2.1 Ouro

O ouro foi o mais importante recurso mineral revelado pela prospecção geoquímica tanto em amostras de sedimentos de corrente como em concentrados de bateia. Foi delimitada uma área de cerca de 2.900 km² situada na porção ocidental da Folha Tucuruí. Nesta área ocorrem rochas metavulcanossedimentares do Grupo Três Palmeiras (Formação Itatá) clássico metalotecto de depósitos auríferos a exemplo do que ocorre, ao norte, na Volta Grande do Xingu. Admite-se que resquíscios dessa unidade, não mapeáveis na escala 1:250.000, estejam distribuídos por esta zona aurífera e, assim, podem armazenar depósitos de ouro.

Acrescenta-se, ainda, que na mencionada área aurífera ocorrem também litotipos do Complexo Aruanã, Suíte Intrusiva Arapari e Complexo Bacajaí, os quais não são favoráveis a mineralizações auríferas. Entretanto, essas unidades contem corpos máficos que foram sub-

metidos a processos de cisalhamento, os quais podem remobilizar o ouro formando depósitos de veios de quartzo aurífero.

7.2.2 Sulfetos de Cobre e Níquel

A prospecção geoquímica revelou anomalias de Ni e Cu em sedimentos de corrente e a presença de pirita em concentrado de bateia, na porção sudeste da Folha Tucuruí, onde ocorrem rochas do Grupo Três Palmeiras (Formação Itatá). Esta unidade é um típico greenstone belt, de idade paleoproterozoica, constituído por uma sequência de rochas metassedimentares (quartzitos) e metabásicas (anfíbolitos), com potencial metalogenético para depósitos de sulfetos de Ni e Cu.

7.2.3 Elementos de Terras Raras - ETR

Atualmente no Brasil, e mesmo em termos mundiais, verifica-se uma crescente demanda por ETR para atender aos diversos segmentos industriais: catalizadores, materiais luminescentes, supercondutores, automobilística, materiais magnéticos, optoeletrônica etc. Mineralizações destes elementos podem ocorrer em diversos ambientes, tais como: complexos alcalinos-carbonatíticos, cinturões metamórficos de alto grau (gnaiesses, granulitos e migmatitos) e ambientes sedimentares (aluviões). Entre estes ambientes, constata-se na Folha Tucuruí um cinturão metamórfico de alto grau, que envolve o Complexo Aruanã, Granulito Tuerê, Complexo Bacajaí e Suíte Intrusiva Arapari, o qual constitui um metalotecto para ETR.

Estudos realizados por Fernandes e Silveira Filho (2005) demonstram que o Complexo Jequié (Bahia) é constituído por uma faixa de granulitos de alto grau metamórfico e contem mineralizações de ETR, as quais estão associadas a zonas radiométricas anômalas (levantamento aerogamaespectrométrico). Um dos tipos de mineralização é caracterizado por monazita (Ce, La, Th, Y) PO4 – rica em Th.

Integrando os dados acima se constata que, entre as unidades estratigráficas que compõem o cinturão metamórfico de alto grau da Folha Tucuruí, a Suíte Intrusiva Arapari caracteriza-se por apresentar as maiores anomalias no canal de Th do mapa aerogamaespectrométrico. Examinando os concentrados de bateia, verifica-se que a monazita está presente em cerca de 80% dos resultados. Superpondo as ocorrências de monazita com a área de abrangência da unidade Arapari (Figura 7.4) constata-se uma notável coincidência dos dois parâmetros. Isto comprova a potencialidade metalogenética da Suíte Intrusiva Arapari para depósitos de ETR.

A prospecção geoquímica ainda demonstrou anomalias, em sedimentos de corrente, de elementos do grupo das Terras Raras tais como: Ce, La, Th, além do Y, no contexto do cinturão metamórfico, o que reforça a potencialidade mineral desta unidade para conter jazimentos de ETR.

7.2.4 Ferro

A Serra do Trucará (Fig. 7.5) situa-se no domínio da Formação Tucuruí e está localizada na margem esquerda do rio Tocantins, próximo à cidade de Tucuruí. Apresenta-se como uma faixa na direção N-S e com uma extensão de cerca de 50 km (descontínua). Durante os trabalhos de campo realizados no topo da Serra do Trucará observou-se a presença de vegetação, clareiras, lagoas e blocos de lateritas semelhantes às ocorrentes na jazida de ferro da Serra dos Carajás. Estudos mais detalhados comprovaram que se trata de uma crosta ferruginosa, que compõe a porção superior de um perfil laterítico evoluído, a qual exhibe predominantemente uma textura brechoide a pseudo-pisolítica.

Estudos específicos realizados por Hieronymus et al (1999) descrevem um nível ferro-aluminoso a ferruginoso, de 2 a 8 m de espessura, mais possante na parte norte da Serra do Trucará. Apresenta-se na forma de uma crosta compacta a cavernosa composta de goethita, hematita e gibbsita micro a criptocristalinas em teores variáveis além de caolinita nitidamente subordinada, com teores de Fe₂O₃ em torno de 52%.

O contexto geológico e econômico da Serra do Trucará está caracterizado por minério de ferro de médio teor, de fácil extração e disponibilidade de mão de obra, energia e transporte. Nestas condições mesmo jazidas de pequeno porte são lucrativas, particularmente, para atender as “guzeiras” da região.

7.2.5 Alumínio

Ainda no âmbito da Serra do Trucará (Fig. 7.5), como produto da evolução de um perfil laterítico maduro, subjacente à crosta ferruginosa, ocorre um horizonte rico em alumínio, francamente bauxítico. Ao longo do perfil observa-se um enriquecimento em alumínio em direção ao nível bauxítico, tanto da porção inferior da crosta ferruginosa como na porção superior do saprolito argiloso. Estudos realizados por Hieronymus et al (1999) descrevem um nível aluminoso de 2 a 4 m de espessura, nodular na base e mais maciço e continuo no topo. As porções litificadas consistem em uma mistura de gibbsita e de oxi-hidróxidos de ferro microcristalinos com apenas traços de caolinita. Gibbsita macrocristalina maclada preenche poros e fissuras. O anatásio, sempre presente, mostra uma distribuição homogênea. A matriz argilosa é composta essencialmente de caolinita com quantidades subordinadas de gibbsita, goethita, hematita e anatásio. Análises efetuadas por Kotschoubey, Truckenbrodt e Hieronymus (1986) revelaram para o nível bauxítico teores de até 54,60% de Al₂O₃.

As considerações estratégicas econômicas emitidas para o ferro podem ser aplicadas na pesquisa do alumínio. Entretanto, considerando-se a proximidade a leste do Distrito Bauxítico de Paragominas, a potencialidade econômica da Serra do Trucará aumenta, visto à possibilidade da implantação de uma interligação logística entre as duas regiões.

