MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE MINAS E METALURGIA

CPRM
BIBLIOTECA
0474

CPRM – Serviço Geológico do Brasil

PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL

SÃO FÉLIX DO XINGU

FOLHA SB.22-Y-B

Estado do Pará

ph/ 01/2026

Organizado por
Edésio Maria Buenano Macambira
Arminio Gonçalves Vale

BRASÍLIA 1997

CRÉDITOS DE AUTORIA

Parte I

Capítulos 1, 2 e 3 Edésio Maria Buenano Macambira e Arminio Gonçalves Vale

Parte II

Capítulo 1 Edésio Maria Buerano Macambira e Arminio Gonçalves Vale

Capítulo 2 Edésio Maria Buenano Macambira Arminio Gonçalves Vale, Xafi da Silva Jorge João, João Batista Freitas Andrade, Eric Santos Araújo e Suely Serfaty

Capítulo 3 Edésio Maria Buenano Macambira e Arminio Gonçalves Vale

Capítulo 4 Xafi da Silva Jorge João

Capítulo 5 João Batista Freitas Andrade, Ruy Célio Martins e Jorge Armando Freitas do Amaral

Capítulo 6 Emiliano Cornélio de Souza, Magda Terezinha Guimarães Marques, Tomaz Aquino Massoud Lobato e João Henrique Gonçalves

Capítulo 7 Eric Santos Araújo e Rômulo Simões Angélica

Capítulo 8 Edésio Maria Buenano Macambira, Arminio Gonçalves Vale, Emiliano Cornélio de Souza e Magda Terezinha Guimarães Marques

Capítulo 9 Maria Telma Lins Faraco, Emiliano Cornélio de Souza e Magda Terezinha Guimarães Marques

Capítulo 10 Edésio Maria Buenano Macambira e Arminio Gonçalves Vale

Parte III

Capítulos 1 e 2 Edésio Maria Buenano Macambira, Arminio Gonçalves Vale, João Batista Freitas Andrade, Emiliano Cornélio de Souza, Magda Terezinha Guimarães Marques, Eric Santos Araújo e Maria Telma Lins Faraco

Cartas Geológica Arminio Gonçalves Vale e Edésio Maria Buenano Macambira

Metalogenética/ Previsional Maria Telma Lins Faraco

Revisão Final: Orlando José Barros de Araújo

PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL

PROJETO ESPECIAL MAPAS DE RECURSOS MINERAIS DE SOLOS E DE VEGETAÇÃO PARA A ÁREA DO PROGRAMA GRANDE CARAJÁS

SUBPROJETO DE RECURSOS MINERAIS

Executado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM
Superintendência Regional de Belém

Consultor:
João Batista Sena Costa - UFPA

Coordenação editorial a cargo da
Divisão de Editoração Geral – DIEDIG
Departamento de Apoio Técnico – DEPAT

Macambira, Edésio Maria Buenano

Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. São Félix do Xingu. Folha SB.22-Y-B. Estado do Pará/Organizado por Edésio Maria Buenano Macambira e Arminio Gonçalves Vale – Escala 1:250.000. – Brasília: CPRM, 1996.

384p. : il. ;+ mapas

"Projeto Especial Mapas de Recursos Minerais de Solos e de Vegetação para a Área do Programa Grande Carajás. Subprojetos de Recursos Minerais".

"Executado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM, Superintendência Regional de Belém".

1. Geologia – Pará – Mapas. I. Vale, Armínio Gonçalves. II. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. III. Título.

CDD 558.115

SUMÁRIO

RESUMO i

ABSTRACT iii

PARTE I – INTRODUÇÃO

Capítulo 1 – Histórico do Programa Grande Carajás-Subprojeto de Recursos Minerais 3

Capítulo 2 – Aspectos Gerais 5
2.1 Localização e Acesso 5
2.2 Metodologia 8
2.2.1 Seqüência dos Trabalhos 8
2.2.2 Métodos Analíticos 9
2.3 Fisiografia 15
2.4 Aspectos Socioeconômicos 16

Capítulo 3 – Aspectos Geomorfológicos 19
3.1 Metodologia 19
3.2 Compartimentação Geomorfológica Regional 19
3.3 Sistemas de Relevo 21
3.3.1 Relevo de Degradação 21
3.3.1.1 Relevo de Serras 21
3.3.1.2 Relevo de Morros 23
3.3.1.3 Relevo de Colinas 23
3.3.2 Relevo de Agradação 24
3.4 Padrões de Drenagens 24

PARTE II – GEOLOGIA

Capítulo 1 – Geologia Regional 29
1.1 Trabalho Anteriores 29
1.2 Contexto Geotectônico Regional 34

Capítulo 2 – Estratigrafia 37
2.1 Compartimentos Geotectônicos 40
2.1.1 Terreno Granito-Greenstone do Sul do Pará 40
2.1.1.1 Grupo Tucumã – AStu 40
2.1.1.2 Granodiorito Rio Maria – Asγ1 45
2.1.2 Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas 48
2.1.2.1 Complexo Pium – ASpi 48
2.1.2.2 Complexo Xingu – Asxi 51
2.1.2.3 Grupo Sapucaia – ASsa 55
2.1.2.4 Grupo Aquiri – ASaq 58
2.1.2.5 Grupo São Sebastião – ASss 62
2.1.2.6 Grupo São Félix – ASsf 64
2.1.2.7 Granito Plaquê – ASγ2 68
2.1.3 Produtos Litoestruturais do Proterozóico Médio 70
2.1.3.1 Corpos Intrusivos 70
2.1.3.1.1 Granito Parauari – Plγ3 70
2.1.3.1.2 Suíte Intrusiva Cateté – Plγ1 72
2.1.3.1.3 Suíte Intrusiva Velho Guilherme – PMγ4 75
2.1.3.2 Bacia do Médio Xingu 81
2.1.3.2.1 Grupo Uatumã 81
2.1.3.2.1.1 Formação Sobreiro – PMδ 82
2.1.3.2.1.2 Formação Iriri – PMα 84
2.1.3.2.2 Formação Triunfo – PMtr 86
2.1.4 Produtos Litoestruturais do Fanerozóico 88
2.1.4.1 Diabásio Cururu – Mzγ2 88
2.1.4.2 Terciário Laterítico – Ti 90
2.1.4.3 Quaternário Colúvio-Aluvionar – Qa 92

Capítulo 3 – Geologia Estrutural 95
3.1 Terreno Granito-Greenstone do Sul do Pará 97
3.2 Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas 100
3.2.1 Domínio Imbricado 100
3.2.2 Domínio Transcorrente 101
3.2.2.1 Sistema Transcorrente Anaporã 101
3.2.2.2 Sistema Transcorrente Araraquara 104
3.3 Bacia do Médio Xingu 107
3.4 Regime Distensivo do Fanerozóico 109
3.5 Integração das Estruturas 110

Capítulo 4 – Metamorfismo e Deformação 113
4.1 Grupo Tucumã 114
4.2 Granodiorito Rio Maria 115
4.3 Complexo Pium 116
4.4 Complexo Xingu 116
4.5 Grupo Sapucaia 117
4.6 Grupos Aquiri, São Sebastião e São Félix 118
4.7 Granito Plaquê 119

Capítulo 5 – Geofísica 121
5.1 Sistemática Adotada 121
5.2 Dados Utilizados 121
5.2.1 Aerogeofísica 121
5.2.2 Geofísica Terrestre 122
5.3 Interpretação dos Dados 122
5.3.1 Aerogeofísica 122
5.3.2 Geofísica Terrestre 133
5.3.3 Aspectos Estruturais Magnéticos e Radiométricos 136

Capítulo 6 – Geoquímica 139
6.1 Petroquímica 139
6.1.1 Panorama petroquímico das Seqüências Metavulcano-Sedimentares Arqueanas na Folha São Félix do Xingu 139
6.1.1.1 Introdução 139
6.1.1.2 Composição das Rochas Metassedimentares 140
6.1.1.3 Composição das Rochas Metavulcânicas 149
6.1.1.3.1 Grupo Tucumã 149
61.1.3.2 Grupo Sapucaia 159
6.1.1.3.3 Grupo Aquiri 166
6.1.1.3.4 Grupo São Sebastião 169
6.1.1.3.5 Grupo São Félix 171
6.1.2 Rochas Metabásicas do Complexo Xingu, Básico-Ultrabásicas da Suíte Intrusiva Cateté e Básicas do Diabásio Cururu 174
6.1.2.1 Introdução 174
6.1.2.2 Rochas Metabásicas do Complexo Xingu 175
6.1.2.2.1 Composição e Classificação Químico-Mineralógica 176
6.1.2.2.2 Elementos-Traço 178
6.1.2.2.3 Ambiência Geotectônica 179
6.1.2.3 Suíte Intrusiva Cateté 180
6.1.2.3.1 Introdução 180
6.1.2.3.2 Classificação Químico-Mineralógica e Natureza das Séries Magmáticas 181
6.1.2.3.2.1 Composição Petroquímica 183

6.1.2.3.2.1.1 Rochas Ultramáficas 183
6.1.2.3.2.1.2 Rochas Máficas 190
6.1.2.3.3 Ambiência Paleotectônica 193
6.1.2.4 Diabásio Cururu 195
6.1.2.4.1 Introdução 195
6.1.2.4.2 Classificação Químico-Mineralógica e Composição 196
6.1.2.4.3 Ambiência Geotectônica 202
6.1.3 Rochas Graníticas 202
6.1.3.1 Introdução 202
6.1.3.2 Classificação Químico-Mineralógica e Composição 203
6.1.3.2.1 Granodiorito Rio Maria 203
6.1.3.2.2 Complexo Xingu 214
6.1.3.2.3 Granito Plaquê 216
6.1.3.2.4 Granito Parauari 221
6.1.3.2.5 Suíte Intrusiva Velho Guilherme 224
6.1.3.3 Associação Tectono-Magmáticas 232
6.1.4 Vulcânicas Intermediárias e Ácidas do Proterozóico Médio 234
6.1.4.1 Introdução 234
6.1.4.2 Formação Sobreiro 234
6.1.4.2.1 Elementos Maiores 234
6.1.4.2.2 Elementos-Traço 241
6.1.4.2.2.1 Elementos de Terras-Raras 243
6.1.4.2.3 Ambiência Geotectônica 244
6.1.4.3 Formação Iriri 246
6.1.4.3.1 Características Geoquímicas e Classificação Químico-Mineralógica 246
6.1.4.3.2 Comportamento dos Elementos de Terras-Raras 248
6.1.4.3.3 Protólitos 250
6.1.4.3.4 Ambiência Geotectônica 250

Capítulo 7 – Prospecção Geoquímica 253
7.2.1 Sistemática Adotada 253
7.2.1.1 Planejamento 253
7.2.1.2 Amostragem 253
7.2.1.3 Análises 254
7.2.1.4 Interpretação dos Dados 255
7.2.1.5 Apresentação dos Resultados 256
7.2.2 Resultados Obtidos 257
7.2.2.1 Consistência dos Dados 257
7.2.2.2 Correlações Geoquímicas 259
7.2.2.3 Estimadores Geoquímicos 260
7.2.2.4 Discussão das Anomalias 261
7.3 Litogeoquímica dos Planitóides 271

Capítulo 8 – Geocronologia 277
8.1 Suíte Intrusiva Velho Guilherme 278
8.2 Granodiorito Rio Maria 283
8.3 Granito Parauari 286
8.4 Complexo Xingu 289
8.5 Geocronologia Relativa 291

Capítulo 9 – Metalogenia 299
9.1 Considerações Preliminares 299
9.2 Áreas Mineralizadas 299
9.2.1 Mineralizações de Níquel 300
9.2.2 Mineralizações de Ferro 303
9.2.3 Mineralizações de Cassiterita 303
9.2.4 Mineralizações de Ouro 304
9.2.5 Mineralizações de Tungstênio 305
9.2.6 Indícios de Mineralizações de La-Y-Sn 305
9.2.7 Indícios de Mineralizações de Nb-Sn 305
9.2.8 Indícios de Mineralizações de Pb 305
9.2.9 Indícios de Mineralizações de Ag 306
9.2.10 Indícios Radiométricos 306
9.2.11 Indícios Magnéticos 306
9.2.12 Algumas Considerações Metalogenéticas Acerca dos Diversos Ambientes Geotectônicos 307
9.3 Considerações Petrológicas-Metalogenéticas 309

Capítulo 10 – Geologia Econômica 315
10.1 Introdução 315
10.2 Cassiterita 316
10.3 Ouro 317
10.4 Níquel 318
10.5 Ferro 320
10.6 Galena 321
10.7 Wolframita 321
10.8 Pedras Semipreciosas 321
10.9 Argila Vermelha 322
10.10 Água Subterrânea 322
10.11 Material de Construção 322

PARTE III – CONSIDERAÇÕES FINAIS

Capítulo 1 – Conclusões 325
1.1 Geologia 325
1.2 Geofísica 326
1.3 Geoquímica 326
1.4 Metalogenia 328

Capítulo 2 – Recomendações 329
2.1 Geologia 329
2.2 Geofísica 330
2.3 Geoquímica 330
2.4 Metalogenia 331

Referências Bibliográficas 333

APÊNDICES
1 – Súmula dos Dados de Produção
2 – Ilustrações Fotográficas

ANEXOS:

- Carta Geológica
- Carta Metalogenética/Previsional

APRESENTAÇÃO

A Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM, através da Superintendência Regional de Belém – SUREG-BE, executou em convênio com o Departamento Nacional da Produção Mineral – DNPM, no período de 1986 a 1991, o mapeamento geológico na escala 1:250.000 da Folha São Félix do Xingu (SB.22-Y-B). Este empreendimento é parte integrante do Projeto Especial Mapas de Recursos Minerais de Solos e de Vegetação para a Área do Programa Grande Carajás – Subprojeto Recursos Minerais.

A execução desse programa envolve uma ação interministerial abrangendo órgãos dos ministérios de Minas e Energia, Agricultura e Reforma Agrária, e da Secretaria de Planejamento da Presidência da República, e objetiva fornecer subsídios que permitam orientar o processo de ocupação da terra e o aproveitamento racional dos seus recursos naturais.

Este relatório apresenta a integração das informações obtidas através de mapeamento geológico, prospecção geoquímica, prospecção geofísica e avaliação metalogenética, a qual revela um elevado potencial mineral para a Folha São Félix do Xingu.

RESUMO

A Folha São Félix do Xingu situa-se na porção S-SE do Estado do Pará e envolve um quadro geológico representado, fundamentalmente, por compartimentos de idades arqueana e proterozóica. Ao contexto mais antigo associam-se o Terreno Granito-*Greenstone* do Sul do Pará e o Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, e ao Proterozóico, a Bacia do Médio Xingu. Estes grandes conjuntos são subordinadamente afetados por corpos intrusivos de idades proterozóica e mesozóica, e sobrepostos por coberturas cenozóicas. O Terreno Granito-*Greenstone*, exposto na porção S-SE da folha, é representado por rochas supracrustais do Grupo Tucumã e granitóides da unidade Rio Maria, relacionados a um regime tectônico essencialmente direcional, orientado, preferencialmente, na direção NW-SE. O Cinturão Itacaiúnas, evoluído a partir de um regime compressivo oblíquo sinistral, ocupa mais de 50% da área investigada, sendo representado por dois domínios litoestruturais distintos. O primeiro, caracterizado por sistemas imbricados, envolve rochas dos complexos Xingu e Pium, do Grupo Sapucaia e do Granito Plaquê, dispostas em padrão anastomosado, segundo um *trend* WNW-ESE. O segundo domínio é representado pelos sistemas transcorrentes Anaporã, com orientação E-W, situado na porção norte da folha; e Araraquara com orientação N-S, na porção central. A esses sistemas associam-se os grupos Aquiri, São Sebastião e São Félix, respectivamente. A Bacia do Médio Xingu gerada a partir de um regime distensivo com eixo de estiramento máximo NE-SW, expõe-se na porção ocidental da área investigada e compreende rochas vulcânicas das formações Sobreiro e Iriri, do Grupo Uatumã, bem como arenitos da Formação Triunfo. O quadro proterozóico completa-se com as intrusivas básico-ultrabásicas da Suíte Intrusiva Cateté, e com granitóides das unidades Parauari e Suíte Intrusiva Velho Guilherme. As intrusivas mesozóicas são representadas por diques do Diabásio Cururu, enquanto as coberturas cenozóicas por lateritos, colúvios, elúvios e alúvios. A integração geológico-geofísico-geoquímica permitiu identificar indícios, anomalias, ocorrências e depósitos, que possibilitaram a delimitação de áreas favoráveis para Fe, Au, Sn, Cu, Pb, Zn, Ni, Cr e EGP, o que consolida um grande potencial mineral, cartografado e caracterizado no mapa metalogenético/previsional.

ABSTRACT

The São Félix do Xingu area is located in the S-SE region of the Pará State, comprising a geological setting mainly represented by some domains of archean and proterozoic ages. The South of Pará Granite-Greenstone terrain and the Itacaiunas Shear Belt are related to the oldest geologic context, while the Medium Xingu Basin is related to the Proterozoic. This major complexes are subordinately affected by the mesozoic intrusive bodies, overlained by cenozoic covers. The granite-Greenstone terrain, which is exposed on the S-SE portion, is represented by supracrustal rocks belonging to the Tucumã Group and granitoid rocks of the Rio Maria Unit, both related to a strike-slip tectonic regime. The Itacaiúnas Belt which is represented by two distinct lithostructural domains covers more than 50% of the studied area. The first one is characterized by imbricated systems and includes rocks of the Xingu and Pium complexes, Sapucaia Group and Plaquê Granite showing anastomosed pattern, following a WNW-ESE trend. The second one located in the northern part of the Project is represented by the Anaporã strike-slip systems with an E-W orientation and, finnaly, the Araraquara Domain, in the central part of the area, with a N-S orientation. To all these systems the Aquiri, São Sebastião and São Félix groups are associated respectively. The Medium Xingu Basin generated from a extensional regime, having as its maximum strechting the NE-SW direction, and croping out in the eastern part of the studied area, comprises the Sobreiro and Iriri volcanic rocks, as well as sandstones of the Triunfo Formation. The proterozoic framework is completed with the basic-ultrabasic intrusive rocks of the Cateté Intrusive Suite; with the Parauari Granite and Velho Guilherme Intrusive Suite. The mesozoic intrusive rocks are represented by the Cururu Diabase, while the cenozoic covers are composed by laterites, colluvium and alluvium. The geological, geophysical and geochemistry studies alow us to identify some clues, anomalies, occurrences and deposits which make possible the identification of some favorable areas for Fe, Au, Sn, Cu, Pb, Zn, Ni, Cr and PGE, which makes evident the great mineral potencial as showed on the Previsional and Metallogenetic map.

PARTE I

INTRODUÇÃO

1

Histórico do Programa Grande Carajás – Subprojeto de Recursos Minerais

O Projeto Especial Mapas de Recursos Minerais, de Solos e de Vegetação para a Área do Programa Grande Carajás, ocupa uma área de cerca de 840.000km^2, limitada aproximadamente pelos paralelos 00°00' e 09°00'S e pelos meridianos 42°00' e 52°30'WGr, abrangendo parte dos Estados do Pará, Tocantins e Maranhão (figura I.1.1). Este empreendimento objetiva fornecer subsídios que permitam orientar o processo de ocupação da terra e o aproveitamento racional dos seus recursos naturais. Para que as metas fossem alcançadas através de uma programação coerente de trabalhos, dividiu-se as atividades nos seguintes subprogramas: Mapas Metalogenético e de Previsão de Recursos Minerais; Levantamento de Solos e Zoneamento Pedoclimático; Mapeamento da Vegetação, Inventário Florestal e Monitoramento; Interpretação Automática de Imagens de Satélite e Sistema de Informação Geográfica.

Face a multiplicidade dos temas e a dimensão do programa de pesquisa, o Projeto tem caráter interministerial, envolvendo órgãos dos ministérios de Minas e Energia, da Agricultura e Reforma Agrária, e da Secretaria de Planejamento da Presidência da República.

A execução do Subprograma Mapas Metalogenético e de Previsão de Recursos Minerais é de responsablidade do DNPM e está sendo executado pela CPRM. O Subprograma Interpretação Automática de Imagens de Satélites, no que se refere aos recursos minerais, é de responsa-

bilidade do Convênio DNPM/CPRM/INPE. Os demais subprogramas são de responsabilidade da EMBRAPA, IBAMA e COCAR/IBGE e ainda não foram implementados.

A elaboração dos mapas Metalogenético e de Previsão de Recursos Minerais para o domínio da Folha São Félix do Xingu, é parte integrante do Projeto Especial Mapas de Recursos Minerais, de Solos e de Vegetação para a Área do Programa Grande Carajás, cuja execução foi autorizada através da Solicitação de Serviço DNPM/DGM/CPRM nº 256/85.

A justificativa principal para a execução deste projeto deve-se a necessidade de informações geológicas básicas, que permitam a avaliação do potencial metalogenético dessa região e que orientem o processo de ocupação da terra, sem a indesejável degradação do meio ambiente. Para preencher tais lacunas, os trabalhos executados na Folha São Félix do Xingu voltaram-se para o entendimento do arranjo litoestrutural da área, para a avaliação do potencial mineral e para o esboço de um plano de otimização e direcionamento das ações governamentais e privadas, a fim de minimizar o risco dos investimentos, através dos seguintes produtos finais: Carta Geológica, Carta Metalogenética/Previsional e Cartograma de Planejamento de Ações Governamentais.

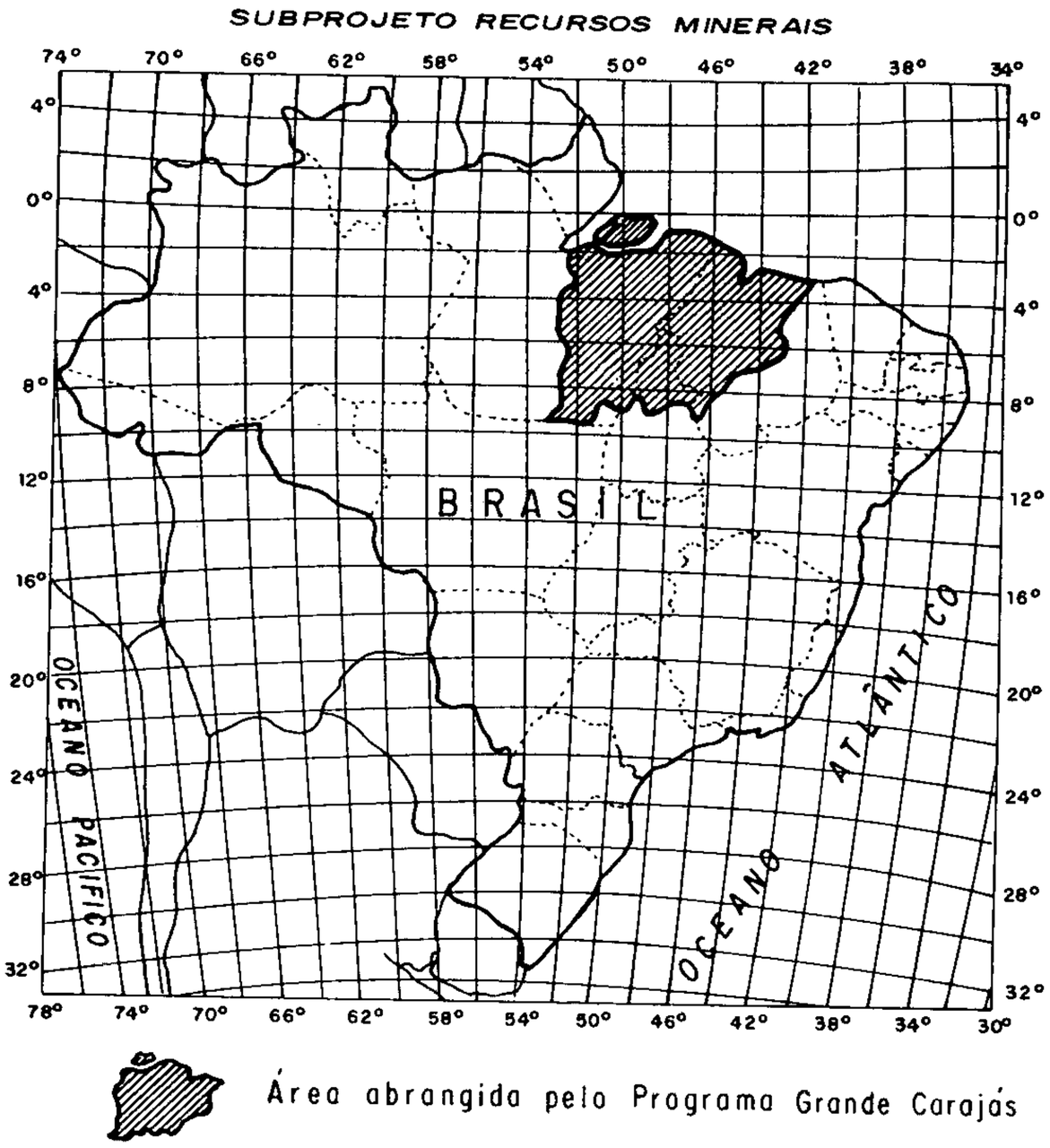


Figura I.1.1 – Projeto Especial Mapas de Recursos Minerais de Solo e Vegetação para a Área do Programa Grande Carajás.

2

Aspectos Gerais

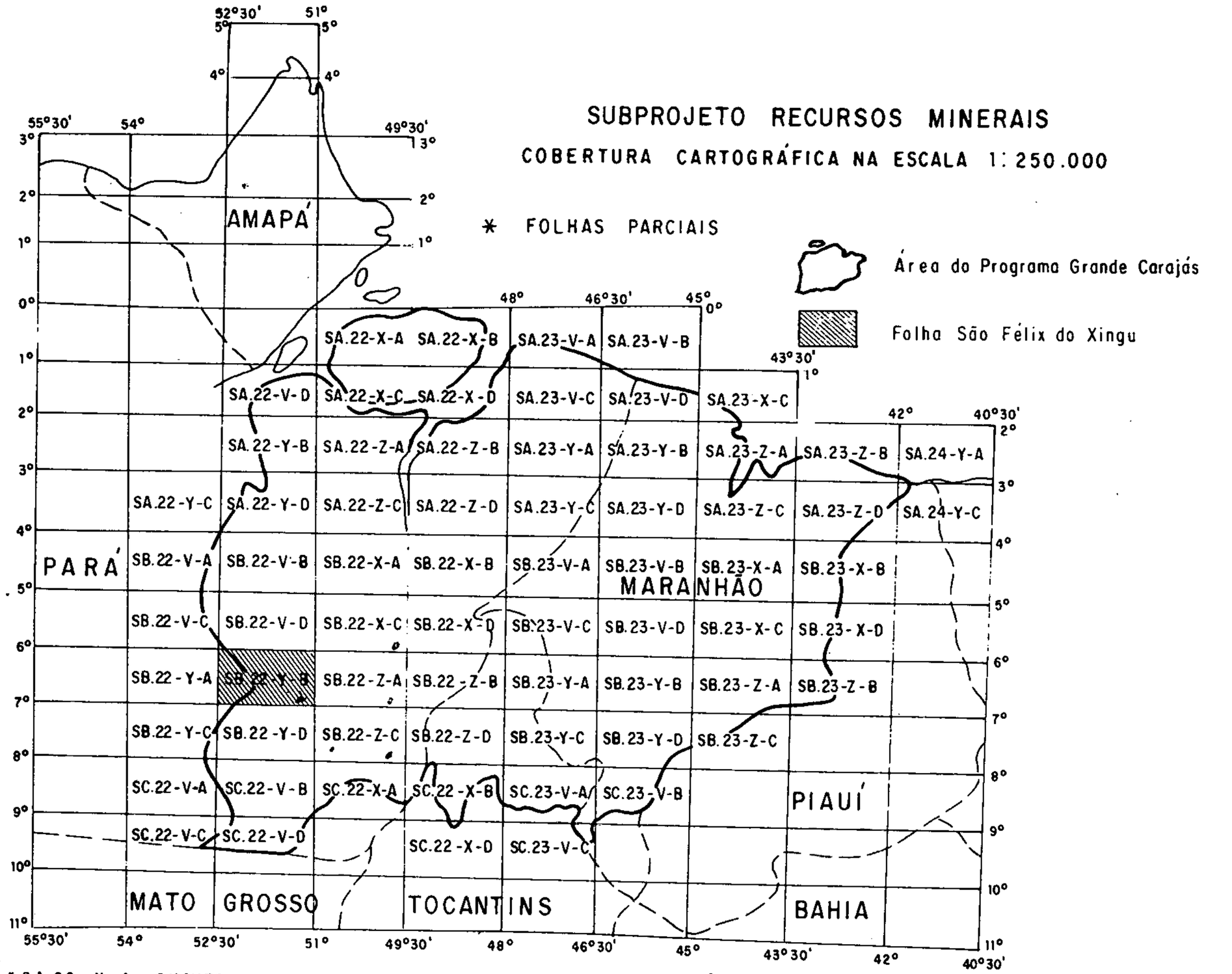
2.1 Localização e Acesso

A Folha São Félix do Xingu (SB.22-Y-B) possui uma área de cerca de 18.287km^2, e é limitada pelos paralelos 6°00' e 7°00' S e pelos meridianos 51° 00' e 52° 30' W (figura I. 2.1)

Geograficamente, situa-se na porção meridional do Estado do Pará e abrange parte dos municípios de São Félix do Xingu, Parauapebas, Ourilândia do Norte e Tucumã (figura I.2.2).

As cidades de São Félix do Xingu, Tucumã e Ourilândia do Norte são os principais núcleos urbanos. Os dois primeiros são servidos por linhas aéreas regulares que permitem acesso à capital do estado. Inúmeras pistas de aviação de pequeno porte, usadas por fazendeiros e/ou garimpeiros, são comuns em toda a região.

A principal via de acesso rodoviária é a PA-279, uma estrada de terra em conclusão, que permite conexão daquelas localidades com a cidade de Xinguara, na PA-150, de onde é possível alcançar a rede rodoviária nacional. A partir da PA-279 desenvolve-se uma complexa malha de estradas vicinais que atende aos interesses dos fazendeiros, agricultores, garimpeiros e madeireiros. Dentre essas destacam-se as estradas informalmente denominadas de Morada do Sol, do Cuca, da Fazenda Belauto, da Impar, da Fazenda Bannach e da Colônia Tancredo Neves. Das estradas implantadas pelas empresas de mineração as mais importantes são a estrada do São Raimundo, situada no extremo-noroeste da área de trabalho, e a estrada do Mocambo, localizada no interflúvio dos rios Xingu e Fresco. A maioria destas rodovias apresenta precárias condições de trafegabilidade e são parcialmente obstruidas durante o período chuvoso.



* SA.22 - X - A CHAVES
* SA.22 - X - B SOURE
* SA.23 - V - A SALINÓPOLIS
* SA.23 - V - B BAÍA DE EMBORAÍ
* SA.22 - V - D GURUPÁ
SA.22 - X - C PORTEL
SA.22 X - D BELÉM
SA.23 - V - C CASTANHAL
* SA.23 - V - D TURIAÇU
* SA.23 - X - C CURURUPU
* SA.22 - Y - B SENADOR JOSÉ PORFÍRIO
SA.22 - Z - A CAMETA
SA.22 - Z - B TOMÉ-AÇU
SA.23 - Y - A RIO CAPIM
SA.23 - Y - B PINHEIRO
* SA.23 - Z - A SÃO LUÍS
* SA.23 - Z - B BARREIRINHA
* SA.24 - Y - A PARNAÍBA
* SA.22 - Y - C AGROPOLIS BRASIL NOVO
* SA.22 - Y - D ALTAMIRA
SA.22 - Z - C TUCURUÍ
SA.22 - Z - D GOIANÉSIA
SA.23 - Y - C PARAGOMINAS
SA.23 - Y - D SANTA INÊS
SA.23 - Z - C ITAPECURU - MIRIM
* SA.23 - Z - D CHAPADINHA
* SA.24 - Y - C GRANJA
* SB.22 - V - A RIO IRIRI
SB.22 - V - B RIO BACAJÁ
SB.22 - X - A REPARTIMENTO
SB.22 - X - B RONDON DO PARÁ
SB.23 - V - A CAJUAPARA
SB.23 - V - B VITORINO FREIRE
SB.23 - X - A BACABAL
* SB.23 - X - B CAXIAS
* SB.22 - V - C RIO PARDO
SB.22 - V - D ALTO BACAJÁ
SB.22 - X - C SERRA PELADA
SB.22 - X - D MARABÁ
SB.23 - V - C IMPERATRIZ
SB.23 - V - D BARRA DO CORDA
SB.23 - X - C PRESIDENTE DUTRA
* SB.23 - X - D TERESINA
* SB.22 - Y - A IGARAPÉ TRIUNFO
* SB.22 - Y - B SÃO FÉLIX DO XINGU
SB.22 - Z - A SERRA DOS CARAJÁS
SB.22 - Z - B XAMBIOÁ
SB.23 - Y - A TOCANTINÓPOLIS
SB.23 - Y - B FORTALEZA DOS NOGUEIRAS
* SB.23 - Z - A SÃO JOÃO DOS PATOS
* SB.23 - Z - B FLORIANO
* SB.22 - Y - C CROCAIMORE
* SB.22 - Y - D RIO FRESCO
SB.22 - Z - C RIO XINGUARA
SB.22 - Z - D ARAGUAÍNA
SB.23 - Y - C CAROLINA
* SB.23 - Y - D BALSAS
* SB.23 - Z - C URUÇUÍ
* SC.22 - V - A RIO CHICHÉ
* SC.22 - V - B SERRA CUBENCRANQUÉM
* SC.22 - X - A REDENÇÃO
* SC.22 - X - B CONCEIÇÃO DO ARAGUAIA
* SC.23 - V - A ITACAJÁ
* SC.23 - V - B TASSO FRAGOSO
* SC.22 - V - C RIO IRIRI NOVO
* SC.22 - V - D RIO CAPIVARA
* SC.22 - X - D MIRACEMA DO NORTE
* SC.23 - V - C LIZARDA

Figura I.2.1 – Projeto Especial Mapas de Recursos Minerais de Solo e Vegetação para a Área do Programa Grande Carajás.

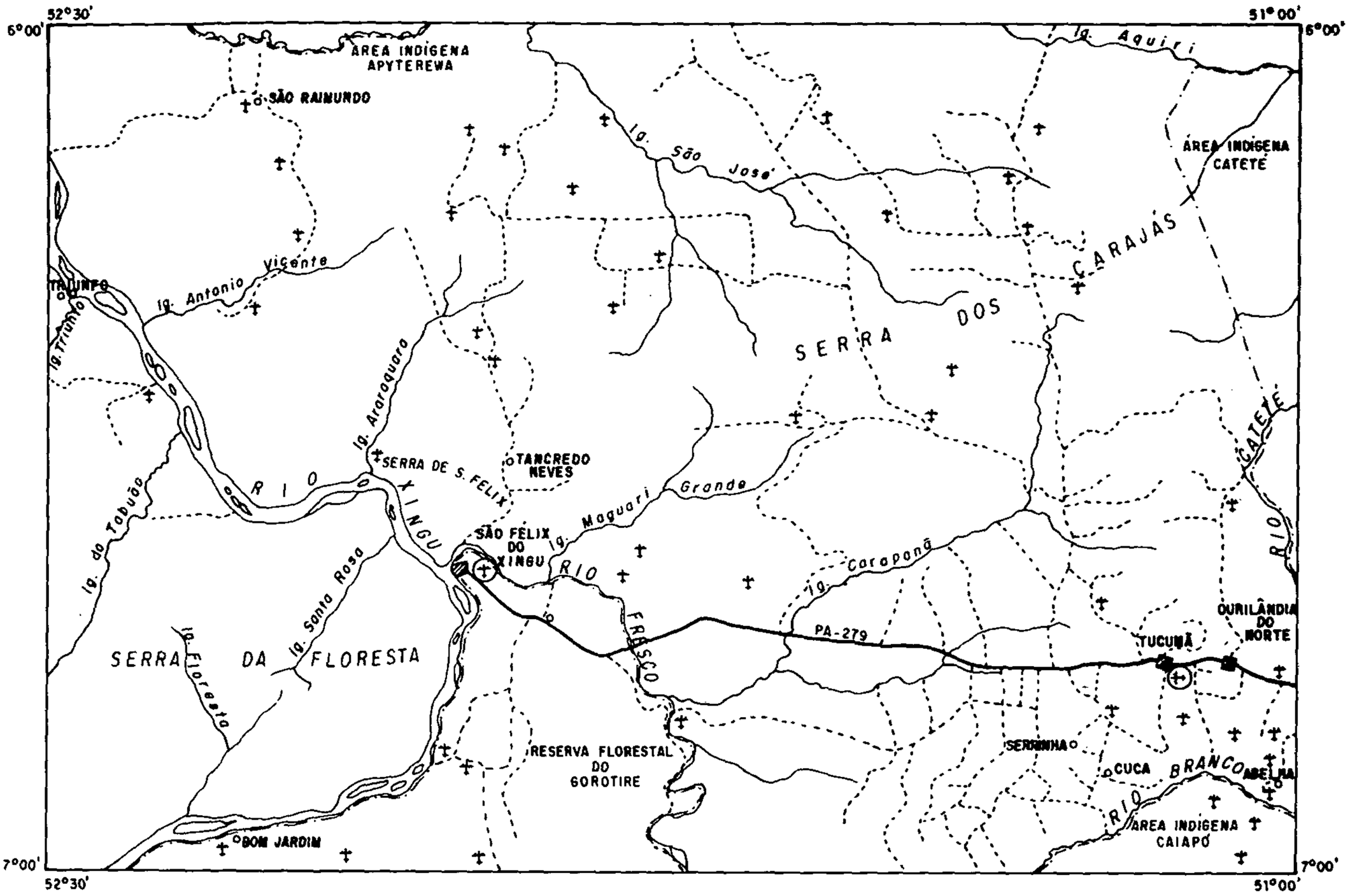


Figura I.2.2 – Mapa de infra-estrutura e acesso.

O principal acesso fluvial é o Rio Xingu que secciona transversalmente a porção ocidental da região de trabalho. A cidade mais importante a jusante de São Félix do Xingu é Altamira, também situada na margem direita do Rio Xingu; o trecho do rio entre as duas cidades é muito encachoeirado e pode ser percorrido de 03 a 10 dias, dependendo do tipo de embarcação, do nível das águas e do sentido da viagem. Os rios Fresco, Branco, Triunfo e o igarapé São José completam a rede fluvial trafegável por pequenas canoas.

2.2 Metodologia

2.2.1 Seqüência dos Trabalhos

A metodologia utilizada nos trabalhos foi a constante no documento elaborado em setembro de 1984 por órgãos dos ministérios de Minas e Energia, e da Agricultura, denominado de Projeto Especial – Mapas de Recursos Minerais, de Solos e de Vegetação para a Área do Programa Grande Carajás. Inicialmente, as várias etapas de trabalho foram enquadradas na programação destinadas às folhas do tipo "A", do Bloco I, caracterizadas pela maior complexidade geológica e pela dificuldade de acesso. Entretanto, de acordo com entendimentos mantidos entre a CPRM e o DNPM, a programação original foi adaptada às reais condições operacionais, tendo-se observado a seqüência de trabalhos abaixo descrita. Os detalhes específicos sobre a metodologia aplicada serão descritos quando da abordagem individual dos diversos temas (geofísica, geoquímica, etc.).

Etapa 1: Coleta de Dados – Esta fase foi desenvolvida no período de janeiro a março de 1986 e constou basicamente das seguintes atividades: implantação dos trabalhos; levantamento e aquisição das informações sobre a geologia, os recursos minerais e as ciências afins; levantamento, selecionamento e aquisição do material fotográfico: fotografias aéreas convencionais nas escalas 1:100.000 e 1:45.000; imagens de radar nas escalas 1:100.000 e 1:250.000; imagens de satélite TM-5 (Bandas 3,4 e 5) nas escalas 1:100.000 e 1:250.000; e bases planimétricas do IBGE nas escalas 1:100.000 e 1:250.000.

Etapa 2 : Análise dos Dados – Foi executada no período de abril a agosto de 1986 e compreendeu as seguintes tarefas: catalogação, organização e priorização do material coletado na fase anterior; levantamento, organização e análise do material bibliográfico disponível; e elaboração de mapas de compilação bibliográfica. Esta fase se encerrou com a confecção de um relatório de pesquisa bibliográfica.

Etapa 3 : Fotointerpretação Geológica – Esta tarefa foi realizada no período de setembro/86 a fevereiro/87 e consistiu da clássica interpretação fotogeológica através do método das chaves. Esta etapa também resultou na elaboração de um relatório de fotointerpretação geológica.

Etapa 4 : Planejamento de Campo – Desenvolveu-se no período de março a maio de 1987 e constou da elaboração de mapas de serviço (litológico, estrutural, geocronológico, etc.) e das bases logísticas/geológicas para a execução dos trabalhos de campo. Neste período, a equipe do projeto juntamente com um geólogo do DNPM, realizou uma viagem à área de trabalho com objetivo de fazer um reconhecimento geológico e verificar a infra-estrutura e o acesso. Ainda nesta etapa, foi feita uma apresentação à comunidade geológica, no 5º Distrito do DNPM, dos trabalhos executados e da programação para a etapa de campo.

Etapa 5: Trabalhos de Campo I – A primeira etapa dos trabalhos de campo foi desenvolvida

no período de junho a dezembro de 1987 e constou do mapeamento geológico e da prospecção geoquímica. Os trabalhos de mapeamento geológico foram executados por dois geólogos, tendo por base os mapas elaborados na etapa anterior e segundo o método das seções geológicas executadas ao longo das estradas e dos cursos d'água navegáveis. Nas áreas interiores, sem acesso fluvial ou rodoviário, inúmeras seções geológicas foram feitas a pé, através de picadas abertas na floresta. A prospecção geoquímica levada a efeito foi de natureza regional e executada por dois técnicos em mineração, concomitantemente ao mapeamento geológico. Constou de amostragem, no mesmo ponto de coleta, de sedimento de corrente e concentrado de bateia. A técnica de amostragem e a coleta dos parâmetros descritivos de campo obedeceram os padrões estabelecidos pelo Manual Técnico do DNPM.

Etapa 6: Interpretação e Consolidação dos Dados I – Esta fase desenvolveu-se no período de janeiro a maio de 1988 e constou das seguintes tarefas: análises dos materiais coletados (petrográficas, mineralógicas, químicas, geoquímicas e geocronológicas), interpretação dos recém-adquiridos mapas geofísicos (aeromagnetométrico e aerorradiométrico); interpretação fotogeológica e planejamento da próxima atividade de campo. Paralelamente, foram enviadas aos laboratórios as amostras coletadas na etapa anterior.

Etapa 7: Trabalhos de Campo II – Foi realizada no período de junho a dezembro de 1988. Esta fase, além dos trabalhos de campo, executados semelhante aos da fase de Trabalho de Campo I, abrangeu ainda as atividades de consultoria técnica na área de geologia estrutural e petrologia, e um levantamento geofísico terrestre (gravimetria e magnetometria). Paralelamente a esta fase, também desenvolveram-se os trabalhos analíticos.

Etapa 8: Interpretação e Consolidação dos Dados II – Estes trabalhos foram realizados no período de janeiro a agosto de 1989 e constituiram-se de: organização do material amostrado e o seu selecionamento para as diversas análises; elaboração dos mapas de amostragem; Interpretação fotogeológica e elaboração da carta geológica. Paralelamente, desenvolveram-se os diversos trabalhos laboratoriais.

Etapa 9: Confecção do Relatório – Foi executado no período de setembro/89 a dezembro/92 e constou das seguinte tarefas: interpretação dos dados geológicos, geofísicos e geoquímicos; elaboração dos mapas temáticos; redação do relatório; revisão e compatibilização dos mapas e texto.

Finalmente, deve ser salientado que, paralelamente ao desenvolvimento do projeto, a equipe executora participou ativamente, do treinamento técnico promovido pelo Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB.

2.2.2 Métodos Analíticos

As análises do material coletado durante os trabalhos de campo foram executadas nos seguintes laboratórios: Laboratório Central de Análises Minerais – LAMIN, na CPRM – Rio de Janeiro; Seção de Laboratório da CPRM – SUREG-BE; GEOSOL – Geologia Sondagens Ltda e Laboratório de Geologia Isotópica, do Centro de Geociências, da Universidade Federal do Pará. Este último laboratório foi responsável pelas análises geocronológicas, cuja metodologia analítica encontra-se descrita em Lafon *et al.* (1990). Para as demais análises, os processos analíticos são descritos sumariamente a seguir:

Laboratório Central de Análises Minerais – LAMIN

I – Preparação de Amostras

1 – Concentrados de Bateia

As amostras foram secas em estufa a 80°C, acondicionadas e rotuladas em recipientes plásticos.

2 – Sedimentos de Corrente

As amostras originais foram peneiradas, e a fração < 80*mesh* foi pulverizada a -150*mesh*.

3 – Rochas

As amostras foram britadas a 3mm, quarteadas quando necessário, e pulverizadas a -150*mesh*.

Equipe Técnica

– Ademair José Luz – Preparador

– Wanderley da Silva Torres – Preparador

– Ivo Elias dos Santos – Preparador

II – Procedimentos Analíticos

1 – Estudos dos Concentrados de Bateia

As amostras de concentrados de bateia, após preparadas, foram examinadas em lupa binocular para verificação e contagem das pintas de ouro. Posteriormente, as amostras foram quarteadas: uma parte foi arquivada e a outra submetida a análise de Espectrometria de Absorção Atômica, por sublimação, para estanho.

Equipe Técnica para o estudo em Lupa Binocular

– Alderan Antônio Souza – Técnico em Mineração

– José Paulo Santos de Melo – Técnico em Mineracão

2 – Difração de Raios-X

As análises foram efetuadas num difratômetro de raios-X Philips PW 1140, utilizando tubo de cobre, com excitação de 40 Ky e 25 mA, filtro de Ni, contador Geiger, velocidade de varredura de 2°/minuto e registro gráfico com velocidade de 1200mm/h.

Equipe Técnica

– Nelson da Silva Gondim – Geólogo

3 – Fluorescência de Raios-X – Determinação de Nb, Zr, Y e Rb.

As determinações de Nb, Zr, Y, Rb, em rocha, foram efetuadas por fluorescência de raios-X, utilizando tubo de tungstênio, com potência de 45kg e 50mA, discriminação de energia, contador de cintilação, cristal analisador LiF e registro gráfico em velocidade de 1°/minuto e 600mm/h. As amostras a -150*mesh* foram diluídas em amido na proporção de 1:1, repulverizadas e homogeneizadas em moinho Shattebox-Spex por 60' e prensadas a 30t por 30'. As curvas de calibração foram levantadas a partir de padrões de rocha do USGS e de rochas brasileiras analisadas quantitativamente por espectrografia de emissão ótica.

Equipe Técnica

– Nelson da Silva Gondim – Geólogo

– Gerda Pierre Marques de Gouvêa – Engenheiro Químico

Elemento	Limite Inferior	Limite Superior
Nb	10ppm	100ppm
Zr	30ppm	1.000ppm
Y	10ppm	500ppm
Rb	10ppm	1.000ppm

4 – Espectrografia de Emissão Ótica – Análise Semiquantitativa para 30 Elementos

Dez miligramas de amostra, previamente pulverizados a -150*mesh*, foram misturadas com 20mg de pó de grafite, espectrograficamente puro, e a mistura foi colocada em eletrodo de grafite. As amostras foram queimadas em espectrógrafo Wadsworth 1,5, da Jarrell-Ash, durante 02' 15" . A luz emitida foi decomposta por uma rede de difração e, os comprimentos de onda correspondentes aos

diversos elementos, foram registrados em filme Kodak SA-1. A revelação foi feita com revelador Kodak D-19, durante 02' a 18°C.

A comparação do filme das amostras com um filme de padrões espectrográficos, obtidos em iguais condições, foi feita visualmente em comparador *Jarrell-Ash*.

Os padrões utilizados obedeceram à série 1 - 2 - 5 - 10 - 20 - 50 - 100ppm etc. e interpolações visuais entre estes valores foram sempre dadas como 1,5 - 3 - 7 - 15 - 30 -.70ppm etc. A precisão (reprodutibilidade) de um valor registrado é de (±) um intervalo num limite de confiança de 68% ou seja dois intervalos, num limite de confiança de 95%.

Equipe Técnica

– Vera Lúcia Varela Augusto Barbosa – Químico

– Hélio José da Luz – Técnico Químico

– Vera Lúcia de Queiróz – Técnico Químico

– Francisco de Souza Beltrão – Técnico Químico

Análise espectrográfica semiquantitativa para 30 elementos.

Elemento	Limite Inf.	Limite Sup.	Elemento	Limite Inf.	Limite Sup.
Fe	0,05%	20%	Cu	5ppm	20.000ppm
Mg	0,02%	10%	La	20ppm	1.000ppm
Ca	0,05%	20%	Mo	5ppm	2.000ppm
Ti	0,002%	1%	Nb	10ppm	2.000ppm
Mn	10ppm	5.000ppm	Ni	5ppm	5.000ppm
Ag	0,5ppm	5.000ppm	Pb	10ppm	20.000ppm
As	200ppm	10.000ppm	Sb	100ppm	10.000ppm
Au	10ppm	500ppm	Sc	5ppm	100ppm
B	10ppm	2.000ppm	Sn	10ppm	1.000ppm
Ba	20ppm	5.000ppm	Sr	100ppm	5.000ppm
Be	1ppm	1.000ppm	V	10ppm	10.000ppm
Bi	10ppm	1.000ppm	W	50ppm	2.000ppm
Cd	20ppm	500ppm	Y	10ppm	2.000ppm
Co	5ppm	2.000ppm	Zn	200ppm	10.000ppm
Cr	10ppm	5.000ppm	Zr	10ppm	1.000ppm
			Ga	10ppm	100ppm

5 – Ensaio por Fusão/Espectrografia de Emissão Ótica – Determinção de Metais do Grupo da Platina

Quinze gramas de amostra, pulverizados a -150*mesh*, foram fundidos com mistura fundente de carbonato de sódio, sílica, bórax, óxido de chumbo II e agente redutor. O botão de chumbo resultante, contendo os metais preciosos, foi submetido à copelação para obtenção de pérola de metais preciosos.

Esta pérola, onde foram concentrados os Elementos do Grupo da Platina, foi colocada em eletrodo de grafite ao qual foram também adicionados 2mg de cloreto de amônio. A queima da pérola foi efetuada em espectrógrafo Wadsworth, 1,5m da *Jarrell-Ash*, durante 2' em ambiente de argônio : oxigênio (70:30) e os comprimentos de onda emitidos pelos diversos elementos foram registrados em filme Kodak SA-1. A revelação foi com revelador Kodak D-19, durante 2', a 18°C.

A comparação do filme das amostras com um filme de padrões espectrográficos, obtido em iguais condições, foi feita visualmente em comparador *Jarrell-Ash*.

Os padrões utilizados obedecem à série 1 - 2 - 5 - 10 - 20 - 50 - 100ppm etc. e interpolações visuais entre estes valores são sempre dadas como 1,5 - 3 - 7 - 15 - 30 - 70ppm etc..A precisão (reprodutibilidade) de um valor registrado é de (±) um intervalo num limite de confiança de 68% ou dois intervalos, num limite de confiança de 95%.

Os resultados obtidos foram relacionados com o peso da amostra inicial e registrados em ppb.

Equipe Técnica

– Nelson Chinem – Engenheiro Químico

– Hélio José da Luz – Técnico Químico

Determinação de metais do Grupo da Platina – ensaio por fusão/espectografia de emissão ótica.

Elemento	Limite Inferior	Limite Superior
Pt	0,005ppm	5ppm
Pd	0,002ppm	5ppm

6 – Espectrometria de Absorção e/ou Emissão Atômica – Colorimetria – Potenciometria – Determinação de Elementos-Traço

a) Espectrometria de Absorção Atômica - Determinação semiquantitativa de Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Cr, Fe e Mn

Digestão da amostra com ácido nítrico concentrado a quente e determinação dos elementos por espectrometria de absorção atômica, utilizando chama de ar-acetileno (chama de óxido nitroso-acetileno da dosagem de Cr) e correcão de *background*, quando necessário.

Limites Inferiores de Detecção:

Cu 1ppm
Pb 4ppm
Zn 1ppm
Ni 1ppm
Co 1ppm
Cr 5ppm
Fe 0,01ppm
Mn 1ppm

b) Espectrometria de Absorção Atômica – Determinação semiquantitativa de As

Digestão da amostra com água-régia e determinação de As por espectrometria de absorção atômica, utilizando o acessório de geração de hidretos.

Limite Inferior de Detecção:

As 0,5ppm

c) Espectrometria de Absorção Atômica – Determinação semiquantitativa de Sn

Sublimação da amostra com iodeto de amônio. Digestão do material sublimado com solução ácida e extração de estanho, sob a forma de complexo orgânico, com metilisobutilcetona. Determinação do elemento por espectrometria de absorção atômica, utilizando chama de óxido nitroso-acetileno.

Limite Inferior de Detecção:

SN 1ppm

d) Espectrometria de Absorção Atômica – Determinação semi-quantitativa de Au

Digestão da amostra com mistura de ácido bromídrico e bromo, extração do ouro com metilisobutilcetona. Determinação do elemento por espectrometria de absorção atômica, utilizando chama de ar-acetileno.

Limite Inferior de Detecção:

Au 0,02ppm

e) Espectrometria de Absorção Atômica – Determinação quantitativa de Cu, Ni, e Zn

Digestão da amostra com ácido nítrico, fluorídrico e perclórico. Determinação dos elementos por espectrometria de absorção atômica, utilizando chama de ar-acetileno e correção de *background*, quando necessário.

Limites Inferiores de Detecção:

Cu 5ppm
Ni 5ppm
Zn 5ppm

f) Espectrometria de Absorção e/ou Emissão Atômica – Determinação quantitativa de Sr, Ba, e Li

Digestão da amostra com os ácidos nítrico, fluorídrico e perclórico. Determinação dos elementos por espectrometria de absorção e/ou emissão atômica, utilizando tampão de ionização e chama de óxido nitroso - acetileno (chama de ar-acetileno para a dosagem de Li).

Limites Inferiores de Detecção:

Sr 1ppm
Ba 5ppm
Li 0,5ppm

g) Espectrometria de Absorção Atômica – Determinação quantitativa de Mo e V

Digestão da amostra com água-régia e ácido fluorídrico. Adição de uma solução de alumínio

para suprimir interferências. Determinação dos elementos por espectrometria de absorção atômica, utilizando chama de óxido nitroso-acetileno.

Limites Inferiores de Detecção:

Mo 5ppm

V 20ppm

h) Espectrometria de Absorção Atômica – Determinação quantitativa de Cr

Digestão da amostra com os ácidos fluorídrico e fosfórico. Determinação de Cr por espectrometria de absorção atômica, utilizando chama de óxido nitroso-acetileno.

Limite Inferior de Detecção:

Cr 50ppm

i) Espectrometria de Absorção Atômica – Determinação quantitativa de Sn.

Digestão da amostra com os ácidos nítrico, fluorídrico e perclórico, e posterior sublimação do resíduo com iodeto de amônia. Digestão do material sublimado com solução ácida e extração do estanho sob a forma de um complexo orgânico, com metilisobutilcetona. Determinação do elemento por espectrometria de absorção atômica, utilizando chama de óxido nitroso-acetileno.

Limite Inferior Detecção:

Sn 1ppm

j) Espectrometria de Absorção Atômica – Determinação quantitativa de Ag e Cd

Digestão da amostra com água-régia e retomada com ácido clorídrico 1:1 v.v. Determinação dos elementos por espectrometria de absorção atômica, utilizando chama de ar - acetileno e correção de *background*.

Limites Inferiores de Detecção:

Ag 1ppm

Cd 1ppm

l) Colorimetria - Determinação semiquantitativa de W

Fusão da amostra com mistura fundente alcalina oxidante e determinação por colorimetria visual, utilizando a formação de um complexo azul com zinco ditiol.

Limite Inferior de Detecção:

W 4ppm

m) Potenciometria – Determinação quantitativa de F

Fusão alcalina da amostra e determinação do elemento por meio de medidor de íon específico.

Limite Inferior de Detecção:

F 100ppm

Equipamento

1 – Espectrômetro de absorção atômica *Perkin Elmer*, mod. 5000 e mod. 306.

2 – Medidor de íon específico Orion, mod. 407 L.

Equipe Técnica

– Cecile Stark Mayer – Químico

– Célia Maria Tinoco – Engenheiro Químico

– Sandra David – Técnico Químico

– Manoel Ramalho Alves – Técnico Químico

– Joseane Medeiros Alves – Técnico químico

– Jorge Carlos – Técnico Químico

7 – Rocha – Determinação de SiO_2, Al_2O_3, FeO, Fe_2O_3, MgO, CaO, Na_2O, K_2O, TiO_2, P_2O_5, MnO, Perda ao Fogo e Umidade.

a) Colorimetria – Determinação de SiO_2, TiO_2 e P_2O_5

Solubilização total da amostra com ácidos fortes ou fusão alcalina. Desenvolvimento de complexo colorido e determinação dos elementos por espectrometria de absorção molecular.

b) Espectrometria de Absorção e/ou Emissão Atômica – Determinação de Al_2O_3, K_2O, Na_2O e MnO

Solubilização total da amostra com ácidos fortes e determinação quantitativa dos elementos utilizando espectrometria de absorção atômica (Na e K).

c) Volumetria – Determinação de Fe_2O_3

Solubilização total da amostra com ácidos fortes e determinação total do ferro por volumetria.

d) Volumetria – Determinação de FeO

Solubilização da amostra com ácidos fluorídrico e sulfúrico e determinação do ferro correspondendo ao ferroso por volumetria.

e) Volumetria – Determinação de CaO e MgO

Solubilização total da amostra com ácidos fortes e determinação quantitativa de Ca e Mg por volumetria com EDTA.

f) Gravimetria – Determinação de Perda ao Fogo e Umidade. Determinação gravimétrica com a amostra *in natura* (pulverizada)

8 – Minério de Chumbo – Determinação de Pb e S.

a) Gravimetria – Determinação de Pb total Solubilização da amostra com água-régia. Determinação do chumbo total por gravimetria.

Limite Inferior de Detecção:

Pb 0,05%

b) Gravimetria – Determinação de S em amostras sulfetadas. Oxidação da amostra com mistura de chumbo e tetracloreto de carbono. Determinação de enxofre por gravimetria.

Limite Inferior de Detecção:

S 0,5%

9 – Minério de Estanho – Determinação de SnO_2.

a) Volumetria – Determinação de Sn

Fusão da amostra com peróxido de sódio. Determinação do estanho total por volumetria.

Limite Inferior de Detecção:

SN 0,3%

Equipamento

1 – Espectrômetro de absorção atômica *Perkim Elmer* mod. 5000.

2 – Espectrômetro de absorção molecular *Backman* mod. 25.

Equipe Técnica

– Maria Leopoldina Martins Lastres – Engenheiro Químico

– Ewerton Marques de Gouvêa – Químico

– Esther Vaccani Levi – Engenheiro Químico

– Berenice Rosa Santos – Químico

– Sérgio Correa de Sá e Benevides – Técnico Químico

– Sandra Helena Ribeiro – Técnico Químico

– Sidney Jorge Mendes Farias – Técnico Químico

– Athadeu Gomes Ornellas – Técnico Químico

– César Luíz Lindolpho – Técnico Químico

GEOSOL – Geologia e Sondagens Ltda

1 – Análise Quantitativa de Elementos de Terras-Raras para Estudos Petrogenéticos

A análise quantitativa dos elementos de terras raras visando estudos petrogenéticos foi efetuada no GEOLAB, laboratório da GEOSOL – Geologia e Sondagens Ltda.

Procedimento: separação do grupo das terras raras em coluna de troca iônica, e determinação da concentração de cada elemento de terra rara através de Espectrografia de Plasma (ICP). A precisão (reprodutibilidade) é da ordem de ± 10% para os mais variados tipos de rocha. O limite de sensibilidade para cada elemento, da ordem de décimos de ppm, possibilita a construção de diagramas de normalização em relação aos condritos, os quais são parte integrantes dos resultados fornecidos.

Limites de Detecção		
La	0,5ppm Dy	0,06ppm
Ce	1,5ppm Ho	0,05ppm
Nd	0,4ppm Er	0,08ppm
Sm	0,03ppm Yb	0,03ppm
Eu	0,02ppm Lu	0,02ppm
Gd	0,35ppm	

2 – Análise Quantitativa de Ga em Rochas

A análise quantitativa de Ga em rochas foi realizada no GEOLAB, laboratório da GEOSOL – Geologia e Sondagens Ltda.

Método: Espectrografia de emissão.

Limite Inferior de Detecção:

Ga 5ppm

3 – Análise Quantitativa de Te em Galena

A análise quantitativa de Te foi efetuada no GEOLAB, laboratório da GEOSOL – Geologia e Sondagens Ltda.

Método: Espectrometria de absorção atômica conjugada com geração de hidretos.

Limite Inferior de Detecção:

Te 1ppm

Seção de Laboratório – CPRM/SUREG-BE

1 – Análise Petrográfica

Para análise petrográfica, as lâminas foram preparadas na SECLAB-BE.

Equipe Técnica

– Xafi da Silva Jorge João – Geólogo

– Suely Serfaty – Geólogo

– João Santos Otero – Laboratorista

2 – Determinação da Densidade

Esta deteminação foi efetuada utilizando uma balança Cent – O – gram mod. 311.

Equipe Técnica

– Denise Corrêa Lobato – Químico Industrial

2.3 Fisiografia

De acordo com os dados fornecidos pelo Atlas Climatológico da Amazônia Brasileira (SUDAM, 1984), o clima predominante na área de trabalho, segundo a classificação de Köppen, é do tipo Am, ocorrendo o tipo Aw apenas no extremo-nordeste. O tipo Am é um clima tropical úmido de monção, com precipitação excessiva durante alguns meses, o que compensa a ocorrência de meses com precipitação inferior a 60mm; o tipo Aw é um clima tropical úmido, com inverno seco e com precipitação média do mês mais seco inferior a 60mm. Neste padrão climático verifica-se uma precipitação média anual de 2.000mm, sendo o trimestre de junho a agosto o mais seco do ano. A temperatura média anual é da ordem de 25°C e a umidade relativa média anual oscila em torno de 85%.

