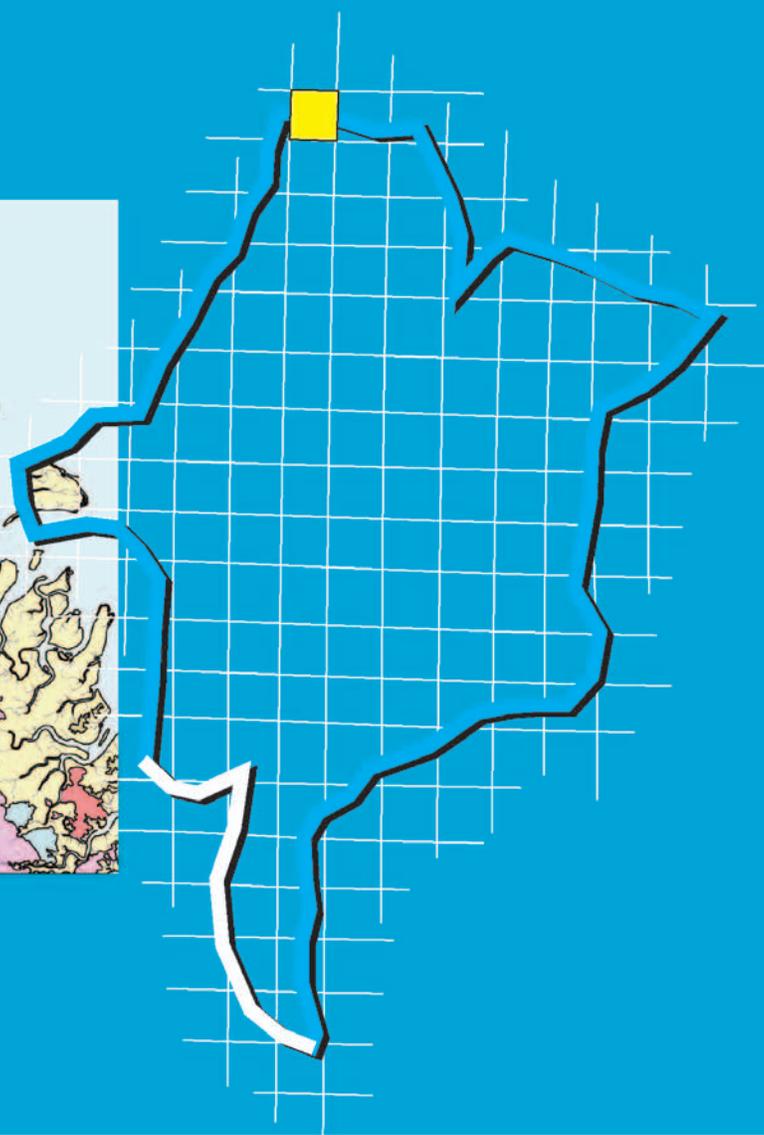
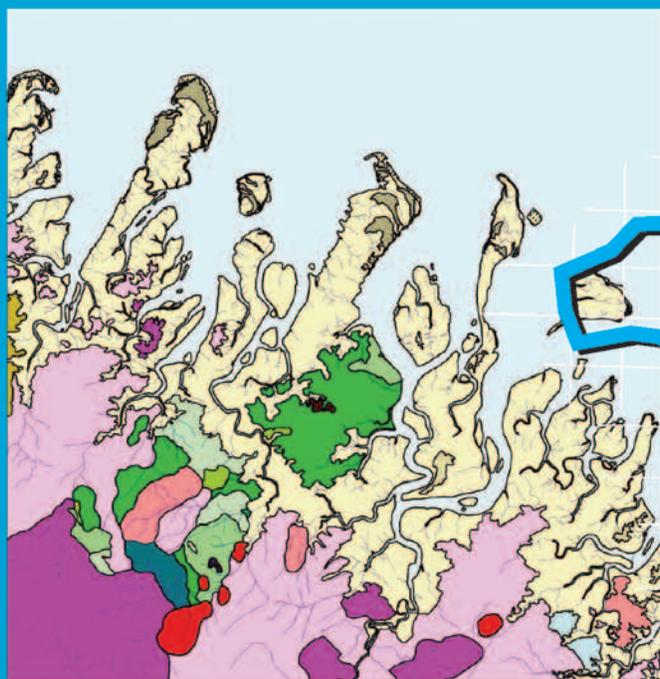


**Programa Geologia do Brasil
Levantamentos Geológicos Básicos**

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA FOLHA CÂNDIDO MENDES SA.23-V-D-II



**Escala 1:100.000
2008**

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 CÂNDIDO MENDES – SA.23-V-D-II,
ESTADO DO MARANHÃO, ESCALA 1:100.000**

Autores

Evandro Luiz Klein
João Henrique Larizzatti
Paulo Augusto da Costa Marinho
Lúcia Travassos da Rosa-Costa
Renê Luzardo
Maria Telma Lins Faraco

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA FOLHA CÂNDIDO MENDES – SA.23-V-D-II, ESTADO DO MARANHÃO, ESCALA 1:100.000

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

Geologia e recursos minerais da Folha Cândido Mendes – SA.23-V-D-II, Estado do Maranhão,
Escala 1:100.000 / Evandro Luiz Klein ... [et al.]. – Belém : CPRM, 2008.
146 p. : il. Color.

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

1. Geologia Regional - Maranhão. 2. Recursos Minerais - Maranhão. 3. Estratigrafia - Maranhão.
4. Geotectônica – Maranhão. 5. Petrologia - Maranhão. I. Klein, Evandro Luiz.

CDD 558.1

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 CÂNDIDO MENDES – SA.23-V-D-II,
ESTADO DO MARANHÃO, ESCALA 1:100.000**

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
EDISON LOBÃO
Ministro

**SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E
TRANSFORMAÇÃO MINERAL**
CLÁUDIO SCLIAR
Secretário

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL - CPRM
AGAMENON SÉRGIO LUCAS DANTAS
Diretor Presidente

MANOEL BARRETTO DA ROCHA NETO
Diretor de Geologia e Recursos Minerais

JOSÉ RIBEIRO MENDES
Diretor de Hidrologia e Gestão Territorial

FERNANDO PEREIRA DE CARVALHO
*Diretor de Relações Institucionais e
Desenvolvimento*

EDUARDO SANTA HELENA DA SILVA
Diretor de Administração e Finanças

MANOEL BARRETTO DA ROCHA NETO
Chefe do Departamento de Geologia (interino)

REINALDO SANTANA CORREIA DE BRITO
Chefe do Departamento de Recursos Minerais

INÁCIO DE MEDEIROS DELGADO
Chefe da Divisão de Geologia Básica

JOÃO HENRIQUE GONÇALVES
Chefe da Divisão de Geoprocessamento

SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE BELÉM
MANFREDO XIMENES PONTE
Superintendente

EVANDRO LUIZ KLEIN
Gerente de Geologia e Recursos Minerais

LÚCIA TRAVASSOS DA ROSA-COSTA
MARIA TELMA LINS FARACO
Supervisoras de Geologia e Recursos Minerais

TOMAZ DE AQUINO MAKSUD LOBATO
*Gerente de Relações Institucionais e
Desenvolvimento*

CRISTIANE DA SILVA SOUSA
MARCELO LACERDA VASQUEZ
*Supervisores de Relações Institucionais e
Desenvolvimento*

Créditos de Autoria

Autores

Evandro Luiz Klein
João Henrique Larizzatti
Paulo Augusto da Costa Marinho
Lúcia Travassos da Rosa-Costa
Renê Luzardo
Maria Telma Lins Faraco

Créditos de autoria do texto explicativo

1 - Introdução

Evandro Luiz Klein

2 - Contexto Geológico Regional

Evandro Luiz Klein

3 - Unidades Litoestratigráficas

Evandro Luiz Klein
João Henrique Larizzatti
Lúcia Travassos da Rosa-Costa
Renê Luzardo
Maria Telma Lins Faraco

4 - Petrologia e Litogeoquímica

Evandro Luiz Klein

5 - Geocronologia e Geoquímica Isotópica

Evandro Luiz Klein

6 - Geologia Estrutural e Evolução Tectônica

Evandro Luiz Klein

7 - Recursos Minerais

Evandro Luiz Klein
João Henrique Larizzatti

8 - Geoquímica Prospectiva

João Henrique Larizzatti

9 - Conclusões e Recomendações

Evandro Luiz Klein
João Henrique Larizzatti

Mapa Geológico

Evandro Luiz Klein
Paulo Augusto da Costa Marinho
João Henrique Larizzatti
Lúcia Travassos da Rosa-Costa
Maria Telma Lins Faraco

SIG Geológico

Evandro Luiz Klein
Paulo Augusto da Costa Marinho
João Henrique Larizzatti

Colaboradores

Cristiane Silva Sousa
Elem Cristina dos Santos Lopes
Paulo dos Santos Freire Ricci
Xafi da Silva Jorge João

Apoio Técnico

Denise Correa Lobato (Química)
José de Arimatéia da Cruz (Técnico em Mineração)
Edilberto Raimundo Lisboa Leão (Auxiliar Técnico)
Almir Araújo Pacheco (Técnico em Mineração)
Maria Léa Rebouças de Paula (Biblioteconomista)
Nelma Fabricia da Paixão Ribeiro (Biblioteconomista)
Dianne Danielle Farias Fonseca (Estagiária de Geologia)

SUMÁRIO

APRESENTAÇÃO	9
RESUMO	11
ABSTRACT	13
1. INTRODUÇÃO	15
2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	17
3. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	21
3.1 GRUPO AURIZONA (PP2au).....	21
3.1.1 Formação Matará (PP2aum)	23
3.1.2 Formação Pirocaua (PP2aup).....	24
3.1.3 Formação Ramos (PP2aur)	24
3.2 GRANÓFIRO PIABA (PP2 γ pb).....	26
3.3 UNIDADE VULCÂNICA SERRA DO JACARÉ (PP2 α sj)	27
3.4 SUÍTE INTRUSIVA TROMAÍ (PP2 γ tcv, PP2 γ tbj, PP2 γ tar).....	27
3.4.1 Tonalito Cavala (PP2 γ tcv).....	28
3.4.2 Granodiorito Igarapé Bom Jesus (PP2 γ tbj).....	29
3.4.3 Granito Areal (PP2 γ tar).....	30
3.4.4 Microgranitos	30
3.5 FORMAÇÃO RIO DIAMANTE (PP2 α rd).....	30
3.6 GRANITO NEGRA VELHA (PP2 γ nv)	34
3.7 UNIDADE VULCÂNICA ROSILHA (PP32 α ro)	35
3.8 MICROTALITO GARIMPO CAXIAS (PP3 γ cx)	36
3.9 DIABÁSIO LARANJAL (TJ μ lj).....	36
3.10 FORMAÇÃO ALCÂNTARA (Kal).....	36
3.11 GRUPO BARREIRAS (ENb).....	37
3.12 FORMAÇÕES SUPERFICIAIS (N23, N3, N4)	37
3.12.1 Formações superficiais intempéricas	37
3.12.1.1 Saprolito	40
3.12.1.2 Horizonte mosqueado (N23hm).....	40
3.12.1.3 Crosta ferruginosa (N23cf)	40
3.12.2 Depósitos sedimentares inconsolidados	41
3.12.2.1 Depósitos de cordões litorâneos antigos (N3cl).....	42
3.12.2.2 Depósitos de cordões litorâneos (N4cl).....	43
3.12.2.3 Depósitos de pântanos salinos (N4ps)	43
3.12.2.4 Depósitos de mangue (N4ma).....	43
4 PETROLOGIA E LITOGEOQUÍMICA.....	45
4.1 Geoquímica das rochas granitóides	45
4.1.1 Tonalito Cavala	45
4.1.2 Granodiorito Igarapé Bom Jesus.....	50
4.1.3 Granito Areal.....	51

4.1.4 Granito Negra Velha.....	51
4.2 Petrologia e ambiente tectônico dos granitóides.....	52
4.3 Geoquímica das rochas vulcânicas e metavulcânicas.....	53
4.3.1 Formação Matará (Grupo Aurizona).....	53
4.3.2 Formação Pirocaua (Grupo Aurizona).....	58
4.3.3 Unidade Vulcânica Serra do Jacaré.....	59
4.3.4 Formação Rio Diamante e Unidade Vulcânica Rosilha.....	59
4.4 Petrologia e ambiente tectônico das rochas vulcânicas e metavulcânicas.....	63
4.4.1 Formações Matará e Pirocaua (Grupo Aurizona).....	63
4.4.2 Unidade Vulcânica Serra do Jacaré.....	65
4.4.3 Formação Rio Diamante e Unidade Vulcânica Rosilha.....	65
4.5 Geoquímica do Diabásio Laranjal.....	67
4.5.1 Aspectos da evolução petrológica do Diabásio Laranjal.....	71
5 GEOCRONOLOGIA E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA.....	75
5.1 U-Pb SHRIMP em zircão.....	75
5.2 Evaporação de Pb em monocristais de zircão.....	78
5.3 Isótopos de Nd.....	78
5.3.1 Discussão dos resultados de isótopos de Nd.....	78
5.4 ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar em minerais.....	79
6 GEOLOGIA ESTRUTURAL E EVOLUÇÃO TECTÔNICA.....	83
6.1 Geologia Estrutural.....	83
6.2 Evolução tectônica.....	84
7 RECURSOS MINERAIS.....	87
7.1 METAIS NOBRES.....	87
7.1.1 Ouro.....	87
7.1.1.1 Depósito Piaba.....	87
7.1.1.2 Depósito Tatajuba.....	88
7.1.1.3 Garimpo da Cavala (Mina Seca).....	92
7.1.1.4 Garimpo Pedra de Fogo.....	92
7.1.1.5 Garimpo Caxias.....	93
7.1.1.6 Garimpos Areal e Ouricuri.....	93
7.1.1.7 Outras ocorrências auríferas.....	94
7.2 INSUMOS PARA AGRICULTURA.....	95
7.2.1 Fósforo (fosfato aluminoso).....	95
7.2.2 Calcário.....	96
7.3 MATERIAIS PARA CONSTRUÇÃO CIVIL.....	96
7.3.1 Argila.....	96
7.3.2 Cascalho para pavimentação.....	97
7.4 ROCHAS E MINERAIS INDUSTRIAIS.....	97
7.4.1 Titânio (ilmenita).....	97
7.4.2 Granito industrial e ornamental.....	97
7.5 METALOGÊNESE DO OURO.....	97
7.5.1 Principais atributos dos depósitos auríferos.....	98
7.5.1.1 Distribuição espacial, rochas hospedeiras e ambiente tectônico.....	98
7.5.1.2 Estrutura e relações temporais da mineralização.....	98
7.5.1.3 Alteração hidrotermal e condições físico-químicas da mineralização.....	98
7.5.1.4 Fontes de fluidos e solutos.....	98
7.6 MODELO GEOLÓGICO-GENÉTICO.....	99
8 GEOQUÍMICA PROSPECTIVA.....	101
8.1 – MATERIAIS E MÉTODOS.....	101
8.1.1 Amostragem e análise.....	101
8.1.2 Tratamento dos dados analíticos.....	101
8.2 NÓDULOS FERRUGINOSOS (CASCABULHOS).....	103
8.3 SEDIMENTOS DE CORRENTE.....	103
8.4 CONCENTRADOS DE BATEIA.....	103

8.5 APLICAÇÃO DA ANÁLISE DE PRINCIPAIS COMPONENTES	105
8.5.1 Nódulos ferruginosos (cascalhos)	105
8.5.2 Sedimentos de corrente	112
8.6 IMPLICAÇÕES PARA A PROSPECÇÃO	113
8.6.1 Ouro	113
8.6.2 Mercúrio	116
9 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	119
9.1 CONCLUSÕES	119
9.1.1 Geologia.....	119
9.1.2 Recursos minerais e metalogênese.....	121
9.1.3 Geoquímica prospectiva	121
9.2 RECOMENDAÇÕES	121
REFERÊNCIAS.....	123
ANEXOS	129
1. SUMÁRIO DOS DADOS FÍSICOS DE PRODUÇÃO	131
2. MAPAS GEOQUÍMICOS	132

APRESENTAÇÃO

O Programa Geologia do Brasil (PGB), desenvolvido pela CPRM - Serviço Geológico do Brasil, é responsável pela retomada em larga escala dos levantamentos geológicos básicos do país. Este programa tem por objetivo a ampliação acelerada do conhecimento geológico do território brasileiro, fornecendo subsídios para novos investimentos em pesquisa mineral e para a criação de novos empreendimentos mineiros, com a conseqüente geração de novas oportunidades de emprego e renda. Além disso, os dados obtidos no âmbito desse programa podem ser utilizados em programas de gestão territorial e de recursos hídricos, dentre inúmeras outras aplicações de interesse social.

Os resultados obtidos mostram um importante avanço, tanto na cartografia geológica quanto no estudo da potencialidade mineral e do conhecimento territorial em amplas áreas do território nacional. O refinamento da cartografia, na escala adotada, fornece aos potenciais usuários, uma ferramenta básica, indispensável aos futuros trabalhos de exploração mineral ou aqueles relacionados à gestão ambiental e à avaliação de potencialidades hídricas, dentre outros.

Além disso, o projeto foi totalmente desenvolvido em ambiente SIG e vinculado ao Banco de Dados Geológicos do SGB (GEOBANK), incorporando o que existe de atualizado em técnicas de geoprocessamento aplicado à cartografia geológica e encontra-se também disponível no Portal do SGB www.cprm.gov.br.

Este CD contém a *Nota Explicativa*, juntamente com o *Mapa Geológico na escala 1:100.000 da Folha Cândido Mendes (SA.23-V-D-II)*, localizada no Estado do Maranhão, em ambiente SIG, executado pela Superintendência Regional de Belém.

A Folha Cândido Mendes possui como importante característica geológica o fato de conter rochas do fragmento cratônico São Luís, de idade paleoproterozóica (2240-2050 Ma), correlacionáveis com a porção sul do Cráton Oeste-Africano, que é uma importante região produtora de ouro. A propósito, o ouro é o principal bem mineral da Folha Cândido Mendes, que contém também outros recursos, como fosfato, argila para cerâmica e cascalho para construção civil, além de indícios de mineralização de titânio.

Brasília, outubro de 2008

AGAMENON DANTAS
Diretor Presidente

MANOEL BARRETTO
Diretor de Geologia e Recursos Minerais

RESUMO

A Folha Cândido Mendes (SA.23-V-D-II) localiza-se no noroeste do Estado do Maranhão e é limitada pelos paralelos 01°00'S e 01°30'S e meridianos 46°00'W e 46°30'W. O contexto geológico regional é aquele do Cráton São Luís, unidade geotectônica de evolução orogênica decorrida essencialmente no período Riáciano da era Paleoproterozóica, entre aproximadamente 2240 Ma e 2000 Ma, com forte presença de sedimentação litorânea cenozóica.

O mapeamento geológico da Folha Cândido Mendes permitiu a reformulação da estratigrafia regional com o refino das unidades previamente definidas e cartografia de novas unidades. O Grupo Aurizona, seqüência metavulcanossedimentar que contém as rochas mais antigas da região (2240 Ma), foi subdividido em três formações: 1) Matará, composta por rochas vulcânicas máficas e ultramáficas metamorizadas nas fácies xisto verde e anfíbolito; 2) Pirocaua, constituída por rochas vulcânicas ácidas e intermediárias, com forte componente piroclástica, metamorizadas na fácies xisto verde; 3) Ramos, formada por rochas sedimentares clásticas (quartzitos, filitos e xistos) freqüentemente ferruginosas, manganésíferas e carbonosas, e químicas (chert), metamorizadas em fácies xisto verde. Esse conjunto supracrustal foi intrudido em níveis rasos por microgranitóides da unidade Granófiro Piaba (2214 Ma), aparentemente não deformados e não metamorizados.

A Suíte Intrusiva Tromaí, unidade espacialmente mais expressiva da folha, é composta por granitóides orogênicos calcico-alcálicos formados entre 2168 Ma e 2149 Ma. A unidade foi subdividida em três corpos/fácies: 1) Tonalito Cavala, composto por hornblenda-tonalitos e quartzo-dioritos metaluminosos de baixo e médio-K; 2) Granodiorito Igarapé Bom Jesus, formado por biotita-granodioritos meta- a peraluminosos de médio-K; e 3) Granito Areal, constituído por monzogranitos com biotita, fracamente peraluminosos e de alto-K. Temporalmente relacionadas a essa suíte, foram preliminarmente individualizadas rochas vulcânicas ácidas a básicas de comportamento calcico-alcálico alto-K a toleítico, meta- a peraluminoso e enfeixadas na Unidade Vulcânica Serra do Jacaré de 2164 Ma e na Formação Rio Diamante, de 2160 Ma.

A combinação das características químicas e isotópicas, idade e associação de rochas indica um caráter predominantemente juvenil para as rochas do Grupo Aurizona, Suíte Intrusiva Tromaí e Unidade Vulcânica Serra do Jacaré, interpretadas como formadas em ambientes convergentes ligados a subducção, incluindo arcos de ilha e suas bacias (intra-arco, *back-arc*). As rochas vulcânicas da Formação Rio Diamante representam possível ambiente de margem continental ativa. Esses conjuntos representam uma fase acrescionária da orogenia paleoproterozóica que erigiu o que hoje se conhece como Cráton São Luís.

O magmatismo tardi- a pós-orogênico está representado pelo Granito Negra Velha, de natureza alcalina a shoshonítica (2056-2076 Ma) e pela Unidade Vulcânica Rosilha (~2068 Ma), conjunto de rochas vulcânicas e tufáceas ácidas calcico-alcálicas de médio-K e fracamente peraluminosas. A unidade pré-cambriana mais jovem é o Microtonalito Garimpo Caxias (1985 Ma), localmente cisalhado, cujo papel na evolução geológica da área é ainda incerto.

Diques de rochas básicas, de idade provável Jurássica (a Triássica), foram englobados na unidade Diabásio Laranjal. A unidade compreende diabásios de baixo e alto teor de TiO₂ e representa magmatismo básico toleítico associado à abertura do Oceano Atlântico equatorial. Ainda relacionado ao Mesozóico (Cretáceo) foram identificadas ocorrências pontuais, não cartografáveis, de calcários atribuídos à Formação Alcântara.

Coberturas cenozóicas estão representadas pelo Grupo Barreiras e pela extensa planície litorânea, que compõe quase 1/3 da área continental da folha e é formada por depósitos sedimentares relacionados a cordões litorâneos antigos e atuais; depósitos de pântanos salinos e depósitos de mangue. Foram também reconhecidas coberturas intempéricas, individualizadas nas unidades horizonte mosqueado e crosta ferruginosa, esta composta por crosta maciça e cascalhos e blocos resultantes do desmantelamento dessa crosta.

O ouro constitui o principal recurso mineral da Folha Cândido Mendes, sendo encontrado em depósitos primários, supergênicos e aluvionares. Os depósitos

primários estão fundamentalmente associados às rochas supracrustais do Grupo Aurizona e subordinadamente aos granitóides da Suíte Intrusiva Tromai e demonstram um marcante controle estrutural, hospedados que estão em falhas e zonas de cisalhamento dúctil de várias escalas. Dadas as suas características geológicas e elementos genéticos, os depósitos de ouro são interpretados como pertencentes à classe dos depósitos de ouro orogênico.

Os insumos agrícolas estão representados

pelas ocorrências de calcário e fosfato aluminoso. Ocorrências de argila para cerâmica e, principalmente, as abundantes concentrações de cascalhos lateríticos formam o conjunto de minerais de emprego direto na construção civil. Entre os minerais e rochas industriais, há indícios de mineralização de titânio em concentrados de sedimentos aluvionares e são sugeridos locais de maior possibilidade de existência de granitos para fins industriais ou ornamental.

ABSTRACT

The Cândido Mendes sheet (SA.23-V-D-II) is located in the northwestern portion of the State of Maranhão, northern Brazil, within the coordinates 01°00'S and 01°30'S of latitude and 46°00'W e 46°30'W of longitude. The geologic setting is dominated by rocks of the São Luís Craton. This geotectonic unit bears an orogenic evolution in the Rhyacian period of the Paleoproterozoic era, between about 2240-2000 Ma. Cenozoic coastal sedimentation forms an important domain as well.

The geological mapping of the Cândido Mendes sheet allowed for the reformulation of the regional lithostratigraphy and the refining of previously defined lithostratigraphic units. The Aurizona Group is a metavolcano-sedimentary sequence that holds the oldest rocks in the region (2240 Ma). This group has been subdivided into three formations: 1) Matará Formation, composed of mafic to ultramafic volcanic rocks that underwent metamorphism under greenschist to amphibolite conditions; 2) Pirocaua Formation that comprises greenschist-facies felsic to intermediate metavolcanic and metapyroclastic rocks; 3) Ramos Formation, consisting in clastic (quartzite, phyllite, schist), frequently ferruginous, manganeseiferous and carbonaceous rocks, and chemical rocks (chert), also metamorphosed under greenschist facies conditions. Shallow, fine-grained granitoids (Piaba Granophyre) intruded the Aurizona Group rocks at about 2214 Ma.

The Tromaí Intrusive Suite is the largest unit in the area and is composed of calc-alkaline orogenic granitoids formed in the 2168-2147 Ma interval. This suite comprises three petrographic and chemically distinct units, named: 1) Cavala Tonalite, composed of metaluminous, low- to medium-K, amphibole-bearing tonalite and quartz-diorite; 2) Igarapé Bom Jesus Granodiorite that comprises metaluminous/peraluminous, medium-K, biotite-bearing granodiorite; and 3) Areal Granite, consisting of weakly peraluminous, high-K, monzogranite with biotite. Coeval with this suite, felsic, intermediate and minor mafic volcanic rocks of high-K calc-alkaline to tholeiitic and metaluminous to weakly peraluminous characteristics have been separated and named Serra do Jacaré Volcanic Unit (2164 Ma) and Rio Diamante Formation (2160 Ma).

Combined geochemical and isotopic characteristics, along with geochronology and rock types and assemblages indicate an essentially juvenile signature for the rocks of the Aurizona Group, Tromaí Intrusive Suite and Serra do Jacaré Volcanic Unit. These units are interpreted to have formed in a subduction related environment, including island arcs and related basins, such as intra-arc and back-arc basins, whereas the Rio Diamante volcanics represent rocks that extruded into an active continental margin. All these units are related to an accretionary phase of the Paleoproterozoic orogeny that gave rise to the São Luís Craton rocks.

The late- to post-orogenic magmatism is represented by: the Negra Velha Granite (2056-2076 Ma), that shows an alkaline to shoshonitic signature; and the Rosilha Volcanic Unit (~2068 Ma), composed of medium-K calc-alkaline felsic volcanic rocks and tuffs. After that, the Garimpo Caxias Microtonalite intruded supracrustal sequences at 1985 Ma. The role of this rock in the geologic evolution of the area remains uncertain.

Dykes of basic rocks of probable Jurassic-Triassic age have been reunited in the Laranjal Diabase unit. The unit comprises low- and high-TiO₂ diabases that represent a tholeiitic magmatism associated with the Central Atlantic Magmatic Province. Also related to Mesozoic times, localized occurrences of limestones have been identified and attributed to the Alcântara Formation.

The Cenozoic cover is represented by the Barreiras Group and by the large coastal plains influenced by tidal sedimentation that forms up to one third of the continental area. These coastal deposits comprise old and present-day beach ridges, salt marsh, and mangrove deposits. Superficial supergene formations have also been separated into two units: 1) iron crusts, composed of preserved massive and dismantled ferruginous duricrusts; and 2) mottled levels of the supergene profile.

Gold is the main mineral resource found in the Cândido Mendes sheet, forming primary, supergene and alluvial deposits. The primary deposits are structurally controlled, in all scales, by brittle and ductile shear zones and they are mostly associated

with the supracrustal rocks of the Aurizona Group and subordinately with granitoids of the Tromai Intrusive Suite. Geologic and genetic characteristics strongly indicate that the gold deposits belong to the class of orogenic gold deposits.

Occurrences of Mg-limestone and supergene aluminous phosphate have already been tested for agricultural use as fertilizers. A deposit of alluvial argillaceous sediment is currently being exploited for ceramic purposes and several occurrences of gravel

produced by the dismantling of lateritic duricrusts are used for civil construction and as pavement stones.

Among the industrial minerals and rocks, several occurrences of titanium have been detected in heavy minerals concentrates of alluvial sediments. Some granite occurrences may produce enough volume for use as industrial granite and at least one occurrence of bluish granite has the potential for use as dimension stone.

1 – INTRODUÇÃO

A Folha Cândido Mendes (SA.23-V-D-II) localiza-se na porção noroeste do Estado do Maranhão, próximo à divisa com o Estado do Pará. É limitada pelos paralelos 1°00'S e 1°30'S e meridianos 45°30'W e 46°00'W (Fig. 1.1A), totalizando cerca de 3000 km² de superfície, dos quais aproximadamente 1/3 é representado pelo Oceano Atlântico. A região é drenada pelos rios Maracaçumé, Tromai e Iriri-Açu e abrange parte dos municípios de Cândido Mendes, Godofredo Viana, Luís Domingues e Carutapera, que totalizam população algo maior do que 60.000 habitantes.

O acesso à área é feito preferencialmente por via rodoviária, a partir da BR-316 que liga Belém ao nordeste brasileiro. Próximo à localidade de Quatro Bocas, a rodovia MA-206 leva ao interior da folha em estudo (Fig. 1.1B). Pode-se, também, fazer uso de barcos que trafegam pela área costeira, a partir de Bragança (PA) ou Turiaçu e São Luís (MA), e de aviões de pequeno porte que utilizam pistas de pouso muito próximas às cidades que se encontram no interior da folha.

A economia da região é centrada na pesca, em pecuária e agricultura desenvolvidas em pequenas propriedades rurais (subsistência), no comércio urbano e na garimpagem de ouro, pois a região é foco de atividade garimpeira desde a segunda metade do século XVII, quando concentrações aluvionares e coluvionares começaram a ser explotadas.

A área da Folha Cândido Mendes já foi alvo de trabalhos anteriores de mapeamento geológico regional executados pela CPRM, incluindo os projetos Gurupi (Costa *et al.*, 1977), Turiaçu-Pinheiro (Pastana, 1995) e a integração da Folha São Luís (Almeida, 2000). Além disso, o projeto Carutapera (Leão Neto, 1993; Melo, 2000) foi conduzido com o objetivo de pesquisar ocorrências de ouro.

Dentro do Programa Geologia do Brasil, desenvolvido pela CPRM/Serviço Geológico do Brasil, a Folha Cândido Mendes foi selecionada principalmente pelo seu potencial aurífero. Sendo uma área com dois depósitos e várias ocorrências auríferas (garimpos) conhecidas, além de depósitos e ocorrências de outros bens minerais, mas com cartografia geológica existente apenas na escala 1:250.000, optou-se pelo mapeamento na escala 1:100.000 para fornecer suporte geológico a trabalhos de cunho exploratório e metalogenético. Os trabalhos foram iniciados em maio de 2004 com a compilação e integração dos dados pré-existentes e geração de um SIG (Sistema de Informações Geográficas) geológico preliminar. Posteriormente foram realizadas quatro etapas de campo, nos verões dos anos de 2004 e 2005, para o levantamento geológico e geoquímico, incluindo a cartografia de formações superficiais e litorâneas, que foram seguidas por estudos petrográficos, litogeoquímicos e isotópicos. Os resultados alcançados e sintetizados neste relatório, passam a fazer parte do SIG geológico final e do GEOBANK, banco de dados da CPRM/Serviço Geológico do Brasil.

A área em questão não dispõe de levantamento aerogeofísico com resolução adequada ao mapeamento na escala do projeto, possuindo apenas levantamento aeromagnetométrico efetuado em 1973 pelo Instituto de Recursos Naturais do Governo do Estado do Maranhão. Este aerolevanteamento foi executado com espaçamento de linhas de vôo de 4 km, não permitindo uma caracterização geofísica das unidades geológicas.

Agradecimentos são devidos ao Prof. Dr. Cândido A.V. Moura (Laboratório de Geologia Isotópica Para-Iso, da Universidade Federal do Pará) pelo fornecimento de análise geocronológica em uma amostra.

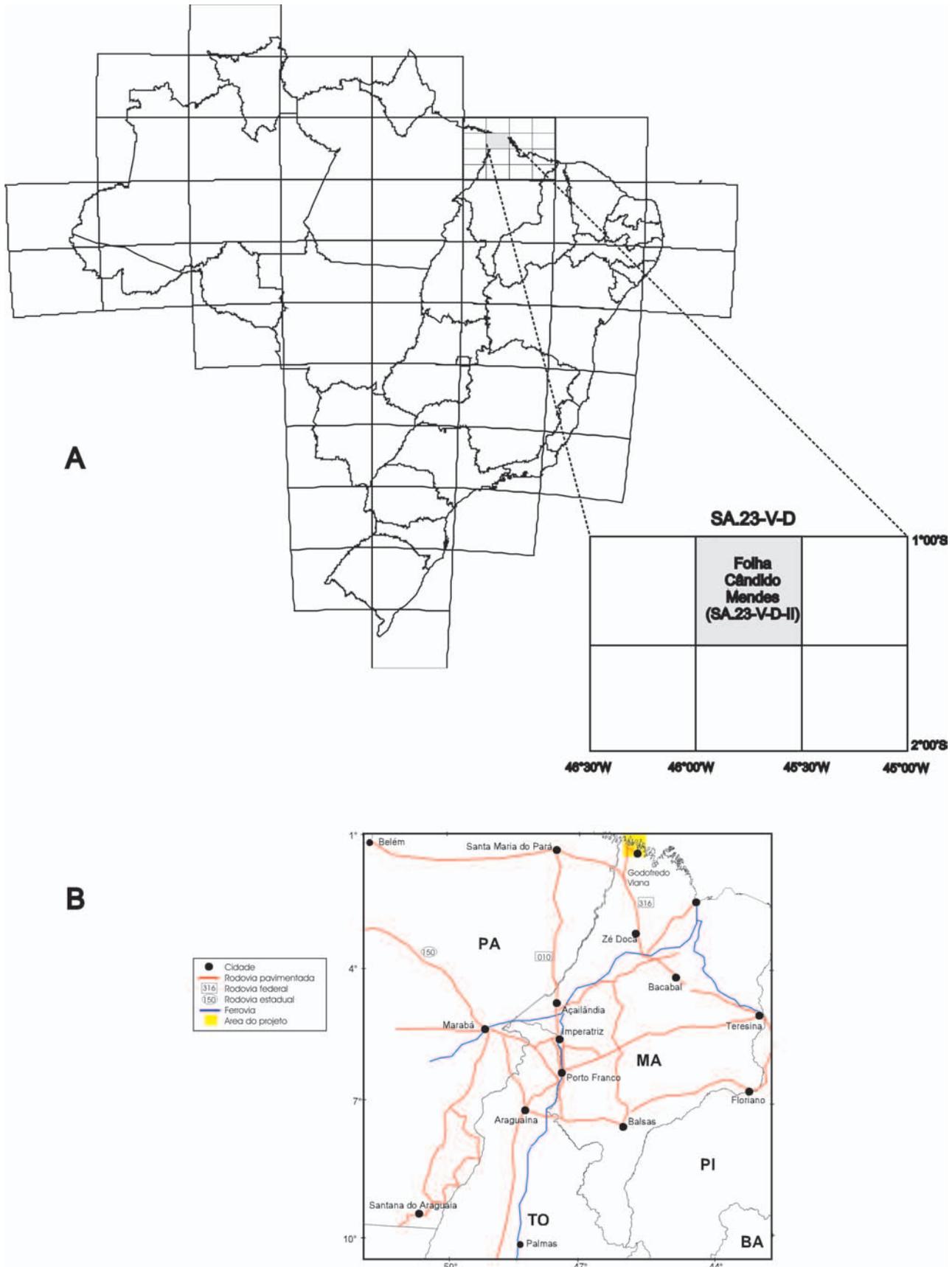


Figura 1.1 - (A) Localização da Folha Cândido Mendes (SA.23-V-D-II) em relação à articulação das folhas ao milionésimo. (B) Principais acessos rodoviários para o interior da Folha Cândido Mendes.

2 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Folha Cândido Mendes está localizada na província estrutural Parnaíba (Hasui *et al.*, 1984), na porção central do Cráton São Luís (Fig. 2.1). O Cráton São Luís e o Cinturão Gurupi, unidade geotectônica que o limita para sul-sudoeste, foram definidos por Almeida *et al.* (1976) a partir dos estudos geocronológicos baseados nos métodos Rb-Sr (idade convencional) e K-Ar em minerais (Hurley *et al.*, 1967; 1968; Almeida *et al.*, 1968; Cordani *et al.*, 1968; Almaraz & Cordani, 1969) que mostraram a existência de dois domínios distintos na região. As rochas que afloram em direção à costa atlântica apresentam uma assinatura paleoproterozóica, com idades em torno de 2000 Ma, enquanto que as rochas aflorantes para sul-sudoeste, nas porções mais interiores do continente, possuem uma assinatura neoproterozóica, com idades principalmente no intervalo 800-500 Ma, segundo os sistemas isotópicos Rb-Sr e K-Ar. Esses domínios passaram a ser denominados, respectivamente, Cráton São Luís e Cinturão Gurupi.

O limite entre os dois domínios geotectônicos veio a ser definido mais tarde como sendo a Zona de Cisalhamento Tentugal (Hasui *et al.*, 1984), sendo que essa estrutura representa, na verdade, um limite geocronológico (Rb-Sr, K-Ar) e litoestrutural e não uma descontinuidade fundamental que separa terrenos distintos (Klein *et al.* 2005a). Os demais limites do Cráton São Luís encontram-se encobertos pela sedimentação fanerozóica. Contudo, estudos petrográficos, estruturais, geofísicos e geocronológicos (Rb-Sr e K-Ar) das rochas do embasamento das bacias fanerozóicas (Brito Neves *et al.*, 1984; Cordani *et al.*, 1984; Cunha, 1986; Nunes, 1993) indicam fortemente que as mesmas já se encontram afetadas por eventos do

Neoproterozóico cerca de uma centena de quilômetros a leste da cidade de São Luís (Fig. 2.1). Essas rochas já seriam pertencentes ao Cinturão Gurupi.

Em escala regional o Cráton São Luís é composto por uma seqüência de rochas metavulcanossedimentares e dois conjuntos de granitóides, ambos paleoproterozóicos (Fig. 2.2). A sucessão metavulcanossedimentar, ainda indivisa e reunida no Grupo Aurizona, é constituída por xistos de naturezas diversas, rochas metavulcânicas ácidas a básicas e subordinados quartzitos e metachert (Pastana, 1995; Klein *et al.*, 2005b).

A suíte granitóide dominante (Suíte Intrusiva Tromaí) é formada principalmente por termos mais intermediários, como tonalitos portadores de anfibólio ou biotita, contendo também termos granodioríticos a graníticos, predominantemente portadores de biotita (Pastana, 1995; Klein *et al.*, 2005b). O outro conjunto granitóide é mais restrito, sendo representado pela Suíte Intrusiva Tracuateua, que aflora na porção oeste da área cratônica (Fig. 2.2), e é formada por granitos peraluminosos com duas micas (Costa, 2000; Palheta, 2001).

Dados geocronológicos prévios em zircão para essas unidades apontam para uma evolução durante o período Riáciano, entre 2240 Ma e 2090 Ma (Palheta, 2001; Klein *et al.*, 2005b e suas referências).

As coberturas sedimentares compreendem pequenas bacias depositadas sobre rochas do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi e a vasta cobertura fanerozóica (Fig. 2.2). As primeiras incluem as bacias de Vizeu, Igarapé de Areia e Piriá, que seriam coberturas pós-orogênicas (molassas?) relacionadas ao final da orogenia que erigiu o Cinturão Gurupi, depositadas no final do Neoproterozóico ou início do Cambriano

(Klein *et al.*, 2005a; Pinheiro *et al.*, 2003). A cobertura sedimentar fanerozóica envolve a bacia intracratônica do Parnaíba, as bacias costeiras mesozóicas e demais coberturas continentais (Pastana, 1995).

Modelo geotectônico recente, baseado em dados geológicos e geocronológicos e em limitadas

informações químicas e isotópicas, sugere que as rochas paleoproterozóicas do Cráton São Luís desenvolveram-se em ambiente orogênico convergente, ligado a subducção e arcos de ilhas, aproximadamente no intervalo de tempo entre 2240-2090 Ma (Klein *et al.*, 2005b).

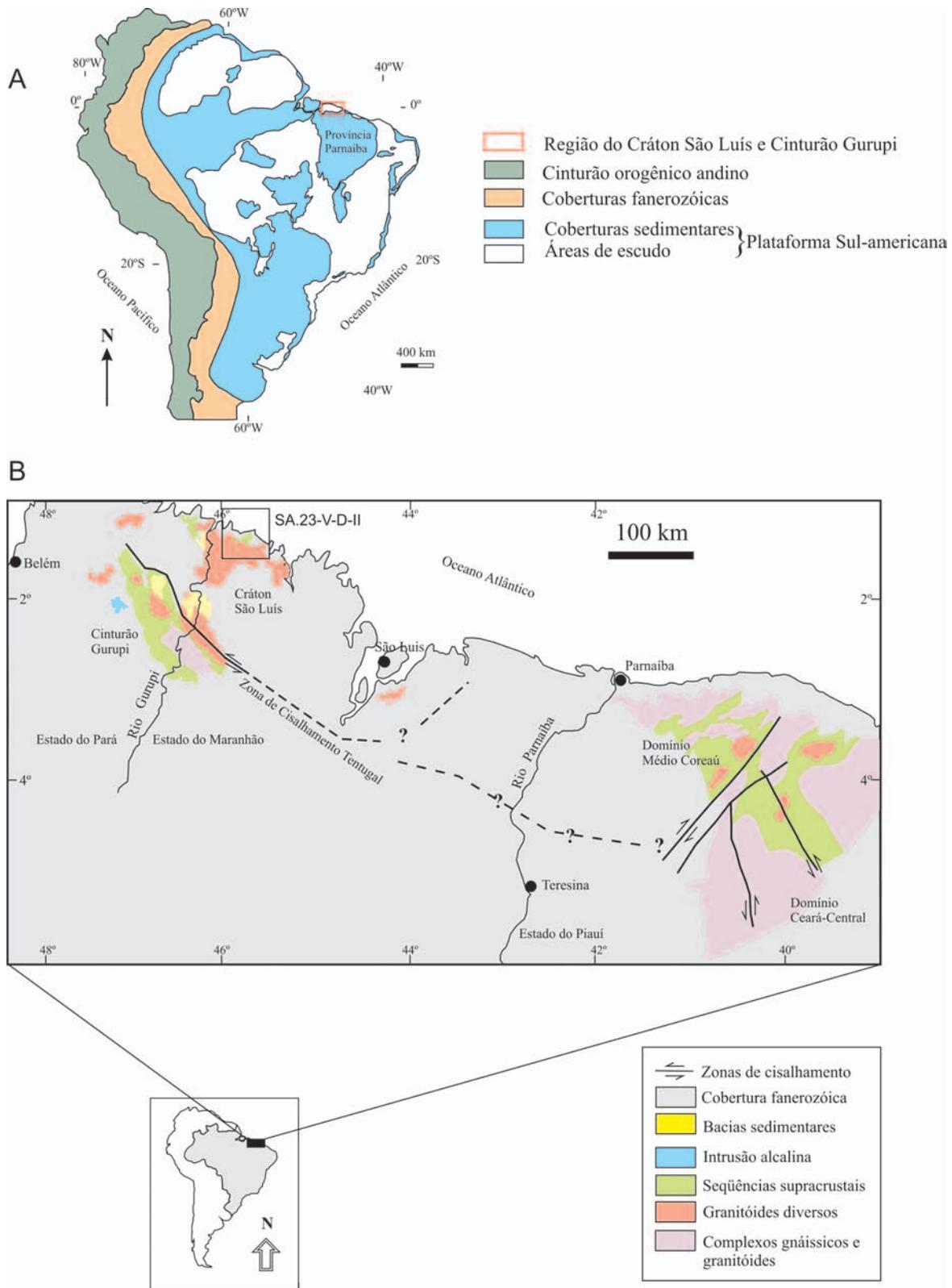


Figura 2.1 - (A) Localização da região do Cráton São Luís e Cinturão Gurupi em relação à Província Parnaíba, de Hasui *et al.* (1984), e à Plataforma Sul-americana, segundo conceito de Almeida *et al.* (2000); (B) Localização da Folha Cândido Mendes (SA.23-V-D-II) em relação ao Cráton São Luís e Cinturão Gurupi.

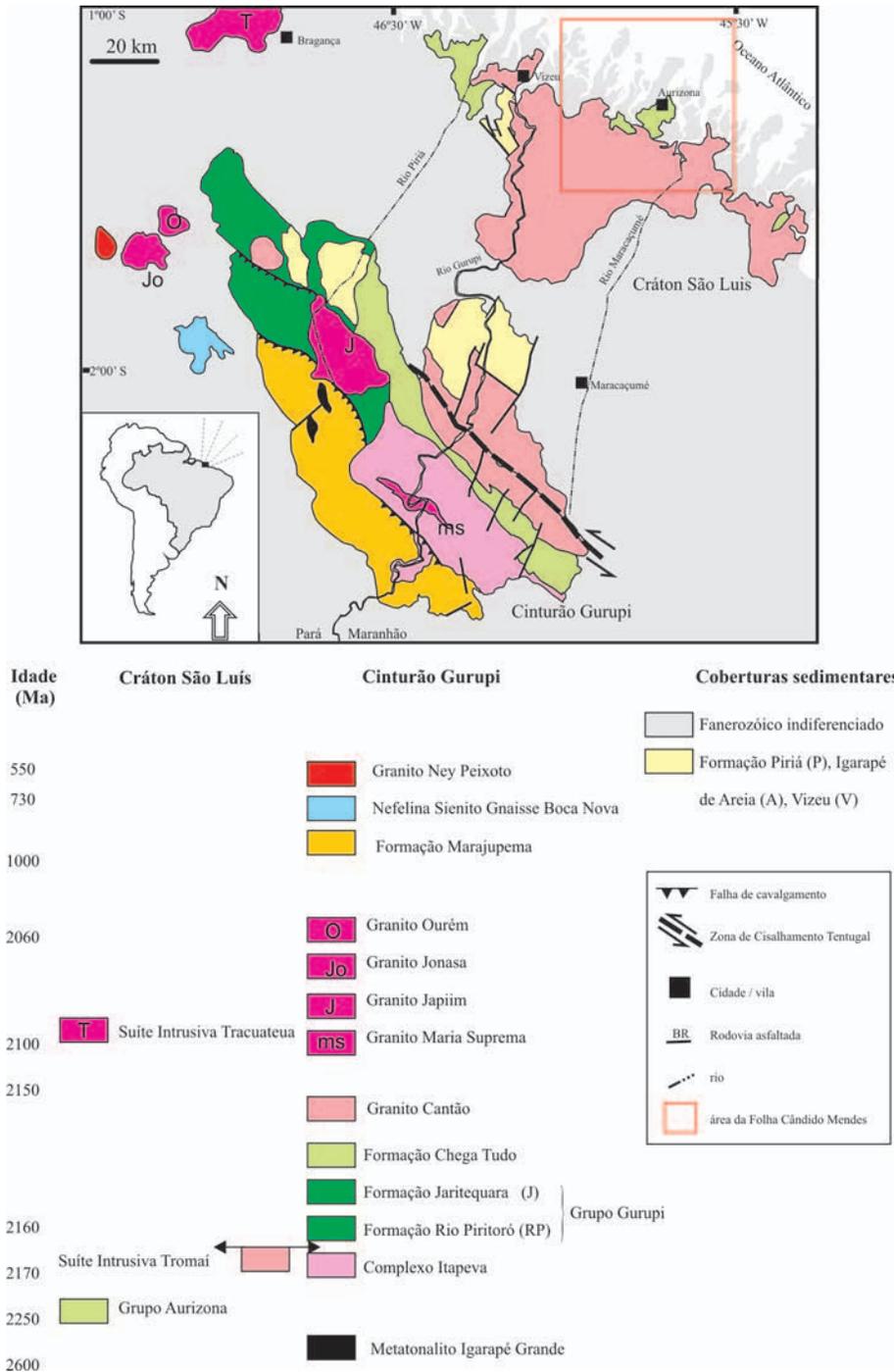


Figura 2.2 - Mapa geológico do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi (adaptado de Pastana, 1995; Almeida, 2000; Klein et al. 2005c).

3 – UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

Diversas propostas de arranjo litoestratigráfico relacionadas à área em estudo foram anteriormente discutidas com base em trabalhos envolvendo mapeamento e síntese regional (Costa *et al.*, 1977; Abreu *et al.*, 1980; Pastana, 1995) e geocronologia (Klein & Moura, 2001; 2003; Klein *et al.*, 2002; Klein *et al.* 2005b; 2005c) (Fig. 3.1). Os trabalhos de campo e analíticos realizados neste projeto permitem uma reformulação substancial no quadro litoestratigráfico da Folha Cândido Mendes (Fig. 3.2), o que é discutido a seguir.

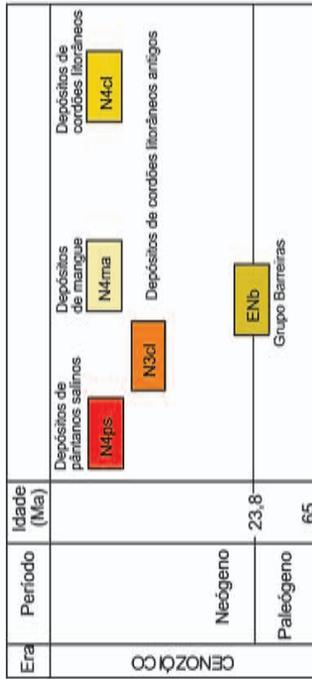
3.1 – GRUPO AURIZONA (PP2au)

O Grupo Aurizona (Pastana, 1995) consiste em uma seqüência metavulcanossedimentar cujas rochas, originalmente, eram incluídas no Grupo Gurupi (Francisco *et al.*, 1971; Costa *et al.*, 1977), unidade macro-regional que congregava todas as rochas supracrustais pré-cambrianas do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi. Pastana (1995) entendendo que os conjuntos supracrustais aflorantes nesses dois domínios geotectônicos poderiam ter origens ou, pelo menos, evoluções distintas, preferiu discriminar os conjuntos supracrustais por domínio, denominando Grupo Aurizona a seqüência metavulcanossedimentar aflorante no Cráton São Luís e Grupo Gurupi aquela aflorante no Cinturão Gurupi.

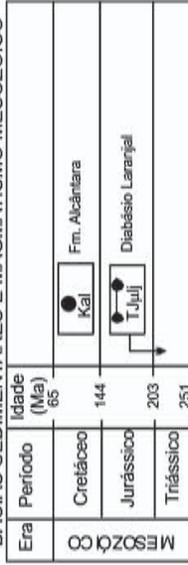
Pastana (1995)		Klein et al. (2005c)	
idade	unidades estratigráficas	idade (Ma)	unidades estratigráficas
Quaternário	Cobertura Alúvio/Coluvionar		
Terciário	Formação Barreiras		
Mesozóico	Suíte Laranjal		
Proterozóico Inferior	Suíte Tromai	1985	Microtonalito Caxias
		2150	Granito Areal
		2170	Suíte Intrusiva Tromai
Arqueano/Proterozóico Inferior	Grupo Aurizona	2240	Grupo Aurizona

Figura 3.1 - Propostas estratigráficas prévias para as unidades englobadas para a Folha Cândido Mendes, segundo Pastana (1995) e Klein et al. (2005c - somente unidades Pré-Cambrianas).

RELAÇÕES TECTONO-ESTRATIGRÁFICAS
COBERTURAS SUPERFICIAIS E LITORÂNEAS



BACIAS SEDIMENTARES E MAGMATISMO MESOZÓICO



CRÁTON SÃO LUÍS

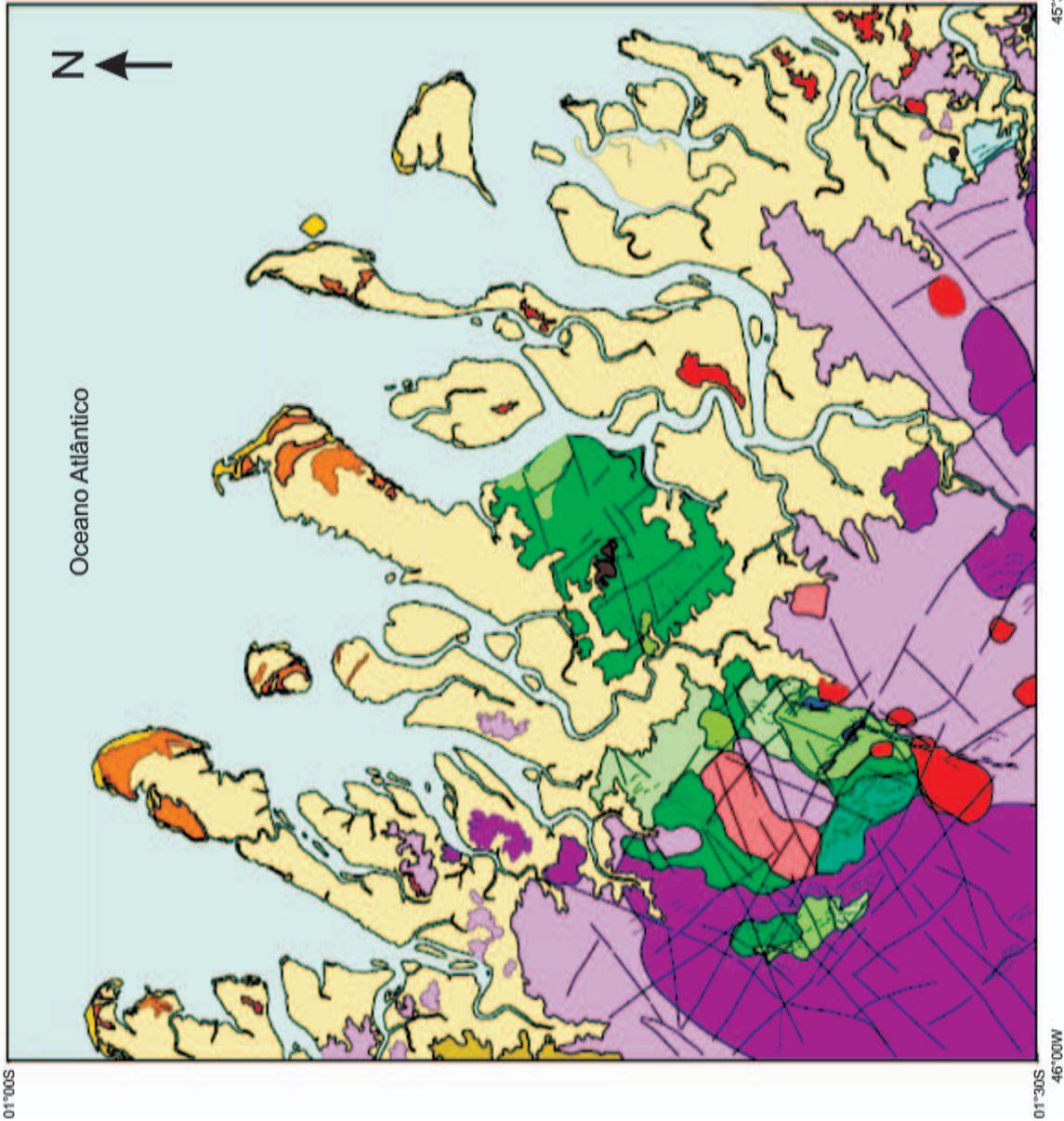
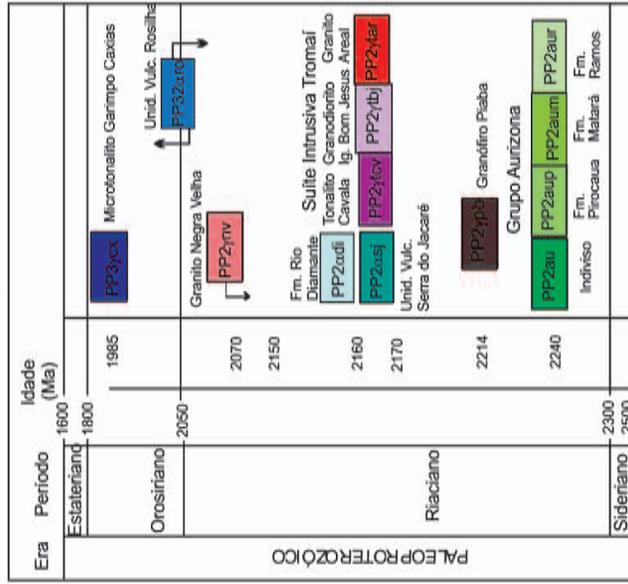


Figura 3.2 - Esboço do mapa geológico da Folha Cândido Mendes com a coluna estratigráfica proposta neste trabalho. (As unidades Diabásio Laranjal e as Formação Superficiais Intempéricas não estão representadas no esboço).

A denominação proposta por Pastana (1995) foi mantida por Klein *et al.* (2005c) o que é também feito neste relatório. Na Folha Cândido Mendes o Grupo Aurizona forma um domínio pouco alongado e orientado segundo NE-SW na porção centro-sudoeste da folha. Este domínio é algo descontínuo em virtude da ocorrência de granitóides intrusivos no Grupo Aurizona e das coberturas sedimentares fanerozóicas.

A porção central da área de afloramento do Grupo Aurizona, desde o norte da vila Areal até a porção a nordeste da cidade de Luís Domingues, possui relevo que se destaca razoavelmente em relação ao das unidades circunvizinhas. O traçado das drenagens e das elevações nessa porção, conforme se pode observar em imagem de radar, tende a ser mais curvilíneo que o observado no restante da folha.

Embora parte da área cartografada como Grupo Aurizona na Folha Cândido Mendes ainda permaneça indivisa, por falta de informação de campo ou pela ocorrência de alternâncias de camadas pouco espessas de tipos litológicos distintos, os trabalhos aqui realizados permitiram a subdivisão do grupo em três formações (Fig. 3.2), onde as mesmas demonstram maior persistência em seu conteúdo litológico. As mesmas foram denominadas formações Matará, Pirocaua e Ramos e serão detalhadas abaixo. Não são claras as relações espaciais entre as três unidades, se estão empilhadas ou se há passagem lateral entre as mesmas.

É ainda incerto se o Grupo Aurizona foi depositado em curto intervalo de tempo ou se possui evolução mais prolongada. Uma amostra de rocha metapiroclástica foi datada pelo método da evaporação de Pb em monocristais de zircão e forneceu idade de 2240 ± 5 Ma, com herança de 2260 Ma (Klein & Moura, 2001). Entretanto, Klein *et al.* (2005b) sugeriram que a evolução desta seqüência metavulcanossedimentar poderia ter ocorrido até, pelo menos, 2200-2180 Ma, com base em dados isotópicos de Sm-Nd em xisto paraderivado que apontam para fontes detríticas para o protólito do xisto algo mais jovens do que 2210 Ma. Por outro lado, considerando que a idade do Granófiro Piaba (intrusivo no Grupo Aurizona) determinada neste projeto é 2214 ± 3 Ma e que o erro associado às idades modelo Sm-Nd (T_{DM}) é relativamente grande, a idade original de 2240 Ma parece melhor representar a idade de deposição das rochas do grupo.

3.1.1 – Formação Matará (PP2aum)

A Formação Matará é definida neste trabalho para englobar as rochas metavulcânicas básicas e ultrabásicas do Grupo Aurizona. Três corpos foram individualizados na porção centro-oriental da Folha Cândido Mendes, ocorrendo nas imediações do garimpo e igarapé Matará, que empresta o nome à unidade, do garimpo Cavala e na margem direita do rio Tromai, nas imediações de Aurizona. Outras ocorrências de rochas máficas, mas não individualizadas na cartografia, foram registradas na região da Serra do Jacaré e no garimpo Caxias. Neste último, camadas métricas de rochas metamáficas (xistos, anfíbolitos) ocorrem intercaladas com camadas de xistos paraderivados (Klein *et al.*, 2002).

Os tipos petrográficos identificados incluem anfíbolito, metabasalto, tremolita xisto e talco-tremolita xisto. São rochas de coloração cinza-escuro a preto, com tons esverdeados muito freqüentes, e de granulação, via de regra, fina. Estruturalmente são caracterizadas pela presença de xistosidade.

Os metabasaltos em geral são xistos que apresentam matriz fina rica em actinolita que, possivelmente, substitui um piroxênio, e, às vezes, actinolita-tremolita fibro-radiadas. Manchas brancas nessa matriz são compostas por clorita, epidoto, zoizita e, mais raramente, por sericita que, possivelmente, substituem plagioclásio. Em alguns casos, a clinozoizita é importante e ocorre, em geral, circundando grãos de mineral opaco.

Os tremolita xistos e talco-tremolita xistos possuem textura decussada, com cristais de tremolita de até 5 mm entrecruzados, às vezes substituídos por clorita, e contendo, em seus interstícios, agregados de zoizita, talco, titanita e clorita. Porções mais claras das rochas são compostas por talco, clorita e restos de tremolita parcialmente substituída. Geralmente a titanita forma coroas ao redor dos minerais opacos. A calcita é escassa e suspeita-se da ocorrência de plagioclásio e quartzo. São rochas derivadas do metamorfismo de rochas ultrabásicas.

Tanto as rochas metabásicas como as metaultrabásicas apresentam condições de baixo a médio grau metamórfico, de fácies xisto verde a epidoto-anfíbolito (paragênese clinozoizita-actinolita/tremolita).

Os anfibólitos são menos abundantes. Apresentam longos cristais de anfibólio (hornblenda) dispostos radialmente, cujos interstícios são ocupados por grãos de quartzo, raro plagioclásio e minerais opacos (Fig. 3.3A). São rochas ortoderivadas, de composição básica, de grau metamórfico médio e fácies anfibolito.

3.1.2 – Formação Pirocaua (PP2aup)

A Formação Pirocaua é aqui proposta para englobar o conjunto de rochas piroclásticas e vulcânicas ácidas metamorfizadas que se distribuem de maneira mais ou menos contínua em pelo menos três locais. Um deles é o limite nordeste da área de ocorrência do Grupo Aurizona, na localidade de São José do Pirocaua, que dá o nome à unidade; outro se localiza no extremo sudoeste da área de afloramento do grupo, próximo ao garimpo Cavala; e o principal, na porção central da área de afloramento, envolvendo a região dos garimpos Caxias e Pedra de Fogo. Ocorrências isoladas também foram verificadas.

Foram descritos diversos tipos petrográficos, predominando metatufo félsico/riolítico, tufo cinerítico e aglomerado vulcânico. Também foram identificados riolito, dacito e rochas de classificação petrográfica duvidosa devido à textura muito fina que apresentam, genericamente consideradas metavulcânicas félsicas, metavulcanoclásticas e felsitos. As rochas desta unidade apresentam granulação bastante variável, de muito fina, no caso de tufos cineríticos e felsitos, a grossa, no caso de aglomerados vulcânicos. A coloração predominate é acinzentada, ocorrendo também tons rosados e cinza escuro. Em geral são rochas com foliação bem desenvolvida.

As rochas metavulcanoclásticas e felsitos (Fig. 3.3B) são micro a criptocristalinas, sendo possível identificar apenas domínios formados por agregados policristalinos de diminutos grãos anédricos de quartzo em meio a uma matriz constituída por feldspato alcalino e quartzo intercrescidos. Também compõem a matriz um material ferruginoso, minerais opacos disseminados, sericita e diminutos cristais de apatita. Em algumas amostras observa-se extinção ondulante nos grãos de quartzo e uma foliação definida por lamelas alinhadas de sericita.

Na área do garimpo Pedra de Fogo as rochas piroclásticas e tufáceas são especialmente abundantes. O aglomerado vulcânico (Fig. 3.3C) é uma rocha

foliada, constituída por porfiroclastos e agregados policristalinos de quartzo e/ou quartzito, calcedônia e plagioclásio, alongados segundo a foliação, além de fragmentos de rocha vulcânica, imersos em matriz micro a criptocristalina quartzo-feldspática foliada, contendo diminutas lamelas de mica branca e matéria escura carbonosa nos planos da foliação, juntamente com disseminações de minerais opacos. Em uma amostra foi verificada a presença de cristais arredondados de quartzo que são prováveis fenocristais. O tufo cinerítico é rocha de granulação fina, com matriz formada por sericita, quartzo, clorita e material opaco finamente disseminado, além de raro epidoto. Uma discreta foliação é definida pela orientação das lamelas de sericita.

Os dacitos são rochas porfiríticas com fenocristais de plagioclásio e quartzo fragmentados e dispersos em matriz quartzo-feldspática microcristalina. Observam-se concentrações, com formas irregulares e bordas difusas, de clorita, sericita e de mineral opaco.

Uma amostra de aglomerado vulcânico deformado, encaixante de um veio aurífero do garimpo Pedra de Fogo, foi datada por Klein & Moura (2001) pelo método da evaporação de Pb em monocristais de zircão, revelando idade 2240 ± 5 Ma. Na área do depósito aurífero Piaba a unidade é intrudida pelo Granófiro Piaba, datado neste trabalho em 2214 ± 3 Ma (vide capítulo 5). Estes dados posicionam a Formação Pirocaua e, em consequência, o Grupo Aurizona, no período Riaciano da era Paleoproterozóica.

3.1.3 – Formação Ramos (PP2aur)

A Formação Ramos é aqui proposta para englobar as rochas metassedimentares do Grupo Aurizona. A principal ocorrência se dá na região conhecida como Ramos, entre a cidade de Luis Domingues e o rio Tromaiá, além de outras duas áreas de afloramento localizadas ao norte da vila de Pedra de Fogo e a sudeste do garimpo Cavala.

Os tipos petrográficos dominantes são quartzito (puro, ferruginoso ou manganésífero), xistos com quartzo e/ou muscovita e/ou clorita, filito, filito grafitoso, metachert puro ou ferruginoso ou grafitoso, metarenito e grauvaca lítica. A escassez de afloramentos não permitiu a visualização das relações entre os diferentes litotipos.

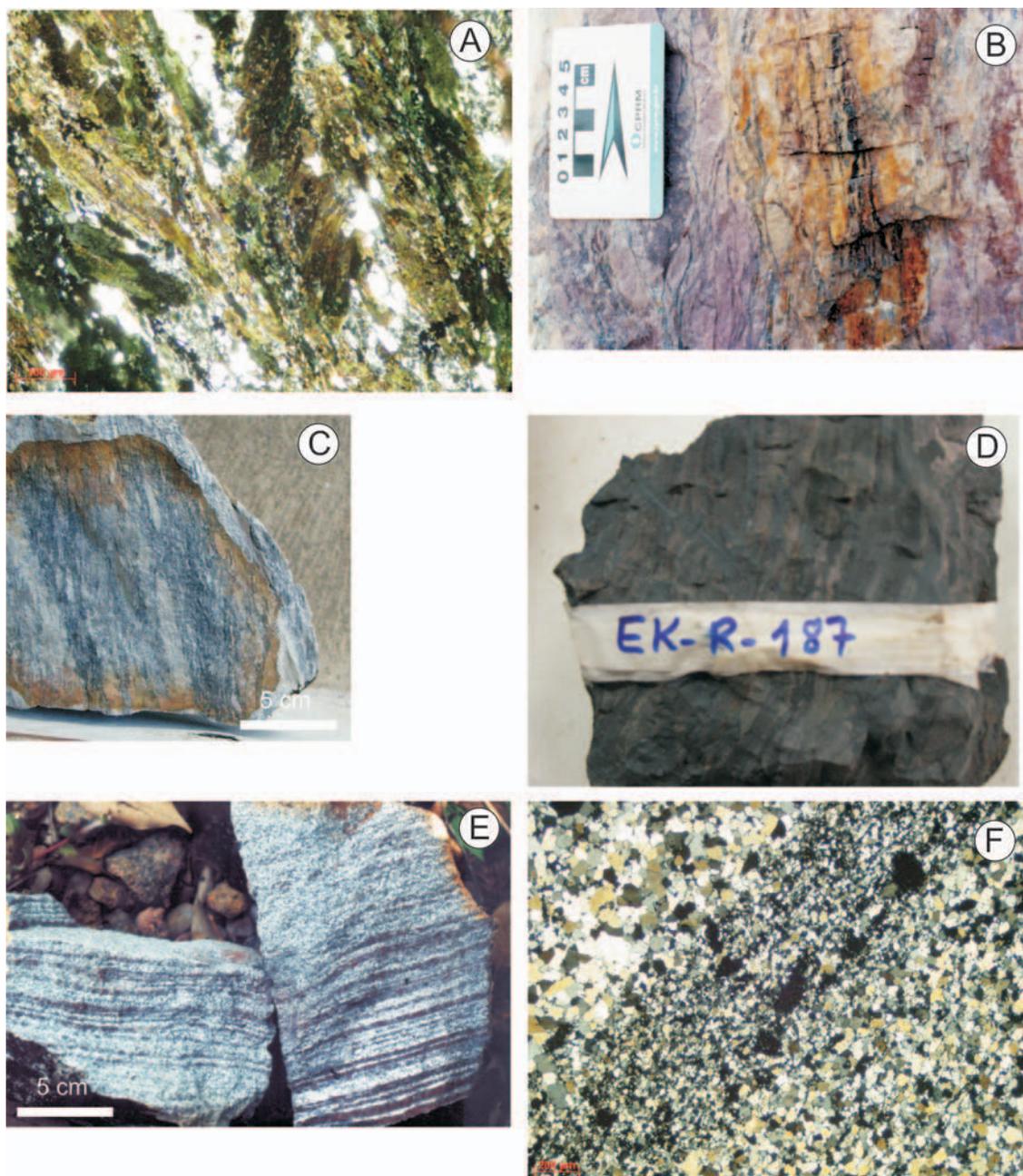


Fig. 3.3 - Aspectos mesoscópicos e microscópicos de rochas do Grupo Aurizona. (A) Fotomicrografia de rocha metabásica (anfibolito) da Formação Matará, com cristais alongados de anfibólio verde definindo a xistosidade, e com quartzo e pouco plagioclásio nos interstícios. (B) Metatufo riolítico e (C) rocha metapiroclástica (aglomerado vulcânico) deformado pertencentes à Formação Pirocaua. (D) Metassiltito manganêsífero, (E) metarenito rico em níveis de hematita e (F) metachert (fotomicrografia) da Formação Ramos.

Os xistos e filitos são rochas de coloração variada, de ocre a esverdeada, e apresentam granulação fina (filitos) a média (xistos). A foliação dessas rochas é definida pelos minerais micáceos, predominantemente muscovita/sericita e biotita, além de clorita. Granada foi observada em uma amostra. Muitos desses xistos e filitos são grafitosos, todos são bastante quartzosos (Fig. 3.3D) e derivam de provável seqüência pelítica.

Os quartzitos e metarenitos são rochas esbranquiçadas a cinza-escuras, dependendo da presença ou não de material ferruginoso ou manganêsífero. São

rochas de granulação média a fina que sempre mostram estruturação, desde discreta xistosidade até bandamento (Fig. 3.3E). Os termos puros são compostos quase que exclusivamente por quartzo recristalizado, às vezes contendo traços de muscovita e opacos; os quartzitos ferruginosos contêm proporções pequenas a moderadas de hematita; e os quartzitos manganêsíferos encontram-se, em geral, totalmente impregnados por esse material manganêsífero.

Os metachert apresentam textura granoblástica interlobada definida por grãos de quartzo com contatos

interpenetrados (Fig. 3.3F). São rochas laminadas a finamente bandadas, o que é definido pela variação no tamanho dos grãos de quartzo e na concentração de mineral opaco.