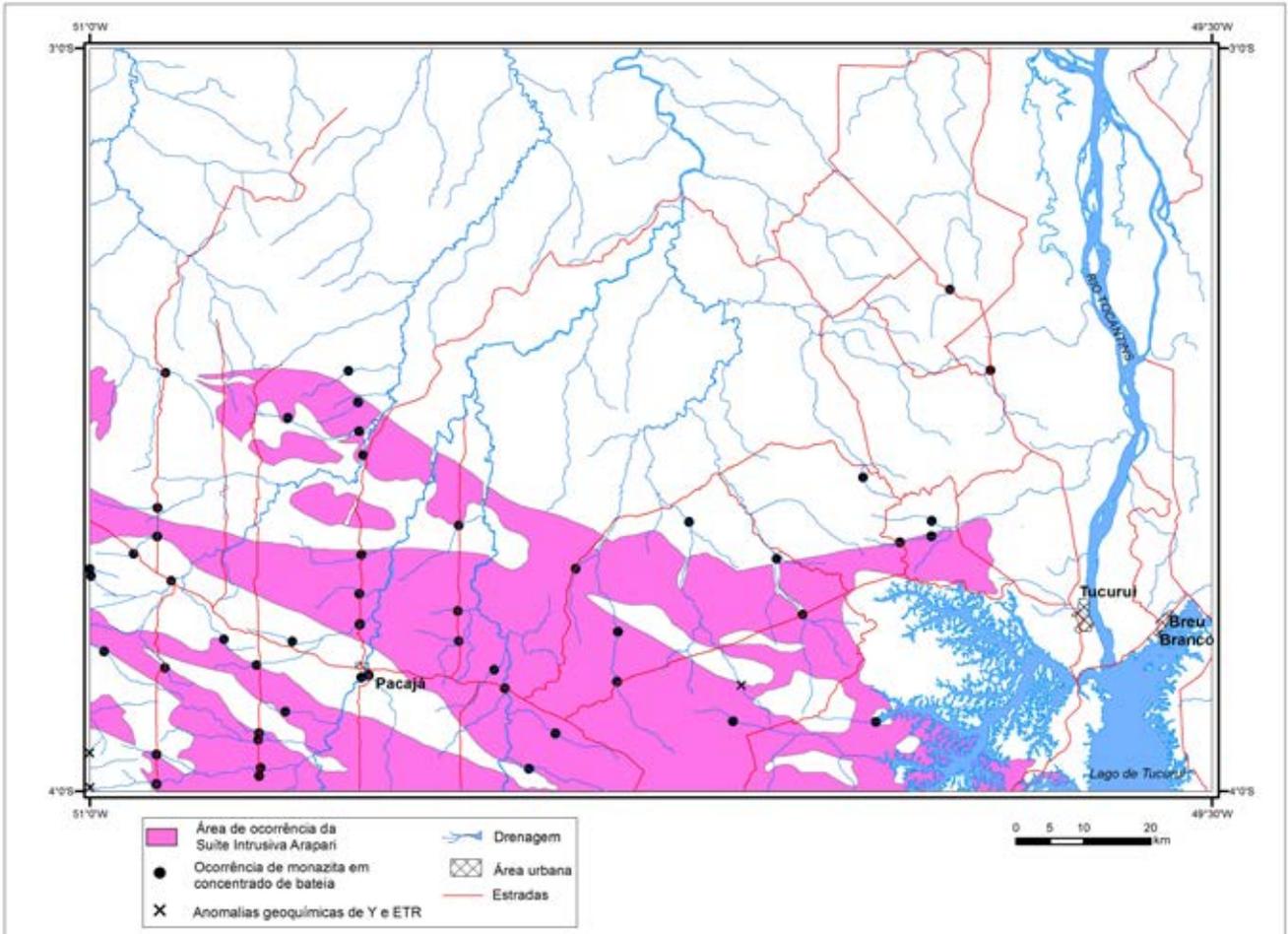


Figura 7.4 – Relação da área de ocorrência da Suíte Intrusiva Arapari com a presença de monazita nos concentrados de bateia e anomalias geoquímicas em sedimentos de corrente de Y e ETR.



Figura 7.5 – Serra do Trucará – Imagem SRTM. A crosta ferruginosa corresponde às áreas com as cotas topográficas mais elevadas.

8. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

O mapeamento geológico integrado com levantamento aerogeofísico, imagens de satélite, estudos petrográficos, litogeoquímicos e geocronológicos, além da prospecção geoquímica e avaliação metalogenética, permitiram um significativo avanço no conhecimento geológico e do potencial mineral da Folha Tucuruí, cujos principais resultados são apresentados a seguir.

8.1 CONCLUSÕES

8.1.1 Estratigrafia

O mapeamento geológico da Folha Tucuruí levou à individualização de 20 unidades estratigráficas, das quais 5 estão sendo propostas neste trabalho.

No Domínio Bacajá o embasamento (ortognaisses charnockíticos a enderbíticos) arqueano está representada pelo Complexo Aruanã e Granulito Tuerê. No Paleoproterozoico são posicionadas sequências supracrustais denominadas de Formação Itatá (Grupo Três Palmeiras) e Sequencia Igarapé Vinte e Quatro. Outra assembleia de embasamento, mais nova, é constituída pelo Complexo Bacajá (enderbitos e charnoenderbitos). O magmatismo orogênico paleoproterozoico tardi e pós-colisional do Ciclo Transamazônico é representado pelas suítes intrusivas Arapari (charnockitos) e João Jorge (granitos). A unidade mais nova do Domínio Bacajá é o Ultramafito Manduacari (serpentinitos), considerada do Neoproterozoico.

O Cinturão Araguaia, de idade neoproterozoica a cambriana, com estruturação submeridiana, é constituído pelas formações Pequizeiro (xistos quartzosos) e Couto Magalhães (meta-argilitos), ambas pertencentes ao Grupo Baixo Araguaia. A Formação Tucuruí (arenitos subarchoseanos) representa o topo estratigráfico do Cinturão Araguaia.

Na Folha Tucuruí o magmatismo máfico está representado pelo Diabásio Rio Pajeú (Neotriássico-Mesojurássico) e Diabásio Igarapé Santos (Cambriano). A primeira unidade constitui um enxame de diques (augita-diabásios com ou sem olivina) orientados segundo N-NE/S-SW, e a outra ocorre na zona de contato do Cinturão Araguaia com o Domínio Bacajá, na forma de soleiras e lacólitos de augita diabásios.

A sedimentação cretácea está evidenciada pelo Grupo Itapecuru (arenitos com estratificação plano-paralela depositados em ambiente transicional marinho-continental) e as formações Ipixuna (argilitos com intercalações de arenitos, de ambiente flúvio-lacustre) e Alter do Chão (arenitos com cores variegadas, de ambiente fluvial de alta energia), pertencentes às bacias do Marajó, Grajaú e Amazonas, respectivamente.

As coberturas residuais foram caracterizadas como Coberturas Lateríticas Maturas e Coberturas Lateríticas Imaturas. As primeiras exibem horizontes saprolíticos, aluminosos, ferro-aluminosos a ferruginosos, e as outras são representadas essencialmente por uma crosta ferruginosa.

Os depósitos aluvionares, especialmente aqueles associados ao rio Tocantins, foram divididas em Depósitos de Terraços Fluviais e Depósitos Aluvionares.

8.1.2 Litoquímica

Para o estudo litoquímico as unidades estratigráficas da Folha Tucuruí foram divididas em duas naturezas: Rochas Félsicas reunindo rochas do Complexo Aruanã, Granulito Tuerê, Complexo Bacajá, Suíte Intrusiva Arapari e Suíte Intrusiva João Jorge, e Rochas Máficas agrupando o Diabásio Rio Pageú e Diabásio Igarapé Santos.

As Rochas Félsicas abrangem rochas ácidas a intermediárias, com teores de SiO₂ na faixa de 51,21% a 72,48% com as rochas mais evoluídas da Suíte Intrusiva João Jorge. A relação K₂O/Na₂O varia de 0,1 a 2, sendo o Complexo Bacajá a unidade mais sódica e Suíte Intrusiva João Jorge a mais potássica. O Complexo Aruanã e a Suíte Intrusiva Arapari apresentaram maior diversidade litológica e quimismo diverso, que podem representar mais de um evento magmático.

De modo geral, o conjunto félsico evidencia assinatura de magmatismo cálcio-alcálico, de médio K a shoshonítico, gerado em ambiente de arcos vulcânicos. A Suíte Intrusiva Arapari apresenta maior enriquecimento em LILE e ETR e assinatura de participação crustal na geração do magma, em um ambiente de margem continental enquanto a Suíte Intrusiva João Jorge sugere posicionamento em ambiente pós-colisional.

As Rochas Básicas são tidas como basaltos de alto TiO_2 (>2%) com teores de SiO_2 de 41,87% a 50,71% e teores de $Fe_2O_3 + MgO + TiO_2 + MnO$ na faixa de 19,35% a 26,84% o que é compatível com a presença de augita, olivina e opacos, como minerais ferromagnesianos. São classificadas predominantemente como basaltos, de natureza subalcalina toleítica. Com relação ao mg# as rochas do Diabásio Igarapé Santos apresentam valores superiores ao do Rio Pajeú, o que sugere diferentes graus de diferenciação magmática, sendo aquele mais primitivo do que este.