A região exibe uma espessa cobertura vegetal, caracterizada por uma floresta tropical com grande número de espécies vegetais, muitas das quais de valor econômico. Segundo os dados do Mapa Fitoecológico elaborado por Veloso *et al.* (1974), predomina uma vegetação de Floresta Aberta, com o tipo de Floresta Latifoliada desenvolvendo-se principalmente na região setentrional e o tipo Floresta Mista ocupando a porção meridional. Ocorre também pequenas porções com os tipos Floresta Densa Submontana Acidentada, Esclerófila Submediterrânea e Campo Cerrado. Parte da vegetação nativa, particularmente ao longo das principais vias rodoviárias e fluviais, foi devastada para ser ocupada por empreendimentos agropecuários que, quando não bem sucedidos, originaram "capoeiras".

Segundo o Mapa Exploratório de Solos (Rosatelli *et al.*, 1974), predomina na Folha São Félix do Xingu os solos dos tipos Podzólico Vermelho-Amarelo e Podzólico Vermelho-Amarelo Equivalente Eutrófico. Na porção meridional e ocidental ocorre Terra Roxa Estruturada Eutrófica com textura argilosa. São também observadas manchas de Solos Litóticos e Distróficos. Nas zonas periodicamente inundadas predominam Solos Aluviais Eutróficos e Distróficos. No topo de algumas elevações ocorrem Solos Concrecionários Lateríticos e Laterita Hidromórfica.

De maneira generalizada, não existe uma perfeita correspondência entre o tipo de vegetação e o substrato litológico, porém uma boa

correspondência se faz entre grupos de solo e o substrato rochoso, principalmente quando se compara os solos desenvolvidos em rochas de composição ácida e básica.

A quase totalidade da área mapeada está contida na bacia hidrográfica do Rio Xingu, o qual se desenvolve transversalmente na porção ocidental, formando um grande arco convexo para leste, onde recebe, pela margem direita, o Rio Fresco que é um dos principais afluentes. Outros afluentes do Xingu são os igarapés São José (ou São Sebastião), Triunfo, Antônio Vicente, Araraquara, Santa Rosa e Floresta. Como afluentes do Rio Fresco podem ser enumerados os igarapés Maguari Grande e Carapanã e na região sudeste o Rio Branco. Parte da porção oriental da folha está contida na bacia do rio Cateté, afluente do Rio Itacaiúnas.

O Rio Xingu é navegável por embarcações de até 30 toneladas durante o período chuvoso que vai de janeiro a abril. Os igarapés São José e Triunfo e os rios Fresco e Cateté, são navegáveis apenas por embarcações de pequeno porte. Todas as vias fluviais são muito encachoeiradas e apresentam grande desnível da lâmina d'água entre as estações seca e chuvosa. A intensa garimpagem nas cabeceiras do Rio Branco e outros afluentes do Rio Fresco, poluiram de tal maneira o baixo e o médio curso deste rio que, suas águas, outrora, extremamente piscosas e de uma transparência incomum, apresentam hoje cor barrenta e, provavelmente, contaminação pelo mercúrio usado na concentração do ouro. A construção prevista de hidrelétricas ao longo do Rio Xingu inundará as suas margens até à montante de São Félix e o baixo curso do Rio Fresco, modificando substancialmente a hidrografia da região e atingindo os inúmeros empreendimentos agropecuários e mineiros instalados na área de formação do lago.

2.4 Aspectos Socioeconômicos

Os primeiros habitantes da região foram os índios, aldeados hoje nas seguintes reservas indígenas: Caiapó, na bacia do Rio Branco; Cateté, na bacia do rio homônimo e Apyterewa, ao norte do Rio São José.

A colonização da região teve início no século passado, através do Rio Xingu, via que os habitantes de Altamira, utilizavam para se deslocar rio acima, à procura de seringais para produção de borracha. Estas incursões, regra geral, eram caracterizadas por sangrentas lutas com os índios e ocorreram até as primeiras décadas do século atual.

Os primeiros núcleos urbanos foram implantados ao longo do Rio Xingu, destacando-se a vila de São Félix do Xingu, na estratégica confluência dos rios Xingu e Fresco, e a vila do Triunfo na foz do igarapé Triunfo.

Durante o período de colonização, o extrativismo foi a principal atividade, alternando-se ou desenvolvendo-se paralelamente diversos ciclos, de acordo com o maior interesse econômico. Assim, verificaram-se as épocas da borracha, da castanha-do-pará, da pele de felinos (onça pintada e gato maracajá), da garimpagem da cassiterita e da wolframita e, atualmente, da madeira, do jaborandi e da garimpagem do ouro. Menciona-se, ainda, que uma agricultura de subsistência a base de arroz, feijão, mandioca, etc., aliada a uma incipiente pecuária, sempre fez parte da vida dos colonos e extrativistas.

A colonização na porção oriental iniciou-se a partir da década de 70, com a atividade garimpeira e com o programa de colonização da Construtora Andrade Gutierrez, cujo principal núcleo urbano é a cidade de Tucumã.

Atualmente, os limites da área de estudo abrangem porções dos municípios de São Fé-

lix do Xingu, Tucumã, Ourilândia do Norte e Parauapebas, sendo que o de São Félix do Xingu foi criado em 1961, enquanto os demais em 1988. Os principais núcleos populacionais são as cidades de São Félix do Xingu, Tucumã e Ourilândia do Norte, todas sedes municipais, que exibem semelhantes padrões de desenvolvimento e contavam em 1986, com uma população inferior a 5.000 habitantes. Estas cidades possuem agências bancárias, correios, escolas de 1º e 2º graus, hospitais, posto telefônico (em Tucumã existe uma rede telefônica), rede de energia elétrica, sistema de abastecimento de água domiciliar, televisão via satélite, hotéis, restaurantes, aeroporto (exceto Ourilândia do Norte), estação rodoviária e um comércio em expansão.

Sob o ponto de vista populacional, destacam-se em segundo plano a vila de São Raimundo, onde funciona a base operacional da Mineração Taboca e a vila de Mocambo, da Mineração São Francisco. Merecem ainda ser mencionadas as inúmeras comunidades agrícolas existentes ao longo da PA-279, da estrada da Morada do Sol, da estrada do Tancredo, etc.; as comunidades garimpeiras estão localizadas principalmente na porção sudeste, destacando-se os garimpos do Cuca, do Abelha, do Manelão, da Serrinha, etc., pelo grande contigente humano. A faixa setentrional e a porção nordeste são as que exibem mais baixos índices demográficos.

As principais atividades econômicas são: extração de madeira de lei (principalmente o mogno) e comercialização em toras e tábuas; mineração de cassiterita (Minerações Taboca, São Francisco e Canopus) e garimpagem de ouro (cerca de 5 dezenas de garimpos distribuídos particularmente na porção sudeste); extração de jaborandi (matéria prima para indústria farmacêutica); pecuária de corte (grandes fazendas localizadas na porção centro-norte), e agricultura de subsistência (arroz, feijão, mandioca, milho etc.).

3

Aspectos Geomorfológicos

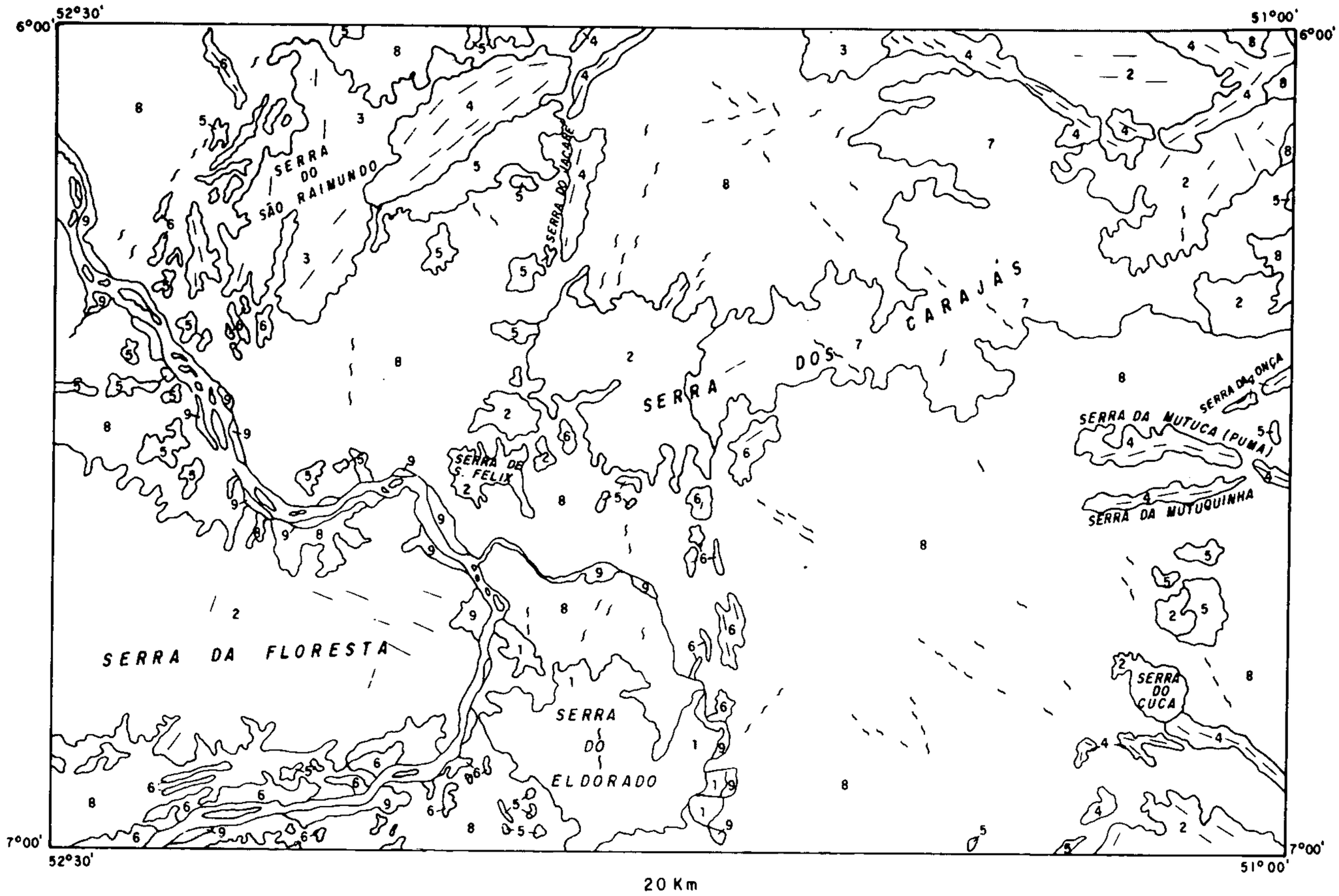
3.1 Metodologia

Os estudos geomorfológicos foram baseados nos prévios trabalhos regionais executados por Boaventura *et al.* (1974), e Mamede *et al.* (1981), além das informações resultantes dos trabalhos de mapeamento geológico ora realizado. Foram também utilizadas as cartas plani-altimétricas nas escalas 1:100.000 e 1:250.000 elaboradas pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE, mosaicos de radar nas escalas de 1:100.000 e 1:250.000 e imagens do satélite LANDSAT TM-5 dos canais 4 e 5, nas escalas 1:100.000 e 1:250.000.

Subsidiado no material descrito os elementos de relevo e drenagem foram caracterizados e agrupados em áreas com formas semelhantes, de maneira que cada conjunto foi denominado de Sistema de Relevo, de acordo com a conceituação proposta por Cook e Doornkamp, 1978. A caracterização de cada Sistema de Relevo foi baseada na análise e integração dos seguintes parâmetros: altitude das formas topográficas, declividade das encostas, perfil das vertentes, extensão e forma dos topos, densidade de drenagem, padrão de drenagens, forma dos vales, planícies aluvionares interiores, drenagens fechadas e ravinamento das vertentes, segundo os critérios adaptados de Poçano *et al.* (1979).

3.2 Compartimentação Geomorfológica Regional

Com base nos estudos desenvolvidos por Boaventura *et al.* (1974), o panorama geomorfológico pode ser compartimentado em duas grandes unidades: Planalto Dissecado do Sul do Pará e Depressão Periférica do Sul do Pará (figura I.3.1).



SISTEMAS DE RELEVO

RELEVO DE DEGRADAÇÃO

RELEVO DE SERRAS

1 - Topos restritos, agudos e arredondados com ravinamento nas encostas

2 - Topos extensos e tabulares

3 - Topos restritos, agudos e arredondados

4 - Serras alongadas ou alinhadas com cristas agudas

RELEVO DE MORROS

5 - Morros isolados

6 - Morros alinhados

RELEVO DE COLINAS

7 - Colinas e morros

8 - Colinas

$\int_1$ - Cristas sustentadas por litologias particulares

$//$ - Cristas contidas nos sistemas

RELEVO DE AGRADAÇÃO

9 - Planícies e terraços

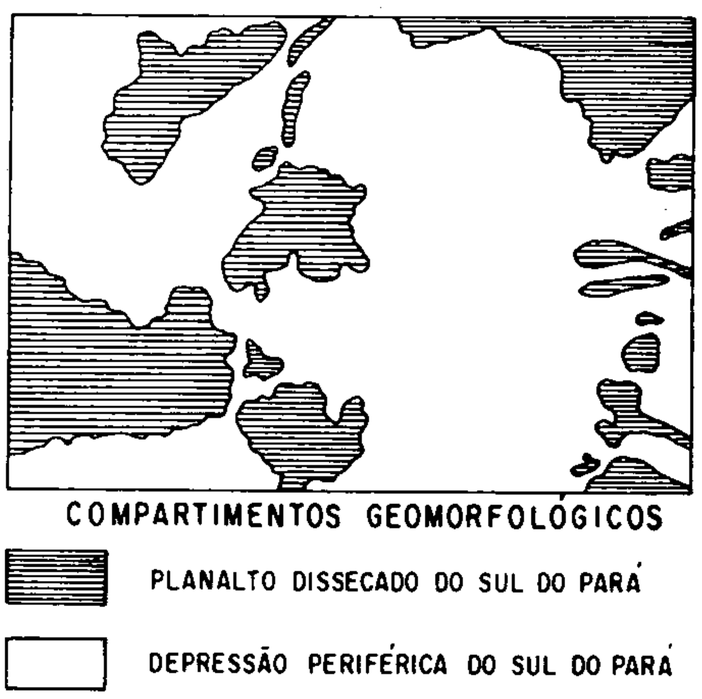


Figura I.3.1 – Esboço geomorfológico.

O Planalto Dissecado do Sul do Pará foi identificado em cerca de 35% da área, distribuído em porções descontínuas situadas nas regiões nordeste, sudeste, central e ocidental e está relacionado a vários tipos litológicos. Caracteriza-se pelo predomínio de maciços residuais de topo aplainado e por um conjunto de cristas interpenetradas por faixas de terrenos rebaixados. As altitudes são superiores a 300m, com um máximo em torno de 760m e uma média de 400m. Esta unidade de relevo está intensamente dissecada por vales encaixados, normalmente controlados pelo padrão de fraturas NW-SE e NE-SW, que seccionam as rochas pré-cambrianas.

A Depressão Periférica do Sul do Pará ocupa a maior extensão territorial (65%) da Folha São Félix do Xingu, desenvolvendo-se em sua parte central como uma faixa na direção leste-oeste, e está associada a diversas unidades litológicas, particularmente aos gnaisses e migmatitos do Complexo Xingu. Esta feição geomorfológica, é o resultado da atuação dos processos erosivos pós-pliocênicos que, subordinados à configuração estrutural e diferenças litológicas das grandes massas de relevo, elaboraram uma ampla faixa de circundesnudação. Segundo Boaventura *et al.* (1974), "a dissecação fluvial do nível de pediplano que caracterizou a Depressão Periférica do Sul do Pará, originou colinas de topo aplainado que contém, ainda em algumas áreas, traços da cobertura superficial inconsolidada dessa pediplanação pleistocênica. O Pediplano Pleistocênico apresenta numerosos *inselbergs* elaborados em função de diferenças litológicas ou de trabalhos de zonas de eversão, os quais, foram retrabalhados por morfogênese úmida, e estão associados a formas de dissecação em colinas ou em colinas de topo aplainado".

3.3 Sistemas de Relevo

Em razão da complexidade geomorfológica observada nos domínios da Folha São Félix do Xingu, os sistemas de relevo foram reunidos em dois grandes grupos: Relevo de Degradação e Relevo de Agradação, os quais estão subdivididos de acordo com os critérios metodológicos anteriormente enunciados. O Relevo de Degradação abrange quase a totalidade da área em estudo, incluindo o Planalto Dissecado do Sul do Pará e a Depressão Periférica do Sul do Pará. O Relevo de Agradação corresponde às faixas ao longo dos principais cursos d'água (figura I.3.1).

3.3.1 Relevo de Degradação

3.3.1.1 Relevo de Serras

O Relevo de Serras distribui-se nos diversos quadrantes da área em estudo e está associado às diferentes litologias, as quais, entretanto, apresentam características geomorfológicas semelhantes. De uma maneira geral, as elevações exibem uma altitude superior a 300m com as maiores expressões topográficas situadas no intervalo de 700m a 750m, e com uma altitude média da ordem de 400m.

As encostas das serras apresentam uma declividade predominantemente média (9° a 20°) e localmente alta (>20°). O perfil das vertentes é geralmente retilíneo a côncavo, embora, ocasionalmente, perfis convexos sejam observados. Verifica-se, também, a presença de ravinamentos em algumas encostas.

O sistema constituído pelo Relevo de Serras exibe uma rede de drenagem com densidade média, com localizadas regiões de alta densidade de drenagem, como por exemplo na região da serra Eldorado. O padrão de drenagem

predominante é o dendrítico embora, localmente, como exemplificado pela região da serra Floresta, sejam observados padrões retangulares. Nas áreas sob a influência dos corpos intrusivos, ocorre o padrão radial como pode ser observado nos maciços graníticos Antônio Vicente e Velho Guilherme. Os vales associados ao Relevo de Serra geralmente exibem forma de "V" ou "U", bem como, as planícies interiores são restritas, e raras são as drenagens fechadas.

Para melhor caracterizar o Sistema de Relevo de Serras estabeleceu-se a seguinte subdivisão:

– Serras com topos restritos: são geralmente agudos, algumas vezes arredondados e aplainados, caracterizados por intenso ravinamento nas encostas. Esta feição está bem representada no interflúvio dos rios Xingu e Fresco, na serra do Eldorado. Sob o ponto de vista litoestrutural, este relevo corresponde a um segmento transcorrente norte-sul do Cinturão Itacaiúnas, constituído por rochas supracrustais do Grupo São Félix (xistos, filitos, quartzitos e formação ferrífera). As serras com topos arredondados estão relacionadas aos arenitos da Formação Triunfo.

Os alinhamentos marcados pelas serras e pelos topos agudos estão associados aos grandes *trends* estruturais, particularmente ao orientado segundo a direção submeridiana.

– Serras com topos extensos tabulares: estão dispostas nos diversos quadrantes da Folha São Félix do Xingu, com maior proeminência na porção SE, na região da serra da Floresta. Litologicamente, são constituídas por vulcanitos ácidos da Formação Iriri, onde o relevo e a drenagem são fortemente controlados por tectonismo rúptil, segundo as direções NE-SW, E-W e NW-SE. Serras com topos extensos e tabulares são observadas também no domínio dos xistos, filitos, quartzitos e formações ferríferas do Grupo São Félix, sobre os quais desenvolve-se um extenso capeamento laterítico responsável pela geometria tabular do topo das elevações. Ainda na faixa oriental, estão presentes serras com topos extensos e tabulares desenvolvidas sobre diferentes litologias, tais como: metarenitos dos grupos Tucumã e Aquiri; granitóides da Suíte Intrusiva Velho Guilherme e da Unidade Plaquê; e metavulcânicas ácidas do Grupo Aquiri. Essas serras, bem como a rede de drenagem, exibem um certo alinhamento, conseqüência do controle estrutural, imposto pelos movimentos tectônicos do Cenozóico.

– Serras de topos restritos agudos e arredondados: este relevo caracteriza a região a NE da área de trabalho, onde se localiza a serra de São Raimundo, na qual ocorrem rochas graníticas do corpo intrusivo Antônio Vicente. As agudas cristas das serras estão orientadas segundo NE-SW e NW-SE, obedecendo aos padrões estruturais, os quais também controlam a rede de drenagem.

– Serras alongadas ou alinhadas com cristas agudas e com ravinamento nas encostas: estão distribuídas particularmente na região oriental da área em estudo, orientadas em diferentes direções, com quilométricas dimensões e abrangendo diversificados contextos litoestruturais. Neste panorama morfológico, salientam-se as serras alongadas, dispostas de maneira subparalela segundo a direção E-W e desenvolvidas sobre rochas básico-ultrabásicas da Suíte Intrusiva Cateté. Estas rochas também exibem um relevo de serras alongadas, na porção centro-norte da área de pesquisa, porém orientadas na direção norte-sul. Ainda na região oriental, merece destaque os diversos segmentos de serras alongadas, dispostas aproximadamente na direção E-W, porém desenvolvidas sobre rochas supracrustais (xistos, quartzitos e formações ferríferas)

dos grupos Tucumã, Aquiri e Sapucaia. Finalmente, acrescenta-se a serra alongada, localizada na margem esquerda do médio curso do igarapé São José, orientada segundo NE-SW e abrangendo rochas supracrustais do Grupo Sebastião. O relevo de serras alinhadas ou alongadas está posicionado segundo direções que obedecem e refletem os principais esforços tectônicos que atuaram na região de trabalho.

3.3.1.2 Relevo de Morros

Este sistema ocorre nos diversos quadrantes da área em estudo, desenvolvendo-se sobre unidades estratigráficas aplainadas, exemplificadas pelo Complexo Xingu, Granodiorito Rio Maria, Granito Parauari, etc. O relevo de morros é constituído por uma grande variedade litológica, tais como: arenitos, xistos, quartzitos, vulcanitos, etc. Caracteriza-se de uma maneira generalizada, por constituirem elevações topográficas isoladas, que se destacam do relevo colinoso circunvizinho. Possuem formas e dimensões variadas, altitudes superiores a 300m, encostas com altas declividades, algumas com ravinamento e topos agudos a subarredondados. De acordo com as diferentes características, este sistema foi dividido em Morros Isolados e Morros Alinhados:

– Morros Isolados: esta denominação abrange o sistema constituído pelas freqüentes elevações topográficas, que se destacam do relevo plano e colinoso, em diferentes pontos da Folha São Félix do Xingu, com um predomínio em sua porção centro-oeste. Exibem formas subarrendodadas, amebóides e irregulares, com dimensões médias de 2 a 5km, altitude superior a 300m, localmente atingindo 500m, como é exemplo do morro da Boa Esperança. De uma maneira geral constituem-se de diferentes litologias exemplificadas por: rochas vulcânicas, arenitos, granitos, xistos e gnaisses. Exibem topos arredondados a angulosos, com o perfil das encostas geralmente retilíneos com inflexões para côncavo ou convexo; em algumas encostas são verificados ravinamentos. Um panorama típico deste sistema pode ser observado na margem esquerda do Rio Xingu, próximo ao igarapé Triunfo.

– Morros alinhados com cristas agudas e ravinadas: este sistema constitui-se de elevações retilíneas, de extensão decaquilométrica, com diferentes direções, as quais se sobressaem no relevo plano a colinoso, distribuindo-se nos diversos quadrantes da área de trabalho, porém com maior predominância na sua porção ocidental. Litologicamente, são constituídos por veios de quartzo, diques de diabásio ou de riolito, cataclasitos, tufos, arenitos, quartzitos, etc. Exibem alta declividade e altitudes superiores a 300m, porém raramente ultrapassam a 400m. Exemplares deste sistema estão bem representados na bacia do igarapé Carapanã.

3.3.1.3 Relevo de Colinas

Dentre os sistemas delimitados, este é o que ocupa a maior extensão territorial, desenvolvendo-se sobre gnaisses e migmatitos do Complexo Xingu, granitóides das unidades Rio Maria e Parauari, rochas supracrustais dos Grupos Aquiri, São Félix e Sapucaia, rochas vulcânicas da Formação Sobreiro, etc. Caracteriza-se por apresentar uma altitude média de 200 a 300m, constituído de morros de cristas agudas e encostas ravinadas e por colinas com amplas formas e baixa declividade. O padrão de drenagem é dendrítico, embora, localmente, esteja subordinado a um controle estrutural. As colinas e os morros exibem um

complexo relacionamento geomorfológico, entretanto, este sistema pode ser dividido em regiões onde predominam Colinas e Morros, e Colinas:

– Colinas e Morros: este sistema ocupa a porção nordeste da área de trabalho, em forma de uma faixa orientada na direção NE-SW e é formado, parcialmente, pelo prolongamento à oeste da Serra dos Carajás. Abrange altitudes superiores a 300m, com alguns topos de morros exibindo cotas superiores a 400m. É caracterizado pela presença de morros com cristas agudas e encostas ravinadas, orientadas segundo NE-SW e NW-SE; alguns morros exibem formas arredondadas. As colinas são amplas, com baixa declividade, com topos tabulares e suavemente arredondados. Litologicamente, de uma maneira generalizada, pode-se correlacionar os morros às rochas do Granito Plaquê, da Suíte Intrusiva Cateté e dos grupos Aquiri, São Félix e Sapucaia, ao passo que as colinas correspondem, predominantemente, aos gnaisses e migmatitos do Complexo Xingu. Nesse sistema desenvolve-se uma rede de drenagem drendrítica, a qual, juntamente com os morros, encontra-se incipientemente controlada pelas feições estruturais do Cinturão Itacaiúnas.

– Colinas: é o sistema que ocupa a maior extensão territorial na Folha de São Félix do Xingu e está distribuído de forma irregular nos seus diversos quadrantes. As colinas correspondem, basicamente, à Depressão Periférica do Sul do Pará e constituem uma superfície com altitudes médias de 200 a 280m. Exibem amplas formas, com encostas de baixa declividade, com os perfis das vertentes de traçados retilíneos a côncavos e topos arredondados a subtabulares. As colinas estão relacionadas a diferentes unidades litológicas, tais como aos granitóides do Granodiorito Rio Maria, aos gnaisses e migmatitos do Complexo Xingu, às rochas máficas do Grupo Tucumã, ao Granito Parauari e às rochas vulcânicas intermediárias (Formação Sobreiro) e ácidas (Formação Iriri). Nesse domínio, desenvolve-se um padrão dendrítico de drenagem.

3.3.2 Relevo de Agradação

Este sistema constitui-se das planícies e terrenos aluvionares, intimamente relacionados à evolução deposicional tércio-quaternária. Normalmente, é formado de grandes faixas alongadas, dispostas às margens dos principais cursos d'água, como dos rios Xingu, Fresco, Triunfo, São José, etc.

As planícies e os terraços aluvionares exibem baixa densidade de drenagem. Os cursos d'água, ao percorrerem este domínio, meandram e alargam seus vales, sendo freqüentes os meandros abandonados que, paulatinamente, transformam-se em lagos, como pode ser observado na planície aluvionar do Rio Xingu. As planícies, separadas dos leitos dos cursos d'água por diques marginais, sofrem inundação periódica durante a estação chuvosa.

Litologicamente, este sistema desenvolve-se sobre sedimentos inconsolidados, prodominantemente de natureza areno-argilosa.

3.4 Padrões de Drenagens

A maior porção da área de trabalho pertence a bacia do médio curso do Rio Xingu e ao baixo curso do Rio Fresco. Apenas a região nordeste relaciona-se à bacia do Rio Itacaiúnas. Nesse contexto, verifica-se que os padrões de drenagens são resultantes do interrelacionamento entre os elementos estruturais, os diversos tipos rochosos e a evolução geomorfológica. De

maneira generalizada, predomina na área de trabalho o padrão dendrítico, caracterizado por ramificações irregulares dos cursos d'água, em diversas direções.

Ao analisar-se a rede de drenagem, verifica-se que os cursos d'água apresentam uma média a boa relação de simetria, o que é observado, particularmente, nas cabeceiras do igarapé São Sebastião e na bacia do igarapé Carapanã.

Em termos de densidade, a região de trabalho caracteriza-se por uma média densidade, embora se observem padrões com alta densidade, como exemplificado pela região da serra Eldorado, bem como, padrões de baixa densidade, conforme observado na porção central da área mapeada. De maneira generalizada, pode-se associar os cursos d'água de mais alta densidade, com as porções onde predominam as rochas supracrustais, enquanto que, as de mais baixa densidade relacionam-se as zonas do Complexo Xingu e do Granodiorito Rio Maria.

A rigor, os cursos d'água exibem um alto grau de integração, com uma baixa angularidade, apresentando uma orientação bem definida, sendo que os ângulos de união (tributário/principal), geralmente apresentam um alto valor no baixo e médio cursos e tendem a ser agudos em direção as nascentes.

No que diz respeito à disposição dos cursos d'água, verifica-se que os mesmos exibem uma regular a boa relação de linearidade. Entretanto, localmente, como no Rio Fresco (a montante da foz do igarapé Carapanã) e no baixo curso dos tributários do Xingu, verifica-se que os cursos d'água exibem um comportamento sinuoso.

Apesar de predominar na área de trabalho o padrão dendrítico, observam-se localmente padrões anômalos, resultantes da forte influência dos fatores litoestruturais. Desta maneira, nas regiões dos maciços graníticos da Suíte Intrusiva Velho Guilherme (Antônio Vicente, Velho Guilherme, etc) desenvolve-se um padrão radial; nos domínios do Grupo Uatumã, onde são marcantes os efeitos do Evento Distensivo do Proterozóico Médio, verifica-se que a rede de drenagem exibe um padrão retangular; ao longo do Rio Xingu, nos domínios do Quaternário Aluvionar observa-se um padrão anastomótico; o padrão paralelo pode ser observado na região da serra Eldorado e na bacia do igarapé Aquiri. Além desses padrões básicos, ainda merece ser mencionado a presença de combinações de padrões ou seja: dendrítrico-retangular, radial-retangular, etc.

PARTE II

GEOLOGIA

1

Geologia Regional

1.1 Trabalhos Anteriores

Neste ítem são abordados, tanto os trabalhos desenvolvidos no âmbito da área mapeada, como aqueles de caráter regional, que contribuiram, de alguma forma, para a evolução do conhecimento geológico da Folha São Félix do Xingu.

Os geólogos que desenvolveram os trabalhos pioneiros na Região Amazônica utilizaram-se dos rios, que eram as únicas vias de acesso disponíveis, na época, para executarem suas seções geológicas. Em conseqüência desta limitação, os mapas continham pouca ou nenhuma informação dos interflúvios. Os relatos dessas expedições contém, geralmente, uma descrição da fisiografia e dos aspectos sócio-econômicos da região visitada e enfatizam a petrografia/paleontologia das rochas coletadas.

Dessa etapa pioneira, o mais antigo trabalho foi realizado em 1922 por Avelino Inácio de Oliveira, a serviço do DNPM, e publicado com a denominação de Reconhecimento Geológico do Rio Xingu, Estado do Pará. Djalma Guimarães, em 1928, publicou os trabalhos: Rochas do Rio Xingu, Estado do Pará e Rochas do Rio Fresco, Estado do Pará, os quais apresentam as descrições petrográficas das amostras coletadas por Oliveira. Em 1954, Andrade Ramos fez o levantamento do alto Rio Fresco, obtendo variada informação sobre a geologia da calha do mencionado rio, e comparou os arenitos situados junto à aldeia Gorotire, com o arenito Serra Grande, da Bacia do Parnaíba.

Dessa época, até meados dos anos 60, nenhum trabalho geológico importante foi empreendido na região, a não ser as incursões por particulares, visando a descoberta de ouro e de pedras preciosas.

A segunda metade da década de 60 pode ser assinalada como um marco na evolução do conhecimento geológico da região Sul do Pará. Em 1966 foi publicado a Monografia nº XIX do DNPM com os resultados do primeiro mapeamento geológico regional, na escala 1:1.000.000, denominado Projeto Araguaia, executado a partir de 1955 pela PROSPEC S.A. para o DNPM. Neste trabalho foram definidos, pela primeira vez, várias unidades de cobertura de plataforma, como as formações Rio Fresco, Gorotire e Cubencranquém, posicionadas no Eo-Paleozóico, e estabelecido o empilhamento estratigráfico e o arcabouço tectônico da vasta região entre os rios Xingu e Tocantins.

Barbosa (1966 b) denominou informalmente de Grupo Uatumã as rochas vulcânicas intermediárias, intercaladas com arcóseos, de idade cambro-ordoviciana, ocorrentes na bacia do Rio Tapajós e possivelmente correlacionadas com o "Grupo" Rio Fresco.

Parada *et al.* (1966) estudando os depósitos de ferro do rio Najá, denominaram de Formação Tocandera a um conjunto de quartzitos e itabiritos, situados na serra homônima e posicionados na base da Formação Rio Fresco.

Como fruto do Projeto Araguaia, no biênio 1969/1970, a PROSPEC S.A. executou para o DNPM o Projeto Cobre-Pará , com objetivo de pesquisar sulfetos na bacia do Rio Xingu, através de mapeamento geológico e prospecção pedogeoquímica.

No período de 1969/1970, o Instituto de Desenvolvimento Econômico-Social do Pará – IDESP, efetuou pesquisas para carvão na bacia do Rio Fresco e abrangeu uma pequena área da Folha São Félix do Xingu. Este trabalho contribuiu para o estabelecimento do empilhamento estratigráfico daquela região, definindo a Formação Sobreiro como constituída, predominantemente, de rochas vulcânicas intermediárias e redefinindo a Formação Rio Fresco, como formada exclusivamente por rochas sedimentares.

Ainda no decorrer da década de 60, inúmeras empresas de mineração, tais como a Companhia Meridional de Mineração, a CODIM, etc., iniciaram trabalhos sistemáticos de pesquisa, que culminaram com a descoberta dos significativos depósitos de manganês na serra de Buritirama, e de ferro na serra dos Carajás, cuja porção oeste prolonga-se, descontinuamente, até próximo da cidade de São Félix do Xingu.

Os geólogos da SUDAM/GEOMINERAÇÃO (1972), com a execução dos projetos Pesquisa Mineral no Tapajós/Jamanxim e Pesquisa Mineral no Iriri/Curuá definiram as formações Iriri, constituída predominantemente de vulcânicas ácidas, e Riozinho do Anfrízio (rochas sedimentares comparáveis à Formação Rio Fresco), ambas de idade eo-paleozóica; correlacionaram, também, os metassedimentos do então denominado Grupo Morro Grande, com a Série Araxá.

Com a valorização geo-econômica da serra dos Carajás, inúmeras pesquisas foram desenvolvidas nessa região. Ressalta-se nesta época, os trabalhos de Tolbert *et al.* (1970) sobre a geologia e os depósitos de ferro; de Gomes *et al.* (1971) sobre datações geocronológicas; de Suszcynsky (1972) sobre a provável origem vulcânica do minério de ferro; outros, como Resende e Barbosa (1972), apresentaram os resultados das pesquisas realizadas no Distrito Ferrífero da Serra dos Carajás; Beisiegel *et al.* (1973) apresentaram o esboço geológico para a serra dos Carajás definindo seus aspectos morfológicos, estratigráficos, litológicos, estruturais e os recursos minerais. Definiram, também, o Grupo Grão-Pará, como formado por duas seqüências paleovulcânicas (Inferior e Superior), intercaladas pela Formação Carajás, essencialmente ferrífera, e correlaciona-

ram as rochas sedimentares situadas entre as serras Norte e Sul, com a Formação Gorotire, também de idade pré-cambriana. Assinalaram algumas evidências que sugerem ser o corpo granito que ocorre nessa região, posteriormente denominado de Serra dos Carajás, intrusivo nos sedimentos Gorotire.

No início da década de 70 foram identificados, com a ajuda de garimpeiros, os primeiros corpos graníticos mineralizados à cassiterita, destacando-se o Maciço Velho Guilherme, onde a Produtora de Minérios do Xingu – PROMIX cubou uma jazida de 676 toneladas de cassiterita. Esse fato incentivou a prospecção desse bem mineral na região de São Félix do Xingu, e resultou na descoberta das jazidas de Bom Jardim, Mocambo, Antônio Vicente e outros depósitos de pequeno porte. Abreu e Ramos, 1974/1975, realizaram estudos sobre este potencial mineral e caracterizaram a Província Estanífera do Sul do Pará.

Ainda neste período, o Governo Brasileiro iniciou o reconhecimento geológico sistemático da Amazônia Brasileira, na escala 1:1.000.000, com o Projeto RADAM. Como fruto deste Projeto, Silva *et al.* (1974), apresentaram para a região da Folha Araguaia/Tocantins (que abrange a Folha São Félix do Xingu) os grandes domínios litológicos, o empilhamento estratigráfico, a estruturação regional e o potencial metalogenético. Definiram o Complexo Xingu como a unidade basal da coluna estratigráfica e classificaram as intrusões graníticas em dois grandes grupos, denominados de granitos tipo Serra dos Carajás e tipo Velho Guilherme. Incluiram a Formação Cubencranquém na Formação Gorotire e definiram a Formação Triunfo, posicionando-as no Pré-Cambriano superior B. As rochas sedimentares, situadas entre as serras Norte e Sul, foram preferencialmente correlacionadas à Formação Rio Fresco, que por sua vez, foi dividida nos membros Azul e Najá e suscitaram dúvidas sobre a existência das duas seqüências de vulcânicas máficas no Grupo Grão-Pará.

Amaral (1974) fez uma síntese da geologia do Pré-Cambriano na Amazônia, e dividiu a região em três províncias: Oriental, Central e Ocidental, separadas em duas partes (Norte e Sul) pela Bacia Sedimentar do Amazonas.

A Superintendência de Desenvolvimento da Amazônia – SUDAM, em convênio com a CPRM, executou no período de 1974/1975 o Projeto Xingu-Araguaia com limite, no paralelo 7°00'S, com a Folha São Félix do Xingu. Esse projeto que constou de mapeamento geológico, prospecção geoquímica e levantamento aerogeofísico contribuiu para o conhecimento geológico da região ao sul da área mapeada e modificou a categoria da Formação Tocandera para Grupo (Parada, 1966) .

Em 1976, foi desenvolvido pela CPRM para o DNPM, o Projeto Carvão no Rio Fresco, com o objetivo de avaliar o potencial do material carbonoso na Formação Rio Fresco. Nesse projeto foram mantidos, em linhas gerais, o esboço geológico e a coluna litoestratigráfica apresentados pelo Projeto Xingu-Araguaia, e acrescentado ao Grupo Uatumã, os granitos tipo Velho Guilherme.

No biênio 1976/1977, a CPRM pesquisou uma área de 16.000ha próxima a cidade de São Félix do Xingu, objetivando a prospecção de chumbo através de métodos geoquímicos e geofísicos, escavações e sondagem.

Nos anos de 1977 e 1978, a Mineração Serra do Sul Ltda. e a Mineração Serra do Oeste Ltda, apresentaram os trabalhos de pesquisa efetuados, respectivamente, nas serras do Puma/Onça e Jacaré/Jacarezinho. Nestas serras foram cubadas jazidas de níquel, associadas ao capeamento laterítico, resultantes de processos intempéricos sobre complexos de rochas máficoultramáficas. Estes estudos fo-

ram publicados em 1986 por Hein e Castro Filho e por Castro Filho e Mattos.

Durante o Projeto Prospecção de Carvão Energético nas Áreas de Ocorrência da Formação Rio Fresco, desenvolvido pela CPRM para o DNPM, Villas Boas *et al.* (1980), trabalhando na bacia do Alto Rio Branco, na porção SE da Folha São Félix do Xingu, denominaram as rochas supracrustais de Suíte Metamórfica Grão-Pará, que conjuntamente com o Complexo Xingu, formariam um conjunto do tipo granito-*greenstone*. O granito intrusivo (maciço Velho Guilherme) foi denominado de Teles Pires, fazendo parte da Associação Uatumã.

Em 1982, Hirata *et al.* integraram os dados geológicos obtidos pelos trabalhos de pesquisa da DOCEGEO e apresentaram o mapa geológico e o empilhamento estratigráfico da Província Mineral de Carajás.

Dall'Agnol (1982 e 1984), correlacionou entre si os maciços Antonio Vicente, Velho Guilherme e Mocambo, através do posicionamento estratigráfico, características petrográficas, quimismo, petrologia e mineralizações, concluindo que os mesmos tiveram uma evolução geológica muito simples, provavelmente pertencendo a uma mesma geração magmática.

Sá (1985) estabeleceu o arcabouço geológico regional para a região do Maciço Antonio Vicente, na porção NW da Folha São Félix do Xingu, identificando, cartografando e empilhando sete unidades litológicas.

Já no final dos anos 70 e principalmente a partir de meados da década de 80, observa-se uma mudança na evolução do conhecimento geológico da Amazônia Brasileira, em particular da porção oriental. Essa mudança esteve relacionada com a publicação dos primeiros trabalhos de integração regional, apoiados na interpretação de imagens de radar e de satélites, vinculada aos informes geológicos disponíveis. Em uma fase posterior, esses trabalhos foram consubstanciados com dados geofísicos, geocronológicos e interpretações estruturais baseadas em conceituações mais modernas.

Utilizando a metodologia descrita, Cordani *et al.* (1979) apresentaram uma evolução tectônica para a Amazônia a partir de faixas móveis, denominadas de Maroni-Itacaiúnas, Rio NegroJuruena e Rondoniana, marginais a uma província tectônica arqueana, denominada de Amazônia Central.

Lima (1984 a, b) propõe a compartimentação do Cráton Amazônico em Províncias Geológicas, caracterizadas por uma história geológica ou por feições fisiográficas, petrográficas e estruturais similares, distingüindo as províncias Amazônia Oriental, Amazônia Central, Amazônia Ocidental e Guiana Central. Hasui *et al.* (1984), usando dados aeromagnéticos, gravimétricos, medidas de densidades de rochas, etc., identificaram várias megafeições tectônicas relevantes na região Amazônica. A estruturação antiga é entendida através da articulação de blocos crustais constituídos de terrenos granito-*greenstone*, separados por cinturões de alto grau metamórfico, estes bem demarcados, na gravimetria, pelas faixas de rochas de fácies granulito.

Posteriormente, Hasui e Haralyi (1985) estabeleceram que a estruturação antiga da Amazônia Oriental, é feita a partir da articulação dos blocos crustais denominados Belém, Araguacema, Juruena e Porangatu. As bordas dos blocos são definidas por anomalias gravimétricas positivas, por zonas fortemente magnetizadas e por forte linearização das unidades rochosas. Nos seus interiores comparecem granitóides e seqüências vulcano-sedimentares tipo *greenstone belts*, definindo domínios fracamente magnetizados e isentos de anomalias gravimétricas.

Araújo *et al.* (1988) apresentaram um modelo alternativo para a megaestruturação arqueana da Folha Serra dos Carajás, a partir da análise geométrica dos elementos estruturais. Além de estabelecerem uma estratigrafia para área, definiram um cinturão de cisalhamento dúctil (Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas), com importantes feições direcionais associadas. A implantação deste cinturão está relacionada a um processo de retrabalhamento, essencialmente dúctil, de terrenos granito-*greenstone* e formação localizada de granitóides, além de seqüências vulcano-sedimentares evoluídas em sistemas transcorrentes.

Uma das mais recentes contribuições ao conhecimento geológico da Folha São Félix do Xingu, deve-se a Soares *et al.* (1988), sobre a geologia regional das cabeceiras do igarapé Aquiri, situado na porção NE da folha mencionada. Ali foram identificadas rochas do Complexo Xingu e definido o Grupo Aquiri, composto pelas formações Azulona e Cuxiú, e recoberto por uma seqüência metassedimentar de correlação estratigráfica indefinida, provavelmente correlacionável ao Grupo Rio Fresco.

Significativos avanços no conhecimento da geologia da Província Mineral de Carajás foram apresentados pela equipe da DOCEGEO, em 1988. Os *greenstone belts* foram agrupados no Supergrupo Andorinhas e os granitóides arqueanos que compõem o par granítico do Terreno Granito-*Greenstone*, foram designados de Granodiorito Rio Maria, Tonalito Parazônia e Trondhjemito Mogno. Consideraram o Complexo Xingu como resultante do retrabalhamento metamórfico sobre terrenos graníticos arqueanos, e propuseram a denominação de Supergrupo Itacaiúnas para englobar o Grupo Grão-Pará e as demais unidades vulcano-sedimentares correlacionáveis. Os *sills* máfico-ultramáficos foram designados de Complexo Intrusivo Luanga e Complexo Intrusivo Serra Azul, e reuniram os diversos segmentos de coberturas sedimentares sob a denominação de Grupo Rio Fresco. Os granitos anorogênicos proterozóicos receberam diferentes denominações: Carajás, Cigano, Xinguara, Marajoara, etc., e as intrusões máfico-ultramáficas proterozóicas foram denominadas de Quatipuru e Santa Inês.

Costa *et al.* (no prelo), abordaram os principais aspectos estruturais do Proterozóico Médio da Amazônia a partir da atuação de uma componente de estiramento orientado segundo NE-SW, responsável pelo adelgaçamento progressivo da crosta, através do desenvolvimento de falhas normais (NW-SE) e transcorrentes (NE-SW), segundo o modelo apresentado por Coward, 1986, originando a formação de bacias assimétricas do tipo *hemigrabens*.

Como fruto dos trabalhos do Programa Grande Carajás, Araújo *et al.* (1991), apresentaram o mapeamento geológico da Folha Serra dos Carajás, onde foram identificados o Terreno Granito *Greenstone* do Sul do Pará, o Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas e o Cinturão Araguaia. A primeira unidade geotectônica está constituída pelo Grupo Tucumã e pelo Granodiorito Rio Maria. O Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas compõe-se de um domínio imbricado e de um transcorrente, este último formado pelo Sistema Cinzento (Grupo Rio Novo) e pelo Sistema Carajás (Complexo Xingu, Gnaisse Estrela e Grupo Grão-Pará); o domínio imbricado é composto pelos complexos Pium e Xingu, Granito Plaquê e Grupo Sapucaia. O Cinturão Araguaia é representado pelo Grupo Tocantins. Associados ao regime distensivo do Proterozóico Médio, estão os corpos do Granito Seringa, das ultramáficas do tipo Vermelho e das máficas tipo Santa Inês. O trabalho apresenta uma avaliação metalogenética, onde se destaca o grande potencial mineral, principal-

mente para ferro, ouro; alumínio, cobre e estanho.

Finalmente, ainda como trabalhos anteriores, cumpre mencionar, em segundo plano, as inúmeras pesquisas desenvolvidas por Amaral e Kalpern (1975); Issler (1977); Martins e Araújo (1979); Santos (1980); Santos *et al.* (1980); Tassinari *et al.* (1980); Lindenmayer (1981); Bernardelli *et al.* (1982); Bezerra *et al.* (1982); Ianhez *et al.* (1982); Santos *et al.* (1982); Meireles *et al.* (1984); Montalvão *et al.* (1984), que contribuíram para o maior conhecimento de específicos temas/regiões do Cráton Amazônico e indiretamente, da Folha São Félix do Xingu.

1.2 Contexto Geotectônico Regional

A partir da década de 60, diversos pesquisadores abordaram os aspectos geológicos da Região Amazônica em termos de entidades tectono-estruturais. Relacionando-se a área da Folha São Félix do Xingu com as várias organizações propostas, verifica-se que a mesma pode ser enquadrada nos seguintes terrenos: Plataforma Brasileira (Almeida, 1967), mais especificamente na margem oriental do Cráton do Guaporé; Núcleo Cratônico Brasil Central da Plataforma Amazônica (Suszczynsky, 1969); Província Oriental (Amaral, 1974); Cráton Amazônico (Almeida, 1976); Província Amazônica Oriental (Lima, 1984, figura II.1.1) e Província Amazônica Central (Cordani, 1984). Tassinari *et al.* (1988), baseados no conhecimento geológico existente e com suporte em datações radiométricas, propuseram a existência de vários cinturões móveis proterozóicos, envolvendo um domínio cratônico antigo (figura II.1.2) denominado de Província Amazônica Central, onde se situa a área mapeada.

A interpretação dos dados geofísicos (gravimétricos e magnetométricos), vinculada à informação geológica disponível, permitiu que Hasui *et al.* (1984), e Hasui e Haralyi (1985), visualizassem a estruturação antiga da Região Amazônica a partir da articulação de blocos crustais, cujas bordas são definidas por anomalias gravimétricas positivas, por zonas intensamente magnetizadas e por forte linearização das unidades rochosas. Nos núcleos desses blocos crustais, ocorrem granitóides e seqüências vulcano-sedimentares tipo *greenstone belts*, caracterizados por domínios fracamente magnetizados e isentos de anomalias gravimétricas.

Utilizando-se as divisões anteriores e particularmente os trabalhos de Hasui *et al.* (*op.cit*), e Hasui e Haralyi (op.cit), reconhece-se que o arcabouço geotectônico mais antigo da região S-SE do Estado do Pará (figura II.1.3) é constituído por cinturões de rochas de alto grau metamórfico denominados de Itacaiúnas, Araguaia e Médio Tapajós, que englobam o Terreno Granito-*Greenstone* do Sul do Pará (Araújo *et al.*, 1988). No Proterozóico, a região foi palco de eventos distensivos, que resultaram na implantação de bacias intracratônicas, nas quais instalaram-se seqüências vulcânicas e sedimentares, e intrusões básico-ultrabásicas e graníticas. Uma nova reativação tectônica (Mesozóica), resultou na intrusão de diques de diabásio, ao passo que no Cenozóico, os movimentos epirogenéticos propiciaram a implantação das coberturas lateríticas terciárias e dos sedimentos colúvio-aluvionares quaternários.

Neste panorama geotectônico, a área da Folha São Félix do Xingu abrange porções do Terreno Granito-*Greenstone* do Sul do Pará , do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas e da Bacia do Médio Xingu, afetados por corpos intrusivos (Proterozóicos e Mesozóicos) e localmente superpostas por coberturas sedimentares cenozóicas (figura II.1.4).

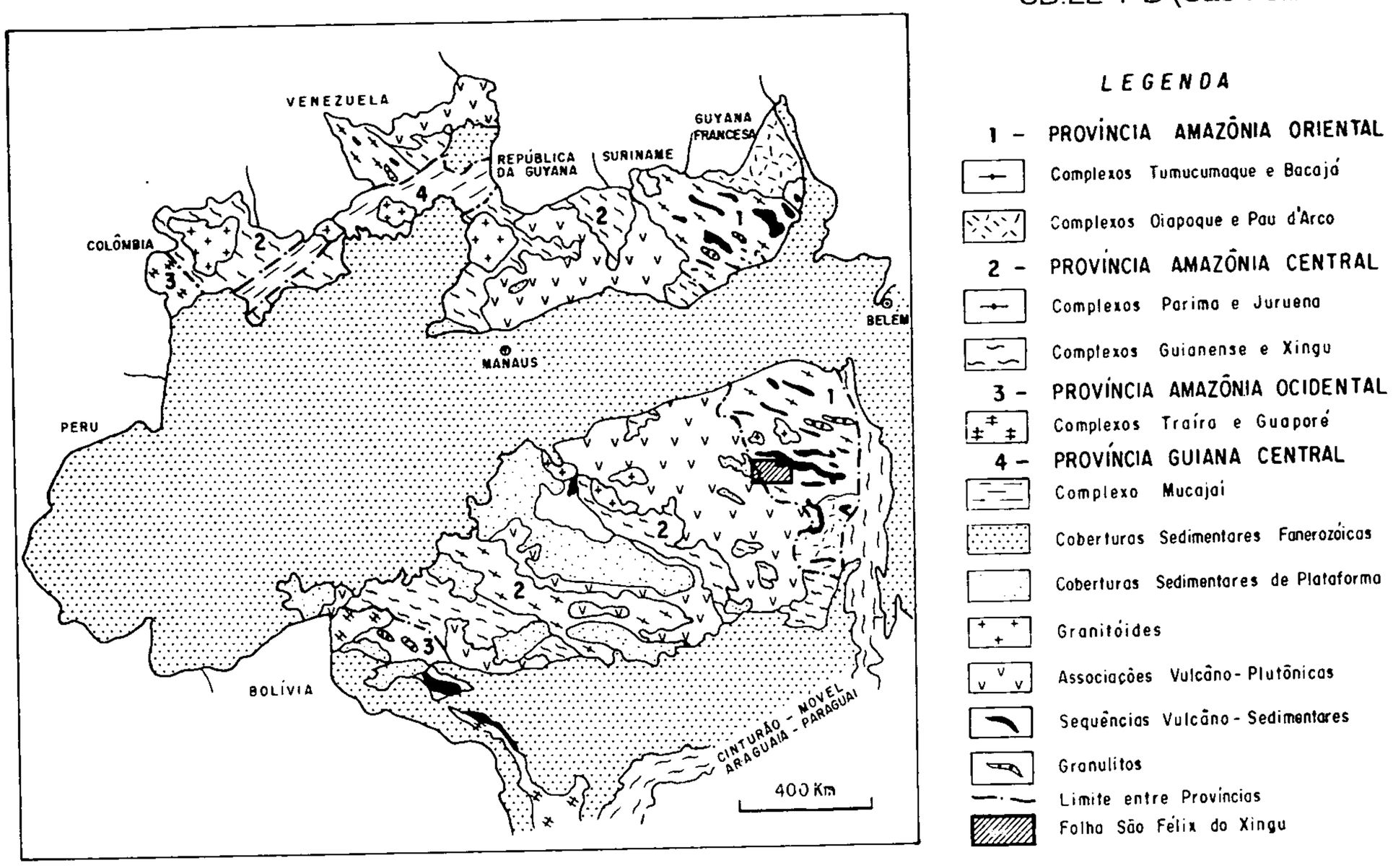


Figura II.1.1 – Esboço tectônico do Cráton Amazônico (segundo Tassinari et al., 1988).

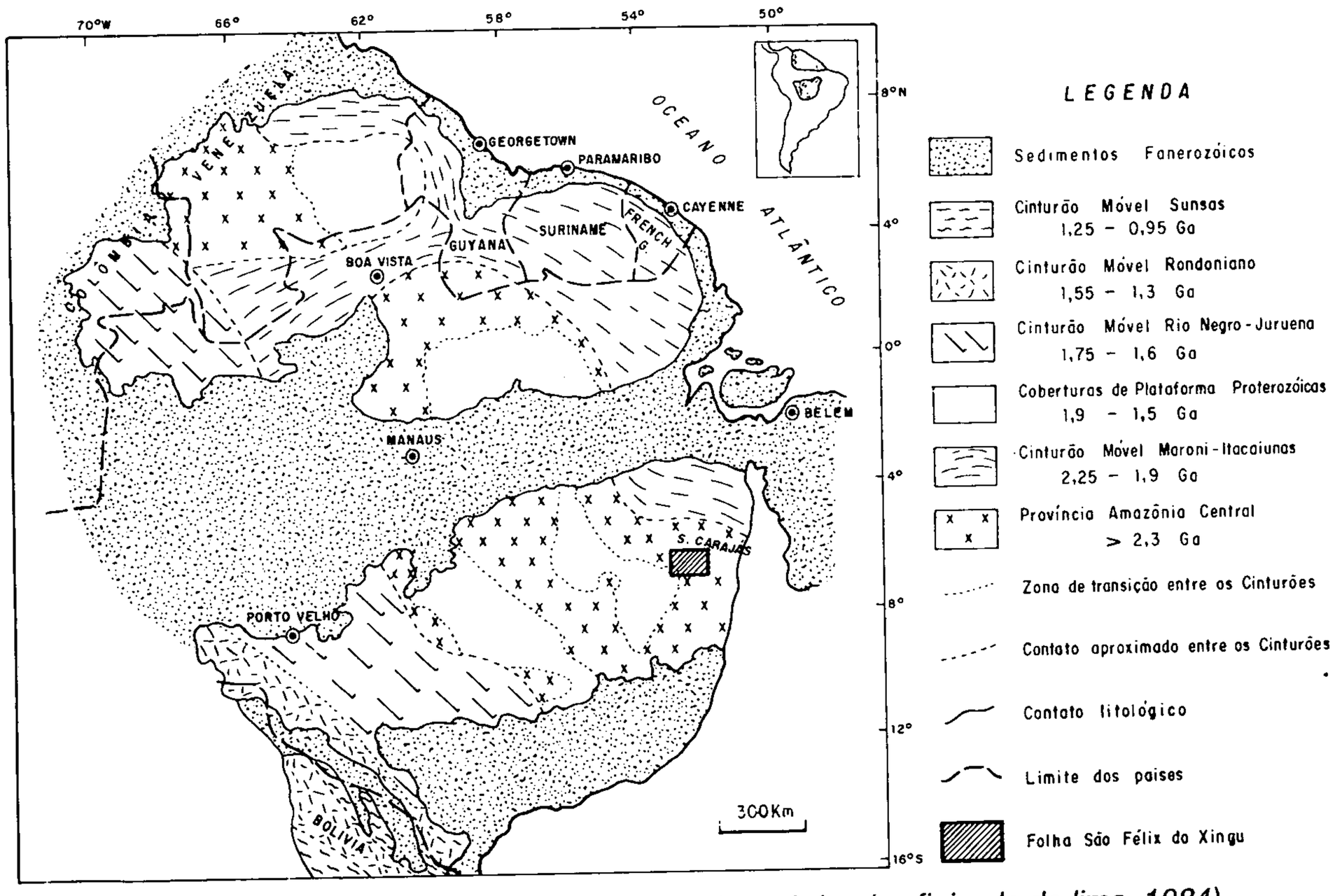


Figura II.1.2 – Províncias geológicas do Cráton Amazônico (mofigicado de lima, 1984).

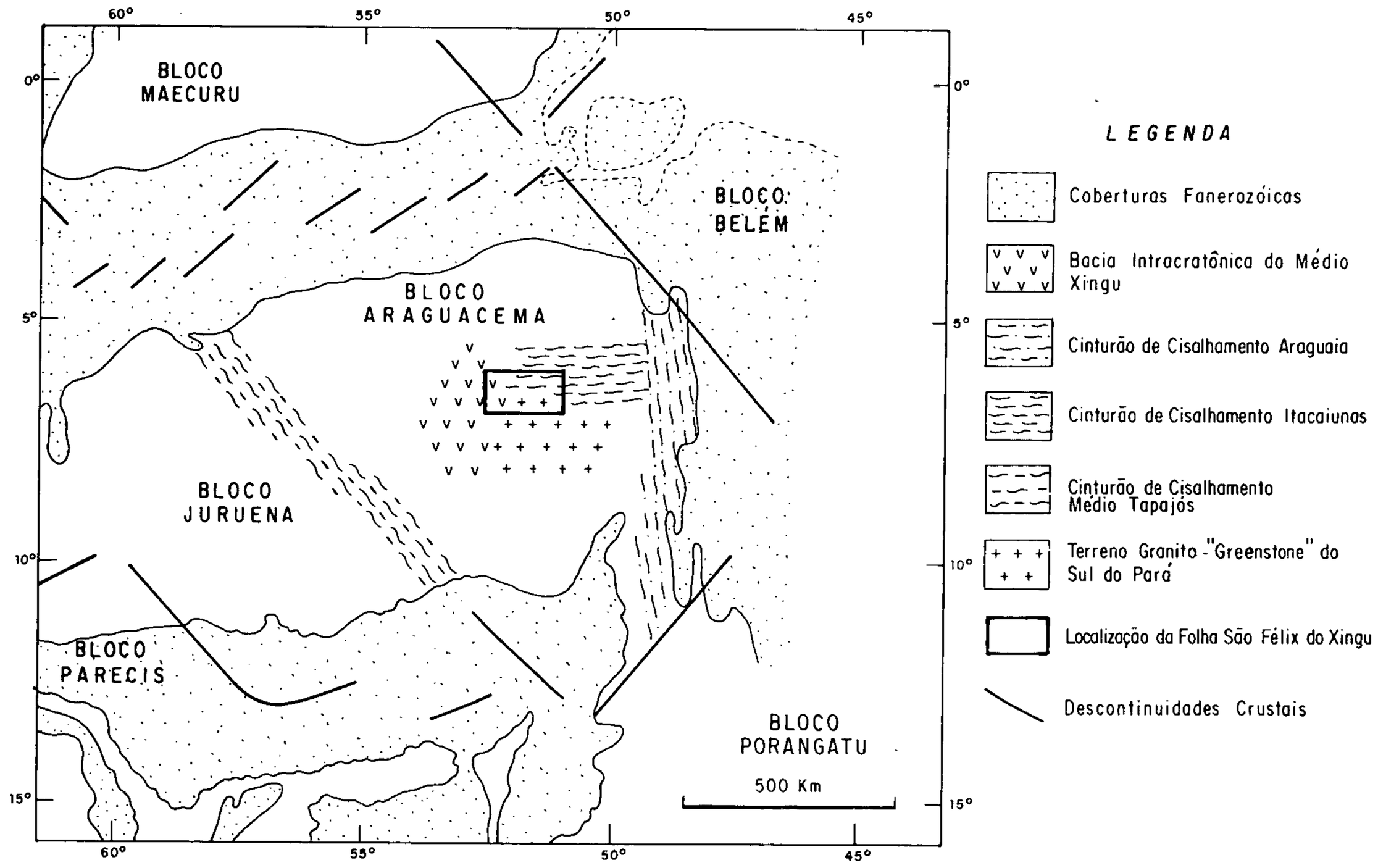


Figura II.1.3 – Compartimentação geotectônica regional (adaptado de Hasui et al, 1984).