Não foram visualizadas relações de contato claras com as demais formações do Grupo Aurizona. Sua idade deposicional, portanto, deve se situar no intervalo de 2240-2214 Ma, idade atribuída a esse grupo (Formação Pirocaua).

3.2 – GRANÓFIRO PIABA (PP2 γ pb)

Na área do depósito aurífero de Piaba, Mineração Aurizona S/A (1995) cartografou, na escala 1:10.000, com base em descrição de testemunhos de sondagem e informação de superfície, uma ocorrência de granitóides finos com textura granofírica e composição granodiorítica a tonalítica que intrudem e *assimilam parcialmente (sic)* a seqüência metavulcanossedimentar encaixante (Grupo Aurizona). A esses granitóides chamaram de granófiros e os separaram petrograficamente em leucogranófiros, leucogranófiros cinza, granófiros verdes e granófiros cinza, em função da coloração provocada por diferentes tipos de alteração hidrotermal.

Efetivamente, rochas finas e intemperizadas, que lembram um granitóide, podem ser reconhecidas nas escavações mais superficiais do citado depósito (Fig. 3.4). Embora não se tenha tido acesso a amostras frescas dessas rochas finas, neste relatório os mesmos são tentativamente individualizados em mapa, e a unidade denominada Granófiro Piaba, em respeito à descrição petrográfica fornecida por Mineração Aurizona S/A (1995).



Figura 3.4 - Foto de afloramento do Granófiro Piaba no depósito homônimo (Estação EK61)

Ainda conforme Mineração Aurizona S/A (1995), os granófiros seriam maciços, mas

desenvolveram foliação quando cortados por zonas de cisalhamento. Ocorrem, geralmente como corpos alongados e verticalizados, concordantes com a estruturação regional da seqüência encaixante.

Uma amostra alterada do granófiro (saprólito), coletada na escavação principal do depósito Piaba foi utilizada para datação de zircão pelo método da evaporação de chumbo, fornecendo uma idade de 2214 ± 3 Ma (ver capítulo 5). Essa idade é compatível com o caráter intrusivo do granófiro na seqüência metavulcanossedimentar do Grupo Aurizona, que tem idade de 2240 Ma.

3.3 – UNIDADE VULCÂNICA SERRA DO JACARÉ (PP2 α sj)

A Unidade Vulcânica Serra do Jacaré, aqui descrita, engloba rochas vulcânicas e subordinadas rochas vulcanoclásticas de composição ácida a predominantemente intermediária (raramente básica) que afloram principalmente na porção sudoeste da área de ocorrência do Grupo Aurizona, na Serra do Jacaré, além de afloramentos mais localizados, ao norte do garimpo Caxias. Não foram identificados bons e contínuos afloramentos, em geral conjuntos de pequenos blocos, em função do forte intemperismo imposto à região.

Apesar de certa similaridade petrográfica e da associação espacial com as rochas da Formação Pirocaua, as rochas da unidade Serra do Jacaré não foram metamorfizadas, diferem quimicamente daquelas (vide capítulo 4) e apresentam uma idade menor, de 2164 ± 3 Ma (Klein *et al.*, 2008a). É por esse motivo que essas rochas são individualizadas em outra unidade, mas informal, devido à impossibilidade de caracterização satisfatória de sua localidade tipo e da unidade em geral.

Petrograficamente foram descritos dacito pórfiro, andesito/basalto, tufo e brecha vulcânica. São rochas de coloração cinza claro a cinza escuro, geralmente sem trama tectônica mesoscópica. Os dacitos são rochas porfíricas com fenocristais de quartzo com sinais de corrosão magmática e de plagioclásio, ambos dispersos em matriz quartzo-feldspática muito fina a microcristalina (Fig. 3.5). O plagioclásio ocorre com zoneamento composicional e está parcialmente substituído por sericita, epidoto, calcita e clorita. Em

alguns casos predominam fenocristais de plagioclásio, às vezes fragmentados. Observam-se, também, porções com textura glomeroporfírica e lamelas de biotita dispersas pela matriz e substituídas por clorita (Fig. 3.5) e concentrações de material opaco.

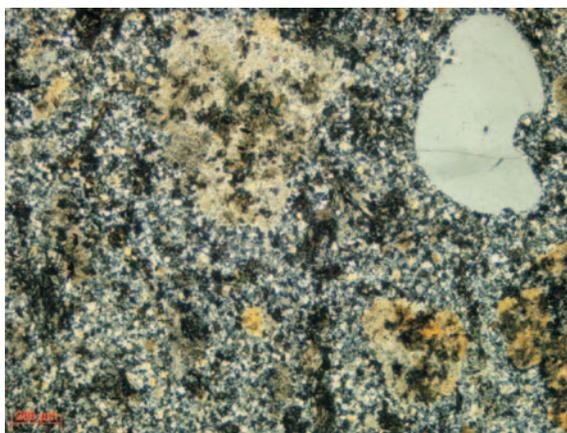


Figura 3.5 - Fotomicrografia (nicóis cruzados) de dacito da Unidade Vulcânica Serra do Jacaré. Fenocristais de quartzo (qz) com evidências de corrosão magmática e de plagioclásio (pla) alterado estão dispersos em matriz quartzo-feldspática microcristalina contendo biotita (bt) cloritizada.

Algumas amostras de dacito/andesito apresentam também fragmentos líticos juntamente com fenocristais euédricos de plagioclásio e, muito subordinadamente, de quartzo com formas cuspidadas. Os fragmentos líticos são muito finos a microcristalinos e ricos em clorita e epidoto, minerais que também compõem a matriz.

Tufos líticos e brechas são formados por fragmentos angulosos de dacito porfírico e, subordinadamente, de tufo, em meio a uma matriz quartzo-feldspática rica em clorita e calcita. O tamanho dos fragmentos varia de 0,5 mm até mais de 1cm. Os tufos são formados por fragmentos de quartzo. A titanita, assim como a calcita e o epidoto, geralmente ocorrem preenchendo as fraturas entre os fragmentos. A sericita, em geral, ocorre substituindo o plagioclásio, mas também se encontra preenchendo as fraturas. Já o mineral opaco é restrito aos fragmentos.

Um andesito/basalto de granulação média apresenta cristais subédricos de plagioclásio e hornblenda e escassos cristais anédricos de quartzo. O plagioclásio ocorre intensamente caulinizado e a hornblenda, parcialmente substituída por biotita, clorita e epidoto. Apatita foi identificada como fase acessória.

3.4 – SUÍTE INTRUSIVA TROMAÍ (PP2 γ tcv; PP2 γ tbj, PP2 γ tar)

Entre as unidades pré-cambrianas, esta é a que possui maior extensão superficial na folha mapeada (Fig. 3.2). Sua definição original é devida à Costa *et al.* (1977) que, para um conjunto vulcano-plutônico constituído por tonalitos, trondhjemitos, granodioritos, granitos, quartzo-andesitos, riolitos e dacitos, propuseram a denominação de Associação Anorogênica Tromaí. Abreu *et al.* (1980) renomearam a unidade para Formação Tromaí e Pastana (1995) a redefiniu como Suíte Tromaí, tendo Klein *et al.* (2005c) adicionado o qualificativo “intrusiva” a esta última definição.

Pastana (1995) subdividiu a Suíte Tromaí em duas unidades. O Granito Areal seria representado por um único *stock* composto por monzogranito e sienogranito. Todo o restante foi incluído na subunidade Tonalito Cândido Mendes, que seria composto predominantemente por tonalitos, com trondhjemitos, granodioritos e granitos, além de rochas vulcânicas ácidas ocorrendo de forma subordinada.

Utilizando dados químicos regionais em rocha total Pastana (1995) sugeriu que os granitóides da unidade Cândido Mendes seriam cálcico-alcalinos de baixo potássio, tipo I e peraluminosos, gerados pela fusão de crosta inferior anfibolítica em ambiente pós-tectônico extensional em margens de placas convergentes, lembrando suítes TTG arqueanas, com *emplacement anorogênico (sic)*. O mesmo autor descreveu o Granito Areal como geoquimicamente similar aos granitóides Cândido Mendes, e o considerou como parte integrante da Suíte Intrusiva Tromaí, mas ao mesmo tempo, como tendo sido gerado a partir da fusão parcial de rochas tonalíticas da suíte.

Klein (2004) reavaliando os dados litogeoquímicos regionais apresentados por Pastana (1995) discutiu algumas das conclusões formuladas pelo último, incluindo parte da classificação química e da interpretação tectônica. Entendeu também que o Granito Areal poderia representar uma fase mais evoluída da Suíte Intrusiva Tromaí, ou tratar-se de um magmatismo distinto (gerado ou não a partir das rochas daquela suíte), o que exigiria seu desmembramento da suíte e sua redefinição como unidade litodêmica autônoma, opção esta feita por Klein (2004). Com isso, a utilização de uma subunidade Tonalito Cândido

Mendes tornou-se desnecessária e os granitóides da região seriam agrupados na Suíte Intrusiva Tromai e no Granito Areal. Ambos teriam, entretanto, um caráter claramente orogênico. Ainda, sendo a suíte definida como intrusiva, as rochas vulcânicas foram também eliminadas dessa unidade (Klein, 2004; Klein *et al.* 2005c).

Os trabalhos de campo, petrografia e litogeológica realizados por este projeto, entretanto, permitem mostrar que parte dos granitóides anteriormente associados ao Granito Areal (de Pastana, 1995 e Klein, 2004) constitui uma associação magmática totalmente distinta. Também se verifica a existência de diferenças composicionais internas na Suíte Intrusiva Tromai que permitem a separação cartográfica de subunidades dentro da suíte.

Estas alterações são rediscutidas aqui, sendo a Suíte Intrusiva Tromai subdividida em três subunidades, aqui denominadas Tonalito Cavala (PP2 γ tcv), Granodiorito Igarapé Bom Jesus (PP2 γ tbj), e Granito Areal (PP2 γ tar), além da individualização de outro granitóide, que constitui um litodema não pertencente à Suíte Intrusiva Tromai e que é definido como Granito Negra Velha (PP2 γ nv). Estas denominações são oriundas de áreas de ocorrência típica desses granitóides, respectivamente igarapé/garimpo Cavala, igarapé/garimpo Bom Jesus, vila/garimpo Areal e rio/garimpo Negra Velha. Em campo, relações temporais claras entre os diversos tipos, se existentes, são muito dificilmente visíveis.

3.4.1 – Tonalito Cavala (PP2 γ tcv)

O Tonalito Cavala forma um batólito que aflora na porção sudoeste da Folha Cândido Mendes, além de corpos menores na sua porção sul. Devido ao intenso intemperismo que afetou a região, associam-se a uma topografia arrasada e não chegam a formar afloramentos de grandes dimensões, ocorrendo, em geral como blocos decimétricos a métricos, rolados, e raros lajeiros e matacões. Em imagens de satélite e radar não mostram diferenças significativas em relação aos demais granitóides da área, exceto, talvez, por uma maior sinuosidade dos lineamentos estruturais. Relações de campo também não são claras, mas dados geocronológicos pré-existentes (discussão mais

adiante) indicam que são rochas intrusivas na seqüência metavulcanossedimentar do Grupo Aurizona.

As rochas do Tonalito Cavala (Fig. 3.6A) possuem coloração escura, com tons cinza e esverdeados, mostram granulação média a grossa e são equigranulares a inequigranulares, raramente porfíricas. Em geral são rochas maciças, mas em vários casos apresentam foliação magmática e, quando afetadas por zonas de cisalhamento de pequeno porte, desenvolvem estruturas protomiloníticas a miloníticas. Enclaves microgranulares são bastante freqüentes, assim como as concentrações (*clots*) de minerais máficos.

No diagrama QAP (Streckeisen, 1976) observa-se que as composições modais plotam predominantemente nos campos do tonalito e quartzo-diorito, em proporções relativamente similares, com raras amostras classificadas como diorito, quartzo-monozodiorito e granodiorito (Fig. 3.7).

Mineralogicamente, estas rochas são constituídas por plagioclásio (40-55%), quartzo (5-25%) e anfibólio (10-35%), mineral máfico que caracteriza esse tipo, além de subordinado feldspato alcalino (<5%). Piroxênio (orto e clino) foi identificado com concentração significativa (30%) em uma amostra diorítica/gabróica, devendo tratar-se de um termo bastante primitivo, pouco diferenciado ou cumulático, da série. Outras vezes, nos termos quartzo-dioríticos, restos de piroxênio são visíveis no núcleo de cristais de anfibólio. Minerais opacos, provavelmente magnetita e subordinadamente pirita, chegam a atingir 2-7% de algumas amostras. Titanita, apatita e zircão são fases acessórias. Biotita, clorita, calcita, epidoto e mica branca ocorrem como produtos de alteração da mineralogia essencial. Essa alteração sub-sólida (hidrotermalismo e/ou metamorfismo) é abundante e encontrada regionalmente.

Os cristais de quartzo apresentam algumas evidências de deformação intracristalina no estado sólido, como extinção ondulante variável, de fraca a forte e, em alguns casos até formação de subgrãos, acompanhada por *kink bands* em cloritas de alteração. Os prismas de plagioclásio encontram-se com alguma freqüência alterados, em quantidade variada, para sericita, epidoto e carbonato, enquanto que o anfibólio altera para clorita e mostra inclusões de apatita e minerais opacos e raros núcleos de piroxênio (Fig.

3.6B). Minerais opacos exibem comumente coroas de titanita.

A despeito das alterações mineralógicas, as texturas ígneas encontram-se muito bem preservadas. A textura granular hipidiomórfica média a grossa é característica nesses granitóides, sendo definida por prismas subédricos a euédricos (raramente anédricos) de plagioclásio e anfibólio em contato mútuo, tendo seus interstícios preenchidos por quartzo anédrico e raros grãos de feldspato alcalino.

Os enclaves microgranulares apresentam composição tonalítica a quartzo-diorítica, sendo compostos por plagioclásio, anfibólio e quartzo. Alguns enclaves maiores possuem bandamento definido por alternância algo difusa de níveis finos, mais pobres em quartzo, e de granulação média a grossa. Os cristais de anfibólio costumam estar alinhados paralelamente ao bandamento e observam-se junções triplíceis nos agregados de quartzo.

Um afloramento (EK6) localizado no extremo sudoeste da área teve amostra datada anteriormente por Klein *et al.* (2005b) pelo método da evaporação de Pb em monocristais de zircão, fornecendo idade de 2168 ± 4 Ma. Outra amostra de tonalito que aflora a oeste da área abrangida pela Folha Cândido Mendes, mas que é relacionada ao Tonalito Cavala forneceu idade, pelo mesmo método geocronológico, de 2165 ± 2 Ma (Klein & Moura, 2001). Neste projeto, uma amostra da área tipo do Tonalito Cavala (EK98) foi datada pelo método U-Pb SHRIMP em zircão (ver capítulo 5), fornecendo idade de $2159,9 \pm 4,5$ Ma.

3.4.2 – Granodiorito Igarapé Bom Jesus (PP2γtbj)

O Granodiorito Igarapé Bom Jesus forma batólitos que ocupam o limite centro-sul a leste e centro-ocidental da Folha Cândido Mendes. À semelhança do Tonalito Cavala, esta unidade também apresenta topografia arrasada e não forma afloramentos grandes e contínuos. Exceções são feitas a afloramentos existentes na porção sul do rio Maracaçumé, onde são observados grandes lajeiros, e na porção sudeste da folha, onde matacões são comuns.

As rochas desta unidade apresentam cor cinza escuro, com pontuações pretas e brancas, típicas dos granodioritos. Variações mais rosadas

e esverdeadas também ocorrem (Fig. 3.6C). A granulação é predominantemente média, equigranular ou porfirítica, podendo chegar a inequigranular grossa. São predominantemente maciças, mas mostram eventual foliação magmática e até tectônica localizada. Enclaves microgranulares também são observados.

A composição petrográfica predominante é de granodiorito, com variações para tonalito, monzogranito e raro quartzo-monzodiorito (Fig. 3.7). Alguns corpos mais rasos, aplíticos e granofíricos são relacionados a essa unidade (ver litogeoquímica).

A assembléia mineralógica é formada por plagioclásio (40-50%), quartzo (20-30%), feldspato alcalino (20%). O mineral máfico predominante é a biotita (4-15%), mas ocorrem também termos com anfibólio, em geral com percentual mais expressivo (15-35%). Os termos aplíticos e granofíricos são portadores de anfibólio. Os dois minerais máficos não ocorrem em conjunto, exceto em casos de alteração do anfibólio para biotita. Titanita, apatita, zircão, minerais opacos e rara allanita são fases acessórias. A titanita e minerais opacos, por vezes, atingem individualmente 2% do total da amostra. Sericita, clorita, epidoto e, localmente, calcita e prehnita, são minerais de alteração que afeta regionalmente a unidade.

A textura predominante é a granular subédrica (Fig. 3.6D), caracterizada pelo arranjo de prismas subédricos a euédricos de plagioclásio e de feldspato alcalino com cristais de quartzo anédricos e agregados de minerais máficos. Nos termos mais grossos, os interstícios entre cristais de plagioclásio são preenchidos por grãos anédricos de quartzo, microclínio e lamelas de biotita. O mesmo ocorre nos termos porfiríticos, que apresentam fenocristais subédricos de plagioclásio, com até 10 mm na maior dimensão. Tanto os fenocristais de plagioclásio como os cristais menores mostram zonação composicional, o que é ressaltado pela alteração pós-magmática, mais efetiva nas porções interiores dos cristais.

O quartzo comumente apresenta extinção ondulante, bordas serrilhadas e, às vezes, forma agregados policristalinos. O feldspato alcalino é o microclínio. O microclínio apresenta-se normalmente anédrico, e às vezes com discretas micropertitas em lamelas. Biotita ocorre em lamelas e em agregados, em geral sem orientação preferencial. Uma orientação,

entretanto, é observada em algumas amostras, juntamente com feições deformacionais no quartzo indicando um caráter protomilonítico localizado. Os cristais de anfibólio formam agregados, apresentam contatos mútuos com junções tríplexes, e geralmente contêm inclusões de quartzo com formas poligonais. Minerais opacos são anédricos a subédricos e freqüentemente mostram coroas de titanita.

Uma amostra desta unidade foi datada anteriormente por Klein & Moura (2003) pelo método da evaporação de Pb em monocristais de zircão. Essa datação forneceu uma idade de 2152 ± 3 Ma com apenas um cristal de zircão, de modo que deve ser tomada com cautela. Naquele trabalho, Klein & Moura (2003) atribuíram a amostra ao Granito Areal. No detalhamento efetuado no presente trabalho, observou-se que o corpo datado pertence, na verdade, à unidade Granodiorito Igarapé Bom Jesus.

3.4.3 – Granito Areal (PP2 γ tar)

O Granito Areal foi definido por Pastana (1995) como parte integrante da Suíte Intrusiva Tromai, consistindo em um único *stock* composto por sienogranitos e monzogranitos e localizado na porção central-oeste da Folha Cândido Mendes. Entretanto, aquela área cartografada mostra-se bastante exagerada, sendo parte dela ocupada por rochas do Grupo Aurizona, conforme já apontado por Klein *et al.* (2002), e pelos outros tipos de granitóides mapeados na Folha Cândido Mendes. Dados de campo, petrográficos e geoquímicos obtidos neste estudo reduzem ainda mais a área aflorante do Granito Areal, pois parte do que era anteriormente associado a esse litodema, possui características distintas que permitiram a sua reunião em outra unidade, o Granito Negra Velha, aqui proposto.

Ficam definidos como pertencentes ao Granito Areal pequenos corpos intrusivos de granitos equigranulares a inequigranulares finos, de coloração rosa (Fig. 3.6E). Esses granitóides não são foliados, exceto quando cortados por discretas zonas de cisalhamento, o que foi observado nos garimpos Areal e Ouricuri, onde também se encontram fortemente alterados hidrotermalmente.

Petrograficamente a unidade tem no monzogranito, o tipo predominante, ocorrendo também sienogranito

e quartzo-sienito (Fig. 3.7). A fase mineral dominante é o microclínio (30-50%), seguida de plagioclásio (25-40%) e/ou quartzo (20-30%). Os feldspatos mostram freqüentemente epidoto, sericita e, mais raramente, calcita como produtos de alteração. Biotita é o mineral máfico característico, mas ocorre com baixos teores (até 3-5%) estando às vezes cloritizada. Pirita, magnetita, zircão, titanita, apatita e allanita são fases acessórias.

A textura granular anedral a subedral média é ubíqua, sendo definida por cristais anédricos a subédricos de plagioclásio, microclínio e quartzo em contato mútuo (Fig. 3.6F). O plagioclásio forma sempre os maiores cristais (5 mm) que, por vezes, mostram zoneamento composicional e bordas mirmequíticas. As lamelas de biotita formam pequenos agregados sem orientação preferencial e estão freqüentemente alteradas para clorita e sericita.

Dois amostras relacionadas ao Granito Areal foram datadas anteriormente (Klein & Moura, 2001, 2003) pelo método da evaporação de Pb em monocristais de zircão. Uma delas, localizada na vila do Areal, que empresta o nome à unidade, forneceu idade de 2149 ± 4 Ma e a segunda amostra, coletada fora da Folha Cândido Mendes na margem do rio Maracaçumé, mas imediatamente ao sul do limite da folha, revelou idade de 2163 ± 3 Ma.

3.4.4 – Microgranitos

Algumas ocorrências de rochas de granulação fina, às vezes aplítica e granofírica (Figs. 3.6G e H), e composição granítica foram identificadas em vários pontos da área. São constituídas por biotita e/ou anfibólio. Suas características petrográficas e geoquímicas (ver capítulo 4) são compatíveis tanto com a unidade Igarapé Bom Jesus como com o Granito Areal, não havendo uma definição clara quanto ao seu posicionamento. Essas rochas não são individualizadas em mapa, mas estão englobadas na unidade predominante no seu local de ocorrência.

3.5 – FORMAÇÃO RIO DIAMANTE (PP2 α di)

A ocorrência de rochas vulcânicas ácidas na área da Folha Cândido Mendes foi reportada por Costa *et al.* (1977) e Pastana (1995). Contudo, estas rochas nunca

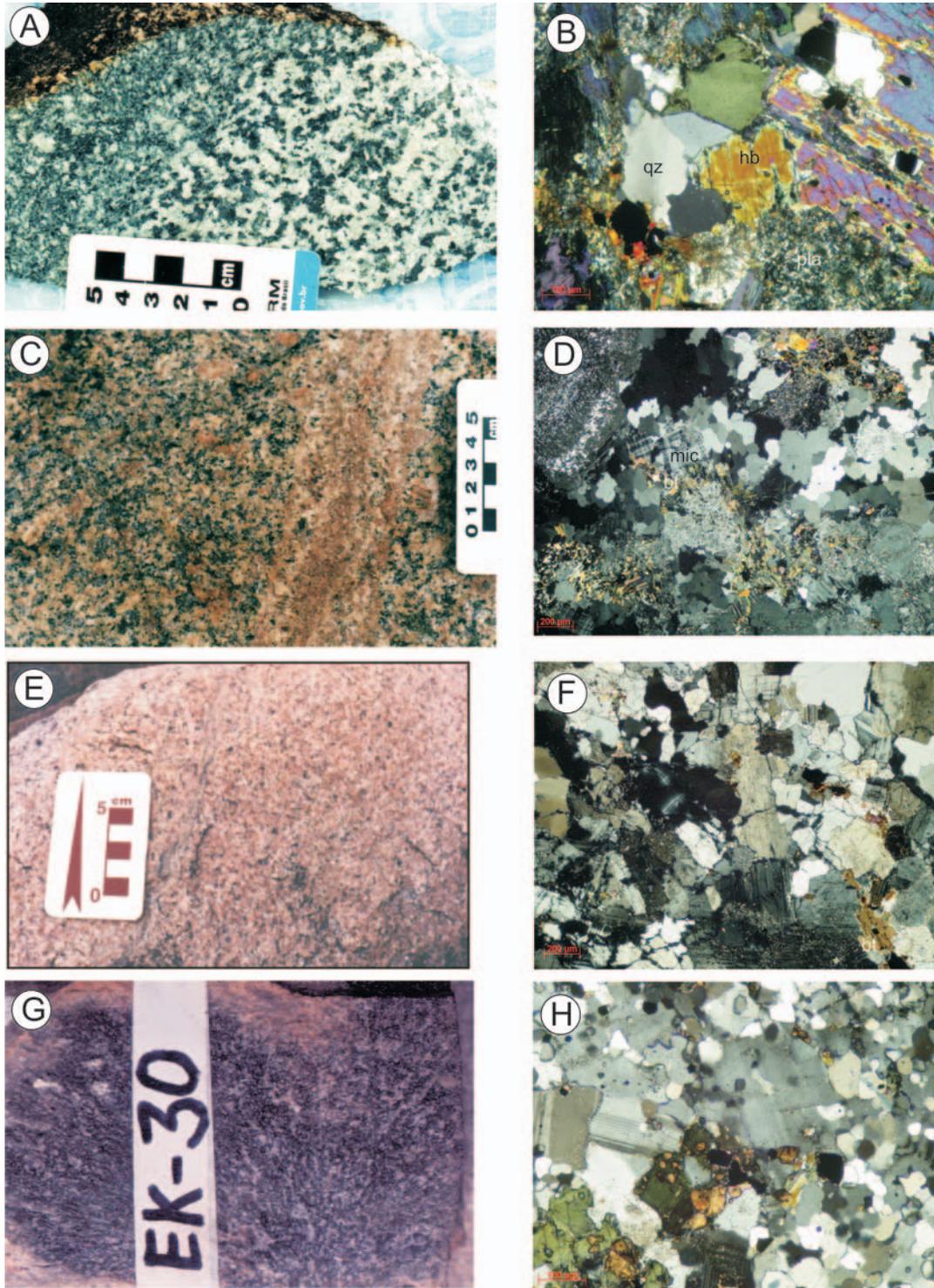


Figura 3.6 - Aspectos mesoscópicos e microscópicos de rochas granitóides da Suíte Intrusiva Tromaí. (A) Diorito e (B) fotomicrografia de tonalito (Tonalito Cavala); (C) monzogranito da unidade Granodiorito Igarapé Bom Jesus com veio de Granito Areal e (D) fotomicrografia de granitóide da unidade Granodiorito Bom Jesus. (E) Afloramento e (F) fotomicrografia de sienogranito do Granito Areal em sua área tipo. (G) Amostra de mão e (H) fotomicrografia de microgranito das “intrusões rasas”. qz: quartzo, mic: microclínio, pla: plagioclásio, hb: hornblenda, bt: biotita.

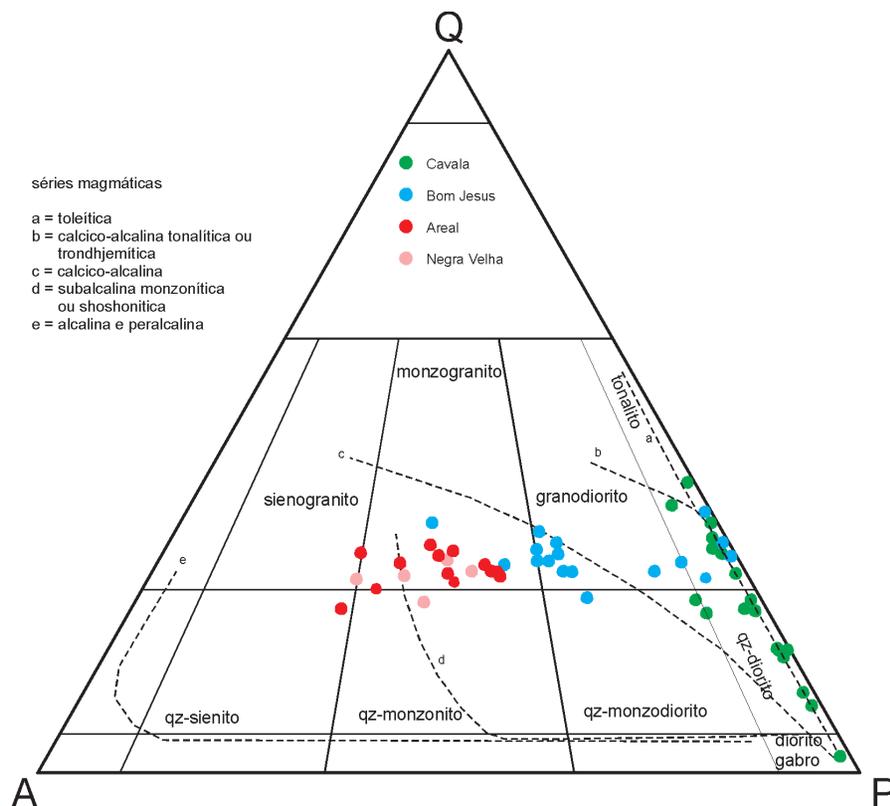


Figura 3.7 - Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) para as rochas granitóides da Folha Cândido Mendes. Séries granitóides (a-e) segundo Lameyere & Bowden, 1982 e Bowden et al. 1984.

foram individualizadas em mapas e eram englobadas na suíte Tromaí. Neste trabalho foi possível a cartografia destas rochas vulcânicas, cuja ocorrência limita-se à porção sudeste da folha (Fig. 3.2), onde afloram comumente em áreas de campos naturais entre os rios Diamante e Santa Cruz do Estandarte. Essas mesmas rochas continuam aflorando para o sul, fora da folha, ao longo do Rio Cocal. Sendo a unidade Tromaí uma suíte intrusiva, as rochas vulcânicas aqui individualizadas são englobadas em unidade distinta, aqui definida como Formação Rio Diamante.

As rochas vulcânicas da Formação Rio Diamante formam predominantemente derrames e secundariamente depósitos vulcanoclásticos. Em afloramento (Fig. 3.8A) ocorrem como rochas maciças ou, mais raramente, mostrando estrutura de fluxo subhorizontal, o que é ressaltado nos casos em que as rochas encontram-se mais intemperizadas. Fraturas e até zonas de cisalhamento rúptil são bastante comuns. As fraturas estão predominantemente orientadas segundo N60-65°W;85NE e as zonas de cisalhamento rúptil têm orientações submeridianas, com direções variando de N10°W a N10°E e mergulhos para sudoeste e nordeste, respectivamente. Não foram visualizadas relações de contato, mas entende-se que

reposem discordantemente sobre os granitóides da Suíte Intrusiva Tromaí.

A coloração das rochas é cinza-escuro (Fig. 3.8B), com tonalidades esverdeadas a azuladas e texturalmente são rochas porfiríticas. Com base no conteúdo e tipo de fenocristais foram descritos riolitos e dacitos em proporções similares, e tufos dacíticos. Os riolitos e dacitos contêm fenocristais de plagioclásio, quartzo e, mais raramente, de microclínio dispersos em matriz microcristalina (Fig. 3.8C). Os fenocristais de feldspato são, em geral, euédricos e os de quartzo, embainhados. A matriz quartzo-feldspática também contém diminutas lamelas de biotita fina mais ou menos cloritizada, por vezes orientadas, o que define o fluxo magmático. As rochas são freqüentemente cortadas por microvênulas preenchidas por proporções variáveis de quartzo, calcita, epidoto, clorita, stilpnomelano e sulfeto. Disseminações de pirita são comumente visíveis em amostras de mão. Tanto as microvênulas como as disseminações de sulfeto são provavelmente resultantes de alteração hidrotermal tardia. Os principais acessórios são apatita, titanita, zircão e opacos.

Os tufos são compostos por fenocristais de plagioclásio, quartzo e fragmentos angulosos de rochas vulcânicas, dispersos em matriz micro a criptocristalina.

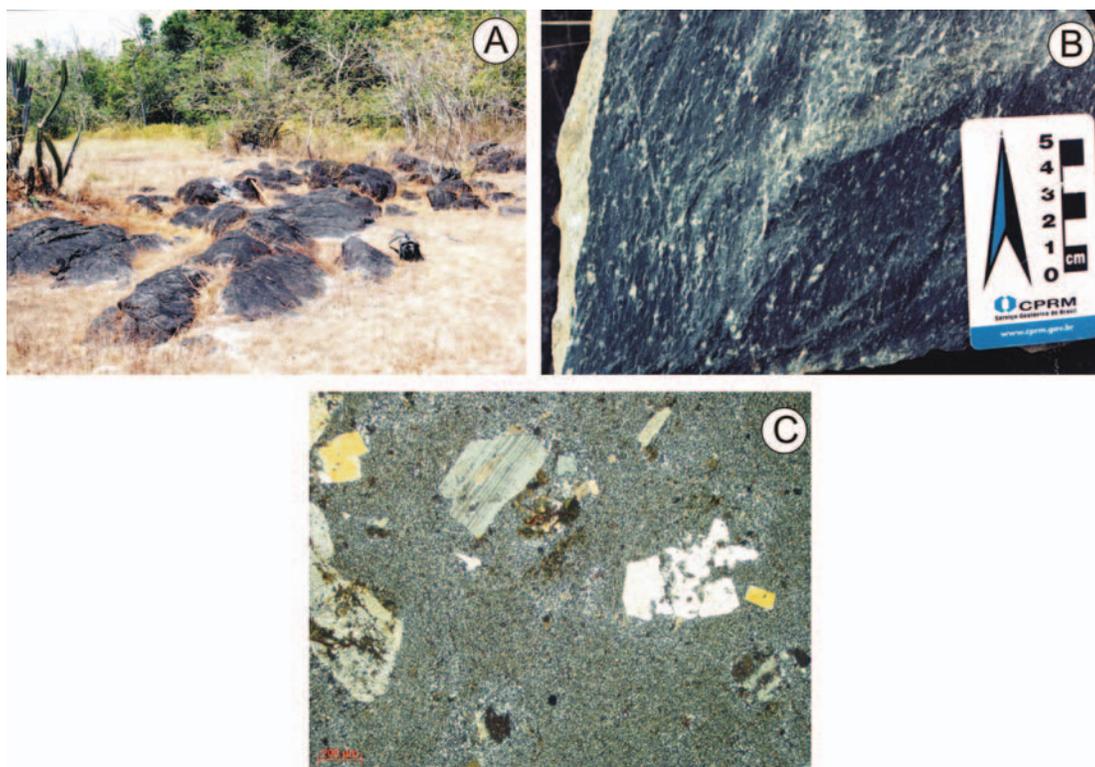


Figura 3.8 - Aspectos das rochas vulcânicas da Formação Rio Diamante. (A) em afloramento e (B) em amostra de mão. (dacito pórfiro - Estação EK-179). (C) Fotomicrografia da mesma amostra mostrando fenocristais de quartzo e plagioclásio imersos em uma matriz quartzo-feldspática microcristalina.

A matriz é quartzo-feldspática e rica em biotita, à semelhança do que ocorre com as rochas dos derrames. Essa biotita ocorre concentrada formando linhas irregulares com aspecto convoluto, como possível resultado de fluxo magmático. Também são observados grãos bem arredondados de quartzo com tamanho médio e vênulas preenchidas por quartzo e sericita. As rochas descritas não apresentam evidência de metamorfismo nem de deformação intracristalina nos fenocristais, constituindo-se em rochas ígneas.

Análise geocronológica em zircão efetuada neste projeto (vide capítulo 5) definiu idade de 2160 ± 7 Ma para um dacito pórfiro da Formação Rio Diamante.

3.6 – GRANITO NEGRA VELHA (PP2 γ nv)

A unidade Granito Negra Velha é aqui proposta para englobar dois corpos de granitóides que eram anteriormente incluídos no Granito Areal, mas que apresentam características petrográficas, assinatura geoquímica e idade completamente distintas da Suíte Intrusiva Tromai (ver capítulos 4 e 5). As melhores exposições da unidade encontram-se às margens do igarapé Negra Velha onde forma pequenos campos de matações, blocos e lajeiros. O principal pluton aflora na

porção centro-sudoeste da Folha Cândido Mendes. Sua maior dimensão possui cerca de 8 km e está orientada segundo a direção NE-SW. Um corpo menor aflora imediatamente ao norte da cidade de Godofredo Viana (Fig. 3.2).

As rochas do Granito Negra Velha apresentam coloração rósea a acinzentada e as mesmas são sempre maciças em escala mesoscópica. Texturalmente são rochas porfíricas de granulação média a grossa, com fenocristais de feldspato alcalino de até três centímetros de comprimento (Fig. 3.9A). Localmente são inequigranulares. Neste aspecto textural, diferencia-se parcialmente do Granito Areal, que raramente é porfírico.

O tipo petrográfico predominante é o monzogranito, ocorrendo também sienogranito e quartzo-monzonito, composições similares às do Granito Areal (Fig. 3.7). A mineralogia essencial é constituída por feldspato alcalino (30-45%), plagioclásio (25-35%) e quartzo (20-25%). O mineral máfico pode ser a biotita (predominante) ou o anfibólio, ambos ocorrendo com teor inferior a 10%. Não foi verificada a ocorrência conjunta desses dois minerais em uma mesma amostra, exceto no caso de alteração de anfibólio para biotita. Titanita é o principal mineral acessório, chegando

localmente a alcançar teor de 1%, além de zircão, apatita, allanita e minerais opacos. Turmalina, fluorita, não detectados em outros tipos de granitóides, rutilo e, possivelmente, topázio, encontram-se também presentes em percentuais muito subordinados. Epidoto, clorita, sericita e rara calcita ocorrem como minerais de alteração dos feldspatos e dos minerais máficos.

A textura predominante é a granular subedral, média a grossa, com cristais subédricos de plagioclásio em contato com cristais anédricos de microclínio (às vezes pertítico) e quartzo (Fig. 3.9B), e lamelas de biotita ou agregados de anfibólio. Esses agregados de minerais máficos contêm também minerais opacos e outros acessórios.

Dados geocronológicos em zircão (Klein et al., 2008b), embora carecendo de maior precisão, indicam claramente idade entre 2056-2076 Ma para o Granito Negra Velha.

3.7 – UNIDADE VULCÂNICA ROSILHA (PP32 α ro)

Rochas vulcânicas e vulcanoclásticas, com aspectos mesoscópicos e petrográficos similares aos das rochas da Formação Rio Diamante, foram descritas na porção central da Folha Cândido Mendes, na área do igarapé e garimpo Rosilha, entre os garimpos Caxias e Pedra de Fogo. Não foram encontrados afloramentos contínuos dessas rochas, mas sim, uma sucessão de blocos decimétricos das mesmas. Melo (2000), em um mapa esquemático, chamou a atenção para a existência de rochas vulcânicas nessa região e as designou de Formação Rosilha. Entretanto, não foi apresentada qualquer caracterização destas rochas ou da unidade. Inclusive, a área apresentada como de afloramento da unidade, engloba também rochas metamórficas que

fazem parte do que aqui foi inserido no Grupo Aurizona (formações Pirocaua e Ramos).

As rochas vulcânicas e vulcanoclásticas não metamorfizadas são aqui descritas com a denominação informal de Unidade Vulcânica Rosilha pelo fato de não ter sido possível uma caracterização adequada de sua ocorrência, muito embora tenham sido individualizadas tentativamente no mapa geológico. Apesar da semelhança com a Formação Rio Diamante, incluindo alguns aspectos químicos, há uma predominância de rochas tufáceas na unidade Rosilha e os dois conjuntos de rochas vulcânicas apresentam algumas diferenças geoquímicas e na composição isotópica do Nd significativas. Diferenças ainda maiores são observadas em relação às rochas da Unidade Vulcânica Serra do Jacaré (ver capítulos 4 e 5).

Petrograficamente, as rochas vulcânicas Rosilha foram classificadas como riolito, dacito, tufo lítico e tufo de cristal. Riolitos e dacitos são rochas cinzentas e porfíricas (Fig. 3.10), com fenocristais de plagioclásio, muitas vezes substituído por sericita, epidoto, clorita e calcita. Fenocristais anédricos de quartzo também estão presentes. Uma matriz microcristalina composta por quartzo, feldspatos e aglomerados de pequenos cristais de anfibólios, às vezes alinhados, envolve os fenocristais. Zircão e apatita são reconhecidos como fases acessórias.

Os tufos líticos apresentam textura fragmentária definida por fragmentos de rocha vulcânica e de fenocristais de plagioclásio (70%) e de quartzo (30%) em meio a uma matriz quartzo-feldspática microcristalina com disseminações de mineral opaco e minerais de alteração. Os fragmentos (em torno de 4 mm) possuem a mesma composição da matriz. Os fenocristais de plagioclásio possuem zoneamento composicional, são

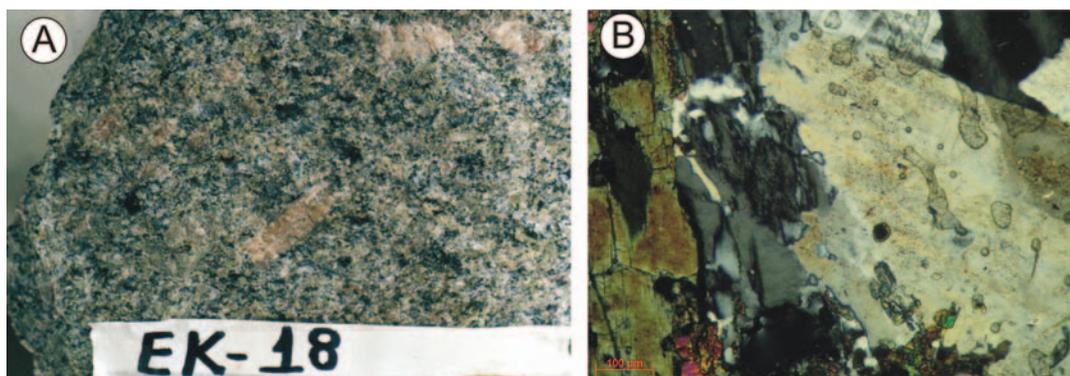


Figura 3.9 - (A) aspecto mesoscópico e (B) microscópico do Granito Negra Velha.

turvos e parcialmente substituídos por sericita, epidoto e clorita. Fenocristais de quartzo ocorrem com feições de corrosão (*embayment*), ora quebrados. Não há indícios aparentes de metamorfismo e deformação.



Figura 3.10 - Aspecto mesoscópico de dacito da Unidade Vulcânica Rosilha.

Alguns exemplares mostram textura de difícil definição, ou porfirítica ou fragmentária, podendo representar rocha vulcânica ou tufo de cristal. Apresentam fenocristais de quartzo e plagioclásio, às vezes de feldspato potássico e biotita, em meio a uma matriz quartzo-feldspática microscópica. A relação entre fragmentos/fenocristais e matriz é variável. Os fenocristais raramente são euédricos, geralmente ocorrem quebrados e com formas cuspidadas, o plagioclásio com zoneamento composicional e o quartzo com corrosão magmática. A matriz contém porções mais claras que podem representar fragmentos de rocha vulcânica de mesma composição, mas com granulação mais fina (possíveis *shards* desvitrificados) e estrutura de fluxo irregular ou com dobras convolutas. Também não apresentam evidências de metamorfismo e deformação.

Uma tentativa preliminar de datação de amostra desta unidade (Klein et al., 2008a) mostrou sete cristais de zircão que forneceram sete idades distintas, entre 1920 ± 9 Ma e 2068 ± 7 Ma, não sendo possível a definição de uma idade. Assume-se que essas rochas vulcânicas tenham-se formado em algum momento deste intervalo de tempo, sendo tentativamente posicionadas entre os períodos Orosiriano e Riaciono.

3.8 – MICROTONALITO GARIMPO CAXIAS (PP3 γ cx)

A denominação Microtonalito Caxias foi informalmente referida por Leão Neto (1993) e adotada por Klein *et al.* (2002) para descrever o ainda pobremente

entendido corpo que hospeda a mineralização aurífera no garimpo Caxias. Sua forma ígnea e dimensões não são conhecidas, visto ter sido identificado através de escavações realizadas em área mineralizada, podendo representar um dique relativamente espesso que corta xistos do Grupo Aurizona. Um corpo desta unidade é tentativamente cartografado neste trabalho, tendo sua denominação redefinida para Microtonalito Garimpo Caxias, a fim de evitar a duplicidade no nome da unidade já existente na literatura.

Segundo Klein *et al.* (2002) o Microtonalito Garimpo Caxias é uma rocha equigranular e maciça, mas orientada nas proximidades de zonas de cisalhamento. Possui cor cinza azulada a verde, quando afetado por hidrotermalismo em larga escala. Mineralogicamente é composto por plagioclásio, quartzo, raro feldspato potássico e biotita. O plagioclásio forma prismas alongados com maclas algo encurvadas e está parcialmente coberto por finas palhetas de sericita ao longo dos planos cristalográficos. Com maior grau de alteração hidrotermal apenas relictos de cristais de plagioclásio são identificados, estando quase inteiramente pseudomorfizados e recobertos por carbonato, sericita e epidoto. O quartzo é anédrico e límpido, mostrando extinção ondulante variável. A biotita é importante volumetricamente e ocorre como palhetas alongadas e aleatórias, com coloração marrom pálido a verde, quando alterada para clorita. Epidoto, clorita, sericita, carbonato e pirita são minerais de alteração e zircão e apatita são fases acessórias.

Klein *et al.* (2002) determinaram idade de 1985 ± 4 Ma (evaporação de Pb em monocristais de zircão) para uma amostra desta unidade, o que a posiciona no período Orosiriano da era Paleoproterozóica.

3.9 – DIABÁSIO LARANJAL (TJ μ lj)

A ocorrência de diques de diabásio nas proximidades da Folha Cândido Mendes foi anteriormente reportada por Costa *et al.* (1977), que englobaram essas rochas na unidade Suíte Intrusiva Laranjal. Costa *et al.* (1977) posicionaram a unidade no Mesozóico, por correlação com diques de composição similar aflorantes no Estado do Amapá (Diabásio Cassiporé).

No presente trabalho foram identificadas rochas petrograficamente classificadas como diabásio a microgabro cujas ocorrências concentram-se na porção centro-oriental da Folha Cândido Mendes, nas proximidades do Garimpo Poeira, entre Estiva e Luís Domingues, na Serra do Jacaré e entre Godofredo Viana e Aurizona. Em nenhum dos afloramentos visitados foi possível determinar a forma de ocorrência e a extensão dessas rochas. Supõe-se que sejam diques, visto o seu aspecto petrográfico e porque os afloramentos não apresentam continuidade lateral. Estes diabásios são aqui englobados na unidade Diabásio Laranjal, nome mais apropriado do que suíte intrusiva.

Os diabásios são rochas maciças, de coloração cinza-escura a preta e apresentam textura fanerítica equigranular fina a média. São compostos predominantemente por quantidades similares (40-50%) de plagioclásio (labradorita) e clinopiroxênio (augita, titano-augita), com disseminações de minerais opacos (2-5%) que, em alguns casos, foram definidos como sendo pirita. Parte dos exemplares examinados apresenta percentuais menores (em torno de 3-5%) de olivina. Raros cristais de ortopiroxênio foram identificados em apenas uma amostra. Quartzo, feldspato alcalino e rara apatita são fases acessórias. Minerais de alteração incluem sericita, epidoto e calcita (sobre o plagioclásio), e biotita, clorita e anfibólio (sobre o piroxênio ou olivina).

plagioclásio em contato mútuo e contendo, em seus interstícios, cristais anédricos de piroxênio e, mais raramente, de mineral opaco. Também é importante a textura granular subofítica, caracterizada por cristais euédricos de plagioclásio parcialmente inclusos em grãos anédricos de clinopiroxênio (Fig. 3.11). Intercrescimento gráfico entre quartzo e feldspato alcalino é por vezes observado, com os minerais ocupando os espaços intergranulares deixados por plagioclásio e piroxênio.

Não há dado geocronológico para o Diabásio Laranjal. Contudo, esse tipo de magmatismo básico é abundante na Bacia do Parnaíba, sendo considerado parte da Província Magmática do Atlântico Central (CAMP – *Central Atlantic Magmatic Province*; Marzoli *et al.*, 1999), que envolve também ocorrências nos crátons Amazônico e Oeste da África. Na Bacia do Parnaíba esse magmatismo básico ocorre como diques e sills de diabásio e raros derrames (Formação Mosquito). Idades K-Ar e Ar-Ar para esse magmatismo básico encontram-se em torno de 200 Ma (Thomas Filho *et al.*, 2000) e Marzoli *et al.* (1999) dataram sills da Formação Mosquito por Ar-Ar, encontrando idades de $190,5 \pm 1,6$ Ma e $198,5 \pm 0,8$ Ma. Essas idades situam-se no limite entre o Triássico Superior e o Jurássico Inferior. Por correlação, assume-se que a colocação do Diabásio Laranjal ocorreu em torno desse limite temporal.

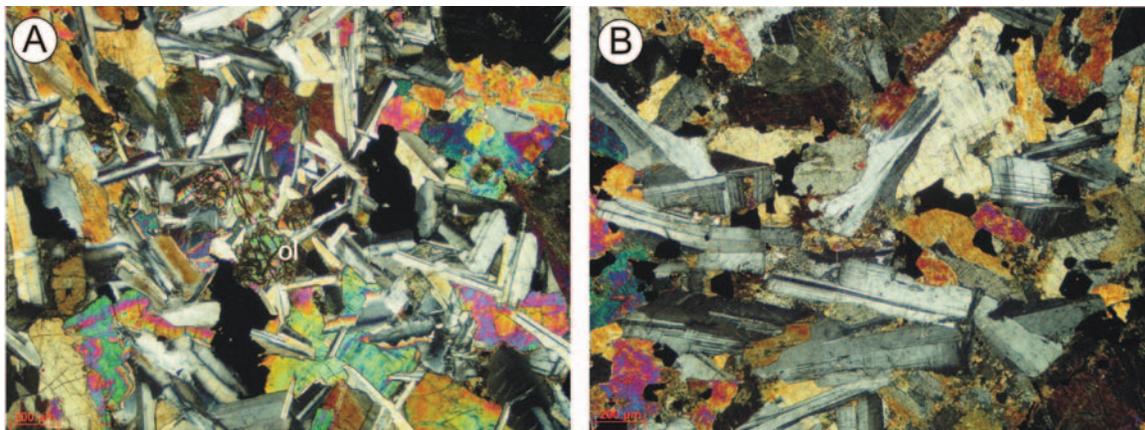


Figura 3.11 - Fotomicrografias de diabásios da unidade Diabásio Laranjal. (A) olivina-diabásio de baixo Ti com textura granular subofítica; (B) augita-diabásio de alto-Ti com textura intergranular. ol: olivina

Petrograficamente essas rochas são classificadas como augita-diabásios e diabásios portadores de olivina (olivina-diabásio). A textura dominante é a intergranular, definida por cristais prismáticos subédricos de

3.10 – FORMAÇÃO ALCÂNTARA (Kal)

A Formação Alcântara foi definida por Cunha (1968) a partir de fotointerpretação e análise de perfis de

sondagem e foi posteriormente cartografada por Costa *et al.* (1977). Na Folha Cândido Mendes a Formação Alcântara não é mapeável, mas registros pontuais de calcário, ocorrendo em meio à sedimentação quaternária litorânea, foram feitos por Costa *et al.* (1977) que os associaram a esta unidade. Devido ao potencial econômico desse calcário, essas ocorrências estão destacadas no mapa geológico com simbologia pontual específica.

A Formação Alcântara é parte integrante do Grupo Itapecuru, unidade pertencente à Bacia de São Luís, que passa a aflorar imediatamente a leste da Folha Cândido Mendes. A unidade é constituída por (Fig. 3.12) arenitos, argilitos e calcário esbranquiçado, às vezes dolomítico (Costa *et al.*, 1977; Rossetti, 2000), relacionados a ambientes de intramaré (*shoreface*), intermaré (*foreshore*), canal de maré, laguna e delta de maré cheia (*washover*) (Rossetti, 2000). A presença de fósseis de quelônios Pleurodira posiciona a unidade no Albiano-Cenomaniano (~96 Ma) do Período Cretáceo (Moraes-Santos *et al.*, 2001).

3.11 – GRUPO BARREIRAS (ENb)

Os sedimentos e rochas sedimentares que formam falésias junto à costa Atlântica brasileira são historicamente designados de Barreiras. Esse mesmo nome passou a ser utilizado formalmente, tanto na categoria de Formação como de Grupo.

Junto ao limite oeste da Folha Cândido Mendes (Fig. 3.2) ocorrem sedimentos que foram associados por Pastana (1995) à unidade Barreiras, o que é mantido neste trabalho, embora os mesmos não tenham sido aqui estudados. Na Folha Cândido Mendes esta unidade recobre discordantemente os granitóides da Suíte Intrusiva Tromai e é recoberta por depósitos de mangue recentes. Pastana (1995) descreveu o conteúdo litológico desta unidade como composto por conglomerados oligomíticos, arenitos diversos e pelitos, interpretados como depositados em ambiente continental fluvial a deltáico e parcialmente influenciado por marés (Fig. 3.13). A espessura máxima da unidade raramente ultrapassa 40 m (Rossetti & Góes, 2004).

Estudos palinológicos e o conteúdo fossilífero, além das relações estratigráficas com rochas de outras unidades, indicam deposição predominante no Mioceno

(Neógeno), mas podendo ter-se iniciado no final do Oligoceno (Paleógeno) (Rossetti, 2000; Leite, 2004; Távora *et al.*, 2004).

3.12 – FORMAÇÕES SUPERFICIAIS (N23, N3, N4)

O mapeamento das formações superficiais intempéricas e das formações litorâneas na Folha Cândido Mendes foi desenvolvido por meio da interpretação de imagens de sensores remotos (Landsat TM, Radarsat e Modelo Digital de Terreno), acompanhado de trabalhos de campo.

As Formações Superficiais da Folha Cândido Mendes (Fig. 3.14) podem ser classificadas como; 1) Formações Superficiais Intempéricas e 2) Depósitos Sedimentares Inconsolidados. Essas formações se relacionam, direta ou indiretamente, à preservação ou erosão (parcial ou total) do manto intempérico instalado sobre o substrato rochoso. São constituídas por um manto desenvolvido *in situ*, caracterizado por um perfil instalado sobre a rocha sã. Os Depósitos Sedimentares Inconsolidados consistem em sedimentos erodidos, transportados e depositados, parte dos quais pode ter sido cimentada posteriormente.

3.12.1 – Formações superficiais intempéricas

As Formações Superficiais Intempéricas ocupam preferencialmente as porções topograficamente mais altas (Fig. 3.15). O perfil intempérico típico consiste em dois componentes principais, o saprolito e o pedolito, diferenciados pela sua fábrica (Fig. 3.16). O saprolito é a unidade basal do perfil intempérico que manteve a fábrica original da rocha caracterizada pelo arranjo dos constituintes minerais primários da rocha que lhe deu origem. Sua base é o contato com a rocha sã que forma o *front* de intemperismo. O contato entre o saprolito e o pedolito é identificado como *front* de pedoturbação (Nahon, 1991) (Fig. 3.16). O pedolito é constituído por horizonte mosqueado e crosta ferruginosa. Localmente são observados latossolos areno-argilosos sobre o horizonte mosqueado ou sobre a crosta ferruginosa.

Nem todas as unidades presentes no perfil intempérico puderam ser mapeadas na escala deste trabalho; porém, uma descrição sucinta de cada uma delas será feita, de forma a ilustrar sua interdependência.

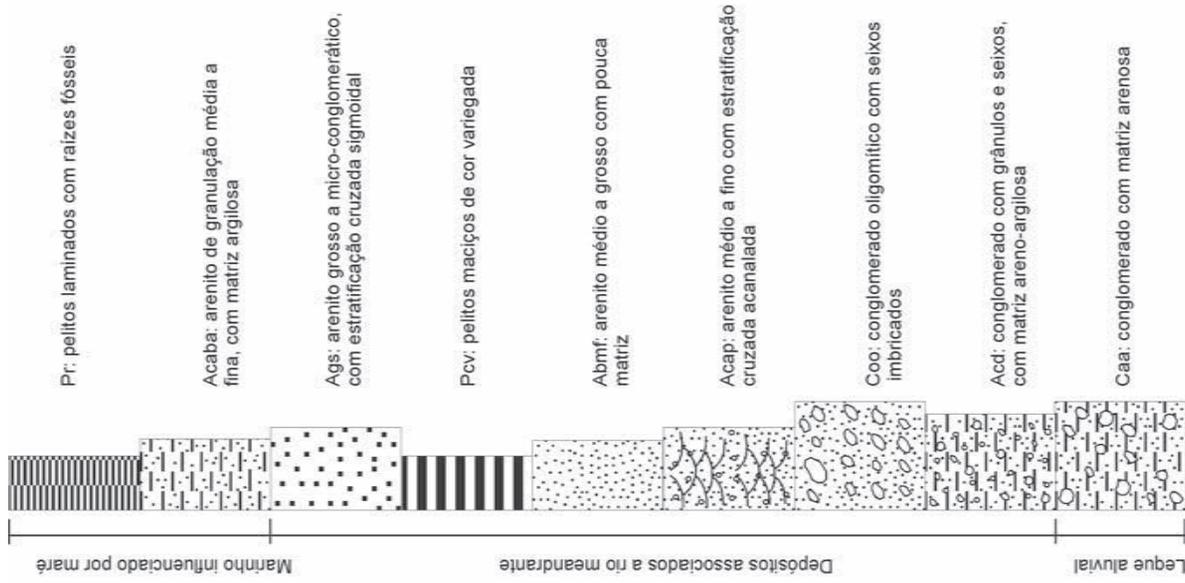


Fig. 3.13 - Perfil esquemático e genérico do Grupo Barreiras para a região noroeste do Maranhão com base nas litofácies descritas por Pastana (1995). Sem escala vertical.

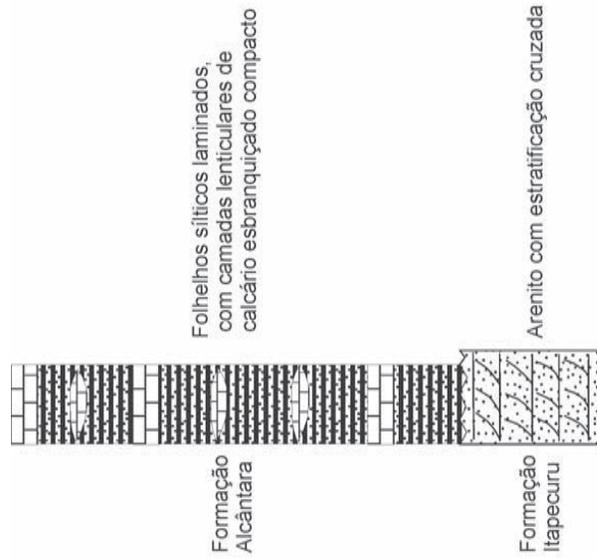


Fig. 3.12 - Perfil esquemático e genérico da Formação Alcântara para a área da Folha Cândido Mendes, com base nas descrições de Costa et al. (1977). Sem escala vertical.

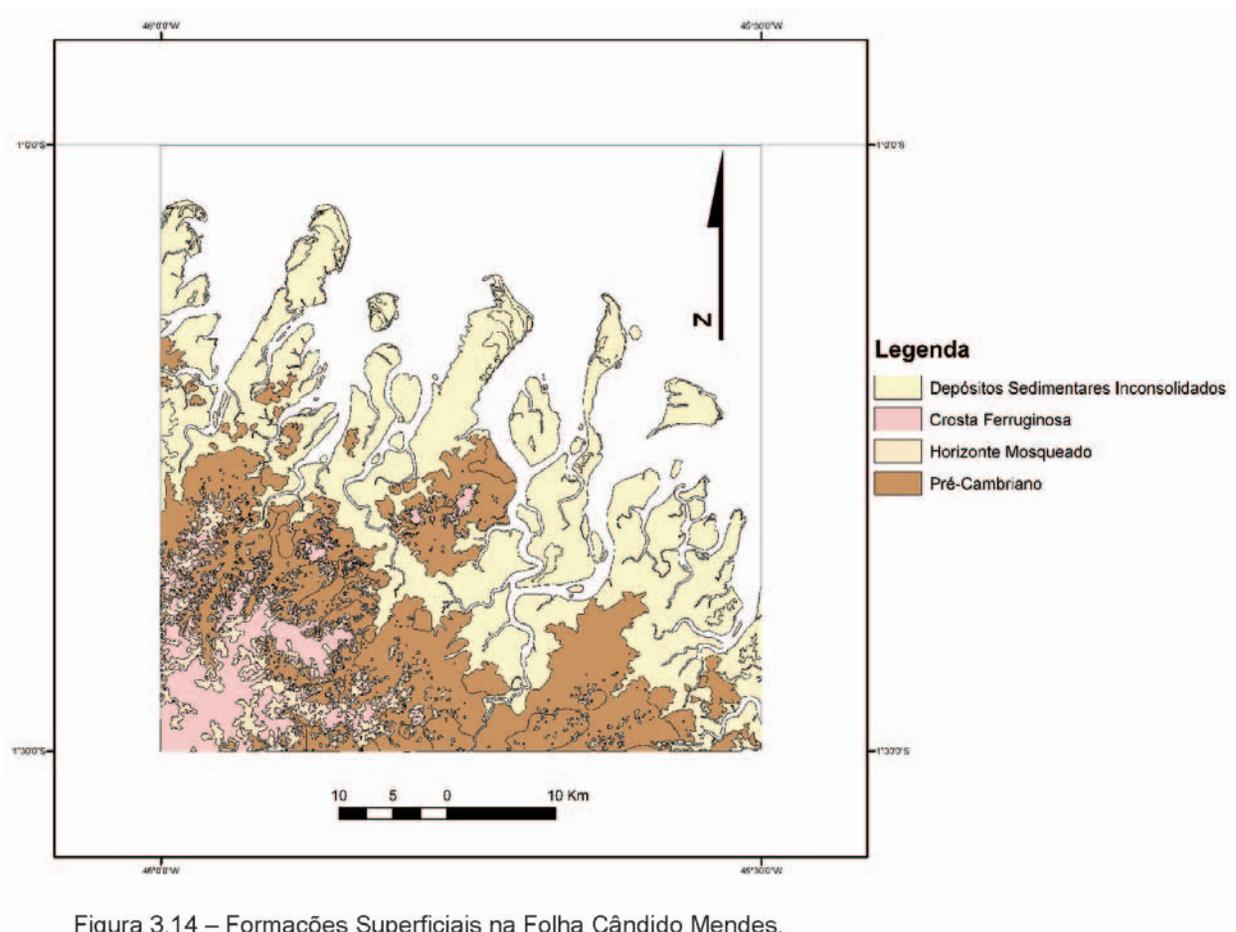


Figura 3.14 – Formações Superficiais na Folha Cândido Mendes.

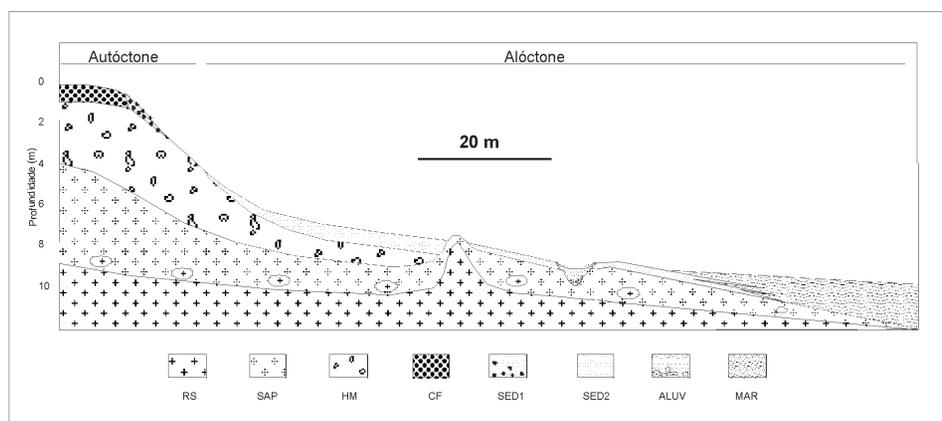


Figura 3.15 – Perfil esquemático das Formações Superficiais, onde: RS = Rocha Sã; SAP = Sapolito; HM = Horizonte Mosqueado; CF = Crosta Ferruginosa; SED1 = Sedimentos Coluvionares; SED2 = Sedimentos Fluviais; ALUV = Aluviões Recentes; MAR = Sedimentos retrabalhados pelo mar.

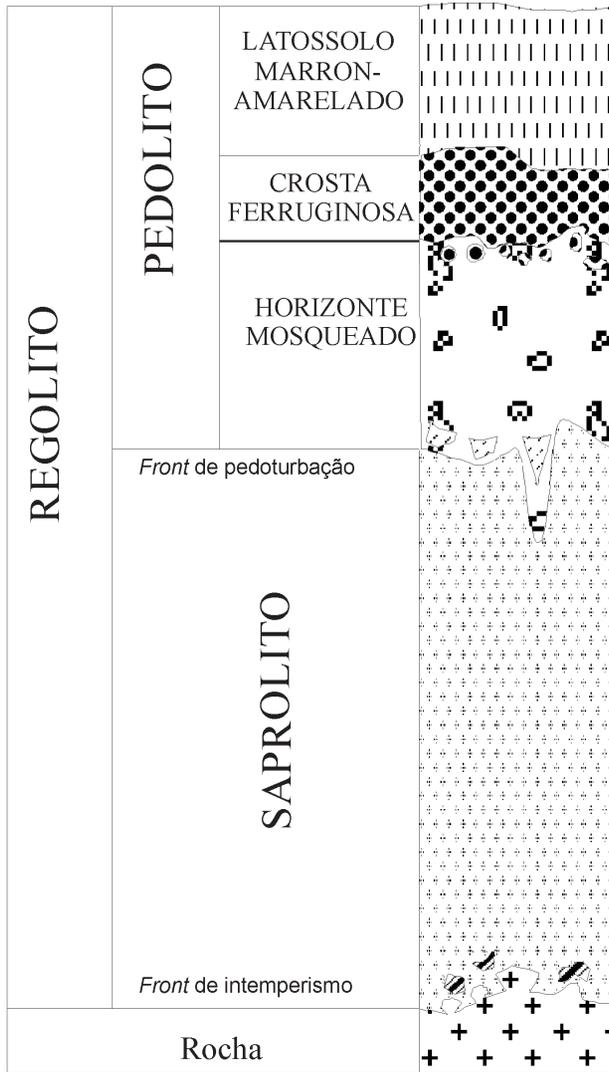


Figura 3.16 – Terminologia de um perfil intemperico genérico.

3.12.1.1 – Saprolito

Unidade não cartografada, o saprolito, nos estágios iniciais do intemperismo, ocorre de duas maneiras principais: 1) pela geração direta de produtos secundários e 2) pela dissolução simples das fases minerais. No primeiro caso há a substituição dos minerais primários por minerais secundários e a estrutura/textura originais da rocha são preservadas. Assim, por exemplo, temos a formação de textura *boxwork* pela substituição da pirita por hematita e goethita. No segundo caso há a dissolução completa e não existem resíduos insolúveis e é o que ocorre, por exemplo, com a calcita.

O saprolito é a rocha-mãe intemperizada, na qual a fábrica (por exemplo, cristais, grãos) da rocha primária, expressa originalmente no arranjo dos minerais primários que compõem a rocha, está preservada. Na sua base, o saprolito apresenta menor grau de transformação e também é denominado de *saprock* (por exemplo, Anand & Paine 2002). Nele o processo de intemperismo é praticamente isovolumétrico, o



Figura 3.17 – Topo so saprolito, garimpo Areal.

que também é mostrado pela observação de veios de quartzo praticamente intactos no topo da unidade (Fig. 3.17). Os minerais primários, em sua maioria, foram transformados total ou parcialmente em caolinita, goethita e hematita; permanecendo intactos apenas os minerais resistentes (zircão, quartzo). O saprolito pode apresentar uma perda progressiva das características da rocha-mãe em direção ao seu topo, conforme aumenta a proporção de argilo-minerais e a cimentação por sílica secundária, aluminossilicatos e óxidos de Fe.

3.12.1.2 – Horizonte mosqueado (N23hm)

Acima do *front* de pedoturbação ocorre o pedolito, cujo primeiro horizonte, na área mapeada, é o mosqueado. A partir deste ponto, para cima do perfil intempérico, atuam processos formadores do solo resultando na perda da fábrica da rocha-mãe e no desenvolvimento de uma nova fábrica através da ação de processos intempéricos não-isovolumétricos (Nahon 1991) (Fig. 3.16).

O horizonte mosqueado é rico em argilominerais de coloração amarelada, que apresenta segregações macroscópicas ferruginosas de coloração avermelhada em contatos que podem variar de abruptos a transicionais (Fig. 3.18). Esses corpos ferruginosos variam em tamanho de poucos milímetros a alguns centímetros. Nesta escala de trabalho não se observou diferença macroscópica entre os horizontes mosqueados instalados sobre rochas diferentes.

3.12.1.3 – Crosta ferruginosa (N23cf)

Reunidos sob a denominação geral de crosta ferruginosa são considerados, além da própria crosta, outros materiais autóctones, como latossolos, facilitando

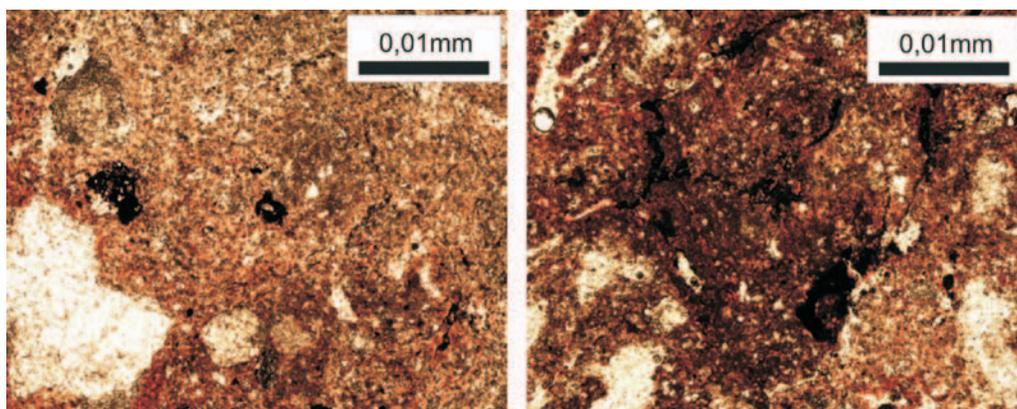


Figura 3.18 – Fotomicrografias das fábricas presentes no horizonte mosqueado mostrando a concentração de hematita em uma matriz fina caolinítica.



Figura 3.19 – Horizonte mosqueado presente nos garimpos Cearazinho (esquerda) e Pedra de fogo (direita).

a representação cartográfica. A crosta ferruginosa propriamente dita, pode ser maciça (*duricrust*), como na serra do Pirocaua (Fig. 3.20A) ou, mais comumente, desmantelada, sendo formada por um cascalho composto por nódulos e pisólitos ferruginosos, como nos garimpos Piaba, Areal, Cavala e Vené (Fig. 3.20B). Mais localmente, a crosta desmantelada pode apresentar fragmentos decimétricos a métricos. Estes materiais normalmente recobrem horizontes mosqueados e saprólitos localmente aflorantes.

Os nódulos e crostas ferruginosos podem ter se desenvolvido sobre diferentes tipos litológicos, ou sobre sedimentos mais jovens que foram cimentados por óxidos de ferro e podem ainda estar presentes sobre materiais transportados, como observado em

sedimentos aluvionares que recobrem rochas vulcânicas no garimpo Pedra de Fogo (Fig. 3.20C).

Também incluídos nesta unidade, os latossolos são constituídos por material areno-silte-argiloso inconsolidado, de coloração marrom claro-alaranjado, originado a partir da crosta ferruginosa, do horizonte mosqueado e/ou do próprio saprólito, dependendo do perfil intempérico existente na sua zona de ocorrência.