O posicionamento tectônico das Rochas Básicas é predominantemente de ambiente intraplaca com padrão de ETR característico de basaltos continentais. O Diabásio Igarapé Santos possui assinatura de fonte distinta do Diabásio Rio Pajeú, indicando relação com pluma astenosférica na geração daquele magmatismo toleítico enquanto participação de manto litosférico subcontinental estaria relacionada aos diques Rio Pajeú.

As Rochas Básicas apresentam um condicionamento anorogênico, intraplaca, associado a fraturas de grande profundidade, situadas na porção cratônica (Rio Pajeú) e na zona de contato do Cráton Amazônico com a Faixa Araguaia (Igarapé Santos).

8.1.3 Geologia Estrutural

Neste relatório o Domínio Bacajá é reconhecido, pela primeira vez na literatura, como um segmento crustal cujo regime tectônico transcorrente possui cinemática dextral dominante, ao contrário do que foi anteriormente postulado na literatura como, por ex., Vasquez e Rosa Costa (2008) e Souza (2008). Esta é uma das principais contribuições do presente mapeamento, indicando novos atributos geológicos que fazem aquele domínio contrastar, ainda mais, com os demais compartimentos localizados a oeste (Tapajós), sul (Carajás) e ao norte (Paru e Carecuru). Embora alguns critérios cinemáticos sinistrais possam ser observados no interior do Bloco Bacajá, eles não se mostraram majoritários, em relação às feições dextrais. E também se mostraram menos confiáveis, quando obtidos em marcadores cinemáticos com muito baixa assimetria, tais como os lineamentos observados nos diversos sensores remotos (extremamente rotacionados ou paralelizados uns aos outros).

No que tange ao Cinturão Araguaia, o presente mapeamento reconheceu uma margem autóctone e preservada do orógeno em questão, com rochas sedimentares horizontalizadas as quais não possuem continuidade física conhecida para as folhas contíguas. Nesse compartimento só foram observadas deformações na sua zona de articulação (limite oriental) com a faixa de ardósias do cinturão em questão. Trata-se de uma zona de deformação rúptil, anteriormente denominada de “Falha Tucuruí”, e que agora passa a ser entendida como um duplex compressivo. Ele é composto por um feixe de sucessivos planos de descolamentos dispostos lado a lado, com algumas centenas de metros de largura. A geometria interna deste duplex (“Zona de Cavalgamen-

to de Tucuruí”) consiste numa sequência de “cavalos” imbricados com geometria em “S” (Figs. 5.9 e 5.10), separados por “falhas mestres” de topo e de base (sole thrust e floor thrust), com mergulhos para o interior do Cinturão Araguaia. Também se observou que ele foi responsável por significativo transporte tangencial de massas, colocando klippes (testemunhos tectônicos) de biotita-filonitos da Formação Pequizeiro muito próximos do tabuleiro sedimentar da Formação Tucuruí, suprimindo ou encobrendo grandes extensões do cinturão de ardósias (Formação Couto Magalhães). E ainda, os cavalgamentos das faixas metamórficas do Cinturão Araguaia, na Folha Tucuruí, não se fazem diretamente sobre o Cráton Amazônico, como anteriormente ventilado, mas sim alçados sobre o seu compartimento autóctone.

8.1.4 Prospecção Geoquímica

O tratamento estatístico dos dados de prospecção geoquímica conduziram à delimitação de 8 áreas anômalas. O mais importante resultado foi uma zona aurífera associada ao Grupo Três Palmeiras, Complexo Aruanã, Suíte Intrusiva Arapari, Complexo Bacajá, Suíte Intrusiva João Jorge, que armazenam corpos máficos, os quais podem fornecer o ouro através de remobilizações nas zonas de cisalhamento. Nesta área também estão presentes anomalias de As, Cd, Cu, Sc, Sn, Hg e Cs. Nas cabeceiras do Igarapé Trucará, no domínio do Complexo Aruanã, foi observado o mais elevado (10.022 ppb) valor para ouro detectado nesta prospecção.

No canto sudoeste da Folha Tucuruí foram delimitadas anomalias geoquímicas de Ni, Cu, Cd, Bi e U, relacionado ao Grupo Três Palmeiras que é uma unidade favorável a ocorrências de depósitos sulfetados. Ainda nesta zona foram também observadas anomalias de Ce, La, Y, Th e Rb que podem ser originadas de pegmatitos relacionados ou não com a Suíte Intrusiva Arapari.

Os resultados anômalos de Ti e Nb delimitam uma faixa que coincide com um dos trends estruturais. Admite-se que esses elementos estejam associados (ilmenita) e que a anomalia esteja refletindo um dique subafiorante do Diabásio Rio Pajeú.

Nas cabeceiras do Rio Arapari foi detectada uma associação anômala de Ce-La-Th, associada a elevados teores de tório nos mapa aerogeofísico, sugestivo de mineralização de ETR, no domínio da Suíte Intrusiva Arapari e do Complexo Bacajá.

Anomalias de Ag, Te, Bi, Hf, W e Ti delimitaram uma faixa localizada nas proximidades do Lago de Tucuruí e nas cabeceiras do Rio Pucuruí, coincidindo com zona anômala de Cu, Sc, Hg, Se e Zr. Admite-se que estas anomalias estejam refletindo as diversas litologias das unidades Aruanã, Arapari e Bacajá, com seus enclaves máficos e pegmatitos.

A maior diversidade de valores anômalos (Al, As, Cd, Cr, Cu, Ga, Hg, In, Mo, Ni, Sc, Se, Sn, Ti, V e Zr) foi observada na Serra do Trucará que abrange rochas das formações Tucuruí e Couto Magalhães, os quais estão provavelmente relacionados aos processos de lateritização relacionados à diversidade litológica.

Foram identificados 23 minerais nos concentrados de bateia, sendo a ilmenita, o zircão, leucoxênio, rutilo, epidoto, anfíbólio e turmalina, os mais abundantes e com ampla distribuição. Entre os minerais-minério a monazita é a mais importante com distribuição concentrada na Suíte Intrusiva Arapari, que é uma unidade favorável para pesquisa de ETR. O ouro foi detectado em 5 concentrados de bateia, o que subsidiou a zona aurífera delimitada pelos sedimentos de corrente.

8.1.5 Recursos Minerais

O quartzo é o mais importante recurso mineral da Folha Tucuruí e ocorre como níveis de seixos associados às extensas aluviões e paleoaluviões quaternárias ao longo do rio Tocantins. A importância da jazida deve-se a transformação do quartzo em silício metálico pela Dow Corning Metais do Pará Indústria e Comercio Ltda.

Na bacia do rio Pacajá, no domínio da Suíte Intrusiva Arapari, foram detectados ametista (veios subverticais, bolsões e drusas) e cristal de rocha (nas bordas dos veios). Este contexto constitui o Distrito Gemológico do Pacajá.

O mapeamento da Folha Tucuruí demonstrou as gigantescas dimensões das aluviões quaternárias do rio Tocantins (tradicional produtor de diamantes) e dos paleoaluviões (os quais possivelmente ainda não foram pesquisados), o que constitui um contexto favorável para depósitos desta gema.

Na borda sudeste da Folha Tucuruí foram observados níveis de argila caulínica em afloramentos da Formação Ipixuna (contem os depósitos de caulim do Distrito do Rio Capim) o que comprova o seu potencial para esta substância.

Em termos de rochas ornamentais foram identificadas potenciais ocorrências nos domínios da Suíte Intrusiva Arapari (charnockitos) do Complexo Aruanã (ortognaisses), da Suíte Intrusiva Jorge João (granitos) e dos diabásios Igarapé Santos e Rio Pajeú.

Ao longo dos principais cursos d'águas, tais como o Aruanã, o Pacajá e o Tocantins são frequentes os depósitos de argila, areia e cascalho. Nas proximidades dos maiores núcleos urbanos estes materiais são utilizados na construção civil.