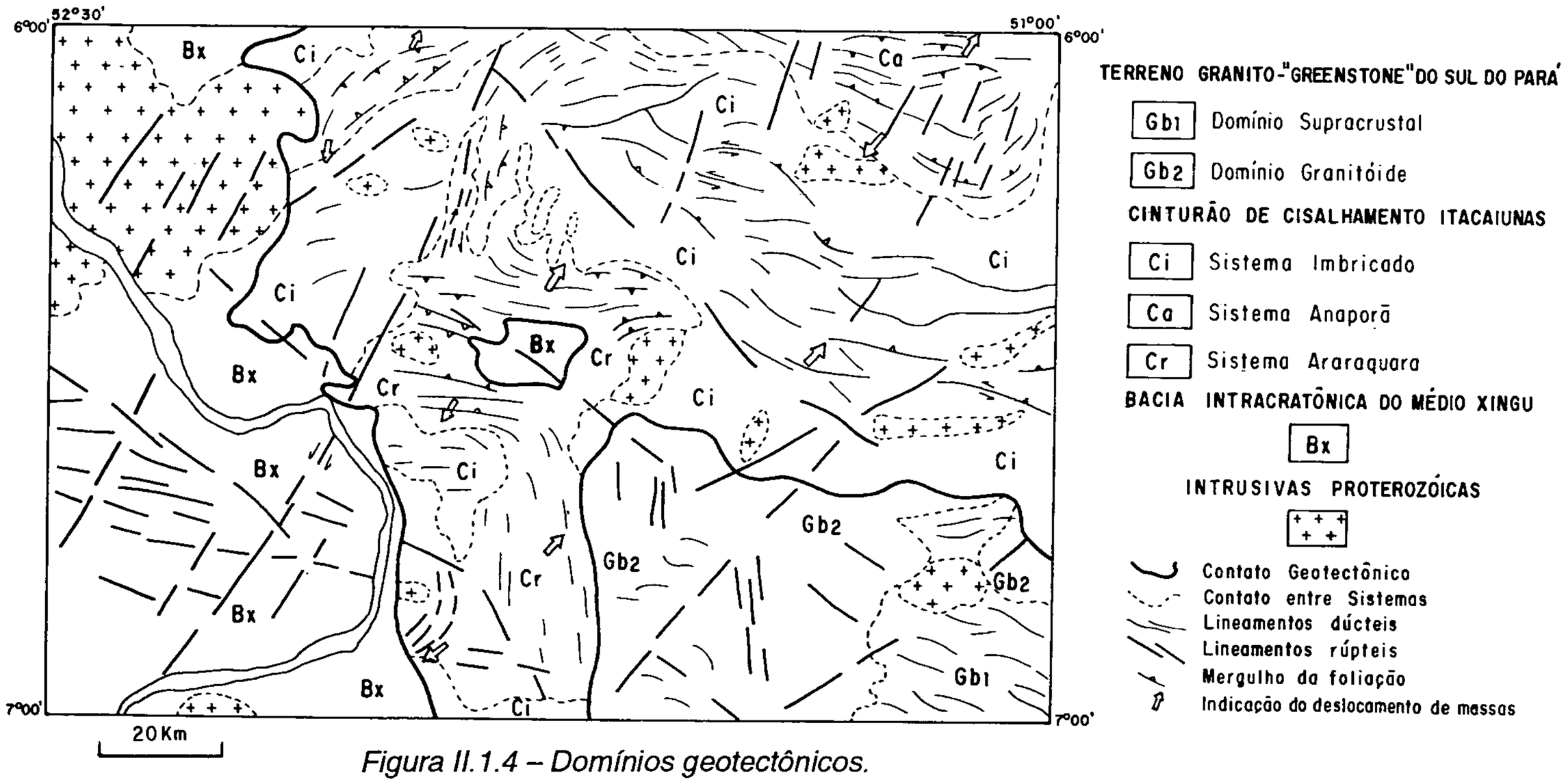


Figura II.1.4 – Domínios geotectônicos.

2

Estratigrafia

Em função da grande complexidade litoestrutural e do elevado número de unidades estratigráficas cartografadas, a geologia da folha será abordada segundo os domínios geotectônicos individualizados. Nesse sentido reconhecem-se três grandes compartimentações geotectônicas, nomeadas de Terreno Granito - *Greenstone* do Sul do Pará, Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas e Bacia do Médio Xingu, além das intrusões ácidas e básico-ultrabásicas proterozóicas, das intrusões básicas mesozóicas e das coberturas sedimentares cenozóicas.

O Terreno Granito-*Greenstone* do Sul do Pará ocorre na porção S-SE estudada, constituindo uma faixa orientada segundo NW-SE, prolongando-se no sentido SE até a região de Rio Maria, no sul do estado do Pará. É entendido como um terreno de idade arqueana superior, preservado do retrabalhamento cisalhante do Cinturão Itacaiúnas, e constituído por um conjunto formado de granitóides e supracrustais, que esboçam regionalmente um padrão anastomosado. As rochas supracrustais (metabásicas e metassedimentos) estão reunidas sob a designação de Grupo Tucumã e o conjunto de granitóides é denominado de Granodiorito Rio Maria (granodioritos, tonalitos e monzogranitos), que compõe o termo "granito", do Terreno Granito-*Greenstone*.

A estruturação interna do Terreno Granito-*Greenstone* do Sul do Pará é definida por zonas de cisalhamento oblíquas e transcorrentes, formadas em condições de fácies xisto-verde, conspicuamente presentes no domínio das rochas supracrustais e incipientemente marcadas no domínio dos granitóides. As zonas de cisalhamento oblíquas estão orientadas preferencialmente segundo NW-SE e localmente para E-W, com mergulhos geralmente fortes

para NE e mais raramente para SW. A lineação de estiramento tem disposição geral segundo NE-SW, com mergulhos para NE e os diversos indicadores de rotação indicam uma cinemática dextral. As zonas transcorrentes estão presentes, particularmente, na extremidade meridional do Terreno Granito-*Greenstone*, orientadas segundo E-W, caracterizadas por uma foliação milonítica subvertical e por uma lineação de estiramento suborizontal, disposta em torno da direção E-W. As relações geométricas entre as zonas de cisalhamento ainda não estão suficientemente claras, entretanto, esboça-se um quadro definido por hemiflores positivas.

O Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas abrange a maior porção territorial da Folha São Félix do Xingu, disposto em suas regiões central, setentrional e oriental. É formado por rochas consideradas de idade arqueana superior, intensamente deformadas e lenticularizadas, cujas feições litoestruturais podem ser agrupadas em um Domínio Imbricado e um Transcorrente, este último constituído pelos sistemas Anaporã e Araraquara.

A unidade estratigráfica basal no Domínio Imbricado é o Complexo Pium, essencialmente constituído por granulitos, que provavelmente representam frações da crosta inferior alçadas a níveis superiores através de processos de cavalgamento oblíquo. O Complexo Xingu, unidade com maior distribuição geográfica no Domínio Imbricado, é composto por gnaisses de composição granítica a tonalítica, com diferentes intensidades de migmatização. Em forma de corpos lenticulares, orientados geralmente segundo E-W, de acordo com a imbricação regional, distribui-se o Granito Plaquê, constituído de granitos estratóides de natureza sin-colisional. O Grupo Sapucaia também ocorre em faixas alongadas, predominantemente na direção E-W, subordinado a imbricação regional, formado por xistos, quartzitos, formações ferríferas e metavulcânicas ácidas e básicas.

A arquitetura interna do Domínio Imbricado é fornecida por zonas de cisalhamento com caráter de cavalgamento oblíquo, de direção geral WNW-ESE e com fortes mergulhos para NNE, relacionadas a um regime essencialmente compressivo. Localmente, este domínio encontra-se afetado por zonas transcorrentes de direção E-W. Os diversos indicadores cinemáticos sugerem um sentido de movimentação sinistral. A direção geral da lineação de estiramento é NE-SW, mergulhando para NE em função de ondulações impostas pelo desenvolvimento de transcorrências, e para SW como resultado do deslocamento de massas de SW para NE.

O Sistema Anaporã, no Domínio Transcorrente, está localizado na porção setentrional da Folha São Félix do Xingu e compreende, essencialmente, as rochas dos grupos Aquiri e São Sebastião com intercalações de "fatias" do Complexo Xingu. O Grupo Aquiri corresponde a uma sequência vulcano-sedimentar considerada de idade arqueana superior, que abriga rochas metavulcânicas ácidas, metabásicas, metassedimentos, arenitos e arcóseos. O Grupo São Sebastião, situado na porção NW da área de trabalho, constitui-se de uma seqüência vulcano-sedimentar, também considerada de idade arqueana superior, formada por xistos, filitos e quartzitos com intercalações de anfibolitos e formações ferríferas. Este conjunto rochoso é fortemente marcado pela presença de zonas de cisalhamento de movimentação cavalgante oblíqua, que fornecem a orientação regional do Sistema Anaporã, segundo E-W na região de abrangência do Grupo Aquiri e NE-SW na região do Grupo São Sebastião. As rochas fortemente foliadas que caracterizam as zonas de cisalhamento, desenham, nos do-

mínios dos mencionados grupos litológicos, estruturas elípticas, alongadas assimétricas, que apresentam internamente um padrão divergente, com fortes mergulhos no sentido do centro do embaciamento. Ao longo do mencionado sistema, as lineações de estiramento estão orientadas segundo NE-SW e NW-SE, nos domínios dos grupos Aquiri e São Sebastião respectivamente. Os diversos indicadores cinemáticos mostram, predominantemente, sentido de movimentação sinistral. A conjugação dos parâmetros descritos permite concluir que o Sistema Anaporã, na região da Folha São Félix do Xingu, está composto essencialmente por duas estruturas que se assemelham a duplexes compressivos. Após a implantação desse sistema, o mesmo foi deformado por intrusões arqueanas, proterozóicas e mesozóicas.

Na porção centro-oeste da área estudada, desenvolve-se com direção N-S, o Sistema Araraquara que abrange essencialmente rochas consideradas de idade arqueana superior, representadas pelo Grupo São Félix, litologicamente constituído por metassedimentos e metabásicas, com intercalações de metaultrabásicas. O sistema engloba também porções do Complexo Xingu e corpos do Granito Plaquê. Este conjunto rochoso foi parcialmente encoberto por rochas pertencentes à Formação Iriri (vulcânicas ácidas), e deformados por corpos da Suíte Intrusiva Cateté (complexo básico-ultrabásico) e da Suíte Intrusiva Velho Guilherme (granito).

Zonas de cisalhamento, com caráter de cavalgamento oblíquo, compõem a arquitetura interna do Sistema Araraquara, o qual consiste, basicamente, de duas estruturas divergentes, desenvolvidas em supracrustais do Grupo São Félix, separadas por um alto estrutural formado por rochas do Complexo Xingu. Ao longo de todo o sistema verifica-se o predomínio de uma cinemática dextral, com lineação de estiramento disposta segundo NE-SW, mergulhando para NE ou SW, dependendo da posição considerada nos flancos das estruturas. Zonas transcorrentes subverticalizadas e orientadas na direção N-S, comparecem nos limites oriental e ocidental do Sistema Araraquara. Zonas de cisalhamento transcorrente discretas, relacionadas ao Sistema Anaporã, ocorrem a vários quilômetros a leste da estrutura principal, dispostas, também, na direção submeridiana.

O regime essencialmente cisalhante arqueano foi substituído, no Proterozóico, por um regime distensivo que atingiu indiscriminadamente as diversas unidades litoestruturais da Folha São Félix do Xingu, porém com maior intensidade em sua porção ocidental, onde se implantou a Bacia do Médio Xingu. De acordo com Costa *et al.* (no prelo), o estiramento máximo situa-se segundo NE-SW, resultando em falhas normais dispostas na direção NW-SE, e em falhas de transferências segundo NE-SW. O forte estiramento sofrido por esta porção da crosta, permitiu a implantação, e/ou reativação, de anisotropias crustais, as quais, sincronicamente com o adelgaçamento crustal, permitiram a ascensão de magmas básico-ultrabásicos que originaram os corpos da Suíte Intrusiva Cateté, bem como de magmas graníticos, cujos produtos estão representados pelo Granito Parauari e pela Suíte Intrusiva Velho Guilherme. Concomitantemente a esta fase plutônica, e o desenvolvimento da Bacia do Médio Xingu, ocorreu o extravasamento de uma seqüência vulcânica, representada pelo Grupo Uatumã, que reúne as formações Sobreiro (andesitos), Iriri (riólitos, dacitos e tufos ácidos) e uma seqüência sedimentar, denominada Formação Triunfo (arenitos e arcóseos).

O arranjo litoestratigráfico/geotectônico do Mesozóico está representado por uma retomada dos movimentos distensivos, reativando antigas zonas de fraqueza crustal e provocando a ascensão de magmas básicos, que resultaram em quilométricos diques de diabásio (Diabásio Cururu), presentes nos diversos quadrantes da área mapeada.

As unidades sedimentares cenozóicas estão representadas por extensas coberturas lateríticas e colúvio-aluvionares, relacionados, respectivamente, a implantação das superfícies erosivas pré-cretáceas e ao estabelecimento do atual sistema de drenagem.

2.1 Compartimentos Geotectônicos

2.1.1 Terreno Granito-Greenstone do Sul do Pará

2.1.1.1 Grupo Tucumã – ASTu

As rochas supracrustais ocorrentes no canto SE da Folha São Félix do Xingu, foram inicialmente posicionadas no Grupo Grão-Pará por Silva *et al.* (1974) e posteriormente na Suíte Metamórfica Grão-Pará, por Villas Boas *et al.* (1980).

Huhn *et al.* (1986) realizaram estudos geológicos em uma área situada a 70km da cidade de Rio Maria (SE do Pará) denominando de *Greenstone Belt* Seringa a uma seqüência de rochas supracrustais, associadas com lavas máfico-ultramáficas, que se estendem dessa região até o canto SE da Folha São Félix do Xingu.

Na revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás, efetuada em 1988 pela equipe da DOCEGEO, foi proposta a denominação de Supergrupo Andorinhas, para todas as seqüências de rochas supracrustais, do tipo *greenstone belt*, situadas naquela província.

Araújo *et al.* (1991) estudaram o prolongamento do *Greenstone Belt* Seringa, situado na porção SW da Folha Serra dos Carajás, e denominaram o conjunto de rochas supracrustais ocorrente, de Grupo Tucumã, em razão da nomenclatura Seringa ser usada para denominar várias feições geológicas. Tendo em vista que esta seqüência apresenta continuidade para a região SE da Folha São Félix do Xingu, na bacia do Rio Branco e nos arredores da cidade de Tucumã, conserva-se, neste trabalho a última proposta de denominação (figura II.2.1).

O Grupo Tucumã mantém relações de contato de natureza discordante e intrusiva com o Granodiorito Rio Maria, com a Suíte Intrusiva Velho Guilherme e com diques de riólito da Formação Iriri. O contato com o Complexo Xingu não foi observado, porém admite-se que a passagem entre as duas unidades se faça através de falhas.

O Grupo Tucumã, no âmbito da Folha São Félix do Xingu, é formado por uma seqüência metavulcano-sedimentar que constitui a componente supracrustal do Terreno Granito-*Greenstone* do Sul do Pará. Ocorre em íntima associação com o Granodiorito Rio Maria, ambos preservados do retrabalhamento crustal resultante da implantação do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas.

No curso do mapeamento, e levando-se em consideração o predomínio e abundância de determinado tipo de rocha, optou-se por dividir o Grupo Tucumã em três conjuntos rochosos que, no futuro, através de mapeamento geológico detalhado poderão ser designados formalmente. Assim, o relevo colinoso é formado essencialmente por metamafitos com intercalações subordinadas de metassedimentos e metavulcânicas ácidas; as serras alinhadas e

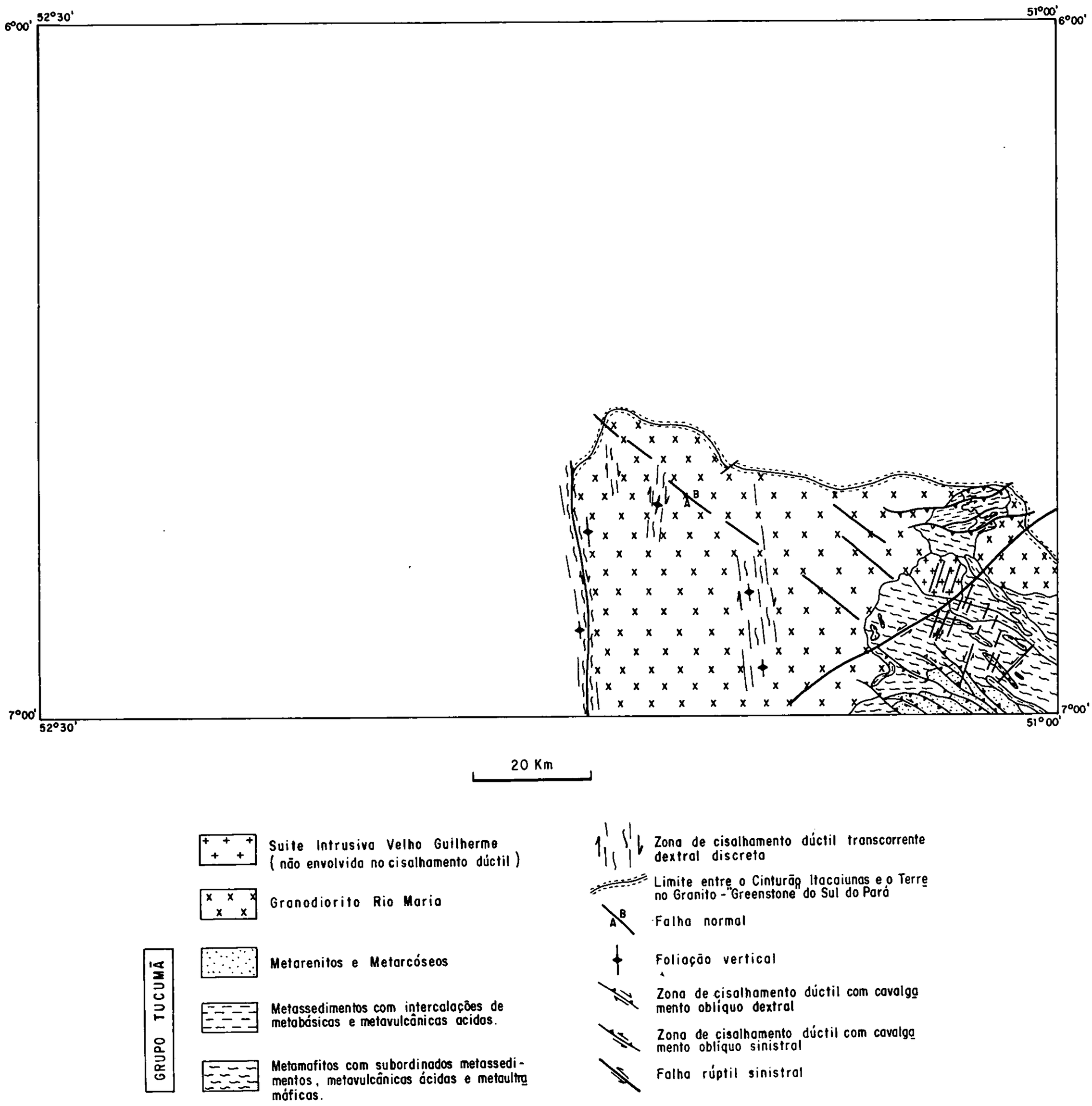


Figura II.2.1 – Regime direcional – Terreno Granito-Greenstone. (Distribuição das unidades e arranjo estrutural simplificado).

estreitas, de topo anguloso e perfil simétrico, são constituídas essencialmente de metassedimentos com subordinadas intercalações de metabásicas e metavulcânicas ácidas; e o grande conjunto de serras com cristas com perfil em *cuesta* corresponde a metarenitos e metarcóseos com raros conglomerados.

A área com relevo colinoso abrange a maior extensão territorial do domínio do Grupo Tucumã e constitui-se essencialmente de metamafitos, com intercalações subordinadas de metassedimentos e metavulcânicas ácidas, cujas melhores exposições estão localizadas na bacia do igarapé Cuca.

Os metamafitos estão representados por rochas básicas, metamorfizadas em fácies xisto-verde (fotomicrografia nº 1) e deformadas em regime de cisalhamento dúctil. De um modo geral são rochas mesotipos a melanocráticas, circunstancialmente holomelanocráticas, que exibem tonalidades variando de cinza-médio a cinza-escuro, com nuanças esverdeadas, holocristalinas, afaníticas, muitas vezes exibindo estrutura xistosa, tipo foliação milonítica representada pela alternância milimétrica de minerais félsicos e máficos. Os componentes mineralógicos não são discerníveis mesoscopicamente. Ao microscópio, verifica-se que se tratam, em essência, de xistos actinolíticos, cuja assembléia mineral é dominada por actinolita-tremolita e plagioclásio sódicocálcico, como fases minerais majoritárias. Epídoto, clorita e sericita, são os minerais secundários mais freqüentes e quartzo, opacos, apatita e titanita, são os minerais acessórios que ocorrem com relativa freqüência. A textura é granonematoblástica, com deformação heterogênea e progressiva atingindo os estágios protomilonítico a milonítico (fotografia nº 1). Localmente há preservação de texturas blastofíticas, indicando os arranjos intergranulares reliquiares e denunciando um protólito ígneo de natureza gabróide/basáltica, metamorfizado sob condições epizonais compatíveis com os níveis crustais superiores. A actinolita e o plagioclásio ocorrem geralmente em proporções aproximadamente iguais entre si. A primeira exibe cristais idioblásticos individualizados e/ou cristais fibrolamelares, com agregados em diferentes graus de anisotropia estrutural, ao passo que o plagioclásio mostra contornos hipidioblásticos, algo tabulares, com variados graus de alteração sericítica. Epidoto e clorita ocorrem de forma dispersa com percentual volumétrico variando em diferentes tipos. O quartzo é geralmente raro a ausente, ocorrendo como agregados policristalinos e recristalizados.

Associados aos metamafitos ocorrem, subordinadamente, xistos a antofilita e a cordierita (dalmatonitos), serpentinitos a antigorita e crisotila, metaperidotitos, talco xistos, e metassedimentos classificados como filitos, biotita xistos, clorita xistos e metagrauvacas. Observam-se também, intercalações de rochas vulcânicas ácidas, transformadas a biotita xistos. As metavulcânicas ácidas são representadas por metatufos líticos, com desenvolvimento de uma fraca foliação milonítica (EM-58); metadacitos com aspectos texturais e mineralógicos, parcialmente preservados e polideformados em regime de cisalhamento dúctil (EM-42).

Como parte integrante do Grupo Tucumã, ocorre um pacote metassedimentar de natureza psamo-pelítica, metamorfizado em fácies xisto-verde, que mantém boa correspondência com as serras alinhadas, de topo anguloso e cristas simétricas, orientadas predominantemente segundo NW-SE. As melhores exposições desses litotipos podem ser observadas na bacia do igarapé Abelha e nas escavações realizadas pelos garimpeiros nos "garimpos de montanha" do Cuca, Serrinha, Castanheira, etc.

Essas exposições compreendem essencialmente uma seqüência de filitos, biotita xistos, clorita xistos (quartzosos ou não), biotita muscovita xistos, metarenitos líticos, metarcóseos e formações ferríferas bandadas, com granulometrias e anisotropias variáveis (fotomicrografia nº 2). Esse conjunto metassedimentar apresenta subordinadas intercalações de anfibolito, actinolita xisto, tremolita xisto e vulcânicas félsicas de natureza riolítica a riodacítica, com texturas blastoporfiríticas, e incipientes transformações mineralógicas por metamorfismo, sob condições epizonais e baixas taxas deformacionais.

Mesoscopicamente os metassedimentos se caracterizam por uma predominância de litótipos de cores e tons variados: vermelho-claro, marrom-avermelhado-escuro, laranja-acinzentado, cinza-claro a escuro e por vezes esverdeado. São rochas de granulação geralmente fina a média, em que os xistos e filitos são realçados por uma certa fissilidade, com destaque para os minerais micáceos ao longo dos planos de xistosidade. As metagrauvacas mostram geralmente uma fraca a moderada anisotropia estrutural. A maioria dos litótipos exibe aspecto anisotrópico, xistoso, caracterizado como foliação milonítica e constituído pela alternância milimétrica de minerais micáceos e quartzo/feldspato (fotografia nº 2).

Ao microscópio, as rochas exibem uma textura lepidoblástica a granolepidoblástica, cujos processos deformacionais, associados ao metamorfismo de fácies xisto-verde, atingiram o estágio protomilonítico a milonítico. A assembléia mineral identificada nos metassedimentos é formada, predominantemente, por quartzo, sericita, muscovita, clorita e opacos. A grande variação dos componentes minerais que agrupam diferentes assembléias, reflete uma natureza protolítica igualmente variada, submetida a metamorfismo epizonal, em diferentes graus de recristalização metamórfica e deformação. Como parte constituinte dessa seqüência metassedimentar, destaca-se a ocorrência na estação geológica EM-29, de níveis essencialmente pelíticos, com evidências de superimposição de um metamorfismo termal, com desenvolvimento de uma textura spotted e caracterizando típicos *hornfels* pelíticos (fotomicrografia nº 3).

No limite meridional da Folha São Félix do Xingu, no domínio do Grupo Tucumã, foi identificado um pacote metapsamítico, formado predominantemente de metarenitos e metarcóseos, podendo ocorrer, ocasionalmente, rochas conglomeráticas constituídas de seixos de quartzo e fragmentos de rocha, com cimento silico ferruginoso. Os melhores afloramentos dessa unidade, podem ser observados ao longo do leito do igarapé da Pista e nas encostas das serras que constituem a mencionada região.

A textura é clástica por deposição, em que os grãos de quartzo mostram extrema variabilidade, de forma e de seleção, bem como fortes efeitos de tensões internas, herdadas da área fonte. Observa-se, também, que os grãos de quartzo e alguns fragmentos de rocha, associam-se a uma relativa abundância de material sericítico (fotomicrografia nº 4) de natureza matricial e material silicoso microcristalino, cimentando, parcialmente ou inteiramente, os grãos detríticos. Em alguns tipos, como o da estação EM-532, o metarenito apresenta características ortoquartzíticas, com o desenvolvimento e sobrecrescimento de sílica secundária, em continuidade ótica e cristalográfica com os grãos detríticos originais.

O Grupo Tucumã, edificado em terreno estabilizado no Arqueano, mostra, através da análise petrográfica das diferentes variedades rochosas, processos metamórficos e deformacionais, que sugerem a superposição de defor-

mação cisalhante em regime dúctil. Este regime tem características próprias, distintivas e exibe um padrão estrutural, em escala macro-megascópica, diferente do padrão estrutural regional das rochas envolvidas no retrabalhamento do Cinturão Itacaiúnas.

De maneira generalizada, o Grupo Tucumã apresenta um suave relevo magnético, exceto nas porções em que predominam rochas metabásicas e formações ferríferas. Nota-se que as anomalias magnéticas de pequena amplitude (150nt), estão alinhadas segundo a direção NW-SE e associadas a rochas metabásicas. As anomalias magnéticas relacionadas às formações ferríferas, exibem freqüentemente eixos orientados nas direções NW-SE e NE-SW e amplitudes da ordem de 200nt.

O comportamento radioativo do Grupo Tucumã é caracterizado por uma baixa radiação, principalmente nas áreas de predomínio das rochas metabásicas, que acusam valores de radiação total inferior a 875cps. Os valores associados aos metarenitos e metarcóseos situam-se na faixa de 875cps a 1.000cps, enquanto que, os valores relacionados aos xistos, filitos e quartzitos, oscilam entre os limites de 1.000cps a 1.250cps.

Não foram executadas análises geocronológicas nas rochas supracrustais do Grupo Tucumã, nem são conhecidas, na literatura geológica, datações dessas rochas. A equipe da DOCEGEO (1988), Distrito Amazônia, agrupa os terrenos granito-*greenstone*s da borda sudeste do Cráton Amazônico no Supergrupo Andorinhas, para o qual, admite uma idade superior a 2.850M.a.

As datações efetuadas, neste projeto, nas rochas da unidade Granodiorito Rio Maria, pelo método Rb/Sr em rocha total, apresentaram idades de 2.600M.a. e 2.700M.a..Como o citado granitóide está introduzido nas supracrustais do Grupo Tucumã, admitese que essa idade possa ser considerada como a mínima para as rochas desse grupo.

O Grupo Tucumã pode ser comparável a outras seqüências do tipo *greenstone belt*, ocorrentes na Amazônia, como Lagoa Seca/Babaçu e Rio Preto/Santa Lúcia, no sul do Pará ; Três Palmeiras, às proximidades de Altamira; Jacareacanga, no Rio Tapajós; Vila Nova no norte do Pará e no Amapá; ao Grupo Gurupi no nordeste do Pará; ao Grupo Tunui em Roraima e, possivelmente, aos epimetamorfitos de Comemoração e ao Grupo Cotia, em Rondônia.

As rochas do Grupo Tucumã constituem um notável metalotecto para ouro, como atestado pela presença de mais de três dezenas de garimpos em seus domínios. Geralmente os garimpeiros lavram os aluviões e os coluviões associados aos cursos d água, como se pode observar nos garimpos do Cuca, do Abelha, do Manelão, da Serrinha, do Cabano, etc. Alguns garimpos, como o da Castanheira, estão restritos ao elúvio. Não existe garimpagem em lateritos, apesar do condicionamento pedogeológico ser favorável a este tipo de ocorrência.

Pelas observações de campo e de laboratório, acredita-se que uma parte do ouro esteja associada a fase sulfetada das rochas metamáficas, enquanto que a outra, esteja relacionada aos veios de quartzo, como exemplificado no Garimpo da Serrinha, onde é expressiva a presença de veios de quartzo. Deve também ser mencionado que, em alguns garimpos, os veios de quartzo são moídos para a obtenção do ouro. Aceita-se também, que o evento cisalhante que atingiu as supracrustais do Grupo Tucumã, bem como, a intrusão do Maciço Velho Guilherme, tenham funcionado como agentes remobilizantes e concentradores auríferos.

Nos domínios do Grupo Tucumã também foi identificado sulfeto maciço, hospedado em rocha constituída de antofilita, gedrita, cordierita e talco(?), classificada como dalmatonito (EM-R-39c). Esta rocha é considerada um importante *marker* para depósitos de sulfetos maciços, em vários distritos mineiros como o de Noranda, no Abitibi *belt*, no Canadá.

Merece ainda ser mencionada a potencialidade para ferro das formações ferríferas associadas ao Grupo Tucumã. O minério de ferro é constituído, essencialmente, por hematita, magnetita e goethita. A julgar pelas características das anomalias aeromagnéticas e pelas informações de campo, são consideráveis as dimensões dos corpos de minério.

2.1.1.2 Granodiorito Rio Maria – ASγ1

A região centro-sul da Folha São Félix do Xingu tem sido reportada em trabalhos anteriores, como constituída de rochas infracrustais, agrupadas sob diferentes denominações, de acordo com a evolução do conhecimento geológico através das últimas décadas. Assim, foi denominada de Embasamento Gnáissico/ Pré-Cambriano Indiviso (DNPM, 1960), Pré-Cambriano Indiferenciado (Barbosa *et al.*, 1966) e Complexo Xingu (Silva *et al.*, 1974; Villas Boas *et al.*, 1980; e Schobbenhaus *et al.*, 1981).

Na região situada ao sul da Serra dos Carajás, Cordeiro (1982) identificou no contexto do Complexo Xingu, domos granitóides, arrasados, truncando biotita gnaisses, migmatitos e seqüências do tipo *greenstone belt*. Esses corpos foram denominados informalmente por Dall'Agnol *et al.* (1986), de Granodiorito Rio Maria, terminologia adotada, no ano seguinte, nos estudos petrológicos realizados por Medeiros. Como resultado do trabalho de integração geológica efetuado pela equipe da DOCEGEO (1988), Distrito Amazônia, na Província Mineral do Carajás, foram individualizados diversos corpos de granitóides arqueanos, que de acordo com sua natureza granodiorítica, trondhjemítica ou tonalítica, receberam a denominação de Rio Maria, Mogno e Parazônia, respectivamente.

Araújo *et al.* (1991), na Folha Serra dos Carajás, denominaram de Granodiorito Rio Maria os granitóides arqueanos situados no domínio granito-*greenstone* da mencionada área.

Na Folha São Félix do Xingu foi delimitado um conjunto de granitóides que exibem características petrológicas, estruturais, geocronológicas e tectônicas semelhantes ao Granodiorito Rio Maria, motivo pelo qual os autores deste relatório adotam essa denominação.

O Granodiorito Rio Maria ocorre no terço inferior da área trabalhada, estendendo-se da margem direita do Rio Fresco, para leste, além do limite com a Folha Serra dos Carajás, formando dois corpos separados por rochas do Grupo Tucumã. (figura II.2.1).

Mantém relações de contato discordante e intrusivo com as rochas do Grupo Tucumã, e é cortado pelo maciço granítico Velho Guilherme, bem como por pequenos corpos máfico-ultramáficos da Suíte Intrusiva Cateté, por diques de riolito da Formação Iriri, e de diabásio da Unidade Cururu. Seu limite setentrional com o Complexo Xingu é definido através de uma faixa larga irregular, caracterizada ao norte por abundantes anomalias magnéticas com orientação E-W (Complexo Xingu), contrastando com o relevo magnético suave a sul (Granodiorito Rio Maria). A oeste é limitado por uma extensa zona de cisalhamento dúctil, orientada segundo norte-sul, ao longo da qual reconhecem-se rochas do Complexo Xingu, do Grupo São Félix e do Granito Plaquê. Localmente é recoberto discordantemente pelas rochas vulcânicas da Formação Sobreiro.

Tratam-se de granitóides leucocráticos a mesotipos, holocristalinos, com cores róseo-acinzentado, cinza-rosado, laranja-acinzentado e cinza-médio a escuro, por vezes esverdeadas. Exibem granulação variável no *range* fanerítico, podendo apresentar aspecto equigranular (fotomicrografia nº 5), ou mesmo porfiróide. Tipos tonalíticos e monzograníticos ocorrem associados aos granodioritos, como variedades petrográficas subordinadas.

A assembléia mineral é representada por plagioclásio + microclina + quartzo + biotita + hornblenda ± epídoto ± clorita ± titanita ± sericita ± opacos ± alanita ± apatita ± zircão, em ordem de decréscimo em abundância. A textura é dominantemente hipidiomórfica granular, com variações para tipos micrográficos ou granofíricos (fotomicrografia nº 6), nas variedades mais preservadas dos processos metamórficos e deformacionais. Esse arranjo textural é geralmente destruído ou parcialmente modificado, por uma tectônica de caráter dominantemente frágil, produzindo protocataclasitos e cataclasitos, com variadas intensidades no grau de anisotropia estrutural, gerando verdadeiros cataclasitos foliados, em que é acentuado o microfraturamento dos grãos minerais componentes.

O plagioclásio ocorre como cristais tabulares idiomórficos, com suas formas originais bem preservadas (fotomicrografia nº 7), nas variedades estruturalmente isótropas. Quando afetados pelo processo cataclástico apresentam microfraturas, cujos planos geralmente são preenchidos por quartzo e/ou clorita e/ou epidoto, assim como lamelas de geminação recurvadas e microfalhadas. Apresentam geralmente uma incipiente saussuritização, circunstancialmente um forte zoneamento, uma composição do tipo albita-oligoclásio e, mais raramente, um processo de descalcificação, com a formação de cristais de epidoto. A microclina é outra fase mineral majoritária, geralmente límpida e inalterada, cujas proporções relativas com o plagioclásio definem as variedades monzograníticas, granodioríticas e tonalíticas. Sua cristalização é temporalmente tardia, englobando durante o seu crescimento cristais de quartzo, plagioclásio, anfibólio e mica, como fases minerais de cristalização precoce.

Nas variedades afetadas por ação deformacional cataclástica, os cristais de microclina mostram contornos xenoblásticos, de dimensões variadas e microfraturamentos, cujos planos são preenchidos por quartzo e/ou micas, e/ou agregados microgranulares de quartzo e/ou feldspato. O quartzo ocorre como cristais idiomórficos de primeira geração e assume, ocasionalmente, formas piramidais ou como grãos xenomórficos, de segunda geração de cristalização tardia e intersticial, conforme observado nos granitóides preservados do metamorfismo e da deformação.

Nas frações deformadas (fotografia nº 3), os cristais de quartzo, embora preservando os seus contornos originais, são transformados em agregados policristalinos sacaroidais e/ou poligonizados, indicando a atuação de processos de recristalização. Em geral, são partes componentes de uma massa matricial cominuída de dimensões microcristalinas. Localmente são observadas no domínio da unidade Rio Maria, zonas rupturais as quais são preenchidas por magmatismo básico e posteriores, injeções hidrotermais silicosas (fotografias nºs 4 e 5).

Biotita, hornblenda, titanita, epidoto, opacos e apatita, ocorrem sob a forma de agregados, compondo possíveis materiais restitos relacionados a uma rocha parental máfica, como material protolítico submetido ao processo de fusão parcial, da qual o Granodiorito Rio Maria seria resultante.

Os aspectos paragenéticos e texturais indicam uma manifestação magmática plutônica, consolidada em ambiente tectônico de caráter distensivo, anterior a implantação do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas. Após seu *emplacement*, o conjunto foi submetido a processos metamórficos e deformacionais, predominantemente de natureza rúptil-cataclástica, transformando, localmente, em caráter não penetrativo, granitóides nitidamente preservados em tipos protocataclasitos a cataclasitos, em que é bastante sugestivo um fluxo cataclástico com desenvolvimento de uma foliação como mecanismo deformacional dominante.

O Granodiorito Rio Maria apresenta fraca susceptibilidade magnética, relevo suave e isoteslas sem uma direção preferencial. A NW de Tucumã, existem anomalias alinhadas segundo a direção N-S, associadas a possíveis intrusões básicas. O mapa radiométrico (radiação total), mostra áreas anômalas que podem indicar a presença na unidade, de domínios mais potássicos. De modo geral, observou-se que a porção mais potássica (1.000-1.200cps) encontra-se envolvendo as rochas do Grupo Tucumã e está envolvida pela porção mais sódica (inferior a 1.000cps).

Os resultados geoquímicos acusaram anomalias isoladas de Cr-Ni, Cu-Pb e Cu-Pb-Zn-Ni. A associação Cr-Ni deve estar refletindo a presença de diques do Diabásio Cururu. As demais associações geoquímicas são características de rochas de composições intermediárias. Além dessas associações, os resultados espectrográficos indicam a presença de amplas faixas de Zn e V, associados com Co e Cu.

Estudos geocronológicos efetuados por Montalvão *et al.* (1984) nos granitóides Rio Maria, determinaram uma isócrona de referência Rb/Sr de 2.660M.a. com razão inicial de $^{87}Sr\ ^{86}Sr$ de 0,7009. As datações geocronológicas realizadas por Medeiros (1987), utilizando o método Rb/Sr, em rocha total, produziram uma idade isocrônica de 2.564 ± 68M.a com razão inicial $^{87}Sr\ ^{86}Sr$ de 0,70288 ± 0,00092.

Objetivando uma melhor caracterização do Granodiorito Rio Maria, foram executadas duas datações geocronológicas, Rb/Sr, em rocha total e os resultados obtidos foram discutidos inicialmente por Lafont *et al.* (1991). Conforme pode ser observado na figura II.2.1, o Granodiorito Rio Maria é composto de dois corpos, nos quais foram executadas as datações. No corpo situado na extremidade leste da área em estudo, na estação geológica AV-69, foi obtida uma idade de 2.677 ± 50M.a., com uma razão inicial de 0,70161 ± 0,00022 (figura II.8.10). O outro corpo, situado a oeste das rochas supracrustais do Grupo Tucumã, na estação geológica AV-184, apresentou uma idade de 2.739 ± 23M.a., com uma razão inicial de 0,70283 ± 0,00019. (figura II.8.7). Estes valores podem ser interpretados como idades mínimas de cristalização do corpo granodiorítico. Entretanto, o fato das amostras apresentarem registros de deformação, não exclui a possibilidade de que as idades obtidas estejam relacionadas a um processo de rejuvenescimento. Neste caso, são idades mínimas de formação dos corpos. Além disso, as razões isotópicas são baixas, o que implica em uma fonte com características mantélicas, ou de curto tempo de subsidência crustal. A idade obtida para o Granodiorito Rio Maria, na área da Folha São Félix do Xingu, é semelhante à obtida por Macambira *et al.* (1991), para os granitóides da região de Rio Maria (sul do Pará), utilizando a mesma técnica analítica.

O Granodiorito Rio Maria, pelo seus caracteres petrográficos, posicionamento geotectônico e idade, pode ser correlacionado aos granitóides arqueanos existentes no sul do Pará, tais como o Tonalito Parazônia e o

Trondhjemito Mogno. Estendendo-se esta correlação para a região de Altamira, o Granodiorito Rio Maria pode ser comparado ao Granodiorito Oca; no Escudo das Guianas pode-se correlacioná-lo ao Granito Cigano e ao Tonalito Papa-Vento. Deve ser salientado que, nestas correlações, considera-se que os mencionados granitóides, não foram atingidos pelos eventos cisalhantes do Cinturão Itacaiúnas.

O mais significativo indício de mineralização no domínio do Granodiorito Rio Maria, foi detectado ao sul da cidade de Ourilândia do Norte, na estação geológica EM-40. Observou-se em uma rocha granodiorítica, fraturada, associada a porções de rochas básicas, nas quais estão presentes mineralizações de cobre, representadas principalmente por crisocola. A mineralização cuprífera está associada a feldspato, clorita e mica, ocorrendo tanto disseminada na rocha como preenchendo fraturas.

A oeste da cidade de Tucumã, no domínio do Granodiorito Rio Maria existe uma zona garimpeira aurífera, próxima ao contato com as rochas do Grupo Tucumã. Considerando o caráter aluvionar da mineralização, bem como o sentido da corrente da drenagem, acredita-se que os aluviões auríferos são oriundos das rochas do Grupo Tucumã (potencialmente auríferas) e tenham migrado e se depositado no domínio do Granodiorito Rio Maria.

2.1.2 Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas

2.1.2.1 Complexo Pium – ASpi

Hirata *et al.* (1982) individualizaram, pela primeira vez, complexos de rochas máfico-ultramáficas estratificados, de fácies granulítica, incorporadas ao Complexo Xingu e situados na área denominada de Pium, ao sul da serra dos Carajás. Posteriormente, em 1987, a equipe da DOCEGEO, durante o encontro do IGCP-204, formalizou a inclusão dessas rochas no Complexo Xingu, embora admitindo a existência de algumas evidências de caráter intrusivo para a seqüência.

Na região de Carajás, Araújo *et al.*, 1988, mapearam faixas de rochas granulíticas, orientadas regionalmente na direção E-W, representadas por piriclasitos, charnockitos e enderbitos, que foram denominadas de Complexo Pium.

Uma das faixas de rochas desse complexo, na vizinha Folha Serra dos Carajás prolonga-se para a região oriental da área em estudo (figura II.2.2) e foi delimitada por fotointerpretação, já que as precárias condições de acesso não permitiram refinar sua cartografia. Além dessa pequena faixa situada entre o Rio Cateté e o igarapé Aquiri, foram identificadas rochas da fácies granulítica em pontos isolados na porção centro-oriental da área estudada.

A natureza do contato entre os catametamorfitos do Complexo Pium e as rochas do Complexo Xingu foi estudada por Araújo *et al.* (1991), na Folha Serra dos Carajás. Os citados autores admitiram que a relação atual, entre os vários segmentos lenticularizados de rochas granulíticas, com as rochas de outras unidades, se faz através de zonas de cisalhamento de cavalgamento oblíquo, responsáveis pelo alçamento de lascas da crosta inferior para níveis superiores.

Em apenas três afloramentos isolados (AV-R-25, EM-R-159 e EM-R-334), foram identificadas rochas do Complexo Pium, classificadas respectivamente como kinzigito, granoblastito granítico e piriclasito.

Macroscopicamente, os granulitos máficos são rochas melanocráticas, predominantemente de coloração cinza-escuro esverdeado, às vezes porfiróides, com fenoclastos de pla-

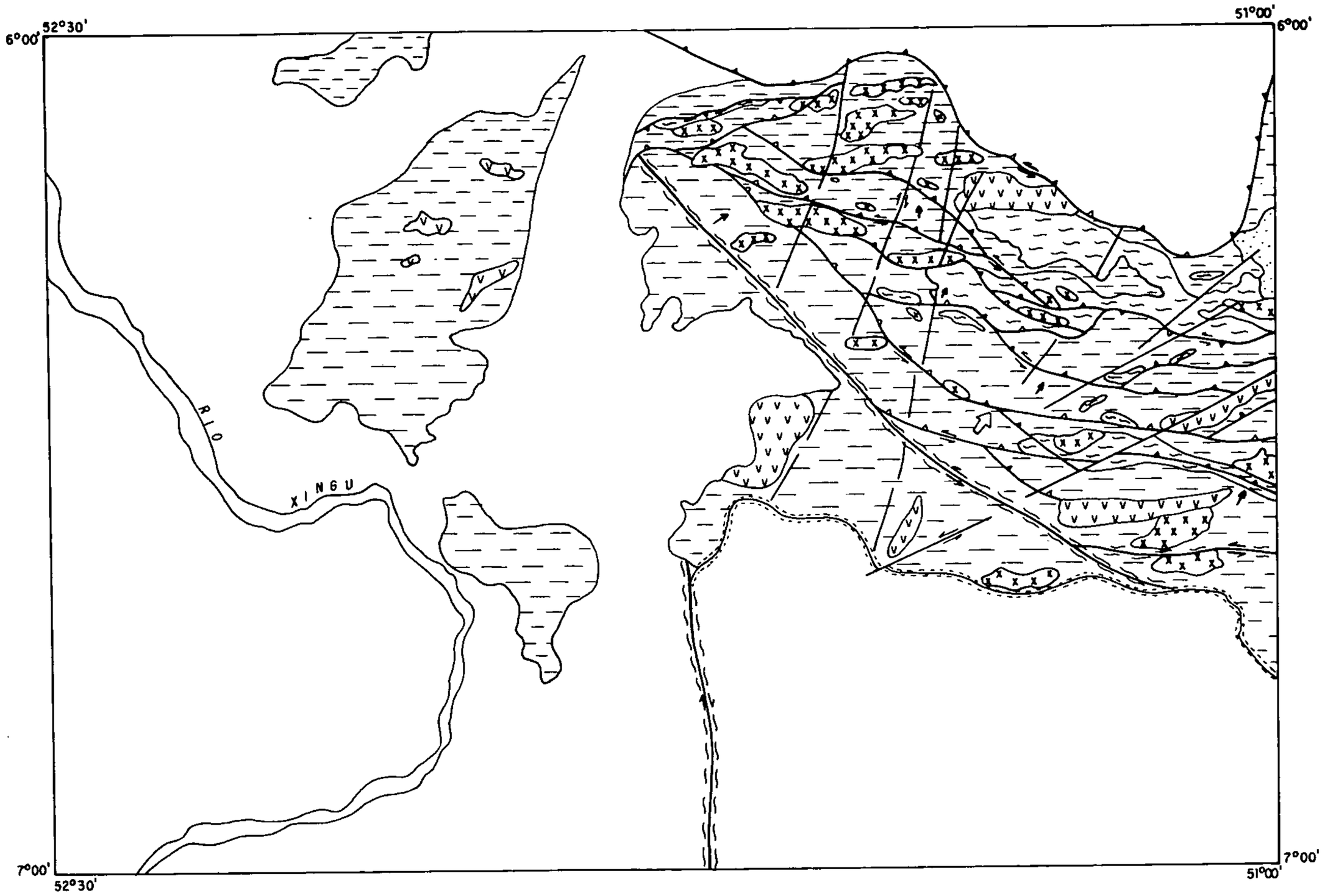


Figura II.2.2 – Regime compressivo oblíquo – Sistema Imbricado. (Distribuição das unidades e arranjo estrutural simplificado).

gioclásio alterado, imersos em matriz fina, composta essencialmente de minerais máficos. Os granulitos ácidos e os granulitos paraderivados são anisotrópicos, com exemplares afaníticos e inequigranulares, de tonalidades rosa-acinzentado a cinza-escuro; nos tipos de natureza granítica identificam-se em amostra de mão, o feldspato potássico, o plagioclásio e a biotita.

Os kinzigitos contém paragênese a base de quartzo + cordierita + biotita ± clorita + opacos + zircão, exibem uma textura granolepidoblástica, com uma protomilonitização superposta, e grãos minerais exibindo contornos xenoblásticos. O quartzo ocorre como agregados policristalinos, apresentando bandas de deformação e registros de processos de recuperação e recristalização sincinemática. A cordierita é uma fase mineral quantitativamente abundante, ocorrendo em dimensões variáveis e apresentando, geralmente, uma incipiente e moderada alteração a pinita (fotomicrografia nº 8). A biotita ocorre como diminutas palhetas, de coloração marrom-avermelhada, indicando elevado conteúdo em titânio e mostrando, comumente, uma parcial alteração à clorita. Grãos opacos, relativamente abundantes, estão dispersos caoticamente na massa rochosa.

O granulito máfico apresenta textura granoblástica e uma moderada anisotropia estrutural. A assembléia mineral tem como fases minerais majoritárias, o hiperstênio bastitizado, a labradorita e a hornblenda marrom e, como acessórios, raros grãos minerais de apatita.

O granoblastito tem composição granítica e mostra acentuados efeitos deformacionais, com implantação de uma foliação milonítica. A composição mineralógica é representada por microclina, plagioclásio e quartzo, como fases minerais majoritárias em ordem decrescente de abundância. Biotita parcialmente cloritizada, opacos e zircão ocorrem em quantidades subordinadas. Os grãos de quartzo apresentam fortes efeitos deformacionais, evidenciados pelos agregados policristalinos, desenvolvimento de bandas de deformação, formação de subgrãos e recristalização dinâmica, com formação de novos grãos. A microclina é percentualmente superior ao plagioclásio e mostra incipiente desenvolvimento mesopertítico. O plagioclásio é do tipo oligoclásio, com fraca alteração para sericita. Biotita cloritizada ocorre em íntima associação com os grânulos opacos e ocupa, dominantemente, os espaços intergranulares.

Nesse conjunto merece destaque os processos reacionais em desequilíbrio, observados na estação EM-334, em que o ortopiroxênio exibe coroas anfibólicas, indicando retrometamorfismo atingindo a fácies anfibolito retrógrado.

Baseado ainda nos estudos de Araújo *et al.* (*op. cit.*), essas rochas compõem uma seqüência bimodal, onde os granulitos ácidos têm caráter calcialcalino e os granulitos máficos exibem características de uma associação dominantemente toleiítica.

As datações geocronológicas em granulitos coletados na Folha Serra dos Carajás, e obtidas através de análise $^{40}Ar/^{39}Ar$ em hornblenda, efetuadas por Renne *et al.* (1988), indicam uma idade arqueana (>2.700M.a.), para o evento metamórfico que afetou aquele conjunto rochoso, embora a biotita e o plagioclásio registrem um episódio termal de 1.900M.a.

As idades obtidas através do método do Rb/Sr em granulitos coletados também na Folha Serra dos Carajás, foram avaliadas por Araújo *et al.* (*op. cit.*) de duas maneiras: "considerando-se todas as amostras analisadas encontrou-se uma idade de 2.556 ± 97M.a.), com razão inicial $^{87}Sr/^{86}86$ de 0,00015; considerando-se apenas as amostras com baixo teor de

rubídio, a idade obtida é de 1.894 ± 136M.a., com razão inicial ^{87}Sr ^{86}Sr de 0,70204 ± 0,00010 e MSWD de 3,4. Muito embora o valor de MSWD seja aceitável, a confiabilidade da isócrona calculada fica prejudicada pelo espalhamento muito reduzido dos pontos experimentais".

Admite-se que as idades arqueanas são mais compatíveis com a evolução do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, na qual as rochas do Complexo Pium foram envolvidas.

Apesar do elevado grau metamórfico a que estas rochas foram submetidas, existe favorabilidade para a presença de ouro e sulfetos nos conjuntos derivados de rochas máficas, como detectado na Folha Serra dos Carajás e na região do rio Falsino, no estado do Amapá.

2.1.2.2 Complexo Xingu – ASxi

Os litótipos atualmente considerados como pertencentes ao Complexo Xingu, foram primeiramente descritos por Oliveira (1922), quando da execução do reconhecimento geológico ao longo dos rios Xingu e Fresco. No Mapa Geológico do Brasil, elaborado pelo DNPM em 1960, as rochas daquela região foram consideradas como Pré-Minas/Embasamento Gnáissico: Pré-Cambriano Indiviso. Barbosa *et al.*, no Projeto Araguaia (1966) e Projeto Cobre-Pará (1970), denominaram estes mesmos litótipos de Complexo Basal Brasileiro.

Os mapeamentos executados posteriormente como os de Menezes Filho (1970), nos rios Xingu e Fresco; Tolbert (1970), na serra dos Carajás; Pinheiro e Jorge João (1970), na região de São Félix do Xingu; IDESP (1971), nas bacias dos rios Xingu e Fresco; Gomes *et al.* (1971) na serra do Carajás; Puty *et al.* (1972) nos rios Itacaiúnas e Paraopebas; Marinho *et al.* (1973) na área do Projeto Xingu-Araguaia; Beisiegel *et al.* (1973) na serra dos Carajás e Amaral (1974) no Cráton Amazônico, descreveram e denominaram essa unidade de Pré-Cambriano Indiferenciado, Embasamento Cristalino e Embasamento Não-Diferenciado.

Silva *et al.* (1974) introduziram a terminologia Complexo Xingu, para designar o conjunto de rochas infracrustais ocorrentes na bacia do rio Homônimo. Tal denominação passou a ter aceitação geral e foi indiscriminadamente utilizada em diferentes compartimentos geotectônicos. Tentativas de subdivisões foram propostas por Martins e Araújo (1979), Dall'Agnol *et al.* (1986) e Jorge João *et al.* (1991), ao cartografarem alguns granitóides situados no sul do Pará .

Neste relatório, adota-se a proposta feita por Araújo *et al.* (1991), que restringe a denominação Complexo Xingu ao conjunto de rochas gnaissificadas, com diferentes intensidades de migmatização, de natureza granodiorítica a tonalítica, situado no domínio do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas.

O Complexo Xingu é a unidade litoestratigráfica que ocupa a maior extensão territorial da folha em estudo, ocorrendo desde a margem direita do Rio Xingu até o limite oriental da área de trabalho. As melhores exposições podem ser estudadas no Rio Fresco, nos igarapés São José e Carapanã e nos cortes da estrada PA-279 e outras transversais (figura II.2.2).

As relações de contato dos metamorfitos do Complexo Xingu com o Granitóide Rio Maria, na porção sudeste da área mapeada, se faz através de uma zona larga, irregular e gradacional, onde coexistem porções preservadas do Terreno Granito-*Greenstone* e porções retrabalhadas do Cinturão Itacaiúnas. Na região central da área em estudo, o contato entre os gnaisses do Complexo Xingu e o limite oeste

do Granodiorito Rio Maria, ocorre ao longo de uma forte descontinuidade estrutural, marcada por uma zona transcorrente de caráter dextral.

Os contatos atuais com os catametamorfitos do Complexo Pium, granitóides Plaquê e as supracrustais Sapucaia, possivelmente são de natureza tectônica, marcadas por zonas de cavalgamento dúctil, com forte imbricação e fatiamento das unidades envolvidas. Admite-se que a deformação impôs forte rotação nos corpos rochosos das unidades mencionadas, tornando-os paralelizados segundo a direção E-W. Este quadro se repete com as demais unidades arqueanas situadas nos domínios dos sistemas transcorrentes Anaporã e Araraquara; por sua vez, o vulcanismo Uatumã e os arenitos da Formação Triunfo depositaram-se em discordância angular sobre as rochas do Complexo Xingu. Localmente as rochas vulcânicas das formações Iriri e Sobreiro, assim como os diabásios da Unidade Cururu, se introduziram nos gnaisses na forma de diques, às vezes de extensão quilométrica.

O Complexo Xingu compreende uma seqüência de rochas mesocrustais onde predominam rochas de composição granodiorítica e tonalítica (fotomicrografia nº 9), com variações graníticas subordinadas. São rochas anisótropas, de coloração acinzentada, geralmente com pontos ou finos níveis máficos, e granulação variável no *range* fanerítico. Exibem, de um modo geral, feições características de anatexia ou fusão parcial, com geração de estruturas migmáticas (fotografia nº 6) em estágios metatexíticos e diatexíticos.

Intimamente associados aos gnaisses ocorrem freqüentemente anfibolitos (fotografias nºs 7 e 8) cinza-escuros, finos, afaníticos, anisótropos, geralmente na forma de corpos de dimensões decimétricas a decamétricas, ocasionalmente compondo encraves isolados ou formando *boudins* rotacionados ou não.

Os tonalitos e granodioritos exibem uma assembléia mineral do tipo plagioclásio + quartzo + microclina + biotita ± hornblenda ± muscovita ± epidoto ± opacos ± titanita ± apatita ± zircão, em ordem de decréscimo de abundância. O arranjo textural é normalmente granoblástico a granonematoblástico, com uma deformação milonítica superposta (fotografias nºs 9 e 10), propiciando a formação de uma matriz cominuída, na qual estão imersos ocelos rotacionados ou não de feldspatos. Em geral, o plagioclásio está parcialmente alterado para sericita e epidoto, sendo dominantemente de natureza oligoclásica, raramente zonado, localmente exibindo lamelas de geminação curvadas e microfalhadas. A microclina é subordinada nas variedades tonalíticas e granodioríticas e, dominante em termos percentuais volumétricos, nos tipos graníticos, ocorrendo geralmente como cristais límpidos e inalterados, e como ocelos rotacionados ou não. Essas variedades graníticas ricas em microclina, contêm e representam leucossomas sob a forma de veios concordantes e/ou discordantes da foliação milonítica.

A paragênese dessas rochas mesocrustais é indicativa de metamorfismo em fácies anfibolito, associado a uma deformação em estágio dominantemente milonítico (fotografia nº 11). As observações mineralógicas, texturais e estruturais, mostram que os litótipos do Complexo Xingu, sofreram a superposição de um forte retrabalhamento crustal em regime de cisalhamento dúctil, favorecendo uma acentuada anisotropia estrutural, com o reordenamento das fases minerais componentes, originando uma foliação essencialmente milonítica. Como se observa nas estações AV-86, AV-144, AV-221 e AV-227, esses granitóides experimentaram deformação mais intensa, materializada pelo achatamento e estiramento dos minerais, constituindo-se em milonitos com tendência a blas-

tomilonitização, em função de algumas recristalizações estáticas, como se depreende dos agregados poligonizados de microclina. Biotita e muscovita ocorrem em íntima associação, com tendência a formação de delgados leitos, contornando os cristais ocelares de feldspato, realçando a foliação milonítica e definindo, em geral, os planos de cisalhamento. A hornblenda é uma fase mineral varietal, com tendência composicional a hastingsita e de ocorrência localizada, como observado nas estações AV-138 e AV-166, onde se associa intimamente e mostra passagem gradativa para palhetas de biotita. O quartzo ocorre como cristais hipidioblásticos a xenoblásticos, mostrando efeitos de deformação, em associação aos processos de recristalização e recuperação. Nos termos petrográficos com altas taxas deformacionais, os cristais de quartzo ocorrem com forte achatamento e estiramento, desenvolvendo formas ribonadas, contribuindo para a edificação de uma forte foliação milonítica. Localmente, a extrema deformação está materializada pela elaboração de dobras tubulares (fotografia nº 12). A apatita, os opacos e o zircão, constituem as fases minerais acessórias, normalmente associadas aos minerais máficos.

Os anfibolitos são constituídos por uma dominante associação de hornblenda e plagioclásio, em quantidades aproximadamente iguais entre si, em arranjo textural granonematoblástico (fotomicrografia nº 10). epidoto, biotita, quartzo e opacos são as fases minerais subordinadas. O plagioclásio ocorre como cristais hipidioblásticos, geralmente sericitizados e epidotizados. A hornblenda é o mineral máfico dominante, circunstancialmente mostrando uma passagem para variedades actinolíticas, como se observa nas estações AV-39 e AV-140, sugerindo condições físico-químicas mais baixas, em conseqüência de possíveis ações retrometamórficas, com tendência a atingir a fácies xisto-verde. O quartzo ocorre como diminutos cristais, de localização intersticial ou como inclusões poiquiloblásticas na hornblenda. O epidoto é uma fase mineral secundária, formado como produto de alteração de anfibólio ou às expensas do plagioclásio, por um processo de descalcificação. A biotita, como exemplificado na estação EM-182, é derivada da hornblenda e mostra alteração para clorita, cuja formação é sugestiva de ação metamórfica retrógrada, relacionada a taxas deformacionais mais altas, com tendência a atingir a fácies xisto-verde. Titanita e opacos ocorrem em íntima associação, mostrando um forte relacionamento genético, em que há uma provável transformação de ilmenita para titanita.

A paragênese dessas rochas mesocrustais é indicativa de metamorfismo em fácies anfibolito, associado a uma deformação em estágio dominantemente milonítico. As observações mineralógicas, texturais e estruturais, mostram que os litótipos do Complexo Xingu sofreram a superposição de um forte retrabalhamento crustal, em regime de cisalhamento dúctil, favorecendo uma acentuada anisotropia estrutural, com o reordenamento das fases minerais componentes, originando uma foliação essencialmente milonítica.

Nesse contexto, o Complexo Xingu é entendido como constituído por uma associação ácida-máfica, materializada pela íntima ocorrência de granitóides-anfibolito, caracterizando uma típica associação bimodal, inerente aos terrenos arqueanos e resultante do intenso retrabalhamento ou remobilização crustal de rochas pretéritas, durante a evolução do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas.

A prospecção geoquímica realizada no domínio do Complexo Xingu, revelou a freqüente

presença da associação Cu-Pb, conseqüência da grande variedade de composição nos litótipos da unidade. A porção NE da área trabalhada caracteriza-se por uma ampla distribuição do Zr associado ao Ba. A amostragem geoquímica quando efetuada no âmbito dos metamorfitos do Complexo Xingu, nas áreas de influência das rochas do Grupo Sapucaia ou da Suíte Intrusiva Cateté, apresentou, freqüentemente, a associação Cu-Ni-Co-Cr e, esporadicamente, As.

Os mapas aeromagnéticos mostram que as rochas do Complexo Xingu são fracamente magnéticas, exibindo um suave relevo magnético, que é mascarado pelas fortes anomalias emanadas de formações ferríferas bandadas, vinculadas ao Grupo Sapucaia ou de rochas máfico-ultramáficas da Suíte Intrusiva Cateté. As rochas do Complexo Xingu, de composição predominantemente ácida a intermediária, apresentam nos mapas aerorradiométricos, radiação na faixa de 750cps a 1.000cps, medida no campo de contagem total.

Os dados geocronológicos encontrados na literatura, referentes as datações efetuadas em rochas do Complexo Xingu, coletadas principalmente na região da Província Mineral de Carajás, mostram, em função das variedades litológicas, e dos métodos e procedimentos analíticos utilizados, um amplo intervalo de idades que geraram inúmeras interpretações. Assim, Almaraz (1967) e Gomes *et al.* (1971), utilizando o método K/Ar, obtiveram idades médias em torno de 2.000M.a. para os granitos, migmatitos, anfibolitos e gnaisses coletados nos rios Tocantins, Itacaiúnas e Parauapebas. Para Almaraz (*op. cit.*), esse número indica a idade de cratonização dessa região, ao passo que Gomes *et al.* (*op. cit.*) o relacionou ao Ciclo Transamazônico.