3.12.2 – Depósitos sedimentares inconsolidados

Os Depósitos Sedimentares Inconsolidados (Figs. 3.14 e 3.21) são constituídos por áreas onde predominam sedimentos fluviais (não cartografados) e os depósitos litorâneos influenciados pelo regime



Figura 3.20 – Aspectos das formações superficiais na Folha Cândido Mendes. (A) crosta maciça e dismantelada na serra do Pirocaua (estação EK62); (B) nódulos ferruginosos em crosta maciça no garimpo Vené (estação EK127); (C) crosta ferruginosa desenvolvida sobre sedimentos aluvionares que recobrem que recobrem saprólio de rocha vulcânica no garimpo Pedra de Fogo (estação EK177, segundo Larizzati *et al.*, 2005).

de maré. Os depósitos litorâneos da Folha Cândido Mendes ocupam cerca de 40% da área continental e têm configuração típica de uma planície costeira dominada por regime de macromarés (> 4m de amplitude). A planície costeira apresenta uma linha de costa endentada, com uma extensa zona de intermaré, onde domina a sedimentação lamosa, e é recortada por uma intrincada rede de canais de maré, sendo que os mais expressivos têm foz em estuário. Nesta planície foram identificadas quatro unidades morfoestratigráficas (Fig. 3.21): 1) depósitos de cordões litorâneos antigos e 2) atuais, 3) depósitos de mangue, 4) depósitos de pântanos salinos.

3.12.2.1 – Depósitos de cordões litorâneos antigos (N3cl)

Esses depósitos são representados por conjuntos de extensos cordões arenosos subparalelos, com morfologia linear ou encurvada, localizados em

porções interiores das planícies lamosas dos depósitos de mangue ou em contato com os depósitos de cordões litorâneos antigos (Fig. 3.22A). Estes cordões arenosos são parcialmente recobertos por uma vegetação natural esparsa, rasteira ou arbustiva, e são separados entre si por estreitas faixas de depósitos lamosos recobertos por vegetação herbácea, que se assemelham aos depósitos de pântanos salinos (Fig. 3.22B).

Possivelmente, estes cordões arenosos representam antigos depósitos de praias e dunas, similares aos depósitos de *chêniers* descritos na planície costeira do nordeste do Pará (Souza Filho & El-Robrini, 2000), cuja gênese estaria relacionada à retração da linha de costa em curtos períodos com nível do mar transgressivo, seguidos por períodos regressivos com progradação lamosa. Segundo Souza Filho & El-Robrini (2000), nos períodos progradantes estes depósitos eram parcialmente cobertos por sedimentos pelíticos,



Figura 3.21 - Disposição das unidades morfo-estratigráficas individualizadas em imagem Geocover 2000: Depósitos de cordões litorâneos antigos (N3cl). Depósitos de mangue e aluvionar (N4ma). depósitos de cordões litorâneos (N4cl) e depósitos de pântanos salinos (N4ps).

favorecendo o desenvolvimento de pântanos salinos, que hoje estão intercalados aos cordões arenosos.

3.12.2.2 – Depósitos de cordões litorâneos (N4cl)

Nesta unidade morfoestratigráfica foram agrupados conjuntamente os depósitos de dunas costeiras, de praias e de planície arenosa. As dunas costeiras representam os depósitos mais proximais. Localizam-se na zona de berma ou *backshore* e são representados por dunas longitudinais paralelas à linha de costa, que raramente ultrapassam 2 m de altura, e que são parcialmente cobertas por vegetação rasteira ou arbustiva (Fig. 3.22C). São constituídos por areias quartzosas muito finas, com estratificação cruzada, por vezes obliterada por fitoturbação. Em alguns locais observa-se a migração das dunas costeiras sobre os depósitos de mangue da planície de intermaré.

Os depósitos de praia definem a zona estirâncio ou *foreshore*, que se estende desde o nível inferior de maré baixa até a zona de berma. São depósitos constituídos essencialmente por areias quartzosas, recortados por canais de vazante, onde se identifica estratificação cruzada planar de baixo ângulo, típica deste tipo de depósito. É comum observar lençóis arenosos de praia migrando em direção ao continente, sobre os depósitos lamosos de mangue (Fig. 3.22D), caracterizando a retrogradação da linha de costa.

Os depósitos de planície arenosa são definidos por grandes cordões arenosos localizados nas porções mais distais da zona de intermaré, ou na transição das zonas de *foreshore* e *offshore*, portanto são parcialmente expostos durante a maré baixa. Estes cordões arenosos estão dispostos paralelamente à linha de costa e, conseqüentemente, aos depósitos de praia.

3.12.2.3 – Depósitos de pântanos salinos (N4ps)

Os pântanos salinos são depósitos localizados em áreas de supra-maré, que apresentam cotas topográficas mais elevadas que os mangues de intermaré e, conseqüentemente, são inundados com menor frequência, apenas durante as marés de sizígia (*spring tides*), ou durante o período chuvoso. Estes depósitos são constituídos por sedimentos pelíticos, do tipo argila e silte, e são recobertos por vegetação herbácea de pequeno porte (Fig. 3.22E).

3.12.2.4 – Depósitos de mangue (N4ma)

Representam a unidade mais expressiva, atingindo até 10-12 km de largura, definem extensas planícies de intermaré, que se localizam entre os limites de maré alta e baixa, portanto, são inundadas regularmente pela maré semi-diurna. São constituídos essencialmente por sedimentos lamosos (argila e silte)

de coloração acinzentada, ricos em matéria orgânica, contendo abundantes marcas de raízes ou fragmentos de plantas, esparsas lentes de areia fina, e são recobertos por uma densa cobertura vegetal de manguezal (Fig. 3.22F). Estes depósitos lamosos são geralmente maciços,

visto que têm a estruturação primária obliterada por fitoturbção, embora localmente sejam identificadas estruturas sedimentares primárias, como laminação plano-paralela, acamamento de maré, ou do tipo *wavy* e *linsen*.

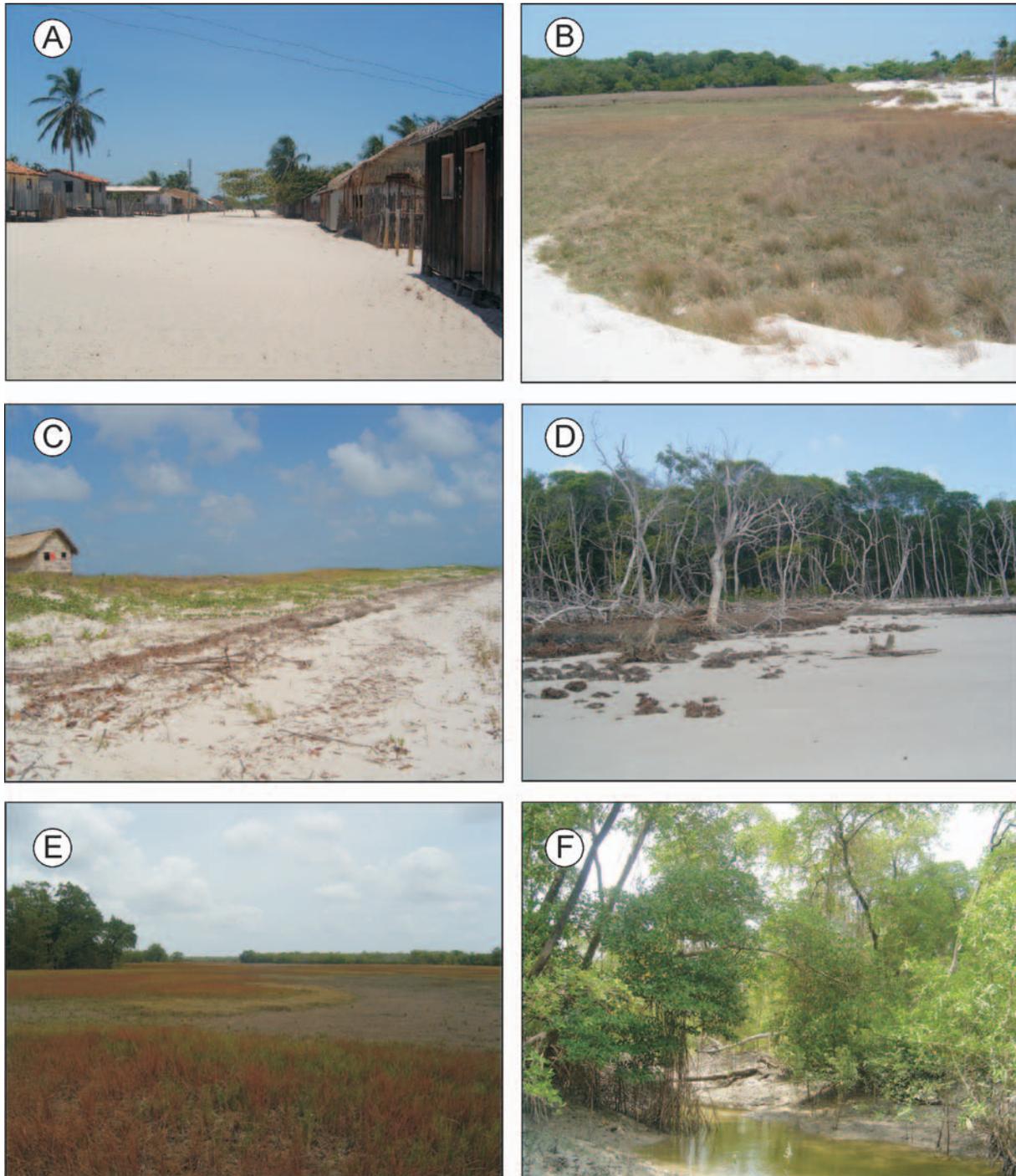


Figura 3.22 - Aspectos das unidades morfoestratigráficas da planície costeira: (A) Extensos cordões arenosos que definem os depósitos de cordões litorâneos antigos, observados no interior dos depósitos de mangues; (B) Depósito tipo pântano salino, localizado entre dois cordões arenosos; (C) Zona de berma/backshore, onde são encontradas dunas de pequeno porte, parcialmente recobertas por vegetação rasteira; (D) Lençóis arenosos de praia adentrando os depósitos de mangue; (E) Depósitos de pântanos salinos, apresentando superfície lamosa e cobertura vegetal herbácea; (F) Depósitos de mangue, definidos por sedimentos lamosos recobertos por vegetação característica e recortados por canais de maré.

4 – PETROLOGIA E LITOGEOQUÍMICA

Foram realizadas análises químicas de rocha total em amostras de granitóides e rochas vulcânicas e metavulcânicas representativas de diversas unidades, selecionadas a partir do estudo petrográfico. Buscou-se representatividade, também, sempre que possível, em termos de distribuição geográfica das amostras, numa tentativa de cobrir toda a área mapeada.

As análises litogeoquímicas foram realizadas no Acme Analytical Laboratories Ltd., no Canadá. Foram analisados os óxidos maiores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , MnO , Na_2O , K_2O , P_2O_5) por fusão com metaborato de lítio e determinação por ICP-ES (Induced Coupled Plasma – Emission Spectrometry) e os elementos menores e traços, inclusive os Elementos de Terras Raras (Ba, Be, Co, Cs, Ga, Hf, Nb, Rb, Sn, Sr, Ta, Th, U, V, W, Zr, Y, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) por fusão com metaborato de lítio e determinação por ICP-MS (Induced Coupled Plasma – Mass Spectrometry). Os elementos Mo, Cu, Pb, Zn, Ni, As, Cd, Sb, Bi, Ag, Au, Hg, Tl e Se tiveram abertura realizada por diluição com água régia e a dosagem por ICP-MS.

4.1 – Geoquímica das rochas granitóides

Os dados químicos em rocha total para os granitóides da Suíte Intrusiva Tromai e para o Granito Negra Velha estão dispostos na Tabela 4.1 e uma comparação entre os diversos tipos é apresentada na Tabela 4.2. A Suíte Intrusiva Tromai constitui-se em um conjunto magmático subalcalino (Fig. 4.1) com teores de SiO_2 entre 47 e 76%, contendo termos dioríticos a tonalíticos, mais primitivos, passando por termos granodioríticos, até rochas graníticas mais evoluídas,

representadas, respectivamente, pelos tipos Cavala, Igarapé Bom Jesus e Areal.

4.1.1 – Tonalito Cavala

O Tonalito Cavala apresenta a maior variação composicional entre os granitóides estudados, com teores de SiO_2 entre 47 e 58%, sendo constituído, portanto, por rochas básicas a intermediárias. O teor de K_2O varia entre 0,3 e 2,0%, o que enquadra as rochas nos tipos granitóides de baixo a médio-K (Fig. 4.2A). A soma dos elementos típicos dos minerais ferromagnesianos ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{TiO}_2$) situa-se entre 10,0 e 20,4% e as razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ são bastante inferiores à unidade (Tabela 4.2). São rochas caracteristicamente metaluminosas (Fig. 4.2B), o que é condizente com a presença de anfibólio como único mineral máfico.

No diagrama normativo (Fig. 4.3) todas as amostras são classificadas como tonalito, enquanto que no diagrama QAP a distribuição das composições modais demonstra uma maior variação petrográfica ao longo do *trend* evolutivo da série magmática calcico-alcalina tonalítica ou trondhjémítica, podendo tender à série toleítica (Fig. 3.7). Esse mesmo caráter calcico-alcalino a toleítico é observado no diagrama AFM (Fig. 4.4A), sendo também ambíguo no diagrama K-Na-Ca (Fig. 4.4B), onde a distribuição das amostras pode ser interpretada como paralela ao *trend* de diferenciação trondhjémítico, mas empobrecido em K, ou paralelo ao *trend* calcico-alcalino, mas enriquecido em Na. Já no diagrama QP de Debon & Le Fort (1988), as amostras estão alinhadas na porção inicial do *trend* de diferenciação calcico-alcalino (Fig. 4.5) e, segundo os critérios de Frost *et al.* (2001), as rochas variam de cálcicas a calcico-alcalinas (Fig. 4.6).

Tabela 4.1 – Dados químicos em rocha total para o Tonalito Cavala (Suíte Intrusiva Tromaf)

	TF7E	EK148	EK1	EK98	EK100	TF24A	EK32A	EK150A	EK06A
	dior/gabro	diorito	qz-diorito	qz-diorito	qz-diorito	tonalito	qz-diorito	qz-diorito	qz-diorito
SiO ₂ (% peso)	47,53	47,79	48,41	53,83	54,39	55,93	57,03	57,73	58,04
Al ₂ O ₃	16,38	17,37	16,78	16,08	15,77	16,43	17,61	15,91	17,55
Fe ₂ O ₃	14,48	12,1	9,6	11	10,44	9,98	8,07	7,95	6,47
MgO	3,42	6,03	7,13	2,89	2,94	2,85	2,19	3,37	2,88
CaO	8,87	8,95	11,56	8,07	7	5,62	6	6,91	5,72
Na ₂ O	3,71	3,01	2,27	3,32	3,68	4,17	4,97	3,35	3,98
K ₂ O	0,32	0,43	0,68	0,5	0,77	0,92	1,15	1,28	1,97
TiO ₂	2,48	0,97	0,79	1,08	2,08	0,92	0,88	0,92	0,63
P ₂ O ₅	1,26	0,4	0,2	0,62	0,89	0,4	0,46	0,32	0,31
MnO	0,32	0,17	0,15	0,19	0,22	0,31	0,21	0,13	0,12
Cr ₂ O ₃	0,001	0,01	0,034	0,003	0,002	0,001	0,001	0,008	0,002
LOI	1	2,7	2,2	2,3	1,7	2,2	1,3	2	2,2
Total	99,78	99,93	99,81	99,89	99,89	99,73	99,87	99,88	99,87
Ba (ppm)	202	232	269	302	428	608	618	520	792
Co	37,7	48	52,5	45	39,2	33,9	27,7	45,1	30,6
Cs	0,3	0,2	0,2	<1	0,2	0,4	0,3	0,5	0,9
Ga	21,1	20,9	15,7	21,8	19,3	20	19,4	17,4	18,3
Hf	0,9	1,4	0,8	1,6	2,4	2,6	1,2	4	2,1
Nb	4,5	3,1	1,3	3,5	5,2	4	3,7	6,9	4,8
Rb	4	6	11	10	14	17	21	35	48
Sr	548	695	495	755	596	606	630	567	641
Ta	0,3	<1	0,1	0,3	0,3	0,2	0,2	0,3	0,2
Th	<1	0,3	0,8	1,1	1	1,9	0,9	0,9	1,9
U	0,1	<1	0,4	0,7	0,5	0,6	0,5	0,4	0,5
Sc	39	29	38	25	28	24	21	24	15
V	75	252	223	144	71	99	72	162	109
W	87	65	110	152	185	123	141	159	112
Zr	32	28	33	63	88	83	33	150	69
Y	42	27	11	46	36	39	42	32	20
Cu	23,2	7,5	23,9	39,1	17,1	25,5	20,7	56,5	36,7
Pb	0,6	0,7	1,3	1,4	1,1	1,6	1,1	1,3	1,8
Zn	109	59	25	95	72	140	77	50	44
Ni	7,5	17,4	11,7	10,6	4	8,3	3	14	10,1
La	18,5	12,4	11,2	19,5	17,9	17,6	18	18,3	16,6
Ce	46,9	35,3	20,9	45,1	44,8	45,1	48,6	47	40,4
Pr	6,88	5,27	3,51	5,99	6,04	6,13	6,49	6,47	5,2
Nd	33,3	24,2	16,4	27,7	27,6	32	31,7	29,6	22,1
Sm	7,9	5,9	3,2	7,7	6,4	6,8	6,8	6,6	4,4
Eu	3,27	1,71	1,05	2,64	2,5	2,4	2,31	1,47	1,14
Gd	8,24	4,93	2,4	7,93	7,08	6,66	7,15	5,5	3,48
Tb	1,37	0,83	0,36	1,27	1,12	1,25	1,31	0,94	0,54
Dy	7,19	4,12	2,14	7,06	5,84	6,29	6,9	4,76	2,88
Ho	1,42	0,86	0,45	1,61	1,29	1,36	1,43	0,97	0,65
Er	4,33	2,64	1,21	4,59	3,52	3,76	4,26	2,97	1,71
Tm	0,63	0,35	0,22	0,67	0,5	0,56	0,65	0,44	0,25
Yb	3,55	2,28	0,95	4,11	3,36	3,72	4,08	2,73	1,5
Lu	0,47	0,34	0,13	0,6	0,46	0,51	0,56	0,44	0,21
Σ ETR	144	101	64	136	128	134	140	128	101
Eu/Eu*	1,2	1,0	1,2	1,0	1,1	1,1	1,0	0,7	0,9
LaN/YbN	3,5	3,7	7,9	3,2	3,6	3,2	3,0	4,5	7,5
LaN/SmN	1,47	1,32	2,20	1,59	1,76	1,63	1,67	1,74	2,37
CeN/YbN	2,62	2,13	3,14	1,83	2,12	1,83	1,61	1,53	2,16
CeN/SmN	3,42	4,00	5,69	2,84	3,45	3,14	3,08	4,45	6,97
EuN/YbN	1,43	1,44	1,58	1,41	1,69	1,60	1,72	1,72	2,22
Fe+Mg+Ti	20,38	19,10	17,52	14,97	15,46	13,75	11,14	12,24	9,98
Ba/Rb	53,16	38,02	23,82	29,93	29,71	34,95	29,72	14,78	16,64
Rb/Sr	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,03	0,03	0,06	0,07
Sr/Ba	2,71	3,00	1,84	2,50	1,39	1,00	1,02	1,09	0,81
Rb/Zr	0,12	0,22	0,34	0,16	0,16	0,21	0,63	0,23	0,69
Sr/Y	13,14	25,76	45,01	16,38	16,46	15,69	15,18	17,83	32,89
Ba/La	10,92	18,70	24,04	15,50	23,90	34,56	34,34	28,42	47,72
Sm/Yb	2,23	2,59	3,37	1,87	1,90	1,83	1,67	2,42	2,93
La/Sm	2,34	2,10	3,50	2,53	2,80	2,59	2,65	2,77	3,77

LOI: perda ao fogo
continua

Tabela 4.1 (cont...) – Dados químicos em rocha total para o Granodiorito Igarapé Bom Jesus (Suíte Intrusiva Tromai)

	EK167A	EK25	TF12	EK164A	EK189	EK188	EK142A	EK147A	EK19A	EK163	EK30
	granodiorito	tonalito	tonalito	granodiorito	tonalito	tonalito	granodiorito	granodiorito	monzogranito	monzogranito	aplito
SiO ₂ (% peso)	62,06	64,56	66,5	67,51	67,7	68,49	68,99	69,26	69,7	70,6	72,01
Al ₂ O ₃	15,08	14,85	16,56	15,33	15,44	14,96	14,68	14,45	15,08	13,53	13,35
Fe ₂ O ₃	8,06	4,37	3,38	3,5	3,43	3,42	3,73	3,85	2,61	4,45	4,09
MgO	1,88	1,75	1,14	1,2	1,14	1,06	0,92	0,9	0,85	0,69	0,23
CaO	5,21	4,1	4,04	3,47	2,52	2,72	2,99	3,07	2,51	2,12	1,72
Na ₂ O	3,82	3,83	4,9	3,97	5,2	3,31	4,17	4,2	3,8	4,67	4,41
K ₂ O	0,7	2,57	1,53	2,72	1,92	3,96	2,7	2,31	3,82	2,72	3,06
TiO ₂	0,94	0,59	0,51	0,46	0,41	0,44	0,44	0,47	0,36	0,46	0,37
P ₂ O ₅	0,29	0,15	0,23	0,15	0,15	0,13	0,16	0,15	0,12	0,12	0,06
MnO	0,14	0,07	0,06	0,06	0,05	0,04	0,08	0,09	0,05	0,07	0,07
Cr ₂ O ₃	0,003	0,003	0,002	0,002	0,001	0,004	0,001	0,002	0,004	0,001	0,001
LOI	1,7	3,1	1	1,5	2	1,4	1	1,1	1,1	0,5	0,5
Total	99,88	99,95	99,85	99,87	99,96	99,93	99,87	99,85	100	99,93	99,87
Ba	670	684	630	823	681	1325	875	888	727	1087	1115
Co	58,5	53	43,4	33	6,9	6,6	49,4	54,1	69,9	56,7	32,6
Cs	0,3	1,3	0,6	1,4	1	1,1	1	0,4	2,5	0,6	0,6
Ga	17,9	16,9	19	15	20,3	16,1	15,5	16,2	16,7	16,8	16,7
Hf	5,2	3,3	2,2	3,4	3,7	6,1	3,9	5,8	4,4	5,8	6,4
Nb	7,2	5,2	7	5,9	5	5,8	4,6	5,4	5,9	6,6	7,9
Rb	11	67	28	61	52	105	56	43	128	55	50
Sr	446	533	958	468	632	480	369	371	388	237	270
Ta	0,5	0,6	0,6	0,5	0,2	0,5	0,3	0,3	0,6	0,5	0,6
Th	2	5,6	1,6	4,7	6,2	4,7	2,9	1,6	10,5	3,5	2,1
U	1	1	0,4	1,9	2,6	1,5	0,7	0,7	4,3	1,4	0,6
Sc	18	9	8	8	5	7	9	9	6	11	12
V	65	97	44	43	42	54	35	37	40	22	<5
W	246	312	330	237	1	1	382	395	457	360	269
Zr	177	116	86	111	133	219	159	155	147	198	204
Y	37	14	10	17	7	19	24	30	13	63	36
Cu	28,7	53,6	18,2	17,2	12	13,5	22,1	31,7	26,4	26	10,5
Pb	2	12,7	2	2,9	5,3	1,8	2,7	2,3	4,3	7,4	1,8
Zn	77	35	51	48	42	33	60	45	29	38	22
Ni	9,9	11,5	7,3	9,9	6,3	9,5	3,8	4,7	7,8	2,4	1,5
La	20,8	26	12,7	16,1	17,5	32,2	24,3	19,6	24,1	37,3	26,2
Ce	46,2	50,4	34,1	37,9	37,1	69,7	48,9	42,6	49,8	69,8	57,3
Pr	6,08	5,25	4,51	4,49	3,91	7,46	5,69	5,42	5,19	9,86	7,73
Nd	25,9	20,5	21,9	17	15,5	28	23,4	22,9	18,5	43,2	36,2
Sm	6,6	3,5	3,9	4,2	2,7	4,8	4,3	4,9	3,2	9	8
Eu	1,84	0,98	0,99	0,91	0,87	1,01	1,1	1,27	0,75	2,07	1,76
Gd	5,7	2,81	2,63	2,81	1,79	3,47	3,88	4,58	2,28	9,19	6,91
Tb	1,04	0,36	0,37	0,51	0,22	0,58	0,71	0,71	0,37	1,48	1,16
Dy	5,72	2,17	1,59	2,51	1,17	3,3	3,78	4,28	1,96	9,81	6,99
Ho	1,23	0,4	0,32	0,54	0,18	0,62	0,79	0,95	0,39	1,9	1,38
Er	3,93	1,12	0,89	1,78	0,59	1,77	2,45	3,05	1,22	5,71	4,01
Tm	0,56	0,18	0,13	0,25	0,08	0,3	0,36	0,48	0,18	0,83	0,71
Yb	3,98	1,06	1,28	1,39	0,66	1,71	2,39	2,83	1,3	5,56	4,56
Lu	0,58	0,17	0,13	0,26	0,09	0,25	0,36	0,43	0,21	0,8	0,59
Σ REE	130	115	85	91	82	155	122	114	109	207	164
Eu/Eu*	0,9	1,0	0,9	0,8	1,2	0,8	0,8	0,8	0,8	0,7	0,7
LaN/YbN	3,5	16,5	6,7	7,8	17,9	12,7	6,9	4,7	12,5	4,5	3,9
LaN/SmN	1,98	4,67	2,05	2,41	4,08	4,22	3,55	2,52	4,74	2,61	2,06
CeN/YbN	1,31	2,63	2,20	1,86	3,75	1,68	1,31	1,28	1,64	1,06	1,10
CeN/SmN	3,00	12,30	6,89	7,05	14,54	10,54	5,29	3,89	9,91	3,25	3,25
EuN/YbN	1,69	3,48	2,11	2,18	3,32	3,50	2,74	2,10	3,76	1,87	1,73
Fe+Mg+Ti	10,88	6,71	5,03	5,16	4,98	4,92	5,09	5,22	3,82	5,60	4,69
Ba/Rb	61,50	10,18	22,34	13,45	13,06	12,62	15,77	20,83	5,66	19,79	22,11
Rb/Sr	0,02	0,13	0,03	0,13	0,08	0,22	0,15	0,11	0,33	0,23	0,19
Sr/Ba	0,67	0,78	1,52	0,57	0,93	0,36	0,42	0,42	0,53	0,22	0,24
Rb/Zr	0,06	0,58	0,33	0,55	0,39	0,48	0,35	0,27	0,87	0,28	0,25
Sr/Y	12,22	39,15	92,08	27,99	91,64	25,12	15,25	12,41	30,09	3,77	7,48
Ba/La	32,23	26,31	49,60	51,13	38,89	41,16	36,02	45,28	30,15	29,13	42,54
Sm/Yb	1,66	3,30	3,05	3,02	4,09	2,81	1,80	1,73	2,46	1,62	1,75
La/Sm	3,15	7,43	3,26	3,83	6,48	6,71	5,65	4,00	7,53	4,14	3,28

LOI: perda ao fogo

continua

Tabela 4.1 (cont...) – Dados químicos em rocha total para o Granito Areal (Suíte Intrusiva Tromai) e Granito Negra Velha

	Granito Areal				Granito Negra Velha		
	EK190	EK178	EK162	EK33	EK20	EK15	EK81
	monzogranito	monzogranito	sienogranito	sienogranito	qz-monzonito	monzogranito	monzogranito
SiO ₂ (% peso)	73,42	74,04	75,3	75,9	66,58	68,85	70,41
Al ₂ O ₃	13,31	14,37	13,16	13,23	16	15,22	15,45
Fe ₂ O ₃	2,07	0,99	1,3	1,23	2,22	1,96	1,39
MgO	0,42	0,21	0,19	0,13	0,98	0,75	0,47
CaO	1,16	0,94	0,83	0,64	1,66	1,61	1,55
Na ₂ O	3,84	4,08	3,69	3,99	5,02	4,99	4,91
K ₂ O	3,76	4,85	4,69	4,14	5,38	4,94	4,56
TiO ₂	0,24	0,11	0,14	0,12	0,33	0,31	0,29
P ₂ O ₅	0,06	0,04	0,03	0,02	0,2	0,2	0,16
MnO	0,05	0,06	0,02	0,03	0,05	0,03	0,02
Cr ₂ O ₃	0,001	0,001	0,001	0,001	0,005	0,003	0,002
LOI	1,7	0,4	0,6	0,5	1,2	0,7	0,5
Total	100,03	100,08	99,96	99,93	99,63	99,56	99,72
Ba (ppm)	955	710	545	845	2314	1260	1385
Co	3,7	55,4	42,1	0,9	46,1	35,3	31,9
Cs	1,1	4,1	0,9	1,3	4,6	4,9	11
Ga	14,6	15,6	12,7	11,4	19,1	19,5	21,7
Hf	4,9	2,5	3,7	3,7	8,3	10	6
Nb	6,8	9,7	5,2	6,2	12,5	13,4	7,3
Rb	102	188	136	137	149	201	166
Sr	244	138	96	98	1608	1075	1084
Ta	0,6	1,1	0,7	0,5	0,9	1,1	0,6
Th	9,1	9	9,2	10	24,6	28,5	10,8
U	2,6	3	3,1	3,2	5,8	12,8	12,1
Sc	3	3	2	2	3	2	3
V	13	6	7	<5	27	22	17
W	2	412	365	1	256	252	248
Zr	138	67	107	94	315	314	165
Y	23	46	29	21	33	12	6
Cu	7	17,8	19,4	5,7	22,4	6,5	27,7
Pb	4,3	8	6,6	4,4	29,9	43,3	11,2
Zn	17	25	19	13	40	33	32
Ni	3,8	1,7	3,6	3,3	15,4	10,7	9,1
La	28,7	21,4	42,5	30,8	159,7	81,8	38,4
Ce	60,2	43,6	85,5	68	219,3	152,8	86,9
Pr	6,55	5,23	9,32	7,76	31,17	16,25	9,07
Nd	24,1	20,7	34,7	29,6	111,3	55,3	32,8
Sm	4,1	5,1	5,6	4,1	17,3	7,7	5,8
Eu	0,55	0,53	0,43	0,39	4,53	1,93	1,44
Gd	3,07	5,37	3,72	3,31	11,35	4,11	3,09
Tb	0,55	0,98	0,73	0,59	1,26	0,6	0,39
Dy	3,53	6,62	3,55	2,9	6,02	2,52	1,53
Ho	0,67	1,36	0,79	0,69	0,84	0,36	0,2
Er	2,18	4,14	2,38	2,09	2,01	0,89	0,55
Tm	0,33	0,63	0,33	0,39	0,26	0,18	0,06
Yb	2,37	4,17	2,65	2,37	1,45	1,12	0,35
Lu	0,34	0,57	0,42	0,33	0,2	0,15	0,06
Σ ETR	137	120	193	153	567	326	181
Eu/Eu*	0,5	0,3	0,3	0,3	1,0	1,0	1,0
LaN/YbN	8,2	3,5	10,8	8,8	74,3	49,2	74,0
LaN/SmN	4,40	2,64	4,77	4,73	5,81	6,68	4,16
CeN/YbN	0,66	0,36	0,46	0,47	8,88	4,90	11,70
CeN/SmN	6,57	2,70	8,35	7,42	39,12	35,29	64,22
EuN/YbN	3,54	2,06	3,68	4,00	3,06	4,79	3,62
Fe+Mg+Ti	2,73	1,31	1,63	1,48	3,53	3,02	2,15
Ba/Rb	9,34	3,78	4,01	6,16	15,50	6,27	8,36
Rb/Sr	0,42	1,36	1,42	1,39	0,09	0,19	0,15
Sr/Ba	0,26	0,19	0,18	0,12	0,69	0,85	0,78
Rb/Zr	0,74	2,79	1,27	1,46	0,47	0,64	1,00
Sr/Y	10,80	3,03	3,27	4,69	48,43	92,65	169,41
Ba/La	33,27	33,15	12,83	27,44	14,49	15,41	36,06
Sm/Yb	1,73	1,22	2,11	1,73	11,93	6,88	16,57
La/Sm	7,00	4,20	7,59	7,51	9,23	10,62	6,62

LOI: perda ao fogo

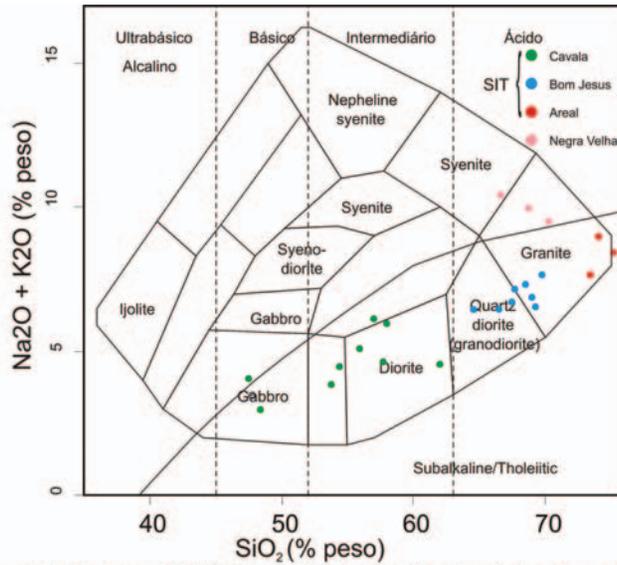


Figura 4.1 - Diagramas TAS (Cox *et al.* 1979) de classificação química para os granitóides da Folha Cândido Mendes. SIT: Suíte Intrusiva Tromai. Observar que as amostras do Granito Negra Velha plotam no campo das rochas alcalinas.

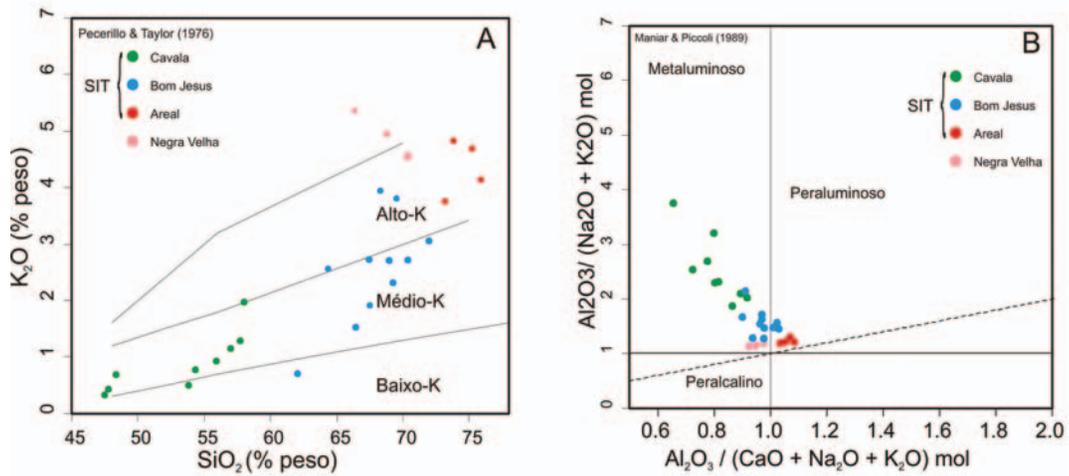


Figura 4.2 - (A) Diagrama SiO_2 versus K_2O para as rochas da Suíte Intrusiva Tromai (SIT) e Granito Negra Velha. (B) Diagrama que mostra o caráter metaluminoso a fracamente peraluminoso das mesmas rochas.

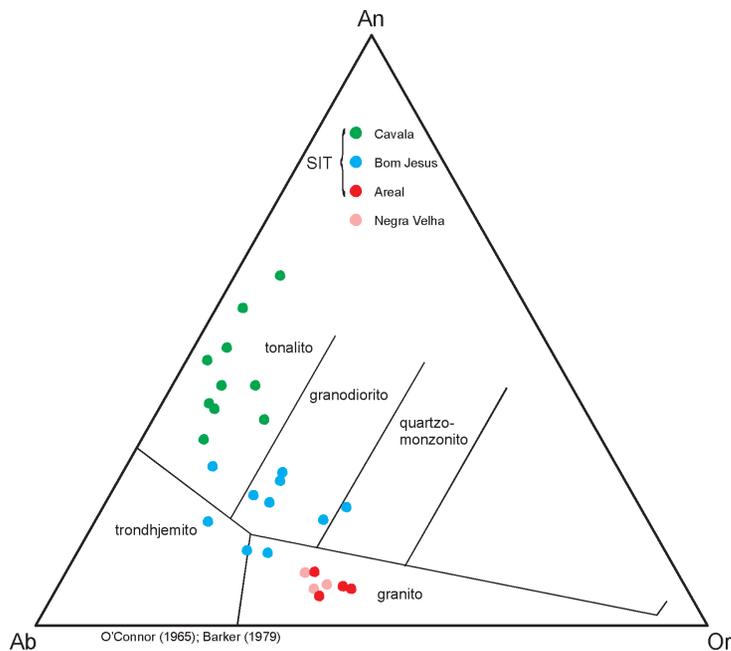


Figura 4.3 - Diagrama Ab-An-Or (Albita-Anortita-Ortoclásio) que mostra a composição normativa dos granitóides da Suíte Intrusiva Tromai (SIT) e do Granito Negra Velha.

Os dados de elementos traço (Tabelas 4.1 e 4.2) mostram que V e Sc possuem valores distintamente mais elevados nas rochas do Tonalito Cavala do que nos demais tipos de granitóides estudados. Razões elementares com significado petrogenético mostram que a razão Rb/Sr é sempre muito baixa (<0.07), enquanto que outras razões possuem variação relativamente ampla (Tabela 4.2): Ba/La de 11 a 48; Sr/Y de 13 a 45; La/Yb(n) de 3 a 8.

O diagrama multi-elementar (Fig. 4.7) indica que as rochas do Tonalito Cavala são enriquecidas em elementos traço em relação ao manto primordial. Mostra também um enriquecimento em elementos litófilos de grande raio iônico (LILE) em relação aos elementos de alto potencial iônico (HFSE), além de pronunciadas anomalias negativas de Nb, Zr e Ti e anomalias positivas de Ba e Sr.

Os Elementos de Terras Raras (ETR) apresentam conteúdo total entre 64 e 144 ppm e padrão caracterizado por leve fracionamento entre ETR leves e pesados (Fig. 4.8), dado por razões La/Yb(n) entre 3 e 8, e ausência de anomalia de Eu ($Eu/Eu^*=0,7$ a 1,2). Este padrão é característico de rochas calcico-alcálicas mais primitivas.

4.1.2 – Granodiorito Igarapé Bom Jesus

As rochas do Granodiorito Igarapé Bom Jesus apresentam teores de SiO_2 entre 62 e 70%, constituindo-se, portanto, em rochas ácidas e subordinadamente intermediárias. Os teores de K_2O variam entre 0,7 e 4,0%, o que as caracteriza predominantemente como rochas de médio teor de K_2O e, subordinadamente, de baixo e alto teor (Fig. 4.2A). As razões K_2O/Na_2O são um pouco menores do que a unidade (Tabela 4.2) e a soma das concentrações de $Fe_2O_3+MgO+TiO_2$ situa-se entre 5 e 11%. Em relação ao parâmetro de saturação em alumina (índice de Shand), as rochas do Granodiorito Igarapé Bom Jesus são fracamente metaluminosas a fracamente peraluminosas, distribuindo-se próximo ao limite entre os dois campos composicionais (Fig. 4.2B).

A composição normativa é predominantemente granodiorito, com raras amostras plotando nos campos do granito, trondhjemito, tonalito e do quartzomonzonito (Fig. 4.3). Isso se repete no diagrama QAP

onde as amostras tendem a se distribuir ao longo do *trend* da série calcico-alcálica granodiorítica, mas com alguns pontos analíticos distribuídos no campo do tonalito e monzogranito (Fig. 3.7). Também seguem tendência calcico-alcálica nos diagramas AFM (Fig. 4.4A), de Debon & Lefort (1988) (Fig. 4.5) e de Frost *et al.* (2001) (Fig. 4.7). No diagrama K-Na-Ca (Fig. 4.4B) as amostras analisadas plotam de forma algo dispersa. Entretanto, tomadas em conjunto com os demais granitóides da suíte, a totalidade das amostras parece seguir um *trend* paralelo ao calcico-alcálico, mas mais enriquecido em sódio.

Os elementos traço (Tabelas 4.1 e 4.2) não apresentam valores distintivos e tendem a se posicionar em patamares intermediários entre os valores apresentados pelos termos mais primitivos (Tonalito Cavala) e evoluídos (Granito Areal) da suíte. Observa-se, entretanto, uma maior variação entre os valores máximos e mínimos apresentados pelos elementos traço e razões elementares em amostras desta unidade em relação às demais.

O diagrama multi-elementar (Fig. 4.7) mostra enriquecimento das rochas do Granodiorito Igarapé Bom Jesus em relação ao manto primordial em um padrão caracterizado por enriquecimento em LILE em relação aos elementos HFSE, além de anomalias negativas de Nb, P e Ti. Embora similar ao padrão apresentado pelo Tonalito Cavala, as anomalias positivas de Ce e Pb e a ausência da anomalia negativa de Zr no padrão do Granodiorito Igarapé Bom Jesus são características distintas entre as duas unidades.

O conteúdo total de ETR varia entre 85 e 155 ppm, sendo, no geral, ligeiramente superior ao apresentado pelo Tonalito Cavala e inferior ao apresentado pelo Granito Areal. Esse padrão (Fig. 4.8) é caracterizado por um leve fracionamento entre os ETR leves e pesados, com razões La/Yb(n) entre 3 e 18 e ausência de anomalia de Eu ($Eu/Eu^*=0,8$ a 1,2), padrão típico de rochas calcico-alcálicas. Uma diferença entre o padrão do Granodiorito Igarapé Bom Jesus em relação ao do Tonalito Cavala é a maior horizontalidade dos ETR pesados (Fig. 4.8A e B).

O padrão de ETR das intrusões rasas aplíticas e granofíricas (Fig. 4.8E) difere do padrão típico dos granitóides Bom Jesus, por apresentar conteúdo mais elevado, menor fracionamento e presença de anomalia

negativa de európio, padrão que tende ao do Granito Areal. De fato, nas demais relações geoquímicas, essas intrusões menores apresentam um comportamento intermediário entre as assinaturas dos granitóides Bom Jesus e Areal. Por outro lado, a ausência de anfibólio no Granito Areal e a presença desse mineral nas intrusões rasas sugere uma maior aproximação com o Granodiorito Igarapé Bom Jesus. É possível que essas intrusões constituam fases tardias desse magmatismo ou transicional entre os tipos Bom Jesus e Areal.

4.1.3 – Granito Areal

O Granito Areal apresenta os maiores, mas pouco variáveis, teores de SiO_2 entre os granitóides da Folha Cândido Mendes, situados entre 73 e 76%. Os teores de K_2O variam entre 3,8 e 4,9% e as razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ são algo maiores do que a unidade, valores comparáveis aos de suítes magmáticas de alto-K (Fig. 4.2A). A soma dos teores de $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{TiO}_2$ é baixa, entre 1 e 3% e, segundo o índice de saturação em alumina, classificam-se como rochas fracamente peraluminosas (Fig. 4.2B), o que é condizente com a presença de biotita como mineral máfico e com a ausência de minerais mais aluminosos, como por exemplo a muscovita.

No diagrama normativo (Fig. 4.3) as amostras do Granito Areal plotam no campo dos granitos, enquanto que no diagrama QAP são classificadas como granito ou quartzo-sienito (Fig. 3.7). Não seguem uma tendência clássica no que se refere às séries magmáticas. Entretanto, os pontos analíticos em diversos diagramas tendem a se posicionar no extremo mais evoluído do arranjo que contém o total de pontos analíticos dos granitóides da Suíte Intrusiva Tromai, ou seja, de uma série calcico-alcalina (Figs. 4.1 a 4.6).

Entre os elementos traço, apresentam os menores valores de Ni e V entre os granitóides estudados, o que é compatível com seu caráter mais evoluído (Tabelas 4.1 e 4.2). Os teores de Sc são também os mais baixos dentro da suíte, mas se confundem com os valores apresentados pelo Granito Negra Velha. No diagrama multi-elementar (Fig. 4.7) as diferenças em relação aos tipos Bom Jesus e Cavala são acentuadas. No Granito Areal há um maior empobrecimento relativo em La e Ce por comparação aos seus vizinhos K e Pb e as anomalias negativas de P e Ti são muito mais pronunciadas. Da mesma forma, são visíveis os enriquecimentos em Nd e Sm em relação ao Zr. Entre

as razões elementares, a razão Rb/Sr é a mais alta de todos os tipos de granitóides ($>0,4$), e a razão Sr/Y (3 a 11) é a menor de todas (Tabela 4.2).

O conteúdo total de ETR (120-193 ppm) é ligeiramente superior ao dos demais tipos da suíte. O padrão de ETR (Fig. 4.8) mostra um fracionamento apenas moderado entre os elementos leves e pesados ($\text{La}/\text{Yb}(n) = 3,5-10,8$) provocado essencialmente pelo enriquecimento em ETR leves, já que a distribuição dos elementos pesados é quase horizontal. Feição distintiva do Granito Areal é a pronunciada anomalia negativa de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,3$ a $0,5$).

4.1.4 – Granito Negra Velha

Os granitóides da unidade Negra Velha apresentam teores de SiO_2 entre 66 e 70% e os maiores teores de K_2O (4,9-5,4%) entre os tipos de granitóides estudados, com razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ em torno da unidade. Estas características situam os granitóides Negra Velha como rochas de alto-K (Fig. 4.2A). Entretanto, no diagrama TAS (Fig. 4.1) os pontos situam-se na zona das rochas alcalinas. A soma dos conteúdos de $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{TiO}_2$ é baixa, entre 2 e 4% e, segundo o índice de saturação em alumina, classificam-se como rochas fracamente metaluminosas (Fig. 4.2B).

No diagrama normativo são classificadas, juntamente com o tipo Areal, como granito (Fig. 4.3). Isso se repete parcialmente no diagrama QAP, onde se verifica também a existência de termos quartzo-monzoníticos, mas não chegam a definir uma série magmática inequívoca. De todo modo, plotam em torno do *trend* evolutivo da série subalcalina monzonítica ou shoshonítica (Fig. 3.7).

Em alguns casos, as rochas do Granito Negra Velha parecem associar-se às do Granito Areal, caso do diagrama AFM, por exemplo (Fig. 4.4A). Entretanto, na maioria dos casos, há claras distinções. É o caso dos diagramas P-Q (Fig. 4.5) e de Frost *et al.* (2001) (Fig. 4.6), onde as rochas do Granito Negra Velha estão situadas totalmente fora do *trend* evolutivo formado pelos granitóides Cavala, Bom Jesus e Areal, da Suíte Intrusiva Tromai. Este último diagrama salienta ainda o caráter mais alcalino do Granito Negra Velha em relação à assinatura tipicamente calcico-alcalina da Suíte Tromai.

As rochas do Granito Negra Velha apresentam as maiores concentrações de Rb, Sr, Ba e Hf entre os

quatro tipos estudados, sendo os teores de Sr e Ba especialmente elevados (>1000 ppm). Os teores de Zr e Nb também são relativamente mais elevados, enquanto que Sc e V possuem conteúdos relativamente menores (Tabelas 4.1 e 4.2). Entre as razões com significado petrogenético, chamam a atenção as razões Sr/Y e La/Yb(n), bastante elevadas (Tabela 4.2).

O diagrama multi-elementar também mostra enriquecimento em LILE em relação aos HFSE, ainda maior do que nos demais tipos de granitóides, mas o padrão de distribuição é distinto, com anomalias positivas de Nd e principalmente de Pb mais pronunciadas (Fig. 4.7).

O conteúdo de ETR é moderado (180-325 ppm), mas o fracionamento entre elementos leves e pesados é forte (La/Yb(n)=49 a 74), sendo o maior observado entre os granitóides estudados na Folha Cândido Mendes (Fig. 4.8). Há completa ausência de anomalia de európio (Eu/Eu*=1,0).

4.2 – Petrologia e ambiente tectônico dos granitóides

As variações composicionais que acompanham a evolução magmática dos granitóides da Suíte Intrusiva Tromaí estão bem representadas nos diagramas de Harker (Fig. 4.9). Neles estão salientadas, com o aumento na concentração de SiO₂, a diminuição nos teores de MgO, CaO, Fe₂O₃, TiO₂, e P₂O₅ e o aumento dos teores de K₂O. Também são evidentes o aumento na razão Rb/Sr e nos teores gerais de Ba e Rb e a diminuição dos teores de Sr e V com o aumento no conteúdo de SiO₂.

Contudo, em alguns casos essas relações não são totalmente lineares. Os elementos Ba e Rb apresentam uma quebra no *trend* geral nas amostras do Granito Areal. Neste granito, o teor de Ba passa a diminuir muito sutilmente com o aumento do teor de SiO₂, isto é, torna-se compatível, enquanto que nos tipos Cavala e Bom Jesus aquele elemento é claramente incompatível (Fig. 4.9). O teor de Rb nos tipos Cavala e Bom Jesus também tem comportamento incompatível (Fig. 4.9).

Estas feições são condizentes com processo de cristalização fracionada comandado por diferentes fases minerais à medida que cresce o teor de SiO₂ no magma. Isto se torna mais claro nos diagramas que mostram as relações Rb *versus* Sr e Sr *versus* Ba (Fig. 4.10) associadas aos vetores que mostram as variações na composição do líquido magmático residual como resposta ao fracionamento de diferentes fases minerais,

como plagioclásio, feldspato alcalino, anfibólio e biotita (p.ex., Hanson, 1978; Dall'Agnol *et al.*, 1999; Barr *et al.*, 2001). Estes diagramas mostram três *trends* para os granitóides da Suíte Intrusiva Tromaí. O *trend* “a” sugere fracionamento simultâneo de plagioclásio e anfibólio; o *trend* “b” indica fracionamento dominado por plagioclásio com influência subordinada de anfibólio e feldspato alcalino; e o *trend* “c” é ainda sugestivo de fracionamento de plagioclásio com maior influência de feldspato alcalino, o que fica bem evidente na Figura 4.10B. Ao mesmo tempo observa-se que as amostras do Granito Negra Velha posicionam-se claramente fora desses *trends* evolutivos.

As concentrações de elementos traços, suas razões e seus padrões de distribuição formam uma assinatura ligada a subducção para os granitóides da Suíte Intrusiva Tromaí e indicam participação (fusão parcial) tanto de placa oceânica como de manto na geração do magma originário desta suíte. Os dados petrográficos e geoquímicos do Granito Areal indicam um caráter calcico-alkalino bastante evoluído, mas ainda compatível com magmas derivados da fusão parcial da cunha do manto. Esse comportamento é associado ao de granitóides orogênicos relacionados a subducção e é condizente com a interpretação global adotada para a Suíte Intrusiva Tromaí, com a diferenciação sendo responsável pela variação composicional observada. Como alternativa, ou adicionalmente, a assinatura do Granito Areal pode também refletir o retrabalhamento de produtos orogênicos imediatamente após a sua formação (p.ex., Roberts & Clemens, 1993), incluindo aí granitóides mais antigos da própria suíte, com a mudança da região de fusão da zona de subducção (placa oceânica e/ou cunha mantélica) para o arco de ilhas.

A característica orogênica é salientada em diagramas discriminantes de ambientes tectônicos, com os granitóides da Folha Cândido Mendes plotando no campo dos granitóides de arco vulcânico de Pearce *et al.* (1984) (Fig. 4.11A) e no campo clássico das rochas de arcos de ilha de Drummond & Defant (1990) (Fig. 4.11B). Esse caráter orogênico é também evidenciado no diagrama R1-R2 de Batchelor & Bowden (1985) (Fig. 4.11C), especialmente para o Tonalito Cavala e o Granodiorito Igarapé Bom Jesus. As amostras do Granito Areal já se aproximam, juntamente com o as do Granito Negra Velha, do limite entre granitóides

orogênicos de arcos vulcânicos e granitóides intra-placa (Fig. 4.11A), ou do campo dos granitóides tardi a pós-orogênicos (Fig. 4.11C). Isso é um reflexo provável de uma maior participação de materiais crustais na gênese desses granitóides.

O Granito Negra Velha, bastante evoluído, apresenta indícios geoquímicos que o aproximam de rochas da série shoshonítica, como associação com rochas calcico-alcálicas orogênicas, $K_2O + Na_2O > 5\%$, baixo teor de TiO_2 , elevados teores de Rb, Sr e Ba e forte fracionamento dos ETR. Granitóides da série shoshonítica são tidos como oriundos da fusão parcial de materiais do manto, enriquecidos de LILE, sendo que esse enriquecimento pode estar relacionado com a subducção de crosta oceânica ou assimilação de rochas crustais (Nardi, 1986 e suas referências), e são indicativos de fase madura do desenvolvimento de arcos magmáticos.

4.3 – Geoquímica das rochas vulcânicas e metavulcânicas

Classificações geoquímicas de rochas vulcânicas baseadas em elementos maiores devem ser vistas com cuidado, pois essas rochas, quando submetidas a metamorfismo e/ou alteração hidrotermal, apresentam considerável mobilidade de elementos maiores, especialmente álcalis e, em menor extensão, sílica e, também de elementos traços como Rb, Sr e Ba. Outros elementos, menores e traços, como V, Ti, Zr, Y, Nb, Ga, Sc e ETR são tidos como relativamente imóveis sob condições de alteração hidrotermal e metamorfismo (Watters & Pearce, 1987; Rollinson, 1993). É com base nesses elementos, mais adequados, que se priorizará a discussão da geoquímica das rochas vulcânicas e metavulcânicas da Folha Cândido Mendes, ressaltando-se ainda o caráter de reconhecimento do trabalho.

4.3.1 – Formação Matará (Grupo Aurizona)

Foram analisadas duas amostras oriundas da área tipo da formação (EK87, talco-tremolita xisto e EK89, anfíbolito) e uma amostra da área do garimpo Cavala (EK101A, tremolitito). Os resultados analíticos estão dispostos na Tabela 4.3. Em base anidra, as concentrações de SiO_2 variam entre 45,7 e 58,0%, o que faz com que o anfíbolito (EK89) seja uma rocha

intermediária e plote no campo dos andesitos, enquanto que as outras duas amostras são rochas básicas que plotam no campo dos basaltos subalcalinos/toleíticos (Fig. 4.12A). No diagrama Nb/Y versus Zr/ TiO_2 (Winchester & Floyd, 1977) a amostra EK87 plota no limite entre os campos dos basaltos subalcalinos e andesito/basalto (Fig. 4.12B). Segundo os critérios de Jensen (1976) o anfíbolito (EK89) é enriquecido em ferro, sendo um basalto toleítico de alto-Fe, enquanto que o talco-tremolita xisto é mais magnésiano (11,7%), constituindo um basalto toleítico de alto-Mg, já com tendência komatítica; o tremolitito seria um basalto de afinidade komatítica (Fig. 4.13).

O diagrama multi-elementar, normalizado ao MORB (Fig. 4.14A), mostra também variação entre os padrões das rochas analisadas. A amostra EK87 possui padrão típico, em conteúdo e distribuição, de basaltos toleíticos de arcos de ilha oceânicos e a amostra EK101A lembra os basaltos calcico-alcálicos de alto-K de arcos ilhas oceânicos (p. ex., Watters & Pearce, 1987; Wilson, 1989), apesar das exageradas anomalias positivas de Ce e Sm. Já a amostra EK89 não apresenta um padrão característico, o que pode ser devido à mobilidade dos LILE durante o metamorfismo e alteração.

Os conteúdos totais de ETR das três amostras mostram bastante variação, de 17 a 410 ppm. As amostras talco-tremolita xisto e anfíbolito (ambas do mesmo corpo) mostram conteúdos totalmente distintos, mas padrões de distribuição semelhantes e sub-paralelos (Fig. 4.14B). Esses padrões são horizontalizados, desprovidos de fracionamento ($La/Yb(n) = 1,0-1,4$) e lembram os de basaltos toleíticos de bacias marginais (*back-arc*, p. ex., Wilson, 1989) e de basaltos toleíticos de seqüências metavulcanossedimentares paleoproterozóicas birrimianas interpretados como originários de ambiente de arco de ilha (Sylvester & Attoh, 1992). O padrão horizontalizado implica em envolvimento de manto tipo MORB raso (peridotito) na geração do magma (Winter, 2001).

Dois amostras (EK89 e EK101A) apresentam anomalia negativa de Ce. Na primeira amostra essa anomalia é sutil, mas na amostra de tremolita xisto (EK101A) ela é bastante expressiva (Fig. 4.14B). Esse efeito está associado ao ambiente oceânico. A água marinha é empobrecida em Ce, pois esse elemento deposita-se nos sedimentos de fundo oceânico

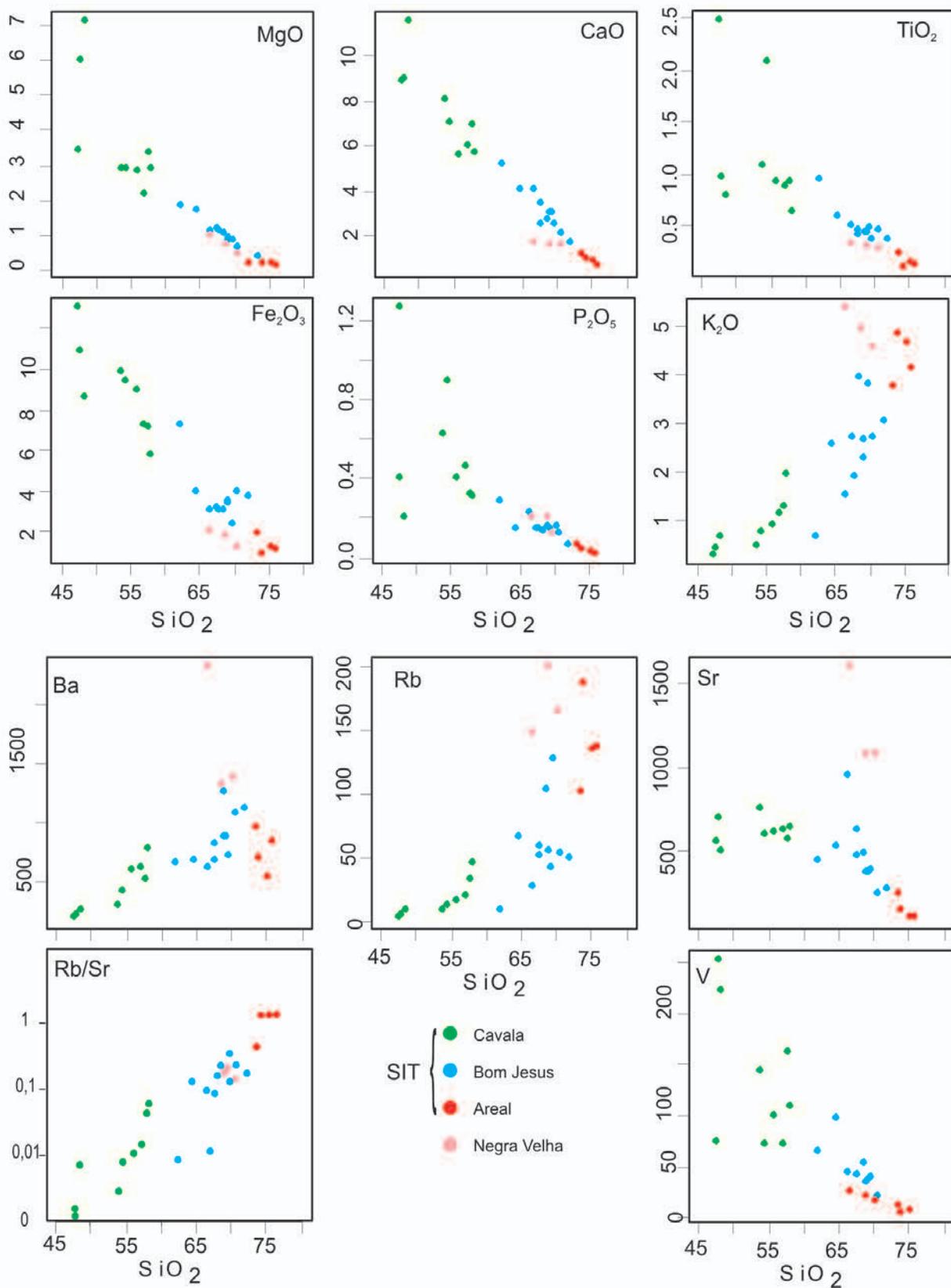


Figura 4.9 - Diagramas de Harker para elementos maiores e traços dos granitóides da Folha Cândido Mendes. SIT: Suíte Intrusiva Tromaf.

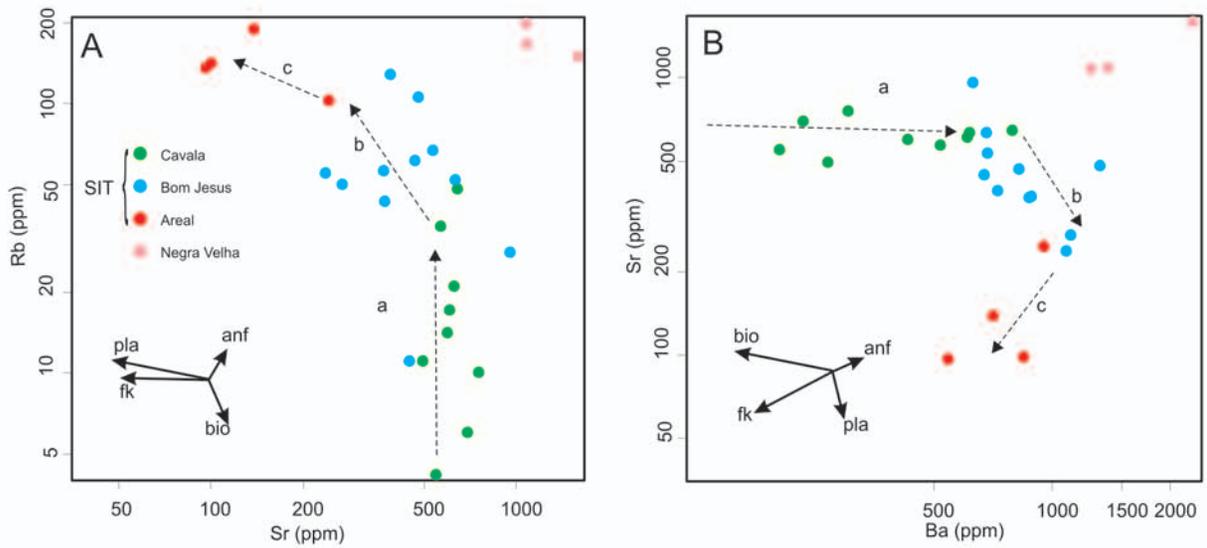


Figura 4.10 - Diagramas Rb versus Sr e Sr versus Ba para as rochas granitóides da Folha Cândido Mendes. Vetores de acordo com Dall'Agnol *et al.* (1999). SIT: Suíte Intrusiva Tromaiá.

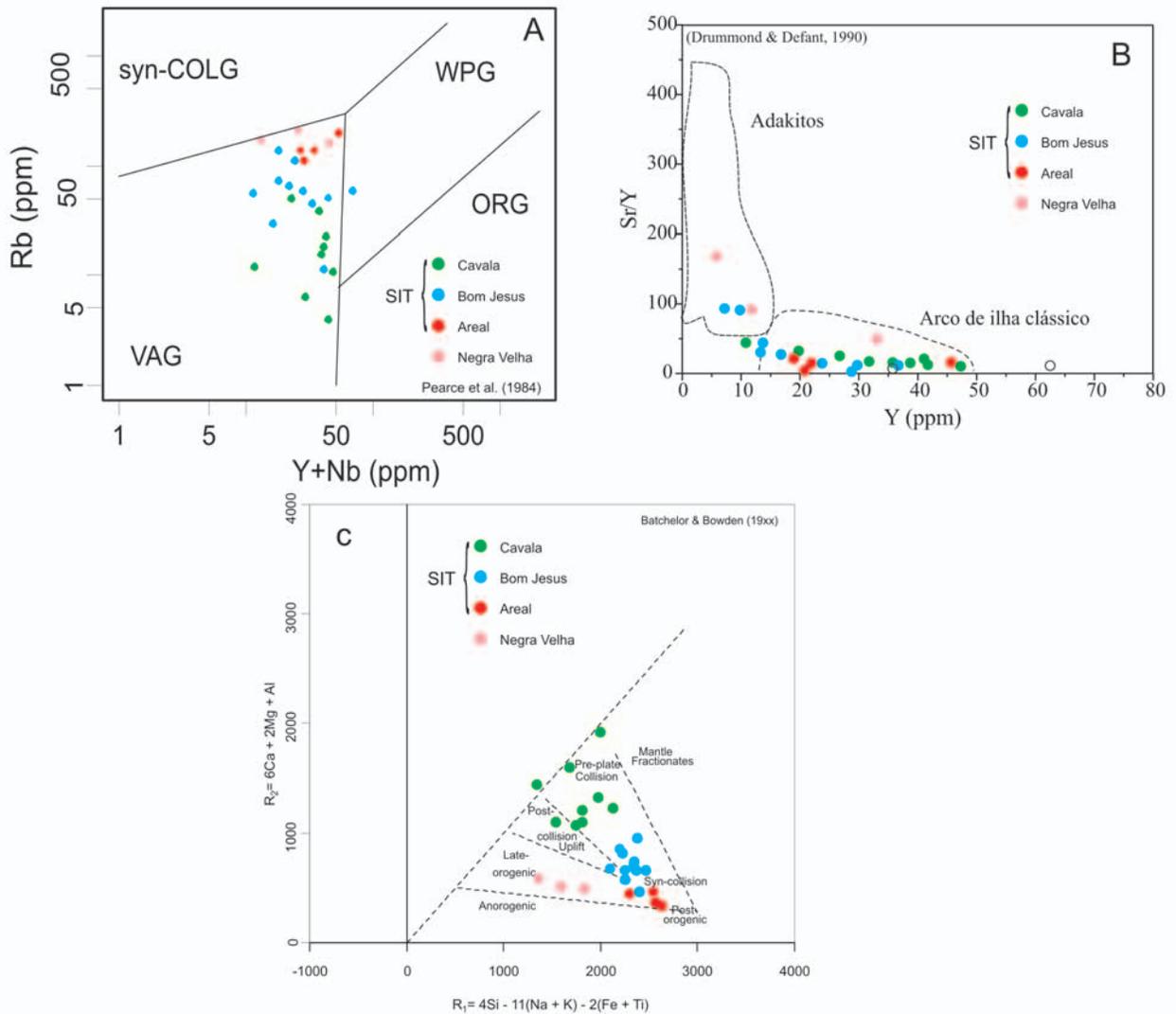


Figura 4.11 - Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos para as rochas granitóides da Folha Cândido Mendes. SIT: Suíte Intrusiva Tromaiá.

Tabela 4.3 – Dados químicos em rocha total para as rochas metavulcânicas das formações Matará e Pirocaua (Grupo Aurizona)

	Formação Matará			Formação Pirocaua	
	EK101A tremolítico	EK87 talco-trem-xisto	EK89 anfíbolito	EK168A riodac/dac	EK60B andes/basalto
SiO ₂ (% peso)	45,74	48,33	58,01	71,22	78,93
Al ₂ O ₃	12,33	14,67	10,52	13,51	7,93
Fe ₂ O ₃	12,26	9,33	19,69	5,49	4,2
MgO	20,15	11,66	0,47	0,68	2,59
CaO	7,93	14,05	6,86	0,19	0,04
Na ₂ O	0,44	0,96	1,71	3,43	0,15
K ₂ O	0,04	0,16	0,32	2,23	1,17
TiO ₂	0,38	0,46	1,57	0,67	0,34
P ₂ O ₅	0,03	0,06	0,58	0,14	0,05
MnO	0,21	0,14	0,26	0,06	0,02
Cr ₂ O ₃	0,47	0,16	0,00	0,004	0,048
Ba (ppm)	32,6	40,6	83	909	132
Co	89,8	79,8	22,2	35,7	39,2
Cs	<,1	0,3	<,1	0,9	0,9
Ga	9,9	11,3	23,4	22,5	9,2
Hf	0,6	0,8	6,7	7	1
Nb	0,7	1,2	10,1	8,2	1,5
Rb	1,3	3	2,8	60,3	37,6
Sn	bd	bd	1	2	bd1
Sr	25	152	111	113	46
Ta	<,1	<,1	0,7	0,6	0,1
Th	<,1	0,1	0,9	4,1	0,9
U	<,1	<,1	0,2	1,6	2,4
Sc	32	37	33	15	17
V	177	165	bd	13	107
W	25	125	65	151	3
Zr	20	23	208	231	41
Y	97	9	242	52	18
Mo	0,2	0,6	0,7	0,5	1,3
Cu	142	270	8	113,8	90
Pb	2,2	0,4	0,8	9,7	2,6
Zn	47	16	104	75	60
Ni	603	167	6	15,5	96,7
La	82,6	1,6	34,1	28,9	8,1
Ce	9,1	4,5	70,9	64,9	17,6
Pr	34,9	0,67	13,43	8,4	2,45
Nd	139,5	2,8	66,5	35,9	12,8
Sm	33,1	1,3	23,7	8,5	2,4
Eu	12,78	0,49	7,75	2,4	0,73
Gd	25,58	1,43	29,68	7,69	2,7
Tb	5,23	0,28	5,79	1,4	0,42
Dy	31,44	1,5	33,42	8,16	2,78
Ho	5,17	0,37	7,69	1,8	0,51
Er	13,72	1,11	21,91	5,41	1,47
Tm	1,92	0,18	3,03	0,82	0,27
Yb	13,44	1,03	18,52	5,29	1,39
Lu	1,76	0,15	2,77	0,82	0,24
Σ REE	410,24	17,41	339,19	180,4	53,9
Eu/Eu*	1,3	1,1	0,9	0,9	0,9
LaN/YbN	4,1	1,0	1,2	3,7	3,9
LaN/SmN	1,6	0,8	0,9	2,1	2,1
CeN/YbN	2,7	1,4	1,2	1,3	1,5
CeN/SmN	0,2	1,1	1,0	3,2	3,3
EuN/YbN	0,1	0,8	0,7	1,8	1,8

bd: abaixo do limite de detecção

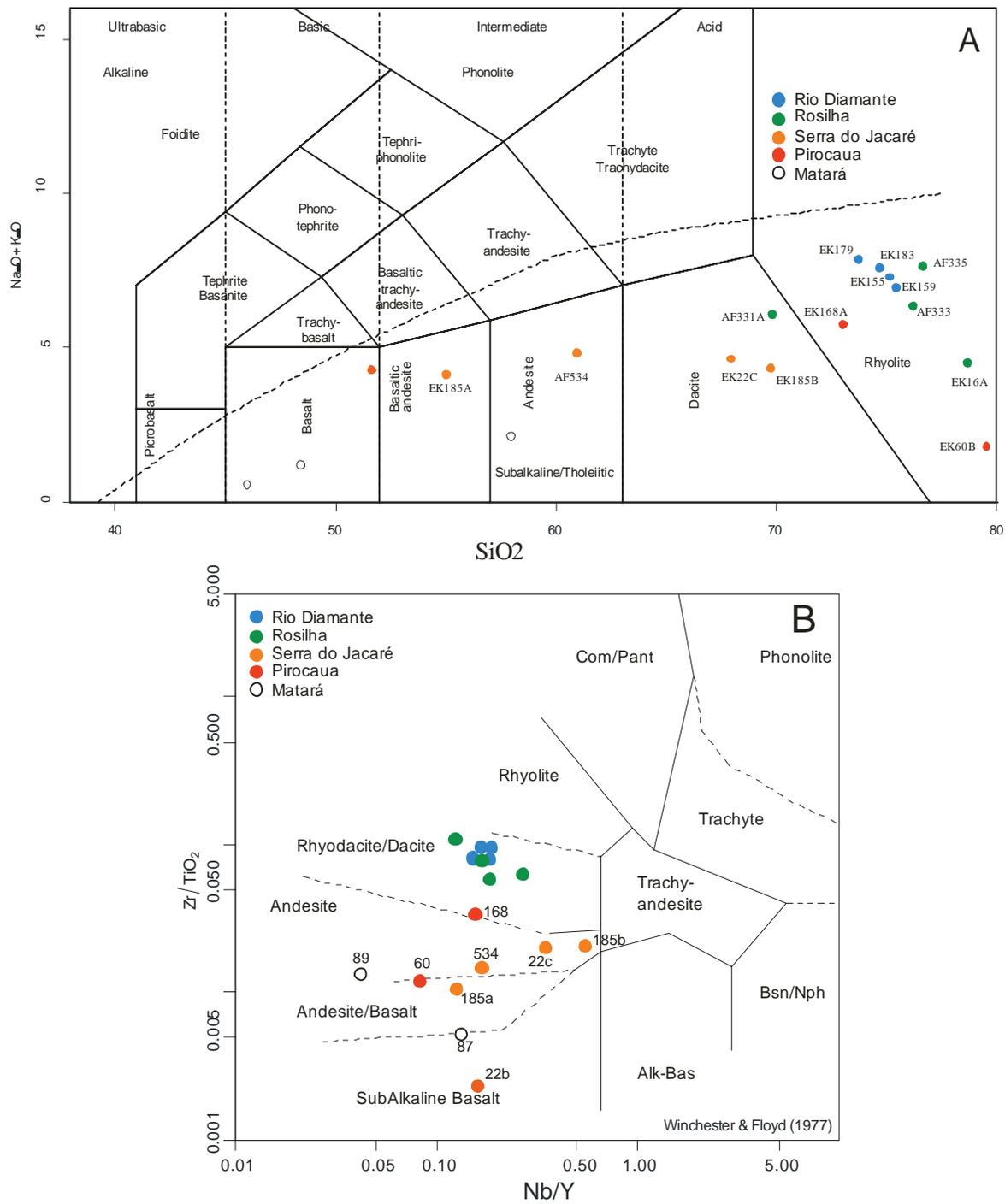


Figura 4.12 - Classificação química das rochas vulcânicas e metavulcânicas da folha Cândido Mendes. A) Diagrama TAS (Le Maître, 2002). B) Diagrama de classificação de Winchester & Floyd (1977) usando elementos traços.