Foi delimitada uma área de cerca de 2.900 km² potencialmente aurífera associada ao Grupo Três Palmeiras e aos litotipos do Complexo Aruanã, da Suíte In-

trusiva Arapari e do Complexo Bacajaí, os quais contêm corpos máficos que foram submetidos a processos de cisalhamento e formaram depósitos de veios de quartzo aurífero. A prospecção geoquímica revelou anomalias de Ni e Cu e pirita (concentrado de bateia) no domínio da Sequência Três Palmeiras a qual apresenta potencialidade para depósitos desses elementos.

O cinturão metamórfico de alto grau, que inclui o Complexo Aruanã, Granulito Tuerê, Complexo Bacajaí e Suíte Intrusiva Arapari, constitui um contexto favorável à presença de depósitos de ETR, onde foram detectados os mais elevados valores radiométricos (tório), a maior concentração de monazita em concentrados de bateia e varias anomalias de Ce, La, Th e Y.

A Serra do Trucará, no domínio da Formação Tucuruí, apresenta um espesso perfil laterítico com crosta ferruginosa (8 m) e teores de Fe₂O₃ de 52%. Estas características tornam esta ocorrência merecedora de estudos de viabilidade econômica, principalmente para atendimento as "guzeiras" da região. Ainda na Serra do Trucará, subjacente à crosta ferruginosa, ocorre um horizonte bauxítico, com 2 a 4 m de espessura e teores de até 54,60% de Al₂O₃.

8.2 RECOMENDAÇÕES

Objetivando um maior entendimento do quadro geológico e uma melhor avaliação do potencial mineral (Fig. 8.1), apresentam-se as seguintes recomendações:

- Mapeamento geológico convencional, na escala 1:100.000, das 6 folhas (SA.22-Z-C- I, II, III, IV, V e VI), com ênfase nos estudos estruturais e metalogenético;
- Prospecção geoquímica em maior detalhe (1 amostra/20 km²) no Domínio Bacajá, particularmente, nas zonas recomendadas para pesquisa de ouro e de ETR;
- Avaliação mais detalhada do potencial para ETR da Suíte Intrusiva Arapari;
- Realização de trabalhos de detalhe (sondagem) na Serra do Trucará visando uma melhor avaliação do potencial de ferro e de alumínio;
- Pesquisa para diamante nos paleoaluviões do rio Tocantins;
- Avaliação mais detalhada do potencial do Distrito Gemológico do Pacajá.

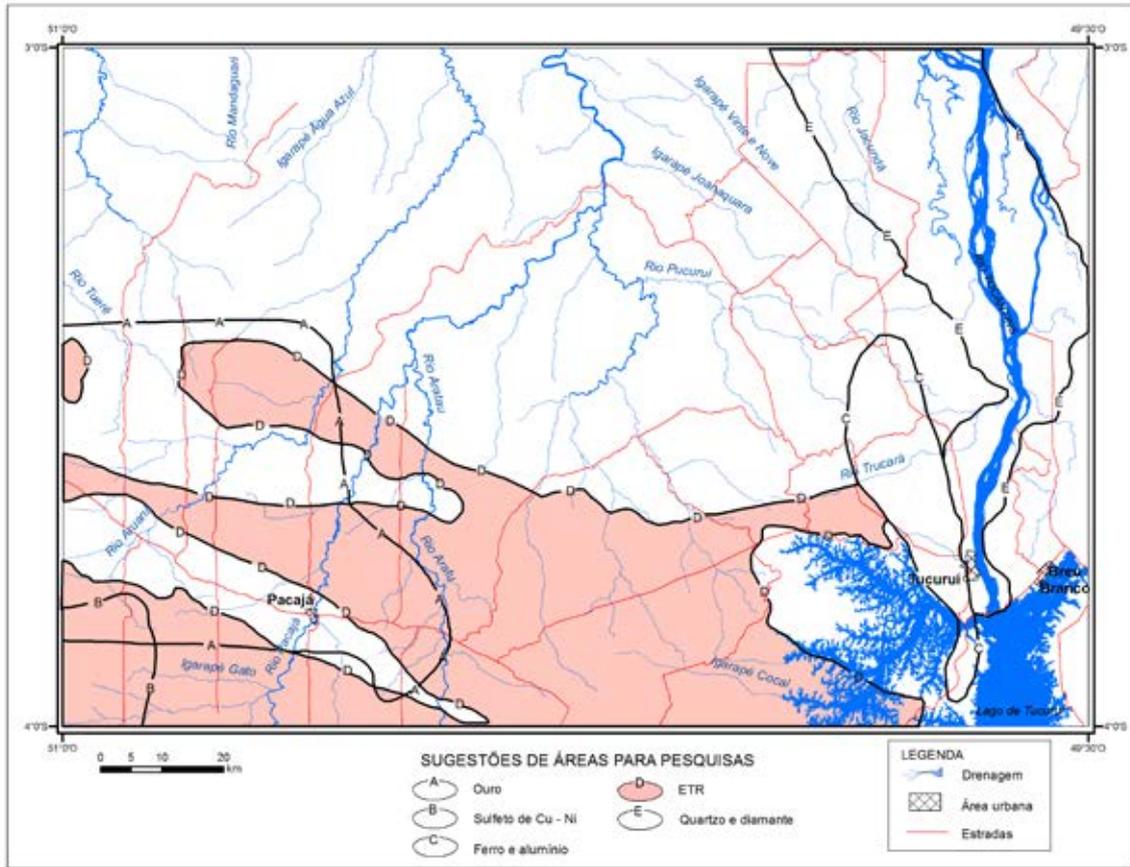


Figura 8.1 – Áreas e substâncias sugeridas para pesquisa.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AGUIAR, G. A. Revisão geológica da Bacia Paleozóica do Maranhão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, 1971, São Paulo. **Anais...** São Paulo: SBG, 1971. v. 3, p. 113-122.
- ALMEIDA, F. F. M. et al. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 2., 1977, Campina Grande. **Atas...** Campina Grande: SBG, 1977. p. 363-391.
- ALMEIDA, F.F.M. et al. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth Science Review**, v. 17, n.1-2, p. 1-29, 1981.
- ALMEIDA, H. G.; MARTINS, R. C.; ALMEIDA, H. D. **Projeto Materiais de Construção Tucuruí-Carajás**: relatório final. Belém: DNPM; CPRM. 1977. v. 1. 168 p.
- ALVES, C. L. **Petrologia, geoquímica e geocronologia do Granito Ramal do Lontra e sua relação com a tectônica e metamorfismo do Cinturão Araguaia, Xambioá (TO)**. 2006. 131 f. Dissertação (Mestrado)– Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2006.
- ANAISSE JÚNIOR, J. **Fácies costeiras dos depósitos Itapecuru (Cretáceo), região de Açailândia, bacia do Grajaú**. 1999. 86 f. Dissertação (Mestrado em Geologia)– Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 1999.
- ARAÚJO, V. A.; OLIVATTI, O. **Araguaína**: folha SB.22-Z-D, Estado do Tocantins/Pará, escala 1:250.000: texto explicativo. Brasília, DF: DNPM; CPRM, 1994. 103 p. (Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB).
- ÁRKAI, P.; SASSI, F. P.; DESMONS, J. **Very low – to low-grade metamorphic rocks**. 2003. 12 p. Disponível em: <www.bgs.ac.uk/scmr/docs/papers/paper_5.pdf>. Acesso em: 22 maio 2012.
- BAHIA, R. B. C. et al. Folha SA.22 – Belém. In: SCHOBBE-NHAUS et al. (Ed.). **Carta geológica do Brasil ao milionésimo**: Sistema de Informações Geográficas – SIG. Brasília, DF: CPRM, 2004. 1 CD-ROM. (Programa Geologia do Brasil).
- BARBOSA, O. **Diamante no Brasil**: histórico, ocorrência, prospecção e lavra. Brasília, DF: CPRM, 1991, 136 p. il.
- BARBOSA, G. V.; RENNÓ, C. V.; FRANCO, E. M. S. Geomorfologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. **Projeto Radam**: Folha SA. 22 – Belém: geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro: DNPM, 1974. il. p. II/3-II/36. (Levantamento de Recursos Naturais, 5).
- BARROS, C. A. M. et al. Estruturas sinmagmáticas e idade de zircão de granito (evaporação de Pb) paleoproterozóicos da parte leste do Domínio Bacajá, Província Maroní-Itacaiúnas. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 37, n. 2, p. 293-304, 2007.
- BARROS, C.A.M; BESSER, M.L. Folha Rio Bacajá - SA.22-Y-D-VI. Carta Geológica. Convênio PRONAGEO UFPR-CPRM, Escala 1:100.000. Programa Geologia do Brasil -PGB, no prelo.
- BRITO NEVES, B. B. Crátons e faixas móveis. **Boletim do Instituto de Geociências**, São Paulo, v. 7, p.1-187, 1995.
- BROWN, G.C.; THORPE, R.S.; WEBB, P.C. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. **Journal of Geological Society of London**, v. 141, p.413-426, 1984.
- CABANIS, B.; LECOLLE, M. Le Diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. **Comptes Rendus de l'Académie des Sciences**, Serie II, Sciences de la Terre, v. 309, p. 2023–2029, 1989.
- CAMPBELL, D. F.; ALMEIDA, L. A.; SILVA, S. O. Relatório preliminar sobre a geologia da Bacia do Maranhão. **Boletim do Conselho Nacional do Petróleo**, Rio de Janeiro, n. 1, 1949. 160 p.
- CAPUTO, M. V.; RODRIGUES, R.; VASCONCELOS, D. N. N. **Litoestratigrafia da bacia do Amazonas**. RENOR – Petróbras, 1971. 92 p. (Relatório interno).
- CONDIE, K. C. **Plate tectonics and crustal evolution**. 3. ed. Oxford: Pergamon Press, 1989. 476 p.
- _____. _____. 4. ed. Oxford: Butterworth Heinemann, 1997. 282 p.