A HIDROSERVICE (1973) obteve para a região ao norte da serra dos Carajás, em um gnaisse do "Complexo Cristalino", pelo método K/Ar, em rocha total, uma idade de 3.283 ± 113M.a. Gomes *et al.* (1975), através do método Rb/Sr em rocha total, obtiveram em diagrama isocrônico de referência uma idade de 1.960 ± 20M.a. para rochas do Complexo Xingu coletadas nos rios Cateté, Itacaiúnas e Parauapebas. Essa idade corresponde ao Ciclo Transamazônico e a baixa razão inicial de 0,7025, foi interpretada como sugestiva de que aquelas rochas não tiveram uma história crustal significativa. Essas mesmas rochas foram também datadas pelo método K/Ar, obtendo-se resultados compatíveis com os do método Rb/Sr, e algumas idades superiores a 2.100M.a.. Os valores ao redor de 1.960M.a., foram interpretados pelos citados autores como indicativos de um resfriamento rápido das rochas, enquanto que as idades superiores a 2.100M.a. corresponderiam a um evento anterior à Orogênese Transamazônica.

Tassinari e Basei (1980) efetuaram dataçõ-es em migmatitos, gnaisses e granitos, pelo método Rb/Sr, obtendo idades de 1.950M.a. e 2.750M.a. em isócronas de referência. Este último valor foi interpretado como a idade mínima para as rochas do Complexo Xingu, e o outro valor, como a idade do retrabalhamento das rochas durante o Ciclo Transamazônico. Através do método K/Ar obtiveram uma ampla gama de idades compreendidas no intervalo de 2.200 a 1.700M.a., indicativas das várias fases de resfriamento do último evento metamórfico que atuou sobre as rochas.

Cunha *et al.* (1981) obtiveram duas isócronas de referência através do método Rb/Sr. A principal indicando uma idade de 2.696M.a. (RI=0,701), refletindo a época da formação das rochas, e a outra estabelecendo uma idade de

2.000M.a. (RI=0,705), mostrando que durante o Ciclo Transamazônico, ocorreu rejuvenescimento isotópico das rochas do embasamento, causando um retrabalhamento das rochas préexistentes.

Montalvão *et al.* (1984) dataram pelo método do Rb-Sr, rochas graníticas e gnáissicas do Rio Itacaiúnas, obtendo em isócrona de referência uma idade de 2.480 ± 40M.a. com elevada razão inicial de 0,707, indicando serem produtos de retrabalhamento de rochas mais antigas, que por sua vez, já possuíam longa vida crustal. Naquele trabalho, os autores sugeriram uma compartimentação entre as unidades rochosas da região de Rio Maria e do Rio Itacaiúnas. Mais recentemente, Machado *et al.* (1988) obtiveram uma idade de 2.851 ± 4M.a. (U/Pb), para migmatitos situados em uma pedreira no km 16 da PA-275.

Durante o mapeamento da Folha São Félix do Xingu, foram datadas rochas do Complexo Xingu situadas na calha do Rio Fresco, através do método Rb/Sr em rocha total, obtendo uma isócrona que indica uma idade de 2.574 ± 34M.a para a unidade (figura II.8.15).

Com base nos dados acima, admite-se uma idade arqueana superior, para as rochas do Complexo Xingu, resultantes do processo de milonitização regional, imposta pelo Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas.

No que diz respeito as ocorrências minerais, apesar de alguns raros garimpos de ouro aluvionar estarem situados nos domínios de rochas do Complexo Xingu, admite-se que o mineral tenha migrado, já no ambiente secundário, das rochas supracrustais próximas com potencial aurífero. Na porção setentrional da área de trabalho, na bacia do igarapé São José, foi detectado um veio de quartzo com ametista, em forma de drusas, com cristais de dimensões centimétricas e de fracos tons arroxeados. Silva *et al.* (1974) citam as possibilidades metalogenéticas dessa unidade para pegmatitos portadores de Ta, Sn, Be, Li e Cs, bem como, para veios de quartzo aurífero.

Em termos de correlação litoestratigráfica, o Complexo Xingu pode ser correlacionável a outras porções de rochas gnáissico-migmatíticas, predominantemente granodioríticas a tonalíticas, protomiloníticas a miloníticas e de idade arqueana, como os complexos Guianense, Maracaçumé e Colméia.

2.1.2.3 Grupo Sapucaia – ASsa

O termo Sapucaia foi introduzido na literatura geológica por Cordeiro (1982), ao descrever uma seqüência vulcano-sedimentar no igarapé homônimo, interpretada como uma parte de um *greenstone belt*. Durante certo tempo, a seqüência continuou com aquela denominação, porém sem identificação de categoria litoestratigráfica. Em 1988, os geólogos da DOCEGEO propuseram sua inclusão no Supergrupo Andorinhas, sempre com a caracterização de ser um segmento de *greenstone belt*.

Araújo *et al.*(1988) denominaram de Grupo Sapucaia um conjunto de rochas metaultramáficas, com intercalações subordinadas de metamáficas e metassedimentos, fortemente milonitizadas, e compondo faixas alongadas segundo E-W, na Folha Serra dos Carajás. Posteriormente Araújo *et al.* (1991), evoluiram na conceituação da unidade e propuseram a designação formal de Grupo Sapucaia aos conjuntos metavulcânicos e metassedimentares. Estes, entendidos como segmentos de *greenstone belt*s, retrabalhados em regime de cisalhamento dúctil, durante a evolução do

Cinturão Itacaiúnas, no final do Arqueano, concepção esta, que é mantida neste trabalho.

O Grupo Sapucaia ocorre predominantemente segundo estreitas faixas, alongadas nas direções E-W e WNW-ESE, e situadas na porção centro-oriental da área de trabalho (figura II.2.2).

Conforme já foi mencionado, a forte lenticularização e imbricação das rochas do Complexo Xingu, do Grupo Sapucaia e do Granito Plaquê, durante a evolução do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, impuseram mudanças nas relações iniciais de contato entre as diferentes unidades. Os contatos, via de regra, são de natureza tectônica, marcados por planos de cavalgamentos dúcteis, como exemplificado na passagem dos litótipos dessa unidade para os metarriólitos e metarriodacitos do Grupo Aquiri. Localmente, as rochas supracrustais do Grupo Sapucaia são cortadas pelos corpos máficos-ultramáficos da Suíte Intrusiva Cateté.

O Grupo Sapucaia é constituído essencialmente de metassedimentos, metafelsitos, metamafitos e metaultramafitos. Nos dois primeiros predominam os de coloração róseo-pálido e cinza-claro, de granulação fina, afanítica ou microporfirítica. As rochas metamáficas e metaultramáficas apresentam-se com índice de cor variando de mesotipo a holomelanocrático, de tonalidade cinza-escuro, por vezes esverdeada, granulação fina e afanítica, com uma certa anisotropia.

No contexto dos metassedimentos ocorrem quartzitos, de caráter textural milonítico, de granulação fina e de tonalidades que variam de acordo com o mineral varietal presente; assim, existem tipos verde-acinzentados, nos quais a presença de clorita é significativa, e outros cinza-claros e róseo-pálidos, ricos em muscovita e sericita. De forma subordinada e enriquecendo a variação rochosa do Grupo Sapucaia, ocorrem formações ferríferas bandadas, mineralogicamente constituídas de milimétricas faixas alternadas de quartzo e óxidos de ferro (hematita e/ou magnetita).

Os xistos são dominantemente quartzosos e micáceos, de derivação psamo-pelítica. A rigor, são identificados quartzo-muscovita xistos, quartzo-clorita xistos (fotomicrografia nº 11) e, mais raramente, quartzo-biotita xistos, exibindo uma pronunciada xistosidade, em arranjo lepidoblástico, milonítico, com desenvolvimento deformacional polifásico e paragênese compatível com a fácies xisto-verde. Os grãos de quartzo mostram efeitos de tensões internas, com agregados policristalinos, com contatos intergranulares suturados, desenvolvimento de bandas de deformação, formação de subgrãos e recristalização de neograos sob condições dinâmicas. A muscovita, a clorita e a biotita, ocorrem como palhetas relativamente bem desenvolvidas, com pronunciada orientação preferencial, definindo a xistosidade, além da clivagem de crenulação (fotomicrografia nº 12). Circunstancialmente, como observado na estação AV-350, cristais de forma xenoblástica de andaluzita estão presentes, em íntima associação com as palhetas de muscovita, orientados paralelamente à xistosidade.

Associados aos componentes metassedimentares, o Grupo Sapucaia engloba um conjunto de metamafitos, dominantemente do tipo xisto actinolítico, cujo aspecto textural reliquiar blastofítico, indica a natureza protolítica diabásica. Actinolita-tremolita, plagioclásio sericitizado e quartzo individualizado e/ou intercrescido micrograficamente, constituem a assembléia mineral dominante, contendo, ocasionalmente, clorita e epidoto como fases minerais secundárias. A titanita, apatita e opacos, são os minerais acessórios mais comuns.

O arranjo mútuo entre os grãos minerais, varia de blastofítico a nematoblástico, como conseqüência das diferentes taxas deformacionais superpostas. A actinolita circunstancialmente passando a tremolita, ocorre em quantidades aproximadamente iguais ao plagioclásio, ripiforme, remanescente e com composições variando de albita cálcica a andesina sódica. Os grãos de quartzo, geralmente sob a forma de intercrescimentos granofíricos, são de cristalização tardia e ocupam os espaços intergranulares. Em alguns exemplares, a titanita é o mineral acessório de maior destaque, ocorrendo em quantidades algo significativas e como grãos relativamente bem desenvolvidos.

No cenário litológico do Grupo Sapucaia, foi identificado um conjunto de metaultramafitos, em íntimo relacionamento espacial com as rocha metamáficas e metassedimentares. Tratam-se de rochas xistosas, intensamente deformadas e transformadas mineralogicamente em regime de cisalhamento dúctil, e caracterizadas pelas seguintes paragêneses:

- Actinolita + tremolita + clorita + opacos
- Antigorita + crisotila + clorita + opacos
- Antofilita + talco + clorita + opacos

Nesse sentido, serpentinitos antigoríticos com textura *in mesh*, xistos actinolíticos-tremolíticos e talco-antofilíticos, com textura lepidoblástica, mostram, com base nas assembléias apresentadas, metamorfismo de fácies xisto-verde.

De forma subordinada, identifica-se na estação AV-61 um metafelsito de composição dacítica, exibindo textura granofírica reliquiar e fenocristais de quartzo, com indícios de reabsorção magmática e mostrando efeitos de tectônica rúptil e dúctil superposta (fotomicrografia nº 13). A assembléia mineral a base de quartzo-plagioclásio-biotita-ortoclásio-epidoto-opacos, mostra compatibilidade facioló-gica reinante na fácies xisto-verde.

Os tipos rochosos que compõem o Grupo Sapucaia, apresentam significativas variaçõ-es em termos genéticos e composionais, e representam um pacote metavulcano-sedimentar, polimetamorfizado sob condições epizonais. Nesse sentido, metassedimentos, metamafitos, metaultramafitos ortoderivados, e subordinados metafelsitos, exibem diferentes graus de anisotropia estrutural, transformações mineralógicas significativas e efeitos deformacionais heterogêneos e progressivos, resultantes do retrabalhamento crustal, quando da implantação do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas.

Sob o ponto de vista geoquímico, as rochas do Grupo Sapucaia caracterizam-se por fortes zonas anômalas, de primeira ordem, para Ni-Co-Cr, com Cu subordinado, como conseqüência da presença de rochas máfico-ultramáficas.

No registro aeromagnético o Grupo Sapucaia apresenta boa expressão magnética, com anomalias variando de 1.000nT a 1.100nT, refletindo a presença de rochas ultramáficas e formações ferríferas bandadas. As anomalias magnéticas são alongadas, com os eixos tendendo para E-W, em concordância com o *trend* estrutural do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas e com variações para NE-SW e NW-SE.

Os dados aerorradiométricos indicam que as rochas do Grupo Sapucaia têm baixa radioatividade, com valores inferiores a 850cps em contagem total, contrastando com os valores mais altos obtidos para as rochas do Complexo Xingu.

Durante o desenvolvimento dos trabalhos da Folha São Félix do Xingu, não foram executados estudos geocronológicos nos litótipos do Grupo Sapucaia, bem como

desconhecem-se datações em outros segmentos dessa unidade. Cordeiro (1982) considerou as rochas ultramáficas do igarapé Sapucaia como segmentos de *greenstone belt*. Hirata *et al.* (1982) concordaram com esta interpretação e admitiram para estes litótipos uma idade arqueana. O conjunto litológico atualmente considerado como Grupo Sapucaia, foi englobado pela equipe da DOCEGEO, em 1988, sob a denominação de Supergrupo Andorinhas, com uma idade superior a 2.850M.a. Nesse mesmo ano, Araújo *et al.*, ao referirem-se ao mesmo segmento na Folha Serra dos Carajás, concordaram com a idade arqueana para o Grupo Sapucaia.

A par dos dados acima mencionados, bem como da evolução tectono-estrutural do Grupo Sapucaia, os autores deste relatório admitem uma idade arqueana média a superior. Como considera-se que essa unidade seja produto de retrabalhamento do Grupo Tucumã pelo Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, aceita-se que as rochas do Grupo Sapucaia possam ser correlacionáveis a outras seqüências de rochas supracrustais, resultantes de retrabalhamento de seqüências do tipo *greenstone belt*, por cinturões de cisalhamento, a exemplo do Grupo Gurupi.

Em termos de recursos minerais, foram identificados no campo, vários afloramentos de formações ferríferas bandadas, associadas ao pacote de xistos e quartzitos. Essas rochas constituídas de hematita, magnetita e goethita, em milimétricos estratos intercalados por massas silicosas, aparentemente guardam uma boa continuidade física, em alguns dos corpos da Unidade Sapucaia. Isto pode ser deduzido pela coincidência de fortes anomalias magnéticas, com extensas cristas capeadas por lateritos, onde foram identificados alguns afloramentos de minério de ferro.

Cordeiro (1982), assinalou a presença de ouro no contexto das ultramáficas dessa unidade. Araújo *et al.* (1991) registraram mais de uma dezena de garimpos de ouro aluvionar e primário, alinhados em zonas de deformação concentrada, além de uma ocorrência de amianto. A existência de pequenos garimpos de ouro no leito de grotas que drenam os litótipos Sapucaia, como ocorre próximo a serra Arqueada, é sugestiva da existência de mineralizações auríferas primárias associadas às rochas daquela unidade. Por sua vez, a natureza vulcano-sedimentar de parte dos componentes desse grupo, permite aventar uma favorabilidade metalogenética para sulfetos de metais-base.

2.1.2.4 Grupo Aquiri – ASaq

O conjunto de rochas supracrustais ocorrentes na porção NE da folha SB.22-Y-B foi denominado por Silva *et al.* (1974) de Grupo Grão-Pará, termo que foi mantido por Schobbenhaus *et al.* (1981). A referência original deve-se a Soares *et al.* (1988) que denominaram as referidas rochas de Grupo Aquiri, composto pelas formações Azulona e Cuxiu.

Neste trabalho, mantém-se a denominação de Grupo Aquiri, porém sem a divisão em formações, já que as informações de campo não permitiram essa individualização. No curso do mapeamento foram identificados quatro conjuntos rochosos, cujas características morfológicas, texturais e geofísicas, permitiram delimitá-los em mapa. Um é predominantemente formado de rochas metavulcânicas ácidas; outro, de rochas metavulcânicas de natureza máfica; o terceiro conjunto está constituído principalmente por metassedimentos e o último, é formado de arenitos anquimetamorfizados (figura II.2.3).

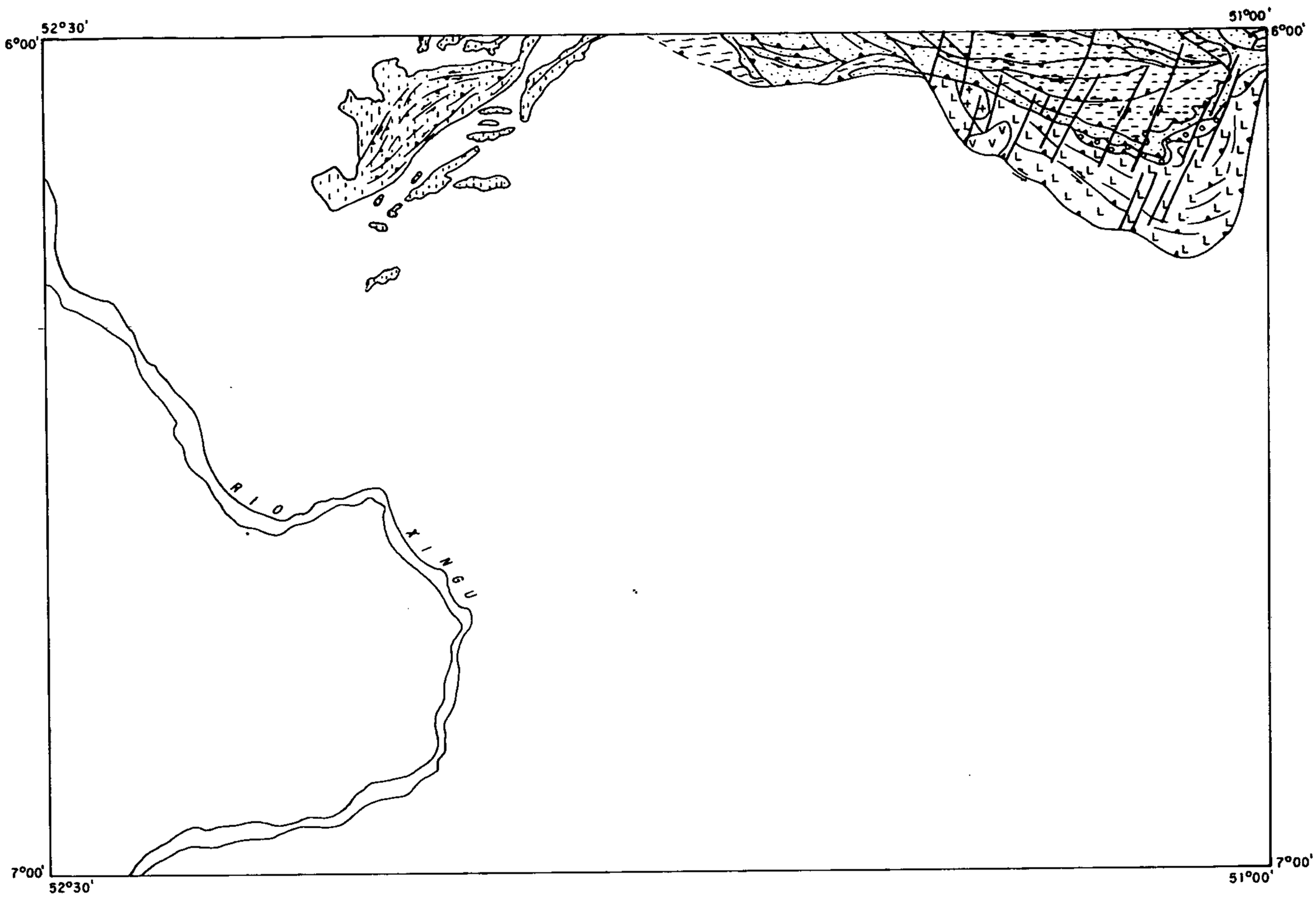


Figura II.2.3 – Regime direcional – Sistema Anaporã. (Distribuição das unidades e arranjo estrutural simplificado).

O Grupo Aquiri mantém relações de contato com o Complexo Xingu e com o Grupo Sapucaia, através de zonas de cisalhamento. Estas, também balizam o contato com os granitóides Plaquê. Posteriormente, o *emplacement* da Suíte Intrusiva Cateté e do Diabásio Cururu, nos domínios do Grupo Aquiri, resultou em contatos discordantes. Entre as unidades componentes do Grupo Aquiri o contato é de natureza tectônica, através de zonas de cisalhamento estruturadas segundo imbricações, com forte enfatiamento e lenticularização das rochas envolvidas.

No domínio das rochas metavulcânicas ácidas, ocorrem intercalações subordinadas de metamáficas e metassedimentos. As metavulcanicas ácidas exibem uma foliação milonítica, tonalidades cinza-claro a médio, são porfiroclásticas, com fenoclastos de quartzo e feldspato imersos em uma matriz afanítica. Essas rochas são representadas predominantemente por metadacitos e metarriodacitos, os quais, de um modo geral, preservam textura porfirítica inequigranular ou reminiscência de intercrescimentos micrográficos ou granofíricos, como indicativos de um *emplacement* à níveis vulcânicos a subvulcânicos (fotomicrografia nº 14). A paragênese exibida por essas rochas é, na sua quase totalidade, herdada do protólito vulcânico, com pouca, ou quase nenhuma, transformação mineralógica significativa. Nesse sentido, quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e biotita são as fases minerais majoritárias, com muscovita, actinolita e clorita, constituindo as fases varietais, de ocorrência circunstancial. Apatita, opacos e zircão são os acessórios mais freqüentes. A rigor, o quartzo e o plagioclásio ocorrem como fenocristais, imersos em uma massa fundamental de composição riodacítica e dacítica. A muscovita e a biotita ocorrem em íntima associação e mostram tendência a formar aglomerados e/ou leitos moderadamente bem diferenciados, como se observa na estação geológica AL-2133 (DOCEGEO). Nesta mesma estação, cristais de anfibólio (hornblenda-tremolita), apresentam transformação incipientes para biotita, que por sua vez altera para clorita.

O segundo conjunto rochoso é constituído, predominantemente, por rochas metamáficas, com subordinadas intercalações de metassedimentos, particularmente de quartzitos micáceos. Os metabasitos têm tonalidade cinza, de intensidade escura, são afaníticos a finos, e apresentam algumas evidências de esforços tectônicos. Essas rochas são constituídas, dominantemente, por xistos actinolíticos, exibindo textura granonematoblástica a blastofítica, indicativos de uma rocha protolítica basáltica. A assembléia mineral desses litótipos é formada por actinolita-tremolita-plagioclásio, tendo como fases minerais minoritárias, quartzo, epidoto, opacos, titanita, apatita, e mais raramente, biotita e clorita. A análise do conjunto amostrado, permite identificar tipos rochosos que variam de metadiabásios, com textura ofítica a subofítica (fotomicrografia nº 15), até tipos fortemente xistosos ou foliados, nos quais não se verificam as feições texturais originais. Essa variação pode ser entendida, como resultante das diferentes taxas deformacionais superpostas. De um modo geral, actinolita e plagioclásio ocorrem em quantidades aproximadamente iguais entre si, constituindo a paragênese típica e dominante dos metabasitos.

O terceiro conjunto rochoso identificado no Grupo Aquiri é representado por metassedimentos com subordinada presença de metamáficas e metavulcânicas ácidas. A seqüência metassedimentar é dominada por um pacote de quartzitos micáceos, filitos ferruginosos e formações ferríferas bandadas. Os metapsa-

mitos são quartzitos biotíticos e muscovíticos, usualmente exibindo estruturas do tipo clivagem de crenulação, associadas a microdobras, como se observa nas estações geológicas AV-335 e AV-342. Os filitos ferruginosos (fotomicrografia nº 16) constituem a componente metapelítica, compostos mineralogicamente por uma associação de quartzo, óxidos de ferro em parcial decomposição e raras palhetas de sericita. Ocasionalmente, mostram uma pronunciada xistosidade, realçada por minerais micáceos.

O quarto domínio rochoso do Grupo Aquiri caracteriza-se por abranger um conjunto de rochas sedimentares anquimetamorfizadas. Os afloramentos dessa unidade são de pequena expressão, normalmente em forma de blocos, parcialmente intemperizados. Exibem tonalidades róseo-acinzentada e marrom-avermelhada, representados, dominantemente, por arenitos arcoseanos, ocasionalmente mostrando grãos de quartzo cimentados por material ferruginoso, como observado na estação AV-348, ou com grãos de quartzo associados a uma matriz sericítica, proveniente da alteração do feldspato. A textura é clástica por deposição e, em alguns exemplares, evidencia-se indícios de milonitização.

A visualização regional do conjunto litológico que edifica o Grupo Aquiri, mostra que ele é formado de rochas metavulcânicas e metassedimentares, metamorfizadas sob condições de fácies xisto-verde a arquimetamorfismo.

O forte imbricamento provocado pela inversão da bacia, colocou lado a lado tipos rochosos diferentes. O imbricamento é mais forte, no plano da estrutura e nos contatos entre os diversos conjuntos rochosos, conseqüência natural da presença de anisotropias maiores. Isto resultou em uma deformação mais intensa, refletida não só na lenticularizão, mas também no metamorfismo, em fácies mais elevada nos conjuntos situados na borda, em relação aos anquimetamorfitos situados no centro da estrutura, e portanto, mais preservados dos efeitos da inversão.

No geral, o comportamento geoquímico dos epimetamorfitos do Grupo Aquiri, caracteriza-se por uma associação do tipo Cu-Pb-Co. A presença de rochas máficas e de formações ferríferas, causam fortes interferências magnéticas, mascarando as feições do relevo magnético das demais unidades. A assinatura magnética das rochas máficas e das formações ferríferas é caracterizada pelo alongamento das anomalias dipolares, segundo a estruturação geral E-W e pelas amplitudes superiores a 2.000nT. A aerorradiometria destaca uma área com assinatura caracterizada por valores elevados, superiores a 1.000cps, e que mantém boa correspondência com as metavulcânicas ácidas. As áreas com zonas de valores inferiores a 800cps, mantém estreita correspondência com rochas máficas.

Inexistem estudos geocronológicos referentes aos litótipos do Grupo Aquiri. Entretanto, na Folha Serra dos Carajás, no prosseguimento para leste do Sistema Transcorrente Anaporã, ocorre uma seqüência vulcano-sedimentar (Grupo Grão-Pará), cuja sedimentação e estruturação pode ter sido concomitante à do Grupo Aquiri. Aquele grupo foi datado por Wirth *et al.* (1986), através de zircões de metavulcânicas ácidas, pelo método U/Pb, em 2.758 ± 39M.a. Gibbs *et al.* (1986) determinaram uma isócrona em rocha total, pelo método Rb/Sr, obtendo idade de 2.687 ± 54M.a. para basaltos do Grupo Grão-Pará com uma razão inicial de 0,7057 + 0,010, demonstrando uma alta relação Rb/Sr no material incorporado pelas vulcânicas máficas. O Grupo Aquiri pode então ser considerado como de idade arqueana superior e, tentativamente, ser correlacionado com os demais conjuntos de supracrustais associados

aos sistemas transcorrentes atrelados a evolução no Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, a exemplo dos grupos São Félix, São Sebastião e Grão-Pará.

Em termos de ocorrências minerais, o Grupo Aquiri apresenta várias camadas distintas de formações ferríferas bandadas, algumas delas de extensão quilométrica. Para o norte, além dos limites da Folha São Félix do Xingu, existem garimpos de ouro nos domínios dos epimetamorfitos desse grupo.

2.1.2.5 Grupo São Sebastião – ASss

As rochas supracrustais ocorrentes na porção NW da Folha São Félix do Xingu, mais precisamente, na margem esquerda do médio curso do igarapé São José (também conhecido como São Sebastião), foram consideradas por Silva *et al.* (1974) e Schobbenhaus *et al.* (1981) como pertencentes ao Grupo Grão-Pará . Sá (1985) descreveu esse conjunto litológico como uma unidade essencialmente metassedimentar, com metavulcânicas subordinadas, e denominou-o de "Unidade II", visto que "a descontinuidade de afloramentos não permite uma correlação direta das rochas da serra dos Carajás com as que ocorrem no igarapé São José".

Os autores deste relatório, baseados na compartimentação e na evolução tectono-estrutural do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, interpretam que as diferentes bacias situadas ao longo dos sistemas transcorrentes Anaporã e Araraquara, formaram-se sincronicamente. Porém, essas bacias exibem uma evolução litoestrutural distinta, permitindo identificar seus constituintes rochosos com designações diferentes. Em vista do exposto, os mencionados autores propõem a denominação de Grupo São Sebastião para a seqüência vulcano-sedimentar, orientada na direção NE-SW e situada na bacia do médio curso do igarapé São José.

As rochas do Grupo São Sebastião distribuem-se em uma faixa de forma alongada, elíptica, lenticularizada, cujo maior comprimento encontra-se disposto segundo a direção NE-SW (figura II.2.3), ocorrendo, principalmente, na margem esquerda do médio curso do igarapé São José.

O Grupo São Sebastião mantém relações de contato com as rochas do Complexo Xingu, através de zonas de cisalhamento dúctil de baixo ângulo; com as rochas máfico-ultramáficas da Suíte Intrusiva Cateté e com o maciço granítico Antônio Vicente, o contato é discordante.

Esse grupo é formado essencialmente por rochas metassedimentares e metamáficas. Macroscopicamente, os metassedimentos são rochas de tonalidade variada, com exemplares cinza-claros, às vezes esverdeados, beges, marrom-claros e róseo-acinzentados, de granulação média a fina e aspecto xistoso. Os metamafitos são cinza-médios a escuros, finos a afaníticos, exibindo uma variável anisotropia.

Essa seqüência metavulcano-sedimentar, metamorfizada em fácies xisto-verde, é dominada por uma associação de metapsamitos e metabasitos, com formações ferríferas bandadas.

Os metapsamitos são representados por metarenitos, metarcóseos e quartzitos micáceos, cuja variação na intensidade da anisotropia estrutural é resultante da deformação heterogênea e progressiva, responsável pelas modificações texturais e mineralógicas observadas. Os quartzo-arenitos contêm grãos de quartzo moderadamente bem selecionados, com certo grau de maturidade, com características ortoquartzíticas e cimento silicoso, exibindo uma textura clástica por deposição. Os

metarcóseos exibem grãos de quartzo com forte angulosidade, e com um interrelacionamento intergranular com os grãos detríticos feldspáticos, intensamente sericitizados e argilizados, indicando uma deposição clástica, com pouco transporte. A análise dos metapsamitos sugere uma evolução textural, e uma transformação mineralógica dos metarcóseos, relativamente bem preservados, para quartzitos sericíticos e/ou cloríticos, com forte anisotropia estrutural. Nesse sentido, quartzitos muscovíticos (fotomicrografia nº 17) mostram uma forte diferenciação em leitos quartzosos e micáceos, com distinção dos planos da foliação finita e de cisalhamento, marcados pelos minerais micáceos que, localmente, ensaiam características pisciformes.

A componente vulcânica da unidade é dominada por metabasitos ortoderivados (fotomicrografias nºs 18 e 19) que, de um modo geral, mostram pouca intensidade nas variações texturais, composicionais e deformacionais. A rigor, tratam-se de protólitos basálticos que exibem uma assembléia mineral com piroxênio, anfibólio e plagioclásio, como fases minerais essenciais. Clorita, epidoto, quartzo, titanita, apatita e opacos são fases minerais quantitativamente subordinadas. A textura, de um modo geral, é ofítica a subofítica, remanescente e, ocasionalmente, com feições cataclásticas superimpostas. O piroxênio é geralmente a augita com transformação gradual e/ou total, para hornblenda, a qual, circunstancialmente, exibe parcial alteração para clorita e/ou epidoto. Plagioclásio de forma subédrica, tabular, exibe diferentes graus na intensidade de sericitização, dificultando, por vezes, a sua determinação composicional. Quartzo de cristalização tardia e intersticial é freqüente.

Como parte componente subordinada do Grupo São Sebastião, são identificadas formações ferríferas bandadas (EM-438), na qual, óxidos de ferro e quartzo microcristalino exibem um acentuado e regular bandamento ou aleitamento composicional. Os leitos composicionais mostram diferentes espessuras ou variados graus de diferenciação.

De um modo geral, os epimetamorfitos que compõem o Grupo São Sebastião, mostram fortes similaridades texturais, litológicas, e deformacionais com os epimetamorfitos do Grupo São Félix, cujo quadro evolutivo geológico-tectônico mostra igualmente forte correlação.

A prospecção geoquímica executada no domínio do Grupo São Sebastião, mostrou que essa unidade é caracterizada pela associação Cu-Pb-Co. Os dois primeiros elementos, devem estar refletindo as rochas metassedimentares, enquanto que o cobalto, pode estar relacionado aos minerais das rochas metamáficas e/ou das formações ferríferas. Duas pequenas e consistentes anomalias de boro devem estar refletindo as rochas metassedimentares presentes no mencionado grupo.

A predominância dos metarcóseos e quartzitos, não ferruginosos, sobre as metamáficas e formações ferríferas bandadas registra, na aeromagnetometria, valores médios entre 500 e 1.000nT, com algumas anomalias orientadas segundo E-W. A aerorradiometria, no campo de contagem total, indica claramente a área de ocorrência do pacote metassedimentar, cuja assinatura radiométrica, com valores entre 875 e 1.000cps, contrasta com a assinatura das justapostas rochas do Complexo Xingu que, na área, exibem valores superiores a 1.000cps. Localmente, alguns baixos radiométricos são reflexo das camadas de rochas metamáficas.

A semelhança dos grupos Aquiri e São Félix, as rochas atualmente consideradas como pertencentes ao Grupo São Sebastião foram englobadas por Silva *et al.* (1974) e Schobbenhaus *et al.* (1981) no Grupo Grão-

Pará e consideradas, respectivamente, como de idade pré-cambriana média a superior e arqueana. Fundamentados na evolução tecto-no-estrutural proposta para a região, os autores deste relatório discordam dessa abrangência regional do Grupo Grão-Pará, admitindo, no entanto, com base no padrão de evolução do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, que exista uma correlação cronológica desse grupo, com as rochas do Grupo São Sebastião.

A inexistência de dados geocronológicos no âmbito do Grupo São Sebastião, dificulta o seu posicionamento e as correlações cronoestratigráficas. Entretanto, em caráter preliminar, e considerando-se o seu posicionamento geotectônico, situado ao longo do Sistema Transcorrente Anaporã, admite-se sua correlação com os grupos Grão-Pará e Aquiri.

O Grupo São Sebastião apresenta inúmeras ocorrências de formações ferríferas bandadas, geralmente dispostas em quilométricas camadas lenticularizadas e intercaladas com as demais rochas. As formações ferríferas são constituídas de hematita, magnetita e goethita, em intercalações milimétricas, com quartzo microcristalino, sobre as quais os processos intempéricos originaram crostas lateríticas ferruginosas e minério de ferro de alto teor.

Alguns garimpos de ouro como os do Cachorrão e do Ditão, situados em igarapés que drenam rochas dessa unidade, são indicativos da vocação aurífera dessas rochas supracrustais.

2.1.2.6 Grupo São Félix – ASsf

Silva *et al.* (1974) incluiram no Grupo Grão-Pará as rochas supracrustais situadas na serra de São Félix, denominação que foi mantida por Schobbenhaus *et al.* (1981). Apesar da semelhança entre as rochas que sustentam as serras de Carajás e São Félix, observa-se que existe um contrastante padrão estrutural entre as duas seqüências, pois a primeira está situada em uma bacia formada em um cinturão transcorrente de movimentação sinistral e a segunda, em uma bacia do tipo *pull-apart*, desenvolvida em um cinturão transcorrente de movimentação dextral. Além desses fatores, a descontinuidade física entre as duas unidades, levou os autores deste trabalho a adotarem uma denominação diversa da existente na literatura, propondo o termo Grupo São Félix para as supracrustais que ocorrem nas regiões das serras de São Félix e do Eldorado. As difíceis condições de acesso a esses locais e a complexidade litoestrutural dessa seqüência, não permitiram a divisão da mesma, em unidades litoestratigráficas menores. Entretanto, aceita-se que as rochas supracrustais da serra do Eldorado, a partir de um determinado estágio da evolução da bacia, provavelmente, tiveram um comportamento tectono-estratigráfico, diferente dos da serra de São Félix, podendo vir a constituir um grupo distinto. Portanto, considera-se como Grupo São Félix a seqüência de rochas supracrustais ocorrentes nas porções central e centro-sul da folha São Félix do Xingu (figura II.2.4),constituída de metassedimentos, metamáficas e subordinadas formações ferríferas, metavulcânicas ácidas e metaultramáficas, formando dois conjuntos unidos por uma estreita faixa norte-sul, com o mais setentrional, apresentando configuração romboédrica.

Como ocorre com as demais seqüências de rochas supracrustais, situadas ao longo do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, o contato entre as várias unidades arqueanas se faz, preferencialmente, através de zonas de cisalhamento dúctil.

Ao longo das zonas trancorrentes N-S, onde se instalaram segmentos de rochas supracrustais dessa unidade, o contato com as rochas

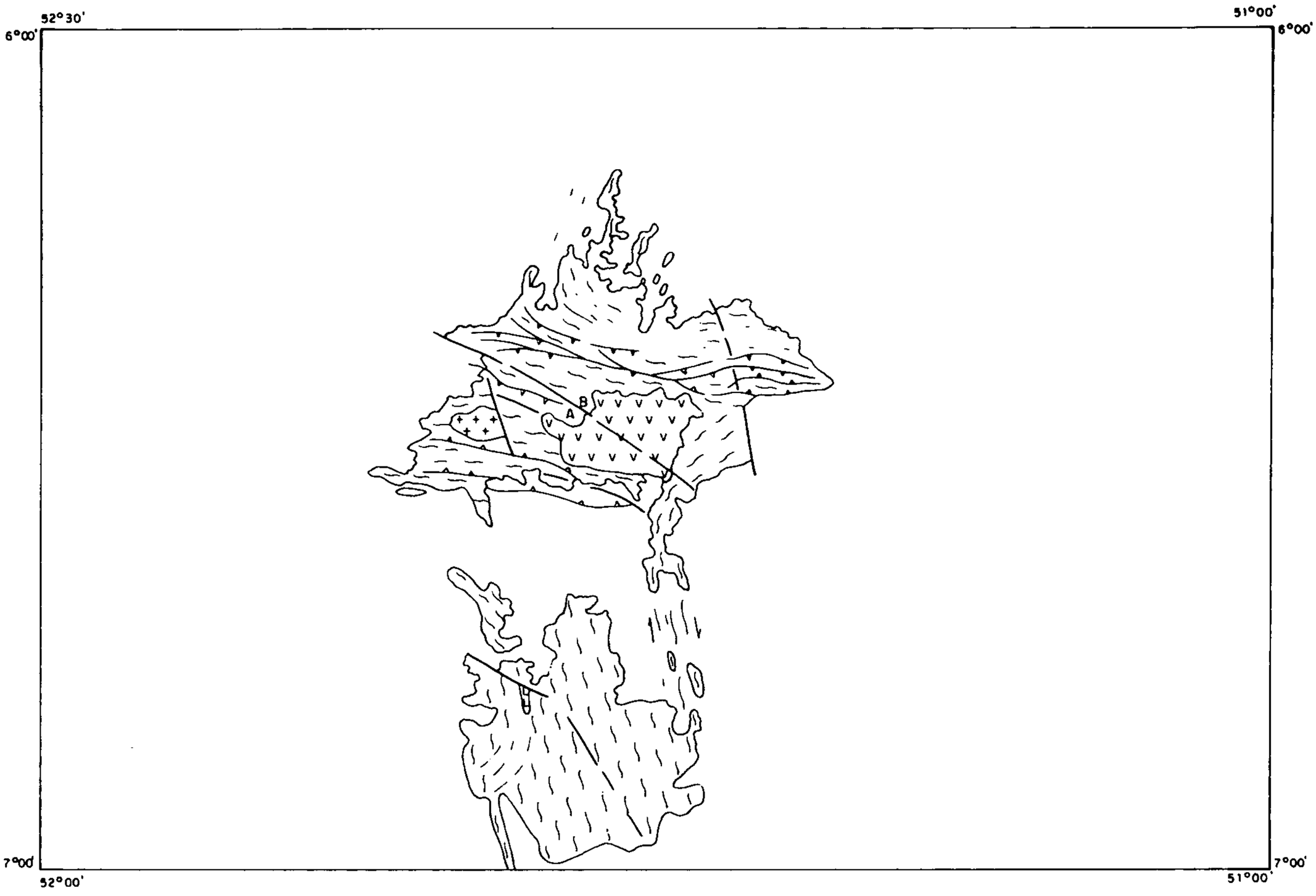


Figura II.2.4 – Regime direcional – Sistema Araraquara. (Distribuição das unidades e arranjo estrutural simplificado).

do Complexo Xingu e do Granodiorito Rio Maria é estruturalmente discordante. Os epimetamorfitos situados na serra de São Félix, estão em contato de natureza estrutural concordante com as rochas do Complexo Xingu, ao contrário dos situados na serra do Eldorado, dispostos N-S, em discordância estrutural com as rochas metamórficas daquele complexo, situadas segundo E-W. As rochas supracrustais são cortadas por corpos máfico-ultramáficos da Suíte Intrusiva Cateté, por granitos anorogênicos da Suíte Intrusiva Velho Guilherme e por diques de riolitos, andesitos do Grupo Uatumã e do Diabásio Cururu. Parte da seqüência foi recoberta, em inconformidade angular, por rochas vulcânicas das formações Iriri e Sobreiro, e por rochas sedimentares da Formação Triunfo.

A seqüência vulcano-sedimentar São Félix é constituída por rochas metassedimentares, metavulcânicas ácidas, metamáficas e metaultramáficas. As rochas metassedimentares compreendem metarenitos, metarcóseos, metagrauvacas, filitos, xistos, quartzitos e formações ferríferas bandadas, de tonalidades acinzentadas, avermelhadas e amarronzadas, de granulação fina, com pronunciada anisotropia, caracterizada por uma foliação milonítica. Os metavulcanitos ácidos exibem normalmente tonalidades cinza-esverdeados, afaníticos, com variados padrões de xistosidade. Nas metamáficas e metaultramáficas são inseridos anfibolitos e/ou clorita xistos, metabasaltos e serpentinitos, geralmente de coloração cinza-escuro, a esverdeados, ineqüigranulares, finos a afaníticos, por vezes apresentando evidências texturais de submissão a esforços miloníticos.

A investigação petrográfica levada a efeito nas rochas que compõem o Grupo São Félix, indica tipos litológicos vulcânicos e sedimentares, com fortes similaridades paragenética, textural e deformacional.

Os componentes metassedimentares são representados por metarcóseos líticos (fotomicrografia nº 20), metagrauvacas, arenitos litofeldspáticos, muscovita-biotita-quartzo xistos (fotomicrografia nº 21), quartzo-clorita xistos, sericita xistos, muscovita-biotita xistos, e filitos ferruginosos, com formações ferríferas bandadas associadas.

Os metapsamitos apresentam, dominantemente, uma associação mineralógica a base de quartzo, feldspato caulinizado e fragmentos de rocha, com cimento ferruginoso e/ou silicoso, exibindo remanescentes de uma textura clástica por deposição. Mostram uma moderada a acentuada heterogeneidade deformacional, atingindo ocasionalmente estágios miloníticos, com o desenvolvimento de uma anisotropia estrutural. Os metapelitos são re-presentados por filitos ferruginosos e xistos micáceos, exibindo uma quase invariável assembléia mineralógica, dominada pela associação quartzo-muscovita-biotita-clorita. A textura é geralmente lepidoblástica, com forte orientação mineral, realçada pelas fases micáceas. Porfiroclastos de quartzo microgranulado, policristalino e rotacionados, desenvolvem na extensão da xistosidade, zonas de sombra de pressão ou de recristalização. Com relativa freqüência, xistos extremamente ricos em minerais micáceos, apresentam estruturas do tipo clivagem de crenulação. As formações ferríferas têm estrutura bandada, com alternância regular de leitos silicosos e ferríferos (fotografias nºs 13 e 14).

Os metafelsitos são subordinados, como se observa na estação geológica EM-212, e formados por uma matriz criptomicrocristalina, essencialmente silicosa, associada a uma massa clorítica, com moderada anisotropia estrutural, baixas taxas deformacionais e metamorfizada em fácies xisto-verde.

Os componentes metamáficos constituem um conjunto relativamente homogêneo, do ponto de vista composicional, e seus protólitos são rochas gabróides-diabásicas. Os metamafitos são em essência actinolita xistos, metagabros e metadiabásios, com arranjo textural extremamente variado, desde tipos ofíticos-sub-ofíticos reliquiares a tipos texturais nematoblásticos, com nítida foliação milonítica. Hornblenda uralítica, actinolita, oligoclásio-andesina e piroxênio reliquiar, são as fases minerais essenciais, por vezes em proporções relativamente iguais entre si. Biotita, epidoto, opacos, titanita, apatita e clorita, são as fases minerais quantitativamente subordinadas.

O Grupo São Félix também é constituído por rochas metaultramáficas, como aquelas das estações geológicas AV-180 e 332. São tipos dominados por uma massa talcítica, intensamente deformada e metamorfizada em fácies xisto-verde, microdobrada e crenulada (fotomicrografia nº 22). Observam-se também tipos poliminerálicos cuja paragênese é dominada por tremolita-clorita-talco (AV-180). Aglomerados de cristais fibrosos de antigorita, associados a veios carbonáticos, constituem massas serpentiníticas intimamente associadas aos níveis metamáficos.

Apesar da amostragem de campo ter sido relativamente esparsa, quando se integra os dados petrográficos, com a evolução tecto-no-estrutural do Grupo São Félix, percebe-se que no sul, houve uma maior contribuição sedimentar, resultando no predomínio de filitos, grauvacas e micaxistos com subordinados metamafitos, ao passo que, no norte, verifica-se um predomínio do vulcanismo sobre a sedimentação, resultando em espessas seqüências de rochas metamáficas e metavulcânicas ácidas, com subordinadas intercalações de formações ferríferas, quartzitos, micaxistos, metarenitos e metarcóseos.

O Grupo São Félix caracteriza-se por exibir uma assinatura geoquímica multielementar, destacando-se na porção sul, uma ampla zona anômala de segunda ordem, para Cu-As, tendo em sua parte central uma forte anomalia de primeira ordem para Cu-Zn-Ni-Co-Cr-Sc; também ocorre nessa mesma área, uma anomalia de primeira ordem de B. Na porção centro-norte da região de abrangência do Grupo São Félix, no contato com as vulcânicas da Formação Iriri, observa-se uma forte zona anômala de primeira ordem, que reflete a presença de rochas máfico-ultramáficas, caracterizada pela associação Cu-Zn de segunda ordem e Ni-Co-Cr de primeira ordem, além de Sc e V.

A assinatura magnética das rochas do Grupo São Félix, também indica claramente o predomínio litológico de metamáficas e formações ferríferas, ao norte, e sedimentos não ferruginosos na bacia situada ao sul. Ao norte, o relevo magnético é forte, movimentado, com anomalias significativas com amplitude superior a 1.500nT, orientadas na direção E-W, e com deslocamentos para NW-SE e NE-SW. No sul, o relevo magnético é calmo, com amplitude inferior a 150nT e raras anomalias indicando corpos máficos e formações ferríferas. A assinatura aerorradiométrica, para toda a unidade, caracteriza-se por baixos níveis de radiação, com a radioatividade, em contagem total, situada entre 875 e 1.000cps.

Silva *et al.* (1974) posicionaram as rochas presentemente consideradas como pertencentes ao Grupo São Félix no Pré-Cambriano Médio a Superior, enquanto que Schobbenhaus *et al.* (1981) as posicionaram no Arqueano. Apesar de não existirem estudos geocronológicos nas rochas desse grupo, admite-se a sua correlação crono-litoestrutural com as rochas dos grupos São Sebastião, Aquiri e Grão-Pará.

Dentre as unidades estratigráficas mencionadas, o Grupo Grão-Pará é o que apresenta o maior acervo geocronológico. Wirth *et al.* (1986) obtiveram idade de 2.758 ± 39M.a. através de U/Pb, em zircões de metarriolitos, enquanto que Gibbs *et al.* (1986) obtiveram 2.687 ± 54M.a., através de Rb/Sr, em rochas máficas. Sob o ponto de vista tectono-estrutural, ao interpretar-se o Sistema Transcorrente Araraquara (Grupo São Félix) como uma componente antitética (R') do Sistema Transcorrente Anaporã (Grupo Grão-Pará), fica implícito a sua evolução posterior ou concomitante ao sistema principal.

A clara obstrução do Grupo São Félix à estruturação regional com a qual o Grupo Grão-Pará, Aquiri e São Sebastião apresentam relações tectono-concordantes, conduz a uma interpretação de que o primeiro seja mais novo ou que pelo menos haja um sincronismo entre as unidades. Em vista ao exposto admite-se, preliminarmente, uma idade arqueana para o Grupo São Félix.

O maior potencial mineral relacionado às rochas do Grupo São Félix, são os depósitos de ferro na região da serra de São Félix. O minério de ferro está associado a formações ferríferas e a crostas ferruginosas, e é constituído principalmente por martita e hematita, com quantidades significativas de magnetita, goethita e limonita. Destaca-se em segundo lugar o ouro, extraído pelos garimpeiros dos produtos intempéricos das rochas desse grupo.

2.1.2.7 Granito Plaquê – ASγ2

No domínio do Cráton Amazônico, já há algum tempo, ensaiaram-se tentativas de individualização de granitóides, intimamente relacionados a evolução do embasamento. Assim é que Silva *et al.* (1974), Martins e Araújo (1979) e Jorge João *et al.* (1987), cartografaram o que denominaram de granitóides, GRX e Granito João Jorge, respectivamente. Tais registros, no entanto, tinham apenas enfoque mineralógico e não promoveram avanços sobre a geração e o mecanismo de colocação dos corpos.

Araújo *et al.* (1988) identificaram e cartografaram granitóides lenticulares na Folha Serra dos Carajás, os quais foram denominados de Suíte Plaquê, preliminarmente interpretados como produtos de fusão crustal durante o evento de cisalhamento dúctil.

Posteriormente, Araújo *et al.* (1991), em estudos mais detalhados, adotaram a denominação Granito Estratóide Plaquê, entendendo que esses segmentos lenticularizados foram gerados, evoluídos e colocados, em íntima associação com o desenvolvimento do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, conceituação que é mantida neste relatório. Entretanto, para uma melhor concordância com a emenda de Sohl (1977), os autores deste relatório utilizam a denominação de Granito Plaquê.

São corpos predominantemente graníticos, estratóides, organizados em faixas lenticulares orientadas predominantemente, na direção E-W, e concentrados nas porções N-NE da área em estudo (figura II.2.2). Algumas lentes estão orientadas na direção N-S, relacionadas ao Sistema Direcional Araraquara e posicionadas, aproximadamente, na porção central da Folha São Félix do Xingu.

As relações de contato dos granitóides Plaquê com as demais unidades arqueanas, são feitas através de zonas de cisalhamento dúctil, em geral concordantes com a estruturação E-W do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas. Predominam os relacionamentos com as rochas do Complexo Xingu e, subordinadamente, com as dos grupos Sapucaia e Aquiri. Ao

longo das zonas de transcorrências do Sistema Araraquara, ocorre forte lenticularização desses granitóides, segundo a direção N-S.

Tratam-se de rochas dominantemente graníticas (monzograníticas), de granulação média a grosseira, leucocráticas a hololeucocráticas, de coloração rosa-cinza a rosa-claro, ocasionamente exibindo uma conspícua inequigranularidade e uma variável intensidade na anisotropia estrutural. A textura é granolepidoblástica, porfiroclástica, em que ocelos de feldspatos rotacionados, contrastam dimensionalmente com uma matriz cominuída e recristalizada (fotomicrografias nºs 23 e 24), variando dos estágios protomilonítico a milonítico. A paragênese é representada por cristais de microlina, albita-oligoclásio e quartzo, como fases minerais majoritárias em ordem decrescente de abundância. Biotita e muscovita são as fases minerais varietais, ocorrendo em diferentes teores modais. epidoto e clorita representam minerais secundários, e apatita, titanita, opacos, alanita e zircão, são os minerais acessórios.

A microclina ocorre como fenoclastos de dimensões variáveis, com sua típica geminação polissintética cruzada, geralmente límpida e inalterada, contendo ocasionalmente inclusões de minerais matriciais; ocorre igualmente como diminutos cristais, sendo parte do grupamento de minerais que compõem a massa fundamental. O plagioclásio é do tipo sódico-cálcico e ocorre em formas hipidioblástica a idioblástica, em fenoclastos rotacionados e parcialmente alterados para sericita e epidoto, exibindo ocasionalmente uma incipiente microclinização.

O quartzo apresenta-se comumente como agregados policristalinos, mostrando acentuada recristalização e recuperação, e é a fase mineral que mais evidencia o processo de redução de granulação. Biotita e muscovita ocorrem como palhetas pouco desenvolvidas, em íntima associação, dispostas segundo um alinhamento ou direção preferencial, que marca a anisotropia estrutural traduzida pela foliação milonítica. Circunstancialmente, a biotita mostra alteração parcial para clorita, e a muscovita exibe efeitos de tensão interna. Apatita, zircão, titanita, allanita e opacos ocorrem de forma dispersa a nível de traços.

Os aspectos texturais e paragenéticos sugerem um conjunto de granitóides de *emplacement* em ambiente magma-tectônico, sin-cinemático a tardi-cinemático, em regime de cisalhamento dúctil. O conjunto se distingue e se caracteriza por sua invariabilidade composicional, e pela acentuada microclinização, em alta triclinicidade, denunciando um caráter químico composicional sódico-potássico a potássico.

Geoquimicamente o Granito Plaquê caracteriza-se por apresentar a associação Cu-Pb. Os granitóides são fracamente magnéticos, não apresentando contraste com as rochas encaixantes do Complexo Xingu. Distinguem-se mais pela assinatura aerorradiométrica, no campo de contagem total, que registra valores elevados, acima de 1.000cps, atingindo até 1.500cps, formando anomalias alongadas na direção E-W, critério este, que é usado para separá-las dos granitóides anorogênicos, com anomalias dispostas segundo um padrão algo circular.

Até o momento, inexistem datações geocronológicas do Granito Plaquê. Entretanto, segundo o modelo de evolução crustal proposto para a região em estudo, a mencionada unidade foi gerada, evoluída e colocada durante a implantação do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, aceito como de idade arqueana.

Durante os trabalhos de campo, nenhum importante indício de depósito mineral foi detectado no domínio desta unidade.

2.1.3 Produtos Litoestruturais do Proterozóico Médio

2.1.3.1 Corpos Intrusivos

2.1.3.1.1 Granito Parauari – Plγ3

A denominação original de Granito Parauari deve-se a Santos *et al.* (1975), que em estudos na cabeceira do rio homônimo, descreveram granitos, granodioritos, migmatitos e xistos, considerados como produtos de remobilização total ou parcial do Complexo Xingu e pertencentes ao Pré-Cambriano Médio (2.000 a 1.800M.a.).

No extremo NW da Folha São Félix do Xingu, foram mapeados granitóides de natureza adamelítica, granodiorítica e trondhjemítica, equigranulares a porfiróides, localmente granofíricos, que estão sendo correlacionados, pelos seus caracteres petrográficos, cronológicos e estruturais com o Granito Parauari.

Na área em estudo, o Granito Parauari constitui um corpo de forma irregular, abrangendo uma área de cerca de 350km^2 (figura II.2.5). cortado discordantemente pelos granitos do maciço Antônio Vicente, por corpos máfico-ultramáficos da Suíte Intrusiva Cateté e por quilométricos diques de diabásio mesozóicos. São parcialmente encobertos pelas formações Iriri, Triunfo e Sobreiro.

O magmatismo Parauari é representado por um conjunto de granitóides leucocráticos a mesotipos, de granulação média a fina, geralmente de coloração cinza-claro cinza-escuro, equigranulares e inequigranulares, mostrando um acentuado isotropismo estrutural, ausência total de metamorfismo e deformação, moderada variação textural e uma forte invariabilidade composicional. Tratam-se, em essência, de monzogranitos como variedades petrográficas dominantes, em associação a sienogranitos e a granodioritos subordinados. A textura exibida é geralmente hipidiomórfica-eqüigranular, com variações pórfiras a granofíricas (fotomicrografia nº 25). O arranjo mútuo entre os grãos minerais, denuncia uma textura por cristalização magmática. A assembléia mineral é representada por plagioclásio + feldspato potássico + quartzo + biotita, + hornblenda ± hiperstênio ± clorita ± epidoto ± opacos ± apatita ± titanita ± zircão ± allanita ± sericita, em ordem de decréscimo e abundância.

O plagioclásio ocorre como cristais tabulares, geralmente idiomórficos e zonados, com sericitização seletiva e parcial (fotomicrografia nº 26). Constitui a fase mineral dominante e majoritária, ocorrendo sob a forma de fenocristais nos tipos pórfiros, e como cristais menores confinados à matriz microcristalina. O feldspato potássico é representado por microclina, cuja proporção em relação ao plagioclásio, define os tipos graníticos e granodioríticos. Geralmente ocorre como uma fase mineral bem desenvolvida, de crescimento e cristalização mais tardia, englobando cristais de plagioclásio, quartzo e micas, de cristalização mais precoce. Normalmente apresenta-se como cristais hipidiomórficos a idiomórficos, com a sua típica geminação polissintética cruzada, combinada com geminação segundo a lei de Carlsbad. É geralmente límpido e inalterado, contrastando de forma significativa com os cristais de plagioclásio, que se apresentam comumente com forte alteração para sericita.

Os cristais de quartzo ocorrem em mais de uma geração, como grãos individualizados, idiomórficos a xenomórficos, ou em íntima associação com o feldspato potássico, sob forma de intercrescimento micrográfico ou granofírico. Hiperstênio, diopsídio, hornblenda, biotita e biotita cloritizada, constituem as fases minerais varietais máficas, distribuídas caoticamente pela rocha. O hiperstênio ocorre como

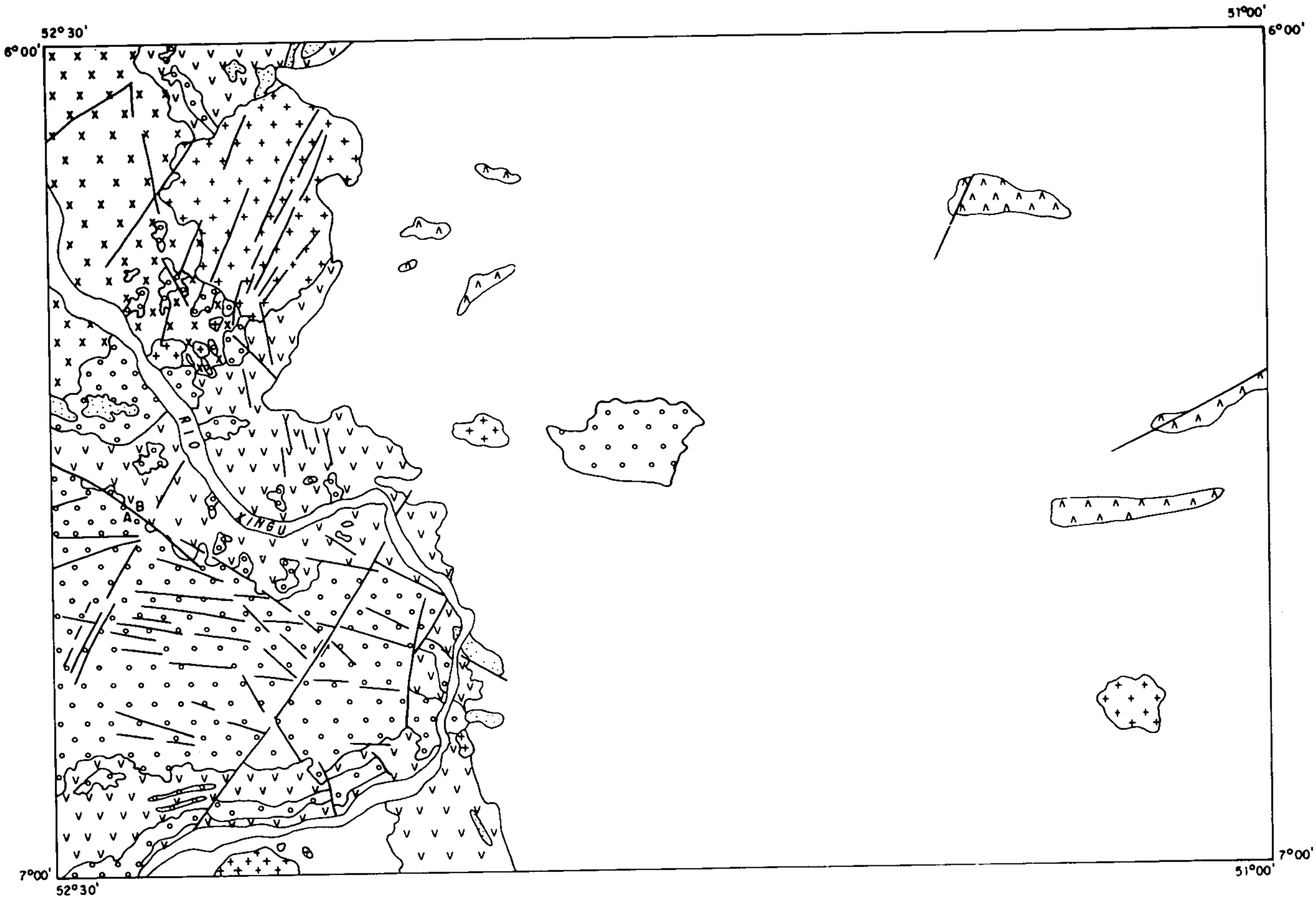


Figura II.2.5 – Regime distensivo – Bacia do Médio Xingu.

cristais intimamente associados à hornblenda e à biotita, geralmente como reação em desequilíbrio, indicando processos de transformações mineralógicas por retrometamorfismo (fotomicrografia nº 27). A biotita é geralmente xenomórfica, de coloração castanho-avermelhado, sugerindo moderados a elevados teores em titânio. A clorita é uma fase mineral secundária ou de alteração, formada às expensas do hiperstênio e/ou biotita e/ou hornblenda. A augita diopsídica é outra fase mineral piroxênica mostrando, também, passagem para a hornblenda. Apatita, zircão e opacos são os minerais acessórios mais freqüentes. Titanita, epidoto e allanita são fases minerais circunstanciais. Localmente, palhetas de clorita mostram intercrescimento com cristais de prehnita.

As observações petrográficas realizadas no conjunto amostrado, denunciam que, em consequência do regime tectônico extensional, o material da crosta granulítica Pium foi envolvido em processos de anatexia, gerando o *melt* granítico Parauari. Este contém, em associação, restitos mineralógicos como os cristais de hiperstênio, coroados por hornblenda (fotomicrografia nº 28) e biotita, em processo retrometamórfico, feição essa caracteristicamente tipomorfa e herdada dos granulitos do Complexo Pium. Biotita com moderados teores de titânio indica um protolítico granulítico como rocha parental. Em conseqüência, os adamelitos, granitos e granodioritos que materializaram a Unidade Parauari, assumem características dominante charnockíticas (hiperstênio granitos).