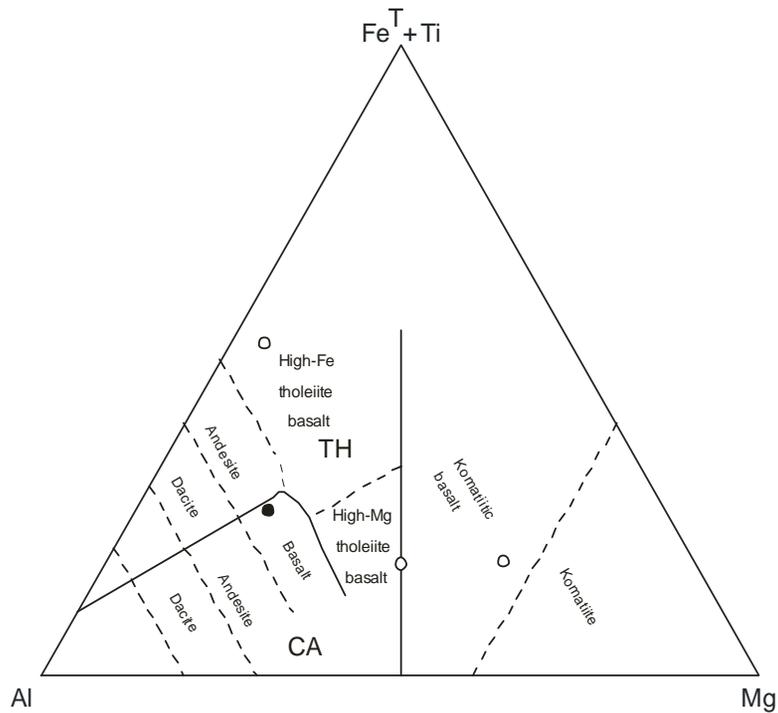


Figura 4.13 - Diagrama catiônico de Jensen (1976) para as rochas da Formação Matará (círculos abertos) e para um basalto da Unidade Vulcânica Serra do Jacaré (círculo fechado). CA = calcico-alcálico; TH=toleítico.

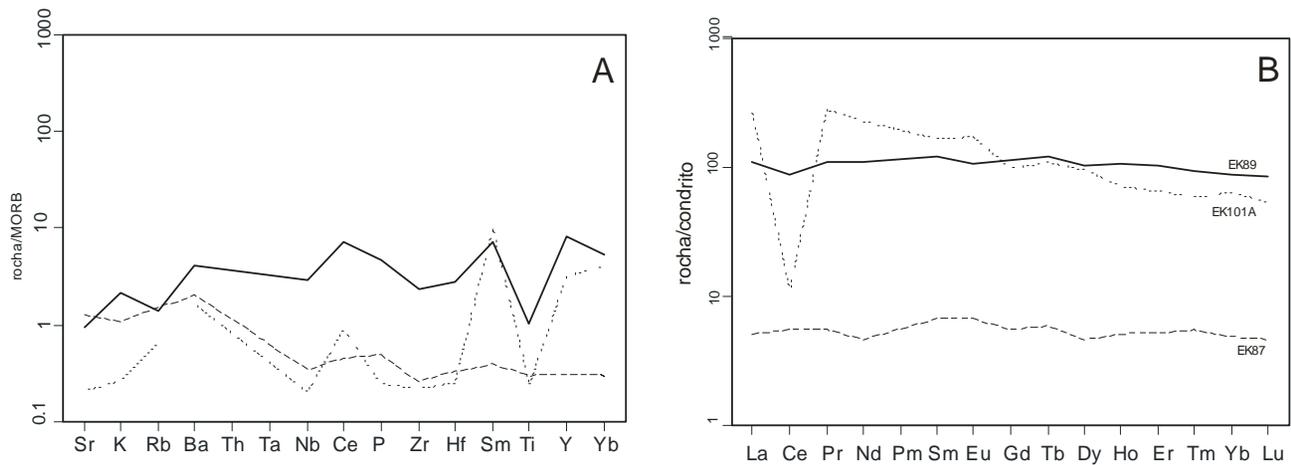


Figura 4.14 - Diagrama multi-elementar (A) e padrões de ETR (B) para as rochas da Formação Matará. Mesma simbologia em A e B.

(sedimentos pelágicos) ou em nódulos de manganês (Day *et al.*, 2000). Nas rochas básicas essa anomalia pode indicar pelo menos três diferentes processos: intensa alteração das lavas básicas derramadas no assoalho oceânico, provocada pelo contato com a água marinha (Ludden & Thompson, 1979); presença de sedimentos marinhos subductados na gênese do magma básico produzido em arcos de ilha (Hole *et al.*, 1984; Shimizu *et al.*, 1992); ou desidratação e metassomatismo da placa oceânica (Shimizu *et al.*, 1992). Anomalias fracas de Ce foram reportadas em basaltos toleíticos Riácianos do Birrimiano no Oeste da África (Abouchami *et al.*, 1990; Sylvester & Attoh, 1992). Esse comportamento

é importante, pois indica um ambiente oceânico para a formação dessas rochas.

4.3.2 – Formação Pirocaua (Grupo Aurizona)

Apenas duas amostras relacionadas a esta unidade foram analisadas quimicamente (Tabela 4.3). Ambas são classificadas como riolito no diagrama TAS (Fig. 4.12A), mas, no diagrama de Winchester & Floyd (1977), observa-se que a amostra com maior teor de SiO₂ plota no limite entre os campos do andesito e andesito/basalto (Fig. 4.12B). Isso é provavelmente devido à alteração hidrotermal impressa na amostra.

As duas amostras não formam um par consistente em termos químicos, pelo menos na maioria dos casos (Fig. 4.15), mas plotam em campo distinto das demais associações vulcânicas da área, quando observada a relação Ce_N/Yb_N (Fig. 4.15D).

Os conteúdos totais de ETR das duas amostras são distintos (54-180 ppm), mas os padrões são subparalelos (Fig. 4.16A), sugerindo fracionamento de ETR em proporções relativamente constantes, mas em condições composicionais variáveis. Esses padrões são caracterizados por fracionamento apenas moderado entre os ETR leves e pesados ($La/Yb(n) = 3,7-3,9$) e ausência de anomalia de európio, típico de suítes calcico-alcalinas.

Os elementos-traços normalizados ao manto primitivo (Fig. 4.16B) mostram também moderado fracionamento entre LILE e HFSE, anomalias positivas de Pb e Zr e fortes anomalias negativas de Nb, Ti, Sr e P.

4.3.3 – Unidade Vulcânica Serra do Jacaré

Cinco amostras de rochas pertencentes à Unidade Vulcânica Serra do Jacaré foram analisadas quimicamente (Tabela 4.4). Com relação ao teor de SiO_2 , que varia de 51,5 e 66,7%, uma amostra é básica (basalto), duas são intermediárias (andesito basáltico e andesito) e duas são ácidas (dacito) (Fig. 4.12A). Na classificação química que envolve elementos relativamente imóveis (Fig. 4.12B), as rochas são predominantemente andesitos, com variações para andesito/basalto e basalto subalcalino.

Quanto ao índice de saturação em alumina as rochas plotam no limite entre os campos metaluminoso e peraluminoso (Fig. 4.17A). Em relação à maioria dos elementos, o grupo analisado mostra-se relativamente heterogêneo. Entretanto, há uma tendência geral de diminuição nos teores de Al_2O_3 , MgO, CaO, TiO_2 , P_2O_5 e Fe_2O_3 com o aumento na concentração de SiO_2 , enquanto que K_2O e Na_2O mostram comportamento disperso (diagramas não incluídos).

Entre os elementos traços, o La mostra correlação positiva com Zr e Nb, o mesmo acontecendo entre Zr e Nb (Figs. 4.15A, B e C). As razões Zr/Nb e são relativamente constantes (Fig. 4.15C), mas as razões Zr/La e Ce/Yb(n) são mais variáveis (Fig. 4.15A e D). Ainda com relação aos elementos La, Zr e Nb, as

rochas da Unidade Vulcânica Serra do Jacaré, quando comparadas às das formações Rosilha e Rio Diamante, formam domínios totalmente distintos (Fig. 4.15).

Os ETR e os elementos traços incompatíveis (LILE e HFSE) apresentam conteúdos e padrões algo distintos em função da variação no conteúdo de SiO_2 (Fig. 4.18). Em comum, todas as amostras apresentam ausência de anomalia de európio e enriquecimentos em LILE em relação aos HFSE. As amostras com SiO_2 entre 55 e 70% peso (Fig. 4.18A, andesitos e dacitos) possuem concentrações totais de ETR entre 43 e 105 ppm e são as que apresentam o maior fracionamento entre elementos leves e pesados ($La/Yb(n) = 5,9$ a 8,8). As amostras com menor conteúdo de SiO_2 (Fig. 4.18C, basalto e andesito basáltico) mostram a menor variação em concentração total (101-123 ppm) e também são apenas moderadamente fracionadas ($La/Yb(n) = 3,4-4,2$). Individualmente, os padrões da maioria das amostras são compatíveis com os de magmas calcico-alcalinos e calcico-alcalinos de alto-K. Exceções são as amostras com menor teor de SiO_2 (EK22B e EK185A) que mostram uma tendência mais toleítica.

Nos diagramas multi-elementares normalizados ao manto primitivo (Figs. 4.18B e D) também são evidentes as diferenças entre os padrões em função do teor de SiO_2 , sendo que as rochas mais pobres em SiO_2 mostram maior enriquecimento em relação ao manto primitivo. De maneira geral, com o aumento no teor de SiO_2 há um aumento da anomalia negativa de Nb e Ti e maior empobrecimento em La e Ce. O chumbo, que nas rochas de menor teor de SiO_2 forma anomalias negativas muito fracas, passa a mostrar anomalias positivas proeminentes nos termos mais silicosos.

4.3.4 – Formação Rio Diamante e Unidade Vulcânica Rosilha

Devido à semelhança petrográfica e química entre as unidades Rosilha e Rio Diamante, os dados litogeoquímicos das mesmas são discutidos em conjunto. Quatro amostras de cada unidade, sendo três rochas vulcânicas e um tufo, foram analisadas quimicamente e os resultados encontram-se na Tabela 4.5.

As amostras da Formação Rio Diamante apresentam composição química muito pouco variável e tanto os derrames como a vulcanoclástica são quimicamente rochas ácidas (72-74% em peso de SiO_2) e

Tabela 4.4 – Dados químicos em rocha total para as rochas vulcânicas da Unidade Vulcânica Serra do Jacaré

	EK22B	EK185A	AF534	EK185B	EK22C
	basalto	andes/basalto	andesito	andesito	andesito
SiO ₂ (% peso)	51,56	53,39	58,98	66,69	66,73
Al ₂ O ₃	17,98	16,6	16,16	16,04	15,71
Fe ₂ O ₃	12,30	10,04	8,11	4,22	4,6
MgO	4,74	3,96	2,66	1,38	1,54
CaO	7,80	7,5	4,99	2,26	4,49
Na ₂ O	3,39	3,17	3,63	3,32	4,23
K ₂ O	0,80	0,82	1,05	0,78	0,34
TiO ₂	1,05	1,1	0,79	0,5	0,41
P ₂ O ₅	0,16	0,31	0,23	0,1	0,13
MnO	0,22	0,14	0,11	0,09	0,06
Cr ₂ O ₃	0,00	0,003	0,006	0,007	0,004
Ba (ppm)	433	393	462	376	303
Co	52,2	49,8	30,5	27,5	106,5
Cs	0,6	1	1,2	0,5	0,7
Ga	19,6	21,4	17,8	19	18,9
Hf	1,2	3,3	3,8	3	2,6
Nb	4,1	4,1	4,1	3,3	2,8
Rb	17	23,4	27,5	15,7	10
Sn	1	bd	bd	<1	2
Sr	480	545	376	440	513
Ta	0,3	0,3	0,3	0,2	0,2
Th	0,2	1,4	2,5	1,4	1,4
U	0,4	0,9	0,9	0,8	0,6
Sc	34	23	17	10	8
V	276	234	118	83	66
W	118	128	87	123	597
Zr	23	117	119	104	84
Y	26	32	24	6	8
Mo	0,6	1,4	1,1	0,4	2,4
Cu	96,9	184,6	49	16,1	46
Pb	1,1	0,8	5,8	3,5	3,3
Zn	86	106	64	43	52
Ni	5,6	14,7	13	18,4	15,4
La	13,2	18,7	18,2	9,3	9,8
Ce	34,3	41,8	39,8	18,6	23,6
Pr	5,15	5,84	5,31	1,97	3,02
Nd	25,6	28	20,8	7	13
Sm	5,2	6	4,2	1,5	2,4
Eu	1,69	1,76	1,5	0,49	0,59
Gd	4,5	5,7	4,44	1,22	1,7
Tb	0,77	0,91	0,82	0,18	0,3
Dy	4,12	6,14	3,94	1,22	1,45
Ho	0,84	1,23	0,89	0,22	0,26
Er	2,7	3,38	2,48	0,63	0,94
Tm	0,42	0,45	0,36	0,1	0,14
Yb	2,64	2,98	2,07	0,71	0,8
Lu	0,38	0,52	0,3	0,11	0,08
Σ REE	101,5	123,4	105,1	43,3	58,1
Eu/Eu*	1,1	0,9	1,1	1,1	0,9
LaN/YbN	3,4	4,2	5,9	8,8	8,3
LaN/SmN	1,6	2,0	2,7	3,9	2,6
CeN/YbN	1,8	1,7	2,1	2,0	2,1
CeN/SmN	3,4	3,6	5,0	6,8	7,6
EuN/YbN	1,6	1,7	2,3	3,0	2,4

bd: abaixo do limite de detecção

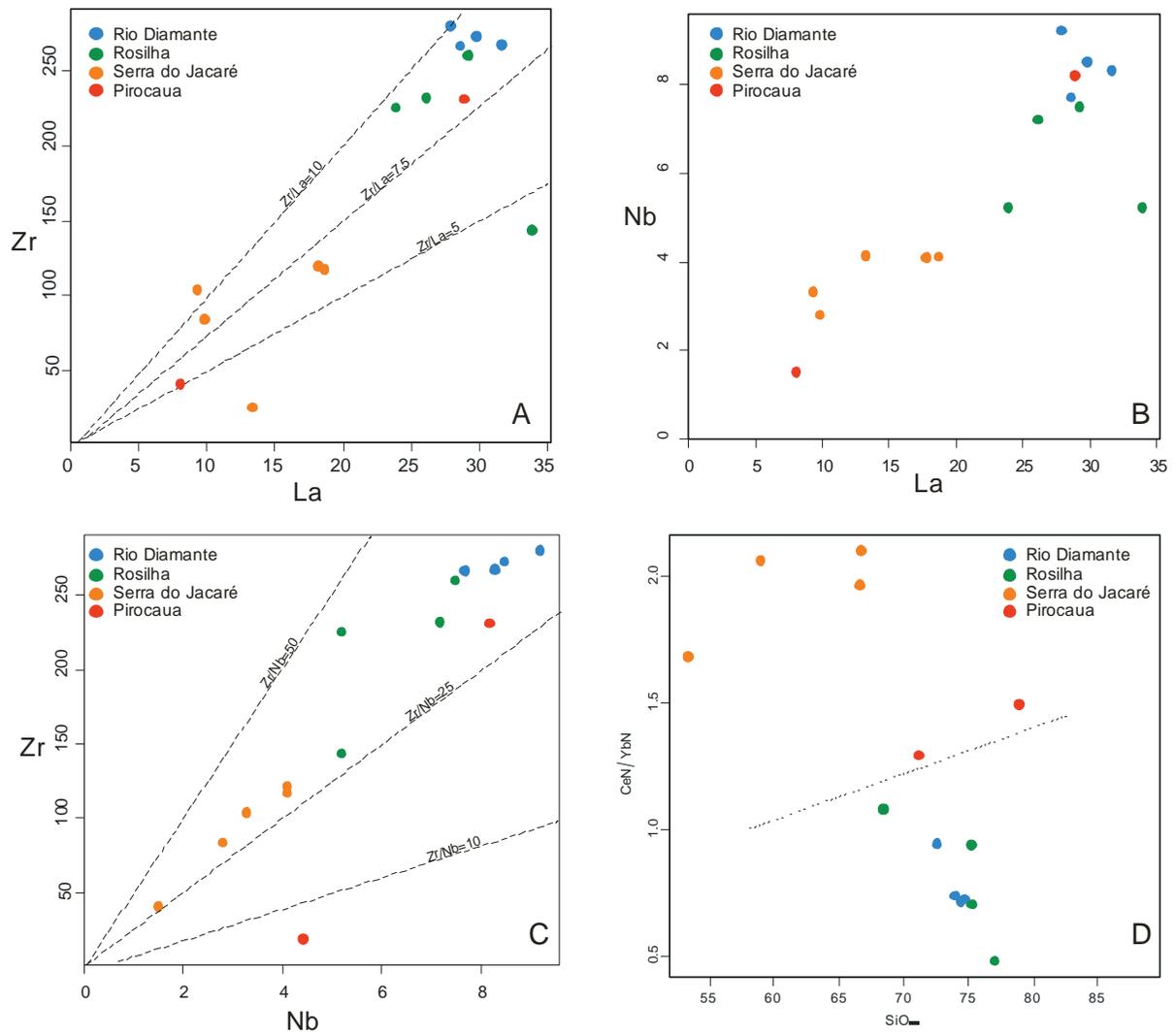


Figura 4.15 - Diagramas que mostram concentrações e relações entre elementos traços e/ou maiores nas rochas vulcânicas e metavulcânicas da Folha Cândido Mendes.

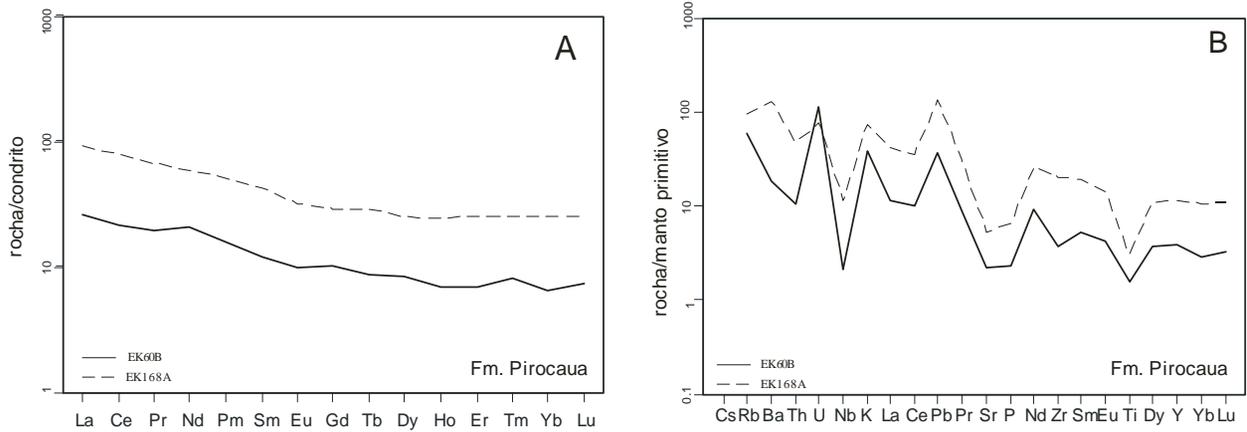


Figura 16 - A) Diagrama de ETR normalizado ao condrito de Boynton (1984); B) diagrama multi-elementare normalizado ao manto primitivo (Sun & McDonough, 1989) para amostras da Formação Pirocaua.

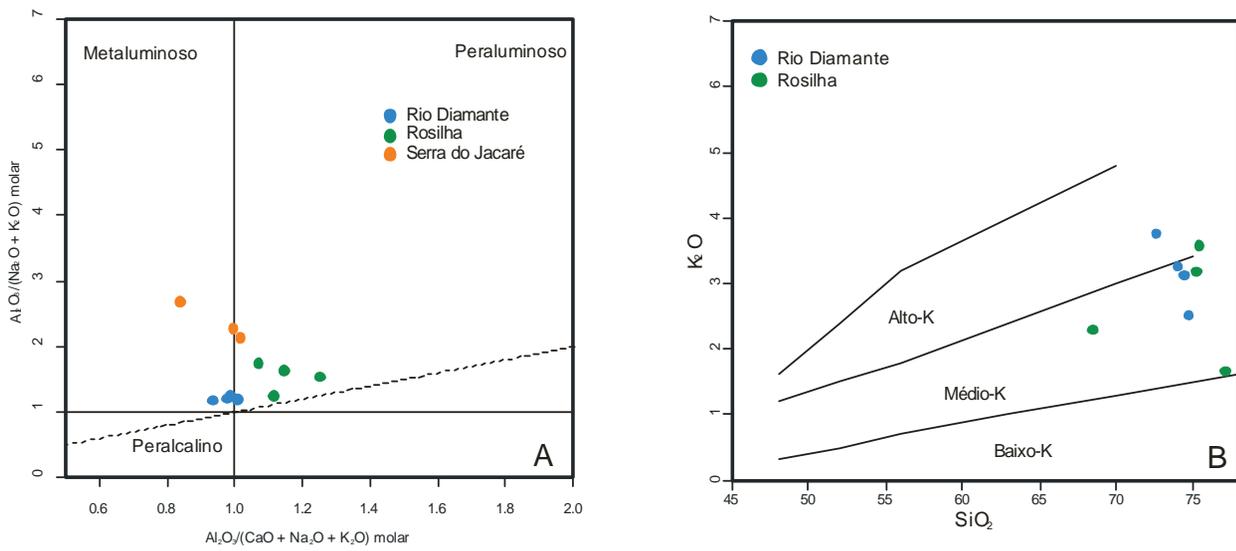


Figura 4.17 - A) Diagrama de Maniar & Piccoli (1989) e B) Diagrama de Peccerillo & Taylor (1976) para unidades vulcânicas da Folha Cândido Mendes.

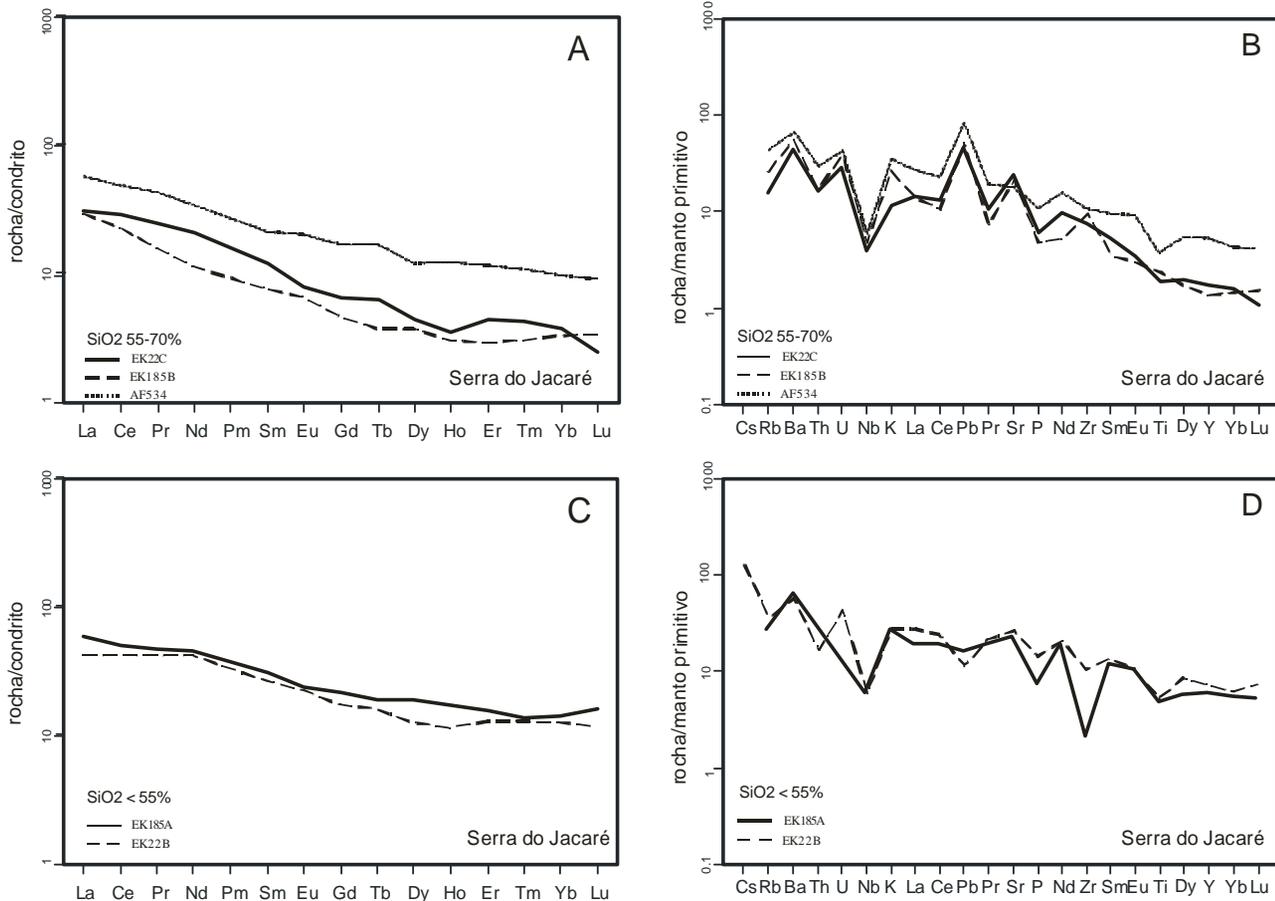


Figura 4.18 - Diagramas de ETR (A, C) normalizados ao condrito de Boynton (1984) e diagramas multi-elementares (B, D) normalizados ao manto primitivo (Sun & McDonough, 1989) para as rochas da Unidade Vulcânica Serra do Jacaré separados em função do teor de SiO₂.

classificadas como riolito no diagrama TAS (Fig. 4.12A) e como riodacito/dacito no diagrama Nb/Y *versus* Zr/TiO₂ (Fig. 4.12B). São rochas calcico-alcálicas com teor de K₂O predominantemente médio (Fig. 4.17B) e, embora metaluminosas, plotam no limite entre os campos metaluminoso e peraluminoso (Fig. 4.17A), o que é condizente com a presença, às vezes importante, de biotita na matriz microcristalina.

As rochas da Unidade Vulcânica Rosilha mostram uma variação um pouco maior na sua composição química do que a apresentada pelas rochas da Formação Rio Diamante. Também são rochas ácidas (68-77% em peso de SiO₂). No diagrama TAS três amostras são classificadas como riolito e uma como dacito (Fig. 4.12A) e, igualmente às rochas da Formação Rio Diamante, plotam no campo do riodacito/dacito no diagrama Nb/Y x Zr/TiO₂ (Fig. 4.12B). São rochas calcico-alcálicas com médio teor de K₂O (Fig. 4.17B) e fracamente peraluminosas (Fig. 4.17A).

Algumas diferenças no conteúdo de elementos traços das duas formações são observáveis (Tabela 4.5). A Formação Rio Diamante mostra concentrações (ou médias) ligeiramente superiores de Ba, Hf, Nb, Zr e Y e inferiores de Sr e Th em relação à Formação Rosilha. Contudo, as razões Zr/La, Zr/Nb e Ce/Yb(n) são similares nas duas unidades (Fig. 4.15), mas com maior variabilidade na Formação Rosilha.

Na Formação rio Diamante os elementos terras raras apresentam conteúdos totais entre 169 e 187 ppm e os padrões mostrados na Figura 4.19A refletem um pequeno fracionamento entre os ETR leves e pesados, com razões La/Yb(n) entre 3,5 e 3,8, fracionamento este produzido essencialmente pelos elementos leves, já que os elementos pesados apresentam distribuição sub-horizontal. Também são visíveis fracas anomalias negativas de európio (Eu/Eu* = 0,6-0,8). Estes padrões são compatíveis com o caráter calcico-alcálico moderadamente evoluído da unidade.

O Conteúdo total de ETR é ligeiramente inferior na Unidade Vulcânica Rosilha (136-177 ppm) e o fracionamento é um pouco mais pronunciado, com razões La/Yb(n) entre 3,0 e 12,2. Embora o padrão dos ETR pesados seja também subhorizontal, na unidade Rosilha esse grupo de elementos apresenta-se muito mais variado, com enriquecimentos de 10-50 vezes os valores condríticos (Ce/Yb(n) = 0,5 a 1,1. A anomalia de

európio é também mais importante do que a apresentada pela Formação Rio Diamante (Fig. 4.19A e C), com Eu/Eu* = 0,4-0,7.

O diagrama multielementar normalizado ao manto primitivo (Fig. 4.19B) mostra, para a Formação Rio Diamante, enriquecimento em LILE, U e Th em relação aos ETR leves e HFSE, anomalia positiva de Pb e pronunciadas anomalias negativas de P e Ti. O padrão é muito similar ao apresentado pela Formação Rosilha (Fig. 4.19D). Contudo, a diferença marcante entre os padrões das duas unidades é a conspícua anomalia negativa de Nb apresentada pelas amostras da unidade Rosilha, o que não acontece na Formação Rio Diamante (Fig. 4.19B e D).

4.4 – Petrologia e ambiente tectônico das rochas vulcânicas e metavulcânicas

4.4.1 – Formações Matará e Pirocaua (Grupo Aurizona)

O reduzido número de amostras da Formação Matará analisadas quimicamente não autoriza uma definição categórica do ambiente tectônico de formação das rochas desta unidade, mas os resultados permitem algumas inferências preliminares. A distribuição dos elementos menores e traços relativamente imóveis aponta predominantemente para uma assinatura de arco de ilha oceânico. A amostra EK87 mostra sempre uma assinatura compatível com a de basaltos toleíticos (Figs. 4.14A e 4.20A,B,C), com exceção dos ETR que lembram basaltos toleíticos de bacias tipo *back-arc* (Fig. 4.14B). Já a amostra EK101A possui características de basaltos calcico-alcálicos de alto-K (Figs. 4.14A e 4.20A) e de basaltos toleíticos (Figs. 4.20B, C), dependendo das relações entre os elementos químicos. A amostra EK89, que é intermediária, apresenta um comportamento errático e geralmente plota fora de campos bem definidos em diagramas discriminantes, provavelmente como resultado de mobilidade de elementos durante metamorfismo e deformação.

Magma basáltico derramado em arcos de ilhas são tidos como gerados a partir da fusão parcial da cunha do manto sobre a placa litosférica subductada (Wilson, 1989). Essa cunha é comumente metassomatizada por fluidos que ascendem a partir da

Tabela 4.5 – Dados químicos em rocha total para rochas vulcânicas da Formação Rio Diamante e Unidade Vulcânica Rosilha

	Formação Rio Diamante				Formação Rosilha			
	EK179	EK183	EK155	EK159	AF331A	AF333A	AF335	EK16A
	riolito	riolito	riolito	riolito	dacito	riolito	riolito	riolito
SiO ₂ (% peso)	72,62	74,02	74,42	74,72	68,45	75,23	75,33	77,05
Al ₂ O ₃	12,44	12,67	12,24	12,31	14,88	13,42	12,71	10,4
Fe ₂ O ₃	3,53	3,09	3,13	3,08	4,21	1,86	1,59	3,82
MgO	0,25	0,24	0,26	0,27	1,05	0,38	0,13	0,41
CaO	1,41	1,08	1,29	1,39	2,97	1,17	0,62	1,5
Na ₂ O	4,01	4,3	4,09	4,39	3,63	3,08	3,94	2,81
K ₂ O	3,76	3,25	3,15	2,5	2,3	3,18	3,57	1,58
TiO ₂	0,32	0,32	0,28	0,29	0,38	0,22	0,33	0,21
P ₂ O ₅	0,05	0,05	0,04	0,04	0,09	0,05	0,03	0,04
MnO	0,08	0,07	0,06	0,07	0,07	0,04	0,05	0,1
Cr ₂ O ₃	0,002	0,002	0,001	0,002	0,003	0,001	0,001	0,001
LOI	1,3	0,7	0,9	0,8	1,8	1,2	1,4	2,0
SUM	99,77	99,79	99,86	99,87	99,84	99,84	99,71	99,92
Ba (ppm)	1167	1266	995	919	1017	1257	1006	598
Be	2	2	2	1	bd1	1	1	1
Co	29,2	46,9	30,4	36,3	37,5	40,5	35,2	34,9
Cs	1,2	2,1	0,5	1,8	1,6	2,1	0,7	1,3
Ga	19	17,8	15,8	16,9	17,4	14,4	16,2	11,5
Hf	8	7,8	7,4	7,8	7	4,9	9	7,3
Nb	8,3	7,7	8,5	9,2	5,2	5,2	7,5	7,2
Rb	70,5	82,2	62,5	62,5	62,3	94,8	68,5	41,5
Sn	2	2	2	2	1	1	2	2
Sr	185	155	157	155	354	250	100	119
Ta	0,7	0,6	0,5	0,6	0,5	0,5	0,7	0,5
Th	3,6	4,3	3,9	3,8	4,1	9	4,6	3,4
U	1,6	1,7	1,9	1,7	1,6	3,5	1,6	1,5
Sc	7	7	6	7	10	3	6	6
V	bd	bd	bd	bd	40	11	bd	bd
W	224	335	229	253	222	278	249	242
Zr	267	266	273	280	225	143	260	232
Y	54	44	51	51	28	19	44	57
Mo	1,9	5,4	2,8	2,2	1	1,6	1	0,6
Cu	85,4	121,8	42,3	26,1	32,4	6,3	7,5	15,1
Pb	19,6	2,9	4,3	3,6	4,7	10	10,3	11,5
Zn	160	52	60	68	72	39	61	72
Ni	2,1	3,6	3,1	3,7	4,7	5,3	3,4	2,7
La	31,7	28,6	29,8	27,9	23,9	33,9	29,2	26,1
Ce	66,4	64,1	64,2	63,4	53,4	67	67,9	56,3
Pr	9,04	8,36	7,91	7,86	6,35	7,05	8,39	7,39
Nd	38,3	34,2	34	31,9	28,4	25,6	35,3	28,5
Sm	8,1	7,7	7,1	7,5	5,7	4,7	8,3	6
Eu	1,92	1,41	1,33	1,34	1,18	0,62	1,1	1
Gd	7,44	6,58	6,51	7,21	4,75	2,98	6,85	6,84
Tb	1,28	1,26	1,3	1,28	0,89	0,58	1,36	1,31
Dy	8,89	7,51	6,58	7,8	4,13	3,05	7,14	7,59
Ho	1,88	1,67	1,62	1,61	0,95	0,59	1,45	1,76
Er	5,35	4,83	4,93	4,87	3,17	1,78	4,55	6,52
Tm	0,81	0,82	0,77	0,75	0,37	0,29	0,71	0,89
Yb	5,8	5,47	5,29	5,28	3,11	1,88	4,47	5,93
Lu	0,88	0,83	0,73	0,84	0,41	0,25	0,72	0,8
Σ REE	187,8	173,3	172,1	169,5	136,7	150,3	177,4	156,9
Eu/Eu*	0,8	0,6	0,6	0,6	0,7	0,5	0,4	0,5
LaN/YbN	3,7	3,5	3,8	3,6	5,2	12,2	4,4	3,0
LaN/SmN	2,5	2,3	2,6	2,3	2,6	4,5	2,2	2,7
CeN/YbN	0,9	0,7	0,7	0,7	1,1	0,9	0,7	0,5
CeN/SmN	3,0	3,0	3,1	3,1	4,4	9,2	3,9	2,5
EuN/YbN	2,0	2,0	2,2	2,0	2,3	3,4	2,0	2,3

LOI: perda ao fogo, bd: abaixo do limite de detecção

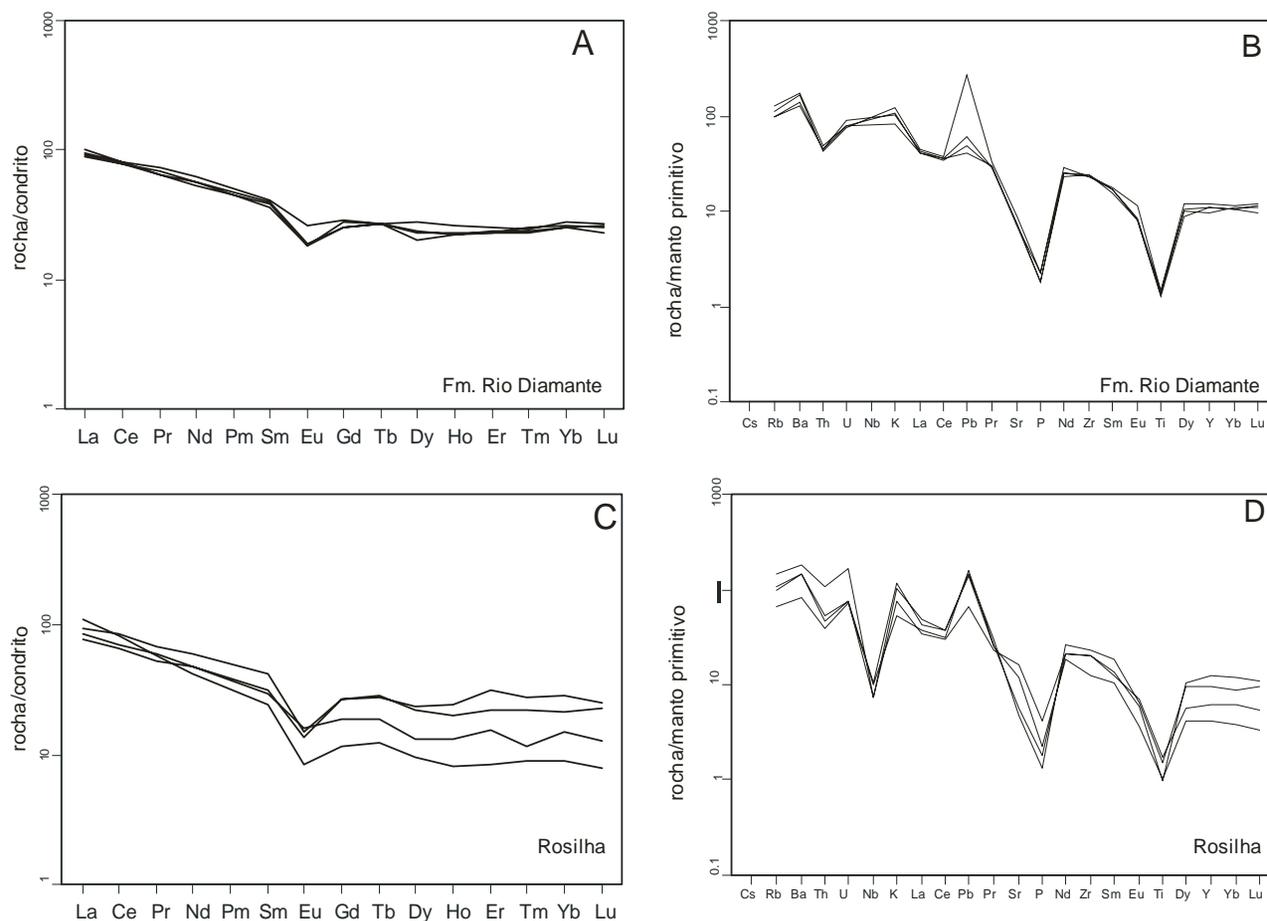


Figura 4.19 - Diagramas de ETR (A, C) normalizados ao condrito de (Boynton, 1984) e diagramas multi-elementares (B, D) normalizados ao manto primitivo (Sun & McDonough, 1989) para as rochas vulcânicas das formações Rio Diamante e Rosilha.

placa oceânica subductada, o que gera a assinatura de elementos maiores e traços característica dos ambientes de arcos de ilhas. As anomalias negativas de Nb e Ti observadas nas rochas da Formação Matará podem ser um indicativo desse processo.

Apenas duas amostras da Formação Pirocaua, com resultados químicos às vezes contrastantes, não permitem maiores discussões. Entretanto, um ambiente orogênico ligado a arcos de ilha ou margem continental pode ser sugerido com base nos padrões de ETR e de elementos traços.

4.4.2 – Unidade Vulcânica Serra do Jacaré

Os padrões de ETR e de elementos traços incompatíveis das rochas da Unidade Vulcânica Serra do Jacaré são similares aos de rochas calcico-alcalinas e calcico-alcalinas de alto-K. As relações $Rb \times Y + Nb$ e $Zr \times Hf$ indicam que as mesmas sejam relacionadas a ambientes de arco vulcânico (Figs. 4.21A e B). Contudo, as relações $Th/Yb \times Ta/Yb$ (Fig. 4.21C) mostram uma tendência ao ambiente de margem continental ativa.

A amostra de basalto (EK22B) não mostra uma assinatura geoquímica clara. Tende principalmente para um padrão de basaltos de arcos de ilha, mas algumas relações e/ou concentrações elementares assimilam-se às de basaltos tipo MORB ou intra-placa (Fig. 4.20). Essa característica geoquímica complexa, entretanto, é comum em basaltos de bacias *back-arc*, pois a gênese dos magmas envolve componentes mantélicos modificados por subducção e magmas gerados em centros de espalhamento oceânico (Wilson, 1989). Efetivamente, um ambiente tipo *back-arc* é sugerido pelas relações La-Nb-Y e V-Ti (Fig. 4.20) e pelo teor de Y. Em suma, sob o ponto de vista geoquímico, isotópico (ver capítulo 5) e de associação de rochas fica fortemente sugerida uma assinatura orogênica para essa unidade.

4.4.3 – Formação Rio Diamante e Unidade Vulcânica Rosilha

Nos diagramas discriminantes de ambientes tectônicos (Brown *et al.*, 1984; Pearce *et al.*, 1984) o posicionamento das rochas tanto da Formação Rio Diamante como da Unidade Vulcânica Rosilha se

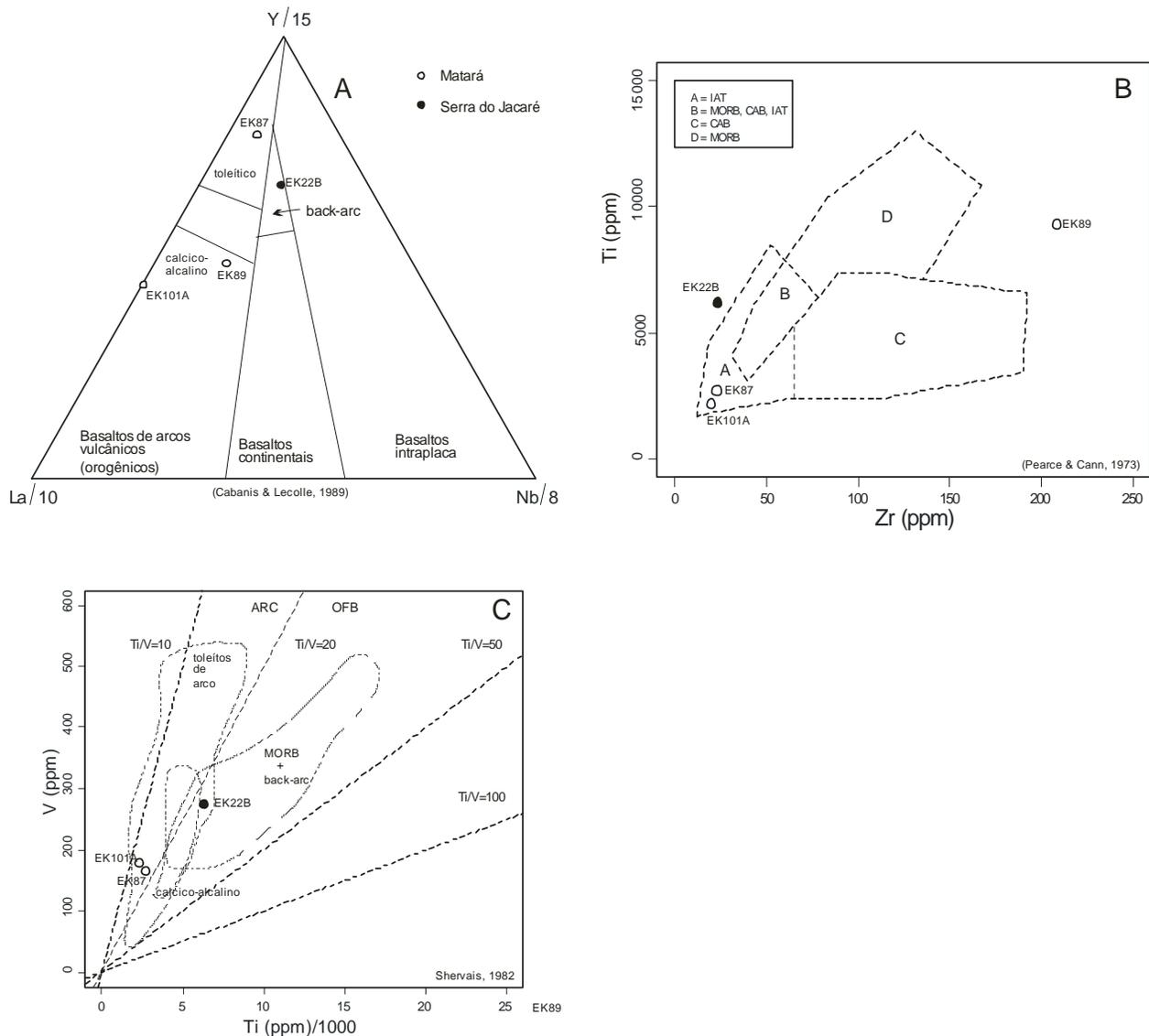


Figura 4.20 - Diagramas discriminantes tectônicos para as rochas (meta)vulcânicas básicas da Folha Cândido Mendes. Círculos abertos: Formação Matará; círculos fechados: Unidade Vulcânica Serra do Jacaré.

localiza no limite entre os campos dos arcos vulcânicos (orogênico) e intra-placa (Fig. 4.21A). Já no diagrama Th/Yb *versus* Ta/Yb (Pearce, 1982; Gorton & Schandl, 2000) essas rochas vulcânicas plotam no campo de margem continental ativa ou no limite entre esse campo e o de zonas vulcânicas intra-placa (Fig. 4.21C). As rochas da unidade Rosilha sempre se aproximam mais de uma condição intra-placa do que as da Formação Rio Diamante.

Os dados geoquímicos em rocha total permitem uma dupla interpretação para o magma gerador das rochas vulcânicas da Formação Rio Diamante e da Unidade Vulcânica Rosilha. Esse magma pode ser originário da fusão parcial de material mantélico seguida de cristalização fracionada, ou, alternativamente, ele poderia ser produzido pela refusão de rochas calcico-alcalinas. Essa informação e o caráter não metamórfico

e não deformado das rochas vulcânicas apontam para um magmatismo de caráter orogênico, em ambiente de margem continental ativa, ou em ambiente transicional entre margem continental ativa e continente franco. Isto está relativamente bem evidenciado para a Formação Rio Diamante, mas a ausência de dado geocronológico para a Unidade Vulcânica Rosilha faz com que cautela seja ainda necessária na interpretação dessa unidade.

Os dados isotópicos de Nd para a Formação Rio Diamante indicam, à semelhança da Unidade Vulcânica Serra do Jacaré, formação a partir de protólitos juvenis e de materiais derivados de crosta continental não muito mais antiga do que a própria unidade, isto é, pouca ou nenhuma participação de fonte arqueana. É provável que o retrabalhamento dos arcos de ilhas tenha fornecido pelo menos parte do material incorporado ao magma gerador da unidade.

4.5 – Geoquímica do Diabásio Laranjal

Nove amostras de diabásio foram submetidas à análise química de rocha total (Tabela 4.6). Os resultados analíticos globais mostram a existência de grupos quimicamente distintos. Num primeiro momento observa-se que, embora todas as amostras apresentem composição de basalto, duas amostras possuem afinidade alcalina, enquanto que o grupo majoritário é constituído por rochas subalcalinas/ toleíticas (Fig. 4.22).

Entre as amostras subalcalinas/toleíticas pode-se também efetuar a subdivisão em dois grupos, com base nos teores de TiO_2 e MgO , principalmente (Tabela 4.6). Um grupo é constituído por rochas com teor de MgO entre 6,0 e 6,7% e de TiO_2 entre 1,7 e 2,3%; outro grupo possui exemplares com teor MgO entre 4,9 e 5,2% e de TiO_2 entre 3,0 e 3,5%. O primeiro grupo representa

basaltos de baixo teor de TiO_2 (baixo-Ti; $\text{TiO}_2 < 2,5\%$) e o segundo, basaltos de alto teor de TiO_2 (alto-Ti; $\text{TiO}_2 > 2,5\%$), divisão geoquímica comumente encontrada na literatura sobre diabásios e basaltos continentais (p. ex., Bellieni *et al.*, 1984; Marques *et al.*, 1999; Iacumim *et al.*, 2003), que pode ser reflexo de diferenças na fonte mantélica do magma original, na evolução magmática ou ambiente tectônico.

O valor de $\text{mg}\#$ [$\text{mg}\# = \text{Mg}^{2+}/(\text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+})$], assumindo $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} = 0,15$ é usado como índice de diferenciação de rochas básicas (Tabela 4.6, Figs. 4.23 e 4.24). Nos diabásios Laranjal $\text{mg}\#$ varia entre 0,31 e 0,36 nos termos de afinidade alcalina (mais evoluídos), 0,35-0,40 nos de alto- TiO_2 e 0,45-0,49 nos de baixo-Ti (menos evoluídos). Esses valores indicam que os magmas geradores eram evoluídos, uma vez que líquidos primários possuem valor de $\text{mg}\#$ entre 0,74 e 0,80 (Takahashi & Kushiro, 1983).

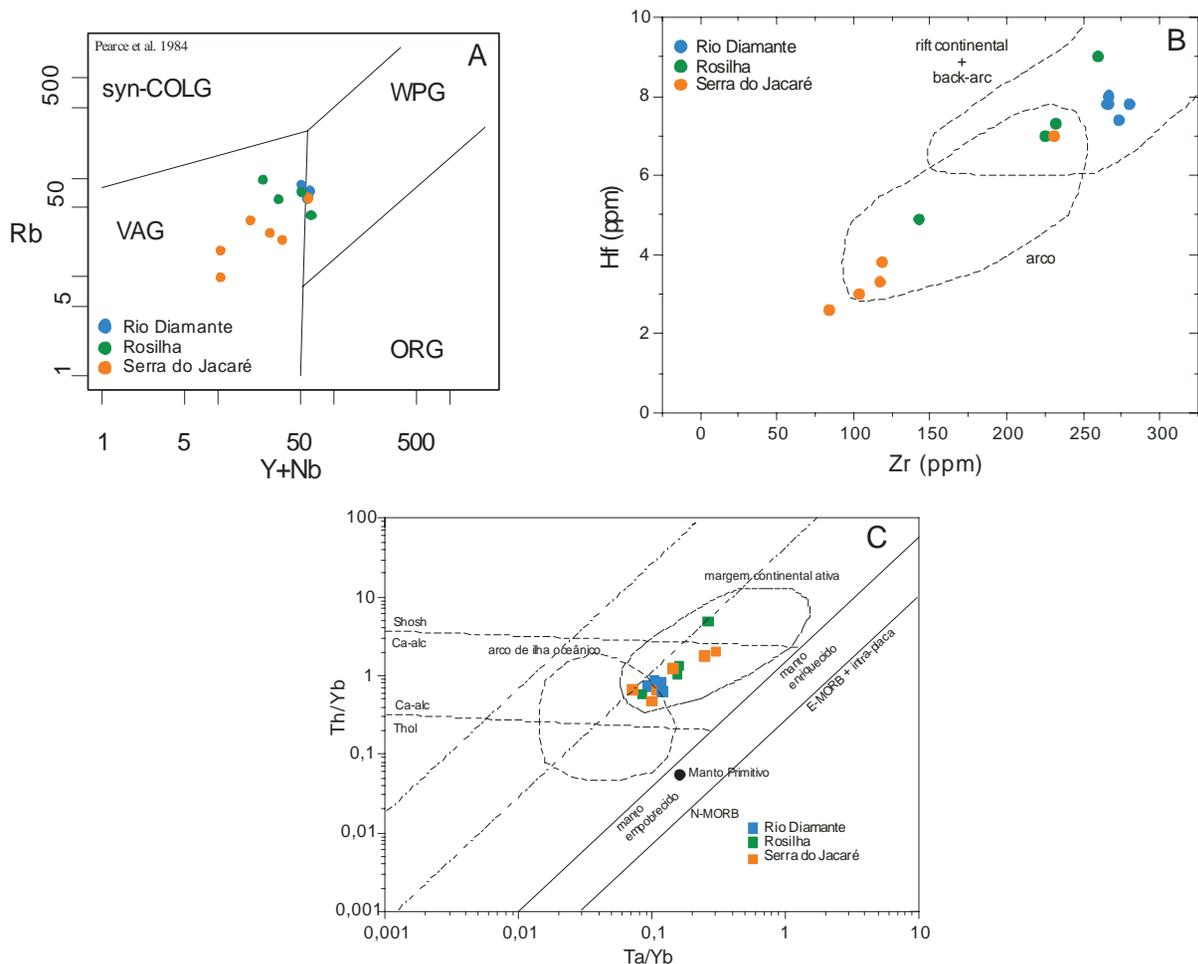


Figura 4.21 - Diagramas discriminantes tectônicos para as rochas vulcânicas e metavulcânicas da Folha Cândido Mendes. C) Diagrama Ta/Yb versus Th/Yb combinando os campos propostos por Pearce (1982) (linhas cheias e tracejadas) e por Gorton & Schandl (2000) (linhas com traço e ponto).

Tabela 4.6 – Dados geoquímicos para o Diabásio Laranjal

	baixo-Ti				alto-Ti			evoluídos	
	aug-diabasio	ol-diabasio	ol-diabasio	ol-diabasio	aug-diabasio	aug-diabasio	aug-diabasio	ti-aug-diab	ol-diabasio
	EK8	EK11	EK111	EK10B	JH321A	EK13	JH328C	EK141	EK21
SiO ₂ (% peso)	47,85	47,46	48,22	48,04	47,71	47,42	47,2	45,7	45,95
Al ₂ O ₃	15,17	15,54	15,05	15,01	13,87	13,37	12,7	12,43	13,81
Fe ₂ O ₃	14,09	14,37	14,6	14,83	15,73	17,81	17,95	18	17,75
MgO	6,71	6,44	6,24	6,04	5,25	5,19	4,96	5,05	3,94
CaO	10,97	10,62	10,19	10,26	9,64	9,31	9,21	9,03	8,2
Na ₂ O	2,36	2,47	2,5	2,46	2,45	2,49	2,54	2,28	2,91
K ₂ O	0,26	0,31	0,31	0,3	0,57	0,45	0,49	1,02	1,41
TiO ₂	1,72	1,78	1,92	2,31	3,03	3,34	3,48	4,78	4,47
P ₂ O ₅	0,16	0,18	0,19	0,18	0,26	0,29	0,35	0,98	0,76
MnO	0,19	0,2	0,19	0,2	0,2	0,22	0,22	0,22	0,2
Cr ₂ O ₃	0,012	0,014	0,014	0,012	0,009	0,008	0,009	0,009	0,006
LOI	0,3	0,4	0,5	0,3	1,2	0,1	0,8	0,3	0,2
Total	99,81	99,8	99,94	99,95	99,93	100,01	99,92	99,81	99,62
Ba (ppm)	88	82	76	79	165	109	119	297	387
Co	74,3	66,4	64,1	67,9	57,6	60,4	58,3	60,1	58,4
Cs	0,5	0,5	0,6	0,2	0,3	0,3	0,5	0,6	3,3
Ga	21,8	21,3	21,6	21,3	22,2	24,3	24,3	24,4	28,1
Hf	3,3	3,6	4	3,5	4,7	5,6	6,3	11,5	11,1
Nb	5,9	5,8	6,6	6,5	14,3	11,3	13,6	33,3	30,3
Rb	6,5	7,4	6,3	5,9	12,8	9,8	13	29,8	35,2
Sr	219	227	246	219	273	216	219	296	357
Ta	0,5	0,5	0,4	0,5	0,9	0,7	0,9	2,2	2,1
Th	0,8	0,7	1	0,9	1,7	1,1	1,6	3,8	4,7
U	0,2	0,2	0,2	0,3	0,4	0,4	0,5	1,1	1
Sc	36	36	33	33	30	36	35	33	26
V	419	373	450	448	504	625	614	519	422
Zr	103,5	111,5	119,4	116,1	174,5	194,5	227,8	424,8	368,2
Y	27,2	28,5	30,5	28,7	33,2	44,1	49,4	73,3	56,9
Cu	267	275	316	268	329	431	428	734	632
Pb	0,8	0,9	1,1	0,6	1	0,7	1	1,2	1,7
Zn	48	55	95	59	76	94	101	101	103
Ni	33,5	42,6	39,1	29,5	22,3	26,4	25,2	33	31,8
La	8,3	8,8	9,3	8,2	17,3	13,8	16,8	41,5	46,4
Ce	20,8	22,4	24,3	21,9	41,4	36,8	44,5	106,1	108
Pr	3,14	3,06	3,55	3,16	5,41	5,07	6,16	13,28	13,87
Nd	14,7	16,3	16,7	15,3	25,6	25,5	30,6	59,2	62,7
Sm	4,2	4,6	4,8	4,4	6,5	7,1	8,4	14,3	12,9
Eu	1,52	1,69	1,66	1,61	2,09	2,46	2,72	3,8	4,21
Gd	5,13	5,68	5,8	5,2	6,71	8,12	9,31	14,53	13,16
Tb	0,86	0,84	1	0,88	1,11	1,35	1,56	2,34	2,26
Dy	4,87	5,13	5,14	5,46	6,41	8,2	9,49	14,13	10,65
Ho	0,98	1,03	1,04	1,03	1,15	1,56	1,76	2,58	2,08
Er	2,98	3,18	3,02	2,79	3,1	4,39	4,88	7,17	5,89
Tm	0,46	0,48	0,43	0,41	0,45	0,63	0,71	0,98	0,81
Yb	2,52	2,79	2,72	2,26	2,86	3,77	4,15	6,33	4,26
Lu	0,34	0,31	0,37	0,36	0,39	0,55	0,6	0,9	0,65
Σ ETR	70,80	76,29	79,83	72,96	120,48	119,30	141,64	287,14	287,84
Eu/Eu*	1,00	1,01	0,96	1,03	0,97	0,99	0,94	0,81	0,99
LaN/YbN	2,22	2,13	2,31	2,45	4,08	2,47	2,73	4,42	7,34
LaN/SmN	1,24	1,20	1,22	1,17	1,67	1,22	1,26	1,83	2,26
mg#	0,49	0,47	0,46	0,45	0,40	0,37	0,35	0,36	0,31
Zr/Y	3,81	3,91	3,91	4,05	5,26	4,41	4,61	5,80	6,47
La/Nb	1,41	1,52	1,41	1,26	1,21	1,22	1,24	1,25	1,53
La/Ba	0,09	0,11	0,12	0,10	0,10	0,13	0,14	0,14	0,12
Ta/Yb	0,20	0,18	0,15	0,22	0,31	0,19	0,22	0,35	0,49
Th/Yb	0,32	0,25	0,37	0,40	0,59	0,29	0,39	0,60	1,10
Rb/Sr	0,03	0,03	0,03	0,03	0,05	0,05	0,06	0,10	0,10
Ba/Nb	14,97	14,21	11,55	12,20	11,57	9,68	8,77	8,91	12,76
La/Y	0,31	0,31	0,30	0,29	0,52	0,31	0,34	0,57	0,82
Zr/Nb	17,54	19,22	18,09	17,86	12,20	17,21	16,75	12,76	12,15
Y/Nb	4,61	4,91	4,62	4,42	2,32	3,90	3,63	2,20	1,88

LOI: perda ao fogo

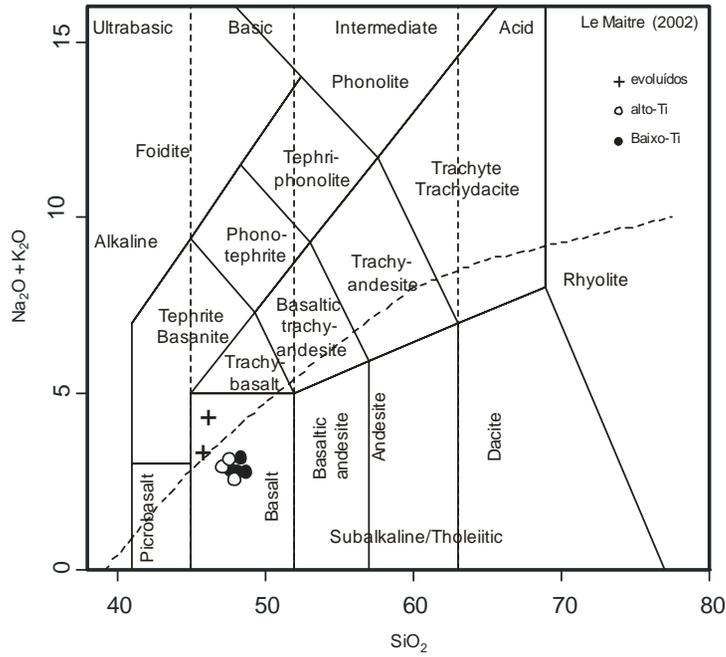


Figura 4.22 - Diagrama TAS de classificação química para os diabásios da Folha Cândido Mendes.

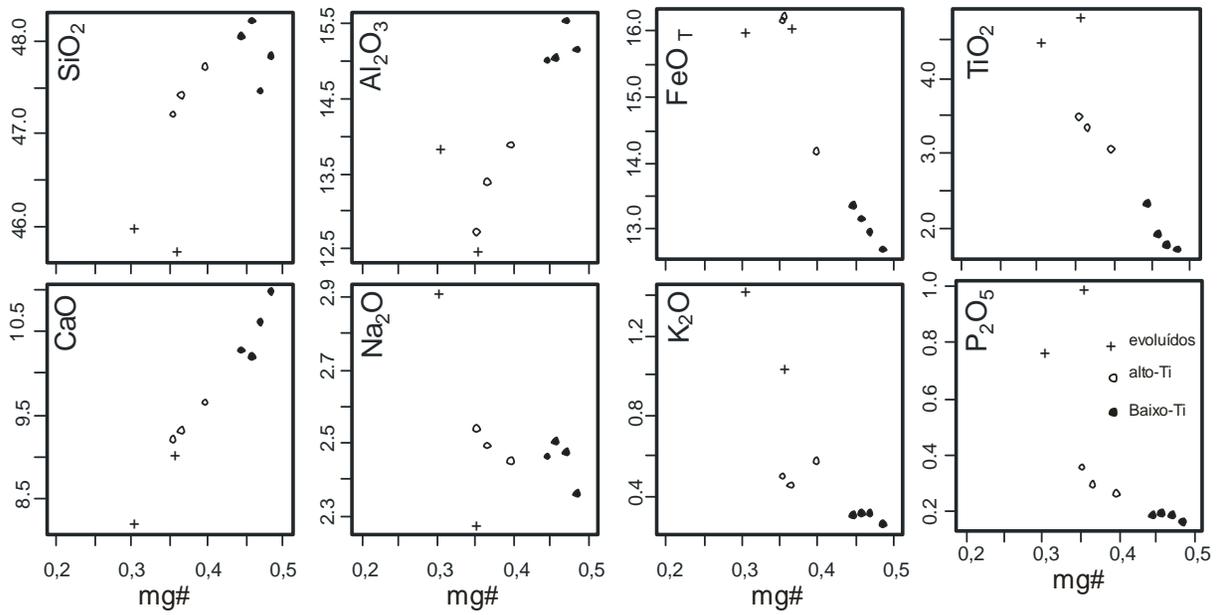


Figura 4.23 - Diagramas de variação mg# versus elementos maiores e menores para os diabásios da Folha Cândido Mendes.

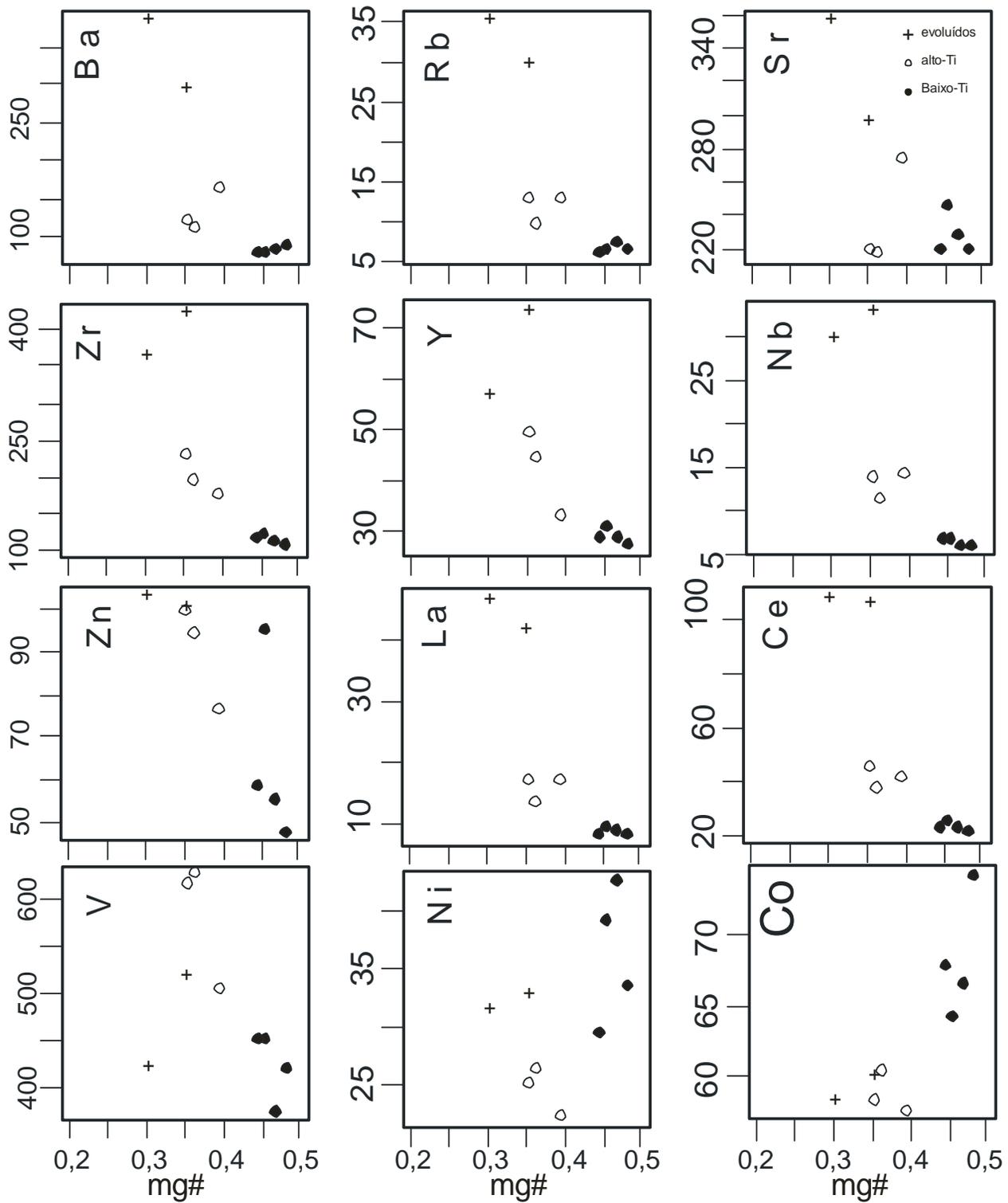


Figura 4.24 - Diagramas de variação mg# versus elementos traços para os diabásios da Folha Cândido Mendes .

Petrograficamente, o grupo de afinidade alcalina, aqui chamado de diabásios evoluídos, é composto por diabásios com olivina e titano-augita. Os diabásios de baixo-Ti são predominantemente portadores de olivina, ocorrendo também augita-diabásios. Já o grupo de alto-Ti é composto por augita-diabásios.

Não só os teores de TiO_2 e MgO são contrastantes entre os três grupos, mas os mesmos também se distinguem na maioria dos aspectos geoquímicos. Os diabásios evoluídos apresentam as maiores concentrações de TiO_2 , K_2O e P_2O_5 e as menores concentrações de SiO_2 e CaO entre as amostras estudadas

(Tabela 4.6; Fig. 4.23). Também apresentam os maiores conteúdos totais (287 ppm) de ETR e de elementos litófilos (LILE), como Ba, Rb, Sr, Zr, Y, Nb (Fig. 4.24) e possuem concentrações intermediárias de V e Ni e valores relativamente baixos de Co, o que ratifica o caráter mais evoluído do conjunto.