- CORREA, P. R. S.; PERES, R. N.; VIEIRA, L. S. Levantamento exploratório de solos. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. **Projeto Radam: Folha SA.22 – Belém: geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra.** Rio de Janeiro: DNPM, 1974. il. p. III/7-III/153. (Levantamento de Recursos Naturais, 5).
- COSTA, J. B. S. et al. Neotectônica da região amazônica: aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. **Geonomos**, v. 4, p. 23-44, 1996.
- COSTA, J. B. S. et al. Tectonics and paleogeography of the Marajó Basin, northern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 74, n. 3, p. 519-531, 2002.
- COSTA, M. L. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 21, n. 2, p. 146-160, 1991.
- COSTA, M. L. et al. O depósito de manganês do Azul, Carajás: estratigrafia, geoquímica e evolução geológica. In: MARINI, O. J.; QUEIROZ, E. T.; RAMOS, B. W. (Ed.). **Caracterização de Depósitos Minerais em Distritos Mineiros da Amazônia.** Brasília, DF: DNPM; CT/Mineral; ADIMB, 2005. p. 227-333.
- COSTA, M. L. et al. Geochemical exploration of the Maicuru alkaline-ultramafic-carbonatite complex, northern Brazil. **Journal of Geochemical Exploration**, v. 40, p. 193-204. 1991.
- COUTINHO, J. M. V. **Geologia e petrologia da região do eixo montante da barragem de Tucuruí.** São Paulo: [s.n.], 1975. 20 p. il. (Relatório do Consórcio Engevix – Themag).
- CPRM. **Projeto aerogeofísico Anapu-Tuerê:** relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos. Rio de Janeiro: Lasa Prospecções S/A, 2004. 17 v. il. (Programa Geologia do Brasil).
- CPRM. Projeto Aerogeofísico Tucuruí: relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos. Rio de Janeiro: Lasa Prospecções, 2010. v. 1. 62 f., il. (Programa Geologia do Brasil - PGB).
- DAEMON, R. F. Contribuição à datação da formação Alter do Chão, Bacia do Amazonas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 5, p. 78-84, 1975.
- DAEMON, R. F.; CONTREIRAS, C. J. A. Zoneamento Paleontológico da Bacia do Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., 1971. **Anais...** São Paulo: SBG, 1971. v. 3, p. 79-92.
- DE LA ROCHE, H. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analyses: its relationships with current nomenclature. **Chemical Geology**, v.29, p. 183-210, 1980.
- EBY, N. E. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. **Geology**, v. 20, p. 641-644, 1992.
- ELETRONORTE. **Geologia local:** relatório final. Rev. Consórcio Engevix – Themag. Brasília, DF: [s.n.], 1976. 37 p. (TUC – 10 – 4076 – RE - Eletronorte).
- FARACO, M. T. L. et al. Levantamento geológico da região ao norte da Província Carajás. In: HORBE, A. M. C.; SOUZA, V. S. (Eds.). **Contribuição à Geologia da Amazônia.** Manaus: SGB-Núcleo Norte, 2005. v. 4. p. 16-31.
- FARACO, M. T. L. et al. Folha SB.22 – Araguaia. In : SCHOBENHAUS, C. et al. (Ed.). **Carta geológica do Brasil ao Milionésimo:** Sistema de Informações Geográficas – SIG. Brasília, DF: CPRM, 2004. 1 CD-ROM. (Programa Geologia do Brasil).
- FERNANDES, P. C. D.; SILVEIRA FILHO, N. C. Mineralizações de terras raras do complexo Jequié: Implicações para pesquisa mineral em granulitos do Estado da Bahia. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 3., 2005, Salvador, BA. **Anais...** Salvador, BA: CBPM, 2005.
- FIGUEIREDO, F. T. et al. A Formação Couto Magalhães, Neoproterozóico da Faixa Araguaia: fácies e estratigrafia do furo SMD-08, Redenção, Pará. In: ROSA-COSTA, L. T.; KLEIN, E. K.; VIGLIO, E. P. **Contribuições à Geologia da Amazônia.** Belém: SBG-Núcleo Norte, 2007. v. 5, p.15-28.
- FODOR, R. V. et al. Petrology isotope characteristics and K–Ar ages of the Maranhão, northern Brazil, mesozoic basalt province. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 104, p. 555-567, 1990.
- FROST, B. J. et al. A geochemical classification for granitic rocks. **Journal of Petrology**, v. 42, p. 2033-2048, 2001.
- GÓES, A. M. **Estudo sedimentológico dos sedimentos Barreiras, Ipixuna e Itapecuru, no Nordeste do Pará e Nordeste do Maranhão.** 1981. 55 f. Tese (Mestrado em Geologia)– Universidade Federal do Pará, Belém, 1981.
- GÓES, A. M. **A Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba.** 1995. 171 f. Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar)– Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.
- GORAYEB, P. S. S. **Evolução geológica da região de Araguacema Pequizeiro-Goiás-Brasil.** 1981. 100 f. Dissertação (Mestrado)– Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas, Universidade Federal do Pará, Belém, 1981.
- GORAYEB, P. S. S.; MOURA, C. A. V. Investigation of magmatic events in the Tocantins Province: northern Brazil using Sm-Nd TDM ages and Pb-evaporation zircon ages of granitic rocks. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPIC GEOLOGY, 6., 2008, San Carlos de Bariloche. **Resumos...** San Carlos de Bariloche: [s.n.], 2008. 1 CD-ROM.
- GORAYEB, P. S. S.; MOURA, C. A. V.; CALADO, W. M. Suíte Intrusiva Xambioá: um magmatismo toleítico Neoproterozóico pré-tectônico no Cinturão Araguaia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42., Araxá, 2004. **Anais...** Araxá: SBG, 2004. 1 CD-ROM.