A prospecção geoquímica efetuada através de sedimentos de corrente, indicou para o domínio de exposição dos granitóides Parauari, uma associação de Cu-Cr. Em decorrência da presença de rochas ácidas da Formação Iriri, detectou-se uma associação de Pb-Zn na porção meridional do corpo; zonas anômalas de Ni e Sc, podem estar refletindo os corpos de rochas máfico-ultramáficas da Suíte Intrusiva Cateté.

O Granito Parauari apresenta expressivas anomalias aeromagnéticas negativas, com isodinâmicas orientadas na direção NE-SW e um padrão aerorradiométrico, em contagem total, semelhante ao da Formação Sobreiro, diferindo entretanto nos mapas de Th, U e Th/U, indicando uma composição mais sódica.

Santos *et al.* (1975) posicionaram o Granito Parauari no Pré-Cambriano Médio, com uma idade de 2.000 a 1.800M.a. Através do método Rb/Sr, em rocha total, foram datadas, neste projeto, cinco amostras do Granito Parauari. A idade encontrada foi de 1.921 ± 69M.a., com razão inicial $^{87}Sr/^{86}Sr$ de 0,70450 (figura II.8.13). Estes dados podem ser interpretados como a idade de cristalização do granito, devido à ausência de deformação e/ou metamorfismo. A razão isotópica inicial implica em uma participação crustal na gênese desse corpo.

Nenhum importante indício de mineralização foi encontrado durante os trabalhos de campo e laboratório no domínio do Granito Parauari. Entretanto, Santos *et al.* (*op. cit.*), para a região do Tapajós, aventam a possibilidade de se detectar mineralizações estaníferas e auríferas, em rochas dessa unidade.

2.1.3.1.2 Suíte Intrusiva Cateté – Plγ1

Desde a década de 70 são conhecidos, na Província Mineral de Carajás, corpos de rochas máfico-ultramáficas serpentinizadas, originadas preferencialmente em faixas de direção E-W, com variação para N-S e NE-SW. Alguns desses corpos foram citados por Santos (1980), que fez comentários sobre seu potencial mineral, particularmente para níquel do tipo silicatado ou laterítico.

Hirata *et al.* (1982) posicionaram alguns desses complexos nos terrenos granito-*greenstone*, incluídos por sua vez, no Complexo Xingu.

Bernardelli (1982) cita a existência de vários pequenos corpos constituídos de rochas máfico-ultramáficas, formando um alinhamento de direção NE-SW, desde a serra do Rabo (extremo-oriental da serra dos Carajás) até a estrutura Pium (SE da serra Sul), numa extensão de 50km, e comentou, a geologia e a mineralização de um desses corpos, denominado de Vermelho.

Meireles *et al.* (1984) descreveram o corpo denominado de Gabro Santa Inês, tido como de idade jurássica, mantendo para os demais corpos o posicionamento estratigráfico adotado por Hirata *et al.* (1982).

Na rodovia PA-275, próximo ao garimpo de Serra Pelada, a CPRM identificou em 1984, cromititos associados a rochas intrusivas máfico-ultramáficas diferenciadas, com sedimentos clásticos e químicos subordinados, metamorfizados na fácies xisto-verde. Este conjunto rochoso foi incluido por Medeiros Filho e Meireles (1985) na Seqüência Rio Novo, correlacionável a um possível *greenstone belt*, e interpretada como *infold* nos terrenos gnássico-migmatíticos do Complexo Xingu (Hirata *et al.*, 1982).

Hein e Castro e Castro Filho e Matos, ambos em 1986, apresentaram os resultados das pesquisas desenvovidas pela Mineração Serra Sul Ltda. – MINERASUL, em complexos máfico-ultramáficos situados nas serras então denominadas de Puma e Onça, localizadas na bacia do Rio Cateté, e nas serras do Jacaré e Jacarezinho, situados na margem esquerda do médio curso do igarapé São José.

A equipe da DOCEGEO (1988) adotou o termo Complexo Pium, para as seqüências máfico-ultramáficas metamorfizadas no fácies granulito e de idade arqueana (2.850M.a.); denominou de Complexo Intrusivo Luanga e Complexo Intrusivo Serra Azul, para as seqüências máfico-ultramáficas situadas nas áreas homônimas, encaixadas em seqüências supracrustais do tipo *greenstone belt*, posicionando-as, também, no Arqueano, com idade de 2.760M.a.; os gabros foram designados de Santa Inês, e considerados como de idade proterozóica superior, por cortar as rochas vulcânicas do Grupo Uatumã.

Araújo *et al.* (1991), concluíram que as rochas do Gabro Santa Inês estão deformadas e metamorfizadas, e denominaram o conjunto de Máficas do tipo Santa Inês, aventando a possibilidade de uma idade mais antiga para o conjunto. Para as ocorrências de rochas metamáficas conhecidas como Vermelho (corpos cartografados à norte da PA-279), e para a seqüência exposta no Rio Cateté, foi atribuída a denominação de Ultramáficas tipo Vermelho, posicionadas duvidosamente no Proterozóico Inferior, já que foram encontradas algumas evidências de deformação e metamorfismo.

No decurso do mapeamento, foram identificados vários corpos de rochas máfico-ultramáficas, além dos já conhecidos na literatura, sendo que, alguns, de pequenas dimensões, não são mapeáveis na escala adotada. Os estudos químicos, petrográficos e petrológicos, efetuados nessas rochas, mostram uma grande similaridade, permitindo agrupá-las em um mesmo conjunto litológico, formalmente denominado de Suíte Intrusiva Cateté, de caráter diferenciado, não-metamorfizado, intrusivo, constituído de dunitos serpentinizados, peridotitos, piroxenitos, gabros e noritos, não deformados pelo evento responsável pela formação do Cinturão Itacaiúnas.

As rochas da Suíte Intrusiva Cateté por suas características petrográficas, e por não apresentarem feições metamórficas nem de cisa-

lhamento dúctil, são consideradas intrusivas nas rochas do Complexo Xingu, do Granito Plaquê e dos grupos São Félix, Aquiri e São Sebastião, com os quais mantém relações de contato. Localmente, o contato pode ser feito através de falhas.

A Suíte Intrusiva Cateté (figura II.2.4) é representada por litotipos composicionalmente máficos-ultramáficos, exemplificados por gabros, noritos, piroxenitos, serpentinitos e peridotitos. São rochas melanocráticas a ultramelanocráticas, geralmente de granulação média e sem evidências deformacionais dúcteis a nível da amostragem realizada. Invariavelmente ocorrem como rochas faneríticas, equigranulares, compondo segmentos de associações litológicas de forma longilinear e exibindo um forte controle estrutural.

Piroxenitos, gabros noríticos, serpentinitos e peridotitos (fotomicrografia nº 29), são as variedades petrográficas encontradas nos segmentos litológicos mais importantes os quais receberam a denominação geográfica de Mutuquinha ou Onça, Puma, Morada do Sol, Jacaré etc. Os gabros noríticos mostram uma assembléia mineral com augita, hiperstênio e labradorita, como as fases minerais essenciais, em arranjo textural subofítico. Os piroxenitos apresentam uma mineralogia dominada por ortopiroxênio e clinopiroxênio, em arranjo mútuo, hipidiomórfico-granular, cujos contatos intergranulares, algo poligonizados, ensaiando junção tríplice, são indicativo de cristalização a altas temperaturas e baixas pressões. Os serpentinitos apresentam uma textura *in mesh*, formada por cristais de antigorita e crisotila, com grãos olivínicos reliquiares.

Os ultramafitos representam dominantemente frações ou porções cumuladas, típicas das intrusões acamadadas (fotomicrografia nº 30). De um modo geral, tratam-se de ortopiroxenitos com cristais subédricos a euédricos de bronzita, inalterados, sem evidência de metamorfismo e/ou deformação. Em íntima associação genética e espacial, são relativamente freqüentes os gabros noríticos, em que, circunstancialmente, os cristais algo ripiformes de labradorita, mostram uma nítida orientação preferencial, em decorrência de uma foliação primária, como feição sin-magmática tipiforme (fotomicrografia nº 31). O hiperstênio, augita e labradorita são as fases minerais essenciais e majoritárias. Hornblenda e biotita são fases minerais subordinadas e intimamente relacionadas aos piroxênios, dos quais derivam por cristalização magmática tardia, como série de reação descontínua.

Localmente, os gabros noríticos exibem lamelas de exsolução de augita, formando um padrão em *espinha de peixe* paralelo ao plano 001 do hiperstênio hospedeiro (pigeonita invertida), conforme observado na estação AV-131 (fotomicrografia nº 32). Ilmenita, magnetita, calcopirita, pirita e covellita são os minerais opacos, a nível acessório mais freqüentemente encontrados. Abundantes e freqüentes intercrescimentos granofíricos ocorrem nos gabros noríticos indicando uma brusca diferenciação gabro-granofírico, como observado na estação AV-241.

As observações de campo e as investigações petrográficas, indicam que os componentes rochosos da Suíte Intrusiva Cateté são representativos de um processo de cristalização magmática a nível plutônico.

Localmente, esses ultramafitos apresentam uma deformação ocasionada por uma tectônica rúptil, com geração de uma foliação ou anisotropia de caráter cataclástico, e conseqüentes transformações mineralógicas, com peculiaridades retrometamórficas envolvendo, possivelmente, reações por hidratação. Como hipótese alternativa é admissível que tais transformações mineralógicas e efeitos deformacio-

nais frágeis, estejam relacionados à zona de borda ou de contato, onde seriam mais significativos os efeitos do mecanismo de introdução com arrasto protoclástico.

As análises geoquímicas indicam uma associação anômala de segunda ordem do tipo Ni-Co-Cr, refletindo a natureza máfico-ultramáfica dos litotipos componentes da unidade. Nos mapas aerogeofísicos essas intrusões ígneas apresentam fortes anomalias magnéticas, geralmente em forma de dipolos alinhados. Tanto no campo de radiação total, como nos campos específicos para U-Th e K, os valores relacionados a esse plutonitos são muito baixos, sendo o mapa de razão U/K o que melhor delimita os corpos ígneos. Os dados aeromagnéticos indicam que as rochas da Suíte Intrusiva Cateté estão encaixadas em fraturas. Algumas dessas fraturas, principamente as de direção NE-SW, de um modo geral, não acompanham a estruturação do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, levando a admitir-se que as mesmas sejam mais jovens, do que o tectonismo dúctil.

Não existem datações em rochas dessa unidade, porém por não apresentarem deformação dúctil nem metamorfismo, e por posicionarem-se, às vezes, de forma discordante em relação à estruturação regional, como é o caso do corpo situado no igarapé Carapanã, admite-se que tenham idade proterozóica inferior e possam ser correlacionadas com as Ultramáficas tipo Vermelho.

Os trabalhos executados pela MINERASUL detectaram jazidas niquelíferas no capeamento laterítico dos corpos Puma, Onça, Jacaré e Jacarezinho. Foram bloqueadas reservas geológicas superiores a 100 milhões de toneladas, com teores médios de níquel oscilando na faixa de 1,19% a 2%. As concentrações economicamente significativas são formadas, principalmente, de garnierita, clorita e limonita niquelífera.

2.1.3.1.3 Suíte Intrusiva Velho Guilherme – PMγ4

O plutonismo de caráter ácido, intracontinental, de idade proterozóica, tem sido objeto de estudo por grande número de geólogos, nas últimas décadas, destacando-se os trabalhos regionais desenvolvidos por Silva *et al.* (1974), Cunha *et al.* (1981), Ianhez *et al.* (1982), Santos e Neto (1982) e Issler e Lima (1987). Silva *et al.* (1974) agruparam os granitos situados nos limites da Folha SB.22 sob as denominações de Granito da Serra dos Carajás (1.800M.a.) e Granito Velho Guilherme (1.384 ± 58M.a.) levando em consideração o tamanho dos corpos, metalogenia, relações estratigráficas e datações geocronológicas. Ianhez et al. (1982) com base em dados geocronológicos e relações estratigráficas com as coberturas sedimentares, dividiram os corpos plutônicos do SE da Plataforma Amazônica, nas suítes intrusivas Rio Dourado, (1737 ± 50M.a.), Tarumã (1.641 ± 22M.a.), Redenção (685 ± 30M.a.). Santos e Neto (1982), baseados exclusivamente em datações radiométricas, estabeleceram três épocas principais para a formação dos granitos da plataforma Amazônica; pré-Uatumã (>1.900M.a.), Uatumã (1.900 a 1.500 M.a.) e pós Uatumã (1.500 a 600 M.a.), estes últimos intrusivos nas coberturas sedimentares de plataforma. Issler e Lima (1987) denominaram o ciclo ígneo anorogênico do Cráton Amazônico, de Atroaris, com paroxismos em 1.800 - 1.700M.a. (Episódio Akawaian), 1.600 - 1.300M.a. (Episódio Parguaza) e 1.200 - 900M.a. (Episódio Costa Marques).

Neste trabalho adota-se o termo Suíte Intrusiva Velho Guilherme, em consonância com a emenda de Sohl (1977) ao Código de Nomenclatura Estratigráfica, admitindo-se que o maciço Velho Guilherme é constituído por um conjunto de diversos tipos de rochas ígneas,

não cartografadas no presente trabalho. Considera-se ainda que os maciços graníticos, de idade proterozóica média, não-metamorfizados, situados nos limites da Folha São Félix do Xingu, são correlacionáveis entre si, pois guardam feições comuns como idade, metalogenia, quimismo, textura, mineralogia, evolução petrológica e condicionamento estrutural (figura II.2.5).

Os maciços plutônicos que compõem à Suíte Intrusiva Velho Guilherme, compreendem corpos de dimensões variáveis, desde pequenos *stocks* até batólitos, são considerados como maciços e recebem as seguintes denominações: Velho Guilherme, Antônio Vicente, Mocambo, Serra Queimada, Benedita, Bom Jardim, e outros menores sem designação.

Formam conjuntos de serras com limites geralmente bem identificados em aerofotos e imagens de radar e de satélite Landsat TM-5 (principalmente no canal 4), de formas variadas (em planta) desde algo circulares (Mocambo) a irregulares, amebiformes (Antônio Vicente), com o topo das elevações, geralmente, desprovidos da vegetação luxuriante da Amazônia, e guardando características aerorradiométricas marcantes.

O Maciço Velho Guilherme foi descrito por Abreu e Ramos (1974), como sendo constituído por granito anorogênico intrusivo, mineralizado à cassiterita e topázio. O termo Granito Velho Guilherme foi usado por Silva *et al.* (1974), para designar mais de duas dezenas de corpos graníticos circulares, subvulcânicos, cratogênicos, com tendência alaskítica, frequentemente mineralizados a cassiterita e topázio, localizados principalmente nas folhas SB.22-Y-C e SC.22-X-A.

O Maciço Velho Guilherme ocorre na serra do Cuca, imediatamente a sul da cidade de Tucumã, constituindo um corpo de forma aproximadamente circular, com diâmetro máximo de oito quilômetros. Constitui uma serra bastante proeminente, formada de elevações com topo abaulado, convexo, de bordas escarpadas, dissecadas por drenagem de padrão arborescente, muito espaçada, localmente controlada por fraturas. Nas aerofotos exibe tonalidades cinza muito clara, refletindo a vegetação arbustiva, rarefeita, situada no topo dos morros (fotografia nº 21). Está encaixado discordamente nas rochas do Grupo Tucumã e do Granodiorito Rio Maria, limitado a NE e SE por falhas e diáclases.

Em 1974, Silva *et al.* agruparam oito maciços graníticos, incluindo o corpo conhecido como maciço da Lua Nova, sob a denominação genérica de Granito tipo Serra dos Carajás, termo que passou a identificar o Granito Central, de Knup (1971). Em 1980, Dall'Agnol cita pela primeira vez, na literatura geológica, o termo Granito Antônio Vicente, designação informal usada internamente pela DOCEGEO, para o maciço da Lua Nova, e que passou a vigorar nas publicações posteriores.

O Maciço Antônio Vicente ocorre na porção NW da área trabalhada, no interflúvio do Rio Xingu com o igarapé São José. Constitui um corpo com forma irregular, com elongação maior na direção N-S, onde aflora por 32km, contra os 18km na direção E-W. Corresponde a um agrupamento de serras, fortemente dissecadas por drenagem de padrão arborescente, destacando-se a amplitude dos vales dos igarapés maiores, cujas cabeceiras geralmente formam grandes anfiteatros. As serras têm bordas suaves e culminam com topo suavemente abaulado, pouco ravinadas, muitas vezes com vegetação rarefeita. Principalmente na região central do maciço, a drenagem e as serras mostram-se subordinadas a falhas e fraturas, segundo a direção NE-SW.

O Maciço Antônio Vicente apresenta relações de contato de natureza intrusiva e discor-

dante, com as unidades litoestratigráficas circunvizinhas tais como: Complexo Xingu, Grupo São Sebastião, Granito Parauari, Suíte Intrusiva Cateté e as formações Sobreiro, Iriri e Triunfo. No interior do corpo granítico, foram observados enclaves de sedimentos epidotizados, associados com riolitos da Formação Iriri.

O termo Bom Jardim foi citado pela primeira vez, na literatura geológica, em 1974, no trabalho de Abreu e Ramos, ao se referirem à serra do Bom Jardim - São Francisco, como constituída de um corpo de granito intrusivo, anorogênico e mineralizado à cassiterita.

O Maciço Bom Jardim ocorre conjuntamente com dois *stocks* graníticos, no SW da área de trabalho, próximo à margem direita do Rio Xingu. A maior parte do corpo, que tem um diâmetro máximo de 12km, está contida nos limites da Folha SB.22-Y-D, imediatamente a sul da área mapeada. Este corpo granítico tem forma aproximadamente circular, e sustenta um conjunto de serras arrasadas, dissecadas por drenagem de padrão radial, onde se desenvolvem amplas planícies aluvionares. Os topos das serras são irregulares e caracterizados pela vegetação arbustiva, em contraste com a vegetação luxuriante dos vales. O Maciço Bom Jardim guarda relações de contato intrusivo, com andesitos da Formação Sobreiro, e mais ao sul, da área mapeada, corta os arenitos da Formação Triunfo, conforme pode ser observado nas imagens de radar e de satélite e nas aerofotos.

Igualmente como o Maciço Bom Jardim, o termo Mocambo foi citado na literatura geológica, pela primeira vez, por Abreu e Ramos, em 1974, ao descreverem um corpo granítico anorogênico, mineralizado a cassiterita, intrusivo em andesitos da Formação Sobreiro e em metassedimentos.

O Maciço Mocambo situa-se na margem direita do Rio Xingu, cerca de 21km a sul da cidade de São Félix do Xingu. Faz parte de um conjunto de serras formadas pelo granito e por supracrustais do Grupo São Félix, diferenciando-se destas últimas, por apresentar uma vegetação arbustiva, rarefeita, e pela ausência de ravinamentos retos e paralelos, característicos dos metassedimentos. Sua cúpula aflorante tem forma grosseiramente circular, com diâmetro máximo de 4km e os poucos igarapés que cortam o corpo têm vales largos e nascentes em anfiteatros. Este corpo granítico mantêm contato de natureza discordante com as rochas do Grupo São Félix – nas quais desenvolve um padrão de fratura anelar – e com as rochas vulcânicas das formações Sobreiro e Iriri.

A designação original de Benedita, deve-se a Sá (1985) ao referir-se a um corpo granítico, anorogênico, intrusivo em vulcânicas, a SW do Granito Antônio Vicente. O Maciço Benedita possui uma forma subarredondada, com um diâmetro médio de 5km e está associado a dois corpos menores, denominados de Ubim Norte e Ubim Sul. Eles compõem um conjunto de serras fortemente alçadas, em relação a morfologia das encaixantes, constituindo morros de topo abaulado e encostas suaves, com vegetação rarefeita nas partes mais superiores, cortados por ravinas que se distribuem radialmente em relação ao corpo. As intrusões menores são formadas por morros isolados, com rara vegetação nas partes topograficamente mais elevadas, e cortados por ravinas muito pequenas. As rochas do maciço Benedita e dos *stocks* graníticos, cortam litotipos do Granito Parauari e da Formação Iriri, em contato de natureza discordante e, por sua vez, são cortadas por um dique do Diabásio Cururu.

A equipe AOC-9 da DOCEGEO – Distrito Amazônia – em mapeamento geológico (esca-

la 1:100.000) na área de Campos Altos, designou de Granito Serra Queimada a um corpo granítico, intrusivo em supracrustais e portador de cassiterita.

Esse maciço constitui um corpo de forma algo elíptica, com diâmetro maior segundo E-W, aflorando em uma área de cerca de 20km^2. Apresenta relevo montanhoso, com serras de topos subordinados e encostas de alta declividade, geralmente desprovidos de vegetação nas áreas mais elevadas, e drenagem bem encaixada, com vales largos e cabeceiras em anfiteatro.

O Maciço Serra Queimada tem como encaixantes as rochas do Grupo São Félix, as quais são cortadas através de contato de natureza discordante, e na porção oriental do corpo, o contato é feito através de falhas.

Os granitóides da Suíte Intrusiva Velho Guilherme são rochas não deformadas, com *emplacement* diretamente relacionado ao processo distensivo do Proterozóico Médio, com peculiaridades que sugerem jazimento hipoabissal a subvulcânico. Agrupados nessa suíte são apresentados, de forma conjunta, as características dos maciços Velho Guilherme, Antônio Vicente, Mocambo, Bom Jardim, Serra Queimada e outros corpos menores sem denominação formal.

De um modo geral, são rochas faneríticas, hololeucocráticas, equigranulares a inequigranulares, com forte isotropismo estrutural e de tonalidades rósea-claro, rósea-avermelhada e cinza. A assembléia mineral é representada por ortoclásio micropertítico, quartzo, albita-oligoclásio, biotita, clorita, muscovita, fluorita, zircão e opacos, em ordem decrescente de abundância.

Dominam na quase totalidade os alcali-feldspato granitos, equigranulares a porfiróides, com subordinados tipos evoluídos a *greisens*. A textura é geralmente hipidiomórfica-granular, com poucas variações a tipos pórfiros e granofíricos. O quartzo é hipidiomórfico a idiomórfico, ocorrendo por vezes em forma piramidal, constituindo fenocristais ou compondo a massa matricial, mostrando efeitos de corrosão magmática. Nas variedades granofíricas, o quartzo ocorre intercrescido com ortoclásio, sob a forma micrográfica (fotomicrografia nº 33), indicando cristalização magmática no ponto eutético. O ortoclásio ocorre em cristais hipidiomórficos a idiomórficos, com diminutas lamelas albíticas, sob a forma de intercrescimento micropertítico. Apresenta dimensões variadas, geminação do tipo *Carlsbad* e uma variável intensidade do processo de argilização. O plagioclásio é do tipo albita-oligoclásio, mostrando ocasionalmente parcial alteração à sericita e a argilominerais. A albita, resultante dos processos de albitização, é relativamente freqüente nos tipos mais fortemente diferenciados.

A biotita, por sua vez, em vias de alteração a clorita, é a fase mineral varietal máfica de maior freqüência, ocorrendo geralmente como palhetas anédricas, de geração tardia e localização intersticial (fotomicrografia nº 34), indicando uma inversão na ordem de cristalização. A muscovita é uma fase mineral varietal, ocorrendo, geralmente, em íntima associação com a biotita, e tem sua presença relacionada às variedades graníticas, com forte fracionamento magmático ou diferenciação, adquirindo significativo percentual volumétrico nas variedades greisenizadas (fotomicrografia nº 35). Fluorita (fotomicrografia nº 36), zircão e opacos são os minerais acessórios que mostram uma relativa freqüência.

A análise dos granitóides mostra uma forte correlação, em termos petrográficos e composicionais, entre os diversos maciços identificados e individualizados na área trabalhada. A observação petrográfica denuncia a existência

de granitóides normais, e granitóides com forte fracionamente magmático, separados em escalas de mapeamento de detalhe. Contudo, tipos amostrados nas estações EM-39B, 95, e 97C, representam rochas greisenizadas com alta favorabilidade estanífera para o Maciço Velho Guilherme. Similarmente, variedades com significativo percentual de fluorita e neoalbita, mostram igual favorabilidade, indicando a potencialidade metalogenética desses granitóides.

Os trabalhos detalhados de Teixeira *et al.* (1990), realizados no Maciço Antônio Vicente, ressaltaram a presença de três domínios principais de rochas graníticas. O primeiro domínio, que compreende biotita-anfibólio sienogranitos, corresponde a porção centro-sudoeste do corpo e nele foram caracterizados dos dois subdomínios. Mais para o centro afloram dominantemente biotita-anfibólio sienogranitos com biotita-anfibólio monzogranitos subordinados, relativamente ricos em máficos e pouco afetados por transformações tardi e pós-magmáticas. Ocupando toda a porção SW do maciço, ocorrem anfibólio-biotita sienogranitos relativamente pobres em máficos, biotita sienogranitos com clorita, biotita-anfibólio-alcalifeldspato granitos e alcalifeldspato granito. No segundo domínio, que se estende desde a porção SE do maciço até a sua região central, prolongando-se para norte e noroeste, afloram biotita sienogranitos com biotita monzogranitos subordinados. O terceiro domínio ocupa a porção NE do maciço e nele afloram biotita monzogranitos sem transformações importantes, com biotita sienogranitos subordinados. Ainda de acordo com Teixeira *et al.* (*op. cit.*.), localmente ocorrem fácies graníticas, não mapeáveis na escala adotada, representadas por micromonzogranitos e por sienogranitos e monzogranitos granofíricos.

Associados aos biotita sienogranitos foram identificadas, localmente, zonas greisenizadas e hidrotermalizadas. A integração das informações petrológicas e estruturais, mostra que a colocação do granito deu-se a profundidades rasas e a relação cristal/líquido, não devia ser muito elevada.

A Suíte Intrusiva Velho Guilherme destaca-se por exibir anomalias de Pb, que praticamente delimitam os corpos graníticos, como pode ser observado na porção SW da área de trabalho. No extremo NW, onde estão presentes os maciços Antônio Vicente e Benedita, a associação La-Y-Ba também caracteriza os granitos anorogênicos. Além dos elementos citados, o Sn em concentrados de bateia, com uma ampla distribuição, denuncia a presença dos granitos intrusivos, particularmente nas porções SE e NW da Folha São Félix do Xingu, onde foram detectados teores de 100 a 1.000ppm.

Os granitóides Velho Guilherme são magnéticamente fracos, apresentam valores de radiação total acima de 1.500cps, razão U/Th inferior a 1,2 e tem teores radiométricos de Th superiores ao normalmente esperado para as rochas graníticas. Alguns desses corpos, como os maciços Velho Guilherme e Bom Jardim, mostram o índice de tório, um pouco inferior aos demais corpos. De modo geral, os diversos parâmetros radiométricos, refletem com maior ou menor intensidade, a presença desses granitóides, geralmente exibindo uma feição subcircular, com diâmetro variando de 2,5 a 20km. O Maciço Antônio Vicente é o maior corpo granítico delimitado, e os diversos elementos radioativos, mostram que se trata de um corpo heterogêneo, com porções mais potássicas e outras mais sódicas, provavelmente, relacionadas às diferentes pulsações magmáticas.

Entre os maciços graníticos intrusivos e anorogênicos ocorrentes na Folha São Félix do

Xingu, o Velho Guilherme foi datado por Basei em 1973, em rocha total, pelo método Rb/Sr, obtendo uma idade de 1.384 ± 58M.a.. Silva *et al.* (1974) consideraram com esta idade os maciços Bom Jardim, Mocambo e Benedita, e correlacionaram o Maciço Antônio Vicente com o Granito Serra dos Carajás (1.700M.a.).

Em 1980, Dall'Agnol concluiu que os maciços Antônio Vicente, Velho Guilherme e Mocambo, são mais jovens que as vulcânicas Uatumã, e que tiveram uma evolução idêntica, fazendo parte de uma mesma geração de granitos. Em 1982 e depois em 1984, aquele mesmo autor mostrou que os três granitos são petrograficamente correlacionáveis entre si, e apresentam notáveis semelhanças nos elementos-traço. Com relação ao Maciço Antônio Vicente, Dall'Agnol (1984) selecionou seis amostras representativas das diversas variedades de granito para análise isotópica, na tentativa de estabelecer uma isócrona Rb/Sr em rocha total. Os resultados não possibilitaram a elaboração de uma isócrona com boa confiabilidade, entretanto, as isócronas obtidas, com razões iniciais $^{87}Sr/^{86}Sr$ elevadas, sugerem idades situadas no intervalo de 1.300 a 1.700M.a.

Os resultados geocronológicos mais recentes para os granitos pós-Uatumã situados na Província Mineral de Carajás, indicam valores situados entre 1.800 e 1.900M.a.. Através do método U/Pb Wirth *et al.* (1986) obtiveram uma idade de 1.820 ± 56M.a. para o maciço da serra dos Carajás. Machado *et al.* (1988), através do mesmo método, dataram o Granito Cigano em 1.885 M.a.; o Granito Pojuca em 1.874 ± 2M.a. e o Granito Musa em 1.883 ± 5 M.a.. Anteriormente, Basei (1974) realizou datações no maciço da serra da Seringa, obtendo uma idade de 1.810M.a. através do método K/Ar. Durante o mapeamento da Folha São Félix do Xingu foram efetuadas datações através do método Rb/Sr, em rocha total, no Maciço Velho Guilherme, obtendo-se uma idade de 1.653 ± 14M.a. com uma razão inicial de 0,70823 ± 0,02361 (figura II.8.2).

Sobre este resultado Lafon *et al.* (1991) comentam que esta idade pode ser interpretada como sendo a idade de colocação do corpo granítico, em decorrência do mesmo não apresentar evidências de metamorfismo. Os altos teores de Rb (normalmente maiores do que 490ppm) e os baixos teores de Sr (geralmente inferiores a 7ppm) obtidos nas rochas do Maciço Velho Guilherme, refletem um estágio avançado de diferenciação magmática do corpo granítico. A falta de pontos analíticos com baixa razões Rb/Sr, dificulta a obtenção de um valor aceitável para a razão isotópica inicial. Portanto, o valor encontrado para a razão isotópica inicial ($^{87}Sr/^{86}Sr$) de 0,70823 ± 0,02361, não permite interpretações genéticas para o Maciço Velho Guilherme.

Ainda segundo Lafon *et al.* (*op. cit.*.), as idades Rb/Sr mais jovens encontradas tanto para o Maciço Velho Guilherme como para os maciços Cigano, Musa e Jamon, podem representar o resultado de transformações tardi a pós-magmáticas, que afetaram o sistema Rb/Sr dos mesmos. Por outro lado, as idades fornecidas pelo método U/Pb, em zircão, correspondem a idade de cristalização dos corpos.

Os dados do mapeamento, juntamente com as datações geocronológicas disponíveis, permitem concluir que o *emplacement* da Suíte Intrusiva Velho Guilherme ocorreu no Proterozóico Médio.

As ocorrências de fluorita, tantalita-columbita, molibdenita e as jazidas de cassiterita, em quase todos os corpos graníticos, propicia a essa unidade, uma enorme importância metalogenética.

2.1.3.2 Bacia do Médio Xingu

2.1.3.2.1 Grupo Uatumã

A bibliografia sobre as coberturas vulcano-sedimentares e intrusões associadas, situadas no Cráton Amazônico, e agrupadas sob o termo genérico de Uatumã, é bastante ampla. Entretanto, alguns fatores como, a grande área de exposição, a descontinuidade física entre os vários segmentos que compõem a unidade, a escassez de dados de campo e a utilização sucessiva de observações nem sempre corretas, levaram os vários autores que se dedicaram ao assunto, a conclusões diferentes em relação à conceituação, idade, composição, correlação e posicionamento estratigráfico dos vários segmentos do Grupo Uatumã.

A primeira referência ao termo Série Uatumã foi feita por Oliveira e Leonardos em 1949, ao estudarem as rochas vulcânicas e sedimentares, coletadas no vale do Rio Uatumã, por Albuquerque (1922), atribuindo-lhes idade cambriana. Barbosa *et al.* (1966), agruparam as rochas vulcânicas intermediárias com intercalações de arcóseos, situadas na bacia do Rio Tapajós, sob a denominação informal de Grupo Uatumã, posicionando-as no Cambro-Ordoviciano. Esse mesmo autor, em 1967, estendeu o Grupo Uatumã para ambas as margens da bacia do Amazonas, estabelecendo-lhe uma idade pré-siluriana.

Caputo *et al.* (1972), considerando a complexidade litológica da Unidade Uatumã, propuseram-lhe formalmente a categoria de Grupo, constituído somente pelas rochas vulcânicas, abstraindo as rochas sedimentares.

Silva *et al.* (1974) subdividiram o Grupo Uatumã, da base para o topo, nas formações Rio Fresco, Sobreiro e Iriri, posicionando-as no Pré-Cambriano Superior; estabeleceram uma quase contemporaneidade, entre as manifestações vulcânicas e os corpos graníticos tipo Serra dos Carajás, e concluíram que os granitos tipo Velho Guilherme, são posteriores aos eventos vulcano-sedimentares do Grupo Uatumã.

Silva *et al.* (1974) consideraram como pertencente ao Grupo Uatumã, a Formação Iriri, o Granito Teles Pires e o Sienito Canamã.

Santos *et al.* (1975) definiram o Grupo Uatumã, para a Folha SB.21, como constituído por vulcânicas ácidas e intermediárias, e por rochas subvulcânicas do tipo granófiros, granitos e granodioritos.

Montalvão (1975) descreveu o Grupo Uatumã, no Cráton Guianês, como formado de rochas efusivas ácidas e intermediárias, com intercalações locais de rochas sedimentares, e intrusivas hipoabisais em forma de *stocks*, diques e batólitos.

Marinho *et al.* (1977) subdividiram o Grupo Uatumã, da base para o topo, nas formações Rio Fresco (rochas sedimentares), Sobreiro (vulcânicas ácidas a intermediárias) e Granito Velho Guilherme (plutônico hipoabissal).

Leal *et al.* (1978) adotaram o termo Super-grupo Uatumã, constituído pelo Grupo Beneficiente (principalmente rochas sedimentares), Formação Roosevelt (vulcânicas) e Granito Serra da Província.

Santos *et al.* (1981) propuseram o termo Complexo Uatumã, subdividido na Formação (Grupo) Iriri, Grupo Beneficiente, Formação Mutum-Paraná, Formação Gorotire, Formação Cubencranquém e as suítes intrusivas Maloquinha, Velho Guilherme, Teles Pires, etc.

Baseados nas citações acima, e em inúmeras outros trabalhos abordando o Grupo Uatumã, foram estruturados vários quadros crono-estratigráficos, onde se observa a proliferação de nomes para as rochas plutônicas, vulcânicas e sedimentares, e a mudança sistemática na categoria e no posicionamento das unidades estratigráficas.

Neste trabalho, considera-se o Grupo Uatumã, no âmbito da Folha São Félix do Xingu, como originalmente definido por Caputo *et al.* (*op. cit.*.), sendo constituído por um conjunto de rochas vulcânicas, com subordinadas e raras intercalações de tufos e rochas sedimentares, agrupadas nas formações Sobreiro e Iriri (figura II.2.5).

Abstraiu-se desse grupo as rochas sedimentares da Formação Triunfo, e os granitos da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, pois, apesar de estarem associados a um único grande evento tectônico distensivo, guardam entre si, marcantes diferenças litocronoestruturais.

As observações de campo, invariavelmente detectaram um espesso pacote de conglomerados, na base da Formação Triunfo, constituído de abundante seixos de riolitos, entre outros tipos rochosos, indicando uma idade mais antiga para o vulcanismo. Por outro lado, os dados de campo e a análise dos sensores remotos, sugerem que os corpos da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, truncam as rochas sedimentares da Formação Triunfo e, sendo portanto, mais jovens do que esta unidade. Sá (1985) relata a presença de enclaves de derrames variolíticos e de dacitos/riodacitos, no interior do Maciço Antônio Vicente, corroborando sua idade mais nova.

O Grupo Uatumã é constituído, portanto, de uma associação vulcânica, formado da base para o topo, pelas formações Sobreiro e Iriri. Em um contexto cronológico, é possível que tenha ocorrido recorrência das diversas fases de vulcanismo, como sugerido pela intercalação de vulcânicas ácidas e intermediárias, na região SW da área mapeada. Admite-se assim, sucessivos ciclos vulcânicos, os quais, começariam sempre pelas rochas eruptivas de composição predominantemente intermediária e culminaram com as ácidas, com raras e subordinadas intercalações de rochas sedimentares tipo grauvacas e tufos, como ocorre na margem direita do Rio Xingu, à montante da cidade de São Félix Xingu.

As análises geocronológicas efetuadas em rochas vulcânicas do Grupo Uatumã, indicam idades proterozóicas, sugerindo a existência de um ordenamento cronológico, no extravasamento do magma, mais novo na área SW, e mais antigo na região NE do Cráton Amazônico.

2.1.3.2.1.1 Formação Sobreiro – PMδ

A porção inferior do Grupo Uatumã é constituída pela Formação Sobreiro, termo proposto por geólogos do Projeto Rio Fresco (IDESP-1972), para designar o vulcanismo intermediário a ácido, com predominância de andesitos, ocorrente na bacia do Rio Fresco, e cuja seção-tipo situava-se na extinta localidade denominada de Sobreiro. Anteriormente, esse vulcanismo tinha sido incluído por Barbosa *et al.* (1966), com as rochas sedimentares da Formação Rio Fresco.

A Formação Sobreiro ocorre em ambas as margens do Rio Xingu à montante da ilha do Tabuão; no rio Fresco à montante da ilha da Ressaca; e no médio/baixo curso do igarapé São José, aflorando geralmente sob a forma de blocos e de extensos lajeiros (figura II.2.5).

A morfologia típica desta unidade é uma superfície aplainada, arrasada, com raras elevações, onde se desenvolve uma drenagem com padrão dendrítico, medianamente espaçada, localmente com lagos, como ocorre na porção sul da área mapeada, sugerindo feições de dissolução. Em se tratando de ambiente transtensivo tais áreas com lagos, poderiam ser interpretadas como *sag ponds* (Rampan e Huber, 1987 p. 529) que correspondem a estruturas de distenção em pequenas escalas.

Poucas são as evidências diretas de campo, que possibilitam estabelecer as relações dessas vulcânicas, de composição predominantemente intermediária, com as demais unidades. A observação do mapa geológico mostra que a Formação Sobreiro, ocorre indistintamente sobre as várias unidades de idades mais antigas, permitindo supor que as lavas extravasaram sobre uma superfície continental, de caráter nitidamente erosivo, configurando a presença de uma inconformidade, entre o vulcanismo Sobreiro e as unidades pré-Uatumã, exemplificadas pelo Complexo Xingu, Grupo São Félix e Granito Parauari. Além de extravasar, o vulcanismo intermediário preencheu fraturas, que incidem principalmente nas rochas do Complexo Xingu, formando diques de pequenas dimensões. A Formação Sobreiro é sotoposta pelas vulcânicas ácidas da Formação Iriri e, em discordância angular e erosiva, pela Formação Triunfo. É cortada pelos corpos graníticos dos maciços Antônio Vicente e Mocambo.

A Unidade Sobreiro representa significativa manifestação magmática, de caráter extrusivo, de composição intermediária e materializada por rochas essencialmente andesíticas, com pequenas variações dos tipo petrográficos. Traquitos e traquiandesitos constituem as subordinadas variações, associadas a um conjunto dominantemente andesítico, a augita e/ou hornblenda basáltica. Mesoscopicamente, são rochas mesocráticas a melanocráticas, de coloração cinza-escuro a cinza-médio, às vezes esverdeado, afaníticas, por vezes inequigranulares, mostrando incipientes processos de alteração hidrotermal e acentuado isotropismo estrutural.

Microscopicamente apresenta uma textura, em geral, microporfirítica, em que fenocristais de augita, plagioclásio e hornblenda basáltica, estão imersos em uma massa fundamental, constituída por micrólitos dispostos em padrão fluidal pilotaxítico (fotomicrografia nº 37). A assembléia mineral é dominada por augita, hornblenda basáltica e plagioclásio como fases minerais essenciais. Clorita, calcita, epidoto e quartzo, são as fases minerais secundárias ou de alteração mais freqüentes (fotomicrografia nº 38). A augita ocorre comumente como cristais euédricos, sob a forma de fenocristais, por vezes geminados, parcial ou totalmente alterados a clorita, epidoto e opacos. O plagioclásio é geralmente do tipo andesina, ocorrendo como cristais relativamente bem desenvolvidos, ou sob a forma de micrólitos, com forte orientação de fluxo, e sendo a fase dominante na fração matricial dos tipos mais afaníticos. A hornblenda basáltica ou oxi-hornblenda (fotomicrografia nº 39), ocorre como fenocristais euédricos, parcial ou totalmente alterados a opacos, como se observa na amostra EM-241A. Clorita, epidoto, calcita, quartzo e opacos, assumem significativo percentual volumétrico, nos tipos andesíticos submetidos a intensos processos de alteração hidrotermal, como observado nos andesitos propilitizados nas amostras EM-111A, 226B e 250A.

A rigor, os andesitos que constituem a Unidade Sobreiro, ocorrem sob a forma de diques e derrames, manifestados na Bacia do Médio Xingu, como conseqüência magmática do regime distensivo que caracteriza o Grupo Uatumã. A diversidade de sua forma de ocorrência e as diferentes velocidades de cristalização magmática, respondem pelas variações texturais e do grau de cristalinidade observados.

Segundo os trabalhos da CPRM (1977), na região do morro do Joari (Rio Xingu), além dos tipos porfiríticos (afanofíricos e afaníticos), devem ser mencionados dois outros litotipos, constituídos pelas clastolavas e pelos propilitos. As clastolavas são caracterizadas por apresentarem blocos de até 1m de diâmetro,

subarredondados, de constituição andesítica, soldados por lava andesítica; exibem núcleos centimétricos, de cor verde, característico da epidotização sofrida pela rocha. O caráter subarredondado dos fragmentos andesíticos, testemunha o hiato de tempo, relativamente longo, havido entre os extravassamentos das lavas de natureza andesítica. Por outro lado, os propilitos representam lavas de caráter andesítico, que sofreram alterações tais como epidotização, sericitização, calcitização e cloritização, acompanhadas pela presença de sulfetos, geralmente sob a forma de pirita.

A prospecção geoquímica executada, revelou uma zona anômala de primeira ordem para Cu, Pb, Ni, V e Zr e de segunda ordem para Co. Esta zona está localizada na margem esquerda do Rio Xingu, na região do morro do Joari, onde a CPRM (1977) executou uma pesquisa para mineralizações sulfetadas. Os elementos anômalos, provavelmente, estão refletindo as incipientes mineralizações de Cu-Pb detectada nos andesitos propilitizados, além da influência de rochas ácidas da Formação Iriri (Zr) e a possível presença de rochas máficas (Ni, V, Co). A Formação Sobreiro é melhor identificada através dos mapas radiométricos, pois apresenta normalmente valores baixos, inferiores aos observados para a Formação Iriri. Nos mapas aeromagnéticos, a unidade Sobreiro caracteriza-se por corresponder a uma anomalia magnética negativa.

As análises geocronológicas em litotipos dessa unidade são raras. A datação realizada em um andesito coletado no âmbito da Folha SA.21-V-C, apresentou para Rb/Sr, em rocha total, uma idade de 1.730M.a. (Basei e Teixeira, 1975). Amaral (1974) efetuou datações através do método K/Ar em andesitos amostrados ao longo dos rios Xingu e Fresco, obtendo idades de 1.045M.a., 1.213 ± 57M.a., 1.403 ± 15M.a. e 866 ± 35 M.a.

O mapeamento realizado na Folha São Félix do Xingu, permitiu estabelecer que a Formação Sobreiro, encontra-se sobrejacente ao Granito Parauari (1.921M.a.) e é cortada pela Suíte Intrusiva Velho Guilherme (1.800M.a.), o que permite posicioná-la no limiar do Proterozóico Inferior com o Proterozóico Médio. Em termos de correlação, as vulcânicas Sobreiro podem ser equiparadas ao Andesito Morro da Trave, mapeado por Jorge João *et al.* (1984) no interflúvio Trombetas-Mapuera.

Na área de exposição da Formação Sobreiro, existem várias ocorrências de sulfetos, principalmente galena, sendo a mais conhecida, a situada no filão das Três Ilhotas, onde um veio de quartzo, cortando andesitos, contém "buchos" de galena, associada com calcopirita, pirita e blenda. Outras ocorrências de sulfetos estão situadas em andesitos propilitizados na região do morro do Joari.

2.1.3.2.1.2 Formação Iriri – PMα

A parte superior do Grupo Uatumã é constituída por um conjunto de vulcânicas ácidas, denominado de Formação Iriri. Esta unidade foi formalizada em 1972, quando da execução do Projeto Pesquisa Mineral no Iriri-Curuá, desenvolvido pela Geomineração Ltda., para a SUDAM, onde foi identificado um extenso vulcanismo de caráter riolítico-riodacítico, especialmente ao longo do rio Iriri.

As vulcânicas ácidas têm grande expressividade na porção SW da área mapeada, ocorrendo também, espaçadamente, em ambas as margens do rio Xingu, em especial na região à SW do maciço Antônio Vicente. Imediatamente a NE da cidade de São Félix do Xingu, ocorre um conjunto montanhoso, constituído principalmente de vulcânicas ácidas, consideradas como pertencentes a Formação Iriri (figura II.2.5).

Os litotipos da Unidade Iriri, caracterizados por um alto teor de quartzo, apresentam notável resistência à erosão. Quando associados a derrames formam conjuntos de serras com topos angulosos, com flancos abruptos (serra da Floresta), fortemente dissecadas por drenagens encaixadas em rupturas crustais; quando associados à preenchimento de falhas e diáclases, desenvolvem cristas estreitas e alongadas, retilíneas e descontínuas.

Os riolitos da Formação Iriri encontram-se sobrepostos aos andesitos da Formação Sobreiro, e às rochas das unidades Complexo Xingu, Grupo São Félix e Granito Parauari. Por outro lado, está sotoposta, em discordância angular, pelos psamitos da Formacão Triunfo. Os riolitos ocorrem também, freqüentemente, na forma de extensos diques, cortando indiscriminadamente as rochas das unidades mais antigas.

A Formação Iriri materializa um intenso e extenso evento extrusivo ácido, resultante do regime distensivo do Proterozóico Médio (Costa *et al.*, no prelo). Constitui uma associação de rochas vulcânicas e piroclásticas, com características de magmatismo continental, subaéreo, fissural e de ambiência magmatectônica anorogênica. De um modo geral, riolitos e tufos riolíticos são as variedades petrográficas dominantes, com riodacitos e dacitos subordinados.

As vulcânicas e as piroclásticas riolíticas, riodacíticas e dacíticas, têm uma coloração variando de róseo-avermelhado a róseo-cinza e marrom-avermelhado. São rochas afaníticas, inequigranulares, com fenocristais de quartzo e feldspato, imersos em massa fundamental sem evidências de deformações, exceto os efeitos de brechação e silicificação, localizados e relacionados a uma tectônica frágil-cataclástica (fotografias nºs 15 e 16). A textura das vulcânicas é geralmente porfirítica, em que fenocristais de quartzo, ortoclásio e plagioclásio, jazem em uma matriz de grau de cristalinidade variável. A textura dos tufos, normalmente, é do tipo vitroclástica-porfirítica (fotomicrografia nº 40), em que fenocristais e/ou xenocristais e/ou fragmentos vítreos e/ou fragmentos de rochas, estão imersos em uma matriz vítrea e/ou desvitrificada, a microcristalina em disposição geralmente fluidal (fotografias nºs 17 e 18).

A rigor, as vulcânicas ácidas exibem uma paragênese mineral do tipo quartzo, feldspato potássico e plagioclásio, como fases minerais essenciais; sericita, clorita e epidoto, como minerais secundários ou de alteração; opacos, apatita e zircão, são os constituintes acessórios mais freqüentes. O quartzo ocorre como cristais idiomórficos, sob a forma de fenocristais, ocasionalmente piramidais, e mostrando efeito de corrosão ou reabsorção magmática (fotomicrografia nº 41). O ortoclásio apresenta contornos euédricos, na forma de fenocristais bem desenvolvidos, exibindo com freqüência geminação do tipo *Carlsbad* e parcial alteracão a argilominerais; é uma fase mineral dominante nos tipos riolíticos e riodacíticos, enquanto que, nos tipos dacíticos (fotomicrografia nº 42), o plagioclásio passa a ter dominância percentual volumétrica. Nesses, o plagioclásio é essencialmente do tipo albita-oligoclásio, freqüentemente sob a forma de fenocristais idiomórficos, exibindo desenvolvidas lamelas de geminação segundo a lei da Albita ou Albita-Carlsbad. Nesses tipos dacíticos, é também freqüente a presença de minerais máficos do tipo actinolita, como se observa na amostra EM-275B.

A matriz das vulcânicas é composta por uma dominante associação quartzo-feldspática, com outras fases minerais acessórias ou de alteração associadas. De forma algo generalizada, a massa fundamental desses vulcanitos

é cripto a microcristalina, com as fases minerais tendendo a individualização ou sob a forma de esferulitos, conforme observado na fotomicrografia nº 43 (EM-351), ou ainda sob a forma de intercrescimento micrográfico (EM-109 e 310). A matriz das rochas tufáceas é também dominada por uma associação quartzo-feldspática, enriquecida, ocasionalmente, por fragmentos vítreos e/ou líticos, ou ainda, por uma intensa e pervasiva carbonatização (EM-143, 144 e 145).

A análise global das rochas componentes, com suas variedades paragenéticas e texturais, indica para a Formação Iriri, uma manifestacão vulcano-piroclástica, abrangendo o vasto *range* composicional de riolitos a dacitos, cuja assembléia mineral e características individualizadas das fases minerais, mostram uma forte correlação e equivalência aos plutonitos ácidos, manifestados durante o regime distensivo do Proterozóico Médio.

Sob o ponto de vista geoquímico, a Formação Iriri caracteriza-se por associações isoladas de Pb-Zn, como conseqüência do caráter eminentemente ácido dos litotipos constituintes dessa unidade.

As vulcânicas Iriri são rochas moderadamente magnéticas, porém, com valores aerorradiométricos elevados (no campo de radiacão total), entre 1.125 e 1.500cps. No corpo localizado na porção SW, as informaçõ-es radiométricas indicam possíveis variações na composição química. Nota-se também, pequenas anomalias nos mapas de razão U/Th e Th, as quais, podem estar associadas a rochas de composição diferente.

Na literatura geológica são conhecidas algumas datações geocronológicas efetuadas em rochas vulcânicas, no âmbito da área trabalhada e cercanias. Silva *et al.* (1974) apresentaram valores de 6.50M.a a 1.450M.a:, obtidas em quartzo-pórfiros através de K/Ar, em rocha total; e uma isócrona Rb/Sr apontando 1.600 M.a. para os riolitos. Mais recentemente, em 1981, Cunha *et al.* dataram 11 amostras de vulcânicas ácidas coletadas na Folha SC.22, obtendo um diagrama isocrônico Rb/Sr de referência e uma isócrona de 1.856 ± 29M.a., com razão inicial $^{87}Sr/^{86}SR$ de 0,704 ± 0,002. Este dado permite considerar, que a idade obtida é indicativa da época de formação do conjunto vulcânico.

Observando-se os resultados geocronológicos das vulcânicas ácidas não-deformadas, verifica-se que as idades, invariavelmente, são mais antigas a NE (± 1.850M.a.) e mais novas a SW do Cráton Amazônico (Rondônia, ± 1.000M.a.).

As relações de campo indicam que as vulcânicas ácidas estão sobrejacente aos granitóides Parauari (1.921M.a.) e são truncadas pelos granitos da Suíte Intrusiva Velho Guilherme (Maciço Antônio Vicente, 1.800M.a.), o que permite situá-las no limiar do Proterozóico Inferior com o Proterozóico Médio.

As vulcânicas ácidas do Grupo Uatumã, tem sido agrupadas sob diferentes denominações e correlacionadas, por diversos autores, às formações Surumu (Roraima), Iricoumé (Amazonas), Roosevelt (Rondônia); aos grupos Burro-Burro e Kuyuwini na Guiana e a Associação Granítica-Vulcânica do Suriname, entre outros.

Em termos de potencial mineral, nenhum importante indício foi encontrado no âmbito dos vulcanitos Iriri.

2.1.3.2.2 Formação Triunfo – PMtr

Essa denominação foi proposta por Silva *et al.* (1974), durante os trabalhos desenvolvidos pelo Projeto RADAM, na Folha SB.22 e parte da Folha SC.22. Foi usada para designar uma seqüência clástica, continental, de cobertura

de plataforma, não-dobrada, de idade Pré-Cambriana (?), e cuja seção tipo aflora no igarapé Triunfo. Segundo aqueles geólogos, essa unidade guarda semelhança litológica, posição estratigráfica, continuidade física, caracteres estruturais e expressão topográfica com a Formação Riozinho do Anfrízio (SUDAM/Geomineração, 1972), ocorrente ao longo do rio homônimo, afluente do Rio Iriri. Esta última denominação foi descartada por Silva *et al.* (*op. cit.),* porque a Formação Riozinho do Anfrízio foi originalmente correlacionada com a Formação Gorotire, e os sedimentos aflorantes nas margens do igarapé Triunfo e correlacionáveis aos do Riozinho do Anfrízio, encontram-se sobrepostos àquela formação (Gorotire).

Posteriormente, durante o mapeamento efetuado na Folha SB.21, Santos *et al.* (1975), concluíram que a área de exposição da Formação Triunfo, constitui uma continuação física das exposições da Formação Prosperança, abandonando o termo Triunfo.

Neste trabalho,, manteve-se o termo Formação Triunfo, adotado por Silva *et al.* (*op.cit.*), considerando-se a dificuldade de correlacionar essas rochas sedimentares, com as formações Gorotire, Riozinho do Anfrízio e Prosperança, em virtude de não haver continuidade física entre elas.

Esta unidade foi mapeada na porção ocidental da região de estudo, ocorrendo, mais particularmente, nas margens do Rio Xingu à montante da cidade de São Félix do Xingu; entre esse rio e a serra do Maciço Antônio Vicente, e nas margens do igarapé São José (figura II.2.5). As exposições são descontínuas, alongadas segundo NE-SE, formando serras estreitas, ora com topo aplainado, ora com perfil em *cuesta*, geralmente, com as bordas muito ravinadas, limitadas por fraturas e falhas, e às vezes, com vegetação rarefeita. A Formação Triunfo está assentada em discordância angular sobre as rochas do Complexo Xingu, do Grupo São Félix, do Granito Parauari e das formações Sobreiro e Iriri, e é cortada discordantemente pelos granitóides do Maciço Antônio Vicente.

De maneira generalizada, a Formação Triunfo é dominada por uma sedimentação detrítica, em avançado estágio de litificação e diagênese, constituída predominantemente por quartzo-arenitos e arenitos arcoseanos, com intercalações de níveis de siltitos e de conglomerados. Normalmente, exibem tonalidades cinza, rósea e avermelhada, uma granulometria média, um bom grau de selecionamento, com o predomínio da estrutura maciça (fotografia nº 19), localmente, observa-se uma estratificação plano-paralela e cruzada (fotográfia nº 20).

O perfil transversal de uma pequena serra, a sul do Maciço Mocambo, é uma *cuesta*, mergulhando suavemente para SW, coberta por vegetação arbustiva. Esta serra é formada de arenitos brancos de granulação fina a média, muito bem selecionado, constituído essencialmente de quartzo, apresentando uma incipiente estratificação cruzada de grande porte tangencial na base. Localmente, ao longo das fraturas, pode ocorrer recristalização do quartzo com a formação de milimétricas drusas. Outro perfil estudado foi o da serra situada entre a estrada da mineração COMIPA e o Rio Xingu, à sul de São Félix do Xingu; a serra tem o topo aplainado, com a encosta norte fortemente dissecada por ravinas paralelas e a face sul abrupta, muito pouco ravinada, alinhada com uma extensa falha NW-SE. Os arenitos que compõem a serra são de granulometria média a fina, bem selecionados, brancos quando frescos e avermelhados se intemperizados, ocorrendo em camadas decimétricas a milimétricas, fraturados, com inconspícua estruturação, que lembra grandes estratificações

cruzadas do tipo acanalada assintótica na base. Essas rochas podem ser as testemunhas de uma sedimentação continental, em ambiente eólico, necessitando-se de estudos mais detalhados para confirmação de tal acertiva.

Nas escarpas das serras ocorrentes a SW da foz do igarapé Triunfo, podem ser observados em um arenito médio a fino, caulínico, níveis descontínuos de um conglomerado polimíctico, constituído de seixos de rochas vulcânicas, formações ferríferas, quartzo, quartzitos, etc. Provavelmente, tratam-se de leques aluviais, associados a sedimentos depositados em cursos d'água do tipo entrelaçado.

De modo geral os quartzo-arenitos (fotomicrografias nºs 44, 45, 46, 47 e 48) integrantes da Unidade Triunfo, são compostos por grãos de quartzo, com variados graus de arredondamento e moderado selecionamento, ocasionalmente, mostrando sobrecrescimento de sílica secundária em continuidade ótica e cristalográfica, com o grão dedrítico original. A rigor, esses grãos são cimentados por material ferruginoso e silicoso, e exibem efeitos de tensões internas, com extinção ondulante e bandas de deformação herdados da área fonte. Com relativa freqüência, grãos líticos ou fragmentos de rochas, do tipo *chert*, quartzito, rochas vulcânicas e formação ferrífera, atingem percentual volumétrico significativo, emprestando a rocha características de arenito lítico. Nas variedades arcoseanas, os grãos feldspáticos constituem uma fase essencial da assembléia mineral, e mostram diferentes graus na intensidade e na extensão, do processo de caulinização.

Não foi detectado nenhuma importante associação geoquímica, diretamente relacionada às rochas da Formação Triunfo. Nos mapas aeromagnéticos, esta unidade não apresenta uma boa resposta magnética. Os valores de radiação total são inferiores a 800cps, exceto em um pequeno segmento, na bacia do igarapé Triunfo, que apresenta valores elevados e pode estar associado a rochas riolíticas.

A Formação Triunfo tem-se mostrado afossilífera, e não existem datações geocronológicas nos litotipos dessa unidade. As relações estratigráficas indicam, que a mencionada unidade está sobrejacente às formações Sobreiro e Iriri, e é seccionada pelos granitos da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, o que permite posicioná-la no Proterozóico Inferior.

Esses arenitos são sedimentos tipicamente de cobertura de plataforma, e poderiam ser correlacionados com as demais unidades que guardam relações estratigráficas semelhantes, situadas no Cráton Amazônico: Grupo Beneficiente, Formação Gorotire, Grupo Roraima, etc.

2.1.4 Produtos Litoestruturais do Fanerozóico

2.1.4.1 Diabásio Cururu – Mzγ2

Desde os trabalhos de Avelino Inácio de Oliveira em, 1922, conhecia-se a presença de diabásio no âmbito da Folha São Félix do Xingu, particularmente no rio Fresco.

Os posteriores mapeamentos executados no domínio da folha acima citada, bem como, na região de Carajás, mencionam a presença de diabásio com diferentes conotações: Barbosa *et al.* (1969) citam a presenca de diques de diabásio; Silva (1969) refere-se a vulcanismo basáltico; Menezes Filho (1970) menciona um vulcanismo básico; Silva *et al.* (1974), em estudos na Folha Araguaia/Tocantins, denominou de Formação Orozimbo, o vulcanismo básico mesozóico ocorrente na Sinéclise do Maranhão-Piauí, e mapeou diques de diabásio na área cratônica.

A designação original de Dolerito Cururu deve-se a Silva *et al.* (1974), em trabalhos na Folha Juruena, para as manifestações básicas, mesozóicas, ocorrentes no rio homônimo. Entretanto, estes mesmo autores, quando apresentaram o relatório final do Projeto RADAMBRASIL, volume 20, modificaram o mencionado termo para o Diabásio Cururu.

Estudos posteriores de Gomes *et al.* (1975), Beisiegel e Faria (1978), Santos (1980), Lindenmayer (1981), Meyer e Gonzales (1982), Martins (1982), etc., citam a presenca de rochas básicas, consideradas como mesozóicas, em forma de diques, na região de Carajás.

Os autores deste relatório, objetivando uma uniformização terminológica, adotam o termo Diabásio Cururu, para designar as rochas básicas que ocorrem em forma de diques, no domínio da Folha São Félix do Xingu.

Os corpos do Diabásio Cururu distribuem-se nos mais diversos quadrantes da área em estudo, sem demonstrar qualquer preferência para se concentrarem em determinada região. Ocorrem em forma de diques que, geralmente, tem vários quilômetros de extensão, dispostos em diferentes direções, porém, exibindo preferencialmente um posicionamento segundo NW-SE e NE-SW.

Nos afloramentos, os corpos de diabásio apresentam-se em forma de blocos, subarredondados, de diferentes diâmetros. Nos sensores remotos, o Diabásio Cururu exibe realce topográfico retilíneo, com topo arredondado e encostas de alta declividade.

Como conseqüência de sua ampla distribuição, essas rochas básicas, contactam com praticamente todas as unidades estratigráficas, ocorrentes na área de estudo. O contato caracteriza-se por sua natureza intrusiva.

As rochas máficas que compõem a Unidade Cururu, são de natureza diabásica, anorogênicas, posicionadas sob condições hipoabissais e relacionadas ao regime distensivo, da Era Mesozóica. De modo geral, são rochas mesocráticas a melanocráticas, de tonalidade cinza-médio a cinza-escuro, finas, equigranulares e com forte isotropia estrutural.

Microscopicamente, exibem uma quase invariável textura ofítica a subofítica, e uma paragênese cujos minerais essenciais, augita-labradorita, constituem o par com percentual volumétrico dominante. Textura micrográfica, intergranular e cristais secundários, de natureza uralítica, são respectivamente as variações texturais e mineralógicas mais comumente observadas. Os cristais de augita ocorrem geralmente em forma subédrica, com transformação gradativa para cristais de uralita microfibrosa, e/ou hornblenda e/ou biotita, como conseqüência do processo de cristalização magmática, conforme se observa nas amostras EM-27B, 37A, 432C. O plagioclásio é do tipo labradorita, ocorrendo em forma subédrica, com intensidades variáveis no processo de alteração sericítica. Algumas vezes, assume configuração ripiforme, sem orientação definida. A hornblenda uralítica, ocasionalmente passando a biotita, ocorre geralmente em íntima associação aos cristais de piroxênio. Grãos minerais opacos, esqueletiformes e cristais de apatita aguilhiformes, constituem a mineralogia acessória mais freqüente. É comum a presença de intercrescimento micrograno fírico, em variados estágios de desenvolvimento, de cristalização tardia e localização intersticial, como conseqüência de uma marcante diferenciação no sentido diabásio-granofírico, como exemplificado nas amostras EM-432C, 308B, 309A e AV-216A.