O padrão de ETR mostra certo fracionamento entre os elementos leves e pesados e anomalia de európio apenas sutil em uma amostra ($Eu/Eu^*=0,81$). Esse padrão aproxima-se do de basaltos alcalinos de ilhas oceânicas (Condie, 1982). O padrão também apresenta similaridades com o dos basaltos toleíticos continentais de alto-Ti da bacia do Paraná (Fig. 4.25).

Os elementos traços apresentam enriquecimentos fortes em relação ao MORB e ao manto primitivo, com pronunciadas anomalias negativas de Pb e Sr, no que se assemelham aos diabásios de alto-Ti (Fig. 4.26). Entretanto, os dois tipos diferem pela ausência, nos diabásios evoluídos, da sutil anomalia positiva de Ti que ocorre nos tipos de alto-Ti. Comparando o padrão de distribuição dos elementos traços normalizados ao MORB em relação a ambientes magmáticos bem caracterizados (Fig. 4.26), observa-se bastante semelhança entre os diabásios evoluídos e os basaltos continentais de alto-Ti da bacia do Paraná e uma semelhança menor com os basaltos alcalinos de ilhas oceânicas (OIB). Quando normalizados ao manto primitivo, esta semelhança é apenas parcial, em função das drásticas quebras provocadas por Pb e Sr nos diabásios evoluídos.

Os diabásios de baixo e alto-Ti distinguem-se entre si, além dos já citados teores de MgO e TiO_2 , pelas concentrações mais elevadas de Al_2O_3 , CaO , Ni e Co

nos tipos de baixo-Ti. Por outro lado, a maioria dos elementos maiores, como K_2O , P_2O_5 , e elementos traços apresentam teores mais elevados nos diabásios de alto-Ti. Nota-se ainda que os diabásios de alto-Ti possuem concentrações elementares em geral intermediárias entre os tipos de baixo-Ti e evoluídos (Figs. 4.23 e 4.24).

Os elementos terras raras dos diabásios de baixo e alto-Ti exibem concentrações totais inferiores às dos tipos evoluídos (70-80 ppm e 120-140 ppm para os tipos de baixo e alto-Ti respectivamente) e um padrão menos fracionado do que aqueles. O fracionamento é ainda menor nos diabásios de baixo-Ti e há ausência de anomalia de európio (Fig. 4.25A). Os padrões são compatíveis com os de basaltos continentais, por exemplo, Deccan, mas lembram também os de toleitos oceânicos (OIT - Fig. 4.25B).

Em sua totalidade, os diabásios Laranjal exibem enriquecimento em elementos incompatíveis em relação ao manto primitivo (Fig. 4.26). Também mostram enriquecimento em relação ao MORB normal, exceção feita aos elementos Y e Yb que apresentam valores similares a levemente inferiores ao do MORB (Fig. 4.26). Em termos de concentrações e padrão de distribuição dos elementos incompatíveis os diabásios Laranjal assemelham-se aos basaltos toleíticos continentais como Deccan e Snake River Plain e não são muito distintos de basaltos oceânicos, tanto toleíticos como alcalinos (p. ex., Wilson, 1989).

4.5.1 – Aspectos da evolução petrológica do Diabásio Laranjal

No que concerne ao ambiente tectônico, os diabásios Laranjal cortam rochas pré-cambrianas do Cráton São Luís, representando um magmatismo básico continental anorogênico do tipo CFB (*Continental Flood Basalts*), que ocorre sob a forma de grandes derrames, como na bacia do Paraná, Deccan e Karoo, e como enxames de diques e soleiras, como Cassiporé no Amapá, Guiana Francesa, Bacia do Parnaíba e várias ocorrências no Cráton Amazônico.

O diagrama de discriminação de ambientes tectônicos de Mullen (1983), que relaciona os teores de TiO_2 , MnO e P_2O_5 (Fig. 4.27), salienta o caráter intra-placa dos diabásios, mas mostram clara distinções com

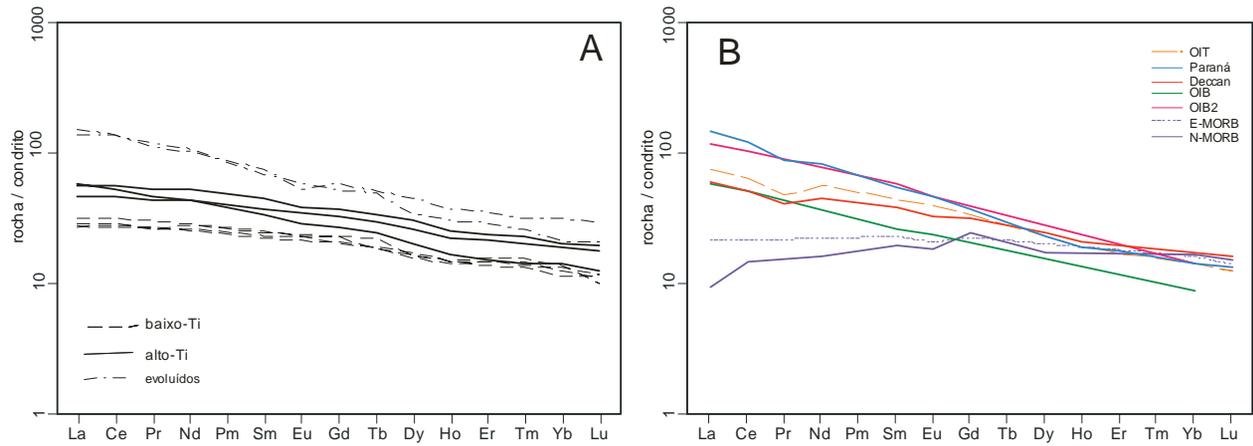


Figura 4.25 - Diagramas de elementos terras raras. (A) diabásios da Folha Cândido Mendes; (B) padrão es típicos de diabásios e magmas básicos de diferentes ambientes tectônicos (referências primárias em Wilson, 1989). OIT: oëitos de ilhas oceânicas; OIB: basaltos alcalinos oceânicos.

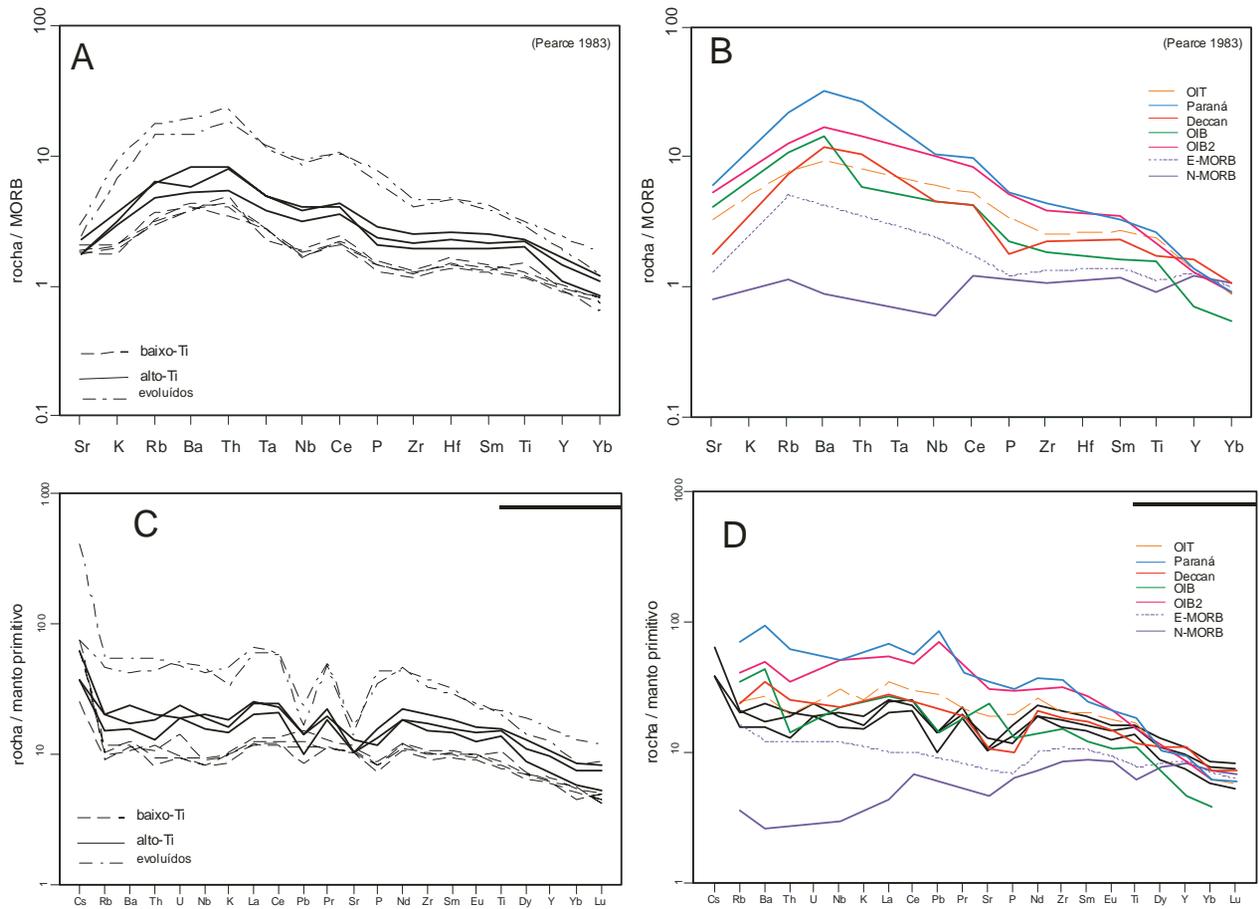


Figura 4.26 - Diagramas multi-elementares para os diabásios da Folha Cândido mendes normalizados ao MORB normal (A) e manto primitivo (C), comparados com os padrões de diabásios e magmas básicos de diferentes ambiente s tectônicos (B e D - referências primárias em Wilson, 1989).

relação os possíveis ambientes tectônicos, MORB para os tipos de baixo-Ti, toleítos de ilhas oceânicas para os tipos de alto-Ti e basaltos alcalinos de ilhas oceânicas para os tipos evoluídos. Segundo Thompson *et al.* (1984) isso seria o resultado da semelhança entre magmas toleíticos continentais e oceânicos variavelmente contaminados por crosta continental.

A geração de magmatismo básico continental envolve fusão parcial do manto (homogêneo ou heterogêneo, primário ou modificado) associada a variados graus de contaminação crustal durante a ascensão dos magmas pela crosta, havendo um intenso debate em torno da natureza das fontes mantélicas e dos processos associados à geração dos magmas (Wilson, 1989; Iacumim *et al.*, 2003). Um estudo petrogenético adequado desse tipo de magmatismo requer, além da geoquímica aqui apresentada, modelamento geoquímico e estudos isotópicos de Sr e Nd, pelo menos. Entretanto, guardadas as limitações, algumas considerações podem ser tecidas a respeito do Diabásio Laranjal com base em aspectos geoquímicos.

As variações químicas encontradas nos três tipos identificados, baixo-Ti, alto-Ti e evoluídos, tanto em elementos maiores com nos traços, sugerem a existência de magmas originais e/ou fontes mantélicas distintas (p. ex. Iacumim *et al.*, 2003), podendo ainda haver algum grau de contaminação crustal associado.

Em geral, as razões elementares, como Rb/Sr, Zr/Y, La/Nb e La/Yb ou são muito elevadas em relação às fontes primárias, ou situam-se em valores intermediários entre OIB e MORB. No diagrama Ta/Yb versus Th/Yb (Pearce, 1982; Fig. 4.28A), originalmente utilizado para mostrar a diferença entre basaltos ligados a subducção e basaltos oceânicos derivados de fontes empobrecidas (MORB) e enriquecidas (OIB), observa-se que os diabásios da Folha Cândido Mendes plotam fora dos campos mantélicos, próximo à região de rochas orogênicas. Basaltos intra-placa continentais

não contaminados devem plotar na região do diagrama correspondente ao manto enriquecido (Wilson, 1989). O comportamento apresentado pelo Diabásio Laranjal pode refletir um componente mantélico modificado por subducção (Duncan, 1987), mas pode também ser devido a alguma contaminação crustal (Wilson, 1989).

No diagrama La/Nb versus La/Ba (Saunders *et al.*, 1992; Fig. 4.28B) os diabásios plotam próximo à composição do manto primitivo e numa região intermediária entre as composições do manto empobrecido (DM) e da crosta continental (CC). Neste caso as composições químicas situam-se na região das composições bastante variáveis dos OIB e dos diabásios jurássicos de alto-Ti da Guiana Francesa. Segundo (Nomade *et al.*, 2002) os diabásios da Guiana refletiriam uma fonte mista astenosférica e litosférica continental.

Efetivamente, o caráter relativamente evoluído, as várias razões elementares e as relações entre razões de significado petrogenético indicam que os magmas geradores do Diabásio Laranjal sofreram alguma modificação. Não está claro se essa alteração é fruto de modificação prévia do manto por subducção ou contaminação pela crosta continental durante a ascensão e/ou colocação dos magmas geradores. Contaminação, se existente, não foi excessiva, pois isso exigiria uma diminuição sistemática na razão La/Ta acompanhada pela redução do valor de mg# (Turner *et al.*, 1999), o que não é observado (Fig. 4.29). Também razão La/Nb (1,2 a 1,5 no Diabásio Laranjal) é sugestiva de baixo grau de contaminação crustal, visto que esta razão varia de 0,5 a 7,0 nos CFB indicando variados graus de contaminação (Wilson, 1989).

No que se refere ao tipo evoluído, não está claro se esse tipo representa apenas um estágio mais evoluído do tipo de alto-Ti, ou se é derivado de outra fonte, ou, ainda, se representa outra geração (idade distinta) de diabásios.

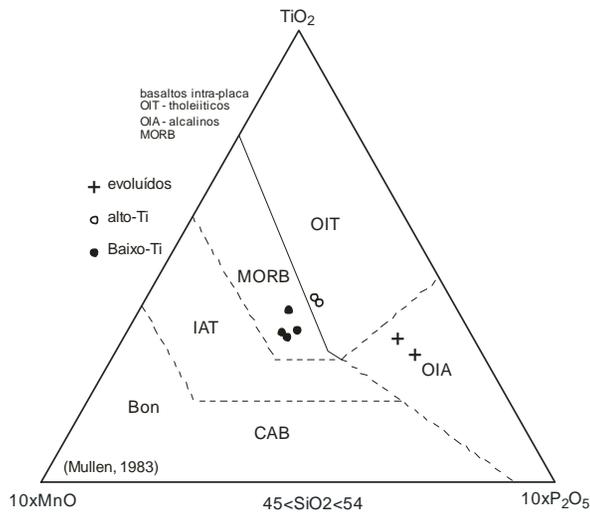


Figura 4.27 - Diagrama geoquímico de discriminação tectônica para os diabásios da Folha Cândido Mendes.

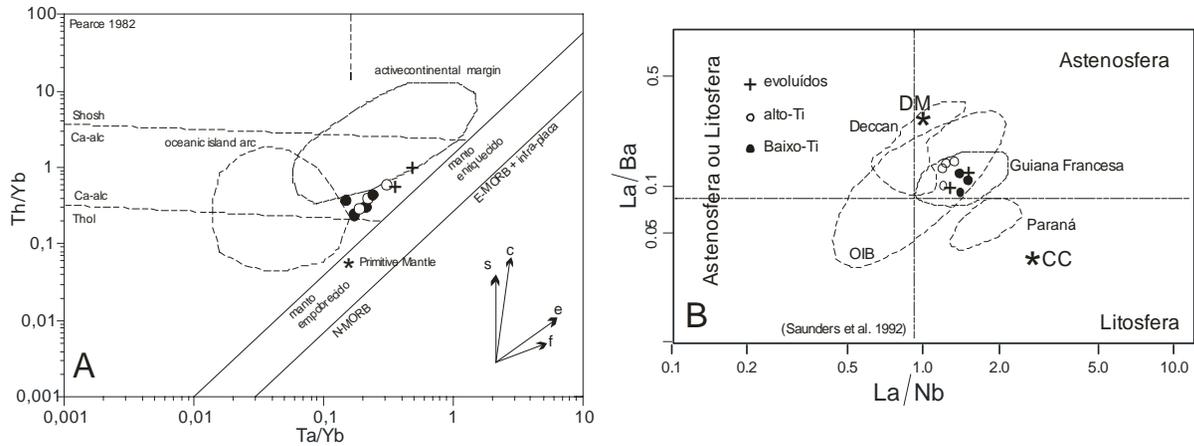


Figura 4.28 - (A) Diagrama Ta/Yb versus Th/Yb para os diabásios Laranjal em relação às principais fontes magmáticas mantêicas. Trends evolutivos: s-subducção, c-contaminação crustal, e-enriquecimento intra-placa, f-cristalização fracionada. (B) Diagrama La/Nb versus La/Ba para os diabásios Laranjal e comparação com os campos composicionais de províncias basálticas mesozóicas (referências primárias em Nomade et al. 2002).

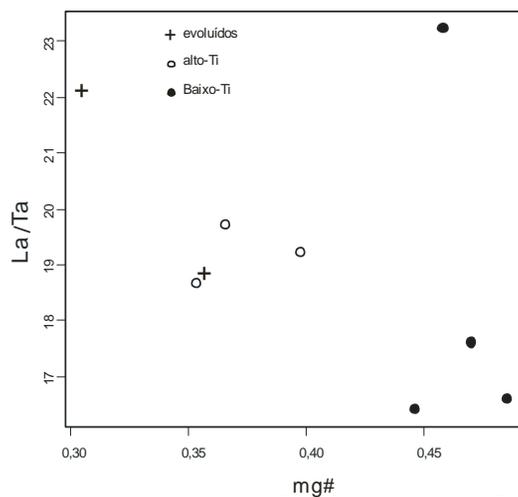


Figura 4.29 - Diagrama mg# versus razão La/Ta para os diabásios da Folha Cândido Mendes.

5 – GEOCRONOLOGIA E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

Alguns dados geocronológicos em zircão e de isótopos de Sm-Nd para a área abrangida pela Folha Cândido Mendes encontram-se disponíveis na literatura (Tabela 5.1). Para este projeto foram efetuadas três análises geocronológicas em zircão visando a determinação da idade de cristalização das rochas. As datações compreendem amostras do Tonalito Cavala, Formação Rio Diamante e Granófiro Piaba. Amostras das duas primeiras unidades foram analisadas pelo método U-Pb SHRIMP (*Sensitive High Resolution Ion MicroProbe*) (Compston *et al.*, 1984; Williams, 1998) na Australian National University. Amostra do Granófiro Piaba foi analisada na Universidade Federal do Pará pelo método da evaporação de chumbo em monocristais de zircão (Kober, 1986).

Seis amostras foram analisadas pelo método Sm-Nd em rocha total na Universidade de Brasília para investigação da idade modelo e de parâmetros petrogenéticos das mesmas, sendo duas amostras da

Unidade Vulcânica Serra do Jacaré, três da Formação Rio Diamante e uma da Unidade Vulcânica Rosilha. Idades modelo foram calculadas segundo o modelo de estágio único de De Paolo (1988).

Também foram determinadas idades ^{40}Ar - ^{39}Ar pelo método de aquecimento gradual a laser, seguindo procedimentos detalhados em Vasconcelos *et al.* (2002), em quatro amostras de três zonas mineralizadas em ouro, para investigar a idade das mineralizações.

5.1 – U-Pb SHRIMP em zircão

Os resultados analíticos pelo método U-Pb SHRIMP em zircão estão dispostos nas Tabelas 5.2 e 5.3. A amostra de tonalito EK98 do Tonalito Cavala teve 18 cristais de zircão analisados, totalizando 19 pontos analíticos. Os cristais de zircão são subédricos, claros e com zoneamento ígneo. Os pontos analíticos mostram uma única população concordante que define uma

Tabela 5.1 – Sumário dos dados geocronológicos prévios pelos métodos U-Pb e Pb-Pb em zircão e dados de isótopos de Nd em rocha total para unidades que ocorrem na Folha Cândido Mendes

unidade estratigráfica	subunidade	idade (Ma)	idade modelo T_{DM} (Ga)	$\epsilon\text{Nd}(t)$	Ref.
Grupo Aurizona	Formação Pirocaua	2240	2,48	+0,8	1, 2
	Tonalito Cavala	2164	2,26	+2,2	1, 2
Suíte Intrusiva Tromaí	Granodiorito Igarapé Bom Jesus	2152	2,23	+2,3	3, 2
	Granito Areal	2150-2163	2,22	+2,6	1, 2, 3
Microtonalito Garimpo Caxias		1985	2,17	+0,7	4
Granito Negra Velha		2056-2076			5
Unidade Vulcânica Serra do Jacaré		2164			6
Unidade Vulcânica Rosilha		2068*			6

*idade mínima (ver texto)

Referências: 1-Klein & Moura (2001); 2-Klein *et al.* (2005b); 3-Klein & Moura (2003); 4-Klein *et al.* (2002); 5-Klein *et al.* (2008b); 6-Klein *et al.* (2008a)

Tabela 5.2 – Sumário dos dados U-Pb SHRIMP em zircão da amostra EK98 do Tonalito Cavala (Suíte Intrusiva Tromai)

zircão/ ponto analítico	% $^{206}\text{Pb}_c$	ppm U	ppm Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	ppm $^{206}\text{Pb}^*$	(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Idade (Ma)	(1) $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{Pb}$ Idade (Ma)	% Discordância	(1) $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{Pb}^*$	±%	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	±%	(1) $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	±%
1.1	0,06	72	30	0,43	25,2	2203 ±26	2156 ±13	-2	0,13439	0,73	7,55	1,6	0,4074	1,4
2.1	0,16	50	11	0,23	17,3	2184 ±27	2141 ±15	-2	0,1333	0,88	7,41	1,7	0,4032	1,4
3.1	--	88	35	0,41	29,8	2136 ±24	2166 ±11	1	0,13517	0,62	7,32	1,4	0,3928	1,3
4.1	0,06	108	45	0,43	36,2	2128 ±23	2156 ±12	1	0,13439	0,71	7,25	1,4	0,3911	1,3
5.1	0,05	69	30	0,44	23,9	2176 ±26	2143 ±12	-2	0,13342	0,67	7,38	1,5	0,4014	1,4
6.1	0,03	205	22	0,11	70,3	2165 ±22	2155,1 ±6,7	0	0,13431	0,38	7,393	1,3	0,3992	1,2
6.2	0,04	93	36	0,40	32,7	2208 ±25	2158 ±10	-2	0,13456	0,59	7,58	1,5	0,4086	1,3
7.1	0,01	105	47	0,46	36	2161 ±23	2172,5 ±9,4	1	0,13566	0,54	7,45	1,4	0,3984	1,3
8.1	0,07	106	42	0,41	36,7	2177 ±23	2144,4 ±9,9	-2	0,13349	0,56	7,4	1,4	0,4018	1,3
9.1	0,00	86	35	0,42	29,9	2187 ±24	2145 ±10	-2	0,13353	0,59	7,44	1,4	0,4038	1,3
10.1	0,05	132	53	0,41	44,8	2147 ±23	2173,6 ±8,8	1	0,13574	0,5	7,397	1,3	0,3952	1,2
11.1	0,03	136	54	0,41	47,3	2195 ±23	2157,7 ±8,6	-2	0,13451	0,49	7,52	1,3	0,4056	1,2
12.1	0,06	110	45	0,43	37,6	2160 ±23	2154,6 ±9,8	0	0,13427	0,56	7,37	1,4	0,3981	1,3
13.1	--	54	15	0,29	18,7	2198 ±26	2174 ±13	-1	0,1358	0,76	7,61	1,6	0,4062	1,4
14.1	0,07	52	16	0,32	17,6	2152 ±26	2158 ±14	0	0,1345	0,79	7,35	1,6	0,3964	1,4
15.1	0,00	126	51	0,41	43,4	2166 ±23	2168,3 ±8,6	0	0,13533	0,49	7,453	1,3	0,3994	1,2
16.1	--	75	31	0,43	25,9	2180 ±29	2167 ±11	-1	0,13523	0,65	7,5	1,7	0,4023	1,6
17.1	0,08	76	36	0,49	25,4	2125 ±24	2156 ±12	1	0,13439	0,66	7,24	1,5	0,3906	1,3
18.1	0,00	53	12	0,22	18,2	2156 ±26	2167 ±13	1	0,1353	0,76	7,41	1,6	0,3971	1,4

Erros em 1σ; Pbc = Pb comum; Pb* = Pb radiogênico; (1) = Pb comum corrigido segundo o ^{204}Pb medido.

Tabela 5.3 – Sumário dos dados U-Pb SHRIMP em zircão da amostra EK179 da Formação Rio Diamante

zircão/ ponto analítico	% $^{206}\text{Pb}_c$	ppm U	ppm Th	^{232}Th ^{238}U	ppm $^{206}\text{Pb}^*$	(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Idade (Ma)	(1) $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ Idade (Ma)	% Discordância	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ $^{206}\text{Pb}^*$	±%	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	±%	(1) $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	±%
1.1	0,09	277	287	1,07	80,5	1878 ±18	1897 ±18	1	0,1161	1	5,411	1,3	0,3381	0,86
2.1	--	224	95	0,44	77,9	2189 ±21	2164 ±9,2	-1	0,135	0,53	7,528	1	0,4044	0,89
3.1	0,04	101	39	0,39	35,1	2184 ±23	2154 ±10	-1	0,13423	0,6	7,462	1,2	0,4032	1,1
4.1	0,03	251	109	0,45	84,4	2127 ±20	2146,9 ±6,8	1	0,13369	0,39	7,207	0,95	0,391	0,87
5.1	0,20	63	18	0,30	22	2199 ±27	2163 ±17	-2	0,1349	0,96	7,56	1,6	0,4066	1,3
6.1	1,18	1320	3822	2,99	250	1267 ±12	2387 ±17	47	0,1538	0,99	4,601	1,3	0,2172	0,78
7.1	0,06	1129	538	0,49	253	1496 ±14	2126,3 ±4,2	30	0,13212	0,24	4,757	0,81	0,2611	0,78
8.1	0,09	141	54	0,40	49,6	2211 ±28	2179,4 ±9,5	-1	0,1362	0,55	7,68	1,4	0,4091	1,3
9.1	0,26	36	34	0,98	18,4	3022 ±39	2956 ±12	-2	0,2167	0,77	17,87	1,6	0,5982	1,4
10.1	0,27	270	123	0,47	92,6	2156 ±20	2153,8 ±8,4	0	0,13423	0,48	7,35	0,99	0,3972	0,87
11.1	--	141	48	0,35	48,2	2160 ±22	2158,1 ±9,3	0	0,13454	0,53	7,383	1,1	0,398	0,97
12.1	0,29	89	28	0,32	30,4	2146 ±23	2168 ±14	1	0,1353	0,8	7,368	1,3	0,395	1,1
14.1	0,20	319	183	0,59	105	2082 ±19	2172 ±13	4	0,1356	0,75	7,131	1,1	0,3813	0,84
15.1	0,00	107	124	1,20	35,2	2098 ±22	2079 ±10	-1	0,12863	0,57	6,821	1,2	0,3846	1

Erros em 1σ; Pbc = Pb comum; Pb* = Pb radiogênico; (1) = Pb comum corrigido segundo o ^{204}Pb medido.

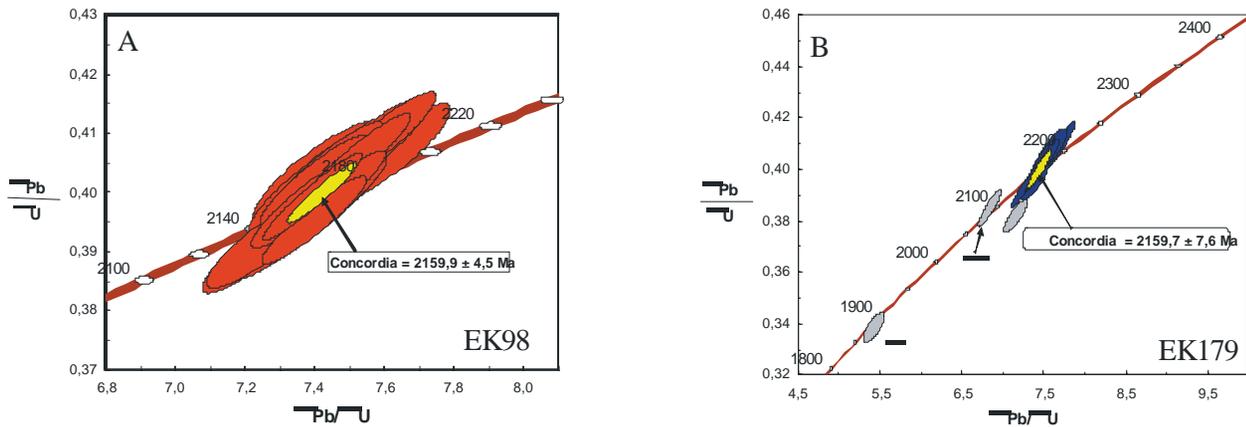


Fig. 5.1 – Diagramas concordia para amostras de (A) tonalito da unidade Tonalito Cavala da Suíte Intrusiva Tromai e (B) riolito da Formação Rio Diamante.

idade de $2159,9 \pm 4,5$ Ma (Fig. 5.1A) que é interpretada como idade de cristalização do tonalito. Essa idade é coincidente, dentro dos limites de erro analítico, com as idades anteriormente obtidas por evaporação de Pb em monocristais de zircão (Tabela 5.1) e confirma a ausência de herança em rochas da Suíte Intrusiva Tromai.

Catorze cristais de zircão da amostra de dacito pórfiro (EK179) da Formação Rio Diamante foram analisados. Os cristais possuem tamanho e forma variáveis, sendo a maioria anédrica e fragmentada. A maioria dos cristais analisados forma um agrupamento sobre ou próximo à concordia (Fig. 5.1B). Esse grupo majoritário define uma idade de $2159,7 \pm 7,6$ Ma, similar, portanto, à idade da Suíte Intrusiva Tromai. Um cristal (9.1 na Tabela 5.3) forneceu idade arqueana de 2596 Ma, claramente representando herança. Dois cristais (1.1 e 15.1, Tabela 5.3) forneceram idades aparentes inferiores (1897 e 2079 Ma) e não há uma explicação clara para esse fato. Os dois cristais não diferem dos demais em seus aspectos físicos, mas apresentam razão Th/U bem maior que a do grupo concordante, o que não pode ser explicado por metamorfismo. Contaminação é uma alternativa.

5.2 – Evaporação de Pb em monocristais de zircão

Da amostra EK61B do Granófiro Piaba nove cristais de zircão foram analisados, dentre os quais sete cristais forneceram dados isotópicos adequados ao trabalho geocronológico. Estes sete cristais geraram idades entre 2202 ± 5 Ma e 2222 ± 7 Ma, a maioria se superpondo dentro dos limites do erro analítico, retornando uma idade média de $2214,2 \pm 3,4$ Ma (Tabela

5.4). Esta idade é interpretada como idade mínima de cristalização do Granófiro Piaba.

5.3 – Isótopos de Nd

Os resultados analíticos estão dispostos na Tabela 5.5. As amostras de dacito e andesito da Unidade Vulcânica Serra do Jacaré forneceram idades modelo T_{DM} virtualmente idênticas, de 2,37 e 2,38 Ga, respectivamente, ambas com valor de $\epsilon Nd(t)$ de +1,0, calculadas para $t = 2164$ Ma.

As três amostras de rochas vulcânicas ácidas da Formação Rio Diamante forneceram idades modelo similares, de 2,31 a 2,37 Ga, incluindo derrames e tufos. Valores de $\epsilon Nd(t)$ calculados para a idade de cristalização de 2150 Ma situam-se entre +1,3 e +1,8.

Para a Unidade Vulcânica Rosilha, uma idade modelo de 2,50 Ga foi obtida. O parâmetro $\epsilon Nd(t)$ é dependente da idade de cristalização da rocha. Devido à inexistência de dado geocronológico em zircão para esta unidade, este parâmetro foi estimado a partir de idade do zircão mais velho (2068 Ma), o que gerou um valor de $\epsilon Nd(t)$ de -0,7.

5.3.1 – Discussão dos resultados de isótopos de Nd

As unidades vulcânicas Serra do Jacaré e Rio Diamante, com idades de cristalização definidas em 2164 e 2159 Ma, respectivamente, apresentam valores positivos de $\epsilon Nd(t)$, que plotam entre as curvas evolutivas do CHUR (*Chondritic Uniform Reservoir* - reservatório condritico uniforme) e do manto empobrecido (Fig. 5.2A). Esses valores são muito similares aos

Tabela 5.4 – Dados isotópicos por evaporação de Pb em monocristais de zircão para amostra do Granófiro Piaba

crystal	T (°C)	n ^o razões	²⁰⁴ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ	(²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb)*	2σ	Idade (Ma)	2σ	
<i>EK61B</i>											
DDD93/1	1500	36/36	0,000053	0,000005	0,3169	0,00183	0,1396	0,00021	2222,5	2,6	
	1550	14/14	0,000000	0	0,22883	0,00205	0,13834	0,00085	2206,8	10,7	
DDD93/4	1500	30/30	0,000040	0,000004	0,19151	0,00115	0,13851	0,00063	2208,9	7,9	
DDD93/5	1500	36/36	0,000084	0,000004	0,26283	0,00067	0,13785	0,00044	2200,7	5,6	
	1550	8/8	0,000052	0,000006	0,29315	0,01311	0,13831	0,00087	2206,4	10,9	
DDD93/7	1500	40/40	0,000035	0,000006	0,22812	0,00138	0,13913	0,00022	2216,6	2,8	
DDD93/8	1500	34/34	0,000013	0,000003	0,28968	0,00425	0,13877	0,00039	2212,1	4,8	
	1550	0/8	0,000000	0	0,24979	0,00125	0,13942	0,00034	2220,3	4,2	
DDD93/9	1450	36/36	0,000037	0,000002	0,27995	0,00109	0,13894	0,00023	2214,2	2,9	
	1500	26/26	0,000020	0,000002	0,25836	0,00139	0,13851	0,00022	2208,9	2,8	
DDD93/10	1500	38/38	0,000057	0,000011	0,27726	0,00681	0,13840	0,00034	2207,6	4,2	
	1550	38/38	0,000019	0,000005	0,20298	0,00048	0,13884	0,00029	2213	3,6	
		344/490						idade média		2214,2	3,4

*razão corrigida segundo Stacey & Kramers (1975)

Tabela 5.5 – Dados de isótopos de Sm-Nd em rocha total para rochas vulcânicas da Folha Cândido Mendes

amostra	tipo de rocha	idade (Ma)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd ± 2σ	εNd(0)	εNd(t)	T _{DM} (Ga)
<i>Unidade Vulcânica Serra do Jacaré</i>									
EK22C	dacito	2164	2,49	12,55	0,1202	0,511597 ± 18	-20,31	+1,0	2,37
AF534	andesito	2164	4,60	21,82	0,1276	0,511703 ± 19	-18,24	+1,0	2,38
<i>Formação Rio Diamante</i>									
EK159	riolito	2159	7,21	32,69	0,1333	0,511831 ± 7	-15,74	+1,8	2,31
EK179	dacito pórfiro	2159	7,76	35,17	0,1334	0,511802 ± 16	-16,31	+1,3	2,37
EK183	tufo riolítico	2159	7,15	32,56	0,1328	0,511821 ± 13	-15,94	+1,8	2,31
<i>Unidade Vulcânica Rosilha</i>									
EK16A	riolito	2068*	6,72	30,12	0,1349	0,511761 ± 20	-17,10	-1,2	2,50

*idade assumida

apresentados pelas rochas juvenis caracterizadas por Klein *et al.* (2005b) como as principais formadoras da crosta continental paleoproterozóica no Cráton São Luís (Fig. 5.2A). Já as idades modelo dessas rochas vulcânicas são mais de 150 Ma superiores às suas idades de cristalização (Fig. 5.2B), limite arbitrário geralmente aceito para a definição do caráter juvenil de uma rocha. Isso indica a provável influência de material crustal um pouco mais antigo na gênese dos magmas formadores dessas rochas, especialmente no caso da Formação Rio Diamante que apresenta zircão herdado de idade arqueana.

O valor levemente negativo de εNd(t) e a idade modelo arqueana indicam uma maior influência de componentes crustais mais antigos na geração dos magmas formadores da Unidade Vulcânica Rosilha (Tabela 5.5 e Fig. 5.2). Essa interpretação, entretanto, está limitada à aceitação da idade de cristalização, assumida como sendo 2068 Ma.

5.4 – ⁴⁰Ar-³⁹Ar em minerais

Amostras de mica branca de zonas mineralizadas dos alvos Areal, Caxias e Micote foram analisadas pelo método ⁴⁰Ar/³⁹Ar com o intuito de se discutir a idade da mineralização aurífera nesses alvos. Os espectros estão representados na Figura 5.3.

Sericita hidrotermal de duas amostras (AR10C e EK35) do garimpo Areal produziram, respectivamente, idades de 1879 ± 18 Ma e 1920 ± 20 Ma. No garimpo Caxias, sericita da amostra do microtonalito hospedeiro da mineralização (EK58B) gerou idade de 1980 ± 20 Ma, que é idêntica, dentro da margem de erro analítico, à idade de cristalização do microtonalito (1985 ± 4 Ma, Klein *et al.*, 2002). No alvo Micote, a sericita da amostra EK131 (xisto/metavulcânica) produziu idade idêntica à encontrada no garimpo Caxias, 1980 ± 20 Ma.

A intrusão do Microtonalito Garimpo Caxias é o evento magmático mais jovem conhecido no Cráton São Luís. Estando o microtonalito mineralizado em ouro, a idade de 1985 ± 4 Ma impõe um limite máximo

para a idade da mineralização, pelo menos no garimpo Caxias. Dessa forma, as idades obtidas podem ser interpretadas como a idade da mineralização ou de resfriamento do sistema.

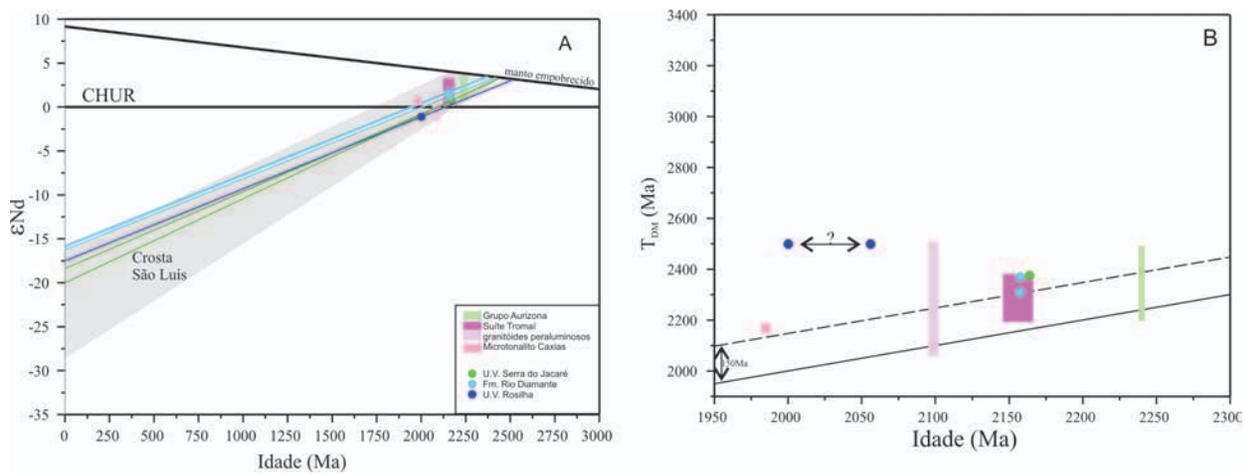


Figura 5.2 - Diagramas (A) idade versus ϵNd_t e (B) idade de cristalização versus idade modelo mostrando a evolução isotópica do Nd para as rochas da Folha Cândido Mendes, incluindo dados deste trabalho (círculos) e dados regionais (retângulos) disponíveis na literatura (Palheta, 2001 e Klein et al., 2005b). Símbolos iguais nos dois diagramas. O campo em cinza "Crosta São Luís" é aquele definido por Klein et al. (2005b) como a crosta juvenil paleoproterozóica para a região.

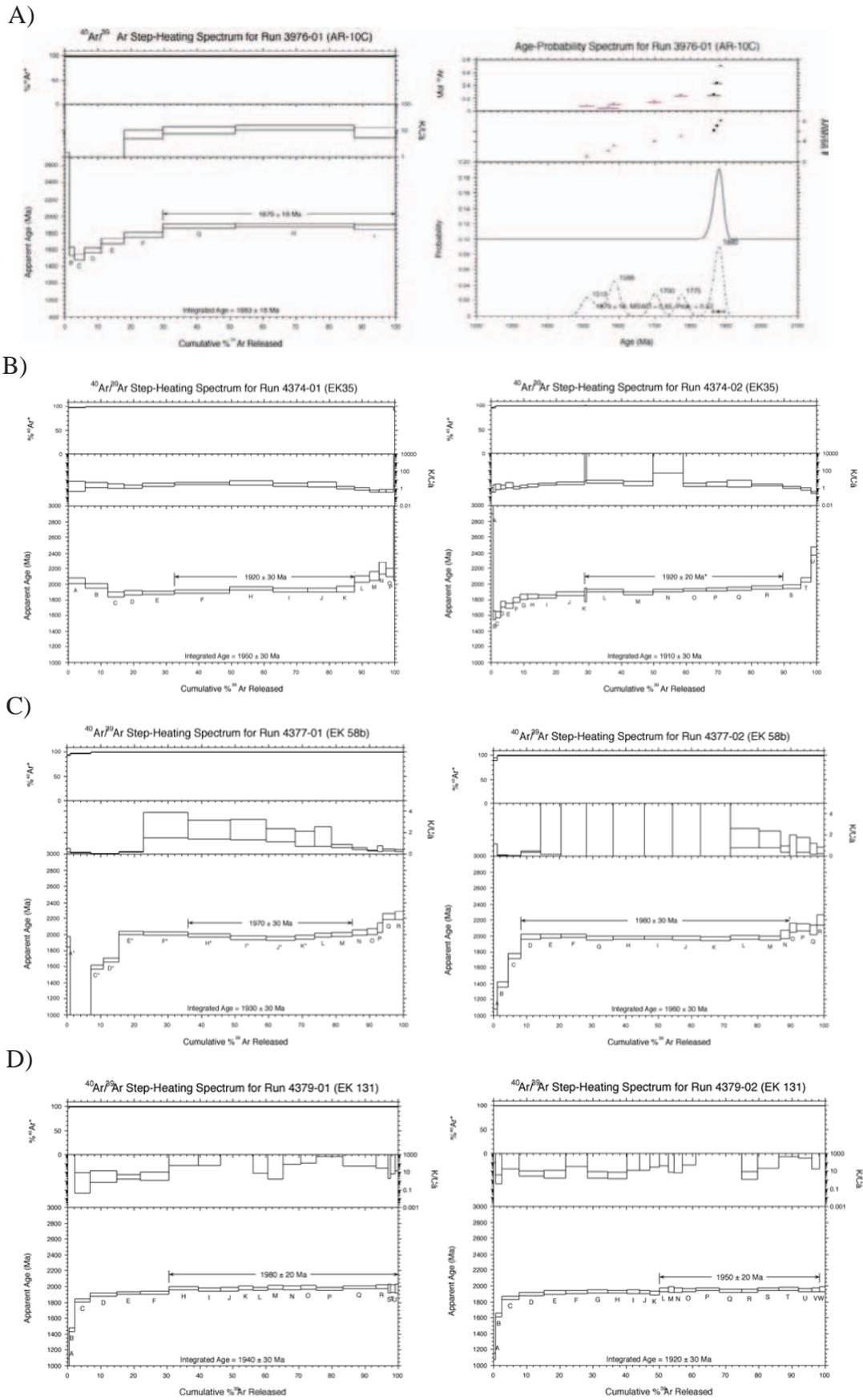


Fig. 5.3 – Espectros $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para amostras de mica dos garimpos Areal (A e B), Caxias (C) e Micote (D).

6 – GEOLOGIA ESTRUTURAL E EVOLUÇÃO TECTÔNICA

6.1 – GEOLOGIA ESTRUTURAL

A área englobada pela Folha Cândido Mendes, contida dentro do domínio cratônico de São Luís, não apresenta uma estruturação tectônica marcante. Não há domínios fortemente estruturados, como ocorre no Cinturão Gurupi, que bordeja a área cratônica para sul-sudoeste (Fig. 2.1). Na Folha Cândido Mendes as linhas estruturais, embora não se distribuam de forma aleatória, também não guardam orientação única, havendo um predomínio de orientações paralelas às direções NE-SW e NW-SE, tanto em estruturas dúcteis como rúpteis.

Os principais elementos estruturais identificados são xistosidade, que ocorre na maior parte das rochas metavulcanossedimentares, foliação milonítica e lineações de estiramento associadas a zonas de cisalhamento dúctil-rúptil de pequeno porte, foliação/bandamento ígneo, falhas e fraturas diversas.

A xistosidade impressa nas rochas do Grupo Aurizona possui direção dominante NW-SE na porção sudoeste de ocorrência da unidade. Essa xistosidade mergulha com ângulos variados, de 30° a 70° para os quadrantes NE e SW, ora é subvertical. Entende-se que essa variação tenha sido provocada pela intrusão dos granitóides Tromai e Negra Velha que orientaram e/ou reorientaram os corpos de rochas supracrustais. Já no corpo que aflora na região central da folha, na região de Aurizona, a xistosidade assume direção NE-SW, também com mergulhos variáveis para os quadrantes NW e SE. Neste caso, parece clara a associação dessa estruturação com a Falha Piaba.

Os principais lineamentos identificados na área são as zonas de cisalhamento Caxias e Pedra de Fogo, e as falhas Criminoso-Cavala e Piaba. Esses lineamentos

são mais ou menos visíveis em imagem de radar como estruturas longas, com algumas dezenas de quilômetros de extensão, mas descontínuas. Em boa parte, podem também ser acompanhados no campo.

A Zona de Cisalhamento Caxias possui atitude dominante N15-25°E; 75°SE e mostra pelo menos 12 km de extensão longitudinal, sendo observada desde o limite sul da folha, nas imediações do garimpo Areal, passando pelo garimpo Caxias, indo até o garimpo Pedra de Fogo. Sua largura não é conhecida, tratando-se, aparentemente de uma sucessão de zonas de cisalhamento de pequeno porte (larguras métricas).

Ao longo da zona de cisalhamento as rochas mostram foliação milonítica ou xistosidade, dependendo de sua composição, além de falhas menores, constituindo-se em uma estrutura dúctil-rúptil. Granitóides tendem a desenvolver a foliação milonítica, enquanto que xistos, sobretudo os máficos têm sua xistosidade reorientada. Nas zonas de maior concentração de deformação os xistos mostram forte paralelismo dos minerais e dobras intrafoliais apertadas e do tipo *kink*. Lineações de estiramento mineral foram observadas no quartzo e em filossilicatos, em ambos os casos com caimento de 30-60° para NE. Alguns veios de quartzo e quartzo-feldspato encontram-se boudinados, outros formam dobramentos intrafoliais sem raiz.

A assimetria das dobras intrafoliais e a posição das lineações de estiramento definem uma movimentação dextral com componente oblíqua para a Zona de Cisalhamento Caxias (Klein *et al.*, 2002). Essa movimentação dextral é também sugerida pela disposição espacial dos traços de foliação impressos na Unidade Vulcânica Serra do Jacaré (Fig. 6.1; ver também mapa geológico).

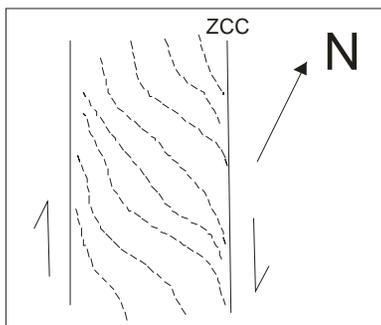


Figura 6.1 - Esquema (sem escala) interpretativo das relações geométricas dos traços de foliação impressos nas rochas da Unidade Vulcânica Serra do Jacaré em relação à Zona de Cisalhamento Caxias (ZCC).

A Zona de Cisalhamento Caxias é seccionada por uma série de feixes de estruturas, maiores ou menores, com orientação NW-SE, entre as quais se incluem os lineamentos Criminoso-Cavala, Pedra de Fogo e outros lineamentos que passam próximo ao garimpo Areal e à Serra do Jaboti. As relações temporal e geométrica desses lineamentos com a Zona de Cisalhamento Caxias não são conhecidas e a constituição interna dos lineamentos não estão suficientemente caracterizadas. Entretanto, na região do garimpo Pedra de Fogo a estrutura homônima mostra consistentemente atitude $N60^{\circ}W;85NE$, e lineações de estiramento têm caimento de 60° para o norte, indicando caráter dextral oblíquo para a estrutura. Para a área do garimpo Caxias, Leão Neto (1993) definiu uma componente sinistral para a zona de cisalhamento NW-SE.

A Falha Piaba possui caráter rúptil e corta as rochas do Grupo Aurizona, estendendo-se de forma descontínua, de nordeste para sudoeste, desde São José do Pirocaua, passando pelos depósitos auríferos de Piaba e Tatajuba segundo a direção $N70^{\circ}E$. Segundo Mineração Aurizona S/A (1995) essa falha teria movimentação sinistral e seria seccionada por estruturas rúpteis menores, de orientação NNW-SSE. Provavelmente a Falha Piaba tem continuidade para sudoeste, na margem esquerda do rio Tromaí, passando nas imediações do garimpo aurífero da Cavala, e faça parte de um conjunto maior de estruturas NE-SW que se distribui no setor centro-sudoeste da Folha Cândido Mendes.

Parte desse conjunto de falhas menores está materializada em campo pela presença de veios de quartzo leitoso de espessuras métricas, como nas

imediações da cidade de Luís Domingues. Esses veios são cisalhados, brechados e estéreis.

A idade absoluta das estruturas na Folha Cândido Mendes não é conhecida. Pelo menos para a Zona de Cisalhamento Caxias, que afetou o Microtonalito Garimpo Caxias, a idade de cristalização desta rocha, 1985 ± 4 Ma (Klein *et al.*, 2002), impõe um limite de idade máximo para a geração desta estrutura.

6.2 – EVOLUÇÃO TECTÔNICA

A evolução geológica do Cráton São Luís, unidade geotectônica na qual está inserida a Folha Cândido Mendes, foi discutida recentemente por Klein *et al.* (2005a, 2005b) com base no conhecimento geológico em escala regional e em dados geocronológicos em zircão e de isótopos de Nd. Aqueles autores vislumbraram uma evolução segundo a tectônica de placas, com formação de bacia oceânica, subducção, arcos de ilhas e colisão ocorrendo no período Riáciano, entre aproximadamente 2260 e 2080 Ma.

Resumidamente, a evolução orogênica proposta por Klein *et al.* (2005a, 2005b) sugere que conjuntos de rochas juvenis formadas em arcos de ilha intra-oceânicos erigidos nas fases orogênicas mais precoces (2260-2150 Ma) teriam sido amalgamados por volta de 2100-2080 Ma a um suposto bloco continental arqueano existente para o sul, época caracterizada por metamorfismo, deformação e produção de granitóides de fusão crustal (Fig. 6.2). O primeiro período estaria relacionado a uma fase acrescionária da orogenia e seria representado pela maioria das rochas do Cráton São Luís (Grupo Aurizona e Suíte Intrusiva Tromaí) e por parte do embasamento do Cinturão Gurupi, enquanto que o segundo período, de natureza colisional, seria detectado principalmente no embasamento daquele cinturão.

No presente trabalho, esta interpretação é mantida em suas linhas gerais, pois as informações obtidas corroboram esta linha de abordagem. Entretanto, os novos dados geológicos melhoraram a caracterização dos tipos e assembléias de rochas, bem como de suas relações estruturais, espaciais e temporais. Um número razoável de dados geoquímicos e alguns poucos dados de isótopos de Nd em rocha total e novas idades radiométricas em zircão foram adicionados. Estes elementos permitem um aprofundamento da discussão

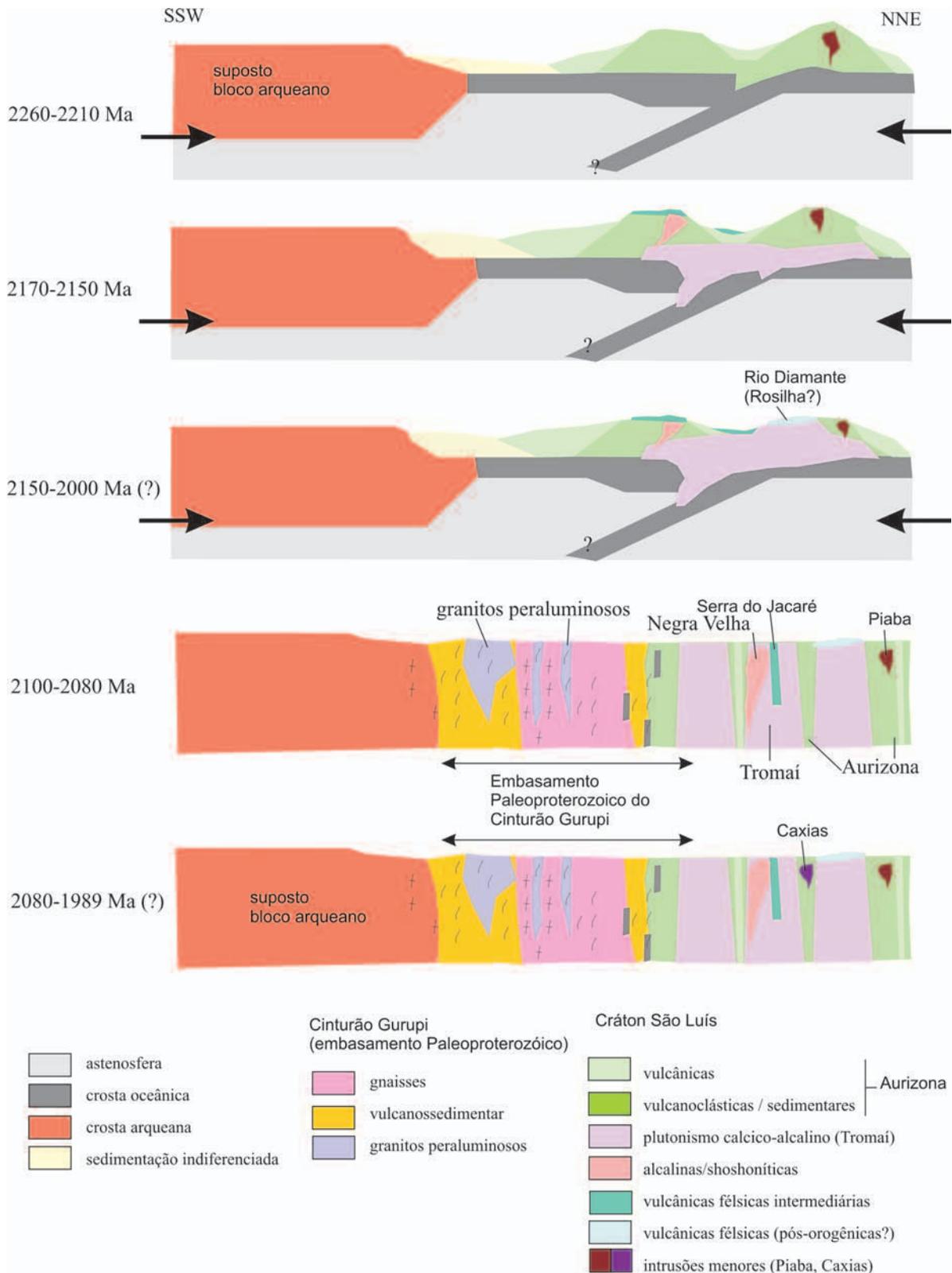


Fig. 6.2 - Seção crustal esquemática sugerindo a evolução geodinâmica do Cráton São Luís e parte do Cinturão Gurupi no Paleoproterozóico. A porção relativa ao Cráton São Luís é onde se insere a Folha Cândido Mendes. Modificado de Klein et al. (2005c) com inserção de dados deste projeto.

sobre o ambiente tectônico de formação dos principais conjuntos litológicos cartografados, especialmente no que se refere às rochas vulcânicas, que não haviam sido abordadas por Klein *et al.* (2005b), e da evolução tectônica do Cráton São Luís como um todo.

As rochas mais antigas conhecidas na área da Folha Cândido Mendes, e na região cratônica, são as rochas metapiroclásticas da Formação Pirocaua (Grupo Aurizona), cuja idade de cristalização foi estabelecida em 2240 ± 5 Ma (Klein & Moura, 2001). Esta mesma unidade apresenta cristais de zircão com idade um pouco maior, de 2260 Ma, que pode ou não representar herança. Idades modelo T_{DM} para essas rochas e para algumas rochas de outras unidades vulcânicas situam-se em torno de 2,40-2,50 Ga, o que pode representar a época de retirada de magmas básicos do manto, ou alguma adição de materiais crustais mais antigos (arqueanos) ao magma gerador das rochas da Formação Pirocaua.

Os dados geoquímicos em rocha total para as formações Pirocaua e Matará do Grupo Aurizona indicam ambiente convergente, orogênico, para sua geração. A composição as rochas básicas é compatível com ambiente de arcos de ilhas oceânicas ou bacia tipo *back-arc*, e a das rochas ácidas e intermediárias com ambiente de arco de ilhas a margem continental. Entende-se, portanto, que essas rochas formaram-se em uma bacia oceânica que iniciou sua abertura, a partir da ruptura de um ou mais blocos continentais arqueanos, em algum momento anterior a 2260 Ma (Fig. 6.2). Nesse ambiente posicionou-se a intrusão rasa Granófiro Piaba em 2214 Ma.

A formação de uma bacia oceânica extensa permitiu a acumulação de sedimentação clástica derivada do suposto bloco arqueano na margem do mesmo, mas, principalmente dos produtos da erosão dos arcos de ilha mais precoces imediatamente após a sua construção, além da formação de rochas sedimentares químicas. Os quartzitos, metarenitos, metapelitos e cherts da Formação Ramos são daí derivados.

O crescimento da bacia oceânica também levou à formação de zona(s) de subducção e ao consumo prolongado de crosta oceânica, permitindo

a produção volumosa de magmas cálcico-alcalinos que formaram os extensos batólitos dos granitóides juvenis da Suíte Intrusiva Tromai, entre 2168-2150 Ma, aproximadamente, e o vulcanismo Serra do Jacaré e Rio Diamante, aproximadamente no mesmo período (Fig. 6.2). O magmatismo Tromai, que evoluiu de termos mais primitivos, sódico-cálcicos, até termos mais potássicos, provavelmente representa diferentes estágios de maturação dos arcos de ilha construídos em boa parte pela colocação dos granitóides, com crescente participação de materiais crustais recém-formados nos arcos, culminando com a produção de magmas com tendência alcalina-shoshonítica mais tardios (Granito Negra Velha).

Esse conjunto formado aproximadamente entre 2260-2150 Ma, juntamente com rochas ígneas e vulcanossedimentares cronocorrelatas (hoje pertencentes ao embasamento do Cinturão Gurupi), foi amalgamado a um suposto bloco de idade Arqueana existente para o sul (Fig. 6.2). O fechamento orogênico ocorreu entre 2100-2080 Ma, sendo caracterizado por algum espessamento crustal que permitiu a fusão de materiais crustais e produção de granitóides peraluminosos, bem representados no embasamento do Cinturão Gurupi, acompanhado de metamorfismo e deformação.

É ainda incerto o papel exercido pelas rochas vulcânicas Rosilha e pelo Microtonalito Garimpo Caxias nessa evolução, o que é devido à limitada caracterização dessas unidades. Falta, por exemplo, dado preciso sobre a idade de cristalização das rochas vulcânicas Rosilha, que ocorreu em algum momento entre 2150 Ma e 2000 Ma. A ausência de metamorfismo e a deformação apenas localizada em zonas de cisalhamento de pequeno porte sugerem um caráter mais tardio, pelo menos em relação à fase acrescionária (construção dos arcos de ilhas) da orogenia Paleoproterozóica.

O Microtonalito Garimpo Caxias, que apresenta um caráter não metamórfico e deformacional similar ao das rochas vulcânicas Rio Diamante e Rosilha, posicionou-se por volta de 1985 Ma e é o evento mais jovem conhecido no Cráton São Luís. Seu significado tectônico, contudo, é desconhecido.

7 – RECURSOS MINERAIS

Na Folha Cândido Mendes foram cadastrados 66 jazimentos minerais (Tabela 7.1) de diferentes classes utilitárias, assim distribuídas: a) metais nobres (39 jazimentos de ouro); b) insumos para agricultura (sete jazimentos de fosfato aluminoso e dois de calcário); c) materiais para construção civil/minerais estruturais (uma ocorrência de argila, oito ocorrências de cascalho para pavimentação); d) rochas e minerais industriais (duas ocorrências de granito industrial e uma ocorrência de granito ornamental). A grande maioria dessas ocorrências foi visitada durante as fases de campo do projeto e uma parte menor foi compilada da literatura.

7.1 – METAIS NOBRES

7.1.1 – Ouro

A região noroeste do Maranhão integra o que é informalmente chamado de província aurífera do Gurupi, onde a ocorrência de concentrações auríferas é conhecida desde o século XVII. Efetivamente, o ouro é o principal recurso mineral na Folha Cândido Mendes.

Os 39 jazimentos auríferos cadastrados são divididos em dois depósitos, 28 ocorrências (garimpos) e nove indícios de mineralização. Os dois depósitos são de ouro primário e as ocorrências e indícios referem-se a 23 jazimentos primários e 16 secundários (aluvionar e supergênico). Além disso, em todos os jazimentos primários, a porção supergênica se faz também presente e todos passaram por uma fase de atividade garimpeira na porção aluvial presente nas proximidades.

Embora distribuídos por toda a folha, os jazimentos auríferos são mais numerosos em áreas de ocorrência do Grupo Aurizona (Fig. 7.1).

7.1.1.1 – Depósito Piaba

O depósito Piaba localiza-se próximo à vila de Aurizona e é a parte mais importante de uma série de prospectos avaliados por Mineração Aurizona S/A (1995), todos associados à seqüência metavulcanossedimentar do Grupo Aurizona. Esses prospectos encontram-se aproximadamente alinhados segundo a Falha Piaba (Fig. 7.1), sinistral e orientada segundo N70°E, com mergulho subvertical.

Segundo Mineração Aurizona S/A (1995), a geologia do depósito Piaba seria constituída por uma seqüência metavulcanossedimentar intrudida e “parcialmente assimilada” por corpos de granófiro com composição tonalítica a granodiorítica. As rochas metavulcanossedimentares são representadas por xistos e metachert grafitosos, tufos, quartzo-sericita-clorita xistos e rochas máficas e ultramáficas. Os granófiros foram informalmente subdivididos em diferentes tipos em função do tipo e intensidade da alteração hidrotermal: verde (clorita); cinza (grafita > 5%); cinzento (0,5 a 2% de grafita) e leucogranófiro.

O conjunto supracrustal-granófiros é cortado por zonas de cisalhamento no interior da qual as rochas estão foliadas e fortemente alteradas hidrotermalmente (Fig. 7.2). A alteração hidrotermal gerou paragênese dominada por carbonatos (ankerita e calcita), clorita, sericita, piritita, quartzo e grafita. Além disso, turmalina e ilmenita são registradas ocasionalmente. O ouro encontra-se associado a venulações de quartzo e sulfeto dentro conjunto hidrotermal (Fig. 7.2C) e a disseminações de sulfetos em porções carbonosas, sendo o granófiro cinza a rocha hospedeira que contém

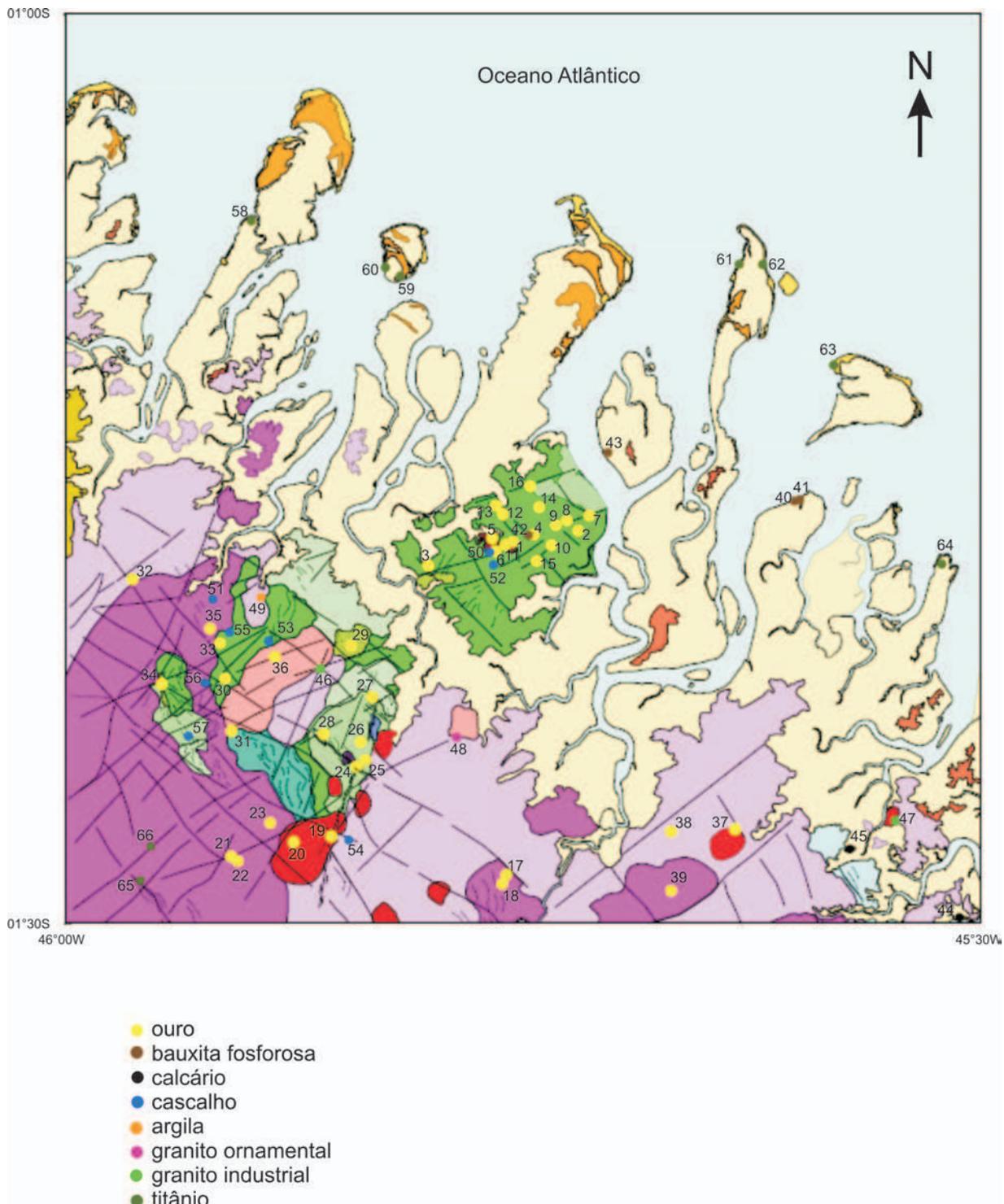


Figura 7.1 - Mapa geológico da Folha Cândido Mendes com a distribuição das ocorrências minerais. A numeração refere-se à Tabela 7.1.

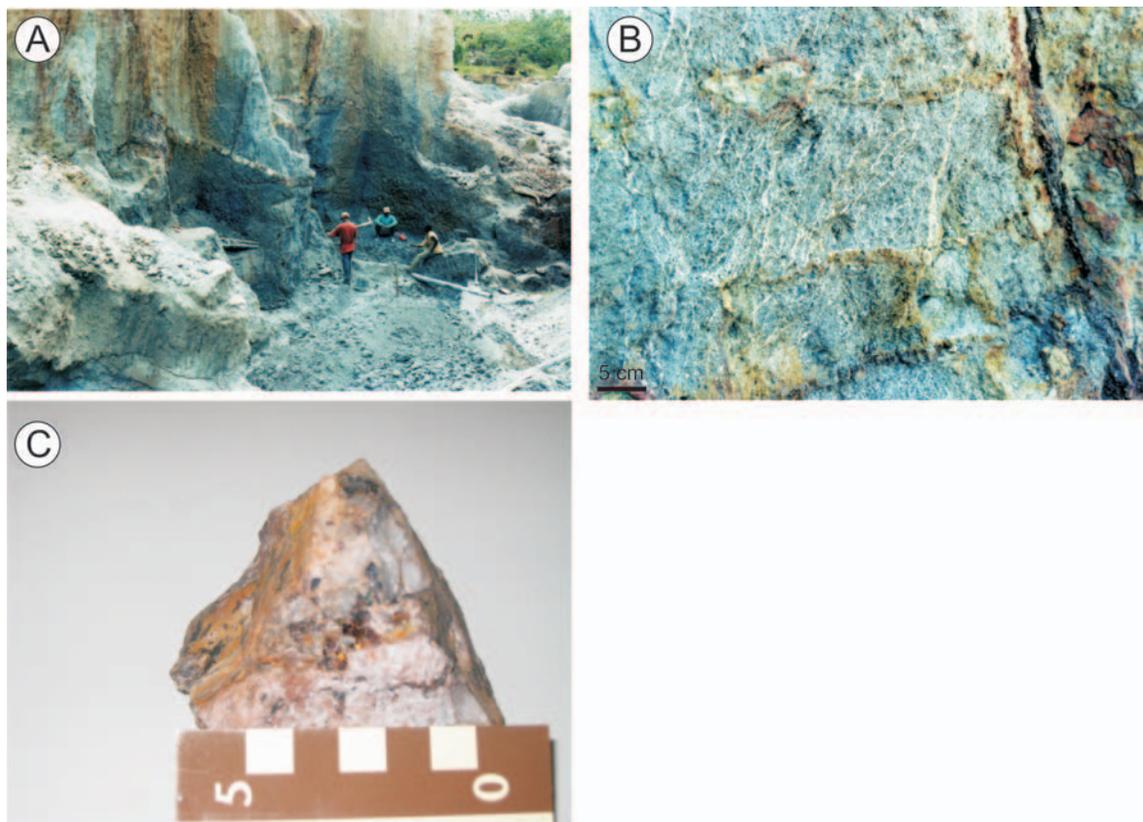


Figura 7.2 - Imagens do depósito aurífero do Piaba. (A) Vista das escavações paralelas à direção da estrutura encaixante do minério; (B) detalhe do Granófiro Piaba com venulação de quartzo em geometria stockwork; (C) veio de quartzo com ouro livre visível.

os melhores teores auríferos (Mineração Aurizona S/A, 1995; Santa Fé do Brasil, comunicação escrita).

A mineralização hospedou-se em zonas de cisalhamento de orientação WNW-ESE, algumas com movimento dextral caracterizado (Mineração Aurizona S/A, 1995), portanto em uma direção quase oblíqua em relação à atitude da Zona de Cisalhamento Piaba, o que poderia ser explicado dentro do modelo estrutural de Riedel como uma estrutura tipo R2.

Embora sondagens tenham verificado a presença de minério primário até uma profundidade de 230 metros, as reservas do depósito Piaba foram dimensionadas somente na porção supergênica do depósito, num corpo com aproximadamente 1300 m de extensão longitudinal, 70 m de largura e 60 m de profundidade. Os trabalhos de avaliação bloquearam reservas de 13 milhões de toneladas de minério com teor médio de 0,88 g/t, resultando em cerca de 11,5 t de ouro.