- HABELEHRNER, H. **Considerações sobre a geologia da região de Tucuruí**. São Paulo: [s.n.], 1975. 22 p. (Rel. TUC – 10 – 4001 – EF – Eletronorte).
- HARRIS, N. B. W.; PEARCE, J. A.; TINDLE, A. G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: COWARD, M. P.; RIES, A. C. (Ed.) **Collision tectonics**. Oxford: Blackwell Science, 1986, p. 67-81. (Geological Society of London Special Publication, 19).
- HASUI, Y. **Estruturas geológicas da área da Barragem de Tucuruí**: Relatório do Consórcio Engevix – Themag. São Paulo: [n.s.], 1975. 20 p.
- HASUI, Y.; ABREU, F. A. M.; SILVA, F. M. R. Estratigrafia da faixa de dobramentos Paraguai-Araguaia no Centro Norte do Brasil. **Boletim do Instituto de Geociências**, São Paulo, v. 8, p.107-118. 1977.
- HASUI, Y. et al. Datações Rb-Sr e K-Ar do Centro-Norte do Brasil e seu significado geológico-geotectônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 1980, Camboriú, SC. **Anais...** Camboriú, SC: SBG, 1980. v. 5, p. 2659-2667.
- HIERONYMUS, B.; KOTSCHOUBEY, B.; TRUCKENBRODT, W. As bauxitas da extremidade sul da Serra de Trucara, Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., 12-19 out. 1986, Goiânia, GO. **Anais...** Goiânia, GO: SBG, 1986. v. 5. p. 2259-2269.
- HIERONYMUS, B. et al. Evolução atual da cobertura late-ritico-bauxítica da Serra do Trucará, Baixo Rio Tocantins, Pará. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 29, n. 4, p. 649-656, 1999.
- IBGE. **Produto Interno Bruto a preços correntes e Produto Interno Bruto “per capita” segundo as Grandes Regiões, Unidades da Federação e Municípios - 2002-2005**. 2005. Disponível em: <<http://www.ibge.gov.br/home/estatistica/economia/pibmunicipios/2005/tab01.pdf>>. Acesso em: 08 maio 2013.
- IBGE. **Sinopse do senso demográfico 2010 Pará**. 2010. Disponível em: <<http://www.censo2010.ibge.gov.br/sinopse/index.php?uf=15&dados=0>>. Acesso em: 08 maio 2013.
- IRVINE, T. N.; BARAGAR, W. R. A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. **Canadian Journal of Earth Science**, v. 8, p. 523-547, 1971.
- ISSLER, R. S. et al. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. **Projeto Radam**: Folha SA.22 – Belém: geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro: DNPM, 1974. p. 1/7-1/60. il. (Levantamento de Recursos Naturais, 5).
- JANOUSHK et al. Brand new Geochemical Data Toolkit (GCDkit 3.0) - is it worth upgrading and browsing documentation? (Yes!). **Geologické výzkumy na Moravě a v Slezsku**, v. 18, p. 26-30, 2011.
- JAPIASSU, A. M. S.; GÓES FILHO, L. As regiões fitoecológicas, sua natureza e seus recursos econômicos. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. **Projeto Radam**: Folha SA.22 – Belém: geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro: DNPM, 1974. p. IV/7-IV/51. il. (Levantamento de Recursos Naturais, 5).
- JORGE JOÃO, X. S.; VALE, A. G.; LOBATO, T. A. M. **Altamira**: folha SA.22-Y-D, Estado do Pará: texto explicativo, escala 1:250.000. Brasília, DF: DNPM; CPRM, 1987. 31 p. il. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB).
- JUPIAÇU, A. M. S. Madeira Fóssil – Humiriaceal de Irituia, Estado do Pará. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi**, Belém, v. 14, 1970.
- KOTSCHOUBEY, B. et al. Caracterização e gênese dos depósitos de bauxita da Província Bauxitífera de Paragominas, noroeste da Bacia do Grajaú, nordeste do Pará/oeste do Maranhão. In: MARINI, O. J.; QUEIROZ, E. T.; RAMOS, B. W. (Ed.). **Caracterização de depósitos minerais em Distritos Mineiros da Amazônia**. Brasília, DF: DNPM-CT/Mineral-ADIMB, 2005. p. 691-782.
- KOTSCHOUBEY, B.; TRUCKENBRODT W.; HIERONYMUS, B. As bauxitas da extremidade sul da Serra de Trucará, Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., 1986, Goiânia, GO. **Anais...** Goiânia, GO: SBG, 1986. p. 2259-2269.
- KING, L. C. A geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 18, n. 2, p. 147-165, 1956.
- LAMARÃO, C. N.; KOTSCHOUBEY, B. Granitóides Santa Luzia: registro do magmatismo granítico brasileiro do Cinturão Araguaia na região de Paraíso do Tocantins. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 26, p. 277-288, 1996.
- LE BAS, M.J. et al. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. **Journal of Petrology**, v.27, p.745-750, 1986.
- LEMOS, R. L.; GASPAR, J. C. O magmatismo kamafugítico em Maicuru e seu ambiente tectônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., 2002, João Pessoa. **Anais...** João Pessoa: SBG, 2002. p. 539.
- LEVINSON, A. A. **Introduction to exploration geochemistry**. Calgary: Applied Publishing, 1974. 569 p.
- LINS, C.A.C. Manual técnico da área de geoquímica: Versão 5.0. Recife: CPRM, 2003. 73 f.
- LISBOA, M. A. R. The Permian geology of northern Brazil. **American Journal of Science**, v. 37, n. 221, p. 425-443, 1914.
- MACAMBIRA, E. M. B.; RICCI, P. S. F.; NOGUEIRA, A. C. R. Tempestitos da Formação Morrote (Grupo Tucuruí): as fácies costeiras do Cinturão Araguaia – Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 45., 2010, Belém. **Anais...** Belém: SBG, 2010. 1 CD-ROM.

- MACAMBIRA, E. M. B.; COLLYER, T. A.; RICCI, P. S. F. Distrito gemológico do Bacajá – Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 44., 2008, Curitiba, PR. **Anais...** Curitiba, PR: SBG, 2008.
- MACAMBIRA, J. B. **Geologia e ocorrência mineral da braquianticlinal do Lontra (GO)**. 1993. 108 f. Dissertação (Mestrado)– Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas, Universidade Federal do Pará, Belém, 1993.
- MACAMBIRA, M. J. B.; PINHEIRO, R.V.L.; ARMSTRONG, R. A. A fronteira Arqueano-Paleoproterozóico no SE do Cráton Amazônico; abrupta no tempo, suave na tectônica? In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 10., 2007, Porto Velho. **Anais...** Porto Velho: SBG-Núcleo Norte, 2007. P. 105-108. 1 CD-ROM.
- MACAMBIRA, M. J. B. et al. Investigação do limite Arqueano-Paleoproterozóico ao norte da Província de Carajás, Amazônia Oriental. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42., Araxá. **Resumos...** Araxá; SGB, 2004. 1 CD-ROM.
- MACAMBIRA, M. J. B. et al. Novos dados geológicos e geocronológicos para a região ao norte da Província de Carajás, evidências para o estabelecimento do limite Arqueano-Proterozóico no sudeste do Cráton Amazônico. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., 2001, Belém. **Resumos expandidos...** Belém: SGB, 2001. 1 CD-ROM.
- MACAMBIRA, M. J. B. et al. New isotope evidences confirm the existence of a Paleoproterozoic terrain in the region a north of the Carajás Mineral Province. In: SOUTH AMERICA SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4., 2003, Salvador, BA. **Anais...** Salvador, BA: [s.n.], 2003. p. 205-208.
- MACLUF, S.; SCHORSHER, J. H. D. Petrogênese das rochas charnockíticas e aplitos intrusivos do Complexo Charnockítico de Ubatuba, SP. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 7., 2001, Rio de Janeiro. **Boletim de resumos...** Rio de Janeiro: SBG, 2001. p. 46.
- MATTA, M. A. S. **Evolução geológica da região de Tucuruí-Pará**. 1982. 109 f. Dissertação (Mestrado)– Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas, Universidade Federal do Pará, Belém, 1982.
- MCDONOUGH, W.F.; SUN, S.-S. Composition of the Earth. **Chemical Geology**, v. 120, p. 223-253, 1995.
- MELO, I. S. C.; CHIODI FILHO, C.; CHIODI, D. K. **Atlas de rochas ornamentais da Amazônia**. São Paulo: CPRM, 2011.
- MERRIMAN, R. J. Phyllosilicates as indicators of very low grade metamorphism and diagenesis. **Episodes**, v. 3, n. 4, p. 279-280, 1990.
- MESNER, J. C.; WOOLDRIDGE, L. C. P. **Revisão da Bacia do Maranhão**. Belém: PETROBRAS/RENOR-SEO, 1962. (Relatório Interno, 205).
- MOLNAR, A. B.; URDINEIA, J. S. A. **Reconhecimento geológico entre as bacias do Amazonas e do Maranhão**. Belém: PETROBRAS-RENOR, 1966. 62p. il. (Relatório Interno, 50G).
- MONTEIRO, P. C. **Investigação do limite entre domínios geocronológicos da região do médio rio Xingu, sudeste do Cráton Amazônico**. 2006. 104 f. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Petrologia) – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2006.
- MORAES REGO, L. F. Notas geográficas e geológicas sobre o Rio Tocantins. **Boletim do Museu Paraense Emilio Goeldi**, Belém, v. 9, p. 271-288, 1933.
- MOURA, C. A. V. et al. Estudo de proveniência de arenitos do Grupo Tucuruí com base em idades-modelo Sm-Nd e datação de zircão. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 11., 2009a, Manaus. **Resumos Expandidos...** Manaus: SBG-Núcleo Norte, 2009a. 1 CD-ROM.
- MOURA, C. A. V. et al. Sedimentary provenance and palaeoenvironment of the Baixo Araguaia Supergroup: constraints on the palaeogeographical evolution of the Araguaia Belt and assembly of West Gondwana. In: PANKHURST, R. J. et al. (Ed). **West Gondwana: Pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic Region**. London: **Geological Society**, 2009b. p. 173-196.
- NASCIMENTO, M. S.; GÓES, A. M. Distribuição Estratigráfica e Proveniência de Minerais Pesados das Formações Ipixuna e Barreiras, Região do Rio Capim, Sul da Sub-Bacia de Cameté. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 35, n. 1, p. 49-58, 2005.
- NOMADE, S.; POUCKET, A.; CHEN, Y. The French Guyana doleritic dykes: geochemical evidence of three populations and new data for the Jurassic Central Atlantic Magmatic Province. **Journal of Geodynamics**, v. 34, p. 595–614, 2002.
- O’CONNOR, J.T. A classification for Quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. U.S. **Geological Survey Prof Paper**, v. 525-B, p. B79-B84, 1965.
- OLIVEIRA, J. R.; SILVA NETO, C. S.; COSTA, E. J. S. **Serra Pelada: folha SB.22-X-C: Estado do Pará, escala 1:250.000**. Brasília, DF: CPRM, 1994. 220 p. il. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB).
- PAIXÃO, M. A. P.; NILSON. Corpos Ofiolíticos da faixa Araguaia e suas implicações tectônicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., 2002, João Pessoa. **Anais...** João Pessoa: SBG, 2002.
- PASSCHIER, C. W.; TROUW, R. A. J. **Microtectonics**. Berlin: Springer-Verlag, 1996. 289 p.
- PEARCE, J. A. Sources and setting of granitic rocks. **Episodes**. v. 19, n. 4, p. 120-125, 1996.
- PEARCE, J. A.; NORRY, M. J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 69, p. 33–47, 1979.