Como conseqüência de suas características composicionais, o Diabásio Cururu, está refletido no mapa geoquímico por uma associação Cu-Co. Apresenta um comportamento aeromagnético muito semelhante ao das formações

ferríferas, sendo indicado por grandes alinhamentos, freqüentementes deslocados segundo a direção NE-SW. Em contraste ao forte relevo magnético, essas rochas máficas são fracamente radioativas.

Não foram feitos estudos geocronológicos nas rochas do Diabásio Cururu, durante os trabalhos da Folha São Félix do Xingu, bem como, desconhecem-se citações bibliográficas, que referenciem as idades absolutas dessas rochas, no domínio desta área. Entretanto, desde a década de 50, existe um consenso sobre a idade mesozóica, para o vulcanismo básico existente nessa porção do Cráton Amazônico. Desta forma, Almeida e Nogueira Filho (1959) atribuem uma idade triássica, para os diabásios da Cachoeira do Piriquito (rio Aripuanã); Liberatore *et al.* (1972) posicionam as rochas vulcânicas básicas no Juro-Cretáceo; Ventura *et al.* (1973) descrevem diques de diabásio, na região do médio Tapajós, de idade eo-triássica; Issler *et al.* (1974) denominam essas rochas de Diabásio Penatecaua e as posicionam no Juro-Cretáceo; Silva *et al.* (1974) incluem os diques de diabásio na Formação Orozimbo,e, utilizando o método K/Ar, obtem idades ao redor de 120 a 180M.a.; Tomaz Filho *et al.* (1974), em datações pelo método K/Ar, nas rochas basálticas ocorrentes na Bacia do Amazonas e no Cráton Amazônico, determinaram dois ciclos vulcânicos: o mais antigo do Permiano Inferior ao Triássico Superior, e outro, ocorrido durante o Jurássico. Outras datações efetuadas por Basei (1973), Amaral (1974), Santos *et al.* (1975), Araújo *et al.* (1978) e Bizinella *et al.* (1980), em diabásios das diversas regiões do Cráton Amazônico, forneceram idades que oscilam entre 134M.a. e 222M.a.

Comparando-se as idades obtidas, percebe-se que elas situam-se em uma faixa que oscila desde o Eo-Paleozóico até o Eo-Cretáceo, predominando as posicionadas no Mesozóico, idade que é aceita para os diques de diabásio ocorrentes na Folha São Félix do Xingu.

Em termos de correlação crono-litoestratigráfica, admite-se que o Diabásio Cururu, seja equivalente a outras manifestacões vulcânicas básicas, mesozóicas, como as ocorrentes na Bacia do Amazonas (Diabásio Penatecaua), na Bacia do Parnaíba (Formação Orozimbo), no Cráton das Guianas (Diabásio Caciporé), etc.

No decorrer do mapeamento executado, nenhum importante indício mineral foi detectado no domínio do Diabásio Cururu.

2.1.4.2 Terciário Laterítico – Tla

Considera-se como Terciário Laterítico, a cobertura de rochas sedimentares, que normalmente está associada a cotas superiores a 300m, podendo apresentar-se coesa ou inconsolidada, constituída predominantemente de oxi-hidróxido de ferro e alumínio, argilominerais e minerais resistatos, originados de rochas preexistentes, submetidas às condições climáticas predominantes no Terciário.

Baseado no atual conhecimento sobre as rochas lateríticas, admite-se que as mesmas, apresentam-se estruturadas em horizontes, de acordo com o grau de evolução do perfil. Entretanto, devido as peculiaridades intrínsecas ao presente mapeamento, as considerações emitidas, estão mais relacionadas ao horizonte superficial ou crosta laterítica. As observações feitas nesse horizonte, juntamente com os padrões climáticos e geomorfológicos reinantes na área de estudo, permitem supor a formação de perfís completos e bem desenvolvidos, os quais, entretanto, não encontram-se, atualmente, em sua maioria, inteiramente preservados.

As crostas lateríticas ocorrem em toda a região estudada, e entretanto, são observadas em maior desenvolvimento, na porção central da Folha São Félix do Xingu, onde se apresentam em formas irregulares, de dimensões quilométricas, com a formação de espessas e contínuas crostas, que impedem o desenvolvimento da exuberante floresta da região.

Como conseqüência do amplo processo de laterização que atuou na região de estudo, observa-se o desenvolvimento de perfis lateríticos, sobre as mais diferentes unidades litoestratigráficas. Entretanto, é notório o íntimo relacionamento das crostas lateríticas com as formações ferríferas que compõem as supracrustais São Félix, Tucumã, Aquiri e São Sebastião. Destaca-se também, o preferencial desenvolvimento de perfís lateríticos sobre as rochas da Suíte Intrusiva Cateté.

Independentemente da constituição litológica, admite-se que o controle altimétrico foi, também, um fator importante no desenvolvimento do perfil laterítico. De maneira generalizada, pode-se afirmar, que as elevações topográficas superiores a 350m, exibem um maior ou menor desenvolvimento das crostas lateríticas, embora, às vezes não mapeáveis na presente escala de trabalho (1:250.000). Essas elevações são caracterizadas por apresentarem topos planos, contínuos, com bordas escarpadas, configurando um típico platô; quando as elevações constituem serras alongadas, as crostas lateríticas compõem os pontos culminantes, formando topos agudos, com as encostas exibindo alta declividade; entretanto, de uma maneira mais abrangente, as crostas lateríticas apresentam-se fragmentadas, em formas de blocos, localizados nas partes mais altas das elevações e contribuindo para o desenvolvimento de topos com aspecto arredondado.

De uma maneira generalizada, as rochas lateríticas exibem colorações amarelo-ocre, marrom-amarelado a marrom-avermelhado e marrom-escuro, observando-se que as tonalidades estão diretamente relacionadas a natureza do substrato rochoso; assim, as amareladas estão associadas as rochas graníticas, enquanto que as de coloração marrom-escuro relacionam-se as rochas máfico-ultramáficas. As estruturas são variáveis, salientando-se as pisolíticas, cavernosas, colunares, brechóides e maciças. Entretanto, só em alguns locais pode-se estabelecer uma relação direta da estrutura com a rocha original. Sob o ponto de vista mineralógico-composicional, as lateritas são constituídas essencialmente de óxidos e hidróxidos de ferro, com predominância da hematita e goethita; em segundo plano, ocorre goethita aluminosa e, em alguns casos, até a presença de gibsita, como observado em uma amostra (AV-175) coletada no domínio do Granodiorito Rio Maria. Verifica-se, também, com certa freqüência a incipiente presença de óxidos de manganês. O quartzo ocorre como milimétricos grãos disseminados na rocha. Os óxidos e os hidróxidos de Fe e Al, constituem o cimento, como também, os oólitos e os fragmentos. A goethita aluminosa está normalmente associada ao processo de desferrificação, acelerado por atividades orgânicas (raízes) e nos estágios mais avançados, forma a gibsita.

Na prospecção geoquímica, executada através da amostragem de sedimentos de corrente, verificou-se que as drenagens relacionadas aos lateritos, apresentam uma associação geoquímica de primeira ordem, formada por Ni-Co-Cr-Sc-Zr-V.

O Terciário Laterítico não apresenta expressão característica nos mapas aeromagnéticos e exibe uma baixa radiação total nos mapas aerorradiométricos.

Ainda são incompletos, os dados referentes ao potencial mineral das crostas lateríticas, ocorrentes no domínio da Folha São Félix do Xingu. Entretanto, é relevante o potencial mineral das crostas lateríticas para ferro, associado às formações ferríferas, ocorrentes nas supracrustais dos grupos São Félix, Tucumã, Aquiri e São Sebastião. Merece também ser mencionado, o potencial mineral em termos de níquel laterítico, associado ao contexto das rochas da Suíte Intrusiva Cateté.

2.1.4.3 Quaternário Colúvio-Aluvionar – Qa

A denominação de Quaternário Colúvio-Aluvionar corresponde, de uma maneira generalizada, aos depósitos de sedimentos inconsolidados, predominantemente de natureza areno-argilosa, resultante da ação dos processos erosivos e deposicionais, que ocorrem durante o Quaternário. Os depósitos aluvionares estão associados aos cursos d'água, enquanto que, os coluvionares relacionam-se às elevações topográficas, embora, em alguns exemplos exista um inter-relacionamento entre os dois tipos de depósitos.

Ao estudar-se os depósitos aluvionares mais desenvolvidos, particularmente os associados aos rios Xingu e Fresco, verifica-se, ao longo da planície aluvionar, um certo escalonamento. Provavelmente, os terraços mais elevados são os mais antigos e relacionados ao Pleistoceno, enquanto que os mais próximos à calha de rio, com mais baixa altitude, são os mais jovens e associados ao Holoceno. O contato entre os dois é difícil de ser estabelecido, visto que, além de sua natureza muitas vezes transicional, a cobertura vegetal impede uma melhor identificação.

Pelo exposto, e de acordo com a escala de mapeamento, os autores deste relatório consideram como Quaternário Colúvio-Aluvionar, o conjunto dos diferentes depósitos sedimentares de idade quaternária.

Os depósitos aluvionares distribuem-se por toda a área da Folha São Félix do Xingu, particularmente ao longo dos principais rios e igarapés como o Xingu, o Fresco, o Triunfo, o São José e o Carapanã. Inúmeros outros cursos d'água como o Branco, o Cateté, o Aquiri, o Araraquara, o Floresta, etc., possuem seus depósitos aluvionares, entretanto não mapeáveis na presente escala de trabalho.

Igualmente aos depósitos aluvionares, os coluvionares distribuem-se por toda a região. Os mais desenvolvidos estão associados às regiões de relevo mais expressivo, como os situados nas porções central e setentrional, entretanto, não são representativos na escala 1:250.000.

Os depósitos aluvionares constituem faixas alongadas, contínuas ou não, distribuídas ao longo dos cursos d'água. Freqüentemente, cada corpo atinge extensão superior a uma dezena de quilômetros, com largura média de 1 a 2km. De uma maneira generalizada, as planícies aluvionares estão limitadas a cotas inferiores a 200m e constituem as zonas periodicamente inundadas. Nos corpos mais desenvolvidos, como os do rio Xingu, estas zonas são caracterizadas por uma superfície plana, com cursos d'água meandrantes e freqüentes lagos, formando cordões paralelos ao curso do rio.

Os depósitos colúvio-aluvionares, assentam-se de maneira discordante, sobre as mais diferentes unidades litoestratigráficas. Geralmente, e como exemplificado pelas faixas aluvionares do Xingu, o contato dessa unidade com as mais antigas é feito através de uma perceptível quebra de relevo e mudanças de solo e vegetação.

Como conseqüência das características do mapeamento executado, as informações restringem-se à superfície, e as poucas informações atribuídas a subsuperfície, são resultantes de estudos nas escavações nos garimpos auríferos.

Os aluviões quaternários exibem, de um modo geral, um perfil estratificado, cuja espessura depende das dimensões do corpo aluvionar; admite-se, entretanto, que os corpos mapeáveis na escala 1:250.000 atingem espessuras superiores a 5m.

O perfil aluvionar assenta-se, geralmente, sobre a rocha alterada. Entretanto, podem ser observados perfis depositados diretamente sobre a rocha fresca. A base da coluna aluvionar é geralmente representada por um nível de cascalho, constituído basicamente por seixos de quartzo e fragmentos de rochas. Sobrejacente, ocorre uma camada de areia, cuja granulometria tende a diminuir em direção à superfície e exibe as tonalidades cinza-claro, creme, rósea e amarelada. O topo do perfil aluvionar é formado por uma camada síltico-argilosa, com níveis de matéria orgânica. Ao longo da calha dos principais rios, o topo de perfil aluvionar é constituído predominantemente por areias médias a finas, de tonalidades esbranquiçadas e amareladas e que constituem as atuais ilhas.

A presença de faixas avermelhadas, impregnadas de óxido-hidróxidos de ferro, geralmente de pequenas dimensões é observada, esporadicamente, ao longo de todo o perfil.

Os coluviões estão localizados nos sopés das encostas, constituídos de uma massa heterogênea de natureza areno-argilosa, com freqüentes seixos de quartzo, e blocos e matacões rochosos. A relação areia/argila, a abundância dos seixos de quartzo e a natureza dos fragmentos rochosos, estão intimamente relacionados a constituição litológica da elevação topográfica matriz do depósito coluvionar.

Nos mapas aeromagnéticos o Quaternário Colúvio-Aluvionar não apresenta expressão magnética e nos mapas aerorradiométricos normalmente exibe uma baixa radiação total.

A favorabilidade metalogenética dos aluviões e coluviões quaternários, está diretamente relacionado ao potencial mineral das rochas fontes desses materiais. Entretanto, em geral, a potencialidade está limitada aos minerais resistatos e, entre esses, destacam-se o ouro e a cassiterita. Assim, os depósitos colúvio-aluvionares relacionados às supracrustais dos grupos Tucumã, São Félix, Aquiri e São Sebastião, exibem uma favorabilidade metalogenética para ouro, enquanto que os ralacionados aos granitos da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, possuem um potencial mineral para cassiterita, columbita-tantalita e wolframita. Neste contexto, associadas ao níveis de cascalho dos aluviões, estão localizadas as principais jazidas minerais da área em estudo, particularmente, os aluviões auríferos da região de Tucumã e as jazidas de cassiterita dos maciços Antonio Vicente, Mocambo, Bom Jardim e Velho Guilherme.

3

Geologia Estrutural

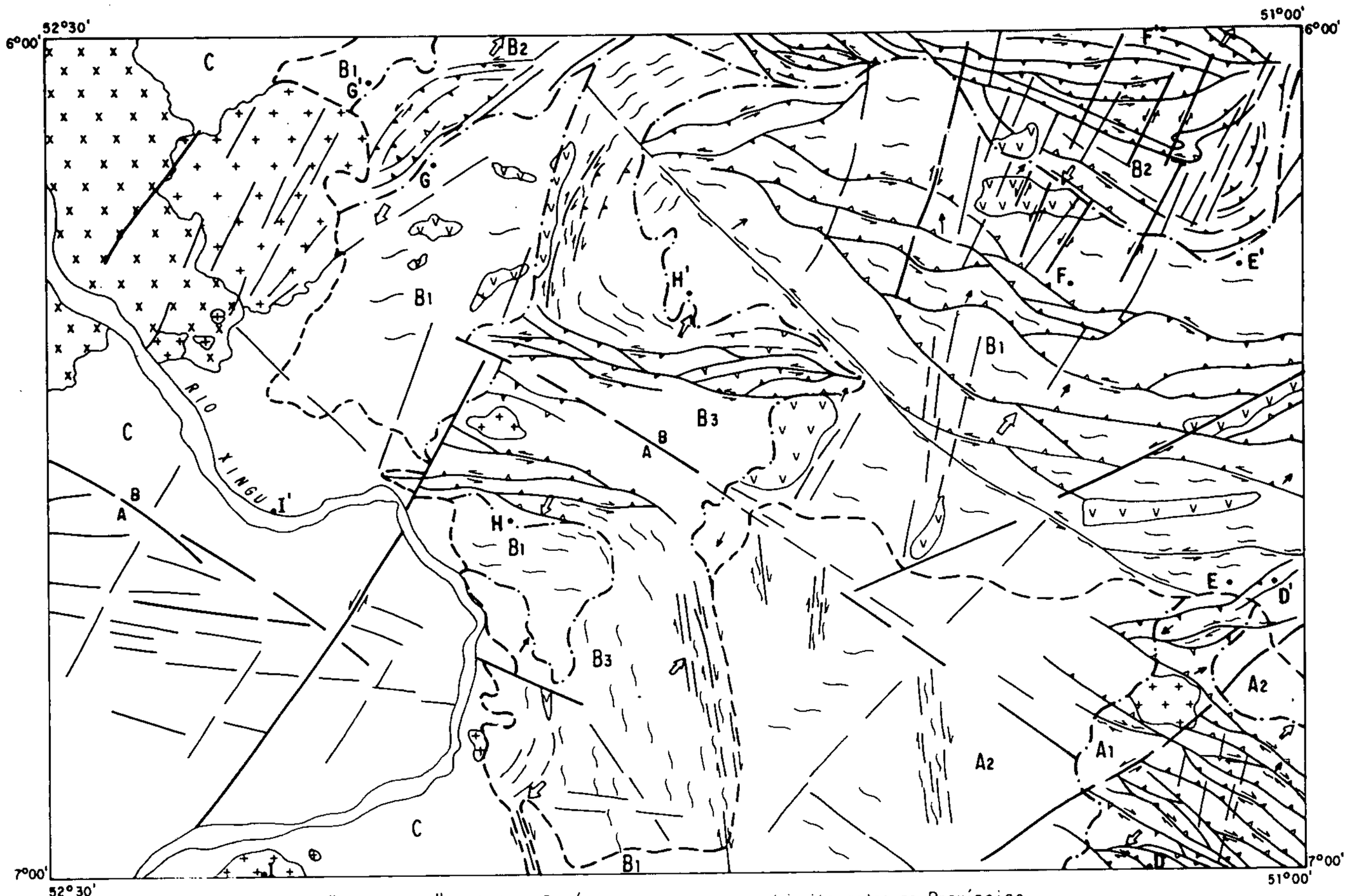
As informações litológicas e estruturais, inerentes às unidades do Pré-Cambriano, permitiram a individualização de três grandes compartimentos tectônicos: o Terreno Granito-*Greenstone* do Sul do Pará, o Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas e a Bacia do Médio Xingu (figura II.3.1).

O primeiro compartimento, de idade arqueana, inclui as regiões centro-sul e sudeste, estendendo-se desde o Rio Fresco até o limite oriental da Folha São Félix do Xingu. Abrange rochas do Grupo Tucumã e do Granodiorito Rio Maria, metamorfizadas em fácies xisto-verde. As rochas supracrustais estão orientadas na direção NW-SE, com inflexões locais para E-W, e mergulham fortemente para NE e raramente para SW. As zonas de cisalhamento dúctil que limitam, em parte, os diferentes conjuntos litológicos estão arranjadas segundo um padrão anastomosado.

O compartimento do Cinturão Itacaiúnas abrange a maior porção da área mapeada, e compreende conjuntos rochosos arqueanos, que se relacionam através de sistemas imbricados de cavalgamento dúcteis, ou através de extensos sistemas transcorrentes.

No domínio dos sistemas imbricados, localizado na porção central da Folha São Félix do Xingu, as diferentes unidades, apresentam-se sob a forma de grandes faixas irregulares e de lentes. Estas, estão orientadas preferencialmente segundo a direção E-W, e registram uma foliação milonítica, desenvolvida em condições de fácies anfibolito a xisto-verde. As unidades envolvidas na deformação, incluem rochas dos complexos Pium e Xingu, do Grupo Sapucaia e do Granito Plaquê.

O domínio transcorrente é composto pelo Sistema Anaporã, que ocupa a porção seten-



A - Terreno Granito - "Greenstone" do Sul do Pará
(REGIME DIRECIONAL)

A1 - Hemiflores positivas

A2 - Granitóides

B - Cinturão de Cisalhamento Itacaiunas
(REGIME COMPRESSIVO OBLIQUO)

B1 - Dominio Imbricado

B2 - Sistema Transcorrente Anaporã

B3 - Sistema Transcorrente Araraquara

C - Bacia do Médio Xingu

- Obs. **A, B e C** representam a ordem de instalação das províncias geotectônicas.

Intrusões Proterozóicas

Composição Ácida

Composição Básico - Ultrabásica

D-D', E-E', F-F', G-G', H-H' e I-I' indicam direções de seções geológicas.

Limite entre as Províncias

Limite entre Sistemas

Fraturas indiscriminadas

B / A Falha normal rúptil

Falha transcorrente rúptil

Zona de cisalhamento dúctil com cavalgamento oblíquo sinistral

Zona de cisalhamento dúctil com cavalgamento oblíquo dextral

Zona de cisalhamento dúctil direcional dextral discreta

Zona de cisalhamento dúctil transcorrente sinistral

Zona de cisalhamento dúctil transcorrente dextral

Lineamento definido por tráços da foliação milonitica

Lineação de estiramento

Sentido do transporte de massas rochosas nos diferentes sistemas estruturais

20 Km

Figura II.3.1 – Províncias geotectônicas do Arqueano/Proterozóico Médio e seus sistemas estruturais.

trional da área em estudo, e pelo Sistema Araraquara disposto, segundo uma faixa N-S, na região central da folha.

O Sistema Anaporã tem direção E-W, com apenas uma parte do mesmo, situada nos limites da região mapeada. Abrange essencialmente as rochas dos grupos Aquiri e São Sebastião, e é composto por um padrão divergente de zonas de cisalhamento, constituindo duas estruturas elípticas, que se assemelham a duplexes compressivos e assimétricos.

O Sistema Araraquara abrange essencialmente as rochas do Grupo São Félix, e constitui uma estrutura romboédrica irregular, relacionada à feixes de transcorrências, orientados na direção N-S. A organização das zonas de cisalhamento, permite a visualização de duas estruturas divergentes, separadas por um alto estrutural formado por rochas do Complexo Xingu.

No Proterozóico, principalmente na parte ocidental da área de trabalho, instalaram-se falhas normais, que condicionaram a deposição das rochas do Grupo Uatumã, em *hemigrabens* alongadas na direção NW-SE, seccionados por falhas transcorrentes NE-SW. A esse evento extensional de caráter regional (Costa *et al.*, no prelo), associam-se também os sedimentos da Formação Triunfo, corpos máfico-ultramáficos da Suíte Intrusiva Cateté, e os granítóides da Unidade Parauari e da Suíte Intrusiva Velho Guilherme.

O quadro estrutural se completa com a reativação, no Mesozóico, das zonas de fraqueza crustal, através das quais, houve ascensão de magma básico, e a consequente formação dos diques do Diabásio Cururu.

3.1 Terreno Granito-Greenstone do Sul do Pará

Nas porções sudeste e centro-sul da Folha São Félix do Xingu, ocorrem rochas supracrustais e granitóides, que constituem altos situados em uma fração do Terreno Granito-*Greenstone* do Sul do Pará, poupada da intensa milonitização responsável pela formação do Cinturão Itacaiúnas. No domínio dos granitóides a foliação milonítica está inconspicuamente marcada, porém, evidencia-se uma preferência de orientação segundo NW-SE. Localmente, são bem nítidas as Zonas de Cisalhamento Discretas posicionadas na direção N-S. No domínio das supracrustais, desenhando um mosaico entrelaçado a anastomótico, estão bem representadas as Zonas de Cisalhamento Oblíquas e as Transcorrentes, orientadas preferencialmente segundo NW-SE e E-W, respectivamente. Em ambos os domínios estão presentes falhas normais, dispostas na direção NW-SE e falhas transcorrentes segundo NE-SW.

As rochas supracrustais orientam-se preferencialmente na direção NW-SE, mas há variações locais para as direções E-W e NE-SW, proporcionando a definição de um arranjo anastomótico. A estruturação interna deste compartimento, é caracterizada por um conjunto de zonas de cisalhamento dúcteis, com caráter de cavalgamento oblíquo, desenvolvidas principalmente no contexto das rochas supracrustais do Grupo Tucumã. Tais zonas de cisalhamento, têm mergulhos fortes para NE e raramente para SW, e são definidas pela presença de uma foliação milonítica, impressa nos metassedimentos e metavulcânicas. Zonas de cisalhamento transcorrentes, foram identificadas na extremidade setentrional do compartimento, dispostas em geral segundo E-W; a elas se associam uma foliação milonítica subvertical e uma lineação de estiramento suborizontal.

Esta estruturação regional é modificada, em parte, pela introdução dos granitos da Suíte Intrusiva Velho Guilherme e, em parte, por falhas transcorrentes NE-SW, relacionadas ao evento distensivo do Proterozóico.

Nos filitos, a foliação milonítica é representada por uma clivagem ardosiana, formada pelos arranjos dos minerais micáceos, que pode passar a um bandamento composicional nas rochas de granulação mais grosseira. Esta feição, é caracterizada pela alternância de bandas pelíticas e quartzo-feldspáticas nos xistos, e quartzo/óxidos de ferro, nas formações ferríferas bandadas. Os anfibolitos apresentam uma xistosidade conspícua, definida por cristais de hornblenda e plagioclásio, orientados também segundo a direção NW-SE.

A lineação de estiramento é formada principalmente por bastões de quartzo e de feldspatos, embora existam minerais placosos e prismáticos, orientados segundo a direção de estiramento máximo. As diversas medidas efetuadas indicam que a lineação tem direção geral segundo NE-SW, com mergulhos para NE, mas há mudanças locais, em função das rotações impostas na progressão da movimentação.

A foliação milonítica pode desenhar dobras abertas a fechadas, normalmente assimétricas e de dimensões variadas, às vezes com crenulações associadas, e localmente em forma de bainha.

O cisalhamento dúctil provocou alterações nas relações das estruturas do Terreno Granito-*Greenstone*, paralelizando as superfícies S/C, e só localmente, pode-se discernir as relações entre ambas. Essas relações, além das escalas de lâmina petrográfica e de afloramento, podem ser visualizadas nas imagens de satélite, através dos arranjos esboçados pela foliação milonítica que indicam, claramente, uma movimentação dextral para o conjunto.

Nas rochas metavulcânicas ácidas, situadas imediatamente a sul da cidade de Tucumã, próximo ao contato com o Maciço Velho Guilherme, os porfiroclastos apresentam-se rotacionados, indicando também uma movimentação dextral. Em raros locais, os critérios cinemáticos indicam um sentido de movimentação sinistral, interpretada como feições antitéticas ou R'.

As zonas de cisalhamento são caracterizadas por elevadas taxas de deformação, e por transformações em fácies xisto-verde, sendo freqüente a paragênese mineral formada por quartzo-clorita-sericita. Estas zonas limitam frações lenticulares, de tamanhos variados, tanto menos deformadas quanto mais afastadas estiveram das zonas de cisalhamento, e cuja taxa de deformação, é no máximo compatível com o estádio protomilonítico. Esses corpos lenticulares podem atingir dimensões quilométricas, como no caso dos granitóides Rio Maria, que apresenta preservadas as estruturas, texturas e paragênese mineral dos seus constituintes rochosos, contrastando fortemente com as zonas de cisalhamento, que marcam sítios miloníticos e ultramiloníticos, com acentuado grau de cominuição e recristalização dinâmica sin-cinemática.

Sob o aspecto metamórfico, as zonas menos deformadas são caracterizadas pela preservação das condições de metamorfismo, enquanto que as zonas de cisalhamento são caracterizadas por um mais baixo grau metamórfico. Este comportamento é conseqüência de retrometamorfismo, por vezes genético e espacialmente associado a manifestações hidrotermais, com profundas transformações mineralógicas, resultantes de um processo interativo fluido-rocha, favorecido por mecanismos de amolecimento ou amaciamento por deformação (*Strain Softening*). Quando se observa as zonas menos deformadas, é notória a preservação de sua paragênese mineral, enquanto que, as zonas de cisalhamento são padronizadas por minerais transformados, exemplificados por epidoto, calcita, sericita e sílica secundária.

A ausência de informações estruturais mais detalhadas, como conseqüência da escala de mapeamento e da avaliação de apenas uma pequena parte do Terreno Granito-*Greenstone* do Sul do Pará, impedem um melhor entendimento de sua estruturação. A integração dos dados relativos à geometria das zonas de cisalhamento, sugere a existência de arranjos estruturais tipo hemiflores positivas ou hemiduplexes transpressivos gerados provavelmente a partir de um binário dextral, conforme pode ser observado na figura II.3.2.

Com esse enfoque, pode-se visualizar uma história evolutiva arqueana para o Terreno Granito-*Greenstone*, envolvendo, inicialmente, transtração estabelecida em uma crosta primitiva, que, na área, admite-se que tenha sido totalmente obliterada pelos eventos termotectônicos posteriores. Nesse regime, houve a instalação de bacias que acolheram espessas seqüências vulcano-sedimentares, posteriormente cortadas pelos granitóides Rio Maria (2.670-2.730M.a.), como demonstrado pelas relações de contato entre as duas unidades litoestratigráficas, claramente discordantes e intrusivas. A fase de transpressão posterior foi responsável pela inversão das bacias, modificando a configuração original e estabelecendo a arquitetura atual dessa área.

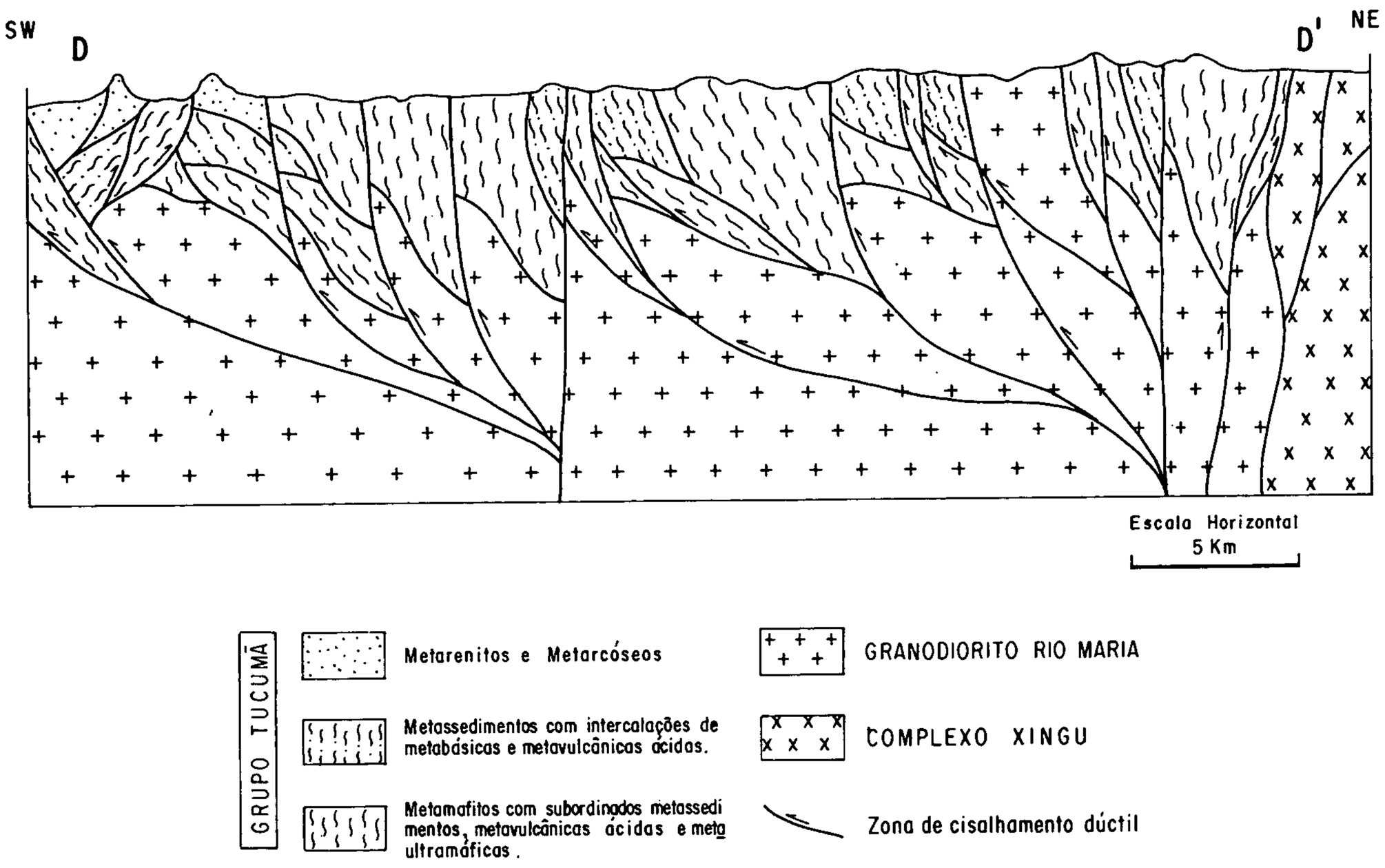


Figura II.3.2 – Seção geológica esquemática do Terreno Granito-Greenstone. A localização da seção está indicada na figura II.3.1.

3.2 Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas

As unidades litoestratigráficas de idade arqueana, assomantes na área situada a E da margem direita do Rio Xingu e limitada a S pelo Terreno Granito-*Greenstone* do Sul do Pará, apresentam-se fortemente estruturadas segundo a direção E-W, com frações menores dispostas na direção N-S.

A estruturação E-W é realçada nos mapas aerogeofísicos, pelas anomalias aerorradiométricas relacionadas aos granitóides Plaquê, e também, pelas anomalias aeromagnéticas situadas nos domínios das rochas das formaçõ-es ferríferas bandadas dos grupos Sapucaia, Aquiri e São Sebastião, todas alongadas naquela direção. Essa orientação também é realçada pelo relevo acidentado, formado de cristas sustentadas por rochas dos grupos acima mencionados; nas áreas aplainadas é identificada no campo, através da foliação e do bandamento dos gnaisses e migmatitos do Complexo Xingu e dos granitóides Plaquê.

A estruturação N-S é visível nas porções ao norte e ao sul da serra de São Félix, e é também identificada, em pequenas faixas, situadas nos domínios das rochas do Complexo Xingu, do Terreno Granito-*Greenstone* do Sul do Pará, ambas na bacia do igarapé Carapanã.

Em imagens de radar e de satélite, essa estruturação é realçada pelo relevo constituído de serras estreitas e paralelas, sustentadas por metassedimentos do Grupo São Félix, alongadas submeridianamente, como ocorre próximo ao rio Fresco. Nas áreas arrasadas é indicada pela foliação milonítica, desenvolvida em metassedimentos do Grupo Tucumã e em milonitos do Complexo Xingu.

As feições estruturais observadas nestas duas grandes estruturas, ortogonais entre si, permitiram a individualização de domínios tectônicos, que, para efeito de abordagem, foram denominados de Domínio Imbricado (E-W) e Domínio Transcorrente, este último constituído pelos sistemas Anaporã (E-W) e Araraquara (N-S). No Domínio Imbricado os elementos estruturais maiores e menores, representados pela foliação milonítica e por zonas de cisalhamento contracional oblíqua, desenham feixes anastomóticos, que dispõem-se regionalmente segundo E-W a NW-SE, e mergulham em geral para NNE. Com relação ao Domínio Transcorrente, verifica-se que no Sistema Anaporã, os elementos estruturais dispõem-se regionalmente segundo E-W, formando estruturas elipsoidais divergentes, enquanto que, o Sistema Araraquara apresenta-se como uma faixa alongada segundo N-S, em conseqüência do balizamento exercido pelos principais elementos estruturais. Observa-se ainda, nos dois domínios, a presença marcante de falhas transcorrentes orientadas na direção NNE-SSW.

3.2.1 Domínio Imbricado

O Domínio Imbricado ocupa, na área de trabalho, a maior extensão territorial do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, e está localizado nas porções centro-oriental e centro-setentrional, desenvolvendo-se sobre rochas dos complexos Xingu e Pium, do Grupo Sapucaia e do Granito Plaquê.

As observações de campo permitiram identificar um conjunto rochoso, fortemente estruturado segundo E-W, formado por faixas de metassedimentos, metavulcânicas e granitos, subconcordantes, lenticularizadas em meio a uma massa gnáissica, definindo, em escala regional, um megabandamento composicional.

Ao avaliar-se as rochas situadas no Domínio Imbricado, em escalas mesoscópica e microscópica, verifica-se um arranjo idêntico ao pa-

drão regional, e feições típicas de um ambiente submetido a condições de cisalhamento dúctil, em fácies predominantemente anfibolítica, variando até xisto-verde. Os conjuntos rochosos apresentam diferentes taxas de deformação, podendo constituir ultramilonitos ao longo das zonas de cisalhamento, onde a deformação é mais intensa, e protomilonitos nas porções centrais das frações lenticulares, estruturalmente mais preservadas.

As zonas de cisalhamento geralmente limitam as lentes de rochas supracrustais e do Granito Plaquê, distribuem-se irregularmente em um padrão anastomosado, lenticularizando, também, os gnaisses e migmatitos do Complexo Xingu. As zonas de milonitos, apesar de seu comportamento sinuoso, guardam uma conformação geral E-W, às vezes NW-SE, e mergulham fortemente para NNE, NE e subordinadamente para SSW. Apresentam uma marcante lineação de estiramento, com direção geral NE-SW, mergulhando freqüentemente para NE e raramente para SW, em função das ondulações impostas pelo desenvolvimento de transcorrências. Nas zonas de cisalhamento transcorrente, a lineação de estiramento apresenta-se horizontalizada, com a foliação aproximadamente vertical. A relação entre as superfícies S/C, a dissimetria de grãos alongados e a configuração das dobras, indicam claramente que a movimentação, nestas zonas de cisalhamento, tem um caráter predominantemente sinistral.

O conjunto dos elementos estruturais das zonas de cisalhamento, permite esboçar um quadro que, em três dimensões, assume uma geometria interna com padrão imbricado. Apresenta-se generalizadamente orientada segundo E-W e mergulhando para NE, com poucas inflexões para SW, como resultado de uma movimentação cinemática de baixo ângulo, essencialmente oblíqua, com raras zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo com caráter direcional. Os dados acima, juntamente com os estudos de Araújo *et al.* (1991), na Folha Serra dos Carajás, limítrofe a leste, da Folha São Félix do Xingu, permitem admitir que, nesta região, estão refletidos as grandes ondulações do Dominio Imbricado (figura II.3.3), com a movimentação de massas de SW para NE.

3.2.2 Domínio Transcorrente

3.2.2.1 Sistema Transcorrente Anaporã

A estrutura imposta pelo Sistema Transcorrente Anaporã, encontra-se parcialmente contida na porção NNE da região mapeada, completando-se para N nos domínios da Folha Alto Bacajá, para NE na Folha Itacaiúnas e para E na Folha Serra do Carajás. Apresenta uma conformação irregular, lenticularizada, sugerindo ter localmente sofrido estrição. O eixo maior está orientado segundo E-W, e o flanco meridional é mais desenvolvido, o que lhe empresta notável assimetria na porção SE. A estrutura maior contém as rochas vulcano-sedimentares do Grupo Aquiri e para W, ramifica-se em dois segmentos: um orientado segundo NW-SE, que se prolonga para norte do limite da área trabalhada, e outro orientado segundo NE-SW, que abriga as rochas do Grupo São Sebastião.

A forma da estrutura, nas imagens de radar e de satélite, é bem esboçada pelas cristas alongadas e sinuosas, constituídas principalmente pelas formações ferríferas bandadas, que bordejam parte da bacia e imprimem fortes anomalias magnéticas nos mapas aerogeofísicos.

Apesar das condições de acesso não terem permitido o estudo mais detalhado da estrutura, pode-se identificar, nos afloramentos visita-

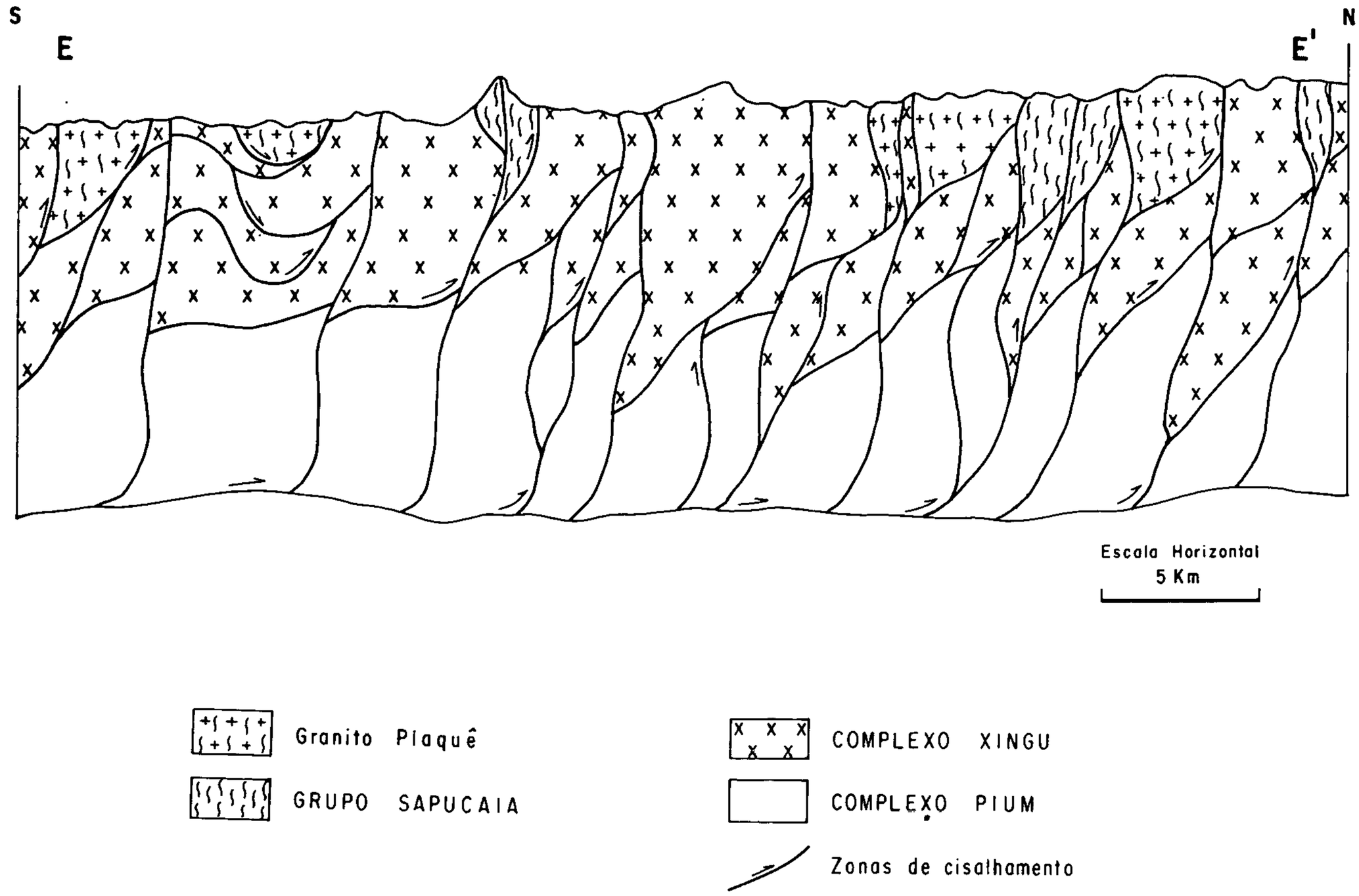


Figura II.3.3 – Seção geológica esquemática mostrando as relações estruturais entre as unidades rochosas no Sistema Imbricado. A localização da seção está indicada na figura II.3.1.

dos, feições típicas de rochas deformadas em regime de cisalhamento dúctil. Foram observadas foliação milonítica, porfiroclastos rotacionados e estirados de quartzo e feldspato, nas metavulcânicas félsicas, e bandamento composicional, principalmente ao longo de zonas de cisalhamento, situadas nos limites das unidades estratigráficas, fatiando e lenticularizando os vários componentes rochosos.

A caracterização cinemática do Sistema Transcorrente Anaporã, é geralmente melhor visualizada nas rochas metamáficas e metassedimentares, como conseqüência das suas próprias competências, e da intensidade dos esforços a que foram submetidas. Assim, os diversos indicadores cinemáticos observados, como as bandas de cisalhamento, as relações S/C, as caudas dos porfiroclastos, etc., bem como, a análise regional através dos diversos sensores remotos, indicam um sentido de movimentação sinistral. A conjugação desses dados comprova, que os processos de deformação, no mencionado sistema, são congruentes, qualquer que seja a escala de observação.

Em um perfil transversal à estrutura, na região do igarapé Aquiri, observa-se que a deformação e o metamorfismo, resultantes dos processos que atuaram durante a evolução da transcorrência, diminuem das bordas para o centro, com as transformações mineralógicas mostrando um decréscimo do grau metamórfi-

co, gradando de fácies anfibolito, nas rochas do Complexo Xingu, para fácies xisto-verde, nos metassedimentos e metavulcânicas, e finalmente, para condições de anquimetamorfismo nos domínios dos quartzo-arenitos.

A conjugação das zonas de cisalhamento, mergulho da foliação e dos indicadores cinemáticos, permite visualizar, em três dimensões, as estruturas contidas no sistema. Estas, constituem-se de um conjunto justaposto de corpos preservados da deformação e do metamorfismo, de formas prismáticas, lenticularizadas, que se acunham e convergem em profundidade, em direção a uma zona de descolamento comum. A disposição interna do sistema transcorrente, configurada pelas zonas de cisalhamento, indica uma arquitetura composta de duas estruturas, correspondentes aos domínios dos grupos Aquiri e São Sebastião. Elas assemelham-se a duplexes compressivos, assimétricos (figuras II.3.4 e II.3.5), relacionados à um binário sinistral E-W, com a componente

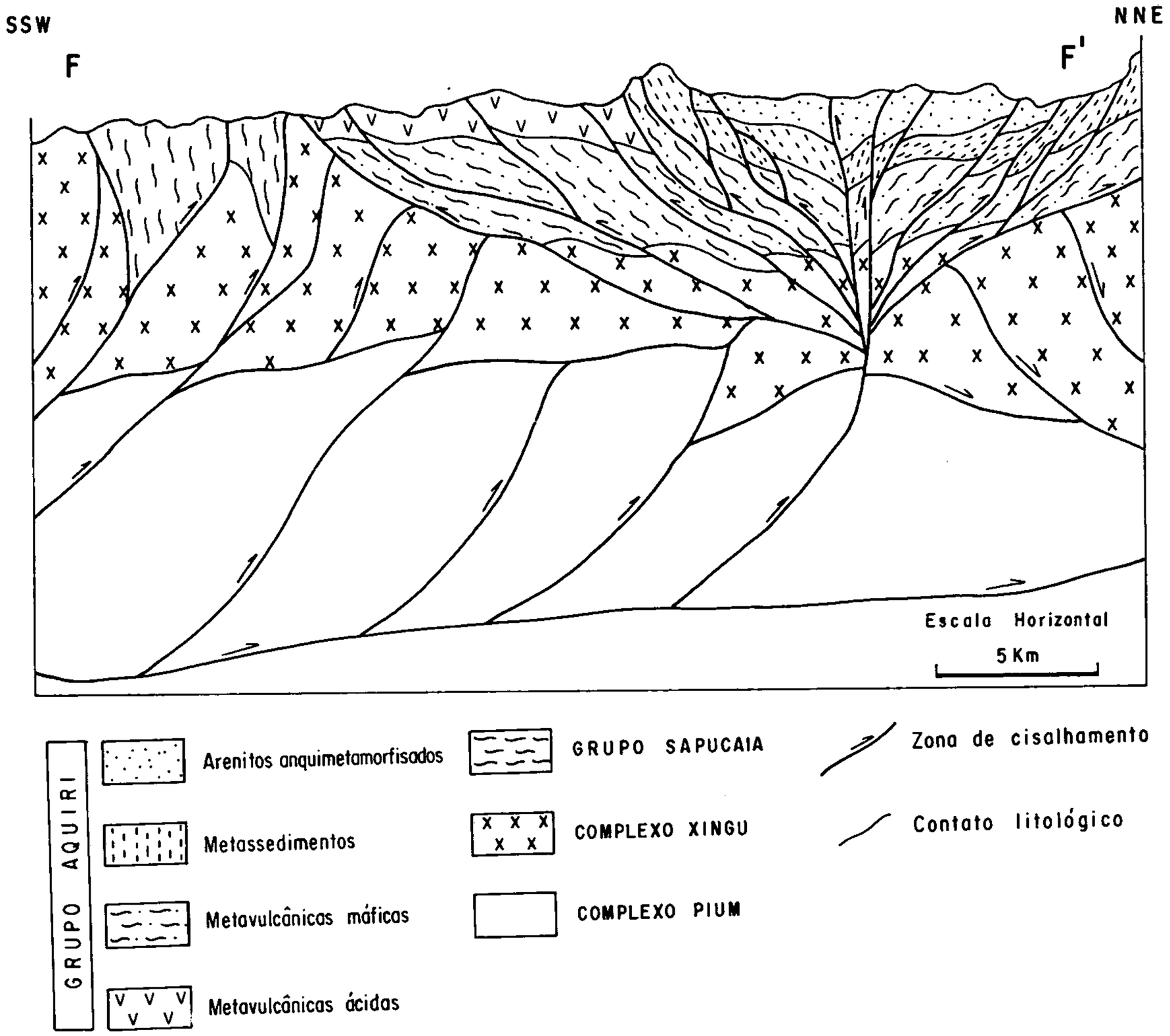


Figura II.3.4 – Seção geológica esquemática através do Grupo Aquiri. A localização da seção está indicada na figura II.3.1.

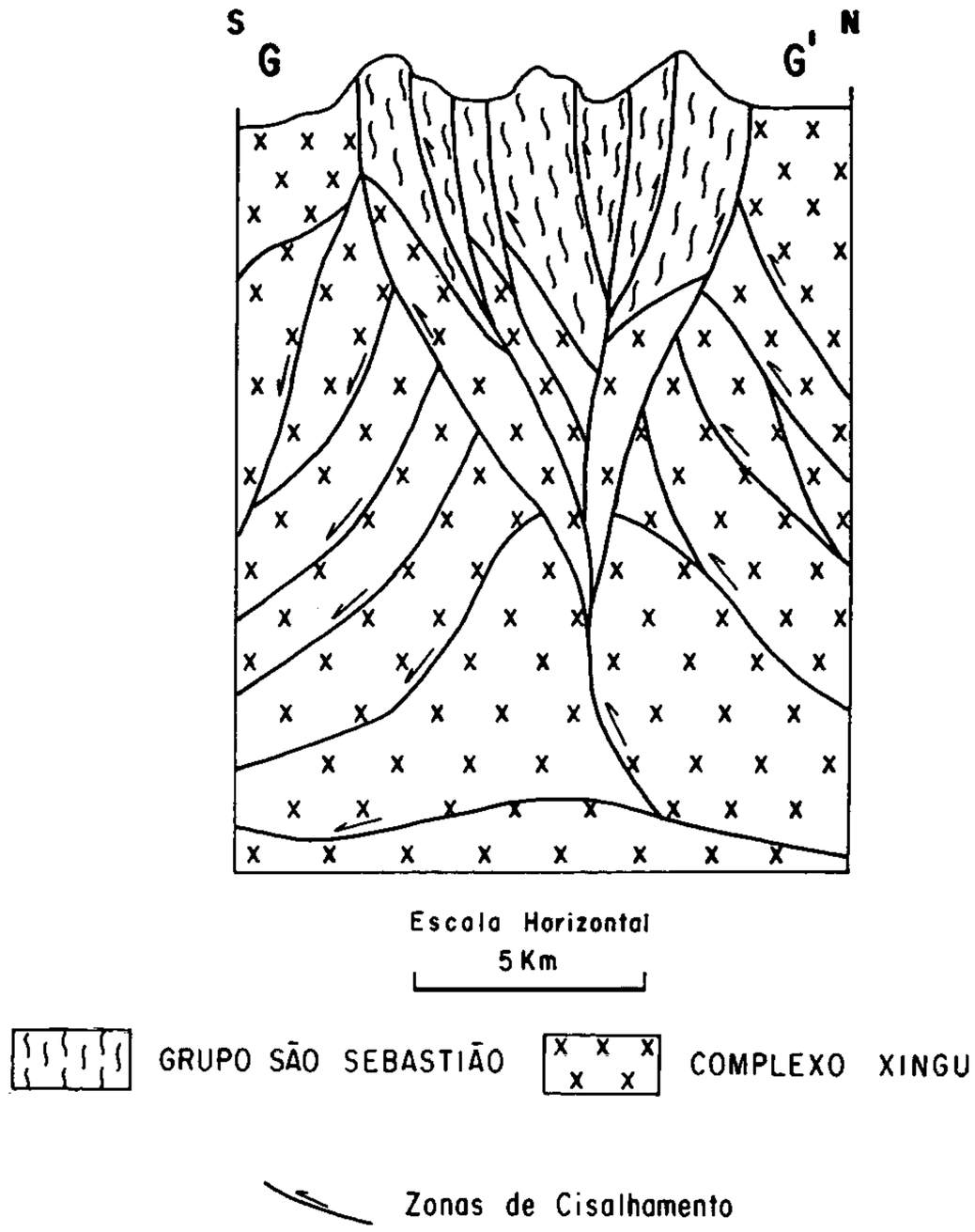


Figura II.3.5 – Seção geológica esquemática mostrando as relações estruturais entre o Grupo São Sebastião (Sistema Transcorrente Anaporã) e o Complexo Xingu (Domínio Imbricado). A localização da seção está indicada na figura II.3.1.

transpressiva orientada nos sentidos NE-SW e NW-SE, produzido por um processo de cisalhamento simples, dúctil, de baixo ângulo e em condições de fácies xisto-verde.

A evolução do Sistema Anaporã na região do igarapé Aquiri, pode ser esboçada a partir da implantação de uma bacia, durante a transtensão inicial, que nos seus primórdios foi preenchida por rochas vulcânicas essencialmente básicas, associadas com subordinados sedimentos pelíticos, psamíticos, formações ferríferas bandadas e raros tufos. Com o desenvolvimento da bacia, diminui gradativamente o fornecimento do material vulcânico, aumentando a quantidade de sedimentos, culminando com a deposição de uma seqüência essencialmente detrítica, ao final da fase transtensiva.

Com o término do regime transtensivo, seguiu-se a fase de transpressão com a inversão da bacia. Esta fase foi caracterizada por esforços compressionais dirigidos de NE para SW e SW para NE, por metamorfismo em fácies xisto-verde das rochas situadas nas bordas da bacia e deslocamento de massas, em sistema de cavalgamento assimétrico, divergente, estabelecendo a arquitetura atual da estrutura.

As informações geocronológicas disponíveis, particularmente as de Wirth *et al.* (1986), indicam que a idade de formação das rochas do Grupo Grão-Pará (situado na continuação E do Sistema Anaporã), situa-se ao redor de 2.600M.a. , que pode também ser considerada como a idade mínima para o mencionado sistema.

3.2.2.2 Sistema Transcorrente Araraquara

O Sistema Transcorrente Araraquara está situado nas porções central e centro-sul da Folha São Félix do Xingu, abrangendo as regiões das serras de São Félix e do Eldorado. Envolve metassedimentos, metavulcânicas, metamáficas e metaultramáficas do Grupo São Félix, gnaisses e migmatitos do Complexo Xingu e granitos da Unidade Plaquê, todos de idade arqueana.

A estrutura é formada, fundamentalmente, por zonas de cisalhamento transcorrente orientadas submeridianamente, e por zonas de cisalhamento de cavalgamento oblíquo. A integração dessas zonas permite esboçar a presença de duas grandes estruturas Norte e

Sul, divergentes, que abrigam essencialmente as rochas supracrustais do grupo São Félix, separadas por um alto estrutural formado por rochas do Complexo Xingu. Além da complexidade da estrutura, a dificuldade de acesso às porções centrais, impedem um melhor entendimento da mesma.

As zonas onde predominam as transcorrências estão orientadas segundo N-S, formando segmentos retos, assinalados por cristas e vales descontínuos. As rochas afetadas pelas estruturas direcionais, exibem uma forte foliação milonítica verticalizada, com os indicadores cinemáticos, assinalando uma movimentação nitidamente dextral. Essas transcorrências, N-S, também foram identificadas em outras áreas, formando Sistemas Transcorrentes Menores.

Os Sistemas Trancorrentes Menores ou Zonas de Cisalhamento Discretas, foram mapeados na bacia do igarapé Carapanã, e podem ser estudados nos afloramentos localizados ao longo da rodovia PA-279, no trecho compreendido entre a cidade de Tucumã e o rio Fresco.

Das Zonas Transcorrentes Menores, as consideradas mais importantes estão assinaladas no mapa geológico que compõe este relatório.Uma delas pode ser visualizada no cruzamento do igarapé Carapanã com a PA-279, no domínio das rochas do Granodiorito Rio Maria. Estas zonas exibem uma foliação milonítica subvertical, orientada na direção N-S e exibe uma relação S/C que indica movimentação dextral.

Outra zona de cisalhamento discreta foi observada na rodovia PA-279, no trecho compreendido entre o igarapé Carapanã e a cidade de Tucumã. Desenvolvida nos domínios das rochas do Terreno Granito-*Greenstone* do Sul do Pará, exibe também disposição segundo N-S e movimentação dextral.

A evolução do Sistema Araraquara pode ser esboçada, através da conjução dos vários segmentos direcionais, na região das serras de São Félix e do Eldorado, que originou uma grande bacia do tipo *pull-apart*, condicionada inicialmente a um único depocentro. Com a evolução do sistema, a área de recobrimento dos segmentos direcionais atingiu dimensão superior ao dobro da largura, proporcionando condições dinâmicas (Rogers, 1980), para a formação de um alto estrutural, no interior da bacia, originando dois depocentros distintos. Com a progressiva distensão da estrutura e a elevação do alto, formado pelas rochas do Complexo Xingu, admite-se que as bacias passaram a atuar independentemente uma da outra, e sofreram, a partir de então, diferente condicionamento litoestrutural.

A bacia situada mais à norte, foi preenchida principalmente por rochas vulcânicas básicas e ácidas, com contribuição de sedimentos, principalmente formações ferríferas bandadas e, subordinadamente, por rochas ultramáficas. Durante a fase de transpressão, orientada na direção NE-SW, o metamorfismo associado ao cisalhamento dúctil, provocou profundas modificações mineralógicas nas rochas, cuja paragênese mineral passou a ser compatível com a fácies xisto-verde; e também, alterações no arranjo dos vários conjuntos rochosos. Como conseqüência da heterogeneidade da deformacão, zonas de alta concentração de esforços, imprimiram forte estiramento mineral e milonitização às rochas envolvidas, transformando-as em tectônicos do tipo L e S; essas faixas alternam-se com zonas pouco deformadas, que exibem rochas com mais elevado grau de preservação das estruturas, texturas e paragênese mineral.

Os esforços provenientes de NE e SW, inverteram a bacia, estabelecendo uma estrutura que apresenta, atualmente, em planta, uma

forma romboédrica, e em perfil, uma arquitetura geral divergente. Neste contexto, as zonas de cisalhamento e a foliação das rochas, situadas na porção norte, mergulham forte para SSW, ao passo que, àquelas situadas na porção meridional, mergulham para NNE, ambas convergindo para uma zona de descolamento comum (figura II.3.6).

A bacia situada na extremidade meridional do Sistema Araraquara, foi preenchida principalmente por sedimentos (arenitos, arcóseos e grauvacas) e, subordinadamente, por formações ferríferas bandadas e rochas máficas e ultramáficas. As zonas de cisalhamento e a foliação dos componentes rochosos, guardam orientação geral preferencial segundo N-S, estruturados também de maneira divergente, com as rochas do lado oriental mergulhando para E e as do lado ocidental mergulhando forte para W. Como verificado nas rochas situadas na bacia setentrional, o metamorfismo não atingiu a fácies xisto-verde, e zonas de alta concentração de deformação, alternam-se com zonas menos deformadas pelo cisalhamento dúctil.

O bloco que separa as duas bacias é formado por gnaisses e migmatitos milonitizados do Complexo Xingu, orientados segundo WNW-ESE, com mergulhos para NE e SW.

Ao analisar-se regionalmente o conjunto formado pelos sistemas transcorrentes Anaporã e Araraquara, pode-se interpretar este último como um segmento do tipo R' da estrutura maior Anaporã.

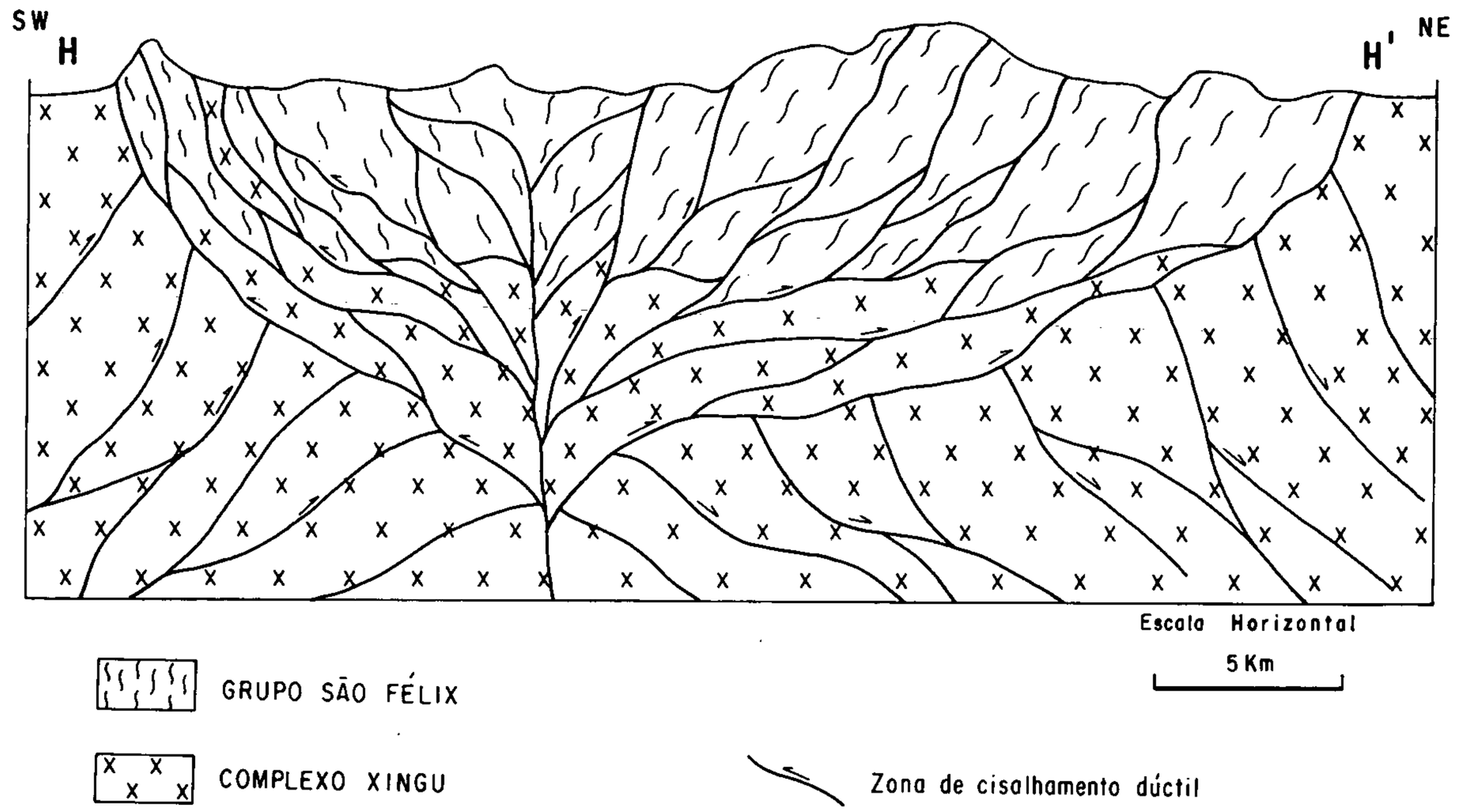


Figura II.3.6 – Seção geológica esquemática através do Grupo São Félix. A localização da seção está indicada na figura II.3.1.