O perfil laterítico que se desenvolveu na área do depósito Piaba foi definido como do tipo imaturo (Souza, 2001), com composição mineralógica a base de quartzo, caulinita, hematita, goethita, muscovita e paragonita. O caráter seria evidenciado pela presença de paragonita e caulinita e ausência de gibbsita.

O ouro no perfil supergênico é predominantemente residual, que se dispersou mecanicamente nos horizontes mais superficiais do perfil, a partir dos veios de quartzo auríferos primários. Essa dispersão mecânica teria sido facilitada pela granulometria grossa das partículas (>50 μm) que não teria permitido a dissolução dessas partículas por soluções intempéricas. A porção lixiviada dos grãos foi reprecipitada como ouro livre (pepitas) próximo à superfície, na zona colúvio-eluvionar, e como grãos submicroscópicos em frações muito finas (<270#) do perfil, ou ainda, adsorvido a óxidos de ferro (Souza, 2001).

7.1.1.2 – Depósito Tatajuba

O depósito Tatajuba localiza-se na continuação para sudoeste da zona de falha Aurizona (Fig. 7.1) e apresenta o mesmo condicionamento geológico (estrutura, litologia, rocha hospedeira) descrito para o depósito Piaba (Mineração Aurizona S/A, 1995). Foi identificada na zona de alteração hidrotermal importante venulação de carbonato, além da presença de pirita e arsenopirita.

Uma avaliação preliminar na porção supergênica identificou recursos da ordem de 1,44 t de Au a um teor de 2 g/t (Mineração Aurizona S/A, 1995).

Tabela 7.1 – Relação das ocorrências minerais da Folha Cândido Mendes

	toponímia	latitude	longitude	substância	status	tipologia de depósito	rocha encaixante/hospedeira	alteração hidrotermal	associação mineral
1	Piaba	-1,29418	-45,75544	ouro	depósito	veio de quartzo	granófiro, xisto grafitoso, veio de quartzo	sil, clo, sulf, carb, turm	Au, py, cpy
2	Micote	-1,28826	-45,71986	ouro	garimpo paralisado	zona de cisalhamento	xisto	ser	Au
3	Tatajuba	-1,30723	-45,80175	ouro	depósito		granófiro, xisto	sil, sulf, carb	Au, py, aspy
4	Serra do Pirocaua	-1,29027	-45,74427	ouro	ocorrência		granófiro	sil, clo, carb	Au
5	Boca Lascada	-1,29234	-45,76688	ouro	garimpo paralisado	Au placer	sedimento aluvionar inconsolidado		Au
6	Vené	-1,29946	-45,76499	ouro	garimpo paralisado	Au laterita	laterito		Au
7	Colheirada	-1,28014	-45,71369	ouro	garimpo paralisado	Au laterita	sedimento aluvionar inconsolidado		Au
8	Mestre Chico	-1,28267	-45,72605	ouro	indício	Au placer	sedimento aluvionar inconsolidado		Au
9	Barriguda	-1,28530	-45,73207	ouro	indício	Au placer	sedimento aluvionar inconsolidado		Au
10	São Lourenço	-1,29605	-45,73451	ouro	indício	Au placer	sedimento aluvionar inconsolidado		Au
11	Piaba / Xavier	-1,29587	-45,75964	ouro	garimpo paralisado	Au placer	sedimento aluvionar inconsolidado		Au
12	Cachimbo / Japo	-1,27930	-45,76097	ouro	garimpo paralisado	Au placer	sedimento aluvionar inconsolidado		Au
13	Pombal	-1,27473	-45,76485	ouro	indício	Au placer	sedimento aluvionar inconsolidado		Au
14	Flexal	-1,27556	-45,74121	ouro	garimpo paralisado	Au placer	sedimento aluvionar inconsolidado		Au
15	Conceição/Ferradura	-1,30468	-45,74247	ouro	indício				Au
16	Boa Esperança	-1,26416	-45,74606	ouro	indício				Au
17	Cabeças	-1,47442	-45,75923	ouro	indício	veio de quartzo	quartzo diorito, veio de quartzo	sil, turm	Au
18	Criminoso	-1,47923	-45,76134	ouro	garimpo paralisado	veio de quartzo	granodiorito, veio de quartzo	sil, sulf	Au, py
19	Areal	-1,45355	-45,85480	ouro	garimpo em atividade	veio de quartzo	steno granito, veio de quartzo	sil, sulf, ser, pot	Au, py
20	Ouricuri	-1,45676	-45,87526	ouro	garimpo em atividade	veio de quartzo	steno granito, veio de quartzo	sil, sulf, pot	Au, py
21	Novo Destino	-1,46444	-45,90944	ouro	garimpo paralisado	veio de quartzo	veio de quartzo, tonalito, quartzo-monoziorito	sil, clo, sulf, ser, pot	Au, py
22	Redinha	-1,46704	-45,90577	ouro	garimpo paralisado	veio de quartzo	quartzo diorito, veio de quartzo	sil, sulf	Au, aspy
23	Leite	-1,44628	-45,88807	ouro	garimpo paralisado	veio de quartzo	steno granito, veio de quartzo	sil	Au
24	Caxias	-1,41574	-45,84102	ouro	garimpo em atividade	veio de quartzo	microtonalito, xisto, veios de quartzo	sil, clo, sulf, ser, carb	Au, py, sph
25	Mangueiral	-1,41227	-45,83621	ouro	garimpo paralisado	veio de quartzo	microtonalito, rocha básica	clo, sulf, ser	
26	Rosilha	-1,40253	-45,83876	ouro	garimpo em atividade	Au laterita	laterito		Au
27	Pedra de Fogo	-1,37817	-45,83244	ouro	garimpo em atividade	veio de quartzo	metapiroclástica, veio de quartzo	sil, clo, sulf, ser	Au, py, cpy
28	Guaranim	-1,39816	-45,85891	ouro	garimpo paralisado		metavulcânica		
29	Matará	-1,35034	-45,84388	ouro	garimpo paralisado	Au placer	talco-tremolita xisto, anfíbolo	sil	Au
30	Lavrinha	-1,36826	-45,91268	ouro	indício	Au placer	sedimento aluvionar inconsolidado		Au
31	Negra Velha	-1,39662	-45,90925	ouro	garimpo paralisado	Au placer	sedimento aluvionar inconsolidado		Au
32	Poeira	-1,31454	-45,96324	ouro	garimpo paralisado	veio de quartzo	tonalito	sil, sulf, ser, carb	Au, py

33	Portuguesa	-1,34909	-45,91558	ouro	garimpo paralisado	Au laterita	laterito		Au
34	Cavala	-1,37123	-45,94727	ouro	garimpo em atividade	veio de quartzo	veio de quartzo, quartzo diorito, metavulcânicas félsicas	sil, clo, ser	Au
35	Dedé	-1,34119	-45,92086	ouro	garimpo em atividade	Au laterita	laterito		Au
36	Cearazinho	-1,35653	-45,88546	ouro	garimpo paralisado	veio de quartzo	laterito		Au
37	Limão	-1,44985	-45,63421	ouro	garimpo paralisado	veio de quartzo	sienogranito/veio de quartzo	clo, sulf, ser, sil	Au, py
38	Bom Jesus	-1,45099	-45,66914	ouro	garimpo paralisado	veio de quartzo	granodiorito/veio de quartzo	sil, clo, sulf, ser	Au, py
39	Mina Velha	-1,48301	-45,66920	ouro	garimpo paralisado	veio de quartzo	hidrotermalito	sil, clo, sulf, ser	Au, py
40	Ilha Trauíra	-1,27152	-45,59908	fosfato aluminoso	depósito	laterita	laterita		
41	Ilha Trauíra	-1,27214	-45,60175	fosfato aluminoso	ocorrência	laterita	laterita		
42	Serra do Procaua	-1,29073	-45,74703	fosfato aluminoso	depósito	laterita	laterita		
43	Ilha Tralhoto/Igarapé das Pedras	-1,24602	-45,70368	fosfato aluminoso	depósito	laterita	laterita		
44	Vila Pau Santo / rio Cocal	-1,49749	-45,51172	calcário	ocorrência	calcário	calcário		
45	Estandarte / rio Santa Cruz	-1,46049	-45,57157	calcário	ocorrência	calcário	calcário		
46	Braço Negra Velha	-1,36302	-45,86057	granito	ocorrência	granito industrial	granito		
47	Estandarte / rio Santa Cruz	-1,44497	-45,54659	granito	ocorrência	granito industrial	granito		
48	Mariquinha	-1,39994	-45,78637	granito ornamental	ocorrência	granito ornamental	granito		
49	Barreiro	-1,32435	-45,89322	argila	depósito	argilas eluvionares	aluvião		
50	Venê	-1,29946	-45,76499	cascalho	ocorrência	cascalho laterítico	laterita		
51	BR308 - Livramento-LDomingues	-1,32529	-45,91945	cascalho	ocorrência	cascalho laterítico	laterita		
52	Estrada p/ Aurizona	-1,30675	-45,76617	cascalho	ocorrência	cascalho laterítico	laterita		
53	BR308, próximo Cearazinho	-1,34794	-45,88897	cascalho	ocorrência	cascalho laterítico	laterita		
54	Estrada G.Viana-Manaus	-1,45558	-45,84516	cascalho	ocorrência	cascalho laterítico	laterita		
55	Portuguesa	-1,34303	-45,91040	cascalho	ocorrência	cascalho laterítico	laterita		
56	Estrada Arariba	-1,39936	-45,93277	cascalho	ocorrência	cascalho laterítico	laterita		
57	Estrada LDomingues-NDestino	-1,37064	-45,92377	cascalho	ocorrência	cascalho laterítico	laterita		
58	Praia Velha	-1,11709	-45,90055	titânio	indício	placer	sedimento aluvionar inconsolidado		
59	Boa Vista de São João	-1,15061	-45,81699	titânio	indício	placer	sedimento aluvionar inconsolidado		
60	Praia da Estrela	-1,14591	-45,82516	titânio	indício	placer	sedimento aluvionar inconsolidado		
61	Ilha São Jorge	-1,14437	-45,61924	titânio	indício	placer	sedimento aluvionar inconsolidado		
62	Ilha São Jorge	-1,14794	-45,63910	titânio	indício	placer	sedimento aluvionar inconsolidado		
63	Apeuzinho	-1,19870	-45,58041	titânio	indício	placer	sedimento aluvionar inconsolidado		
64	proximo Cajueiro	-1,30627	-45,52132	titânio	indício	placer	sedimento aluvionar inconsolidado		
65	proximo Novo Destino	-1,47744	-45,95884	titânio	indício	placer	sedimento aluvionar inconsolidado		
66	proximo Novo Destino	-1,45907	-45,95334	titânio	indício	placer	sedimento aluvionar inconsolidado		

*sil: silicificação, ser: sericitização, clo: cloritização, carb: carbonatação, pot: potassificação, turm: turmalinização, sulf: sulfetação

**py: pirita, aspy: arsenopirita, cpy: calcopirita, sph: esfalerita

7.1.1.3 – Garimpo da Cavala (Mina Seca)

No prospecto Mina Seca da Cavala (Fig. 7.1) a cobertura intempérica é bastante importante. Uns poucos afloramentos de rocha fresca permitiram a identificação de rochas metamórficas que pertencem à sucessão vulcanossedimentar do grupo Aurizona. Entre os litotipos foram identificadas rochas vulcânicas máficas e ultramáficas muito finas e fortemente cloritizadas, rochas vulcânicas félsicas, também fortemente hidrotermalizadas, silexito e possível formação ferrífera. A foliação metamórfica impressa nessas rochas tem atitude dominante $N20^{\circ}W/70^{\circ}SW$, com inflexões para $N40^{\circ}-60^{\circ}W/20^{\circ}-60^{\circ}SW$ e subordinadamente $N75^{\circ}-85^{\circ}W$ /subvertical. Essas atitudes se enquadram no comportamento regional apresentado pelo Grupo Aurizona.

Quartzo-dioritos e tonalitos (unidade Cavala da Suíte Intrusiva Tromai) também foram identificados nas imediações das zonas mineralizadas. Possivelmente essas rochas também fazem parte do conjunto encaixante, como é possível verificar pela constituição do saprólito em algumas escavações.

A mineralização primária está associada a veios de quartzo leitoso de espessuras centimétricas a decimétricas, às vezes fraturados e brechóides. Esses veios possuem atitudes variadas, com predominância entre $N30^{\circ}-60^{\circ}E; 35^{\circ}-85^{\circ}SE-NW$, orientação paralela a principal zona mineralizada. Direções $N10^{\circ}-30^{\circ}E$, $N70^{\circ}-85^{\circ}E$, $N10^{\circ}-40^{\circ}W$ e $N50^{\circ}-80^{\circ}W$, com mergulhos variáveis são também identificadas.

Estudos geoquímicos preliminares realizados no minério oxidado (Larizzatti *et al.*, 2005) mostraram correlação positiva do ouro com prata e telúrio (Fig.

7.3), indicando que esses elementos estavam presentes na mineralização primária.

7.1.1.4 – Garimpo Pedra de Fogo

Na região do garimpo Pedra de Fogo afloram xistos, rochas piroclásticas foliadas (aglomerados vulcânicos, tufos), rochas metavulcânicas intermediárias, metarenitos e quartzitos ferruginosos, pertencentes ao Grupo Aurizona. A xistosidade dessas rochas possui atitude $N15^{\circ}-75^{\circ}W/50^{\circ}-70^{\circ}NE$. Fraturas posteriores formam padrões NE-SW e NW-SE e eventualmente contém veios de quartzo subverticais.

A principal atividade garimpeira nesta ocorrência deu-se nas aluviões e, mais recentemente, no perfil supergênico. Alguns veios de quartzo aurífero também foram lavrados. O estudo realizado em um desses veios de quartzo leitoso (Klein & Fuzikawa, 2005) mostrou que o veio de quartzo possui 20 a 50 cm de espessura (extensões longitudinal e vertical desconhecidas) e a seu estreito halo hidrotermal é constituído por alteração potássica. O veio encontra-se orientado segundo $N45^{\circ}W$ (subvertical) e está discordantemente encaixado em rocha metapiroclástica foliada.

A rocha encaixante possui foliação com atitude $N15^{\circ}W/50^{\circ}NE$ que contém lineações de estiramento mineral com caimento de 60° para $N0^{\circ}E$. Petrograficamente é um aglomerado vulcânico deformado (Fig. 3.3B), composto por porfiroclastos e fragmentos de quartzo e/ou quartzo + plagioclásio, alongados segundo a foliação, e por fragmentos de rocha vulcânica imersos em matriz foliada quartzo-feldspática contendo matéria escura carbonosa nos planos de xistosidade. Metadacitos ocorrem em íntima

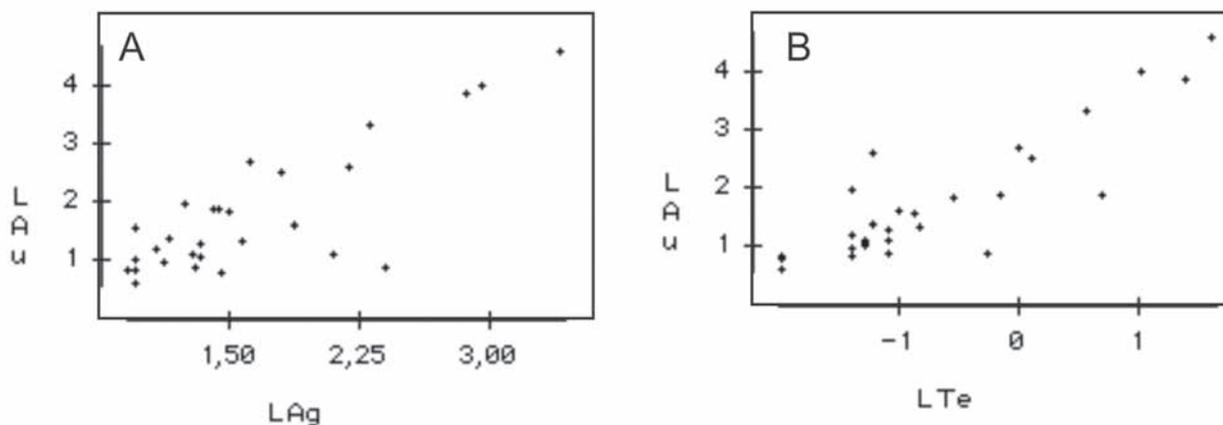


Figura 7.3 - Diagramas mostrando a correlação positiva entre ouro e prata (A) e telúrio (B) no minério primário do garimpo Cavala (segundo Larizzatti *et al.*, 2005).

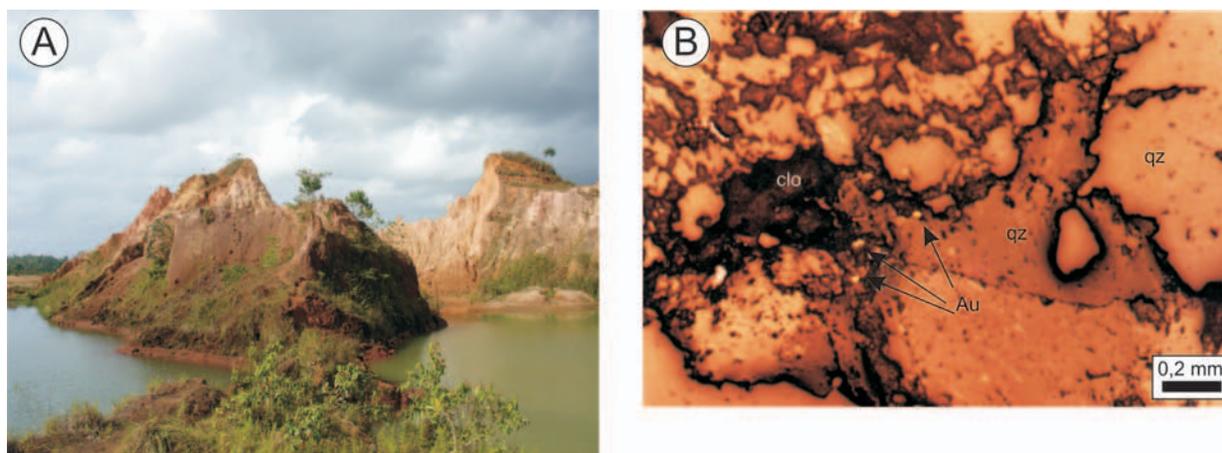


Figura 7.4 - (A) Vista geral do garimpo Caxias (visada para SW). A área alagada corresponde à porção mineralizada e lavrada pelos garimpeiros. (B) Fotomicrografia (luz refletida) mostrando partículas de ouro (Au) no contato entre quartzo (qz) e clorita (clo) em amostra do prospecto Caxias (segundo Klein *et al.*, 2002).

associação (mas sem contatos visíveis) com as rochas piroclásticas. São levemente foliados e constituídos por fenoblastos de plagioclásio e quartzo imersos em matriz clorítica e quartzo-feldspática, contendo também sericita, epidoto e apatita, além de vênulas submilimétricas e disseminações de pirita e raras calcopirita e magnetita.

Resultados geoquímicos preliminares em veios de quartzo (Klein *et al.*, 2005d) mostram associação entre ouro e arsênio.

7.1.1.5 – Garimpo Caxias

Caxias, juntamente com Piaba, é a ocorrência historicamente mais importante na região, sendo trabalhada de forma artesanal há quase um século. A área do garimpo Caxias é formada por um platô laterítico (Fig. 7.4A) de aproximadamente 30 m de espessura e truncado no nível do saprólito, sendo esse material alterado o principal alvo de garimpagem durante décadas.

A mineralização primária foi recentemente atingida pelo trabalho garimpeiro, revelando que a mesma hospedou-se em uma zona de cisalhamento dúctil-rúptil dextral, com atitude N15°E/75°SE, que corta o microtonalito Caxias e xistos máficos e pelíticos do Grupo Aurizona. As rochas encaixantes estão fortemente afetadas por hidrotermalismo que gerou cloritização pervasiva, sulfetação e venulação de quartzo, além de subordinada sericitização e carbonatação (Klein *et al.*, 2002).

Os veios de quartzo, milimétricos a centimétricos, podem ser contínuos ou não e chegam a atingir

algumas dezenas de metros ao longo da direção da estrutura hospedeira. O quartzo desses veios é maciço e leitoso a sacaroidal. Pirita é o sulfeto largamente dominante, ocorrendo também esfalerita.

O ouro ocorre no estado livre, em contato entre grãos de quartzo e clorita (Fig. 7.4B), ou associado a sulfetos. Os teores de ouro nesses veios são bastante variáveis, entre 3 e 369 ppb, localmente atingindo 590-2000 ppb. Arsênio e Sb estão presentes na associação elementar do ouro, embora em baixos teores, enquanto que altos valores de Ni, Co, V, e Cr estão associados a concentrações mais elevadas de Au e As, na porção sul do depósito, onde predominam xistos máficos (Klein *et al.*, 2002).

7.1.1.6 – Garimpos Areal e Ouricuri

O garimpo Areal encontra-se hospedado em sienos e monzogranitos pertencentes ao Granito Areal. Na porção sul do prospecto a área é recoberta por solo/colúvio arenoso rico em fragmentos de quartzo de veio, onde foram realizados trabalhos rasos (<1 m) de garimpagem. Ao norte, algumas escavações permitem a observação de rochas mais ou menos intemperizadas a frescas e de veios de quartzo. Na maior parte das exposições verifica-se a ocorrência de um granito fino fortemente hidrotermalizado e por vezes foliado, resultante da atuação de uma zona de cisalhamento rúptil-dúctil com orientação N20°-40°E/75°SE (orientação similar à encontrada no garimpo Caxias), com espessura desconhecida, mas de no mínimo 5 metros. Não foram identificados elementos que permitam discussão sobre a cinemática ou o regime estrutural em que se formou

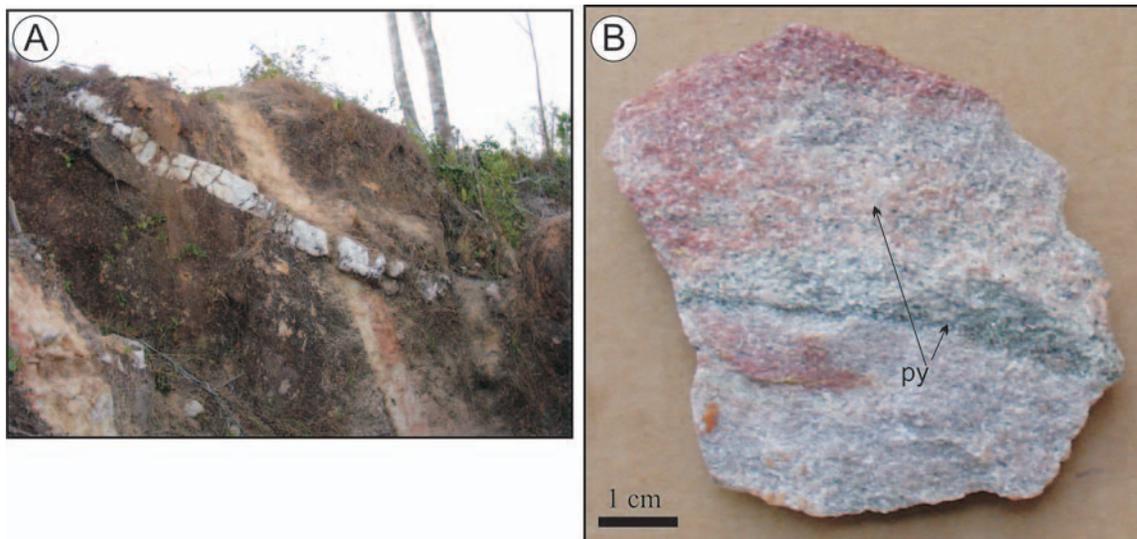


Figura 7.5 - (A) Veios de quartzo aurífero no prospecto Areal. (B) Sienogranito foliado e alterado hidrotermalmente, com níveis de pirita (py), encaixante do minério no prospecto Areal. .

esta zona, entretanto, infere-se que a mesma seja um prolongamento da zona de cisalhamento Caxias.

O estilo estrutural da zona mineralizada é caracterizado por um enxame de veios de quartzo leitoso e maciço, com espessuras variáveis entre poucos centímetros a alguns decímetros (Fig. 7.5A). Esses veios preencheram fraturas no monzogranito hospedeiro, orientadas especialmente segundo as direções $N45^{\circ}W/40^{\circ}$ - $65^{\circ}NE$ e $N20^{\circ}E/30^{\circ}$ - $40^{\circ}SE$ e NW (atitudes também paralelas às estruturas hospedeiras no garimpo Caxias). As dimensões longitudinais e profundidades desses veios são desconhecidas, mas alinhamentos de veios com a mesma atitude (NW/SE) estendem-se por pelo menos 100 m. Raras orientações NS e EW foram também identificadas.

Um estreito halo hidrotermal desenvolveu-se em torno dos veios mineralizados produzindo uma alteração sericítica e potássica intensa e piritização. A sericita é bastante fina nesses halos e a pirita varia de fina a grossa e é via de regra euédrica (indício de não ter sido afetada por deformação, isto é, caráter pós-tectônico). Em porções mais distais, a rocha mostra-se foliada e sericita e pirita são ainda relativamente abundantes (Fig. 7.5B), com a pirita disseminada ou formando agregados de cristais minúsculos, estando também presentes pequenas quantidades de epidoto, carbonato e clorita. Magnetita é muito rara.

Em amostras de veios de quartzo do garimpo Areal foram detectados enriquecimentos em As , Sb , Mo e Br , além do ouro (Klein *et al.*, 2005d).

O garimpo Ouricuri, paralisado, localiza-se a sudoeste do garimpo Areal. Está hospedado no mesmo corpo de granito e apresenta características geológicas similares aquele prospecto. A rocha encaixante mostra-se fina, foliada e com alteração sericítica.

A mineralização está associada a veios de quartzo e a seu estreito envelope hidrotermal. Os veios possuem espessuras centimétricas a decimétricas e orientações variando em torno de $N40^{\circ}$ - $60^{\circ}W$, com mergulhos subverticais. Parte dos veios encontra-se brechada. Sulfetos (às vezes apenas os seus moldes/*boxwork*) e sericita são visíveis em fraturas que cortam os veios e no contato veios-rocha encaixante, indicando a influência de episódio rúptil na precipitação desses minerais e, provavelmente, do ouro.

7.1.1.7 – Outras ocorrências auríferas

Outros jazimentos aluvionares, supergênicos e primários, cujos atributos são menos conhecidos foram também cadastrados, distribuindo-se por toda a extensão da Folha Cândido Mendes. Na região de Aurizona, nas proximidades do depósito Piaba, ocorre uma série desses jazimentos que estão provavelmente associados ao mesmo *trend* estrutural daquele depósito. Alguns deles (Micote e Serra do Pirocaua) foram alvo de trabalhos exploratórios preliminares. Outros se constituem em garimpos ativos ou paralisados (Tabela 7.1).

Micote possui uma cobertura supergênica de cerca de 100 m de espessura e foi verificada a presença de mineralização primária hospedada em xisto sericítico (tufo

hidrotermalizado) cortado por zona de cisalhamento NE-SW subvertical. Um teor médio de 1,42 g/t foi identificado ao longo de 200 m de extensão, com espessura média de 25 m (Mineração Aurizona S/A, 1995).

Sob a espessa crosta laterítica que sustenta a Serra do Pirocaua foi identificado, por meio de sondagem, o mesmo granófiro que ocorre nos depósitos Piaba e Tatajuba. Neste caso, o granófiro encontra-se afetado por forte alteração hidrotermal que gerou sericita, clorita e carbonato em zonas com teores auríferos que variam de 0,89 a 1,23 g/t (Mineração Aurizona S/A, 1995). Adicionalmente, Costa & Araújo (1994) identificaram concentrações anômalas de ouro em solo e crosta laterítica fosfática associadas a teores elevados de As, Cr, Cu, Ni e do mineral turmalina.

Novo Destino, Criminoso, Poeira, Mangueiral, Matará e Portuguesa, na porção centro-oeste da Folha Cândido Mendes, e Bom Jesus, Limão e Mina Velha, na porção sudeste da folha, são pequenos garimpos paralisados cujas escavações encontravam-se alagadas durante os trabalhos relativos a este projeto, de sorte que as informações geológicas a seu respeito são mínimas.

Onde possível observar (Criminoso, Novo Destino, Limão e Bom Jesus), veios de quartzo sulfetados, às vezes com sericita ou turmalina, foram os alvos do trabalho de exploração rudimentar.

7.2 – INSUMOS PARA AGRICULTURA

7.2.1 – Fósforo (fosfato aluminoso)

Sete jazimentos de fosfato aluminoso são relatados na literatura: Pirocaua, duas em Ilha Trauíra,

Ilha do Tralhoto, Rio Tromai, Serra do Jacaré (ou Serra Oca) e baía de Cumã (Costa *et al.*, 1977; Costa *et al.* 1980; Oliveira & Costa, 1984). Pirocaua, Ilha Trauíra e Ilha Tralhoto são depósitos com reservas não oficiais (Tabela 7.2, Oliveira & Costa, 1984). Os três últimos foram localizados de forma muito imprecisa em mapas esquemáticos, de sorte que não foram cartografadas no mapa geológico da Folha Cândido Mendes e não constam do SIG que acompanha o mapa.

Os depósitos supergênicos de fosfato estão associados a perfis lateríticos maduros e autóctones que formam pequenos platôs com 20-90 m de altura. As concentrações de fosfatos formaram-se pelo intemperismo de rochas metabásico-ultrabásicas, xistos e filitos diversos, originalmente enriquecidos em fósforo (Oliveira & Costa, 1984; Costa, 1991).

O perfil típico destes depósitos (Fig. 7.6) envolve um delgado horizonte transicional (pálido) entre a rocha-mãe e o horizonte argiloso, o qual pode atingir até 30-50 m de espessura. Sobreposto ao horizonte argiloso encontra-se o horizonte de fosfatos de alumínio, com espessuras de 2 a 8 m (Costa, 1991). Esse horizonte, no depósito da Serra do Pirocaua, tem coloração esbranquiçada ou amarelada (Fig. 7.7), estrutura maciça a cavernosa e contém oólitos e pisólitos. O topo dos platôs é coberto por blocos de crosta ferruginosa marrom escura que também pode conter fosfato (Fig. 7.6).

Os fosfatos naturais são passíveis de utilização como fertilizante de solos, mas somente após tratamento que aumente a sua eficiência agronômica (aumento da solubilidade do fósforo) (Silverol *et al.*, 2006).

prof (m)	nível
1-7	Crosta ferruginosa
2-8	Horizonte de fosfatos de Al
30-50	zona amarela
	Horizonte argiloso zona mosqueada
	saprólito
	Horizonte pálido ou transicional
0,5-3,0	Rocha-mãe

Figura 7.6 - Perfil esquemático típico de lateritas bauxíticas, segundo Costa (1991).



Figura 7.7 - Detalhe de afloramento de crosta ferruginosa que contém bauxita fosforosa. Serra do Pirocaua (Estação EK62).

Estudos já foram realizados nos fosfatos aluminosos dos depósitos de Pirocaua e Trauíra, indicando que os mesmos possuem eficiência agrônômica moderada, justamente pela presença do alumínio insolúvel (Oliveira & Costa, 1984 e suas referências; Kliemann & Lima, 2001).

Oliveira & Costa (1984) apresentaram reservas estimadas para os depósitos de fosfato da Folha Cândido Mendes, as quais estão dispostas na Tabela 7.2. Contudo, o Anuário Mineral Brasileiro (DNPM, 2005) não contempla nenhuma reserva de fosfato nessa região.

Tabela 7.2 – Dados econômicos sobre fosfatos aluminosos da Folha Cândido Mendes (segundo Oliveira & Costa, 1984)

depósito	reserva (t)	P ₂ O ₅ (% peso)
Ilha Trauíra	8.200.000	16-29
Serra do Pirocaua	8.700.000	10-28
Ilha do Tralhoto	<100.000	ni*
Serra do Jacaré (ou Serra Oca)	<6.000.000	0,8
Rio do Tromaí	<6.000.000	6

*ni: não informado

7.2.2 – Calcário

Registros pontuais da ocorrência de calcário foram feitos por Costa *et al.* (1977) que associaram essa rocha à Formação Alcântara, unidade não cartografada neste projeto, mas registrada de forma pontual no mapa geológico em duas localidades no extremo sudeste da folha, próximo ao rio Diamante. Esses registros foram encontrados em meio à sedimentação quaternária litorânea, sendo que afloramentos mais expressivos, com até 1,2 m de espessura, foram descritos fora dos domínios da Folha Cândido Mendes.

Análises químicas reportadas por Costa *et al.* (1977) indicam valores de CaO entre 15,8 e >46,0% e de MgO entre 1,1 e 19,6%.

7.3 - MATERIAIS PARA CONSTRUÇÃO CIVIL

7.3.1 – Argila

Uma ocorrência de argila em exploração foi identificada na Folha Cândido Mendes, situada na

Tabela 7.3 – Aspectos geológicos e propriedades físico-químicas de alguns depósitos auríferos primários da Folha Cândido Mendes

	Caxias	Areal	Pedra de Fogo	Cavala	Piaba
rocha encaixante	microtonalito	monzogranito	metapiroclástica	metavulcanossedimentar	granófiro, xistos
estrutura hospedeira	zc dúctil-rúptil	falhas / fraturas	fratura	falhas (?)	zc / falhas
estilo estrutural	vênulas qz / disseminações	veios de quartzo	veios de quartzo	veios e vênulas de quartzo	veios qz / disseminações
assembléia de alteração	qz, cc, chl, ser, cc, py, (sph)	qz, ser, py, FK	qz, chl, ser, py, (cpy)	qz, ser, chl	qz, chl, ser, cc, turm, py, cpy
associação metálica	Au, As, Sb, Ni, Co, V, Cr	Au, As, Sb, Mo, Br	Au, As*	nd	nd
teor, reserva (t)	3 a 369 ppb, nd	<200 ppb, nd	<281 ppb*, nd	nd	0,88 g/t 12 t
composição do fluido	CO ₂ -(N ₂ -CH ₄)-H ₂ O-NaCl	CO ₂ -(N ₂)-H ₂ O-NaCl	CH ₄ -(N ₂)-H ₂ O-NaCl / CO ₂ -H ₂ O-NaCl	nd	nd
XCO ₂ / XCH ₄ / XN ₂	0,6-0,45 / tr / <2,5	0,05-0,2 / tr / <2	0,1-0,23 / tr / tr	nd	nd
peso % NaCl equiv.	5	5	<15	nd	nd
densidade global (g/cm ³)	0,7 a 1,0	0,8 a 1,0	0,7 a 0,9	nd	nd
T (°C)	262 a 307	260 a 300	330 a ~430	~300*	nd
P (kbar)	1,6 a 3,7	1,3 a 3,5	1,2 a 3,5	nd	nd
log fO ₂	-34 a -30	-35 a -31	-30 a -27	nd	nd
δ ¹⁸ O do fluido (‰)	+3,2 a -5,5	+2,5 a +3	+10,4 a +11,7	+9 a +13*	nd
δD do fluido (‰)	-25 a -53	-38 a -62	-70	-37*	nd
fonte provável do fluido	metamórfica	metamórfica?	metamórfica?	metamórfica?	nd
δ ¹³ C carbonato; CO ₂ (‰)	-9,1; -5,3 a -10,9 (-20,2)	nd; -8,9	nd; -3,1	nd; -9*	nd
δ ³⁴ S sulfeto	-11	-0,5	-2,8	nd	nd

Fonte dos dados (Klein & Larizzatti, 2005 e suas referências). Abreviaturas: qz: quartzo, cc: calcita, chl: chlorita, ser: sericita, ep: epidoto, turm: turmalina, py: pirita, sph: esfalerita cpy: calcopirita, zc: zona de cisalhamento, tr: traços; nd – não determinado ou não disponível, *dados preliminares inéditos

localidade de Barreiro, próximo à cidade de Luís Domingues, na planície de inundação do rio Iriri-Açu. Trata-se de um material de coloração cinza médio usado na fabricação de tijolos pela população local. O depósito possui algumas centenas de metros quadrados e profundidade em torno de 1,5 m.

7.3.2 – Cascalho para pavimentação

Embora oito ocorrências de cascalho para pavimentação tenham sido cadastradas neste projeto, esse tipo de material é abundante na Folha Cândido Mendes e encontra distribuição importante na porção sudoeste da folha (vide mapa de formações superficiais). Os cascalhos são formados a partir do desmantelamento de crostas lateríticas ferruginosas e, localizadamente, formam depósitos de cerca de um metro de espessura e algumas centenas de metros quadrados de área, sendo vastamente utilizado na pavimentação das rodovias secundárias da região.

7.4 – ROCHAS E MINERAIS INDUSTRIAIS

7.4.1 – Titânio (ilmenita)

Nove indícios de mineralização de titânio são representados pela presença de ilmenita em quantidades importantes, às vezes maior do que 90%, em concentrados de minerais pesados obtidos em trabalhos anteriores (Costa *et al.*, 1977) e analisados semi-quantitativamente. Esses concentrados foram amostrados em sedimentos aluvionares tanto nas drenagens que cortam as rochas pré-cambrianas como, principalmente, na zona costeira. Considerando a expressiva ocorrência de sedimentos litorâneos na Folha Cândido Mendes, abre-se a possibilidade potencial para esse bem mineral, maciçamente empregado na produção de pigmentos.

7.4.2 – Granito industrial e ornamental

Foram cadastradas duas ocorrências de granito que potencialmente podem gerar volume explorável de material industrial (brita, por exemplo), uma no igarapé Braço do Negra Velha (associada ao granitóide homônimo) e outra próximo à localidade de Estandarte,

às margens do rio Santa Cruz, no extremo sudeste da Folha Cândido Mendes.

Um afloramento localizado cerca de 4 km a noroeste de Godofredo Viana apresenta matações de granitóide com coloração esverdeada a azulada (Fig. 7.8), provocada pela alteração de feldspatos. Esse granitóide é sugerido para futura avaliação visando sua utilização como rocha ornamental.



Figura 7.8 - Foto de afloramento de granitóide com tonalidade azulada/esverdeada, provocada por alteração de feldspatos. Estação EK18, na localidade de Mariquinha.

7.5 – METALOGÊNESE DO OURO

São elementos importantes na discussão do modelo deposicional-genético do ouro o ambiente geológico, os eventuais controles estrutural, estratigráfico e litológico, as rochas encaixantes e seu grau metamórfico, a composição da alteração hidrotermal, os estilos estruturais e texturais do minério e suas relações temporais com as rochas encaixantes, metamorfismo e deformação, a cronologia absoluta da deposição do ouro e as características físico-químicas (pressão, temperatura, composição química e isotópica, pH, fugacidade de oxigênio etc...) dos sistemas de fluidos.

Alguns desses elementos estão disponíveis para os depósitos (termo usado em sentido amplo neste capítulo, não significando status hierárquico) auríferos que ocorrem na Folha Cândido Mendes e, abaixo, é feito um ensaio tentativo sobre o modelo deposicional-genético para esses depósitos. Um sumário das informações geológicas adquiridas neste projeto com as informações geológicas e genéticas disponíveis na literatura (Mineração Aurizona S/A, 1995; Klein, 2004; Klein & Koppe, 2000; Klein & Fuzikawa, 2005; Klein & Larizzatti, 2005; Klein *et al.*, 2000, 2002, 2005d) para os depósitos mais conhecidos encontra-se na Tabela 7.3.

7.5.1 – Principais atributos dos depósitos auríferos

7.5.1.1 – Distribuição espacial, rochas hospedeiras e ambiente tectônico

Os depósitos auríferos enfocados possuem estreita associação espacial com dois tipos fundamentais de conjuntos litológicos: 1) seqüências metavulcanossedimentares englobadas no Grupo Aurizona; 2) granitóides (Suíte Intrusiva Tromaí e Microtonalito Garimpo Caxias). Não são conhecidas, até o presente, ocorrências auríferas primárias associadas às rochas vulcânicas, o que pode estar associado a possíveis controles tectônico (ambiental), litoestratigráfico e cronológico.

Esses conjuntos litológicos hospedeiros sofreram metamorfismo em condições de fácies xisto verde (parte dos granitóides da Suíte Intrusiva Tromaí está incluída nesse contexto) e foram interpretados como associados a ambiente de arcos de ilha oceânicos e suas bacias marginais, formados essencialmente entre 2240 Ma e 2150 Ma. Permanece a incerteza quanto ao papel do Microtonalito Garimpo Caxias nessa evolução tectônica, visto que intruiu rochas supracrustais por volta de 1985 Ma e encontra-se mineralizado.

7.5.1.2 – Estrutura e relações temporais da mineralização

Todos os depósitos auríferos estão relacionados a estruturas de maior ou menor envergadura e de ductilidade e fragilidade variáveis. É notório o controle estrutural dos depósitos, em escala regional, exercido pelas zonas de cisalhamento Caxias, Piaba, Pedra de Fogo e Criminoso-Cavala.

Na escala de depósito, os corpos de minério apresentam predominantemente alto ângulo de mergulho e tendem a ser concordantes com a estruturação das rochas e/ou estruturas hospedeiras. Os estilos principais de mineralização consistem em veios espessos de quartzo, zonas de cisalhamento dúctil-rúptil com veios e venulações de quartzo e quartzo-carbonato e intensa alteração hidrotermal, disseminações e *stockworks* localizados.

Relações texturais e estruturais indicam que o hidrotermalismo e o posicionamento dos veios ocorreu

em condições sin- a tarditectônicas e pós-metamórficas. Onde possível verificar, a tendência de deposição do ouro esteve ligada a evento rúptil (microfraturamento do quartzo no garimpo Caxias). Não há clareza se essa precipitação esteve associada ao final da evolução estrutural dos depósitos ou se fez parte de eventos dúcteis e rúpteis alternados.

A idade absoluta da mineralização é ainda incerta. Em uma tentativa prévia de datação do evento mineralizador no garimpo Caxias (Klein, 2004), a análise dos sulfetos associados ao minério produziu uma isócrona Pb-Pb por lixiviação com idade em torno de 2170 Ma, maior do que a do microtonalito encaixante (1985 ± 4 Ma; Klein *et al.*, 2002), o que foi interpretado como reflexo da fonte dos sulfetos analisados. Assim, a idade de colocação do Microtonalito Garimpo Caxias impõe um limite máximo para a idade da mineralização, pelo menos para esse jazimento, em 1985 Ma. Os dados obtidos por isótopos de Ar neste projeto para os Alvos Caxias, Areal e Micote geraram idades entre 1879 ± 18 Ma e $1980 \pm$ Ma. Esses resultados podem efetivamente refletir a idade da mineralização ou uma idade de resfriamento.

7.5.1.3 – Alteração hidrotermal e condições físico-químicas da mineralização

A alteração hidrotermal gerou assembléias relativamente simples em cada depósito e grosseiramente similar em vários casos (Tabelas 7.1 e 7.3). Quartzo, clorita, sericita e pirita ocorrem em proporções variáveis em vários casos, sendo o carbonato subordinado. Essa assembléia de alteração é condizente com condições metamórficas de fácies xisto verde.

Estudos de inclusões fluidas e de isótopos estáveis (Tabela 7.3) (Klein & Fuzikawa, 2005; Klein & Larizzatti, 2005; Klein *et al.*, 2000, 2005d) mostraram que os fluidos mineralizadores nos depósitos Caxias, Areal, Pedra de Fogo e Cavala são aquo-carbônicos. A fase carbônica é largamente dominada por CO₂ (fração molar de CO₂ tipicamente em torno de 10-20 moles %). Metano e/ou nitrogênio, embora identificados em todos os casos, ocorrem em proporções subordinadas. Esses fluidos apresentam densidades (de CO₂ e globais) moderadas a altas e bastante variáveis em todas as escalas, indicando flutuação nas condições de pressão

durante o seu aprisionamento, e salinidade baixa, em geral em torno de 5 % massa equiv. NaCl. Esses fluidos foram interpretados como originados por separação de fases acompanhada de maior ou menor resfriamento do sistema hidrotermal. Para esse valor de salinidade e composição mineralógica da assembléia de alteração, condições de pH neutro são indicadas para os fluidos (p. ex., Mikucki & Ridley, 1993).

Temperaturas de formação dos minérios estimadas por homogeneização de inclusões fluidas, composição química de cloritas e equilíbrio isotópico entre pares minerais (Tabela 7.3) mostram que os intervalos de temperatura variam um pouco entre depósitos distintos, mas regionalmente formam um conjunto homogêneo com temperaturas de formação entre 260° e 400°C. Pressões, provavelmente variáveis durante os episódios de mineralização, encontram-se tipicamente entre 2 e 3 kb, indicando profundidades da ordem de 7 a 10 km na crosta, em consonância com o ambiente estrutural e metamórfico.

7.5.1.4 – Fontes de fluidos e solutos

Estudos de isótopos estáveis (Tabela 7.3) e radiogênicos indicaram fontes distintas para fluidos e solutos, com fluidos de derivação mais profunda e solutos com assinatura crustal. Isótopos de carbono indicaram fonte ígnea, metamórfica ou mantélica (ou misturas dessas) para o carbono presente em carbonatos e inclusões fluidas. O enxofre e o chumbo apresentaram valores isotópicos compatíveis com fontes magmáticas diretas ou indiretas (dissolução de sulfetos magmáticos). Isótopos de oxigênio e hidrogênio combinados forneceram assinatura metamórfica clara para os fluidos mineralizadores.

Fluidos metamórficos são mais comumente tidos como produzidos por reações de desvolatilização e desidratação durante o metamorfismo progressivo de seqüências metavulcanossedimentares em profundidades moderadas na crosta (12-18 km), como resultado de espessamento tectônico durante colisão, com as baixas salinidades se originando do metamorfismo de seqüências depositadas em ambientes oceânicos e acrescionários (Kerrick & Caldera, 1998; Yardley & Graham, 2002). A deformação que acompanha o metamorfismo facilita a ascensão dos fluidos através de

estruturas importantes e a deposição em sítios estruturais favoráveis (Hodgson, 1989). Essa interpretação é condizente com o cenário tectônico que este estudo propõe (embora sem expressivo espessamento crustal) e com as relações temporais indicadas por texturas, estruturas e condições de pressão e temperatura.

7.6 – MODELO GEOLÓGICO-GENÉTICO

A maioria das características geológicas e genéticas descritas para os depósitos auríferos da Folha Cândido Mendes é condizente com aquelas da classe de *depósitos de ouro orogênicos*, segundo a conceituação de Groves *et al.* (1998). De acordo com sua definição original, essa classe reúne depósitos auríferos formados ao longo de todo o tempo geológico, em qualquer profundidade crustal, em sincronia com metamorfismo, deformação e magmatismo granitóide, nas porções acrescionárias ou colisionais de margens convergentes, durante os estágios finais de orogenias, coincidindo com a fase principal de encurtamento crustal em regimes compressivos ou transpressivos. Mais recentemente, esse modelo vem sendo rediscutido (por exemplo, Hagemann, 2005), com a sugestão de que a mineralização aurífera pode ocorrer não só imediatamente após o pico orogênico, mas em qualquer momento, tanto cedo como tardiamente, na evolução de um depósito, campo mineralizado ou do cinturão orogênico.

Classes de depósitos auríferos como sulfetos maciços vulcanogênicos, Carlin, pórfiro e epitermal podem ser definitivamente descartadas, em função dos vários atributos aqui discutidos. Já a classe dos depósitos relacionados a intrusões poderia ser invocada, devido à expressiva ocorrência de magmatismo félsico e do ambiente tectônico favorável a esse tipo de depósito. Essa classe e, entretanto, preliminarmente desconsiderada em função da fonte tipicamente metamórfica e da composição (baixa salinidade) dos fluidos associados aos depósitos, além da composição da associação metálica. Em adição, o fato de o Microtonalito Garimpo Caxias (1985 Ma) estar mineralizado e os resultados geocronológicos obtidos pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, embora de interpretação não categórica, sugerem que a mineralização é bem posterior ao posicionamento do magmatismo calcico-alcalino.

8 – GEOQUÍMICA PROSPECTIVA

A prospecção geoquímica foi realizada na Folha Cândido Mendes visando fornecer subsídios ao mapeamento geológico e à prospecção em escala regional. Estudos prévios de prospecção geoquímica regional foram realizados por Pastana (1995). Estudos de prospecção geoquímica em detalhe foram realizados por CPRM (2004).

8.1 – MATERIAIS E MÉTODOS

8.1.1 – Amostragem e análise

Neste programa foram coletadas manualmente 44 amostras de nódulos ferruginosos (associados a frações mais finas contendo areia, silte e argila), localmente conhecidos como cascabulhos (Fig. 8.1); 121 amostras de sedimentos ativos de corrente (Fig. 8.2), coletados sempre abaixo do nível d'água de leitos ativos; e 25 amostras de concentrados de bateia (Fig. 8.3). A amostragem de cascabulhos foi efetuada na primeira quinzena de outubro de 2005; as amostras de sedimentos de corrente e de concentrados de bateia foram coletadas na primeira quinzena de novembro de 2006. Todas as amostras foram acondicionadas em sacos plásticos e descartou-se, sempre que possível, todo material orgânico presente nessas amostras. As amostras de sedimento de corrente possuem volumes entre 0,5 e 1 litro. Os concentrados de minerais pesados foram coletados em concentradores naturais, com volumes iniciais de 10 litros, que após o bateamento forneceu cerca de 300g de amostra.

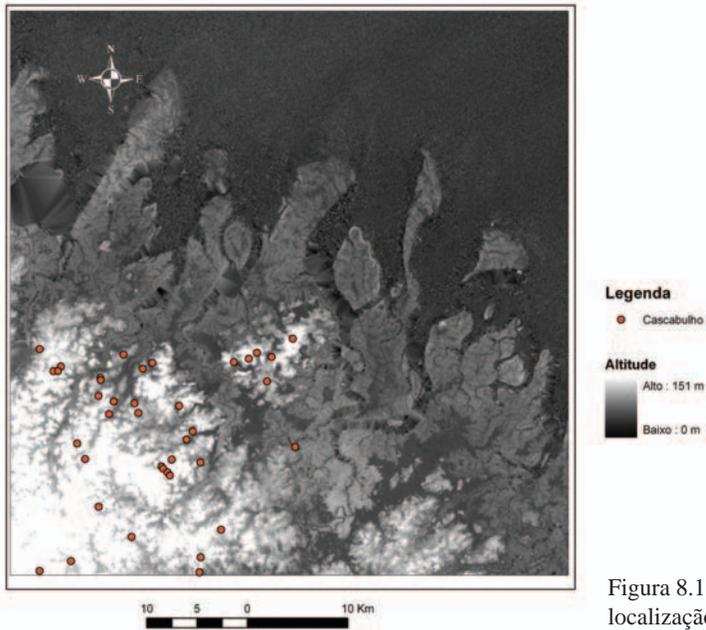
As amostras de cascabulhos foram secas em estufa a 80°C e pulverizadas a <80# (<150 µm), enquanto que as de sedimentos de corrente foram secas

a temperatura inferior a 60°C e peneiradas em fração < 80#. Ambos os tipos de amostras tiveram examinadas as concentrações de 53 elementos químicos no ACME Laboratories (Vancouver, Canadá), conforme pacote analítico 1F-MS. As amostras de concentrados de bateia foram secas em estufa a 80°C e enviadas para análise mineralométrica semi-quantitativa em lupa binocular no laboratório da CPRM em Porto Alegre (Tabela 8.1).

8.1.2 – Tratamento dos dados analíticos

A avaliação de dados multielementares requer uma abordagem sistemática. Os dados foram avaliados utilizando-se uma série de procedimentos estatísticos e exploratórios sugeridos por Grunsky (1991). Os procedimentos consistem em avaliar cada elemento individualmente através de técnicas de análise univariada – utilização de histogramas, diagramas de probabilidade e *boxplots*. A seguir são utilizadas técnicas estatísticas para dados multivariados para se determinar associações multielementares – Análise de Principais Componentes – para relacionar tais associações a feições geológicas do substrato.

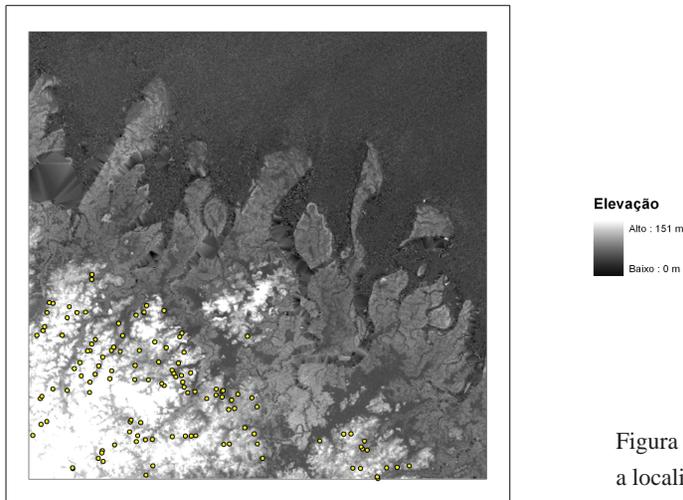
A exploração dos resultados analíticos foi realizada utilizando-se o programa Oasis Montaj Chimera (V5.1.8). A representação dos elementos químicos em mapa foi elaborada com o programa ArcGis (V9.1). Inicialmente foi verificada a correlação existente entre os elementos estudados em cada meio amostrado. A seguir foi realizada Análise de Principais Componentes somente para os elementos que apresentassem coeficiente de correlação maior ou igual a 0,7 com pelo menos um outro elemento. Desta forma foram obtidas assinaturas que tiveram seu significado



Legenda
● Cascabulho

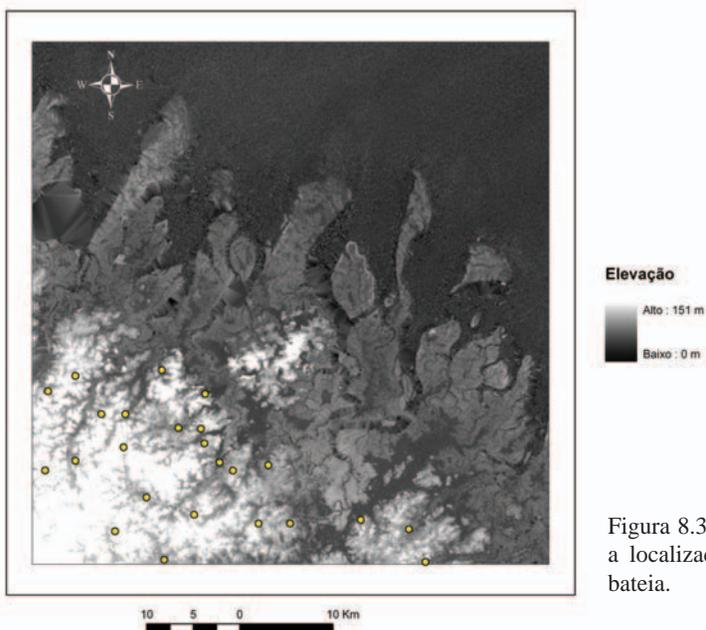
Altitude
Alto : 151 m
Baixo : 0 m

Figura 8.1 – Mapa de relevo da folha Cândido Mendes mostrando a localização de 44 estações de amostragem de nódulos ferruginosos (cascabulhos).



Elevação
Alto : 151 m
Baixo : 0 m

Figura 8.2 – Mapa de relevo da folha Cândido Mendes mostrando a localização de 120 estações de amostragem de sedimento ativo de corrente (fração < 80#).



Elevação
Alto : 151 m
Baixo : 0 m

Figura 8.3 – Mapa de relevo da folha Cândido Mendes mostrando a localização de 25 estações de amostragem de concentrado de bateia.

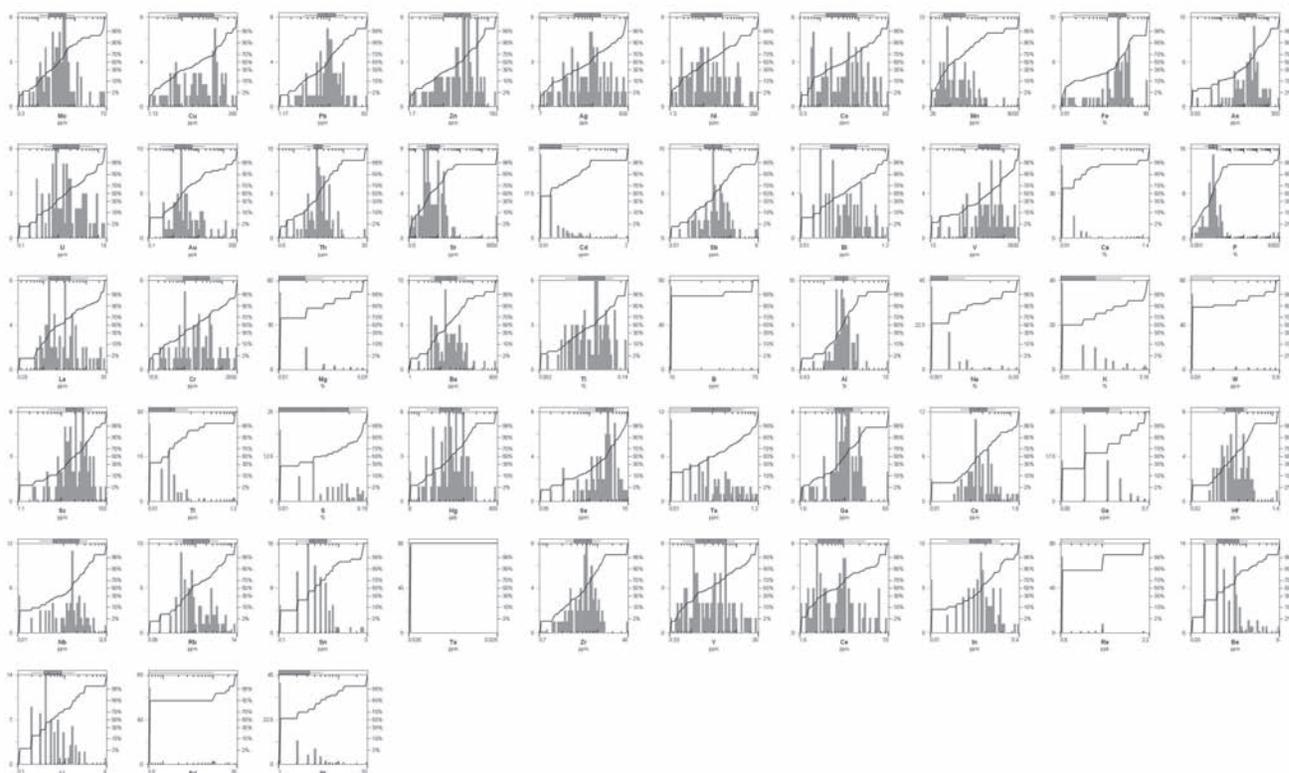


Figura 8.4 – Histogramas, diagramas de probabilidade e *boxplots* dos elementos analisados em cascabulhos.

geológico analisado e interpretado. Cada elemento foi analisado quanto a: (a) limites de detecção; (b) amplitude de variação; (c) limite superior de detecção; (d) natureza da distribuição (normal, assimétrica, unimodal, polimodal); (e) presença de valores extremos (*outliers*).

8.2 – NÓDULOS FERRUGINOS (CASCABULHOS)

Para efeito de tratamento estatístico, os resultados reportados como abaixo do limite de detecção (LD) tiveram seus valores substituídos pela metade do valor de LD. Teores superiores ao limite máximo de detecção foram encontrados para ferro (40%) em duas estações de amostragem (JH-285 e JH-289); estas tiveram seus valores substituídos por 42 e 41 % Fe, respectivamente.

A Tabela 8.1 apresenta um sumário estatístico para os resultados obtidos e a Figura 8.4 apresenta os histogramas, diagramas de probabilidade e *boxplot* para todos os elementos analisados. Boro, Be, Ca, Cd, Ge, In, K, Li, Mg, Na, Pd, Pt, Re, Sn, Ta, Tl e W apresentaram pelo menos 50% dos resultados abaixo do limite de detecção e/ou os demais resultados “em patamares” nos diagramas de probabilidade e não foram incluídos neste estudo (Fig. 8.4).

8.3 – SEDIMENTOS DE CORRENTE

Para efeito de tratamento estatístico, os resultados reportados como abaixo do limite de detecção (LD) tiveram seus valores substituídos pela metade do valor de LD. A Tabela 8.2 apresenta um sumário estatístico para os resultados obtidos e a Figura 8.5 apresenta os histogramas, diagramas de probabilidade e *boxplot* para todos os elementos analisados. Boro, W, Ge, Ta, Pd e Pt apresentaram teores abaixo e/ou idênticos do Limite de Detecção (LD) para todas as amostras e por isso foram descartados do estudo estatístico. Arsênio, Be, Bi, Ca, Cd, Ga, Hf, In, K, Li, Mg, Na, Nb, Re, S, Sb, Se, Sn, Te, Tl, U, W e Zr apresentaram pelo menos 50% dos resultados abaixo do limite de detecção e/ou os demais resultados “em patamares” nos diagramas de probabilidade, e também não foram incluídos neste estudo (Fig. 8.5). Exceção foi feita para o ouro, por tratar-se de um elemento reconhecidamente importante na região, com várias ocorrências cadastradas.

8.4 – CONCENTRADOS DE BATEIA

Os concentrados de bateia apresentam associações mineralógicas compostas de minerais

Tabela 8.1 – Sumário estatístico para todos os elementos analisados. Teores em ppm, exceto onde indicado. N = 44.

elemento	média	desvio padrão	min	max	assimetria	percentil 95	percentil 98
Mo	7,9556	13,1052	0,6	60,9	3,0849	49,4	57,5
Cu	61,1944	64,9495	2,37	321,68	1,6900	160,732	258,84
Pb	11,7184	8,6702	1,17	49,89	2,3112	29,7525	42,282
Zn	34,1267	26,4983	2,3	144	1,7683	76,5	117,72
Ag (ppb)	134,2220	120,9390	13	512	1,6139	392	504,8
Ni	32,6644	43,7290	1,3	237,5	2,8309	99,275	201,98
Co	10,5178	12,3351	0,6	58,5	1,9799	37,925	50,3
Mn	455,2000	1152,4500	44	7390	5,2193	1494,75	5605,2
Fe (%)	20,1393	9,5057	1,87	42	0,2200	37,5875	41,6
As	34,2489	48,2143	0,8	286,5	3,5606	119,025	220,5
U	3,0467	2,9340	0,1	14	1,7728	9,175	12,16
Au (ppb)	7,3978	19,1726	0,4	117,4	4,7819	26,975	94,16
Th	3,4444	1,5732	0,5	7,5	0,5915	6,45	7,5
Sr	109,9530	679,5040	0,5	4566,5	6,4806	29,825	2761,58
Cd	0,0854	0,2867	0,005	1,94	6,2113	0,18	1,248
Sb	0,6318	1,1225	0,04	7,6	5,5084	1,495	5,308
Bi	0,2047	0,2515	0,03	1,15	1,9874	0,7175	1,034
V	561,1110	429,4100	24	1885	1,4265	1560,25	1876,6
Ca (%)	0,0470	0,1976	0,005	1,34	6,4356	0,05	0,836
P (%)	109,3610	733,1210	0,004	4918	6,4825	0,32175	2951,03
La	3,6022	3,7275	0,7	20,8	2,8780	11,35	18,16
Cr	462,3840	534,6720	31,3	2260,6	1,8485	1621,68	2186,68
Mg (%)	0,0157	0,0102	0,005	0,06	2,4635	0,04	0,052
Ba	27,8444	36,8757	2	235	4,2684	69,5	183,8
Ti (%)	0,0319	0,0232	0,006	0,127	1,8872	0,077	0,1082
B	11,1333	7,6026	10	61	6,4825	10	40,6
Al (%)	2,0936	1,3049	0,43	9,88	4,8239	3,1025	7,256
Na (%)	0,0031	0,0050	0,0005	0,027	3,2878	0,016	0,0226
K (%)	0,0261	0,0274	0,005	0,15	2,5616	0,08	0,122
W	0,0811	0,1078	0,05	0,7	4,6110	0,225	0,54
Sc	26,3356	18,1077	1,1	96,4	1,6351	55,525	86,8
Tl	0,0584	0,1544	0,01	1,05	6,0973	0,11	0,71
S (%)	0,0633	0,0500	0,01	0,16	0,5683	0,16	0,16
Hg (ppb)	62,5333	35,2605	14	159	0,9023	135,5	150,2
Se	3,1378	2,0581	0,2	9,5	1,0194	7,225	8,62
Te	0,2444	0,2929	0,01	1,15	1,6916	0,925	1,126
Ga	11,4111	8,6199	1,8	58,9	3,8145	21,3	44,1
Cs	0,2380	0,2285	0,01	1,36	3,0805	0,5825	1,148
Ge	0,1778	0,1175	0,05	0,5	1,1823	0,425	0,5
Hf	0,1867	0,1772	0,02	1,2	4,3090	0,375	0,888
Nb	0,1789	0,1356	0,01	0,86	3,0254	0,3725	0,704
Rb	1,6422	1,6401	0,1	7,1	1,7825	5,575	6,94
Sn	0,4622	0,3620	0,1	2,4	3,5278	0,85	1,84
Ta	0,0250	0,0000	0,025	0,025	0	0,025	0,025
Zr	6,5378	5,4449	1,3	37,8	4,3111	11,2	28
Y	4,7713	4,9091	0,49	19,86	1,7070	17,3775	19,092
Ce	9,8422	9,0184	2,1	45,5	2,5438	32,975	43,7
In	0,1042	0,0643	0,01	0,38	1,9337	0,205	0,316
Re (ppb)	0,5778	0,2601	0,5	2	4,1240	1	1,6
Be	0,7078	0,9688	0,05	5,7	3,5597	2,6	4,58
Li	0,7133	0,5242	0,1	2,7	1,5405	1,55	2,3
Pd (ppb)	2,2000	5,3326	0,5	26	3,2992	13,5	24
Pt (ppb)	3,3778	4,5939	1	29	4,1350	9,75	22,2

Tabela 8.2 – Sumário estatístico para todos os elementos analisados. Teores em ppm, exceto onde indicado; N = 121.

elemento	média	desvio padrão	min	max	assimetria	percentil 95	percentil 98
Mo	0,1221	0,2518	0,01	2,46	7,0705	0,4505	0,7500
Cu	2,6605	3,4695	0,07	18,49	2,4664	10,9500	14,9940
Pb	3,0723	2,7195	0,47	11,88	1,5224	9,9530	10,9492
Zn	5,3165	7,0209	0,2	45,7	3,3152	16,9200	34,9040
Ag (ppb)	4,7603	6,5039	1	56	4,7832	16,4500	23,0800
Ni	1,9645	4,7278	0,1	43,8	6,4989	7,3200	13,5600
Co	2,3380	7,3769	0,1	72,1	7,8001	6,8450	15,2640
Mn	85,9008	309,0980	1	2992	7,6066	295,6000	954,7600
Fe (%)	0,4117	0,8385	0,01	6,31	4,6529	1,3480	3,4232
As	0,3017	1,1630	0,1	11,4	8,0179	0,7450	3,8880
U	0,1719	0,2460	0,1	2,5	7,3985	0,5000	0,7080
Au (ppb)	6,4050	46,6007	0,1	498,5	9,9856	5,7250	40,6840
Th	0,6397	0,8009	0,1	6,6	4,2513	1,9000	2,9560
Sr	4,1322	5,8808	0,3	56,6	6,1914	11,0400	15,5160
Cd	0,0127	0,0072	0,01	0,05	3,0603	0,0300	0,0400
Sb	0,0147	0,0203	0,01	0,22	8,7284	0,0345	0,0408
Bi	0,0305	0,0382	0,01	0,21	3,0475	0,0945	0,2000
V	12,1322	15,8103	1	82	2,4896	46,2500	73,3200
Ca (%)	0,0275	0,0420	0,01	0,42	7,0689	0,0745	0,1024
P (%)	0,0074	0,0099	0,001	0,087	5,2342	0,0185	0,0387
La	2,0669	2,6105	0,3	21,4	4,0535	6,3300	8,6520
Cr	9,5537	15,7068	0,3	111,8	4,1074	30,9850	65,4640
Mg (%)	0,0217	0,0498	0,01	0,53	9,0372	0,0500	0,0940
Ba	14,7438	18,2069	1	109	2,6917	51,3500	77,4400
Ti (%)	0,0052	0,0066	0,001	0,052	3,6180	0,0164	0,0213
B	10,0000	0,0000	10	10	0,0000	10,0000	10,0000
Al (%)	0,1521	0,1868	0,02	1,3	3,4067	0,4345	0,8224
Na (%)	0,0098	0,0702	0,001	0,768	10,5704	0,0080	0,0242
K (%)	0,0138	0,0288	0,01	0,32	10,0941	0,0200	0,0508
W	0,0000	0,0000	0	0	0,0000	0,0000	0,0000
Sc	1,0165	1,5056	0,1	11,1	4,1281	2,8350	7,0400
Tl	0,0157	0,0168	0,01	0,15	5,3237	0,0400	0,0624
S (%)	0,0260	0,0917	0,01	1	10,0787	0,0445	0,1508
Hg (ppb)	24,6694	22,0697	5	149	2,9064	69,3500	105,7200
Se	0,1802	0,1768	0,1	1,3	3,5718	0,5450	0,8080
Te	0,0131	0,0090	0,01	0,08	4,5564	0,0300	0,0408
Ga	0,7950	1,0153	0,1	5,9	3,4877	2,2000	5,3160
Cs	0,0926	0,1367	0,01	0,86	3,5292	0,3570	0,6380
Ge	0,0000	0,0000	0	0	0,0000	0,0000	0,0000
Hf	0,0117	0,0072	0,01	0,08	7,4536	0,0200	0,0300
Nb	0,0258	0,0288	0,01	0,28	6,1951	0,0545	0,0924
Rb	0,7653	2,0523	0,1	21,3	8,6012	1,6450	5,3240
Sn	0,3116	0,5968	0,1	5,5	6,3989	1,1000	1,4360
Ta	0,0250	0,0000	0,025	0,025	1,0000	0,0250	0,0250
Zr	0,2446	0,3408	0,1	3,2	5,9101	0,7000	0,9320
Y	1,4212	2,4505	0,13	18,81	4,9085	4,8340	9,1200
Ce	5,4099	6,9979	0,5	56,8	4,0100	17,7450	24,2600
In	0,0123	0,0073	0,01	0,05	3,6591	0,0300	0,0408
Re (ppb)	1,0661	0,2809	1	3	4,5614	2,0000	2,0000
Be	0,1446	0,1784	0,1	1,8	7,3930	0,3000	0,4400
Li	0,5942	1,3420	0,1	14,1	8,6338	1,6900	2,2040
Pd (ppb)	1,0000	0,0000	1	1	0,0000	1,0000	1,0000
Pt (ppb)	1,0413	0,1999	1	2	4,6090	1,0000	2,0000

Tabela 8.3 – Resultados de análises mineralógicas semi-quantitativas.