- PEARCE, J. A.; PEATE, D. W. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas: **Annual Review of Earth and Planetary Science**, v. 23, p.251-285, 1995.
- PEARCE, J. A.; HARRIS, N. B. W.; TINDLE, A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. **Journal of Petrology**, v. 25, p. 956-983, 1984.
- PECCERILLO, A.; TAYLOR, S. R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. **Journal of Petrology**, v. 58, p. 63-81, 1976.
- PNUD - PROGRAMA DAS NAÇÕES UNIDAS PARA O DESENVOLVIMENTO. **Ranking do IDH dos Municípios do Brasil 2003**. 2003. Disponível em: <http://www.pnud.org.br/atlas/ranking/IDH_Municipios_Brasil_2000.aspx?indiceAccordion=1&li=li_Ranking2003>. Acesso em: 08 maio 2013.
- REIS, R. M.; SILVA, G. H.; LOBATO, T. A. M. **Projeto Transamazônica, trecho Estreito-Itaituba**: reconhecimento geológico: relatório final. Belém: CPRM, 1974. 106 p. il.
- RICCI, P. S. F. Unprecedented recognition of jotunitic-mangeritic orogenic bodies from the low course of the Iriri River to Tucuruí Lake (Pará): implications for the Bacajá High-Grade Block boundaries. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 9., 2006, Belém. **Resumos expandidos...** Belém: SBG, 2006a. 1 CD-ROM.
- RICCI, P. S. F. Mineralogically bizarre charnockitoids of the Bacajá High-Grade Block (Pará): discharnockitized andre-emplaced plutons mistakenly confused with granitoids crystallized at shallower crustal levels. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 9., 2006, Belém. **Resumos expandidos...** Belém: SBG, 2006b. 1 CD-ROM.
- RICCI, P. S. F. Unidades Litoestratigráficas. In: VASQUEZ, M. L; ROSA-COSTA, L. T. (Orgs.) **Geologia e Recursos Minerais do Pará**: escala 1:1.000.000: texto explicativo dos mapas geológico e tectônico e de recursos minerais do Estado do Pará. Belém: CPRM, 2008. 328 p. il. color. 1 CD-ROM. (Sistema de Informações Geográficas – SIG).
- RICCI, P. S. F.; COSTA, E. J. S. Orogenic charnockitoids previously mapped as granulitic basement of the Bacajá Terrane (Eastern-Central Pará). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42., 2004, Araxá. **Resumos...** Araxá: SBG, 2004. 1 CD-ROM.
- RICCI, P. S. F.; MACAMBIRA, E. M. B. Inéditos lacólitos e soleiras básicas empilhadas no Grupo Tucuruí (vulcanosedimentar?), Orógeno Araguaia, Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 45., 2010, Belém. **Resumos...** Belém: SBG, 2010. 1 CD-ROM.
- RICCI, P. S. F. et al. The reanalysed Carajás Block is interposed between the Bacajá (the crustal reworking “lost link” now being predicted) and Rio Maria Archean terranes – Guaporé Craton. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 8., 2003, Manaus. **Resumos expandidos...** Manaus: SBG, 2003. 1 CD-ROM.
- ROLLISON, H.R. **Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation**, Interpretation New York: Longman Geochemistry Series, 1993. 352 p.
- ROSSETTI, D. F.; GÓES, A. M.; ARAI, M. A passagem Aptiano-Albiano na Bacia do Grajaú, Maranhão. In: ROSSETTI, D. F.; GÓES, A. M.; TRUCKENBRODT, W. (Eds.). **O Cretáceo na Bacia de São Luís – Grajaú**. Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi, 2001. p. 101-118. (Coleção Friedrich Katzer).
- ROSSETTI, D. F.; GÓES, A. M. Geologia. In: ROSSETTI, D. F.; GÓES, A. M.; TRUCKENBRODT, W. (Eds.). **O Neógeno na Amazônia Oriental**. Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi, 2004. p. 13-52. (Coleção Friedrich Katzer).
- ROSSETTI, D. F.; TRUCKENBRODT, W. Revisão estratigráfica para os depósitos do Albiano-Terciário (?) na Bacia de São Luís, Maranhão. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi**, n. 9, p. 29-41, 1997. (Série Ciências da Terra).
- ROSSETTI, D. F.; VALERIANO, M. M. Evolution of the lowest amazon basin modeled from the integration of geological and SRTM topographic data. **Catena**, v. 70, n. 2, p. 253-265, 2007.
- SANTOS JÚNIOR, A. E. A.; ROSSETTI, D. F. Paleoambiente e estratigrafia da Formação Ipixuna, área do Rio Capim, leste da Sub-Bacia de Cametá. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 33, n. 3, p. 313-324, 2003.
- SANTOS, J. O. S. Geotectônica do Escudo das Guianas Brasil-Central. In: BIZZI, L. A. et al. (Ed.). **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil**: texto, mapas e SIG. Brasília, DF: CPRM, 2003. p. 169-226. il.
- SOARES JR, A. V. **A Fragmentação do gondwana na região meio-norte do Brasil durante o mesozoico**. 2007. 193 f. Tese (Doutorado) – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2007.
- SOUZA, C. S. S. **Petrologia, geologia estrutural e aerogeofísica da porção leste do Domínio Bacajá, Província Maroni-Itacaiúnas**. 2008. 160 f. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Pós-Graduação em Geoquímica e Petrologia, Belém, 2008.
- SOUZA, F. J. C.; CASTRO, J. H. W. **Treinamento em análise mineralógica de minerais pesados**. Porto Alegre: CPRM, 2010.
- SOUZA, J. O.; MORETON, L. C. **Xambioá, folha SB.22-Z-B**: Estados do Pará e Tocantins: escala 1:250.000. Brasília, DF: CPRM, 1995. 84 p. (Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB).
- SOUZA, V. S.; MACAMBIRA, M. J. B.; KOTSCHOUBEY, B. Idade de zircão do granito Felício Turvo, garimpo de ouro do Manelão, região do Bacajá (PA): implicações tectônicas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 8., 2003, Manaus. **Resumos...** Manaus: SBG, 2003. 1 CD-ROM.