3.3 Bacia do Médio Xingu

Os elementos estruturais do Proterozóico são formados por feixes de falhas normais, orientados segundo NW-SE, com alguns elementos tendendo para E-W; por conjuntos de falhas transcorrentes orientadas segundo NE-SW, tendendo para ENE-WSW, e por falhas transcorrentes orientadas, aproximadamente, segundo N-S.

Os feixes de falhas normais e lineamentos de direção NW-SE, são elementos estruturais com forte caimento para NE, e resultam da provável reativação de antigas linhas de fraqueza crustal. Estas feições são responsáveis, em parte, pelo balizamento de algumas unidades litoestratigráficas, como exemplificado nos metassedimentos do Grupo Tucumã, no âmbito do Terreno Granito-*Greenstone*. Suas feições mais expressivas são formadas pelas falhas Campos Altos e Cocal.

A primeira tem extensão superior a 100km, desenvolvendo-se sobre várias unidades litoestratigráficas, estendendo-se desde a serra São Félix até as cabeceiras do rio Branco, prolongando-se além do limite meridional da área de trabalho, no sentido SE, por centenas de quilômetros até as proximidades da cidade de Conceição do Araguaia (Schoubbenhaus, 1981). Essa falha recebeu o nome de falha Seringa, no trabalho de Silva *et al.* (1974), porém esse termo, na citada publicação, serve também para designar um grande maciço granítico, o que levou os autores deste relatório, a optar pela denominação de Campos Altos. Esse lineamento é formado por um conjunto de falhas e fraturas, interrompidas e escalonadas, localmente, preenchidas por riolitos, quartzo, etc, formando pequenas cristas, onde se pode medir o mergulho das falhas, identificar *slinkensides* e visualizar a geometria em três dimensões. O preenchimento parcial por riolitos, indica claramente o seu caráter distensivo. O perfil levemente curvo e mergulhando para NE, de algumas falhas, como observado em lajeiros de andesitos no leito do Rio Xingu, e em cristas de riolitos na PA-279, sugerem uma geometria do tipo lístrica. Também sugestivo do sentido do mergulho dessas falhas, são as rochas da Formação Triunfo, quase que invariavelmente mergulhando para NE e muito raramente para SW.

Outro lineamento de destaque é a falha, pretentemente denominada de Cocal, também com extensão superior a 100km, desenvolvendo-se sobre diversas unidades litoestratigráficas, e disposta aproximadamente segundo a direção N40°-50°W. Essa falha, reveste-se de importância pelo fato da mesma servir de balizamento, para a borda ocidental da Bacia do Médio Xingu, nos limites de área do trabalho.

Trechos dos rios Xingu e Fresco, do igarapé São Sebastião e de drenagens menores, que estão orientados na direção NW/SE, provavelmente, estão controlados por esse sistema. É claro também, o controle estrutural de alguns segmentos da Formação Triunfo, alongados naquela direção, como os situados próximos da cidade de São Félix do Xingu e na bacia do igarapé Triunfo. A grande exposição da Formação Iriri, situada a SW da mencionada cidade, tem seus limites mais setentrionais, balizados por falhas e fraturas NW-SE.

O outro grande conjunto de lineamentos estruturais rúpteis está orientado, principalmente, segundo o intervalo N30°-60°E. Afeta os vários segmentos geotectônicos, destacando-se pela maior freqüência, as falhas e fraturas localizadas nas áreas do Terreno Granito-*Greenstone*, do Grupo Aquiri, do Maciço Antonio Vicente e na região de exposição das rochas vulcânicas ácidas, na porção SW da área trabalhada. São falhas que apresentam notável linearidade, geralmente com compri-

mento inferior a 30km, podendo-se, localmente, identificar o sentido do movimento relativo dos blocos. Algumas, destacam-se pela sua extensão, recebendo denominações locais como as falhas Floresta, Maguari e Carapanã, todas de caráter sinistral.

A falha Floresta situa-se na porção SW da área de trabalho, com extensão superior a 80km, desenvolvida principalmente sobre rochas dos grupos Uatumã e São Félix e do Complexo Xingu. Apresenta-se orientada segundo N30°E, com uma cinemática sinistral, estendendo-se desde a calha do Rio Xingu, no limite sul da área mapeada, até a serra do Jacaré. O traço dessa falha tem relevo negativo, e controla várias grotas, entre as quais, o igarapé homônimo.

Na porção central da área em estudo foi identificada a falha Maguari, orientada segundo N20°E e com uma extensão de cerca de 70km. Esta falha atinge indistintamente os vários litótipos envolvidos pelo Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, e igualmente como a falha Floresta, apresenta uma movimentação sinistral.

A falha Carapanã foi a designação dada por Silva *et al.* (1974), para a falha McCandless (Hirata *et al.*, 1982). Este lineamento controla parte do igarapé Carapanã e apresenta uma orientação segundo N70°E, com uma extensão de cerca de 70km, nos domínios da área de trabalho, porém, prolongando-se para E deste limite, em direção a serra dos Carajás. Exibe uma movimentação sinistral e desenvolve-se, principalmente, sobre as rochas do Complexo Xingu e do Granodiorito Rio Maria.No domínio da região em estudo, as porções NE e SE, são as mais afetadas pelos lineamentos rúpteis. A região nordeste, particularmente na área de exposição dos metarriolitos e dos metarriodacitos do Grupo Aquiri, é bastante afetada por um feixe de falhas de direção NNE-SSW. Na porção SE, em terrenos da Formação Iriri, são verificadas duas famílias principais de fraturas, orientadas segundo WNW-ESE e NE-SW.

No atual nível de conhecimento, torna-se difícil estabelecer a cronologia das fases rupturais. Entretanto, com base nas informações de campo, nos sensores remotos e no modelo de evolução tectono-estrutural desta porção do Cráton Amazônico, admite-se que os lineamentos NW-SE são os mais antigos, relacionados a abertura das bacias, associadas ao evento distensivo do Proterozóico Médio. Estes fraturamentos foram seguidos pelos de direção NE-SW, os quais freqüentemente seccionam os de direção NW-SE, como se pode observar na porção SE. Quanto aos lineamentos N-S, o seu seqüenciamento cronológico ainda não está estabelecido, pois além de ocorrer com menos freqüência, apresenta um relacionamento variável em relação aos demais fraturamentos.

Considerando o posicionamento, a natureza, a geometria e movimentação das falhas NW-SE e WNW-ESE, deduz-se que a direção de extensão máxima do elipsóide de deformação foi NE-SW, a qual, está em concordância com os estudos regionais de Costa *et al.* (no prelo). Para esses autores, essas falhas são produtos de um pulso distensivo, na progressão da deformação, responsável pela implantação dos hemigrabens que acolheram o Grupo Uatumã. Nessa interpretação, as falhas transcorrentes NE-SW são falhas de transferência, que acomodaram parte da deformação regional.

Este estiramento regional resultou na implantação de uma bacia intracratônica, com uma arquitetura tipo *hemigraben*, onde foram depositadas as rochas vulcânicas do Grupo Uatumã e os sedimentos da Formação Triunfo, e para a qual, os autores deste relatório propõem a denominação de Bacia do Médio Xingu, cuja estruturação geral pode ser visualizada na figura II.3.7.

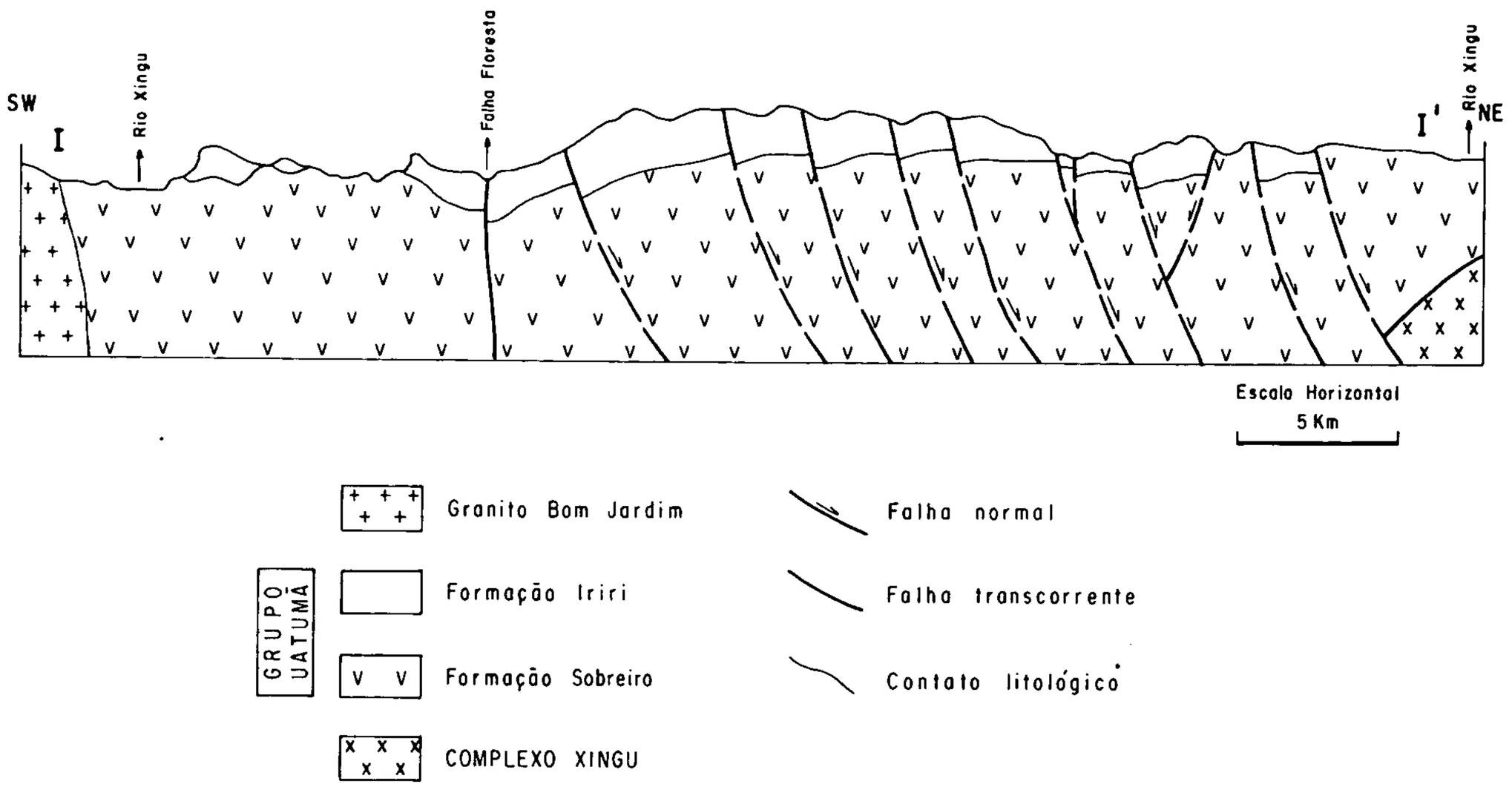


Figura II.3.7 – Seção geológica esquemática através do Grupo Uatumã. A localização da seção está indicada na figura II.3.1.

Associam-se a esse evento distensivo, corpos intrusivos de idade proterozóica, de natureza máfico-ultramáfico (Suíte Intrusiva Cateté), de composição monzogranítica (Granito Parauari), e de filiação granítica da (Suíte Intrusiva Velho Guilherme). Esses corpos encontram-se relacionados a antigas zonas de fraqueza crustais, reativadas pelo regime distensivo. As dimensões e formas dos corpos intrusivos são variáveis, entretanto, os corpos básicos caracterizam-se pela predominância do aspecto lenticular, enquanto que, os granitóides exibem aspecto subarredondados a amebóides.

Admite-se que a origem dos corpos intrusivos, estaria relacionada ao desenvolvimento do evento distensivo, que ao provocar o adelgaçamento litosférico, permitiu a subida das isotermas e a conseqüente ascensão de materiais, derivados da fusão do manto e/ou crosta.

3.4 Regime Distensivo do Fanerozóico

Os grandes padrões estruturais da região estudada, foram modelados durante o Arqueano-Proterozóico. No Fanerozóico, a região caracterizou-se por apresentar uma grande estabilidade tectônica, onde predominaram os fenômenos erosivos, com um contínuo fornecimento de material para as regiões adjacentes, e conseqüente alívio de carga, resultando em lentos movimentos epirogenéticos positivos. Este soerguimento provocou instabilidade dinâmica, compensada pela reativação de antigas fraturas, particularmente as orientadas na direção NW-SE e, secundariamente, nas direções NE-SW e N-S.

No Mesozóico, as condições isostáticas reinantes, provocaram a reativação máxima das antigas zonas de fraqueza crustal. Algumas

dessas zonas atingiram grandes profundidades, e, em alguns casos, atravessaram toda a crosta continental, alcançando o manto, permitindo a ascensão de magma básico, testemunhado, atualmente, pelos quilométricos diques de diabásio, identificados durante os trabalhos de campo. Esses corpos encontram-se fielmente orientados, segundo as direções regionais de fraturamento, acima mencionadas.

Ao término do magmatismo básico, voltaram a predominar, no Cenozóico, as típicas condições de calmaria tectônica, que caracterizaram o Fanerozóico. Neste contexto, o soerguimento litoesférico proporcionou a implantação e o modelamento dos atuais sistemas de relevo e drenagem, favorecendo o desenvolvimento de perfis lateríticos, durante o Terciário, e a formação de depósitos colúvio-aluvionares no Quaternário.

3.5 Integração das Estruturas

O estudo das relações estruturais pode ser feito em três grandes níveis: o relacionamento entre as unidades litoestratigráficas, no âmbito de cada sistema; o relacionamento entre os sistemas componentes de cada domínio; e o interrelacionamento entre as três grandes unidades geotectônicas, ou sejam, o Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, o Terreno Granito-*Greenstone* do Sul do Pará e a Bacia do Médio Xingu.

O entendimento dessas relações ainda não está perfeitamente elucidado, em conseqüência da própria limitação da natureza do mapeamento executado, pela ausência de um maior número de datações confiáveis, como também, do complexo relacionamento entre as unidades arqueanas, caracterizado por sistemas imbricados emergentes de zonas de cisalhamento, resultando em forte misturação tectônica.

As mais antigas relações estruturais são observáveis no compartimento do Terreno Granito-*Greenstone* do Sul do Pará, onde as unidades do Grupo Tucumã, exibem entre si, um inter-relacionamento que se caracteriza por forte lenticularização e fatiamento tectônico. Essas supracrustais encontram-se regionalmente dispostas segundo a direção NW-SE, e são cortadas pelo Granodiorito Rio Maria. Comparecem no conjunto descrito zonas de cisalhamento transcorrentes e de cavalgamento oblíquo, com sentido de movimentação dextral, desenvolvidas em regime transpressivo, de um sistema transcorrente. A configuração interna das zonas de cisalhamento, sugere uma organização caracterizada pela presença de hemiduplexes, inter-relacionados por transcorrências.

No Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas é visível a regional lenticularização E-W, impressa pelas rochas que compõem os complexos Pium e Xingu, o Grupo Sapucaia e o Granito Plaquê, os quais constituem o Domínio Imbricado do Cinturão Itacaiúnas. Admite-se que o relacionamento geométrico, predominante, entre as mencionadas unidades, caracteriza-se por uma configuração e geometria lenticularizada e longilinear. Verifica-se para os sistemas direcionais Anaporã e Araraquara, do Domínio Transcorrente, que os diversos segmentos litológicos, também exibem uma geometria lenticularizada, longilinear, configurando um padrão de misturação tectônica.

O relacionamento entre o Domínio Imbricado e o Transcorrente, ainda não está bem definido. Verifica-se, todavia, que o Domínio Imbricado tem movimentação oblíqua, uma cinemática sinistral e deslocamento de massas de SW para NE. Deste modo, é previsível a presença de transcorrências paralelas à imbricação, no que resultaria o Sistema Anaporã, ao qual, estaria associado o Grupo Aquiri e por-

ções do Complexo Xingu. Entretanto, a porção W desse sistema, na região do Grupo São Sebastião, trunca obliquamente o Domínio Imbricado.

O Sistema Araraquara tem movimentação dextral e intercepta o Domínio Imbricado. O relacionamento do mencionado sistema com o Araraquara carece de maiores estudos, entretanto, é nítido que os dois sistemas são ortogonais entre si.

Analisando-se em um contexto cinematico regional o Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, verifica-se que o mesmo possui uma movimentação sinistral. Neste panorama a geometria e o posicionamento espacial entre os dois sistemas transcorrentes, sugerem que o sistema dextral N-S (Araraquara), funcionou como um ramo antitético ou R', do binário sinistral maior E-W (Sistema Anaporã). Nesta interpretação, o sistema transcorrente sinistral e o dextral, podem ser contemporâneos. Entretanto, no momento, não deve ser eliminada a hipótese que considera o sistema dextral N-S, mais jovem do que o sinistral, ou relacionado a um terceiro movimento na evolução do Cinturão Itacaiúnas. Visto que, ao se relacionar o Domínio Imbricado com o Transcorrente, verifica-se que o primeiro é superposto pelo Sistema Anaporã e seccionado pelo Sistema Araraquara. Neste caso, pode-se falar em dois pulsos cinemáticos maiores: o primeiro que proporcionou a implantação do Domínio Imbricado e do Sistema Anaporã; e o segundo, que é responsável pelo desenvolvimento do Sistema Araraquara.

Quando se compara a organização litoestratigráfica/estrutural do Terreno Granito-*Greenstone* do Sul do Pará, com a do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, é visível uma confrontação direta de regimes tectônicos com cinemática oposta, bem como, de unidades litoestratigráficas com diferentes intensidades de deformação. Este fato, é notório na porção central da Folha São Félix do Xingu, onde o Sistema Araraquara, do Cinturão Itacaiúnas, trunca a estruturação geral do Terreno Granito-*Greenstone*.

O contato entre os mencionados domínios é feito de uma maneira gradativa, segundo uma faixa posicionada, aproximadamente, segundo o paralelo 6°40'N, e pode ser observado pela mudança de rochas, com diferentes características deformacionais e cinemáticas. Esse contato é visível nos mapas aeromagnéticos, onde se verifica o contraste entre o Terreno Granito-*Greenstone*, que exibe um fraco gradiente magnético, com um padrão isotrópico, enquanto que, o domínio do Cinturão Itacaiúnas caracteriza-se por um forte gradiente magnético, com os eixos magnéticos orientados, preferencialmente, segundo a direção E-W. Os dados acima expostos, permitem considerar que a implantação do Cinturão Itacaiúnas, ocorreu sobre as unidades preexistentes do Terreno Granito-*Greenstone*. Este contexto, conduz a uma interpretação de que as rochas do Complexo Xingu, seriam resultantes do retrabalhamento do Granodiorito Rio Maria, enquanto que, os litotipos do Grupo Sapucaia seriam conseqüência do retrabalhamento das rochas do Grupo Tucumã.

Com relação aos produtos litoestruturais do evento distensivo do Proterozóico Médio, observa-se que, as rochas pertencentes ao Cinturão Itacaiúnas, são introduzidas ou encobertas por litotipos de natureza pluto-vulcânica. Desta maneira, as rochas básico-ultrabásicas da Suíte Intrusiva Cateté, mantêm, em diversos posicionamentos geográficos, relações, predominantemente, de concordância estrutural com os diversos sistemas do Cinturão Itacaiúnas. Entretanto, as demais unidades vulcânicas e sedimentares do Proterozóico Médio, que mantêm um posicionamento geográfico preferencial, na

porção ocidental da área de trabalho, encobrem os litotipos do Cinturão Itacaiúnas em um contato, aproximadamente retilíneo, de direção NNW-SSE, situado às proximidades da cidade de São Félix do Xingu. Esta transição do Cinturão Itacaiúnas para a Bacia do Médio Xingu, é assinalada por um forte contraste de gradiente magnético, transicionando, respectivamente, de um campo com maior intensidade magnética, com padrões magnéticos orientados segundo NE-SW, para um padrão fracamente magnético, com as isodinâmicas bem espaçadas e sem orientação definida. Com relação aos corpos graníticos do Proterozóico (Parauari e Suíte Intrusiva Velho Guilherme), os mesmos mantêm relações intrusivas com as diversas unidades litoestratigráficas do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas.

Quando se relaciona os produtos litoestruturais do Proterozóico Médio com o Terreno Granito-*Greenstone* do Sul do Pará, verifica-se que as relações são semelhantes as acima descritas, sendo este último, encoberto e deformado pelas vulcânicas Iriri e pela Suíte Intrusiva Velho Guilherme, respectivamente.

Ainda associado ao evento distensivo do Proterozóico Médio, verifica-se a implantação de uma arquitetura rúptil, caracterizada por feixes de falhas normais (NW-SE) e transcorrentes (NE-SW), impressas indiscriminadamente nas diversas unidades litoestratigráficas pré-cambrianas.

A natureza da relação entre o arranjo litoestrutural Arqueano-Proterozóico e o Fanerozóico, é caracterizada por uma recorrência do regime distensivo, no âmbito das três grandes unidades geotectônicas: Terreno Granito-*Greenstone* do Sul do Pará, Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas e Bacia do Médio Xingu. Este evento, resultou na reativação de antigas zonas de fraqueza crustal, com movimentação de blocos crustais e intrusão de diques de diabásio.

4

Metamorfismo e Deformação

As considerações inerentes aos processos de metamorfismo e de deformação, envolvem os tectonitos que formalizam, na área de trabalho, as unidades crono-litoestratigráficas identificadas e individualizadas, com condições de representatividade e cartografia geológica, utilizáveis para interpretação desses processos, em diferentes escalas de observação.

As abordagens realizadas são preferencialmente dirigidas aos aspectos meso e microscópicos. Sendo que, os diferentes graus de estudo dos processos metamórficos e deformacionais, são resultantes da qualidade dos afloramentos, das amostras coletadas, bem como, dos dados geológicos disponíveis.

Dessa forma, o Grupo Tucumã, o Granodiorito Rio Maria, os complexos Pium e Xingu, os grupos Sapucaia, Aquiri, São Sebastião e São Félix, e o Granito Plaquê, foram as unidades que, por sua natureza temporal arqueana, exibem relações metamórficas e deformacionais disponíveis para essas considerações. O entendimento desses processos superpostos a essas unidades, e das suas inter-relações, constituem uma tentativa de apoio interpretativo a uma melhor caracterização dos efeitos da tectogenêse Itacaiúnas e dos eventos que antecederam a esse episódio.

Salienta-se ainda que, a caracterização metamórfica e deformacional dos diferentes tectonitos, ocorrentes na área de trabalho, obedeceu ao nível de conhecimento compatível com a escala de mapeamento em 1:250.000, dificultada, em grande parte, pela especificidade de adversidade das exposições naturais da Região Amazônica.

4.1 Grupo Tucumã

O conjunto litológico que representa a Unidade Tucumã é constituído por uma seqüência metavulcano-sedimentar, de natureza supracrustal, de posicionamento geotectônico intracratônico e se identifica, como componente *Greenstone* do par granito-*greenstone*, do terreno preservado à sudeste da Folha São Félix do Xingu. Metassedimentos psamíticos e pelíticos, metamafitos, metavulcanitos ácidos e subordinados metaultramafitos, são as variedades litológicas ocorrentes nesse segmento crustal, nos domínios da folha mapeada. A rigor, o conjunto apresenta características paragenéticas e texturais, compatíveis com as condições físico-químicas reinantes na fácies xisto-verde, na seqüência do metamorfismo regional progressivo. Em isocronologia com o metamorfismo, processos deformacionais atuaram sobre os diferentes litotipos, provocando rearranjos estruturais e modificações mineralógicas, com a impressão de uma forte anisotropia estrutural, realçada pelos metassedimentos. Estes são, dominantemente, representados por xistos micáceos e metarenitos arcoseanos, em que as modificações mineralógicas mais significativas, traduzem-se por uma recristalização heterogênea e circunstancialmente anormal das micas, a partir de material matricial argiloso. Essas micas cristalizadas, realçam a foliação milonítica anastomosada, e constroem as estruturas de crenulação, em função do metamorfismo polifásico. De um modo geral, as micas dispõem-se segundo níveis ou leitos mononminerálicos, marcam os planos de cisalhamento e, localmente, assumem configuração pisciforme. Os metarenitos e metarcóseos mostram, em geral, um maior grau de preservação da deformação, mantendo comumente aspectos texturais relictuais, de natureza clástica deposicional.

Os metabasitos constituem litotipos ortoderivados, exibindo metamorfismo e deformação acentuadamente heterogênea, como se depreende da extrema variabilidade paragenética textural e estrutural. Dessa forma, texturas blastofíticas evoluídas a texturas nematoblásticas, associam-se isocronologicamente a deformações estruturais de natureza milonítica, em um processo metamórfico-deformacional, heterogêneo e progressivo. Transformações mineralógicas reacionais não completadas, são materializadas pela passagem gradativa do piroxênio a uralita e/ou actinolita e/ou clorita, e pela alteração dos feldspatos a uma associação de sericita e epidoto.

Os metavulcanitos ácidos constituem metariolitos e metadacitos, que foram submetidos a processos metamórficos de pouca intensidade, e exibem efeitos deformacionais pouco significativos. A textura blastoporfirítica apresenta dominância entre as variedades estudadas, com preservação quase total das texturas granofíricas observadas. Fenocristais de quartzo e feldspato, remanescente, são ainda identificados, jazendo em uma matriz microcriptocristalina, também relativamente preservada da deformação, e sem grandes evidências de profundas transformações metamórfico-mineralógicas.

Os metaultramafitos são raros e representados por uma massa talco-clorítica, exibindo metamorfismo em fácies xisto-verde, com deformação polifásica e uma acentuada anisotropia estrutural, materializada por uma foliação, provavelmente, de natureza milonítica.

O processo metamórfico-deformacional que afetou as rochas do Grupo Tucumã, está geneticamente associado a uma tectogênese pré-cisalhamento Itacaiúnas, cujos elementos da trama estrutural, mostram posição espacial diferente dos observados no terreno retrabalhado.

4.2 Granodioríto Rio Maria

Os litotipos da Unidade Rio Maria constituem uma seqüência de granitóides, relativamente bem preservados do metamorfismo e da deformação. Dessa forma, os aspectos texturais, estruturais e mineralógicos originais, mostram, em escala regional, uma larga invariabilidade, tornando marcante e característica, a identificação mesoscópica dos granitóides da Unidade Rio Maria. A assembléia mineral é indicativa de uma cristalização magmática a níveis crustais meso-epizonais, com a superposição de um metamorfismo incipiente, marcado por condições de baixa pressão. A rigor, a cloritização da biotita, assim como a presença de cristais individuais de clorita, evidenciam reações minerais equilibradas sob baixas temperaturas. Essas condições, compatíveis com as variáveis físico-químicas reinantes na fácies xisto-verde baixo, parecem mostrar uma relação isocronológica entre o metamorfismo e a deformação, impressa nos granitóides da Unidade Rio Maria. Essas condições metamórficas, podem ser corroboradas pela ocorrência de associações minerais, depositadas nos planos das microfraturas dos feldspatos, envolvendo quartzo, epidoto, biotita e clorita. Merece destaque, o quase generalizado processo de saussuritização dos cristais de plagioclásio, sugerindo uma íntima relação com o processo metamórfico.

A observação mesoscópica dos litotipos Rio Maria, mostra, localmente, em caráter não penetrativo, uma anisotropia estrutural plana, materializada por uma foliação milonítica, com direção geral NW-SE e mergulhos subverticais. A foliação é realçada pelos minerais micáceos, com destaque para os níveis biotíticos e, ocasionalmente, pelos enclaves anfibolíticos. A visualização regionalizada mostra que o processo deformacional foi progressivo e heterogêneo, gerando uma acentuada variabilidade na intensidade da estruturação planar. Dessa forma, zonas intensamente deformadas ou fortemente foliadas, alternam-se com zonas isotrópicas ou bem preservadas. A rigor, a deformação varia de estágios protomilonítico a milonítico, sendo freqüente os processos de microfraturamento dos grãos minerais, geração de *kinks* na biotita primária e dobramento dos planos de geminação dos feldspatos. Em paralelo, observa-se nos estágios protomiloníticos, os processos de recuperação com formação de subgrãos, sendo que, estágios miloníticos são mais freqüentes nos processos de recristalização do quartzo, com geração de novos grãos, como agregados policristalinos, de contatos poligonizados.

Nas zonas bem preservadas, os granitóides mostram uma textura ígnea, original, em que o arranjo mútuo dos minerais mostra um padrão hipidiomórfico-granular. Com a superposição do processo deformacional cisalhante, sob a forma de zonas discretas, processa-se um rearranjo estrutural com orientação preferencial dos grãos minerais. Esta nova disposição exibe um padrão foliado anastomótico, sendo que, as zonas de máxima concentração da deformação, marcam os estágios miloníticos.

Cessado o mecanismo deformacional, responsável pela anisotropia planar dos granitóides Rio Maria, a unidade foi afetada por um sistema de fraturamento, envolvendo um processo rúptil cataclástico. Este, predominantemente segundo as direções NW-SE, N-S e NE-SW, tem os planos de fratura preenchidos por uma paragênese secundária, representada por uma associação de quartzo + epidoto ± hematita, compondo geralmente veios de espessura milimétrica a centimétrica.

De um modo geral, a baixa intensidade metamórfica e a extrema heterogeneidade defor-

macional, aliados a análise da postura espacial dos elementos da trama estrutural, constituem elementos indicativos de que os granitóides da Unidade Rio Maria, enquadram-se na concepção de um terreno preservado, sem o seu envolvimento em um processo de retrabalhamento ou remobilização crustal.

4.3 Complexo Pium

Os litotipos do Complexo Pium, tem expressão geográfica extremamente subordinada na Folha São Félix do Xingu. Apresentam características metamórficas e deformacionais comuns às rochas da mencionada unidade, ocorrentes na Folha Serra dos Carajás, situada à leste da presente área de trabalho.

A paragênese mineral é claramente indicativa das condições catametamórficas, cuja assembléia mineral mostra texturas em desequilibrio e reações intermineralógicas não completadas. Essas modificações texturais e mineralógicas, são resultantes da colocação das rochas granulíticas em níveis mesocrustais, envolvendo processos retrometamórficos, em íntimas relações com taxas deformacionais, variando de proto a ultramilonítica. Localmente, onde o processo diaftorético é mais desenvolvido, a paragênese mostra forte tendência a um equilíbrio mineral. Este, é compatível com as condições físico-químicas reinantes na fácies anfibolitica, onde os litotipos da Unidade Pium e da Unidade Xingu, misturam-se tectonicamente em um arranjo imbricado, resultante da tectogênese Itacaiúnas.

4.4 Complexo Xingu

As rochas da Unidade Xingu constituem mesometamorfitos, representados por granitóides sódicos e sódico-potássicos. Representam em essência: tonalitos, trondhjemitos, granodioritos e, subordinadamente, granitos, cuja assembléia mineral é indicativa de metamorfismo sob fácies anfibolito, com variadas intensidades nas taxas deformacionais. A rigor, o metamorfismo e a deformação apresentam uma relação isocronológica. Retrogressões localizadas estão presentes, onde esses metamorfitos mostram uma evolução diaftorética compatível com a fácies xisto-verde alto. As variedades pouco equigranulares exibem efeitos proto-miloníticos, e os tipos inequigranulares, com desenvolvimento de ocelos feldspáticos e matriz cominuída, testemunham altas taxas deformacionais, compatíveis com o estágio milonítico.

Evidências de extinção ondulante e bandas de deformação, representam os mais conspícuos aspectos microestruturais do quartzo, e são resultantes dos deslocamentos intracristalinos ou intergranulares, desenvolvidos durante os processos deformacionais. Considerando a natureza heterogênea e progressiva da deformação, a maioria dos grãos de quartzo ocorrentes nos granitóides Xingu, é alvo de processos de recuperação, com produção de subgrãos e de recristalização dinâmica, com geração de novos grãos. Nos estádios deformacionais miloníticos a ultramiloníticos, os grãos de quartzo sofreram achatamento e estiramento, assumindo configuração geométrica ribonada e contornando ocelos feldspáticos rotacionados. O plagioclásio representa uma fase mineral com alto teor modal, exibindo, geralmente, um distinto comportamento reológico em relação as demais fases minerais. Esses ocelos constituem grãos relictuais, geralmente preservados de deformação, atuando como porfiroclastos com núcleos sericitizados. O mais comum e freqüente efeito deformacional, ocorrente sobre os grãos de plagioclásio, é o relativo intenso microfraturamento, cujos planos são

preenchidos por material secundário. A fase mineral micácea varietal é geralmente representada pela biotita marrom-clara a escura, mostrando, localmente, parcial e/ou total alteração a clorita, nos litotipos com mais intenso processo deformacional. A biotita e o quartzo ribonado marcam a foliação milonítica, anastomosada, sem uma relação muito clara entre os planos S e C. Nas estações com altíssimas taxas deformacionais, os granitóides Xingu desenvolvem uma laminação composicional, constituindo gnaisses tectonicamente aleitados, com nítida diferencição e migração composicional.

Em geral, os granitóides Xingu apresentam mesoenclaves anfibolíticos, em íntima associação, os quais exibem os mesmos processos metamórficos e deformacionais observados nos granitóides. Localmente, esses mesoenclaves constituem *boudins* anfibolíticos, achatados, dilacerados com diferentes graus de digestão migmatítica e parecem testemunhar um protólito crustal inferior, o qual, por anatexia, teria originado os granitóides Xingu, em um processo metamórfico deformacional anterior ao gerado pelo Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas.

4.5 Grupo Sapucaia

Uma associação de vulcanitos máficos e ultramáficos e de sedimentos psamo-pelíticos mostram efeitos metamórficos e deformacionais, envolvendo estilos tectônicos de dobramento que identifica os epimetamorfitos Sapucaia. Os mafitos e ultramafitos sofreram transformações metamórficas em fácies xisto-verde, com formação de xistos cloríticos, actinolíticos, tremolíticos e talco-serpentiníticos, em arranjo nematoblástico, com superposição de uma forte anisotropia estrutural planar. Ocasionalmente, esses metaultramafitos e metamafitos, encontram-se preservados em função da heterogeneidade deformacional, permitindo a identificação protolítica.

Os xistos micáceos contendo muscovita-biotita representam os componentes sedimentares, com paragênese inerente ao fácies xisto-verde. Esses mica xistos, são geralmente portadores de porfiroblastos, cujo interrelacionamento microestrutural com a matriz foliada, mostra uma comparação cronológica relativa, entre o crescimento dos minerais metamórficos (metamorfismo) e o rearranjo estrutural das fases minerais (deformação). O relacionamento microestrutural porfiroblasto-matriz exibe, localmente, uma foliação interna (Si) em posição oblíqua à foliação externa (Se). Em adição, outras evidências tais como: (1) – a forma lenticularizada dos porfiroblastos; (2) – sombras de pressão nas caldas dos porfiroblastos; (3) – deflexões da foliação externa em torno dos porfiroblastos e (4) – movimentações rotacionais dos porfiroblastos, após o seu crescimento, são indicativas que os porfiroblastos são da fase pré-tectônica, responsável pela foliação (Se) impressa nos xistos.

Uma análise mais globalizada dos aspectos microestruturais, permite estabelecer, uma natureza milonítica para a foliação, e um caráter porfiroblástico para os ocelos feldspáticos, como conseqüência da superposição da tectogênese Itacaiúnas.

A seqüência metavulcano-sedimentar epimetamorfizada da Unidade Sapucaia, exibe transformações mineralógicas em variados graus, bem como, cominuição e recristalização tectônica dos grãos minerais, concentração da deformação em zonas miloníticas e ultramiloníticas, geração de mica pisciforme e milonitos do tipo SC. O caráter progressivo e heterogêneo da deformação, faz parte do envolvimento da unidade no regime compressivo, por cisa-

lhamento dúctil, com intenso retrabalhamento crustal da Unidade Sapucaia, correlacionável ao Grupo Tucumã no terreno preservado.

4.6 Grupo Aquiri, São Sebastião e São Félix

A área estudada é marcada – particularmente no domínio do Cinturão Itacaiúnas – por uma larga ocorrência de uma seqüência supracrustal, de natureza vulcano-sedimentar, epimetamorfizada e heterogeneamente deformada. Esta seqüência, apresenta-se relacionada espacial e geneticamente a sistemas transcorrentes, de direções variadas, pertencentes a um sistema direcional maior. O regime direcional, na área estudada, teve desdobramentos geográficos, com formação de subdomínios transtensivos-transpressivos, responsáveis diretos pela vulcano-sedimentação e conseqüente metamorfismo e deformação. Foram utilizadas diferentes designações formais, para os litotipos das várias e pequenas bacias transtensivas, com culminância transpressiva. Dessa forma, as unidades Aquiri, São Sebastião e São Félix, constituem diferentes depocentros, intimamente relacionados ao mesmo sistema direcional maior. A rigor, essas diferentes unidades são perfeitamente correlacionáveis entre si – no tempo e no espaço - cujas características metamórficas e deformacionais, são generalizadamente similares e, por via de conseqüência, descritas, conjuntamente como uma seqüência supracrustal metavulcano-sedimentar, nos domínios da Folha São Félix do Xingu.

No curso do mapeamento foi observado que os metabasitos e os metassedimentos representam os litotipos dominantes, associados à subordinados metavulcanitos ácidos, formação ferrífera bandada e metaultramafitos. A seqüência, como um todo, apresenta uma paragênese compatível com a fácies xisto-verde baixo, ocasionalmente, mostrando evoluções para a fácies xisto-verde alto ou com evidências anquimetamórficas. Os metamafitos constituem tipos ortoderivados, ocorrendo dominantemente como xistos actinolíticos, com texturas variando de xistosa nematoblástica a blastofítica, indicando uma natureza protolítica basáltica. De um modo geral, os metamafitos e metafelsitos mostram evidências de alteração hidrotermal, com destaque para alguns tipos que exibem a matriz vulcânica vítrea alterada, com produção de fases minerais metamórficas do tipo clorita-epidoto. Os grãos de plagioclásio, mostram intensidade variável de alteração sericítica. Em seções delgadas favoráveis, observam-se que as composições desses plagioclásios, variam na faixa de albita-oligoclásio sódico. Os piroxênios originais de simetria monoclínica, também apresentam graus variáveis de alteração para anfibólio uralítico ou transformações para hornblenda actinolítica.

A paragênese metamórfica dos metamafitos Aquiri – São Sebastião – São Félix, é dominada por actinolita + albita + titanita ± clorita ± epidoto ± sericita ± biotita ± escapolita ± quartzo ± calcita, caracterizando a fácies xisto-verde, na seqüência do metamorfismo regional progressivo. Em relação isocronológica com o metamorfismo, os processos deformacionais superpostos aos metamafitos, foram de intensidades variáveis, com diferentes taxas deformacionais, encontrando-se tipos basálticos bem preservados e xistos actinolíticos com forte anisotropia estrutural planar. Basaltos e riodacitos, mostram localmente aspectos texturais e estruturais originais, em que são preservadas as vesículas e/ou amígdalas e o aspecto maciço.

Os metassedimentos ocorrentes na seqüência supracrustal são de natureza pelítica, psamítica e psamo-pelítica. Exibem uma larga variação nos aspectos texturais, metamórficos, estruturais e deformacionais, em que arenitos impuros, algo arcoseanos, anquimetamórficos, ocorrem em passagem gradacional para tipos xistosos, micáceos a biotita e a muscovita. Arenitos subarcoseanos portadores de matriz argilosa, apresentam variados graus de recristalização matricial à biotita e à muscovita. Eles mostram, por superposição deformacional, arranjos estruturais marcados por uma anisotropia planar, gerada por mecanismo deformacional, em regime de cisalhamento dúctil. Localmente, nas estações com maior faixa de deformação, esses arenitos subarcoseanos, com textura clástica deposicional, são transformados à muscovita-biotita xisto. Nessas rochas, a foliação ensaia um padrão anastomótico, de natureza milonítica a ultramilonítica, contendo indicadores cinemáticos, com destaque para rotação dos grãos de quartzo e feldspato, bem como a instalação de níveis micáceos que marcam os planos de cisalhamento. Metapelitos e metapsamitos, do tipo filito e metaquartzito, respectivamente, foram submetidos às mesmas condições heterogêneas e progressivas do metamorfismo e da deformação, que afetou generalizadamente a seqüência metavulcano-sedimentar. Similarmente, são envolvidas no processo, os subordinados metaultramafitos e as seqüências ferríferas bandadas.

A visualização regionalizada dessas supracrustais, geradas em fase sin-transcorrente, permite, com base no metamorfismo e na deformação observados, estabelecer uma correlação crono-litoestratigráfica com as supracrustais da Unidade Grão-Pará, ocorrente na Folha Serra dos Carajás.

4.7 Granito Plaquê

Um conjunto de plutonitos de composição ácida tem seu posicionamento estrutural, em concordância com a foliação regional. Esses plutonitos assumem uma configuração macro e meso lenticularizada, uma composição dominantemente sódico-potássica e constituem, em essência, granitóides à duas micas do tipo biotita-muscovita. Exibem uma granulometria variável, são equigranulares a inequigranulares, e mostram um índice de coloração hololeucocrático a leucocrático. A análise modal volumétrica apresenta uma preponderância da composição monzogranítica, cuja assembléia mineral é dominada por uma associação microclina-albita-quartzo-biotita-muscovita, em ordem de decréscimo em abundância. Essa paragênese, é indicativa de condições metamórficas compatíveis com a fácies anfibolito baixo, na seqüência progressiva do metamorfismo regional. Na análise global dos litotipos da Unidade Plaquê, destaca-se essa quase invariabilidade composicional mineralógica, sendo igualmente marcante a ausência de enclaves pelíticas, sugerindo uma natureza protolítica de composição silicosa, do tipo tonalito-granodiorito, situado no domínio da crosta continental.

A análise textural, a natureza composicional e as condições metamórficas reinantes, constituem elementos indicativos de uma ambiência magmático-tectônica sin-cinemática, com a magmatogênese granítica Plaquê intimamente associada a uma fase sin-colisional, resultante do espessamento crustal relacionado a tectogênese Itacaiúnas.

As evidências em escala microestrutural mostram, de um modo geral, uma relação isotemporal entre o metamorfismo e a deformação, em que a paragênese monzogranítica, de fácies anfibolito baixo, é retrabalhada estrutu-

ralmente, de forma heterogênea e progressiva, em função da variabilidade das taxas deformacionais, com geração dos estádios protomilonítico, milonítico e ultramilonítico.

O mecanismo deformacional ocorrido em regime de cisalhamento dúctil, teve como resultado imediato um processo de cristalização-recristalização, ocorrido sob condições dinâmicas, como se observa das tensões internas geradas sobre os grãos minerais. Circunstancialmente, modificações nas condições físico-químicas, proporcionaram uma recristalização térmica estática com formação de tipos blastomiloníticos.

No estágio deformacional milonítico, os granitóides mostram uma maior concentração de deformação, como se observa nos grãos de quartzo. Estes sofreram um forte achatamento e estiramento, em função da sua extrema ductibilidade, favorecendo o desenvolvimento de cristais ribonados. Os grãos de plagioclásio geralmente ocorrem como porfiroblastos ou ocelos globulares, com características reliquiares, sem grandes evidências de recristalização. A microclina micropertítica comumente se apresenta como agregados completamente recristalizados e neocristalizados, geralmente límpidos, inalterados e sem inclusões de minerais matriciais. As palhetas de biotita, ocasionalmente, mostram alteração a clorita e a muscovita primária, exibindo uma freqüente neocristalização, como agregados, formando níveis bem alinhados e bem agregados, marcando os planos de cisalhamento, geralmente discerníveis em escala meso-microscópica.

A rigor, as observações em escalas macro, meso e microscópicas, denunciam que os granitóides foliados da Unidade Plaquê, representam dominantemente tectonitos SL, em trama anastomótica elaborada pela tectogênese Itacaiúnas.

5

Geofísica

5.1 Sistemática Adotada

A sistemática adotada nos trabalhos geofísicos, constitui da interpretação qualitativa de mapas aeromagnéticos e aerorradiométricos, e do estudo quantitativo dos perfis gravimétricos terrestres, visando correlacionar sinais geofísicos com as entidades geológicas. Os mapas aerorradiométricos foram utilizados, principalmente, na delimitação de corpos aflorantes de composição granítica, corroborando, algumas vezes, com a magnetometria, na indicação de feições lineares de interesse estrutural. Os mapas aeromagnéticos contribuíram para a caracterização de rochas ferromagnesianas, formações ferríferas e na identificação de macroestruturas. A geofísica terrestre visou, principalmente, demarcar contatos litológicos e fornecer informações, à nível regional, sobre o arcabouço estrutural e estratigráfico.

O estudo dos mapas aerogeofísicos, resultou na elaboração de um mapa integrado, composto por domínios geofísicos, que mostram elementos das feições geofísicas, relacionados com as unidades litológicas e os parâmetros estruturais.

5.2 Dados Utilizados

5.2.1 Aerogeofísica

As informações geofísicas utilizadas, são oriundas do levantamento aerogeofísico denominado de Projeto Serra dos Carajás, executado pela PROSPEC S.A. em 1986 e 1987. Seus parâmetros de vôo foram os seguintes: 2km de espaçamento entre as linhas de vôo, orientadas segundo N-S, com uma altura média de vôo sobre o terreno de 150m e 1 (um) segundo de intervalo entre cada medida.

A CPRM reprocessou os dados aeromagnéticos, com maior intervalo entre as isodinâmicas e processou os dados aerorradiométricos em mapas de razão (inéditos). Estes mapas, foram contornados a partir de malhas quadradas de 500m de lado e filtro coseno direcional, segundo direção N-S, com fator de filtragem 0,5.

5.2.2 Geofísica Terrestre

A geofísica terrestre constou de perfis gravimétricos, executados por um convênio celebrado entre a CPRM e a Universidade Federal do Pará – UFPA.

Utilizou-se um gravímetro *Lacoste* e *Romberg*, precisão de 0,02mGal, e altímetros *Paulin*. O levantamento foi feito ao longo das estradas, com estações de medidas espaçadas de 2km, 3km, ou 5km, de acordo com a importância geológica. O controle das distâncias foi feito através de odômetro. Como estações base utilizou-se o marco do aeroporto da cidade de São Félix do Xingu, pertencente ao Observatório Nacional (G 978.144,27mGal), e outras quatro estabelecidas pela equipe de trabalho, visando uma melhor amarração do levantamento.

Os valores das altitudes foram feitos com três altímetros de base e três altimetros itinerantes. Nos altímetros de base foram efetuadas leituras a cada 10 minutos e nos itinerantes, as leituras foram feitas em cada estação de medida selecionada.

Foram feitas análises para determinação de densidade, em várias rochas das diversas unidades geológicas, com intuito de se obter subsídios para a interpretação geofísica (tabela II.5.1). Para a confecção do perfil *Bouguer* utilizou-se o valor de 2.65g/cm^3.

Tabela II.5.1 – Valores das densidades calculadas para a interpretação dos dados gravimétricos.

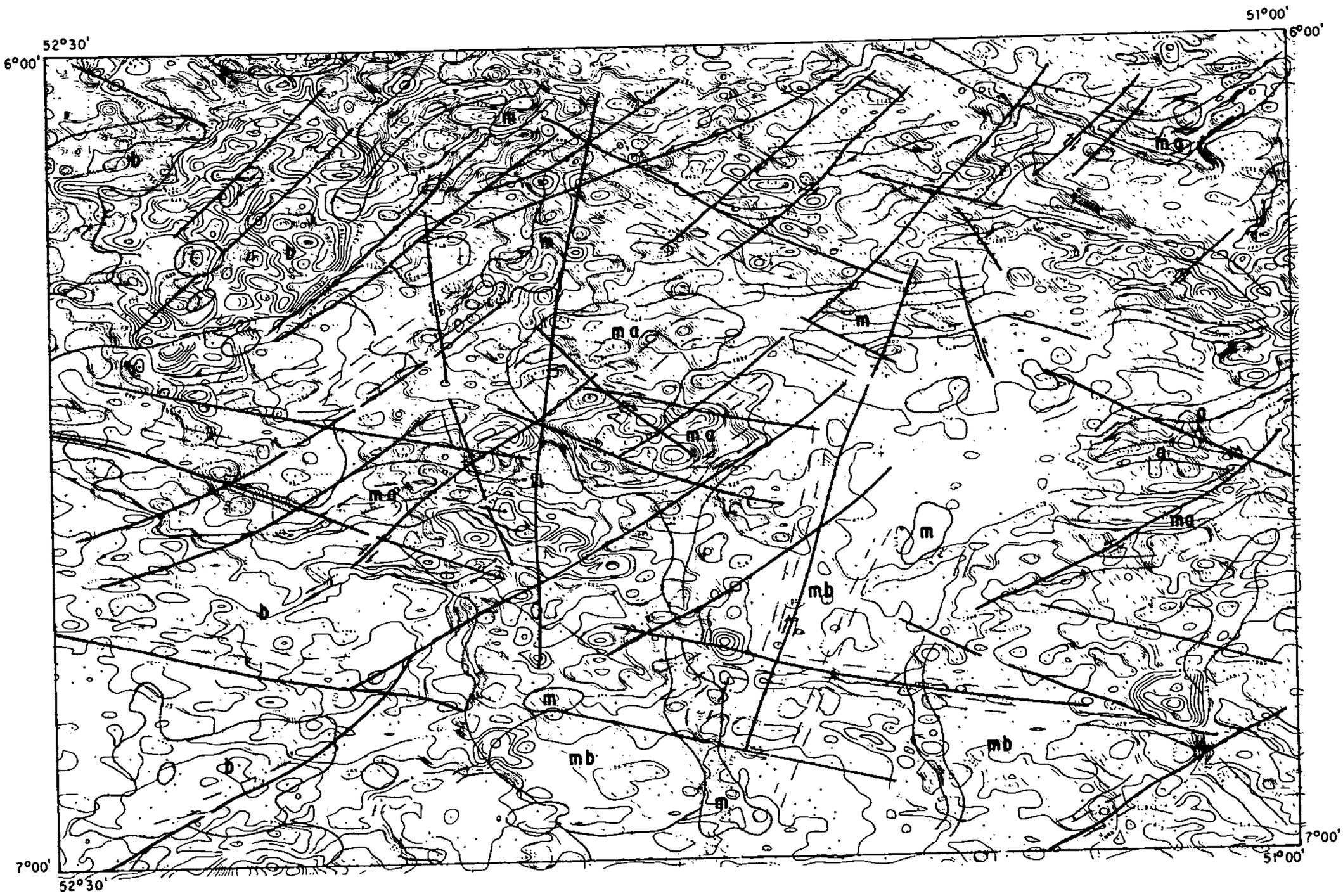
Amostra (nº de campo)	Tipo de Rocha	Densidade (g/cm^3)
1580-EM-R-107A	Filito	2,45
1580-EM-R-101A	Filito	2,33
1580-EM-R-78	Muscovita xisto	2,35
1580-EM-R-57	Anfibolito	3,00
1580-AV-R-44	Gnaisse	2,67
1580-AV-R-13	Piroxenito	3,53
1580-AV-R-161	Granodiorito	2,77
1580-AV-R-157	Diabásio	2,86
1580-AV-R-171	Granodiorito	2,60
1580-AV-R-188	Mica xisto	2,71
1580-AV-R-214	Granito milonítico	2,74
1580-AV-R-35	Riolito	2,47
1580-AV-R-249A	Diabásio	2,76
1580-AV-R-78	Granodiorito	2,60
1580-AV-R-285	Ultramáfica	2,94
1580-AV-R-288	Filito	2,53
1580-AV-R-263	Talcp xisto	2,45
1580-AV-R-46	Gnaisse	2,67

5.3 Interpretação dos Dados

5.3.1 Aerogeofísica

A interpretação aerogeofísica, foi feita analisando-se individualmente as feições dos mapas aerogeofísicos: magnéticos (figura II.5.1) e radiométricos (figura II.5.2). Em seguida efetuou-se a integração dos dois temas, obtendo-se como produto final, um mapa constituído por domínios geofísicos, denominados de D_1, D_2,...D_n, e subdomínios D_{11}, D_{21}, etc., correlacionados com as unidades litoestratigráficas detectadas durante os trabalhos de mapeamento geológico (figura II.5.3).

Para efeito de localização das ilustrações magnéticas, radiométricas e dos perfís da geofísica terrestre citadas no texto, elaborou-se a figura II.5.4.



FEIÇÕES PLANARES

250 Curvas de Intensidade Magnética Residual - Campo Total

Baixo Magnético

Limite entre feições magnéticas

INTENSIDADES MAGNÉTICAS

mb = muito baixa < 150 nT

b = baixa 150nT — 500 nT

m = média 500nT — 1000 nT

a = alta 1000nT — 1500 nT

ma = muito alta >1500 nT

FEIÇÕES LINEARES

Lineações ou alinhamentos magnéticos

Eixo de Anomalias Magnéticas

Falhas , fraturas , cisalhamentos

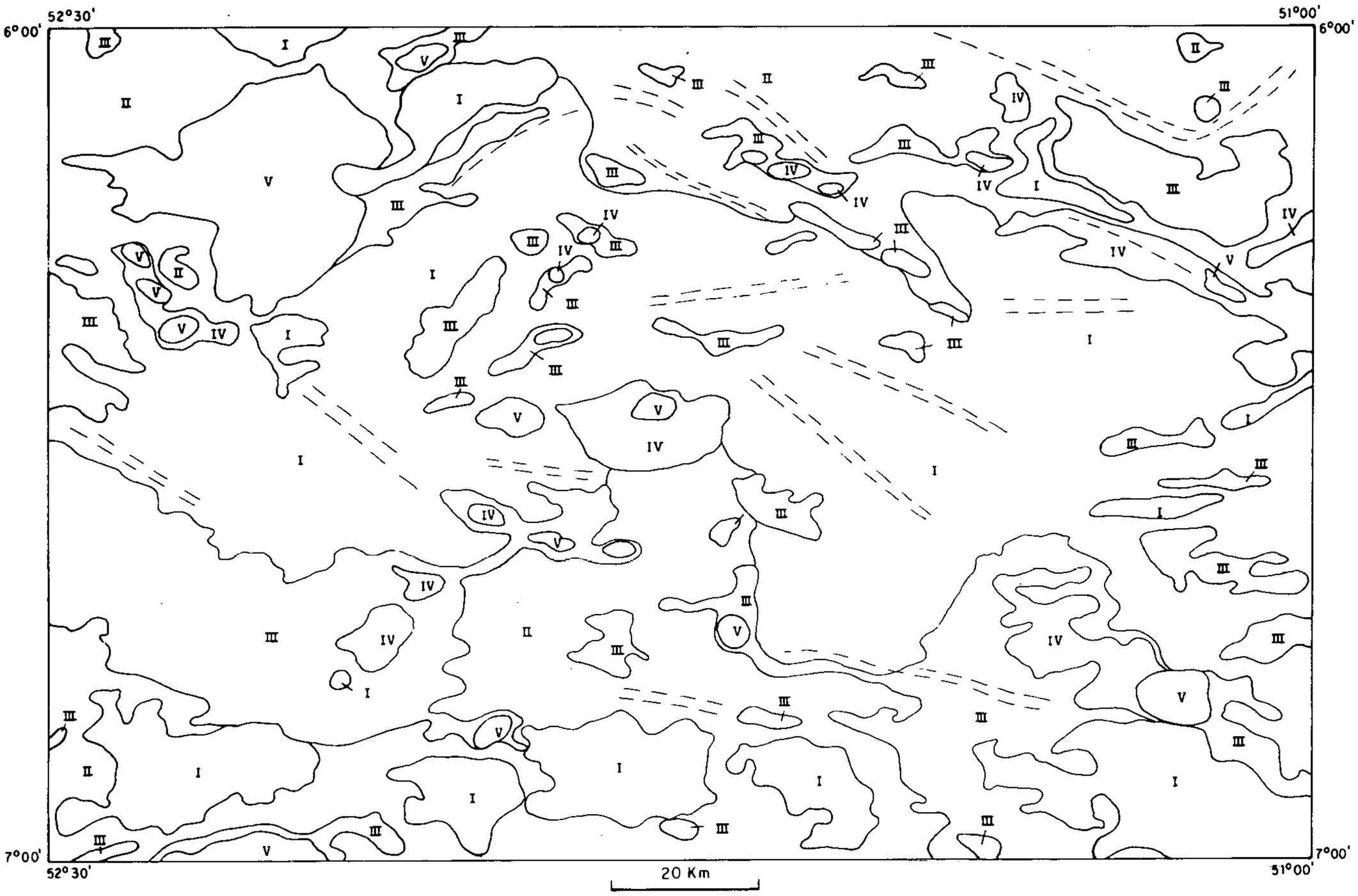
Parâmetros para o centro da Folha

Declinação Magnética = 16°49'08" W

Inclinação Magnética = 02°49'47" N

Campo total = 26.347,00 nT

Figura II.5.1 – Mapa de interpretação magnética.



NÍVEIS RADIOMÉTRICOS

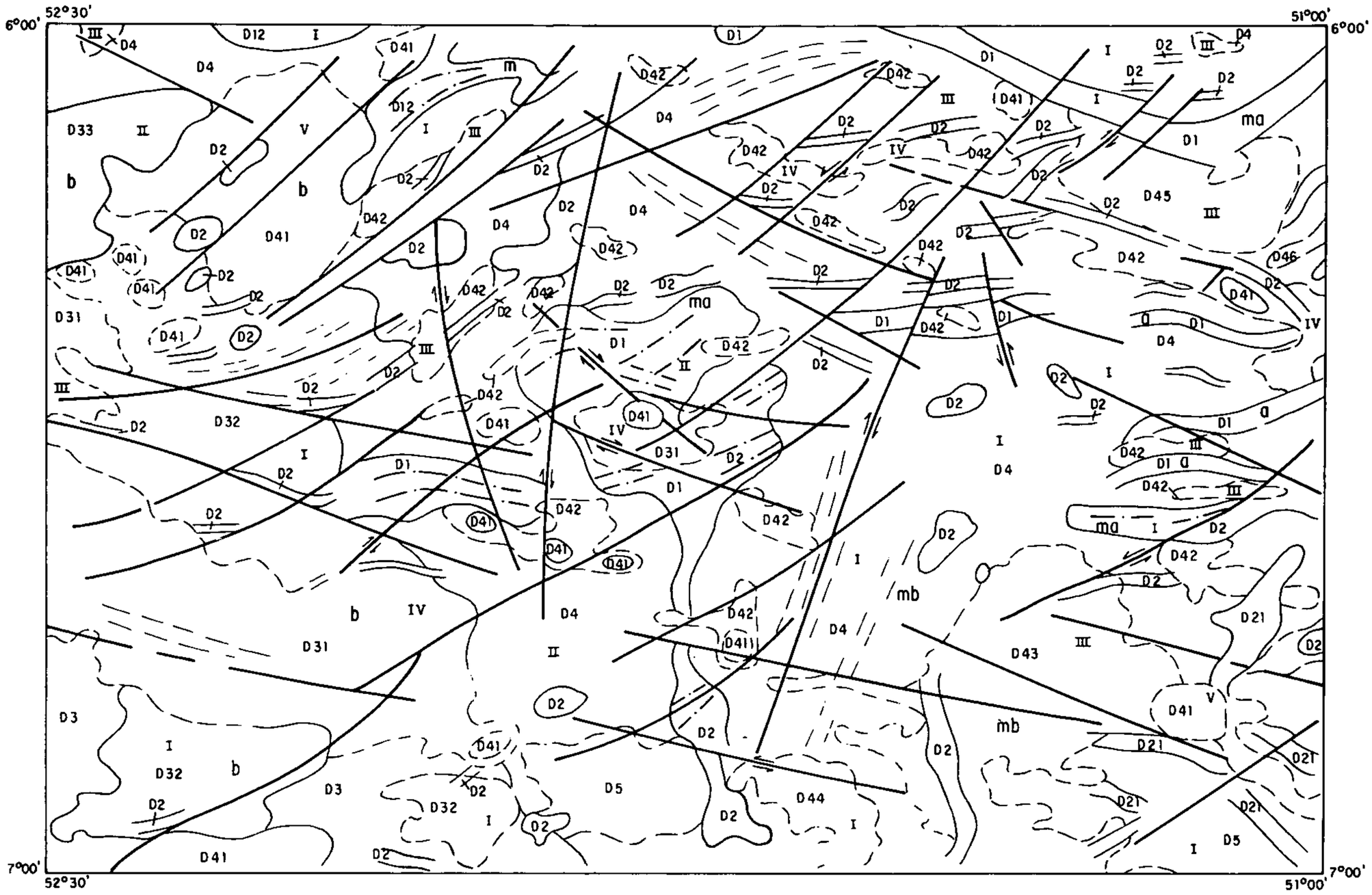
I		<	950	cps
II	950	—	1000	cps
III	1000	—	1200	cps
IV	1200	—	1400	cps
V		>	1400	cps

Alinhamentos radiométricos

Limite entre feições radiométricas

750 Linhas de isovalores

Figura II.5.2 – Mapa de interpretação radiométrica – contagem total.