N° de CAMPO	Mgt (%)	Hem (%)	Ilm (%)	Lim (%)	Rt (%)	Mnz (%)	Zrn (%)	Ant (%)	Grt (5)	Amp (%)	Tur (%)	Ky (%)	St (%)	Ep (%)	Spl (%)	Leu (%)	Mic (%)	Au (pintas)
AP-B-001	<1		75-100		<1	<1	1-5				<1		1-5	<1	<1	<1	<1	1
AP-B-002		<1	25-50	5-25	<1		<1			<1	<1			<1		<1	<1	
AP-B-003		<1	5-25	1-5	1-5		5-25				<1	<1	5-25	<1			<1	
AP-B-004	<1		25-50	<1	1-5	<1	1-5				<1		25-50	1-5		1-5		
AP-B-005	<1	<1	75-100	<1	<1	<1	1-5				<1		<1	<1		5-25	<1	
AP-B-006		1-5	5-25	<1			5-25				1-5	<1	5-25	<1		<1		4
AP-B-007	<1	<1	5-25	<1	1-5		25-50	<1			1-5	<1	25-50			<1	<1	
AP-B-008			5-25			<1	5-25			<1	<1		25-50	1-5	<1	<1	<1	
JA-B-001	5-25	<1	75-100	<1	<1	<1	1-5			<1	<1		1-5	<1		<1		8
JA-B-002	<1		75-100		<1	<1	1-5			<1	<1		<1	1-5		1-5		
JA-B-003	<1	<1	25-50	<1	<1	<1	25-50	<1		<1	<1		<1	1-5		1-5		21
JA-B-003A	<1	<1	75-100	<1	<1	<1	5-25			<1	<1		<1	1-5	<1	1-5		4
JA-B-004	<1	<1	50-75	<1	<1	<1	5-25		<1	<1	1-5		1-5	<1	<1	<1		4
JA-B-005	<1		75-100	<1	<1	<1	<1			<1	<1		<1	<1		<1		
JA-B-006			50-75	<1	1-5	<1	1-5			<1	<1	<1	1-5	<1		<1		19
JA-B-007	<1		75-100	<1	<1	<1	<1			<1	<1		1-5	<1		<1		5
JA-B-008	<1	<1	75-100	<1	<1	<1	<1				<1		<1	<1		<1		
JA-B-009	<1		50-75	1-5			5-25				<1		5-25			<1		
JA-B-010			75-100	<1	1-5	<1	5-25				<1	<1	1-5	<1	<1	<1		
JA-B-011			50-75	<1	1-5	<1	5-25	<1			1-5		5-25		<1	<1		
JA-B-012			25-50	<1	1-5	<1	5-25	<1			<1		5-25		<1	<1		
JA-B-013			75-100		<1	<1	5-25	<1		<1	<1		<1	<1		<1		12
JA-B-014			5-25	<1	1-5		5-25				1-5	<1	5-25	<1		<1		
JA-B-015			5-25	<1	1-5	<1	5-25	<1			1-5		5-25	<1		<1		
JA-B-016		<1	5-25	1-5	5-25		25-50	<1		<1	1-5	<1	5-25	<1	<1	<1		2

Abreviaturas dos minerais: Mgt = magnetita; Hem = hematita; Ilm = ilmenita; Lim = limonita; Rt = rutilo; Mnz = monazita; Zrn = zircão; Ant = anatásio; Grt = granada; Amp = anfólio; Tur = turmalina; Ky = cianita; St = estauroлита; Spl = espinélio; Leu = leucóxênio; Mic = mica; Au = ouro.

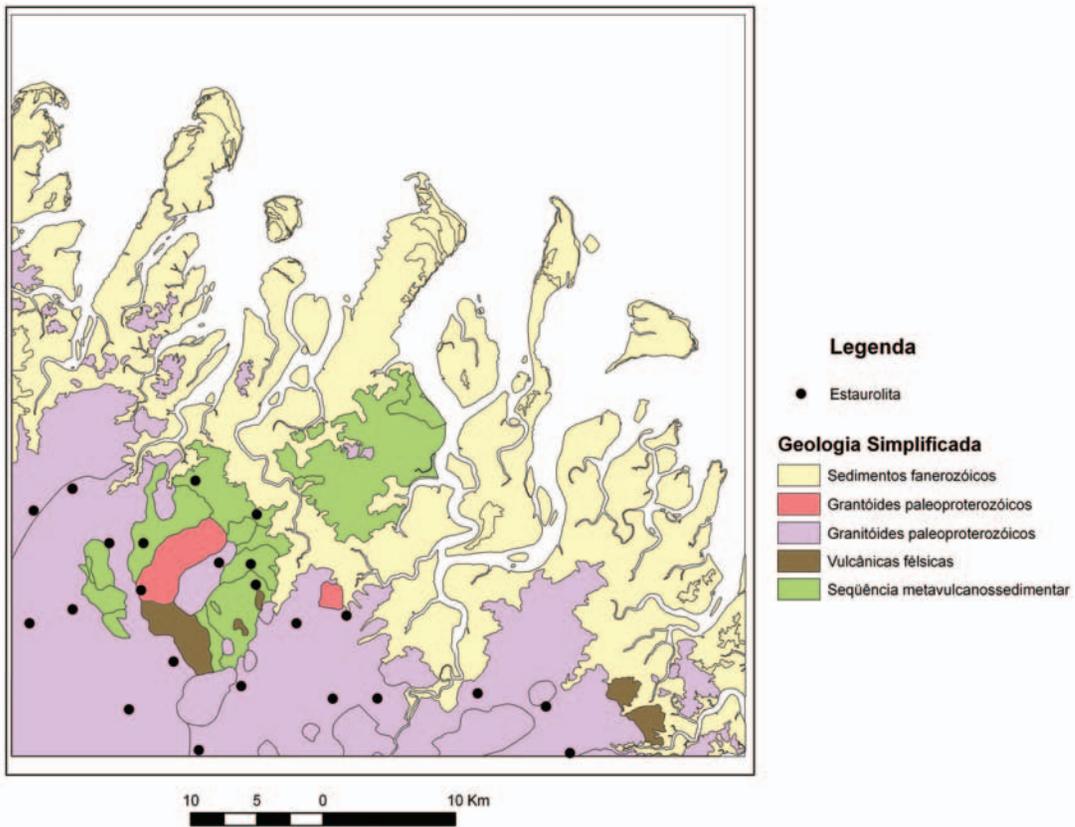
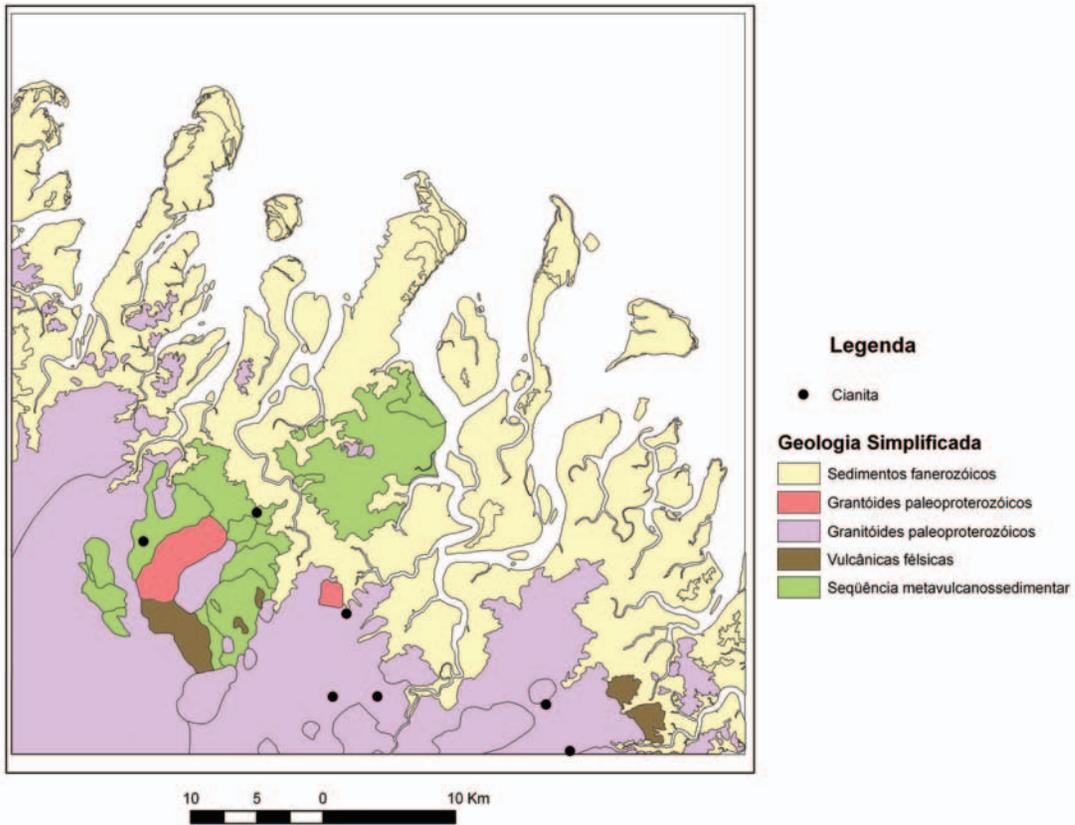


Figura 8.6 – Mapas de distribuição de cianita (ao alto) e estaurolita (embaixo) em concentrados de bateia.

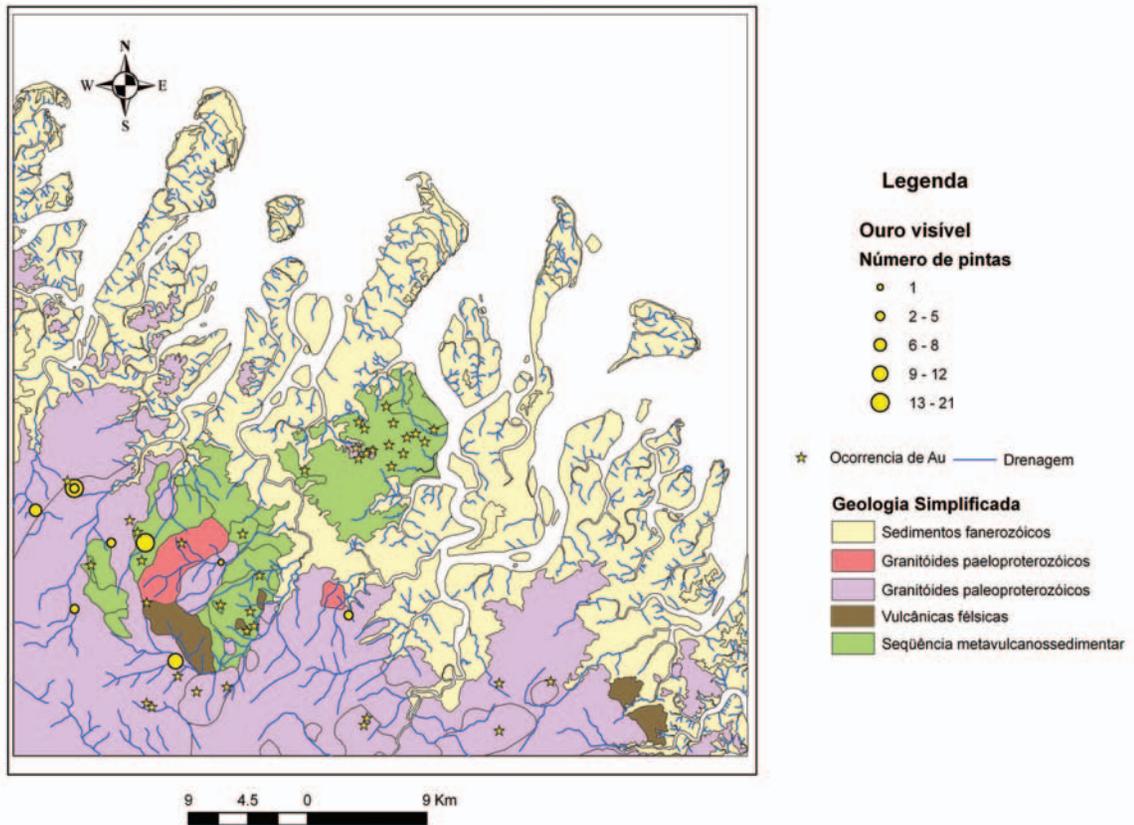


Figura 8.7 – Mapa de distribuição de pintas de Au em concentrados de bateia.

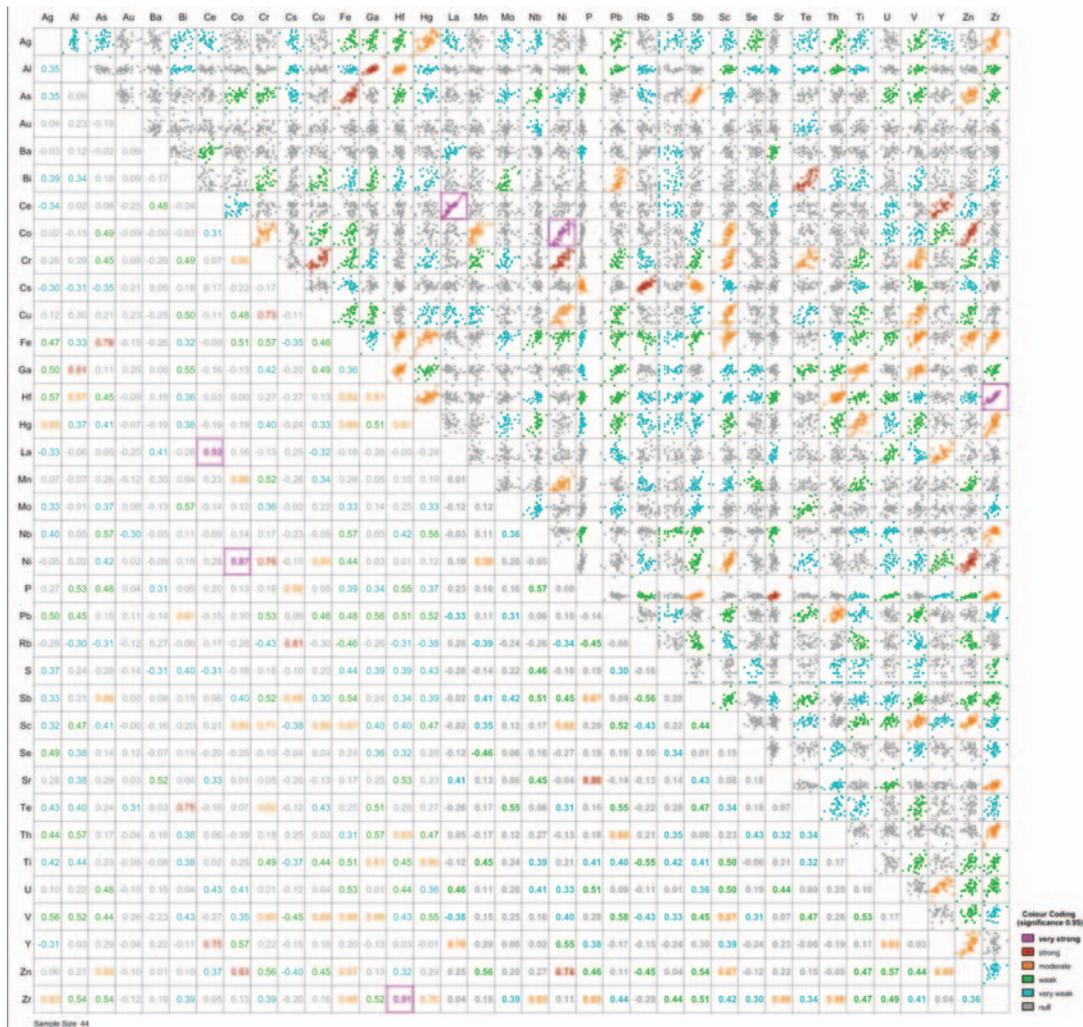


Figura 8.8 – Matriz de correlações com respectivos índices para os 36 elementos estudados.

Dezoito elementos foram escolhidos para serem estudados através da Análise de Principais Componentes, a saber: Al, As, Au, Ce, Co, Cr, Fe, Ga, Hf, La, Ni, P, Rb, U, Y, Zn e Zr. Os cinco primeiros fatores da matriz de correlação apresentam autovalores maiores do que 1 e explicam 84,8% da variabilidade dos elementos (Tabela 8.4).

Tabela 8.4 – Autovalores da Matriz de Correlação dos 18 elementos.

Fator	Autovalor	% acumulada
1	6,456	35,9
2	3,575	55,7
3	2,646	70,4
4	1,567	79,1
5	1,018	84,8

A Tabela 8.5 apresenta a carga de cada elemento na composição dos cinco primeiros componentes após aplicação da rotação varimax. A Figura 8.9A mostra que esta componente está associada à maior parte da variação de Zn e As, e mostra a associação de Fe, Cr, Ni, Co, elementos normalmente associados a rochas máficas, misturados a Zr, La, Ga, Hf, Al, elementos tipicamente ligados a rochas félsicas. Entretanto, esta associação pode refletir na verdade uma característica do método de digestão (digestão forte por água régia). Em um ambiente altamente intempérico como o da região em estudo, a movimentação e mistura de material ao longo das encostas pode juntar materiais máficos e félsicos como observado nesta associação. Assim, a

primeira componente deve ser interpretada como uma diferenciação entre vários solos e vários aspectos do ambiente intempérico. Porém, deve-se ressaltar que não foram realizados estudos mais detalhados da natureza e evolução do perfil de solo.

A Figura 8.9B mostra as cargas para a segunda componente principal. Nela ainda persiste a mistura de elementos típicos de rochas máficas com elementos de rochas félsicas. A Figura 8.9C, entretanto, mostra que a terceira componente principal (PC3) separou bem os elementos característicos de rochas máficas (cargas positivas) dos elementos característicos de rochas félsicas (cargas negativas). Na Figura 8.9D é possível observar a associação Cu-Ni-Co-Cr, típica de rochas máficas, bem definida e separada dos demais elementos.

A Figura 8.10 apresenta um mapa para as estações onde foi amostrado o cascabelho com as respectivas cargas da terceira componente principal em tamanho proporcional ao seu valor, sugerindo a ocorrência de material máfico nas bacias de captação das estações que apresentam valores de PC3 mais elevados. Vários dos valores mais elevados de PC3 ocorrem na unidade metavulcanossedimentar. Porém, algumas amostras coletadas sobre corpos graníticos apresentam valor elevado para a componente PC3, sugerindo a presença de rochas máficas no substrato rochoso.

Tabela 8.5 – Carga das Principais Componentes, aplicando-se a rotação varimax e proporção das variáveis explicadas.

	Carga					Proporção				
	PC1	PC2	PC3	PC4	PC5	Fator 1	Fator 2	Fator 3	Fator 4	Fator 5
Al	0,885	0,058	0,055	-0,258	-0,124	0,782	0,786	0,789	0,855	0,871
As	0,143	0,054	0,372	0,464	-0,618	0,021	0,023	0,162	0,377	0,76
Au	0,11	-0,148	0,057	-0,808	-0,055	0,012	0,034	0,037	0,69	0,693
Ce	0,006	0,94	0,097	0,094	0,111	0	0,883	0,892	0,901	0,913
Co	-0,228	0,28	0,812	0,138	-0,295	0,052	0,13	0,79	0,809	0,896
Cr	0,306	-0,048	0,849	0,021	-0,097	0,094	0,096	0,817	0,818	0,827
Cu	0,287	-0,175	0,837	-0,196	0,072	0,082	0,113	0,814	0,852	0,857
Fe	0,373	-0,113	0,517	0,403	-0,558	0,139	0,152	0,419	0,582	0,893
Ga	0,888	-0,182	0,202	-0,202	0,043	0,788	0,821	0,862	0,903	0,904
Hf	0,813	0,03	0,006	0,299	-0,38	0,66	0,661	0,661	0,751	0,895
La	-0,05	0,951	-0,125	0,129	0,066	0,002	0,906	0,922	0,939	0,943
Ni	-0,096	0,234	0,908	-0,007	-0,157	0,009	0,064	0,889	0,889	0,914
P	0,465	0,319	-0,064	-0,098	-0,703	0,216	0,318	0,322	0,332	0,826
Rb	-0,133	0,197	-0,301	0,28	0,698	0,018	0,057	0,147	0,226	0,713
U	0,217	0,569	0,159	0,277	-0,469	0,047	0,371	0,396	0,473	0,693
Y	-0,101	0,831	0,352	-0,104	-0,282	0,01	0,7	0,825	0,835	0,915
Zn	0,092	0,396	0,671	0,094	-0,5	0,008	0,165	0,616	0,625	0,875
Zr	0,738	0,05	0,087	0,375	-0,42	0,545	0,547	0,555	0,695	0,872

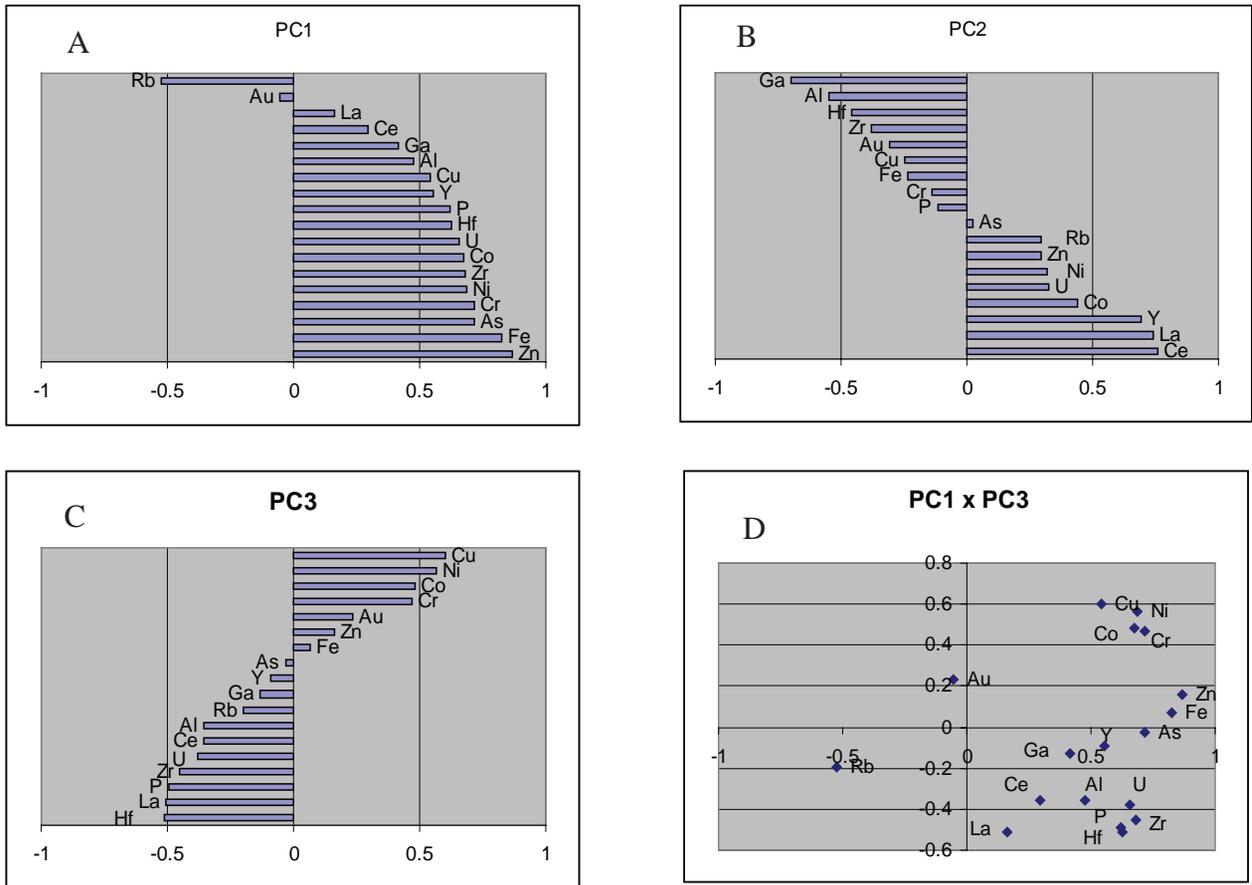


Figura 8.9 – Cargas para os elementos (A) da primeira componente (PC1) e (B) da segunda componente (PC2). Notar que os elementos normalmente associados a rochas máficas estão misturados a elementos normalmente associados a rochas félsicas. (C) Cargas para os elementos da terceira componente (PC3), onde os elementos normalmente associados a rochas máficas possuem carga positiva e os elementos normalmente associados a rochas félsicas possuem cargas negativas. (D) diagrama PC1 *versus* PC3, onde se observa a associação Cu-Ni-Co-Cr, típica de rochas máficas, separada de elementos incompatíveis tipicamente concentrados em rochas félsicas.

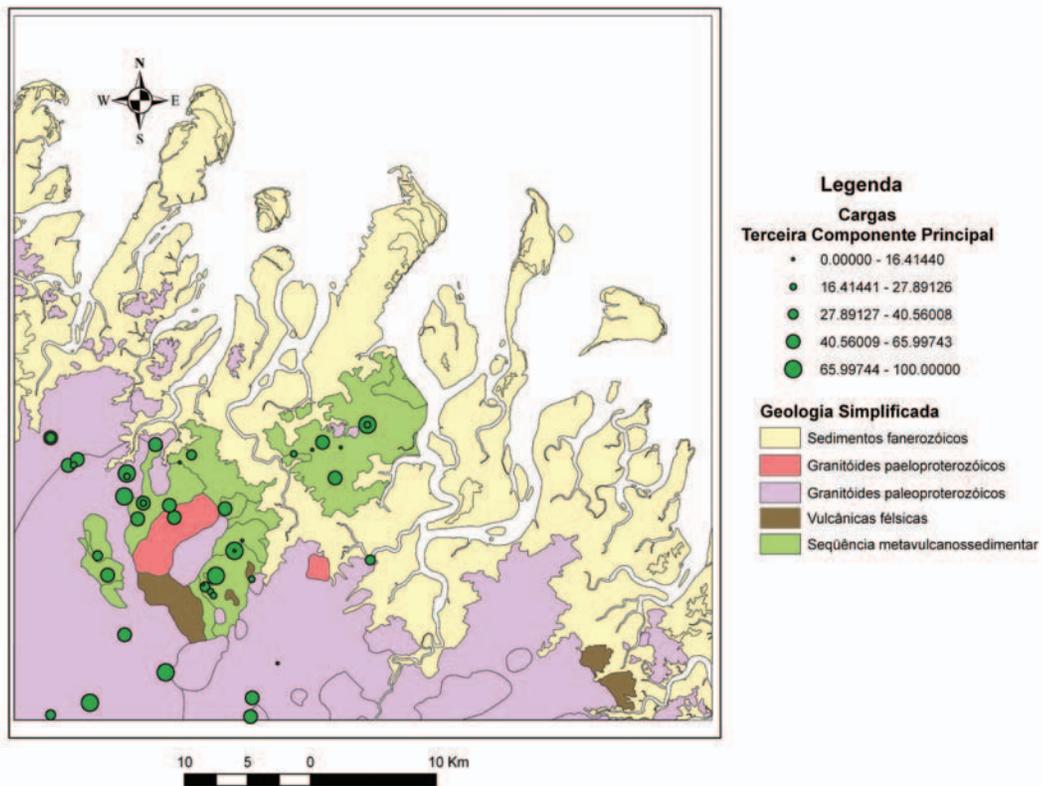


Figura 8.10 – Mapa de carga em amostras de cascabulho para a terceira componente principal (PC3), onde os valores mais expressivos indicam a presença de material máfico.

8.5.2 – Sedimentos de corrente

A Figura 8.11 apresenta a matriz de correlação para os 25 elementos estudados. Mostraram correlação muito forte os pares Al-Ce ($R^2 = 0,84$), Al-La ($R^2 = 0,84$), Al-P ($R^2 = 0,86$), Ce-La ($R^2 = 0,98$), Ce-Y ($R^2 = 0,92$), Ce-Zn ($R^2 = 0,84$), Co-Fe ($R^2 = 0,89$), Co-Mn ($R^2 = 0,91$), Co-Ni ($R^2 = 0,89$), Co-Sc ($R^2 = 0,88$), Co-V ($R^2 = 0,90$), Co-Zn ($R^2 = 0,90$), Cr-Ni ($R^2 = 0,88$), Cr-Sc ($R^2 = 0,87$), Cr-V ($R^2 = 0,86$), Cu-Ni ($R^2 = 0,86$), Cu-Sc ($R^2 = 0,87$), Cu-V ($R^2 = 0,88$), Cu-Zn ($R^2 = 0,90$), Fe-Mn ($R^2 = 0,89$), Fe-Sc ($R^2 = 0,93$), Fe-V ($R^2 = 0,92$), Fe-Zn ($R^2 = 0,88$), La-Y ($R^2 = 0,88$), Mn-Sc ($R^2 = 0,84$), Mn-Zn ($R^2 = 0,84$), Ni-Zn ($R^2 = 0,85$), Sc-V ($R^2 = 0,94$), Sc-Zn ($R^2 = 0,91$), V-Zn ($R^2 = 0,89$) e Y-Zn ($R^2 = 0,85$). Mostraram correlação forte e graficamente significativa os pares Al-Ba ($R^2 = 0,80$), Al-Cs ($R^2 = 0,82$), Al-Y ($R^2 = 0,83$), Ba-Ce ($R^2 = 0,82$), Ba-La ($R^2 = 0,80$), Ce-Sc ($R^2 = 0,82$), Cr-Cu ($R^2 = 0,82$); Cr-Zn ($R^2 = 0,81$) e Ni-Sc ($R^2 = 0,83$).

Dezessete elementos foram escolhidos para serem estudados através da Análise de Principais Componentes, a saber: Al, Au, Ba, Ce, Co, Cr, Cu, Fe, La, Mn, Ni, P, Sc, Th, V, Y e Zn. Os dois primeiros fatores da matriz de correlação apresentam autovalores maiores do que 1 e explicam 81,8% da variabilidade dos elementos (Tabela 8.6).

Tabela 8.6 - Autovalores da Matriz de Correlação dos 17 elementos

Fator	Autovalor	% acumulada
1	12,49	73,5
2	1,422	81,8

A Tabela 8.7 apresenta a carga de cada elemento na composição dos cinco primeiros componentes após aplicação da rotação varimax. A Figura 8.12A mostra que elementos normalmente associados a materiais máficos possuem cargas mais positivas para a componente PC1; a Figura 8.12B mostra que estes elementos possuem cargas menos negativas para a componente PC2; e a Figura 8.12C apresenta o diagrama PC1 *versus* PC2, onde os elementos normalmente associados a rochas máficas se agrupam, formando um conjunto separado dos demais elementos, com exceção de Sc e Zn. A presença de Fe e Mn no conjunto de elementos ligados a rochas máficas é sugestiva da presença de óxidos/

hidróxidos de ferro e manganês nos sedimentos, elementos que fazem o papel de acumuladores de metais em ambientes oxidantes (Chao, 1984). Os sedimentos de corrente foram coletados nos leitos ativos e dentro do canal principal dos cursos d'água, de forma que os óxidos/hidróxidos são precipitados a partir da água da drenagem e representam a bacia de captação (Ottesen & Theobald, 1994).

Tabela 8.7 – Carga das Principais Componentes, aplicando-se a rotação varimax e proporção das variáveis explicadas.

Elemento	Carga		Proporção	
	PC1	PC2	Fator 1	Fator 2
Al	0,537	-0,742	0,288	0,839
Au	-0,059	-0,708	0,003	0,505
Ba	0,462	-0,768	0,213	0,803
Ce	0,651	-0,682	0,423	0,888
Co	0,903	-0,291	0,815	0,9
Cr	0,925	-0,127	0,856	0,872
Cu	0,828	-0,365	0,686	0,819
Fe	0,826	-0,446	0,682	0,881
La	0,604	-0,697	0,365	0,851
Mn	0,82	-0,302	0,672	0,763
Ni	0,873	-0,251	0,763	0,825
P	0,42	-0,771	0,176	0,77
Sc	0,884	-0,387	0,781	0,93
Th	0,689	-0,302	0,475	0,566
V	0,897	-0,333	0,805	0,916
Y	0,649	-0,669	0,421	0,868
Zn	0,822	-0,489	0,676	0,915

Foram elaborados mapas contendo círculos proporcionais aos teores obtidos para cada um dos 29 elementos estudados (ANEXO 2); as classes dos símbolos utilizados foram determinadas tendo como base o valor de cada amostra frente à média de todas as amostras para um determinado elemento e o desvio-padrão para a respectiva população. Nem sempre foi possível interpretar os padrões encontrados, A metodologia de amostragem dificultou a interpretação dos padrões regionais nesta escala de trabalho, tendo em vista a distribuição e densidade irregular das amostras pela área de estudo.

A Figura 8.13 mostra o mapa das cargas para a primeira Componente Principal, caracterizada pela forte contribuição de Cr-Co-Cu-Ni-V. As classes apresentadas foram estipuladas com base no desvio-padrão apresentado por cada amostra em relação ao valor médio – amostras apresentando maior valor também apresentam assinatura mais forte. Pastana (1995) já havia observado uma associação Cu-Zn-Cr-Ni-Co em sedimentos de corrente para a região, sugerindo que tal conjunto de elementos indicava a presença de “tipos litológicos de afinidade básica”.



Figura 8.11 – Matriz de correlações com respectivos índices para os 36 elementos estudados,

A associação geoquímica encontrada nos sedimentos de corrente neste estudo – Cr-Co-Ni-V – apesar de modificada em relação àquela encontrada por Pastana (1995), é aqui interpretada como indicativa da presença de rochas (meta)máficas-(meta)ultramáficas. As modificações encontradas nas associações geoquímicas nos sedimentos de corrente estudados neste trabalho e por Pastana (1995) podem estar relacionadas com as diferentes metodologias analíticas utilizadas e/ou a diferentes tipos litológicos que contribuíram para a formação dos diversos sedimentos amostrados, uma vez que o trabalho de Pastana (1995) abrangeu uma região bem mais ampla que o presente estudo. A presença de Fe e Mn na assinatura observada provavelmente indica a presença de óxidos/hidróxidos que atuaram como fixadores destes elementos nos sedimentos amostrados (Chao, 1984). Estes óxidos secundários, quando em amostras coletadas em sedimentos ativos, são precipitados a partir da água

corrente na drenagem e representam a bacia de captação (Ottesen & Theobald, 1994).

8.6 – IMPLICAÇÕES PARA A PROSPECÇÃO

O intenso intemperismo que afetou e ainda atua sobre as rochas na região da folha Cândido Mendes causa profunda lixiviação de muitos elementos químicos, incluindo aqueles formadores de minério e elementos indicadores. Estes elementos estão representados nos sedimentos de corrente apenas quando reprecipitados em fases minerais secundárias ou quando ocorrem como grãos detríticos.

8.6.1 – Ouro

Estudos realizados por Melo (2000) nos garimpos Areal, Caxias, Jabuti e Pedra de Fogo mostraram que o ouro apresenta baixa correlação com outros elementos,

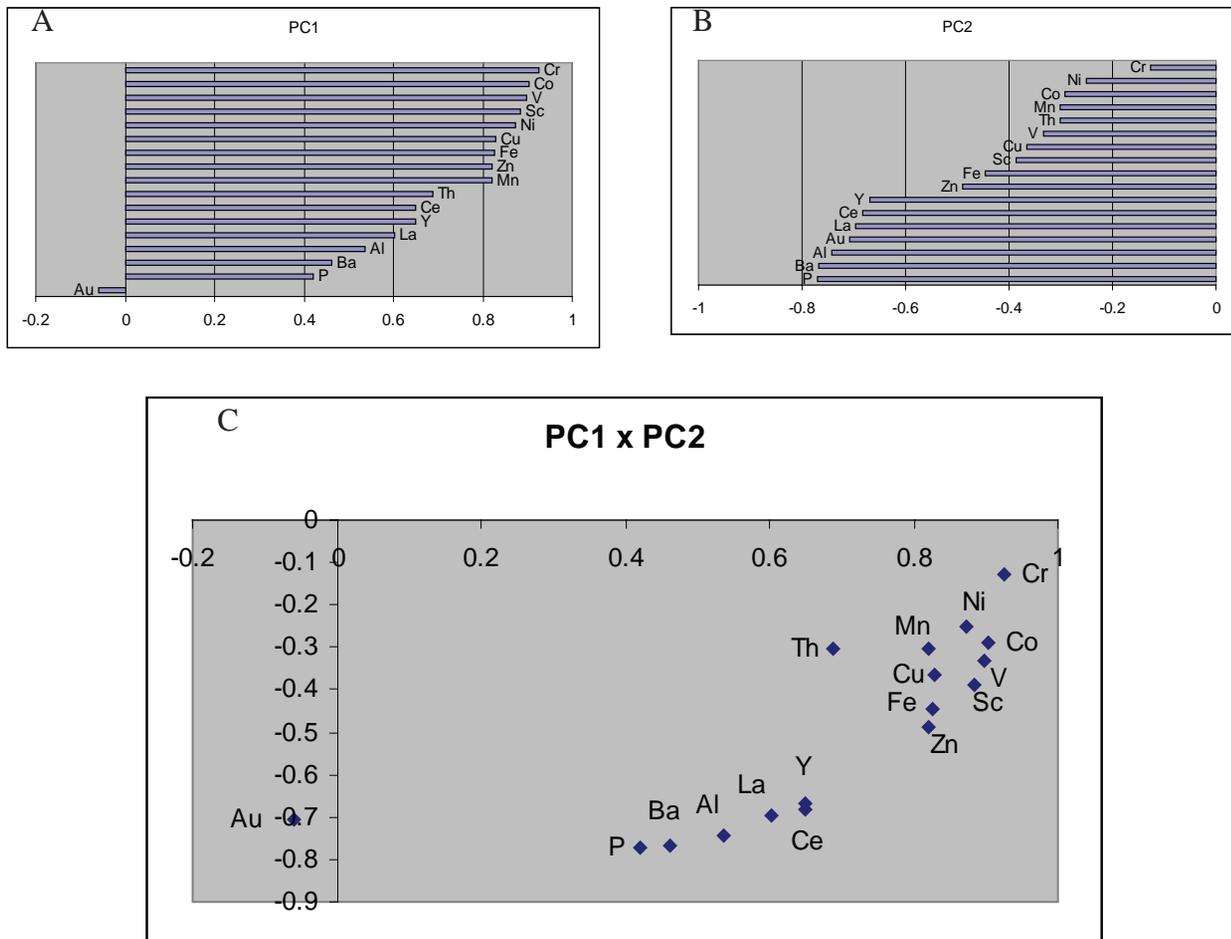


Figura 8.12 – Cargas para os elementos (A) da primeira componente (PC1), onde todos os elementos estudados aparecem com valores positivos, exceto o ouro. Notar que os elementos normalmente associados à rocha máficas (Co, V, Ni, Cr, Fe), além do escândio, apresentam valores maiores em relação aos demais. (B) Cargas para os elementos da segunda componente (PC2), onde os elementos normalmente associados a rochas máficas, notadamente Cr, Ni, Co, V e Cu, apresentam valores menos negativos que os demais. (C) diagrama PC1 versus PC2, onde se observa que elementos normalmente associados à rocha máficas Cr-Ni-Co-V-Cu se concentram no setor superior direito do diagrama.

além de valores extremamente erráticos nos diversos horizontes de solos presentes nestas áreas. O presente estudo confirma tal comportamento diferenciado para o ouro tanto nos cascabulho quanto nos sedimentos de corrente. Duas estações de amostragem de cascabulho mostraram valores elevados: JH-308 (117,4 ppb Au) e JH-338 (59,3 ppb Au). Não são conhecidas ocorrências de ouro nas proximidades das estações.

Para o estudo estatístico do ouro nos sedimentos de corrente fez-se necessário retirar do conjunto de amostras os dois resultados mais expressivos (*outliers*) e os resultados abaixo do limite de detecção (0,2 ppb). A seguir os resultados foram transformados aplicando-se a função logarítmica (Figura 8.14). Observando os diagramas para o conjunto de amostras estudadas, é possível notar uma “quebra” no gráfico de probabilidade no valor correspondente a 4,6 ppb Au, onde os

resultados passam a mostrar padrão mais espaçado e com maior inclinação. Considera-se que as amostras sejam anômalas a partir deste valor.

Os resultados mais significativos obtidos nos concentrados de bateia encontram-se, de modo geral, próximos a garimpos de ouro já conhecidos na região. Já para os sedimentos de corrente, foram encontrados valores anômalos de Au em áreas onde não há mineralização conhecida (Figura 8.15).

Nas proximidades do garimpo Poeira, caracterizado por veios de quartzo (com ouro e pirita) encaixados em tonalitos apresentando silicificação, sulfetação, sericitização, e carbonatação, foi observado ouro visível em concentrados de bateia (amostras JA-B-003 – 21 pintas e 003A – 4 pintas) e um resultado anômalo em sedimento de corrente (4,6 ppb – JA-S 002).

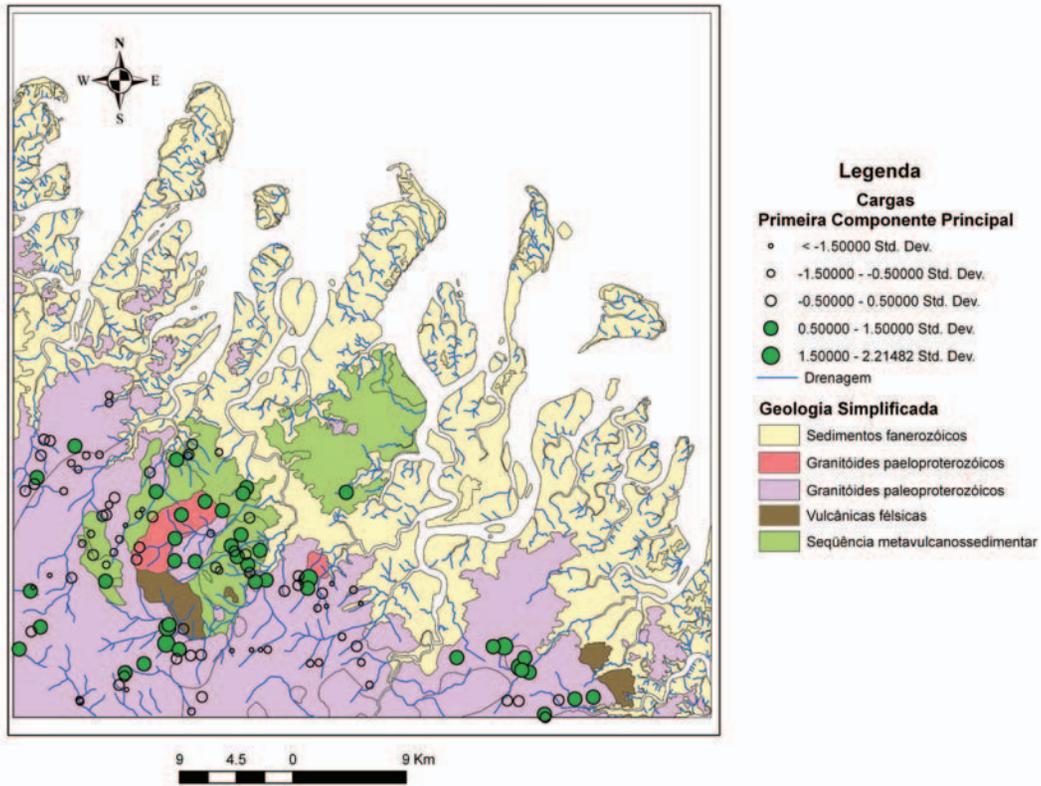


Figura 8.13 – Mapa de cargas para a primeira Componente Principal, caracterizada pela forte contribuição de Cr-Co-Cu-Ni-V.

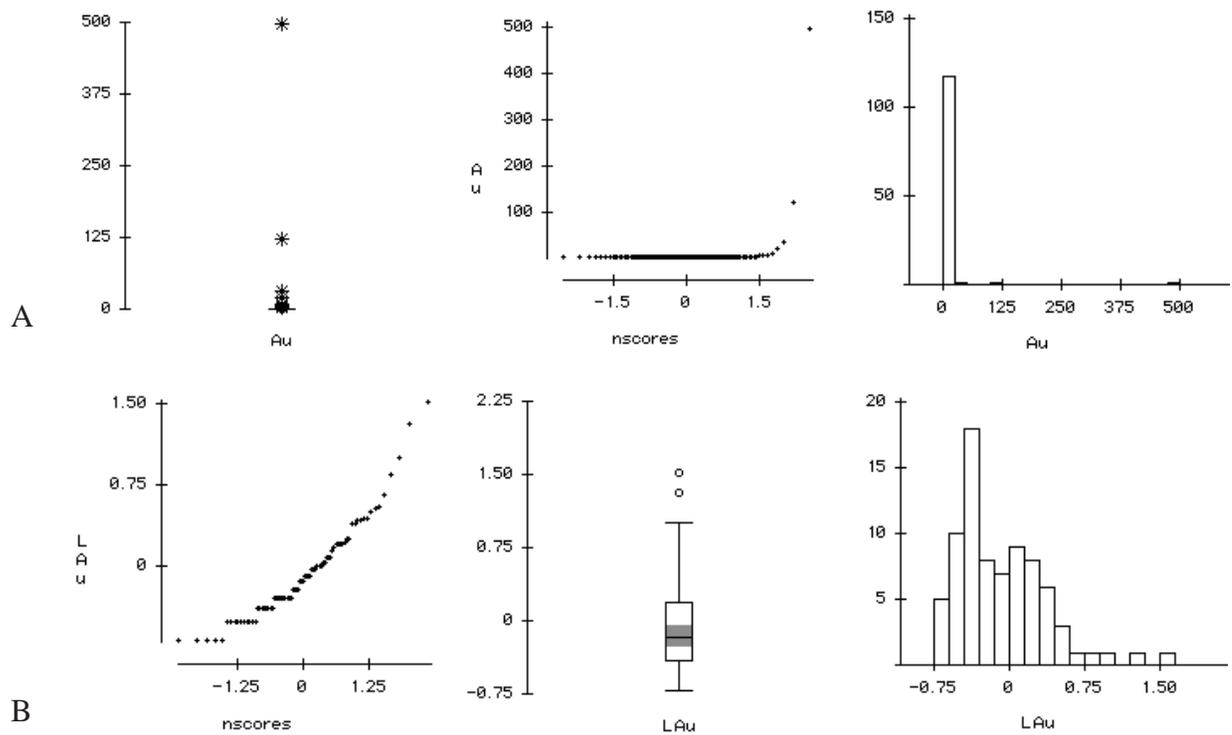


Figura 8.14 – Diagramas de frequência, *boxplot* e de probabilidade para Au (a) em todas as amostras de sedimento de corrente; e (B) retiradas as amostras *outliers* e abaixo do limite de detecção, e após transformação.

Na região dos garimpos Novo Destino (onde o ouro também ocorre com as mesmas características do garimpo Poeira) e do garimpo Leite, onde o ouro ocorre em veios de quartzo encaixados em sienogranitos, foram observadas 12 pintas de Au no concentrado de bateia (JA-B-013). Nessa área não foram observados resultados anômalos em sedimentos de corrente.

Próximo ao garimpo Portuguesa, onde o ouro ocorre associado a lateritos, foi observado no concentrado de bateia JA-B-006 19 pintas de ouro. E em uma drenagem que corta o platô que liga este garimpo ao garimpo Cavala foi encontrado sedimento de corrente com valor anômalo de 20,7 ppb Au (JA-S-021).

Em outras duas áreas foram encontrados valores anômalos. Uma encontra-se na região centro-sul da folha Cândido Mendes, onde foram coletadas as amostras JA-S-061 (498,5 ppb Au), JA-S-062 (10,3 ppb Au) e AP-B-006 (4 pintas de Au). A outra está localizada na região SW da folha, onde foi observado no sedimento de corrente valores anômalos de 123,3 ppb Au (JA-S-010) e 33,5 ppb Au (JA-S-012).

8.6.2 – Mercúrio

Pastana (1995) alertou para níveis de até 0,4 ppm Hg em amostras de sedimentos de corrente coletadas ao longo de tributários do rio Maracaçumé e para valores de até 1 ppm Hg na bacia do rio Gurupi. A Figura 8.16 apresenta o mapa de distribuição de Hg e os garimpos de ouro cadastrados na área estudada. O maior valor encontrado foi de 149 ppb Hg, que é bem inferior aos mencionados por Pastana (1995). Dentre os valores mais elevados de mercúrio, vários foram obtidos nas proximidades de garimpos conhecidos. É possível ainda observar valores expressivos de Hg fora da área de influência de garimpos cadastrados. Tal fato é sugestivo da existência de atividade garimpeira nestas bacias de drenagem, apesar de não haver cadastramento de ocorrências de ouro. Neste contexto merecem destaque as estações JA-S-010 (114 ppb Hg) e JA-S-012 (105 ppb Hg), no setor SW da folha Cândido Mendes, e as estações JA-S-061 (60 ppb Hg) e JA-S-062 (68 ppb Hg). Todas são coincidentes com resultados anômalos para ouro, reforçando assim a hipótese de mineralização aurífera nestas bacias de drenagem.

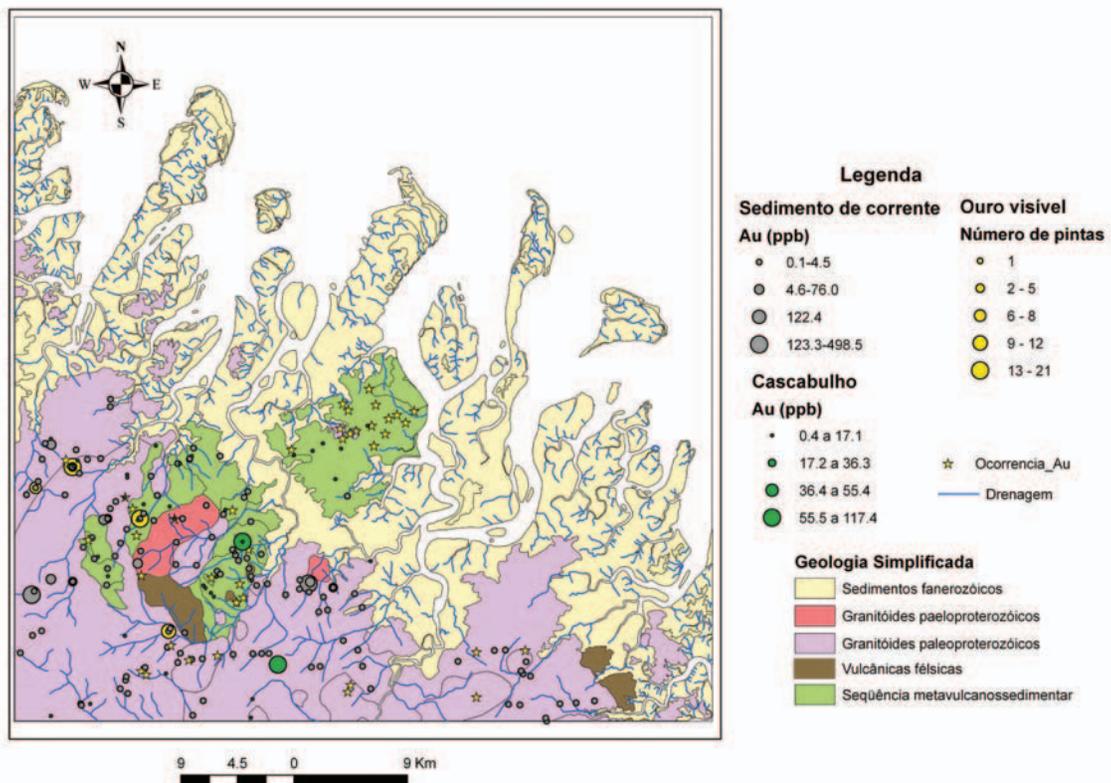


Figura 8.15 – Mapa integrado para Au, apresentando base geológica simplificada, amostras de cascabelho, sedimento de corrente e concentrado de bateia.

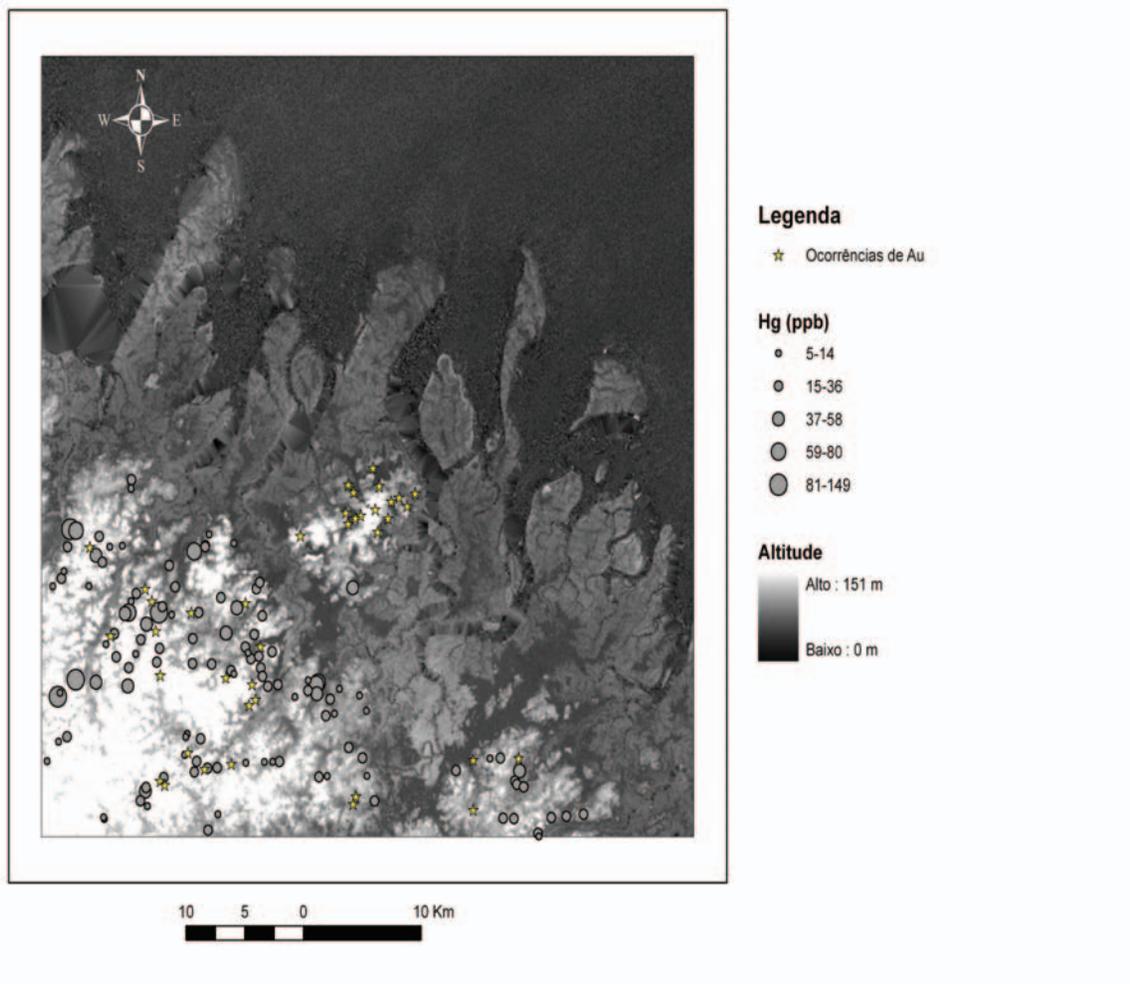


Figura 8.16 – Mapa integrado para Hg, apresentando modelo digital de terreno e garimpos de ouro cadastrados.

9 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

9.1 – CONCLUSÕES

A porção pré-cambriana da Folha Cândido Mendes está inserida nos domínios do Cráton São Luís, unidade geotectônica constituída essencialmente por rochas metavulcanossedimentares de baixo a médio grau metamórfico e granitóides diversos. Outro domínio expressivo é constituído pela planície costeira.

O levantamento geológico efetuado na escala 1:100.000, combinado com dados petrográficos, litogeoquímicos, geocronológicos e isotópicos e com informações disponíveis na literatura permitiram um avanço na cartografia geológica da folha e no entendimento da estratigrafia e evolução geológica de suas unidades constituintes e do Cráton São Luís em geral, bem como de aspectos relacionados à metalogênese do ouro, principal recurso mineral. Um sumário conclusivo é apresentado a seguir.

9.1.1 – Geologia

A unidade mais antiga é representada pelo Grupo Aurizona, seqüência metavulcanossedimentar de fácies xisto verde e localmente anfíbolito baixo com idade de 2240 ± 5 Ma. Esta unidade foi subdividida em três formações: 1) Formação Matará, composta por rochas metavulcânicas básicas e ultrabásicas, incluindo xistos e anfíbolitos; 2) Formação Pirocaua, composta por rochas metavulcânicas e metapiroclásticas ácidas; 3) Formação Ramos, composta por xistos paraderivados, filitos, quartzitos, metassiltitos e metachert. Com base nas associações de rochas e em dados litogeoquímicos os conjuntos ortoderivados do Grupo Aurizona são

interpretados como formados em ambiente de arcos de ilha oceânicos e possíveis bacias (*back-arc?*) relacionadas. A pequena intrusão rasa denominada Granófiro Piaba colocou-se nesta seqüência em 2214 ± 3 Ma.

A Suíte Intrusiva Tromaí é a unidade pré-cambriana de maior expressão areal que reúne a maioria dos granitóides aflorantes na folha. Forma corpos batolíticos a pequenos *stocks* que se posicionaram entre 2168 e 2149 Ma. Consiste em uma suíte magmática expandida, calcico-alcalina que contém termos mais primitivos metaluminosos portadores de anfíbólio e de baixos teores de K_2O (Tonalito Cavala), passando por termos de médio teor de K_2O , metaluminosos a fracamente peraluminosos com biotita e, mais raramente, anfíbólio (Granodiorito Igarapé Bom Jesus), chegando a termos mais evoluídos de alto teor em K_2O , fracamente peraluminosos e portadores de biotita (Granito Areal). Essas rochas formaram-se predominantemente em arcos de ilha intraoceânicos pela cristalização de magmas juvenis. As variações químicas e petrográficas da série refletem a provável maturação dos arcos de ilhas, com os termos mais evoluídos incorporando materiais crustais recentemente formados e retrabalhados no mesmo ambiente tectônico.

À fase principal de construção dos arcos relaciona-se provavelmente a Unidade Vulcânica Serra do Jacaré, que merece melhor caracterização, datada em 2164 ± 3 Ma, sendo, portanto, cronocorrelata à Suíte Intrusiva Tromaí.

Outros dois conjuntos vulcânicos ácidos e petrograficamente similares (ambos compostos por dacitos, riolitos e tufos) foram também individualizados.

A Formação Rio Diamante, melhor caracterizada, possui idade de cristalização de 2159 Ma, enquanto que para a Unidade Vulcânica Rosilha não foi obtida uma boa caracterização em termos de extensão e idade, sendo o seu tempo de formação atribuído a aproximadamente 2068 Ma. As duas unidades são calcio-alcálicas de médio teor de K_2O , mas possuem algumas diferenças químicas significativas e idades modelo bastante distintas, sugerindo, pelo menos, evoluções magmáticas diferentes. Ao final desta evolução posicionaram-se os *stocks* do Granito Negra Velha entre 2056-2076 Ma, de características alcalinas.

O pré-cambriano é ainda representado pelo corpo raso (dique?) denominado Microtonalito Garimpo Caxias, que intruiu o Grupo Aurizona em 1985 ± 4 Ma.

Estruturalmente, com exceção do Grupo Aurizona cujas rochas apresentam sempre xistosidade bem desenvolvida, as rochas granitóides e vulcânicas estão preservadas de deformações tectônicas de grande porte. Em geral são observadas apenas zonas de cisalhamento de pequeno porte com ductilidade variada.

Ocorrências puntuais de atividade Mesozóica na Folha Cândido Mendes estão representadas por diques de diabásios de alto a baixo teor de TiO_2 , posicionados provavelmente no limite Jurássico-Cretáceo, e por ocorrências subordinadas de calcários relacionados à Formação Alcântara, do Cretáceo. Os diabásios, enfeixados na unidade Diabásio Laranjal são representantes do magmatismo toleítico associado à Província Magmática Atlântico Central.

Os depósitos litorâneos, influenciados por maré, representam cerca de 1/3 da área continental da Folha Cândido Mendes. Quatro unidades morfoestratigráficas foram individualizadas por meio do mapeamento geológico, todas posicionadas no Neógeno: 1) cordões litorâneos antigos e 2) atuais, 3) depósitos de pântanos salinos e 4) depósitos de mangue. O mapeamento de formações superficiais permitiu ainda a caracterização de extensas áreas de crosta laterítica ferruginosa, preservada ou desmantelada (colúvios) e de horizonte mosqueado. Estas duas unidades não foram adicionadas ao mapa geológico da folha, mas cartografadas à parte, como mapa de formações superficiais.

9.1.2 – Recursos minerais e metalogênese

Foram cadastrados 66 jazimentos minerais na Folha Cândido Mendes, sendo 39 de ouro, sete de fosfato aluminoso, dois de calcário, um de argila, oito de cascalho e três de granito (industrial e ornamental). As ocorrências de fosfato, argila e cascalho estão associadas a perfis lateríticos desenvolvidos predominantemente sobre as rochas vulcanossedimentares do Grupo Aurizona. Os fosfatos, após beneficiamento, possuem potencial importante para uso como fertilizante de solos.

O ouro ocorre em jazimentos primários supergênicos e aluvionares. Os jazimentos primários mostram forte controle estrutural pelas zonas de cisalhamento e falhas mais regionais e uma associação espacial evidente com a seqüência metavulcanossedimentar do Grupo Aurizona. As características geológicas e genéticas que sugerem fortemente que pertençam à classe dos depósitos orogênicos de ouro.

9.1.3 – Geoquímica prospectiva

Os resultados obtidos em nódulos ferruginosos (cascabulhos), concentrados de bateia e sedimentos de corrente sugerem que seqüências (meta)vulcanossedimentares do Grupo Aurizona podem estar incluídas em regiões onde predominam rochas granitóides cartografadas como Suíte Intrusiva Tromai. Além disso, a presença de cianita e estauroлита nos concentrados de bateia indica a existência de rochas metassedimentares pelíticas que não foram reconhecidas no mapeamento nem nas análises petrográficas, o que pode ser uma consequência do intemperismo sofrido por estas rochas. Ainda, a ocorrência estauroлита sugere que parte dessas rochas metassedimentares encontrava-se na fácies anfíbolito.

Dois locais, nas proximidades das estações JA-S-010/011 e JA-S-061/062, apresentam resultados anômalos para ouro em concentrados de bateia e/ou sedimentos de corrente onde não são cadastrados garimpos de ouro. Tais áreas devem ser mais bem investigadas para verificação de possíveis mineralizações. Outras duas estações (JH-308 e JH-338) mostraram valores elevados para ouro nos cascabulhos e também merecem melhor investigação. Ressalta-se que especial atenção

deve ser dada às estações onde foi observado Au nos concentrados de bateia; nestas os valores anômalos não apresentam a componente hidromórfica, nem são influenciados pela presença de óxidos/hidróxidos de Fe e Mn ou matéria orgânica, sendo reflexo da dispersão clástica do ouro.

Os teores mais elevados de mercúrio ocorrem associados a garimpos de ouro cadastrados com exceção de duas áreas, coincidentes com anomalias observadas para Au nas proximidades das estações JA-S-010/011 e JA-S-061/062, que reforçam a hipótese de mineralização aurífera nas respectivas bacias de drenagem.

9.2 – RECOMENDAÇÕES

O projeto não contou com apoio de aerogeofísica, pois o levantamento existente foi efetuado com linhas de vôo espaçadas de 4 km, não contribuindo para a cartografia geológica. A realização de levantamento aerogeofísico de semi-detalle permitiria a eventual revisão/reinterpretação dos dados aqui coletados e facilitaria sobremaneira o refinamento dos contatos geológicos e serviria também como ferramenta de apoio a estudos metalogenéticos e prospectivos.

É desejável a realização de mais estudos geoquímicos, geocronológicos e de isótopos de

Nd em unidades que não ficaram suficientemente caracterizadas, como as unidades vulcânicas Rosilha e Serra do Jacaré. A realização de geocronologia refinada, pelo método U-Pb SHRIMP em zircão, para a Unidade Vulcânica Rosilha e para as rochas granitóides das unidades Granodiorito Igarapé Bom Jesus e Granito Areal (Suíte Intrusiva Tromai) e Granito Negra Velha é indicada para verificação da evolução/maturação dos arcos magmáticos, conforme sugestão da petrologia.

Os estudos metalogenéticos disponíveis na literatura são limitados no que concerne à assinatura geoquímica das diversas ocorrências auríferas (primárias e supergênicas) e ao tempo de deposição do ouro. Estudos geoquímicos se fazem necessários, bem como aprofundamento da definição da geocronologia das mineralizações. Esses elementos são críticos na construção de modelos genéticos.

Seria adequada a realização de prospecção geoquímica de semi-detalle dando ênfase às áreas de afloramento de seqüências supracrustais, que se mostraram muito favoráveis a ocorrência de concentrações auríferas.

As ocorrências pontuais de calcário precisam ser averiguadas em estudos que incluam sondagem para avaliação da espessura e continuidade lateral das camadas.

REFERÊNCIAS

- ABOUCAMI, W. et al. A major 2.1 Ga event of mafic magmatism in West Africa: an early stage of crustal accretion. *Journal of Geophysical Research*, v. 95, B11, p. 17605-17629, 1990.
- ABREU, F.A.M.; VILLAS, R.N.N.; HASUI, Y. Esboço estratigráfico do Precambriano da região do Gurupi; Estados do Pará e Maranhão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 1980, Camboriú. *Resumos...* Camboriú: SBG, 1980. v. 2, p. 647-658.
- ALMEIDA, H.G.G. *São Luís*: folha SA.23; escala 1:1.000.000. Estados do Pará e Maranhão. Brasília: CPRM, 2000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. PLGB. 1 CD-ROM. Disponível em: <<http://www.cprm.gov.br/publique/cgi/cgilua.exe/sys/start.htm>>.
- ALMEIDA, F.F.M.; BRITONEVES, B.B.; CARNEIRO, C.D.R. The origin and evolution of the South American platform: *Earth Science Review*, v. 50, n.1-2, p. 77-111, 2000.
- ANAND, R.; PAINE, M. Regolith geology of the Yilgarn Craton, Western Australia: implications for exploration. *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 49, p. 3-162, 2002.
- ARNDT, N.T. et al. Geochemistry, petrogenesis and tectonic environment of Circum-Superior Belt basalts, Canada. In: PHARAOH, T.C.; BECKINSALE, R.D.; RICKARD, D. (Ed.). *Geochemistry and mineralization of Proterozoic volcanic suites*. London: Blackwell, 1987. p. 133-145. (Geological Society Special Publication, n. 33).
- BARR, S.M. et al. Geology and tectonic setting of Paleoproterozoic granitoid suites in the Island Harbour Bay area, Makkovik Province, Labrador. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 38, n. 3, p. 441-463, mar. 2001.
- BATCHELOR, R.A.; BOWDEN, P. Petrogenetic interpretation of granitic rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, v. 48, p. 43-55, 1985.
- BARKER, F. Trondhjemites: definition, environment and hypothesis of origin. In: BARKER, F. (ed.) *Trondhjemites, dacites and related rocks*. Amsterdam: Elsevier, 1979. p. 1-12.
- BARKER, F.; ARTH, J.G. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archaean bimodal trondhjemite-basalt suites. *Geology*, v. 4, p. 596-600, 1976.
- BELLIENI, G. et al. High and low- TiO₂ flood basalts from the Paraná plateau (Brazil): petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin. *Neues Jahrbuch Mineralogie fuer Abhandlungen*, v. 150, p. 273-306, 1984.
- BOWDEN, P. et al. Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: a discussion. *Earth Planet Sciences*, v. 35, p. 1-11, 1984.
- BOYNTON, W.V. Cosmochemistry of the rare-earth elements: meteorite studies. In: HENDERSON, P. (Ed.). *Rare-Earth Elements Geochemistry*. Amsterdam: Elsevier, 1984, p. 63-114.
- BRITO NEVES, B.B. Influence of basement structures on the evolution of the major sedimentary basins of Brazil: a case of tectonic heritage. *Journal of Geodynamics*, v. 1, p. 495-510, 1984.
- CORDANI, U.G. Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Explor. Petrobras*, v. 15, 1984. 70 p.
- COSTA, J.L. *Castanhal*: folha SA.23-V-C, escala 1:250.000. Estado do Pará. Belém: CPRM, 2000. 1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil- PLGB.

- COSTA, J.L. et al. *Projeto Gurupi*. Belém: DNPM/CPRM, 1977. 258 p., v. 1.
- COSTA, M.L. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 21, n. 2, p. 146-160, 1991.
- COSTA, M. L.; ARAÚJO, E. S. Aplicação da geoquímica multi-elementar em crostas fosfáticas lateríticas para caracterização de sua fonte primária (Serra do Pirocaua, Amazônia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1994, Camboriú. *Anais...* Camboriú: SBG, 1994. v.3, p. 123-124.
- COSTA, M.L.; COSTA, W.A.M.; SCHWAB, R.G. Mineralogia das ocorrências de fosfatos lateríticos do Pará e Maranhão (Brasil). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 1980, Camboriú. *Anais...* Camboriú: SBG, 1980. v. 4, p. 1982-1996.
- COX, K.G.; BELL, J.D.; PANKHURST, R.J. *The interpretation of igneous rocks*. London: George Allen & Unwin, 1979. 450 p.
- CPRM – Serviço Geológico do Brasil. *Relatório final do Projeto Carutapera – Metodologia e Resultados*, Relatório Interno. Belém: 2004. 24 p. (Inédito).
- CUNHA, F.M.B. *Fotointerpretação da Bacia de São Luís*. Belém: Petrobras, 1968. (Relatório 318).
- CUNHA, F.M.B. *Evolução paleozóica da Bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico*. 1986, 107 p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1986.
- DALL'AGNOL, R. et al. Petrology of the anorogenic, oxidised Jamon and Musa granites, Amazonian Craton: implications for the genesis of Proterozoic A-type granites. *Lithos*, v. 46, p. 431-462, 1999.
- DAY, W.C.; ALEINIKOFF, J.N.; GAMBLE, B. Geochemistry and age constraints on metamorphism and deformation in the Fortymile river area, Eastern Yukon-Tanana Upland, Alaska. *U. S. Geological Survey Prof. Paper*, n. 1662, 2000.
- DEBON, F.; LE FORT, P. A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: principles, method, applications. *Bulletin Mineral*, v. 111, p. 493-510, 1988.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN. *An Introduction to the Rock Forming Minerals*. London: Longmans, 1966. 528 p.
- 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.
- DePAOLO, D.J. *Neodymium Isotope Geochemistry. An introduction*. Berlin: Springer - Verlag, 1988. 187 p.
- DRUMMOND, M.S.; DEFANT, M.J. A model for trondjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *J. Geophysical Research*, v. 95, p. 21503-21521, 1990.
- DUNCAN, A.R. The Karoo igneous province – a problem area for inferring tectonic setting from basalt geochemistry. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 32, p. 13-34, 1987.
- FRANCISCO, B.H.R. et al. Contribuição à geologia da Folha São Luís (SA.23) no Estado do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, Belém, n. 17, 1971. 40 p. (Série Geologia, 17).
- FROST, B.R. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, v. 42, p. 2033-2048, 2001.
- GORTON, M.P.; SCHANDL, E.S. From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. *The Canadian Mineralogist*, v. 38, p. 1065-1073, 2000.
- GROVES, D.I. et al. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationships to other gold deposit types. *Ore Geology Review*, v. 13, p. 7-27, 1998.
- GRUNSKY, E.C. Strategies and methods for the interpretation of geochemical data. Discussion Paper Applied to Laterite Geochemistry CSIRO/AMIRALaterite Geochemistry Project P240. Wembley, WA, 1991. 77 p.
- HAGEMANN, S. Gold deposits in Archean-Proterozoic granite-greenstone belts: diverse gold mineral systems throughout orogenesis. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE METALOGENIA, 1., 2005, Gramado. *Resumos...* Gramado: SBG, 2005. 1 CD-ROM.
- HANSON, G.N. The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 38, p. 26-43, 1978.
- HASUI, Y.; ABREU, F.A.M.; VILLAS, R.N.N. Província Parnaíba. In: ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y. (Coord.). *O Pré-Cambriano no Brasil*. São Paulo: Edgard Blücher, 1984. p. 36-45.