- STERN, C. R.; KILLIAN, R. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone. **Contrib. Mineral. Petrol.**, p. 123, 263–281, 1996.
- SUDAM. **Atlas climatológico da Amazônia brasileira**. Belém: SUDAM, 1984. (Projeto Hidrologia e Climatologia da Amazônia).
- SUN, S.S.; MCDONOUGH, W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for the mantle composition and processes. In: SAUNDERS, A.D., NORRY, M.J. (Eds.), **Magmatism in Ocean Basins**. 1989. p. 313-345. (Geological Society of London Special Publication, 42).
- TEIXEIRA, W. **Significação tectônica do magmatismo anorogênico básico e alcalino da região Amazônica**. 1978. 99 f. Dissertação (Mestrado)– Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1978.
- THOMAZ FILHO, A.; MIZUSAKI, A. M. P.; ANTONIOLI, L. Magmatismo nas bacias sedimentares brasileiras e sua influência na geologia do petróleo. **Revista Brasileira de Geociências**: suplemento, v. 38, p. 128-137, 2008.
- THOMPSON, R.N. et al. An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London**, Series A, v. 310, p. 549–590, 1984.
- TROW, R. A. J. et al. Geologia da região de Tucuruí – Baixo Tocantins, Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29., 1976, Ouro Preto. **Anais...** Ouro Preto: SBG, 1976. v. 2. p. 137-148.
- VASQUEZ, M. L. **Geocronologia em zircão, monazita e granada e isótopos de Nd das associações litológicas da porção oeste do Domínio Bacajá**: evolução crustal da porção meridional da Província Maroni-Itacaiúnas, sudeste do Craton Amazônico. 2006. 212 f. Tese (Doutorado)– Universidade Federal do Pará, Belém, 2006.
- VASQUEZ, M. L.; MACAMBIRA, M. J. B.; GALARZA, M. A. Granitóides transamazônicos da região Iriri-Xingu, Pará – Novos dados geológicos e geocronológicos. In: HORBE, A. M. C.; SOUZA, V. S. (Coord.). **Contribuições à Geologia da Amazônia**. Manaus: SBG-Núcleo Norte, 2005. v. 4, p. 16-31.
- VASQUEZ, M. L.; MACAMBIRA, M. J. B.; ARMSTRONG, R. Zircon geochronology of granitoids from the west Bacajá domain, southeastern Amazonian Craton, Brazil: neoproterozoic to orogenic evolution. **Precambrian Research**, v. 161, p. 279-302, 2008.
- VASQUEZ, M. L.; ROSA-COSTA, L. T. da (Orgs.). **Geologia e recursos minerais do Estado do Pará**: texto explicativo do mapa geológico e de recursos minerais do Estado do Pará: escala 1:1.000.000. Belém: CPRM, 2008. 328 p. il. color. (Programa Geologia do Brasil).
- VERNON, R. H.; CLARKE, G. L. **Principles of metamorphic petrology**. New York: Cambridge University Press, 2008. 446 p.
- VILLEGAS, J. M. C. **Geologia estrutural da Bacia do Marajó**. 1994. 119 f. Dissertação (Mestrado em Geologia)– Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 1994.
- WANDERLEY FILHO, J. R. **Evolução estrutural da Bacia do Amazonas e sua relação com o embasamento**. 1991. 125 f. Dissertação (Mestrado em Geologia)– Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 1991.
- WANDERLEY FILHO, J. R.; TRAVASSOS, W. A. S.; ALVES, D. B. O diabásio nas bacias paleozóicas amazônicas – herói ou vilão? **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 14, n. 1, p. 177-184, 2006.
- WERNICK, E. **Sistemática das rochas magmáticas**. Rio Claro, SP: Faculdade de Filosofia de Rio Claro, 1973. 161 p. il.
- WHALEN, J. B.; CURRIE, K. I.; CHAPPELL, B. W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 95, p. 407-419, 1987.
- WILLIAMS, H.; TURNER, F. J.; GILBERT, C. M. **Petrografia**: uma introdução ao estudo das rochas em seções delgadas. Tradução Ruy R. Franco. São Paulo: Polígono, 1970. 445 p.
- WILSON, M. **Igneous petrogenesis**: a global tectonic approach. London: Chapman & Hall, 1989. 466 p.
- WINDLEY, B. F. **The evolving continents**. 3. ed. Chichester: John Wiley, 1995. 526 p.
- YARDLEY, B. W. D. **Introdução à petrologia metamórfica**. 2. ed. Tradução Reinhardt A. Fuck. Brasília, DF: UnB, 2004. 432 p.



O Projeto Geologia e Recursos Minerais da Folha Tucuruí - SA.22-Z-C, escala 1:250.000, resulta de uma ação do Serviço Geológico do Brasil - CPRM, empresa pública vinculada à Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral, do Ministério de Minas e Energia. Esse empreendimento, inserido no "Projeto Cartografia da Amazônia", é coordenado pelo Centro Gestor e Operacional do Sistema de Proteção da Amazônia - CENSIPAM, e executado pelas Forças Armadas Brasileiras (Exército, Marinha e Aeronáutica) e pela CPRM. O objetivo do projeto é o de registrar novas informações no chamado vazio cartográfico da Amazônia, com ênfase nas cartografias terrestre, náutica e geológica, insumos estratégicos e de suporte ao planejamento de políticas públicas, defesa nacional e execução de projetos de infraestrutura a serem desenvolvidos na região.

O projeto foi executado pela Superintendência Regional de Belém, no âmbito do Programa Geologia do Brasil. Os produtos finais envolveram compilação e integração de todas as informações geológicas, geoquímicas, geofísicas e de recursos minerais disponíveis na região e geração de base de dados complementada com a interpretação de produtos de sensores remotos e aquisição sistemática de novos dados de campo e laboratoriais.

Esse projeto deverá auxiliar os órgãos de planejamento das esferas de governo federal, estadual e municipal, em especial ao governo do estado do Pará e seus respectivos municípios, no estabelecimento de políticas públicas de desenvolvimento regional, na medida em que serve de base para novos estudos mais detalhados de prospecção e exploração mineral.

O conhecimento geológico e a divulgação de áreas potencialmente favoráveis para a presença de substâncias minerais de valor econômico deverão atrair investimentos por parte de empresas de prospecção e pesquisa mineral, com vistas a contribuir e alavancar a atividade de mineração e para o melhor entendimento da evolução geológica da região, além de contribuir para os estudos de zoneamento ecológico-econômico e de gestão ambiental do território nacional.

Toda informação contida neste produto também encontra-se disponível para consultas e download de arquivos vetoriais no GEOBANK - banco de dados geológicos da CPRM em <http://geobank.cprm.gov.br>

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA FOLHA TUCURUÍ - SA.22-Z-C

Escala: 1:250.000



FOLHA TUCURUÍ - SA.22-Z-C

DEZEMBRO DE 2014



www.cprm.gov.br

SERVIÇO DE ATENDIMENTO AO USUÁRIO - SEUS
Tel: 21 2295-5997 - Fax: 21 2295-5897
E-mail: seus@cprm.gov.br

OUVIDORIA
Tel: 21 2295-4697 - Fax: 21 2295-0495
E-mail: ouvidoria@cprm.gov.br