- HODGSON, C.J. The structure of shear-related, vein-type gold deposits: a review. *Ore Geology Reviews*, v. 4, p. 231-273, 1989.
- HOLE, M.J. et al. Subduction of pelagic sediments: implications for the origin of Ce-anomalous basalts from the Mariana Islands. *Journal of the Geological Society London*, v. 141, p. 453-472, 1984.
- IACUMIM, M. et al. Source mantle heterogeneity and its role in the genesis of Late Archaean-Proterozoic 2.7–1.0 Ga) and Mesozoic (200 and 130 Ma) tholeiitic magmatism in the South American Platform. *Earth-Science Reviews*, v. 62, p. 365-397, 2003.
- 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.
- JENSEN, L.S. *A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks*. Ontario: Div. Mines. Miscellaneous Paper, 1976. n. 66.
- KERRICK, D.M.; CALDERA, K. Metamorphic CO₂ degassing from orogenic belts. *Chemical Geology*, v. 145, p. 213-232, 1998.
- KLEIN, E.L. *Evolução geológica Pré-cambriana e aspectos da metalogênese do ouro do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi, NE-Pará/NW-Maranhão, Brasil*. 2004. 303 f. Tese (Doutorado) - Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belem, 2004.
- KLEIN, E.L.; FUZIKAWA, K. A mineralização aurífera do prospecto Pedra de Fogo, Cráton São Luís: geologia e características físico-químicas do sistema hidrotermal. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 35, n. 1, p. 59-68, 2005.
- KLEIN, E.L.; KOPPE, J.C. Chlorite geothermometry and physicochemical conditions of gold mineralization in the Paleoproterozoic Caxias deposit, São Luís Craton, northern Brazil. *Geochimica Brasiliensis*, v. 14, p. 219-232.
- KLEIN, E.L.; LARIZZATTI, J.H. Aspectos geológicos e genéticos de depósitos auríferos do Cráton São Luís. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE METALOGENIA, 1., 2005, Gramado. *Resumos...* Gramado: SBG, 2005. 1 CD-ROM.
- KLEIN, E.L., MOURA, C.A.V. Age constraints on granitoids and metavolcanic rocks of the São Luis craton and Gurupi belt, northern Brazil: implications for lithostratigraphy and geological evolution. *International Geology Review*, v. 43, p. 237-253, 2001.
- KLEIN, E.L.; MOURA, C.A.V. Síntese geológica e geocronológica do Craton São Luís e do Cinturão Gurupi na região do rio Gurupi (NE-Para/NW-Maranhão). *Geologia USP – Série Científica*, v. 3, p. 97-112, 2003.
- KLEIN, E.L.; KOPPE, J.C.; MOURA, C.A.V. Geology and geochemistry of the Caxias gold deposit, and geochronology of the gold-hosting Caxias Microtonalite, São Luís Craton, northern Brazil. *Journal of South American Earth Science*, v. 14, n. 8, p. 837- 849, 2002.
- KLEIN, E.L. et al. The Gurupi belt in northern Brazil: lithostratigraphy, geochronology, and geodynamic evolution. *Precambrian Research*, v. 141, n. 3-4, p. 83-105, 2005a.
- KLEIN, E.L.; MOURA, C.A.V.; PINHEIRO, B.L.S. Paleoproterozoic crustal evolution of the São Luís Craton, Brazil: evidence from zircon geochronology and Sm-Nd isotopes. *Gondwana Research*, v. 8, n. 2, p. 177-186, 2005b.
- KLEIN, E.L. et al. Sistematização da litoestratigrafia do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 35, n. 3, p. 415-418, 2005c.
- KLEIN, E.L. et al. Reconnaissance stable isotope (C, O, H, S) study of Paleoproterozoic gold deposits of the São Luís Craton and country rocks, northern Brazil: implications for gold metallogeny. *International Geology Review*, v. 47, p. 1131-1143, 2005d.
- KLEIN, E.L. et al. Geochronology, Nd isotopes, and reconnaissance geochemistry of volcanic and metavolcanic rocks of the São Luís Craton, northern Brazil: implications for tectonic setting and crustal evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 2008a. no prelo.
- KLEIN, E.L. et al. Geochemistry and geochronology of Paleoproterozoic granitoid magmatism: further evidence on the crustal evolution of the São Luís Craton, Brazil. *Precambrian Research*, v. 165, n. 3/4, p. 221-242, 2008b.
- KLIEMANN, H.J., LIMA, D.V. Eficiência agronômica de fosfatos naturais e sua influência no fósforo disponível em dois solos de cerrado. *Pesquisa Agropecuária Tropical*, v. 31, n. 2, p. 111-119, 2001.
- KOBER, B. Whole-grain evaporation for ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb-age-investigations on single zircons using a double-filament source. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 93, n. 4, p. 482-490, 1986.

- LAMEYRE, J.; BOWDEN, P. Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 14, n. 1-2, p. 169-186, 1982.
- LARIZZATTI, J.H. et al. Prospecção de ouro em terreno laterítico na região do Gurupi, Maranhão, Brasil: resultados preliminares do garimpo Cavala/Mina Seca. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE METALOGENIA, 1., 2005, Gramado, *Resumos Expandidos...* Gramado: SBG, 2005. 1 CD-ROM.
- LE MAÎTRE, R.W. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. 2nd ed. London: Blackwell Scientific, 2002. 193 p.
- LEÃO NETO, R. *Projeto Carutapera: Baixada Maranhense, informe anual de projeto, 1992*. Recife: CPRM/DEPEM, 1993. (Relatório inédito).
- LEITE, F.P.R. Palinologia. In: ROSSETTI, D.F.; GÓES, A.M. (Ed.). *O Neógeno da Amazônia Oriental*. Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi, 2004. p. 55-90.
- LUDDEN, J.N.; THOMPSON, G. An evaluation of the behaviour of the rare earth elements during the weathering of sea-floor basalt. *Earth Planetary Science Letters*, v. 43, p. 85-92, 1979.
- MANIAR, P.D.; PICOLLI, P.M. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, v. 101, p. 635-643, 1989.
- MARQUES, L.S.; DUPRÉ, B.; PICCIRILLO, E.M. Mantle source compositions of the Paraná Magmatic Province (southern Brazil): evidence from trace element and Sr–Nd–Pb isotope geochemistry. *Journal of Geodynamics*, v. 28, p. 439-458, 1999.
- MARZOLI, A. et al. Extensive 200-million-year-old Continental Flood Basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*, v. 284, p. 616-618, 1999.
- MELO, A.F.F. *Ouro de Carutapera; Estado do Maranhão*. CPRM: Belém, 2000. 31 p. Relatório inédito.
- MESCHEDE, M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, v. 56, p. 207-218, 1986.
- MIKUCKI, E.J.; RIDLEY, J.R. The hydrothermal fluid of Archaean lode-gold deposits at different metamorphic grades: compositional constraints from ore and wallrock alteration assemblages. *Mineralium Deposita*, v. 28, p. 469-481, 1993.
- MINERAÇÃO AURIZONA S/A. *Aurizona Project*. 1995. 35 p. Relatório inédito.
- MORAES-SANTOS, H.M. et al. Ocorrência de Pleurodira na Formação Alcântara (Albiano-Cenomaniano), Bacia de São Luís, MA. In: ROSSETTI, D.F.; GÓES, A.M.; TRUCKENBRODT, W. (Ed.). *O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú*. Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi, 2001. p. 235-244.
- MULLEN, E.D. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environment and implications for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 62, p. 53-62, 1983.
- NAHON, D.B. *Introduction to the petrology of soils and chemical weathering*. New York: Wiley, 1991.
- NARDI, L.V.S. As rochas granitóides da série shoshonítica. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 16, n. 1, p. 3-10, 1986.
- NOCKOLDS, S.R.; ALLEN, R. The geochemistry of some igneous rocks series. *Geochimica e Cosmochimica Acta*, v. 4, p. 105-142, 1953.
- 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.
- NUNES, K.C. Interpretação integrada da Bacia do Parnaíba com ênfase nos dados aeromagnéticos. In: CONGRESSO INTERNACIONAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, 2., 1993, Rio de Janeiro. *Resumos Expandidos...* Rio de Janeiro: SBGf, 1993. v. 1, p. 152-157.
- O'CONNOR, J.T. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *US Geological Survey Professional Paper*, n. 525B, p. 79-84, 1965.
- OLIVEIRA, N.P.; COSTA, M.L. Os fosfatos aluminosos do Pará e do Maranhão: estágio atual de conhecimentos e estratégia para o aproveitamento econômico. *Ciências da Terra*, v. 10, p. 16-19, 1984.
- OTTESEN, R.T.; THEOBALD, P.K. Stream sediments in mineral exploration. In: HALE, M.; PLANT, J.A. (Ed.). *Drainage geochemistry*. Amsterdam: Elsevier, 1994. v. 6, p. 147-184. (Handbook of Exploration Geochemistry, v. 6).

- PALHETA, E.S.M. *Evolução geológica da região nordeste do Estado do Pará com base em estudos estruturais e isotópicos de granitóides*. 2001. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.
- PASTANA, J.M. do N. (Org.). Turiagu: folha SA.23-V-D, Pinheiro SA.23-Y-B, Estados do Pará e Maranhão, escala 1:250.000. Brasília: CPRM, 1995. 205 p., il. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB.
- PEARCE, J.A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: THORPE, R.S. (Ed.). *Andesites: orogenic andesites and related rocks*. Chichester: Wiley, 1982. 525 p.
- 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.
- PEARCE, J.A.; CANN, J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planetary Science Letters*, v. 19, p. 290-300, 1973.
- 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.
- PEUCAT, J.J. et al. The Eglab massif in the West African Craton (Algeria), an original segment of the Eburnean orogenic belt: petrology, geochemistry and geochronology. *Precambrian Research*, v. 136, p. 309-352, 2005.
- PINHEIRO B.L.S.; MOURA C.A.V.; KLEIN E.L. Estudo de proveniência em arenitos das formações Igarapé de Areia e Viseu, nordeste do Pará, com base em datação de monocristais de zircão por evaporação de chumbo. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 8., 2003, Manaus. *Resumos expandidos...* Manaus: SBG, 2003. 1 CD-ROM.
- ROBERTS, N.P.; CLEMENS, J.D. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. *Geology*, v. 21, p. 825-828, 1993.
- ROLLINSON, H.R. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. New York: Longman, 1993. 352 p.
- ROSSETTI, D.F. Influence of low amplitude/high frequency relative sea-level changes in a wave-dominated estuary (Miocene), São Luís Basin, northern Brazil. *Sedimentary Geology*, v. 133, p. 295-324, 2000.
- ROSSETTI, D.F.; GÓES, A.M. Geologia. In: ROSSETTI, D.F.; GÓES, A.M. (Ed.) *O Neógeno da Amazônia Oriental*. Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi, 2004. p. 13-52.
- SAUNDERS, A.D. et al. Consequences of plume-lithosphere interactions. In: STOREY, B.C.; ALABASTER, T.; PANKHURST, R.J. (Ed.). *Magmatism and the Causes of Continental Break-up. Geological Society of London Special Publication*, v. 68, p. 41-60, 1992.
- SHIMIZU, H. et al. Ce and Nd isotope geochemistry on island arc volcanic rocks with negative Ce anomaly: existence of sources with concave REE patterns in the mantle beneath the Solomon and Bonin island arcs. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 110, p. 242-252, 1992.
- SILVEROL, A.C. et al. Caracterização e avaliação da eficiência agrônômica dos compostos organo-fosfatados obtidos pelo processo Humifert. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 43., 2006, Aracaju. *Anais...* Aracaju: SBG, 2006. p. 146.
- SOUZA, S.L.A. *Distribuição do ouro no perfil laterítico do depósito Piaba, Aurizona, Estado do Maranhão, Brasil*. 2001, 161 f. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- SOUZA FILHO, P.W.; EL-ROBRINI, M. Geomorphology of the Bragança coastal zone, northeastern Pará State. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, p. 522-526, 2000.
- STACEY, J.S.; KRAMERS, J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planetary Science Letters*, v. 26, p. 207-221, 1975.
- STRECKEISEN, A.L. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Review*, v. 12, p. 1-33, 1976.
- SUN, S.S.; MCDONOUGH, W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. In: SAUNDERS, A.D.; NORRY, M.J. (Ed.). *Magmatism in ocean basins. Geological Society of London Special Publication*, v. 42, p. 313-345, 1989.

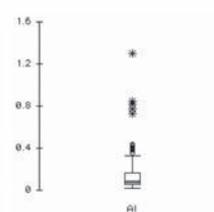
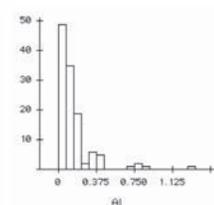
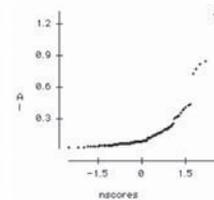
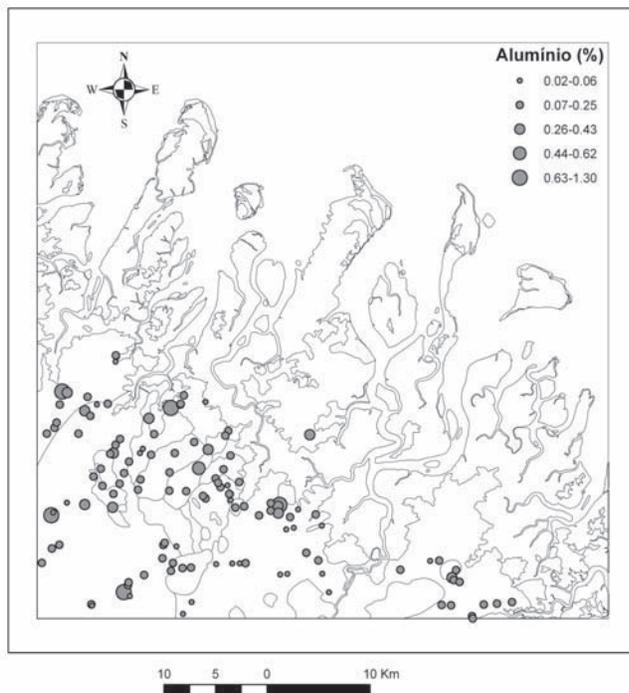
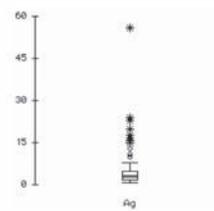
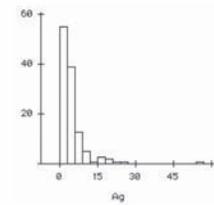
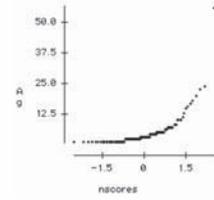
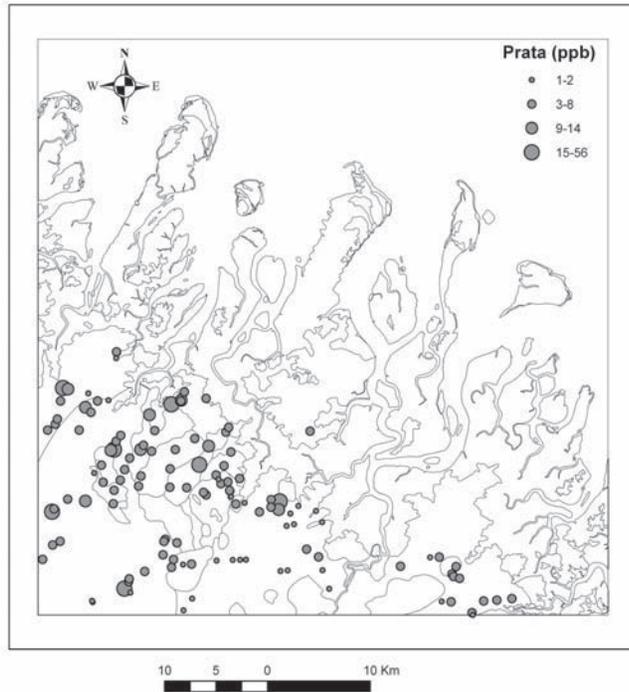
- SYLVESTER, P.J.; ATTOH, K. Lithostratigraphy and composition of 2.1 Ga greenstone belts of the West African Craton and their bearing on crustal evolution and the Archean-Proterozoic boundary. *Journal of Geology*, v. 100, p. 377-393, 1992.
- TAKAHASHI, E.; KUSHIRO, I. Melting of dry peridotite at high pressures and basalt magma genesis. *American Mineralogist*, v. 68, p. 859-879, 1983.
- TÁVORA, V.A. et al. Paleoinvertebrados. In: ROSSETTI, D.F., GÓES, A.M. (Ed.). *O Neógeno da Amazônia Oriental*. Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi, 2004. p. 111-131.
- THOMAZ FILHO, A. et al. Rifting and magmatism associated with the South America and Africa break up. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, p. 17-19, 2000.
- THOMPSON, R.N. et al. An assessment of the relative roles of a crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, v. A310, p. 549-590, 1984.
- TURNER, S.P. et al. Petrogenesis of an 800 m lava sequence in eastern Uruguay: insights into magma chamber processes beneath the Paraná flood basalt province. *Journal of Geodynamics*, v. 28, p. 471-487, 1999.
- VANDERHAEGHE, O. et al. Contrasting mechanisms of crustal growth. Geodynamic evolution of the Paleoproterozoic granite-greenstone belts of French Guiana. *Precambrian Research*, v. 92, p. 165-193, 1998.
- VASCONCELOS, P.M. et al. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology at the Instituto de Geociências, USP: instrumentation analytical procedures and calibration. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 74, p. 297-342, 2002.
- WATTERS, B.R.; PEARCE, J.A. Metavolcanic rocks of the La Ronge Domain in the Churchill Province, Saskatchewan: geochemical evidence for a volcanic arc origin. In: PHARAOH, T.C.; BECKINSALE, R.D.; RICKARD, D. (Ed.). *Geochemistry and mineralization of Proterozoic volcanic suites*. London: Blackwell, 1987, p. 167-182. (Geological Society Special Publication, v. 33).
- WILLIAMS, I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In: MCKIBBEN, M.A.; SHANKS III, W.C.; RIDLEY, W.I. (Ed.). *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes*. *Reviews in Economic Geology*, v. 7, p. 1-35, 1998.
- WILSON, M. *Igneous petrogenesis*. A global tectonic approach. London: Chapman & Hall, 1989. 466 p.
- WINCHESTER, J.A.; FLOYD, P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, v. 20, p. 325-343, 1977.
- WINTER, J.D. *Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. New Jersey: Prentice Hall, 2001.
- YARDLEY, B.W.D.; GRAHAM, J.T. The origins of salinity in metamorphic fluids. *Geofluids*, v. 2, p. 249-256, 2002.

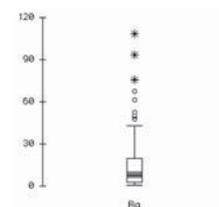
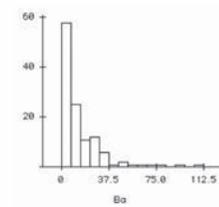
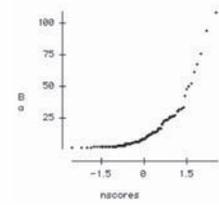
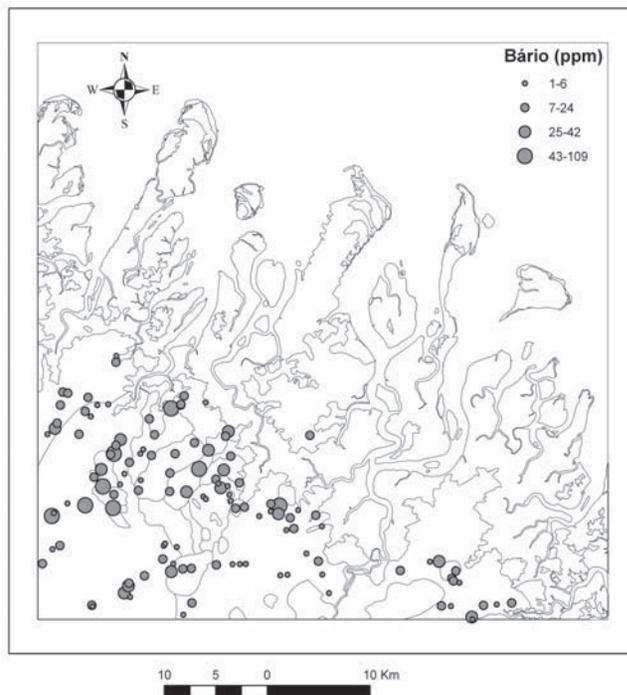
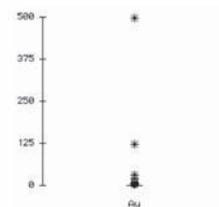
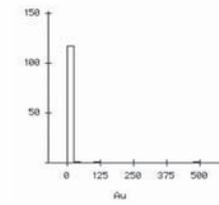
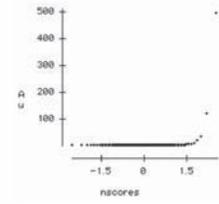
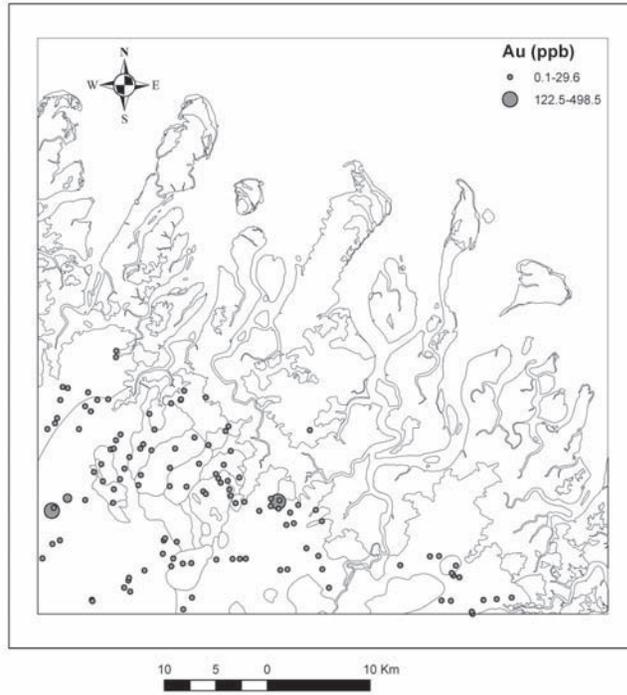
ANEXOS

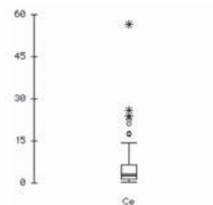
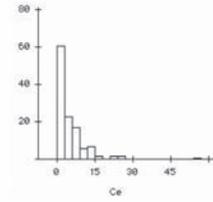
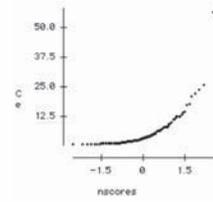
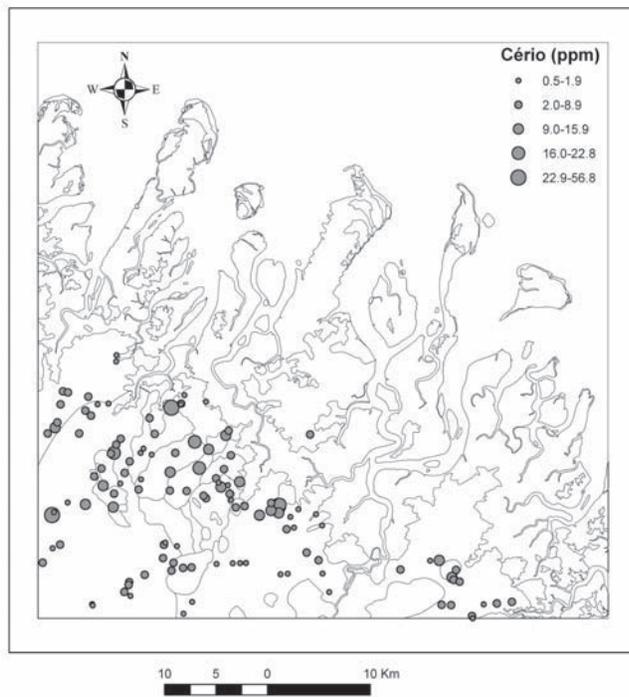
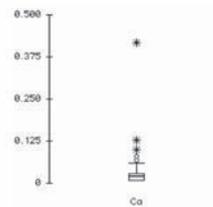
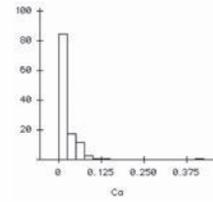
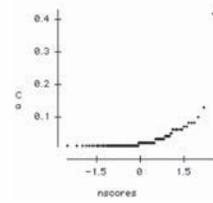
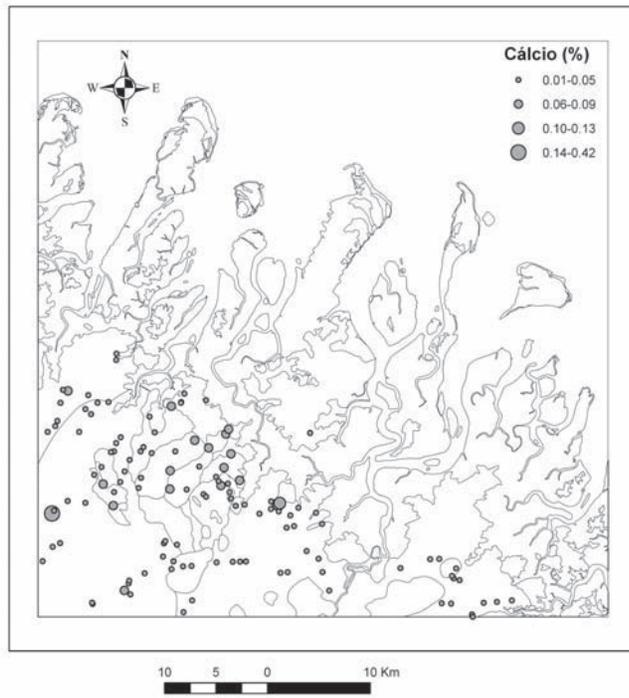
1 - SÚMULA DOS DADOS FÍSICOS DE PRODUÇÃO

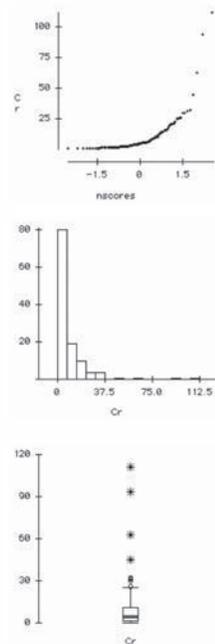
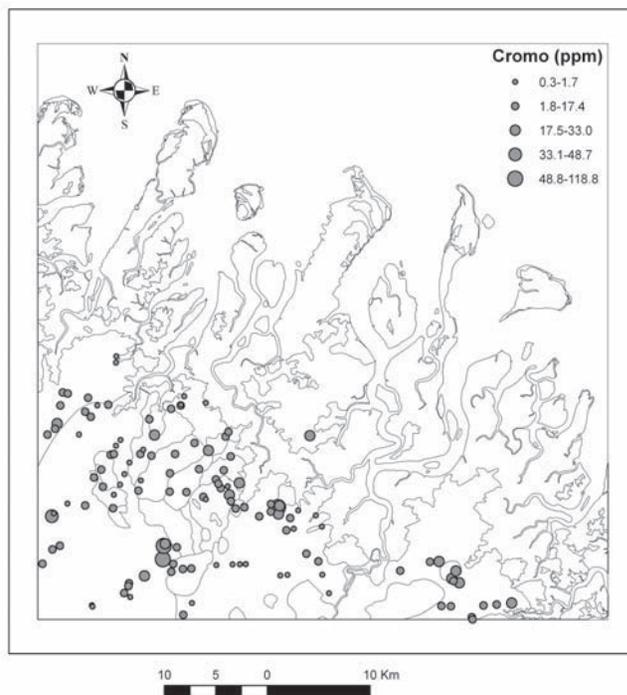
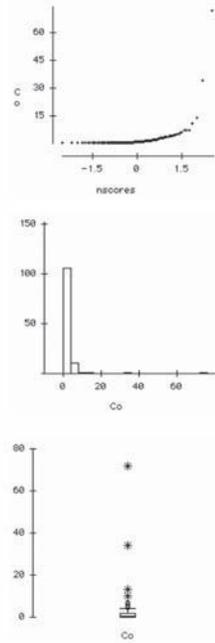
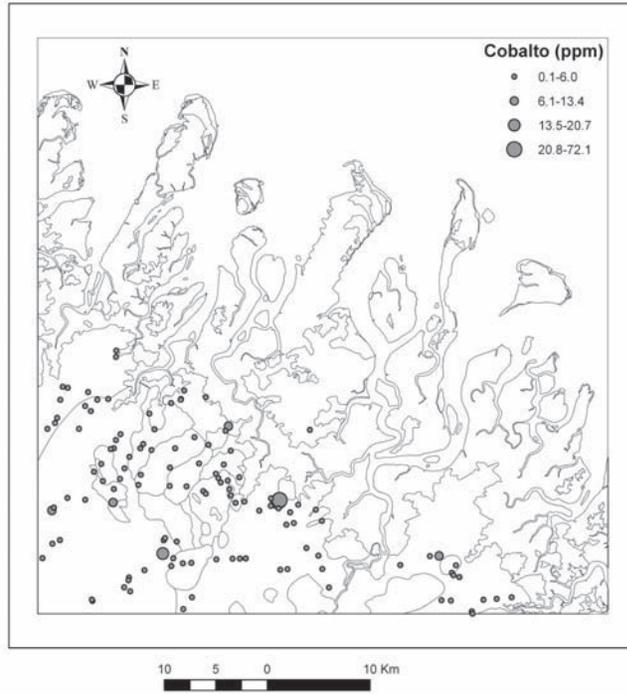
atributo	unidade	quantidade
área mapeada	km ²	2000
caminhamento geológico (a pé, carro, barco)	km	395
afloramentos descritos	afloramento	194
recursos minerais cadastrados	ocorrência	66
amostras de rocha	amostra	219
amostras de solo	amostra	76
análises petrográficas	seção delgada	108
análises litogeoquímicas (ICP-MS)	amostra	54
análises geoquímicas de sedimentos de corrente	amostra	122
análises mineralógicas em concentrados de bateia	amostra	25
análises U-Pb zircão (SHRIMP)	amostra	2
análise Pb-Pb em zircão (evaporação)	amostra	1
análises Ar-Ar	amostra	4
análises Sm-Nd	amostra	6

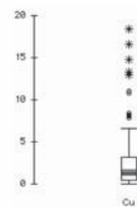
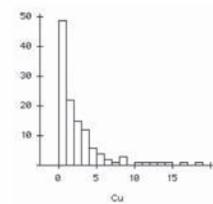
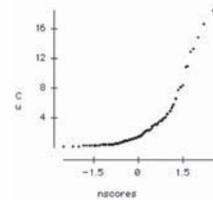
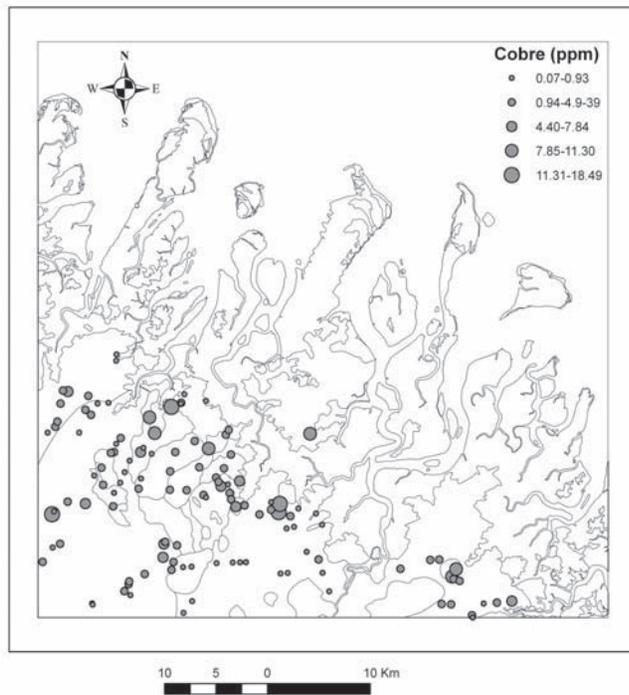
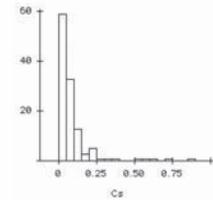
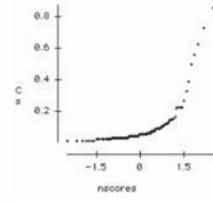
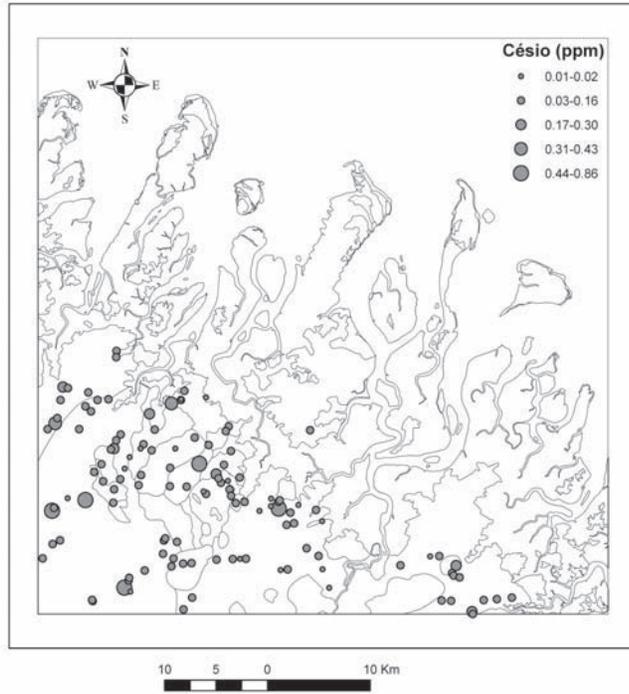
2 – MAPAS GEOQUÍMICOS

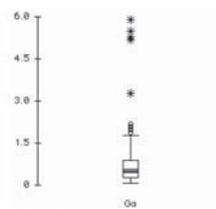
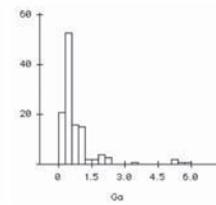
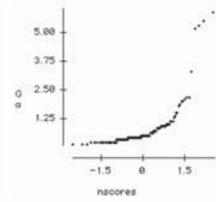
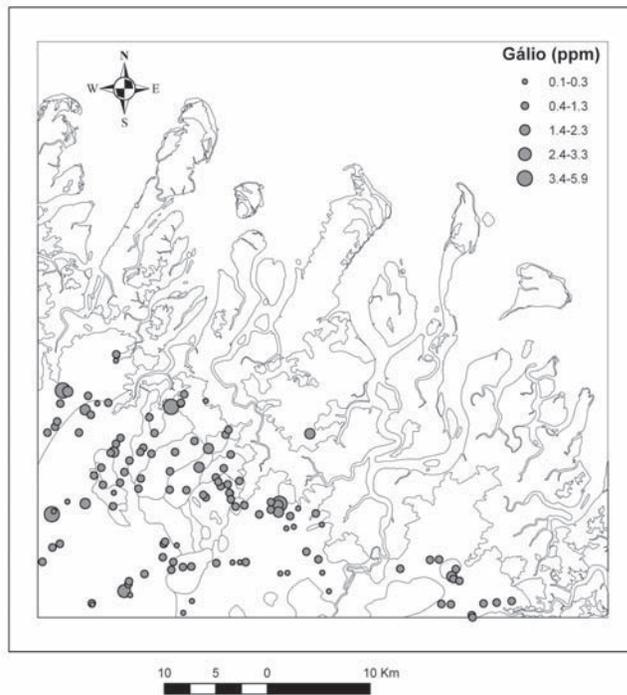
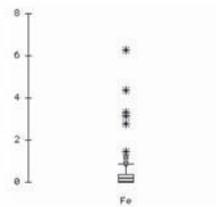
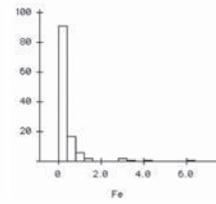
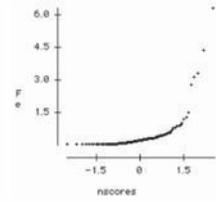
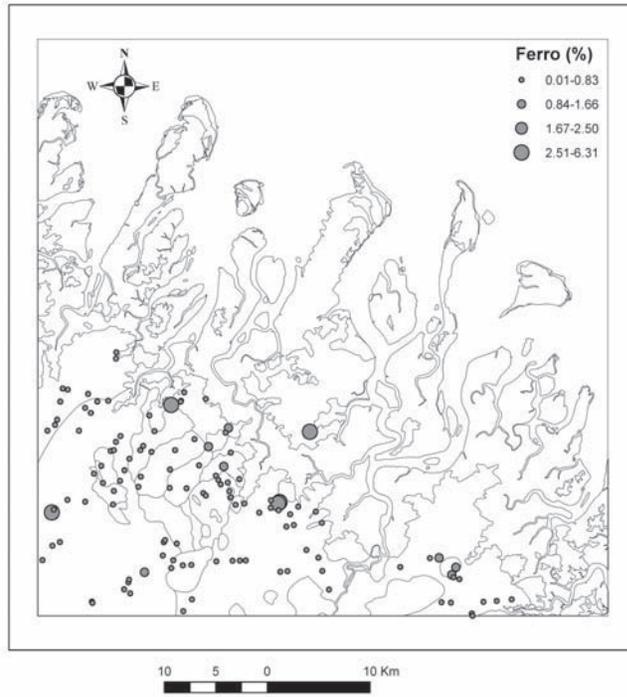


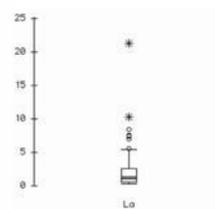
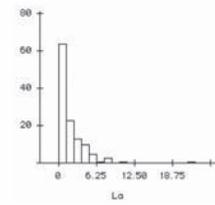
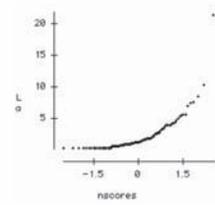
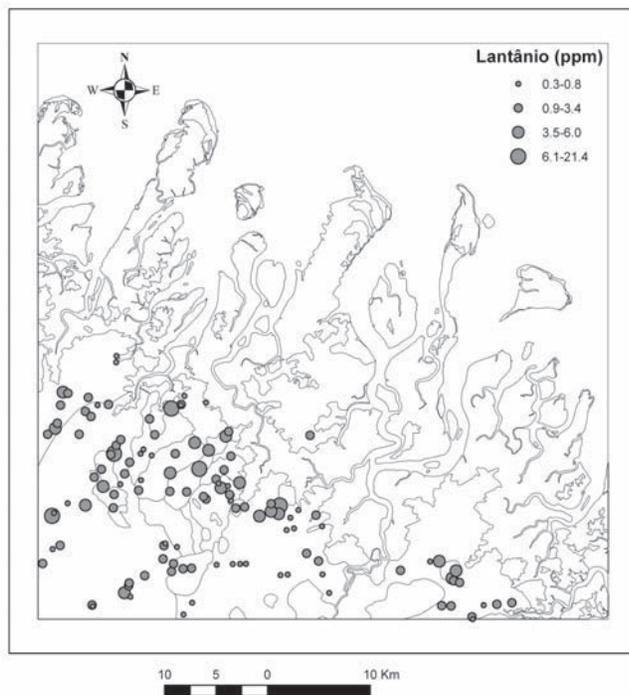
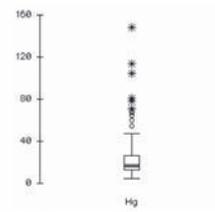
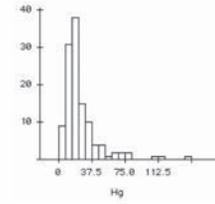
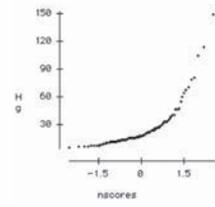
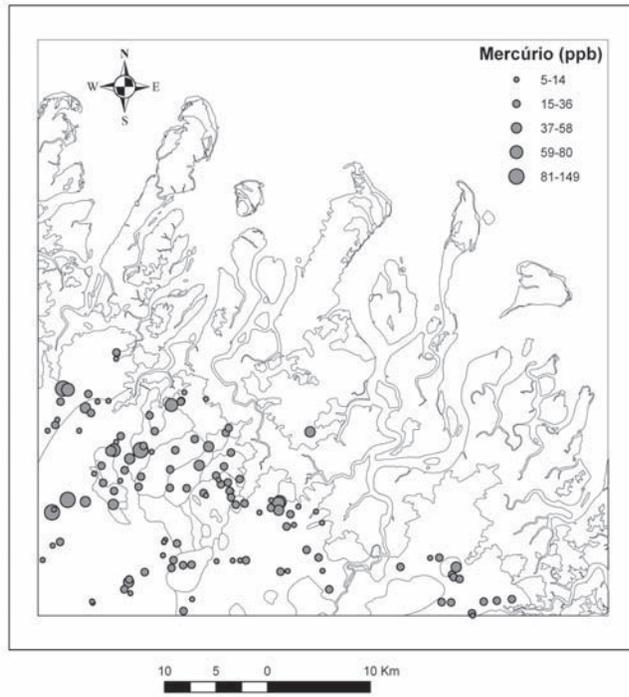


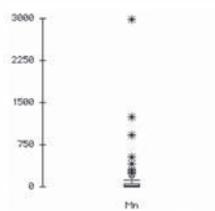
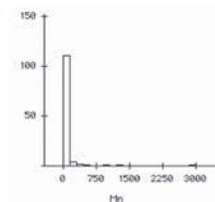
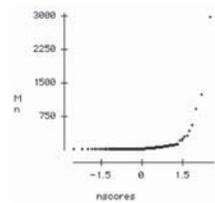
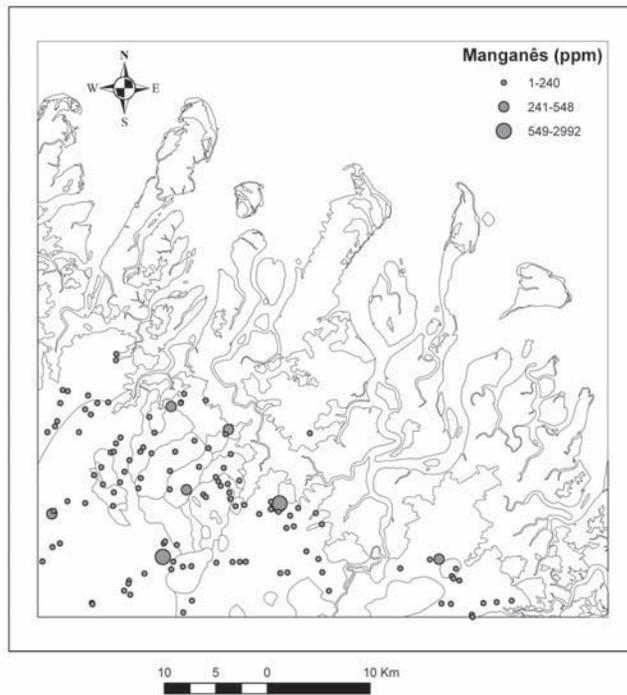
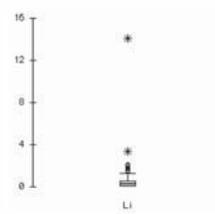
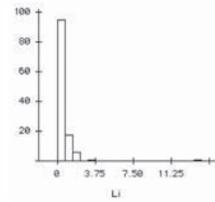
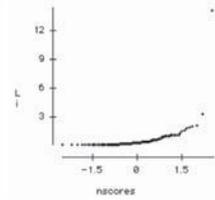
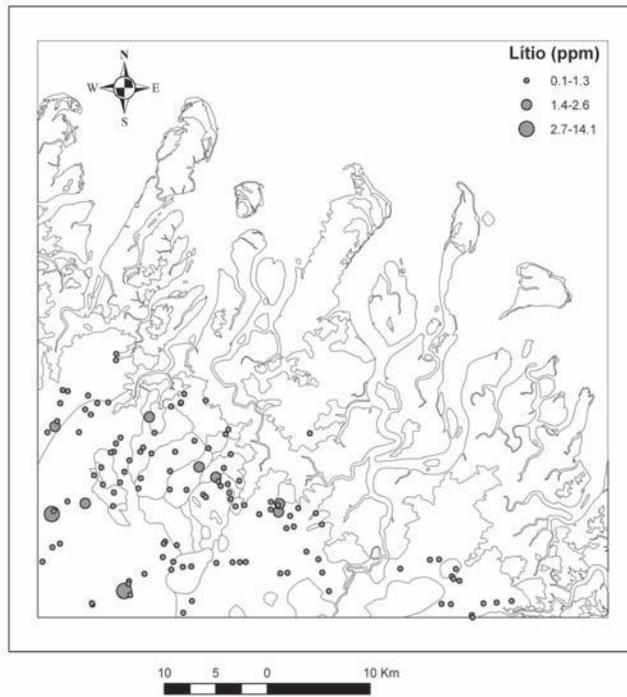


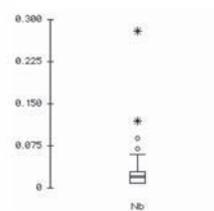
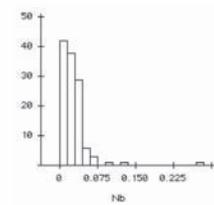
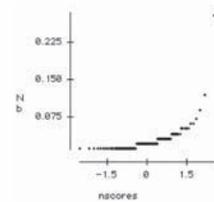
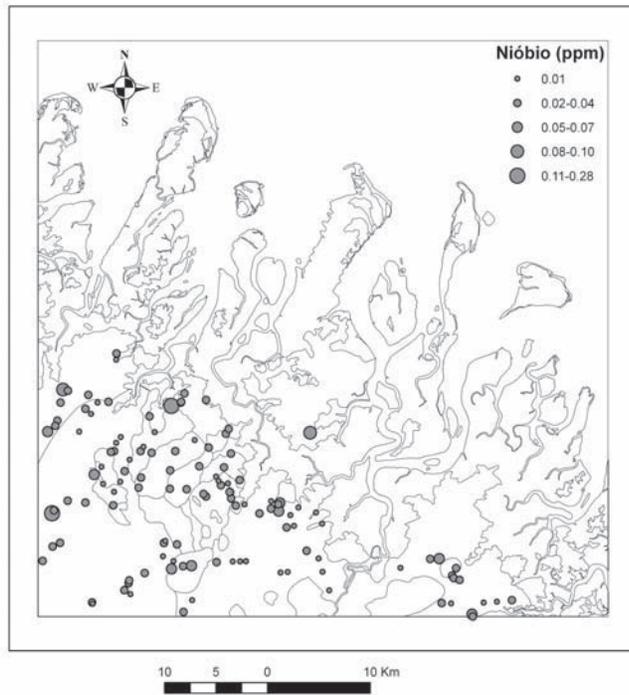
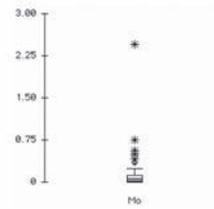
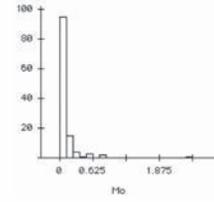
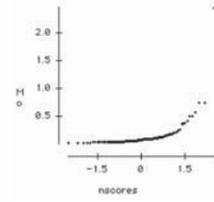
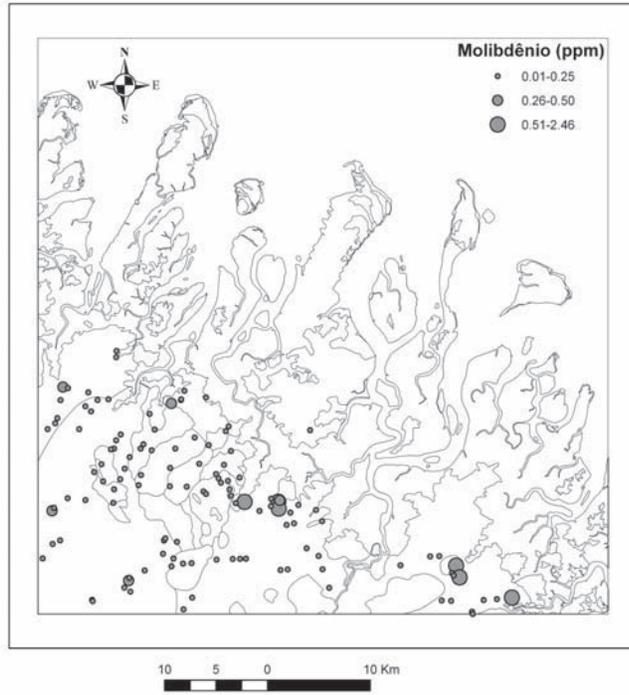


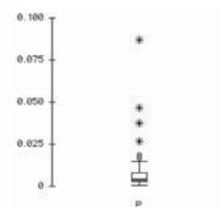
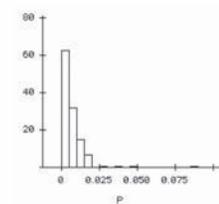
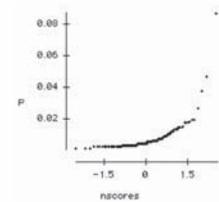
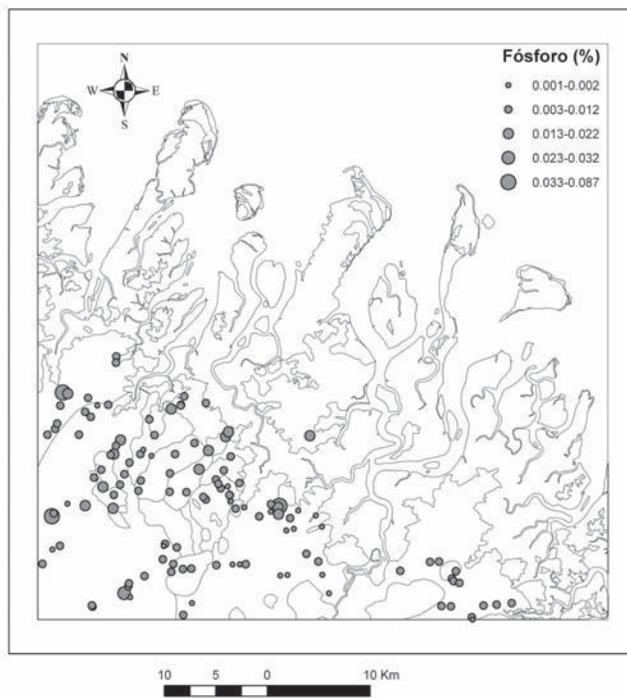
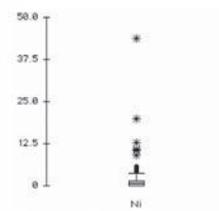
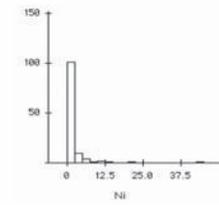
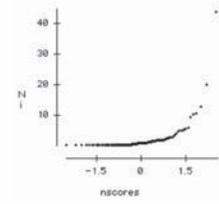
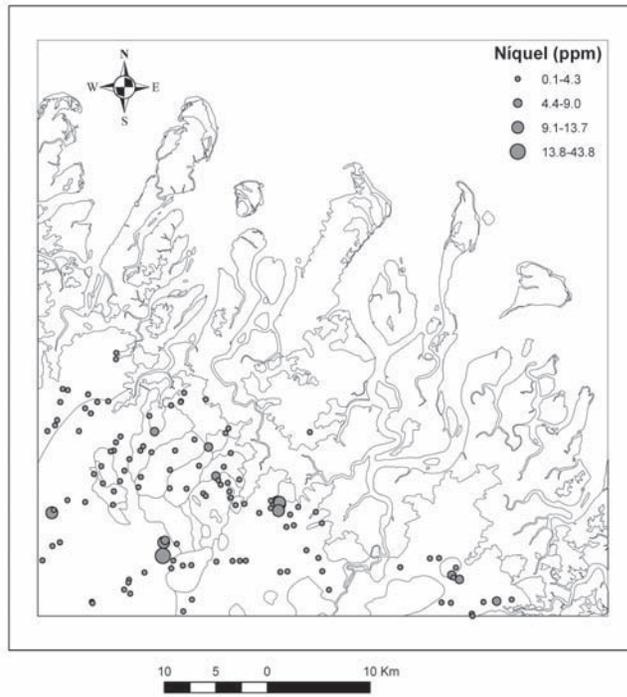


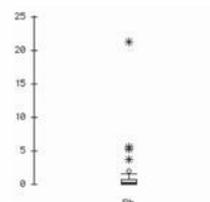
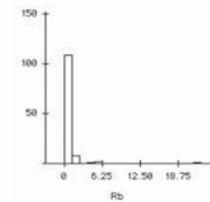
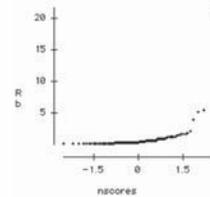
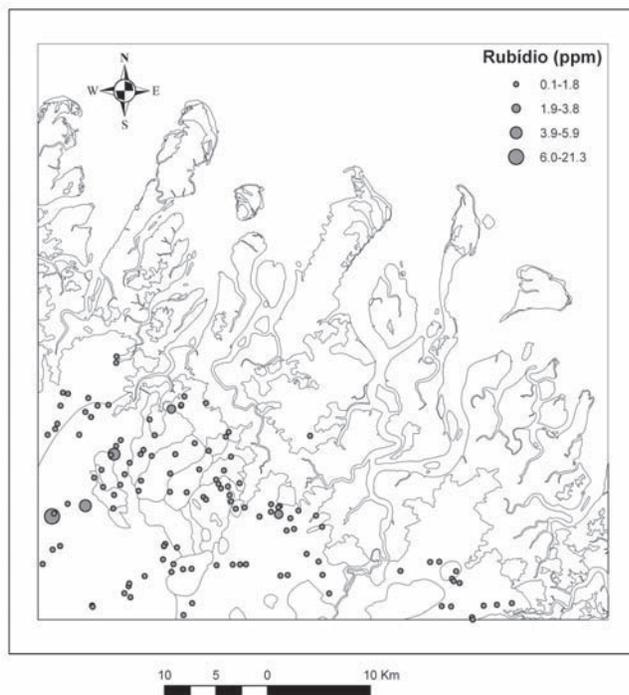
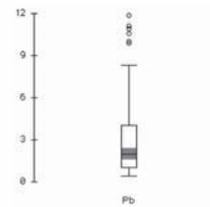
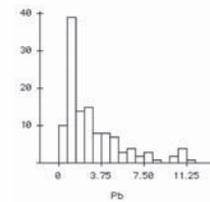
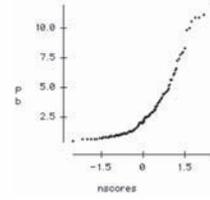
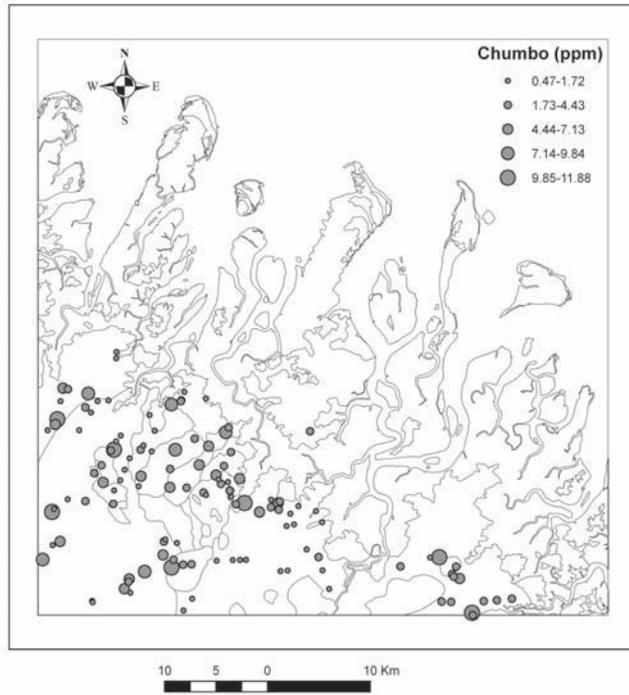


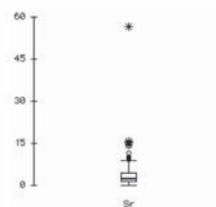
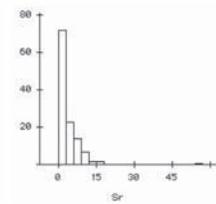
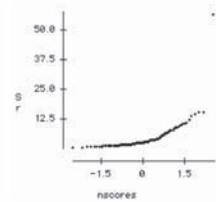
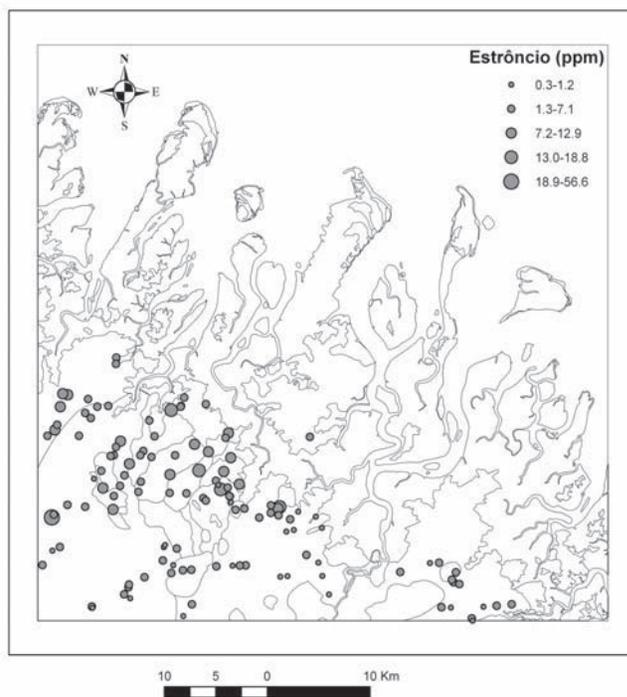
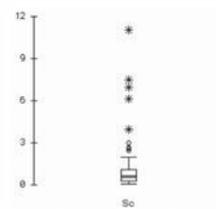
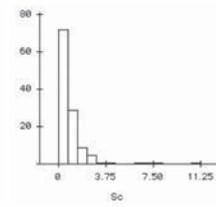
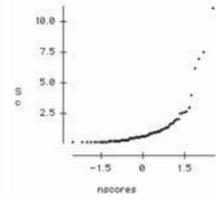
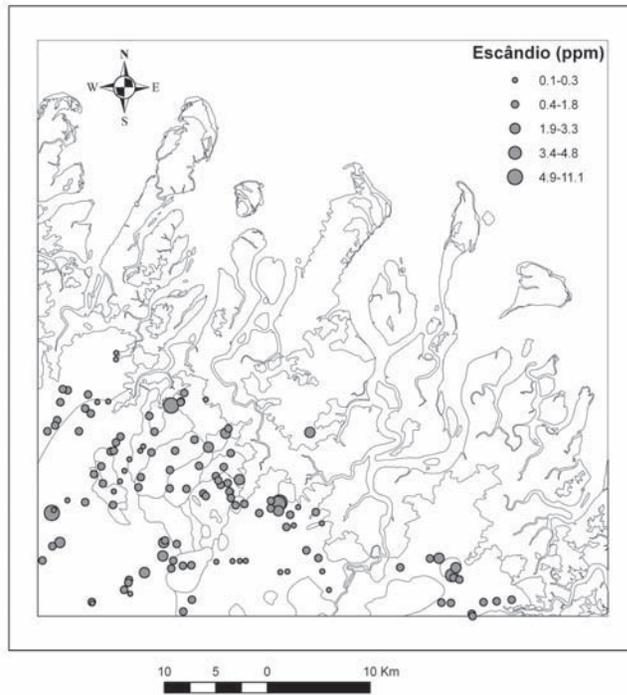


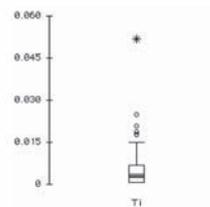
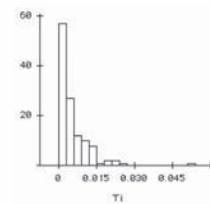
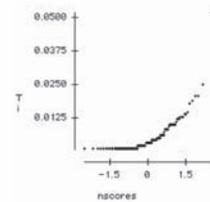
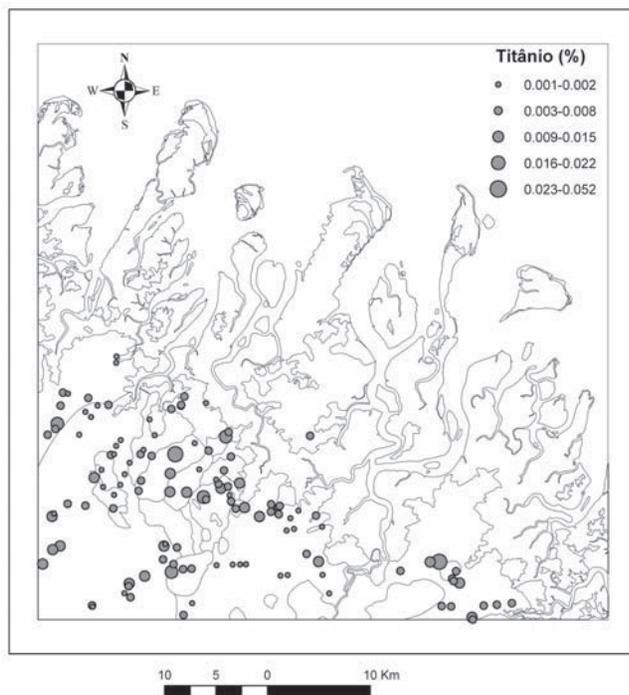
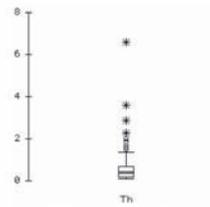
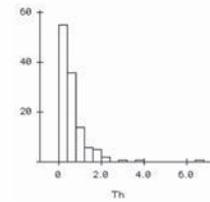
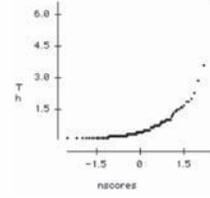
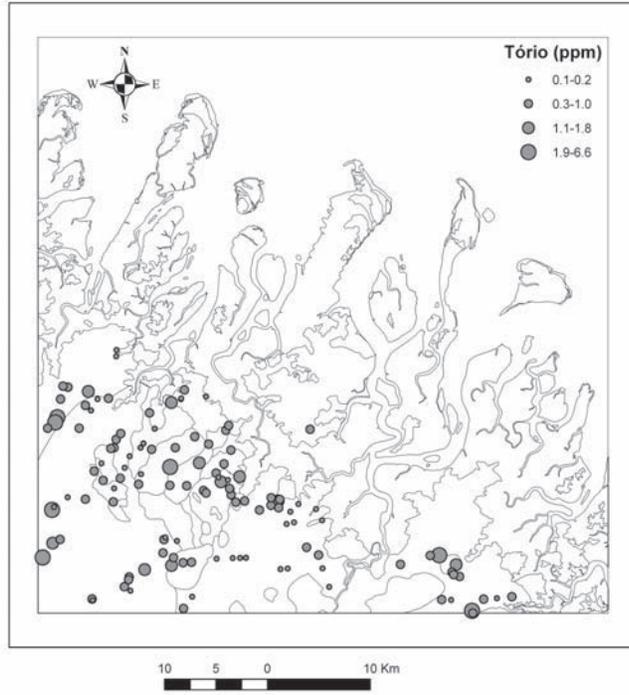


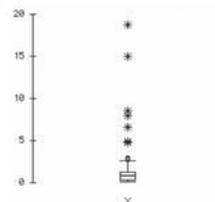
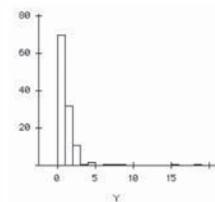
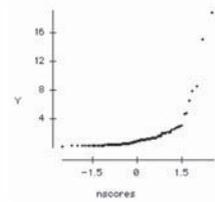
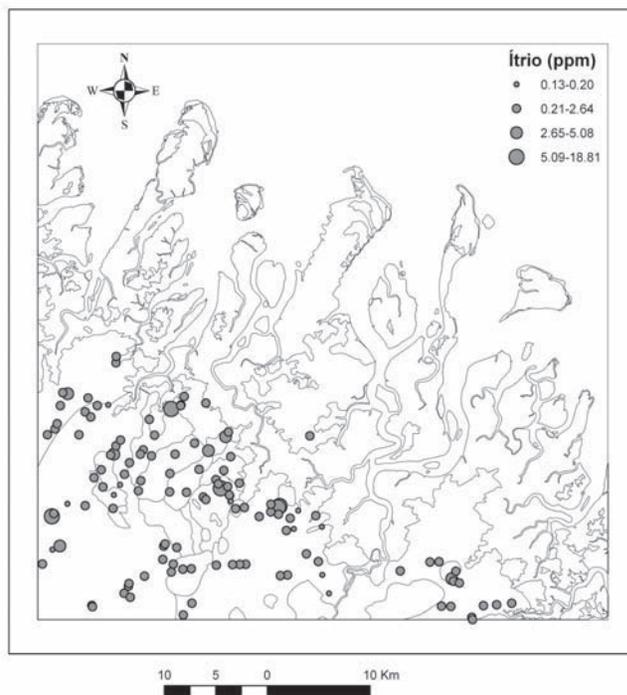
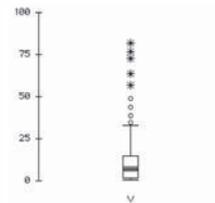
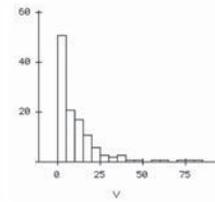
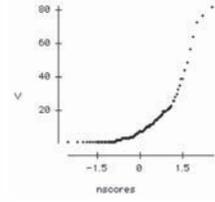
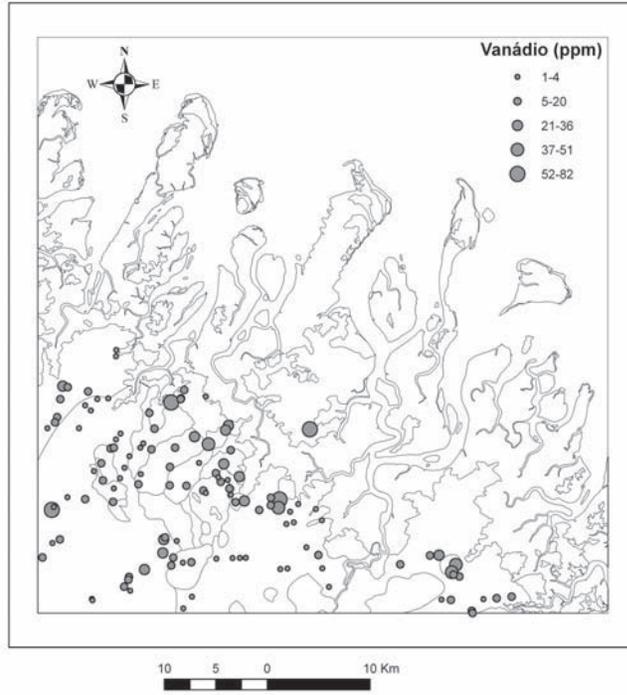


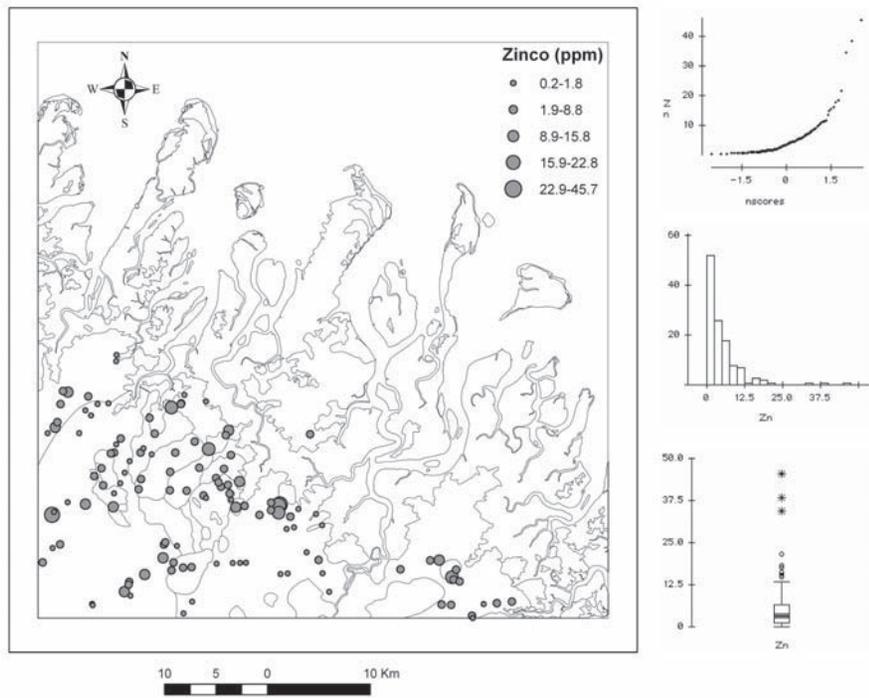












A elaboração do mapa geológico da Folha Cândido Mendes, na escala 1:100.000, resulta de uma ação do Serviço Geológico do Brasil – CPRM, empresa pública vinculada à Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral, do Ministério de Minas e Energia.

O projeto foi executado pela Superintendência Regional de Belém, no âmbito do Programa Geologia do Brasil – Subprograma Levantamentos Geológicos Básicos.

A Folha Cândido Mendes possui como importante característica geológica o fato de conter rochas do fragmento cratônico São Luís, de idade paleoproterozóica (2240-2050 Ma), correlacionáveis com a porção sul do Cráton Oeste-Africano, que é uma importante região produtora de ouro. Além do ouro o seu principal bem mineral, a Folha Cândido Mendes possui também outros recursos em destaque como, fosfato, argila para cerâmica e cascalho para construção civil, além de indícios de mineralizações de titânio.

Esse produto deverá auxiliar o governo do estado do Maranhão no estabelecimento de políticas públicas de desenvolvimento regional, na medida em que servirá de base para estudos de prospecção e exploração mineral e na adoção de ações estratégicas que visem o desenvolvimento econômico-social.

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 e, desta forma, contribuir para alavancar o setor mineral do país e do Estado do Maranhão.

FOLHA CÂNDIDO MENDES SA.23-V-D-II

Escala 1:100.000

ESTADO DO MARANHÃO



OUTUBRO DE 2008

www.cprm.gov.br

SERVIÇO DE ATENDIMENTO AO USUÁRIO – SEUS

DIVISÃO DE DOCUMENTAÇÃO TÉCNICA – Av. Pasteur, 404 – Urca – Rio de Janeiro – RJ
CEP: 22290-240 – Tel: 21 2295-5997 – Fax: 21 2295-5897 – E-mail: seus@rj.cprm.gov.br