FEIÇÕES LINEARES

- Fraturas , falhas , cisalhamentos
- Lineamento ou alinhamento magnético
- Eixo de anomalia

FEIÇÕES PLANARES

- Limite entre domínios magnéticos
- Contato radiométrico
- 250 Isodinâmica de intensidade magnética residual – Campo total
- Baixo magnético

INTENSIDADES MAGNÉTICAS

mb	muito baixa	< 150 nT
b	baixa	150 nT — 500 nT
m	média	500 nT — 1000 nT
a	alta	1000 nT — 1500 nT
ma	muito alta	> 1500 nT

NÍVEIS RADIOMÉTRICOS

I		< 850 cps
II	850 cps	— 1000 cps
III	1000cps	— 1200 cps
IV	1200 cps	— 1400 cps
V		> 1400 cps

CORRELAÇÃO GEOFÍSICA / GEOLÓGICA

- D_1 - Metamáficas , metaultramáficas e fm. ferríferas (Grupos São Félix e Sapucaia)
- D_{12} - Metamáficas e formação ferrífera(Grupo São Sebastião)
- D_2 - Suite Cateté e Diabásio Cururu
- D_{21} - Xistos máficos (Grupo Tucumã)
- D_3 - Grupo Uatumã
- D_{31} - Vulcânicas Ácidas (Formação Iriri)
- D_{32} - Vulcânicas Intermediárias (Formação Sobreiro)
- D_{33} - Granito Parauari
- D_4 - Complexo Xingu e Granodiorito Rio Maria
- D_{41} - Suite Intrusiva Velho Guilherme
- D_{42} - Granito Plaquê
- D_{43} - Porção mais potássica do Granodiorito Rio Maria
- D_{44} - Porção mais sódica do Granodiorito Rio Maria
- D_{45} - Metavulcânicas ácidas do Grupo Aquiri
- D_{46} - Complexo Pium
- D_5 - Metassedimentos (Grupos São Félix e Tucumã)

20 Km

Figura II.5.3 – Mapa integrado de interpretação aeromagnética e aeroradiométrica.

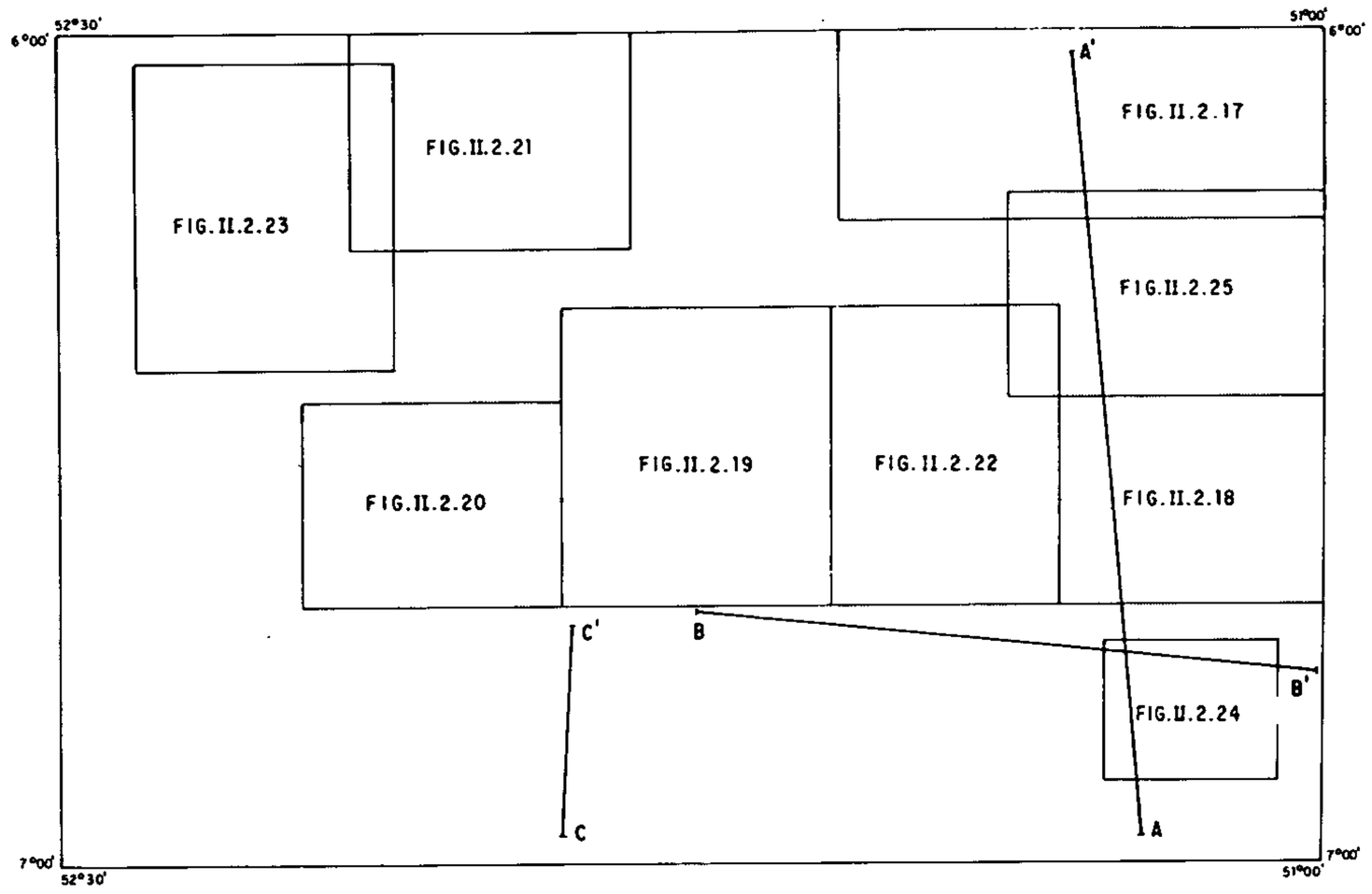


Figura II.5.4 – Localização das ilustrações que detalham as principais feições aerogeofísicas.

Domínio D_1

Está relacionado a rochas fortemente magnéticas, que normalmente apresentam fortes contrastes, e intensidades acima de 1.500nT. Suas anomalias são alongadas ou elípticas e correspondem a rochas máficas, ultramáficas e formações ferríferas. Quando aflorantes, estas rochas têm baixa radiação total, em geral inferior a 1.000cps. Foram caracterizadas as seguintes áreas como pertencentes ao Domínio D_1:

– Na porção NE da área trabalhada, nos litotipos do Grupo Aquiri, mais precisamente relacionados aos conjuntos contendo rochas máficas e formações ferríferas bandadas. As anomalias magnéticas apresentam polaridades bem definidas, distribuem-se em uma faixa alongada em forma de "V" (figura II.5.5) e estendem-se para as folhas cartográficas vizinhas ao norte, compondo um grande sistema estrutural. Os eixos das anomalias balizam os corpos anômalos e o deslocamento dos eixos, de algumas anomalias, mostra que as rochas desse grupo, foram afetadas por falhas nas direções NE-SW e NW-SE.

– Nas porções central e oriental da área mapeada, refletindo as rochas dos grupos Sapucaia e São Félix. Nessa última, as supracrustais do Grupo Sapucaia produzem anomalias alongadas segundo E-W, que indicam possíveis esforços cisalhantes nessa direção. Estas faixas, por sua vez, são deslocadas por falhas NE-SW, cujas extremidades sugerem movimentação sinistral (figura II.5.6).

Na região central da área de trabalho, ocorrem anomalias magnéticas de menor intensidade, cujos eixos não obedecem a uma única direção. Estas anomalias estão associadas às supracrustais do Grupo São Félix e mostram, através das evidências de rotações e deslocamentos de seus eixos, que a unidade encon-

Figura II.5.5 – Feição magnética no Grupo Aquiri, exibindo delineamento estrutural através dos litotipos magnéticos.

Figura II.5.6 – Feição magnética com alinhamentos E-W concordante com a estruturação do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, o deslocamento dos eixos e inflexão nas extremidades da anomalia, sugerem respectivamente, falhas com direções NE-NW-SE e movimentação sinistral.

tra-se bastante deformada (figura II.5.7). Pode-se constatar, neste panorama, além dos sistemas de falhas NE-SW, NW-SE e E-W, o de direção próxima a N-S, que sugere movimentação dextral. Mais para W, tem-se outra feição magnética, ainda associada às supracrustais do Grupo São Félix, cujos eixos magnéticos orientados para E-W, indicam *trends* diferentes dentro do mesmo processo evolutivo. As anomalias desta feição devem-se, basicamente, às formações ferríferas e apresentam deslocamentos associados a falhas de direção NE-SW (figura II.5.8)

Na porção NNW da região mapeada, em rochas associadas ao Grupo São Sebastião, cuja feição magnética constitui o Subdomínio D_{12}, as anomalias são alongadas e advem de rochas menos susceptíveis que as do Domínio D_1. Formam uma feição arqueada, cuja parte côncava encontra-se voltada para SE (figura II.5.9).

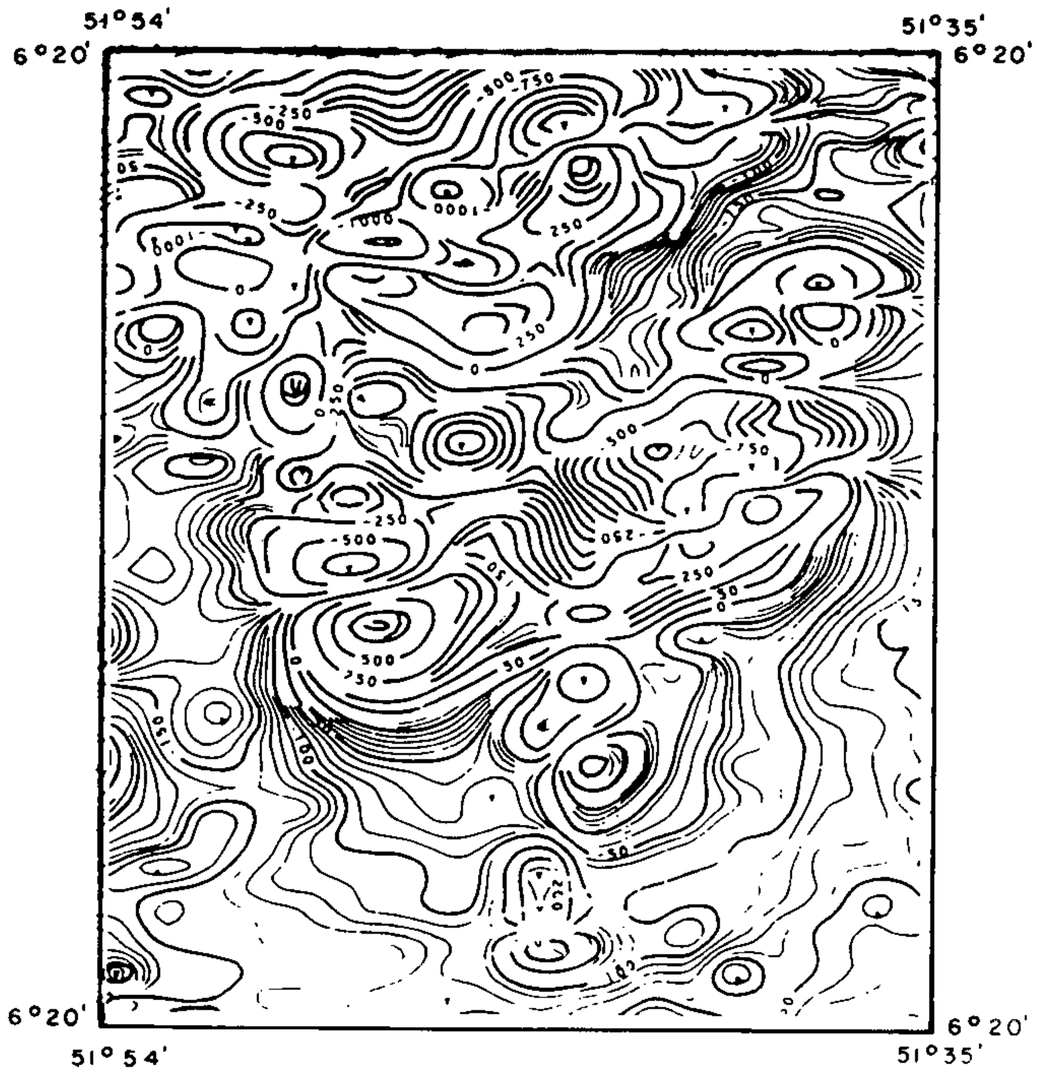


Figura II.5.7 – Feição magnética exibindo anomalias deformadas, sugerindo ambiente tectonicamente instável.

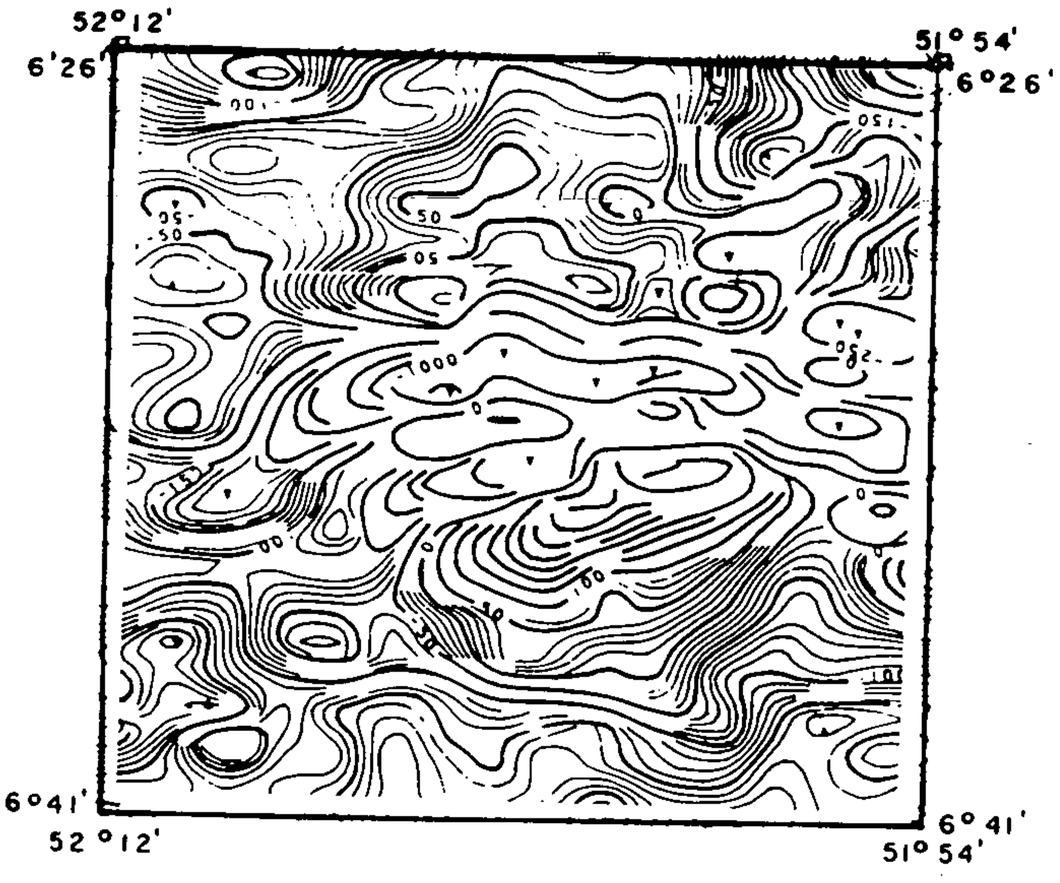


Figura II.5.8 – Feição magnética em rochas do Grupo São Félix indicando trend E-W, diferentes dos existentes na parte central da folha.

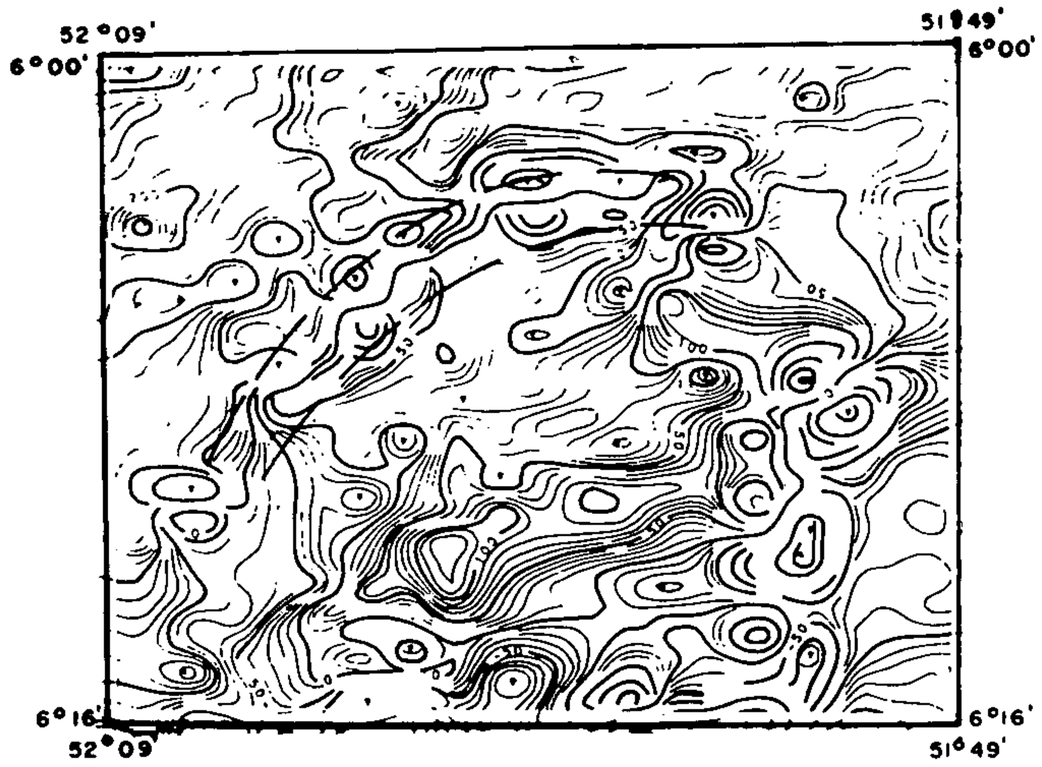


Figura II.5.9 – Feição magnética delineando a forma arqueana do Grupo São Sebastião.

Em termos de radiação total, observa-se uma feição expressiva que engloba as porções magnéticas e não magnéticas, caracterizada por um baixo de radiação total, inferior a 1.000cps. Ao norte do Maciço Antonio Vicente, nos terrenos das formações Triunfo e Sobreiro, as quais se estendem para W da área trabalhada, observam-se característica magnéticas e radiométricas, semelhantes às das rochas do Grupo São Sebastião. É interessante citar, que as feições são alongadas segundo a direção NE-SW e mostram evidências de deformações, que se integram com as feições do Grupo Aquiri, compondo o Sistema Transcorrente Anaporã.

Domínio D_2

São feições geofísicas associadas à intrusões máficas e ultramáficas, afetadas ou não, por metamorfismo e por eventos cisalhantes. Normalmente, as feições magnéticas mostram dipolos bem definidos, de formas circular, elíptica ou alongada, podendo apresentar-se, também, na forma de cordões de dipolos, quando associados a diques básicos. Seus contrastes são bem marcantes, na maioria das vezes, exibindo valores de intensidade inferiores aos do Domínio D_1. Estas feições costumam estar encaixadas em alinhamentos magnéticos, e indicar um relacionamento com zonas de fraturas. As feições radiométricas constituem baixos, com valores de radiação total inferiores a 800cps, muitas vezes, possibilitando uma delineação da parte aflorante do corpo.

Na parte central da área de trabalho, entre faixas dos grupos São Félix e Sapucaia, pode-se notar anomalias circulares, isoladas, com polaridades bem pronunciadas, indicando intrusões máficas e/ou ultramáficas (figura II.5.10). Feição semelhante ocorre ao norte da serra Antonhão, associada a rocha ultramáfica.

Alinhamentos de dipolos, associados a corpos básicos encaixados em fraturas, com direções NW-SE, encontram-se:

– Na porção NW da área mapeada, entre o maciço granítico Antonio Vicente e as rochas do Grupo São Félix, também, na direção N-S;

– No extremo NE da região de trabalho, ao sul das rochas do Grupo Aquiri, relacionadas à diques básicos (Diabásio Cururu).

Ao sul das rochas do Grupo Sapucaia, ocorrem anomalias alongadas na direção E-W, associadas a corpos máficos-ultramáficos concordantes com a direção do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas. O deslocamento dos eixos magnéticos mostra que a unidade foi afetada por falhas NE-SW.

No canto SE da área de trabalho, em Terreno Granito-*Greenstone*, pode-se observar feições planares, constituídas de anomalias magnéticas de intensidade moderada, associadas a xistos básicos do Grupo Tucumã. Estes corpos são relacionados ao padrão magnético $D_{2.1}$, e

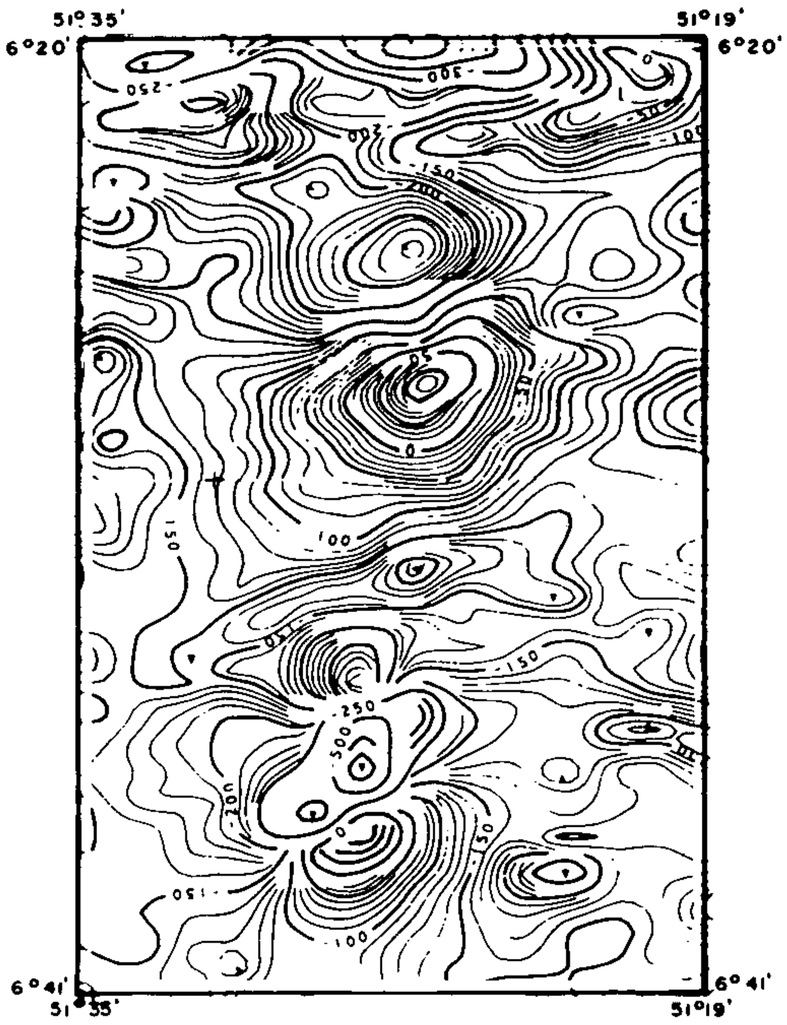


Figura II.5.10 – Feições magnéticas associadas a intrusões máficas e/ou ultramáficas.

alinham-se ao lado de possíveis rochas ácidas do Complexo Xingu; ou a porções mais potássicas, no âmbito da Unidade Granodiorito Rio Maria; e de rochas metassedimentares do Grupo Tucumã, estando orientados preferencialmente na direção NW-SE.

Domínio D_3

Está associado a relevo magnético moderado, composto por isodinâmicas lineares e anomalias negativas de média amplitude, com eixos orientados, em geral, para NE-SW. As feições radiométricas tem valores de radiação total entre 700cps e 1.400cps.

Na parte W da folha mapeada, ocorre uma faixa, magnética associada a rochas de moderada susceptibilidade magnética, com direção NW-SE, onde prodominam rochas proterozóicas do Grupo Uatumã. Os melhores contrastes magnéticos desta faixa, podem ser observados nas porções NW e centro-sul, onde ocorrem, respectivamente, o contato com as feições do Maciço Antonio Vicente e com os metassedimentos fracamente magnéticos do Grupo São Félix. Contidas nesta faixa, há variações de natureza magnética e radiométrica que levaram a subdividi-la nos subdomínios $D_{3.1}$, $D_{3.2}$ e $D_{3.3}$. O Subdomínio $D_{3.1}$ caracteriza-se por isodinâmicas magnéticas predominantemente lineares, e radiação total entre 1.000 e 1.400cps, sendo verificado à E da cidade de São Félix do Xingu, estendendo-se para NW, em terrenos da Formação Iriri. Na porção E do domínio, a radiação mostra-se mais elevada, com pequenas variações, enquanto que as demais áreas mostram-se menos radioativas, com valores mais oscilantes.

O Subdomínio $D_{3.2}$ apresenta anomalias negativas com amplitudes em torno de 400nT, eixos orientados para NE-SW e radiação total normalmente inferior a 1.000cps, estando possivelmente associado a rochas intermediárias (andesitos da Formação Sobreiro). O Subdomínio $D_{3.3}$ apresenta características magnéticas semelhantes as do D_{32}, diferindo na radiação total, cujos valores normalmente estão compreendidos entre 1.000 e 1.125cps, e corresponde litologicamente aos terrenos da Unidade Granito Parauari. Convém citar que a faixa de radiação observada, sugere uma composição mais sódica do que potássica.

Na porção W da área de trabalho, onde o curso do rio Xingu apresenta direção E-W, nota-se um comportamento magnético diferente, daqueles constatados no restante da faixa de rochas vulcânicas. As linhas de contorno, parcialmente alinhadas com a direção NW-SE, são possivelmente associadas a falhas; distorções nas isodinâmicas, refletem efeitos tectônicos nestas rochas. Vale ressaltar que este comportamento magnético, pode ser reflexo de rochas arqueanas, de maior susceptibilidade, sotoposta ao derrame vulcânico.

Domínio D_4

É caracterizado por rochas de baixa radiação total e fraca susceptibilidade magnética, cujos limites são difíceis de se estabelecer. O Domínio D_4 relaciona-se às rochas do Complexo Xingu e do Granodiorito Rio Maria.

A semelhança das características magnéticas e radiométricas do Granodiorito Rio Maria com as do Complexo Xingu, dificultou a delimitação destas duas unidades litológicas, levando a englobá-las em um mesmo domínio.

O mapa radiométrico de radiação total mostra contrastes, que facilitam a delimitação de domínios radiométricos, possivelmente relacionados a porções mais potássicas, no domínio do Granodiorito Rio Maria, mas não apresenta expressão significativa para individualizá-lo, das rochas do Complexo Xingu.

Litotipos magneticamente semelhantes aos do Complexo Xingu, mas com diferentes características radiométricas, foram separados em subdomínios $D_{4.1}$, $D_{4.2}$, $D_{4.3}$ e $D_{4.4}$. O $D_{4.1}$ corresponde a feições ralacionadas a rochas intrusivas de composição granítica (Suíte Intrusiva Velho Guilherme), que normalmente apresentam radiação total maior do que 1.400cps, forma circular e tamanho variado, dispersas em toda a região mapeada. Dentre elas, destaca-se a do Maciço Antonio Vicente (figura II.5.11), situado na porção NW da área mapeada, com diâmetro em torno de 22km, fracamente magnética com isodinâmicas sem uma nítida direção preferencial. Pequenas anomalias magnéticas, cujo local corresponde a um baixo de radiação total, foram observadas no seu interior, alinhadas segundo a direção NE-SW, possivelmente associadas a diques básicos. O mencionado maciço tem porções mais radioativas, evidenciando diferenciação composicional, as quais, são consideradas como relacionadas a processo de greisenização.

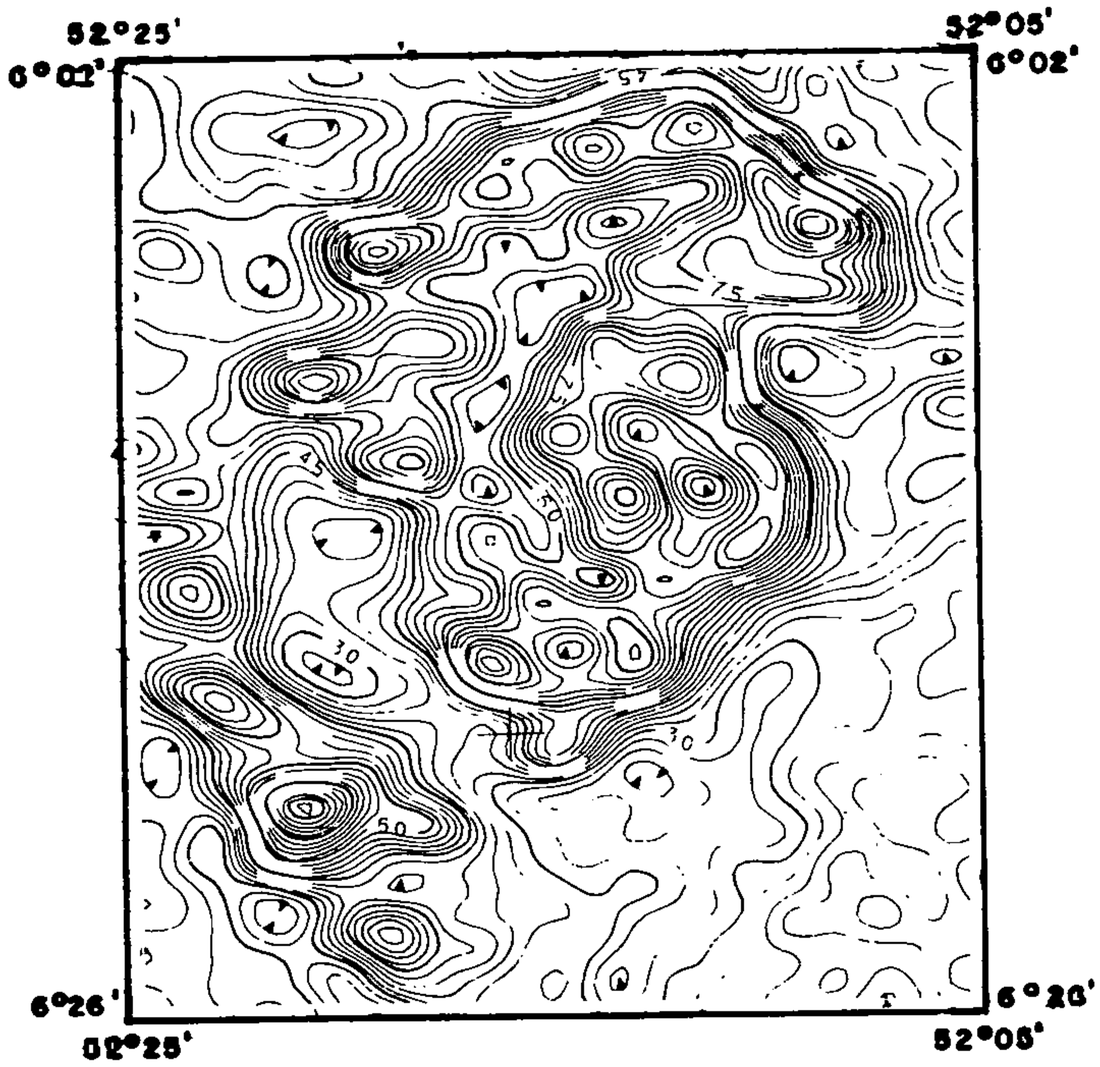


Figura II.5.11 – Feição radiométrica, canal de tório do Maciço Antônio Vicente.

Na porção SW da área de trabalho, observa-se uma feição radiométrica ralacionada a rochas intrusivas ácidas, cuja feição magnética, diferindo dos outros corpos constatados, apresenta um gradiente acentuado na zona de contato, possivelmente associado a concentração de minerais magnéticos, na forma de uma auréola.

Na porção SE desta folha, ocorre uma anomalia radiométrica circular, com diâmetro de aproximadamente 7km, associada ao Maciço Velho Guilherme (figura II.5.12). As linhas de isovalores mostram um *trend* NW-SE, compondo uma faixa de menor radiação que envolve a anomalia circular, que pode estar relacionada a uma porção mais ácida do Granodiorito Rio Maria, ou a vulcânicas ácidas da Formação Iriri, ou ainda, a rochas ácidas do Complexo Xingu.

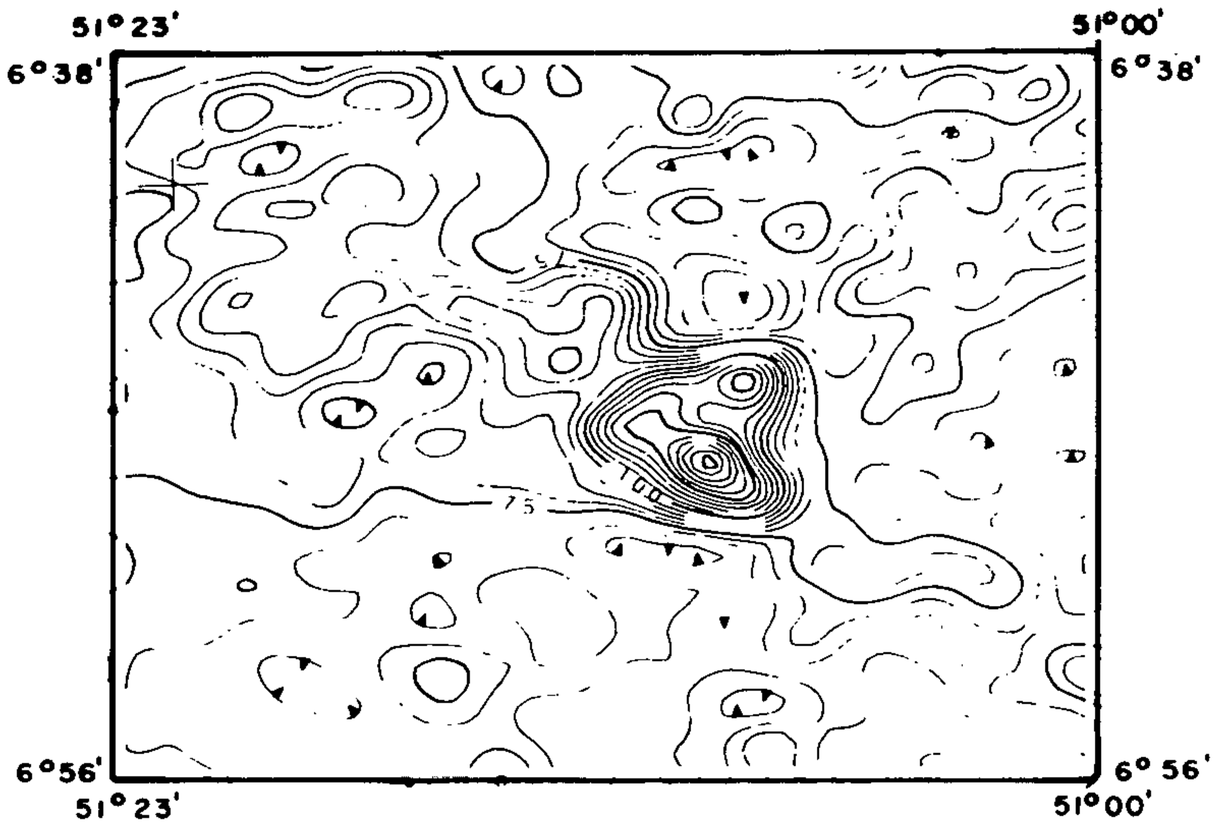


Figura II.5.12 – Feição radiométrica, canal de potássio do Maciço Velho Guilherme.

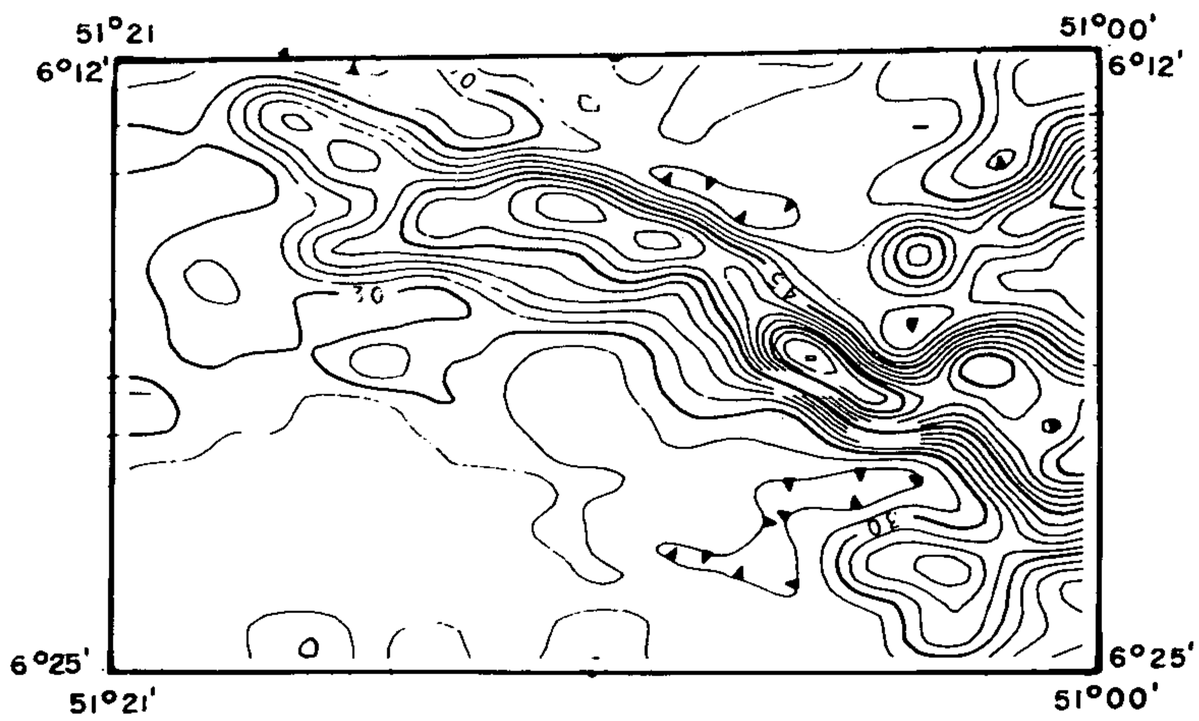


Figura II.5.13 – Feição radiométrica canal de tório, associada ao Granito Plaquê.

Convém citar que, normalmente, estes corpos intrusivos, apresentam anomalias expressivas nos mapas de contorno dos canais de Th, U, K, e de razão U/Th.

O Subdomínio $D_{4.2}$ está associado ao Granito Plaquê, apresentando como característica, forma alongada, e radiação total compreendida entre 1.000 e 1.400cps. As informações litoestruturais sugerem que esses corpos são produtos de cisalhamento dúctil, durante o qual, possivelmente, se processou o enriquecimento em minerais radioativos. Estas feições estão normalmente orientadas segundo a direção E-W e tendem, algumas vezes, para NW-SE e para NE-SW quando associadas ao Sistema Transcorrente Anaporã. Quando estão relacionadas ao Sistema Transcorrente Araraquara, exibem uma orientação segundo N-S. No âmbito destas feições, existem anomalias circulares que foram associadas a pequenos corpos ácidos intrusivos. A figura II.5.13 mostra uma feição radiométrica (canal de tório) associada ao Granito Plaquê, na parte NE da região trabalhada. Nota-se que as curvas de contorno, infletem para SW indicando uma movimentação semelhante as observadas na feição magnética do Grupo Sapucaia.

O Subdomínio $D_{4.3}$ refere-se a uma feição mais potássica, no âmbito da Unidade Granodiorito Rio Maria, com radiação total entre 1.000 e 1.300cps, circundando rochas do Grupo Tucumã.

O Subdomínio $D_{4.4}$ está relacionado a granitóides, possivelmente de composição mais sódica, do Granodiorito Rio Maria, com valores de radiação total inferior a 1.000cps.

O Subdomínio D_{45} compreende feições associadas a metavulcânicas ácidas, fracamente magnéticas, com radiação total entre 1.000 e 1.125cps, existente na parte NE da área de trabalho, pertencente ao Grupo Aquiri.

O Subdomínio $D_{4.6}$ ocorre na parte nordeste da região mapeada, associado a rochas granulíticas ácidas do Complexo Pium, mostrando-se fracamente magnético e com radiação total entre 1.100 e 1.300cps.

Domínio D_5

Apresenta relevo magnético suave, com isodinâmicas espaçadas, sem uma orientação definida e radiotavidade total entre 1.000 e 1.125cps. Litologicamente, está associado a rochas metassedimentares do Grupo São Félix e localizado na parte sul da região mapeada.

5.3.2 Geofísica Terrestre

A interpretação dos perfis gravimétricos, foi feita através da utilização de *software* de modelamento (Gravpoly). Na área do mapeamento foram realizados 3 perfis gravimétricos, denominados A-A', B-B' e C-C', sendo os dois primeiros, segundo aproximadamente N-S e o outro E-W (figura II.5.4), com 105km, 75km e 25km de extensão, respectivamente.

A tabela II.5.1 mostra os valores de densidade, para as rochas coletadas ao longo desses perfis e utilizadas na interpretação dos mesmos.

Os perfis radiométricos foram confeccionados a partir do mapa aerorradiométrico, e visam fornecer informações adicionais, através da correlação destes, com os gravimétricos.

Os perfis gravimétricos, mostram sinais que refletem a presença de diversas anomalias localizadas. As de médio e curto comprimento de onda, típicas de feições estruturais rasas, estão sobrepostas a um padrão regional associado a feições estruturais profundas, estas, modeladas pelas anomalias de grande comprimento de onda. As anomalias de médio e curto comprimento foram associadas a conhecidos corpos aflorantes, próximos dos perfis, e cuja densidade média, de alguns, foi calculada.

Assim, os modelos gravimétricos procuram explicar as anomalias secundárias, indicativas normalmente de corpos mais próximos da superfície ou mesmo aflorantes.

Perfil A-A'

Este perfil está disposto segundo N-S e abrange o maior número de unidades litoestruturais, cortando parte das rochas dos grupos Tucumã, Sapucaia e Aquiri,do Complexo Xingu, do Granodiorito Rio Maria, do Granito Plaquê e rochas máfico-ultramáficas da Suíte Intrusiva Cateté.

Na porção SE do perfil, uma anomalia positiva, da ordem de 12mGal, possivelmente deve estar associada a xistos máficos do Grupo Tucumã, cuja densidade média é de 2,85g/cm^3. Este máximo declina, formando um baixo, que corresponde, no terreno, às rochas das unidades Granodiorito Rio Maria e Complexo Xingu. Seguindo para NNW, ocorre outro máximo, na ordem de 29mGal, relacionado a uma intrusão máfica-ultramáfica da Suíte Intrusiva Cateté, com uma densidade média de 3,73g/cm^3. Esta intrusão está caracterizada por uma forte anomalia positiva e relacionada a material mantélico que ascendeu durante a fase distensiva do Proterozóico Médio. A anomalia encontra-se compreendida entre os marcos 30km e 65km (figura II.5.14) e o seu comprimento de onda - devido ao espaçamento das leituras gravimétricas - envolve sinais de intrusões da Suíte Intrusiva Cateté, e das rochas metamáficas do Grupo Sapucaia. O perfil radiométrico caracteriza melhor estas unidades, através de baixos radiométricos (contagem total), conforme observado na figura II.5.14, além de evidenciar a presença de altos radiométricos, entre essas duas unidades e indicar a ocorrência de rochas ácidas pertencentes ao Complexo Xingu.

Ainda no perfil *Bouguer*, entre os marcos 65km e 80km, observa-se outro baixo gravimétrico, na ordem de -8mGal, associado a rochas do Complexo Xingu, de densidade média de 2,65g/cm^3. Dirigindo-se para NNW, tem-se a

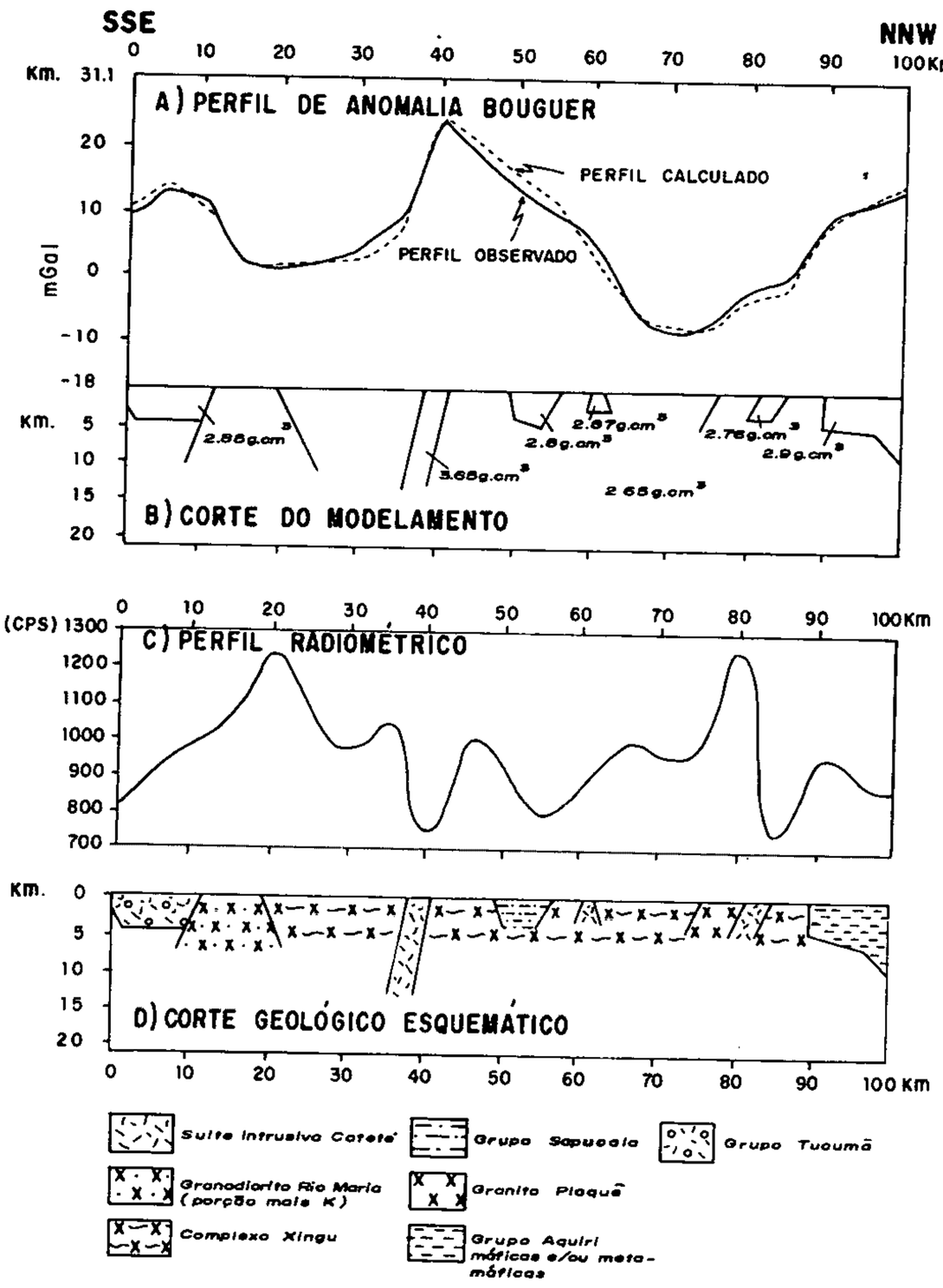


Figura II.5.14 – Perfil A-A' – Integração geofísica/geológica.

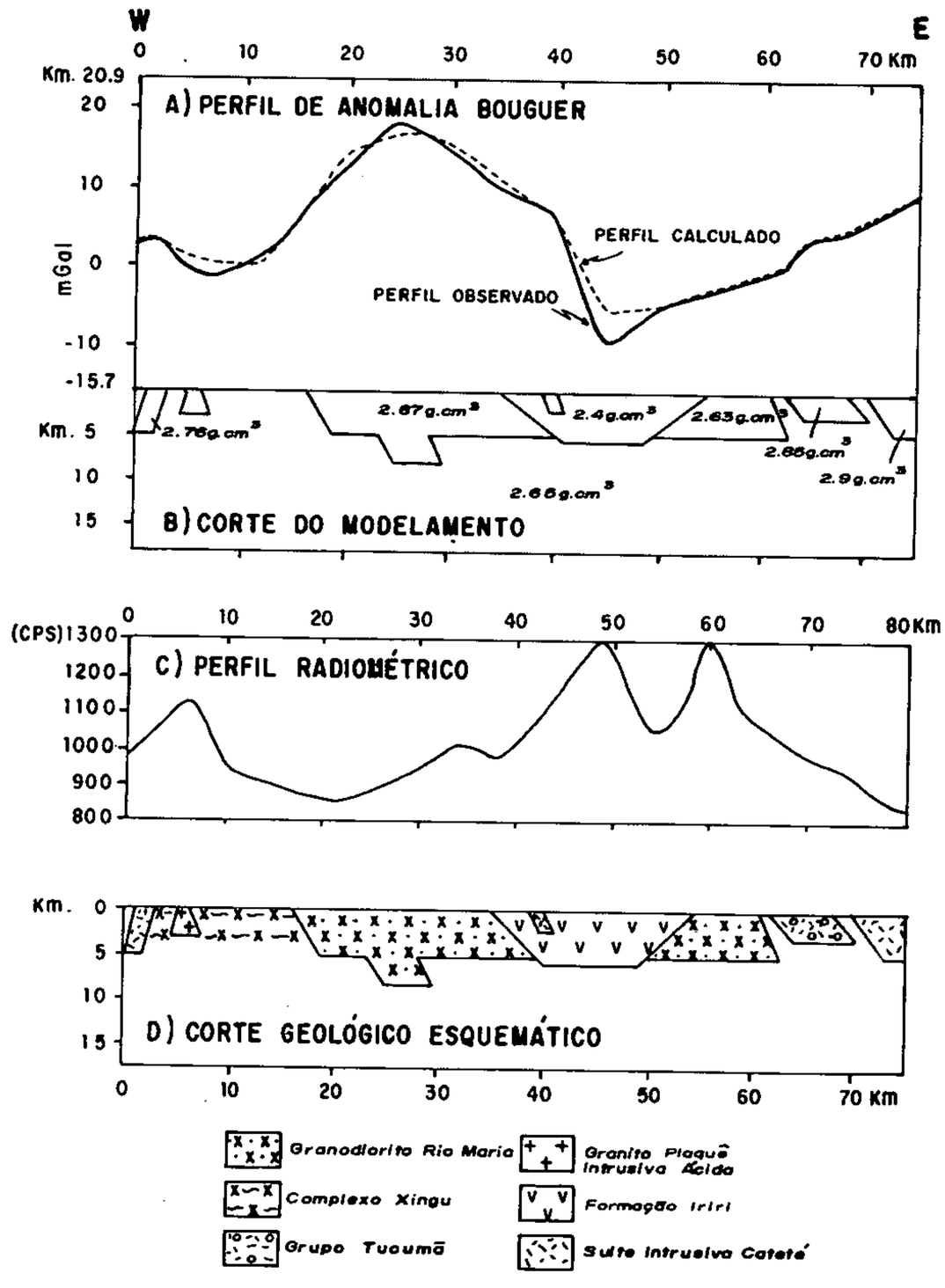


Figura II.5.15 – Perfil B-B'– Integração geofísica/geológica.

retomada da tendência ascendente, indicando a presença de rochas densas (máficas, ultramáficas e formações ferríferas), associadas ao Grupo Aquiri.

Perfil B-B'

Este perfil atravessa terrenos com rochas do Grupo Tucumã, Granodiorito Rio Maria, Complexo Xingu, Granito Plaquê, Formação Iriri e pequenos corpos máficos-ultramáficos da Suíte Intrusiva Cateté (figura II.5.15). Na parte W apresenta-se com valores próximos a 2mGal, em área onde predominam rochas ácidas do Complexo Xingu e eventuais intrusões básicas. Na altura do marco 5km, observa-se um baixo, que no terreno coincide com um corpo granítico, possivelmente de natureza intrusiva. Seguindo em direção a E, tem-se uma anomalia entre os marcos 15km e 39km, que atinge valores próximos a 18mGal. O mapeamento geológico efetuado indica, no local, a presença de granodioritos cuja densidade média é de 2,87g/cm^3. Em direção ao oriente, entre os

marcos 37km e 50km, ocorre outro baixo gravimétrico, com valor próximo a -10mGal, possivelmente associado a rochas vulcânicas da Unidade Iriri. Nota-se em seguida, a retomada do crescimento dos valores gravimétricos a indicar, sugestivamente, a presença de rochas de composição mais sódica.

Entre os marcos 60km e 70km tem-se um pequeno desnível, que possivelmente está relacionado ao contato da Unidade Granodiorito Rio Maria com o Grupo Tucumã. Os valores mostram um crescimento tendendo para E, apontando rochas mais densas na extremidade oriental. O mapa aeromagnético reforça a indicação gravimétrica através de anomalias associadas a corpos máfico-ultramáficos.

Perfil C-C'

Localiza-se na região centro-sul da área de trabalho, abrangendo as rochas do Complexo Xingu, do Grupo São Félix e da Suíte Intrusiva Cateté.

O modelamento desse perfil (figura II.5.16), revelou um baixo gravimétrico na sua parte central, crescendo para as duas extremidades, indicando a presença de rochas de mais alta densidade.

O mapeamento geológico revela, para esse baixo gravimétrico, a presença de rochas metassedimentares do Grupo São Félix. Nos dois flancos ascendentes, afloram gnaisses e migmatitos, de composição granítica, do Complexo Xingu, além do corpo máfico-ultramáfico da Suíte Intrusiva Cateté.

A interpretação mostra que os metassedimentos, encontram-se alojados em uma zona rebaixada do Complexo Xingu, cuja base apresenta um relevo ondulado.

Ao norte do baixo gravimétrico, observa-se uma anomalia positiva bastante expressiva, associada a um corpo intrusivo máfico-ultramáfico da Unidade Cateté. Esse corpo, pode também ser identificado no mapa aeromagnético, exibindo anomalias do tipo máximo-mínimo-máximo. Prosseguindo na direção norte, a interpretação gravimétrica admite a possibilidade da existência de um outro corpo, subaflorante, de menor densidade que o citado máfico-ultramáfico, porém, ainda considerado como pertencente à Suíte Intrusiva Cateté.

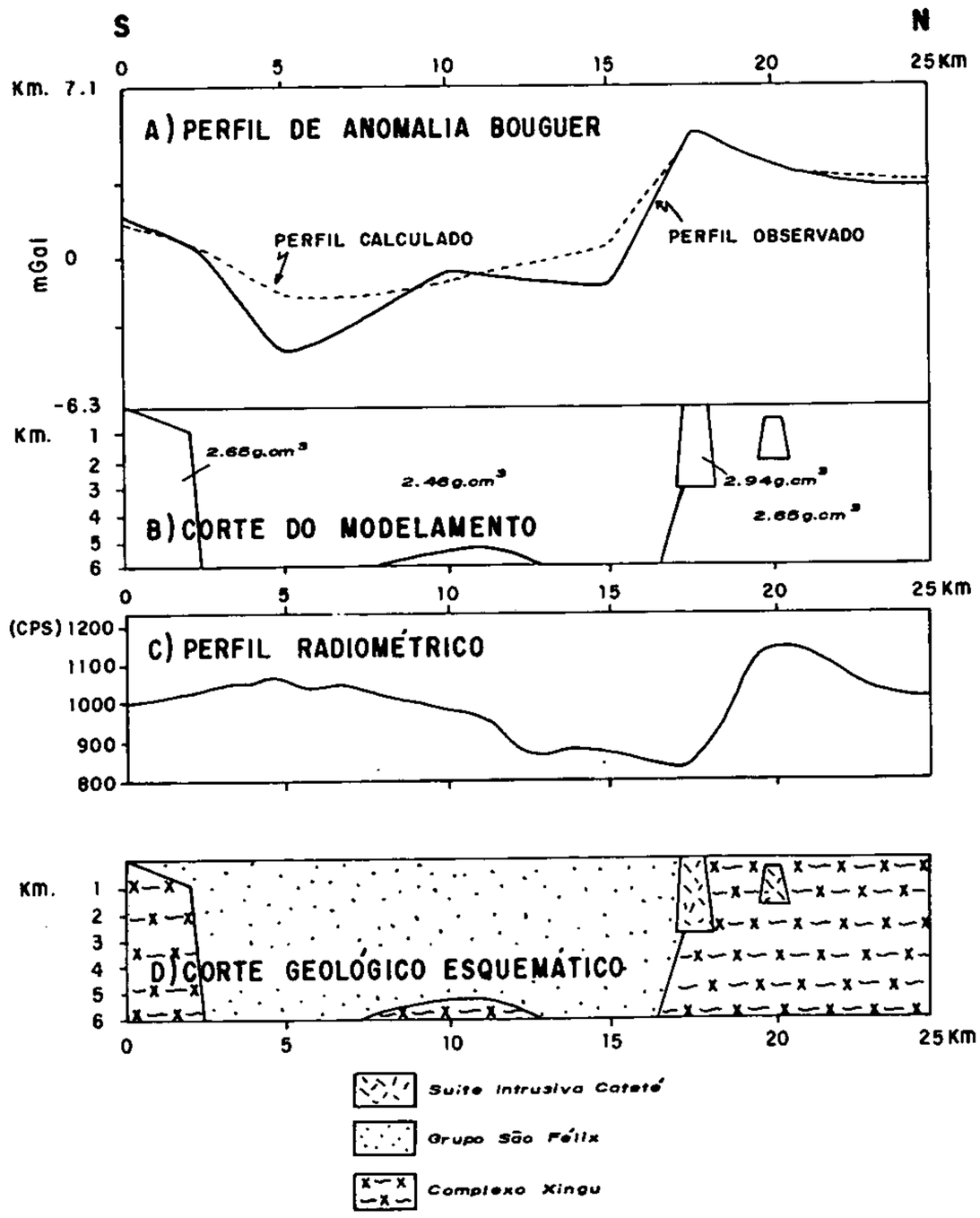


Figura II.5.16 – Perfil C-C'– Integração geofísica/geológica.

5.3.3 Aspectos Estruturais Magnéticos e Radiométricos

Os arranjos das isolinhas magnéticas e radiométricas permitem identificar algumas feições estruturais, tais como, áreas de maior ou menor deformação, padrões de falhamentos e etc. Assim, pode-se identificar quatro sistemas predominantes de lineamentos E-W, NW-SE, NE-SW e N-S.

O sistema E-W, é representado por alinhamentos magnéticos e radiométricos produzidos, respectivamente, por rochas máficas e ultramáficas dos grupos Sapucaia e São Félix, da Suíte Intrusiva Cateté e pelas rochas ácidas do Granito Plaquê. Localmente, tais feições sugerem transcorrências resultantes de uma compressão oblíqua.

A medida que se aproxima da região centro-norte da área mapeada, os alinhamentos magnéticos e radiométricos começam a infletir para NE-SW. A anomalia magnética do Grupo Sapucaia apresenta inflexões, sugerindo movimentação sinistral (figura II.5.6).

As fraturas NE-SW e NW-SE ocorrem em toda a região, identificadas através de alinhamentos magnéticos e/ou deslocamentos destes eixos, por vezes, relacionados a diques básicos mesozóicos (Diabásio Cururu).

Os fraturamentos N-S foram observados na parte central da área mapeada, afetando principalmente as rochas do Grupo São Félix e do Complexo Xingu, sendo caracterizados pela quebra das isodinâmicas e dos alinhamentos magnéticos. Estas anomalias sugerem movimentação dextral.

Além destes quatro sistemas de lineamentos, os dados geofísicos permitem reconhecer parte da megaestrutura, de forma sigmoidal, assinalada na Folha Serra do Carajás, por Araújo *et al.* (1988). No NE da Folha São Félix do Xingu, as rochas magnéticas do Grupo Aquiri mostram um arqueamento, que se estende para as regiões vizinhas a NE e NW.

Na porção NNW da área de trabalho, o Grupo São Sebastião também exibe um aspecto arqueado e apresenta-se magneticamente semelhante ao Aquiri, compondo o Sistema Transcorrente Anaporã.

Na região central da área mapeada, as anomalias magnéticas atribuídas as formações ferríferas, e às rochas máfico-ultramáficas do Grupo São Félix, são freqüentemente interrompidas, deslocadas e rotacionadas por movimentos tectônicos. Neste contexto, estão presentes os quatro sistemas de lineamentos principais, evidenciando no sistema N-S uma movimentação de caráter dextral.

Interessante citar que, dessa parte central da área de estudo para W, observa-se uma feição magnética também associada a rochas máfico-ultramáficas e formações ferríferas do Grupo São Félix, com os eixos das anomalias orientados na direção E-W. Isto demonstra, que esta parte da unidade, apesar de pertencer ao mesmo evento tectônico, apresenta resposta diferente na disposição dos eixos magnéticos. Convém acrescentar, que na parte central da região em estudo, ocorrem diversas feições radiométricas, que foram associadas a rochas efusivas ácidas (Formação Iriri), as quais, podem ter contribuído tectonicamente para a existência das distorções das feições magnéticas.

Nas porções centro-noroeste, centro-norte e nordeste da área de trabalho, ocorrem anomalias de radiação total, alongadas segundo as direções NE-SW, E-W e NW-SE, respectivamente. Estas feições foram associadas aos granitóides Plaquê, que nas mencionadas regiões, estão associados as direções predominantes dos sistemas estruturais, que compõem o Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas. Na faixa central, em terrenos ar-

queanos, geralmente as feições radiométricas indicam uma tendência para a direção E-W, de acordo com a orientaçao regional do Domínio Imbricado.

O mapa magnético (campo total) apresenta, na parte W da região de trabalho, um contraste de feições que foi utilizado para delimitar, inferidamente, a presenca de dois domínios geotectônicos, relacionados a rochas vulcânicas não deformadas do Proterozóico, que constituem a Bacia do Médio Xingu, e, a rochas arqueanas retrabalhadas, que compõem o Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas. No domínio das vulcânicas, algumas anomalias magnéticas podem ser resultantes de ação tectônica, mas, também podem estar refletindo feições magnéticas de rochas arqueanas sotopostas ao derrame vulcânico. Nota-se ainda que a mudança de direção do curso do rio Xingu, de NE-SW para E-W e em seguida para NW-SE, coincide com o trend E-W do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas e com a estruturação observada nas rochas dos grupos Sapucaia e São Félix.

6 Geoquímica

6.1 Petroquímica

6.1.1 Panorama Petroquímico das Seqüências Metavulcano-Sedimentares Arqueanas da Folha São Félix do Xingu

6.1.1.1 Introdução

Como decorrência do mapeamento geológico da Folha São Félix do Xingu, na escala 1:250.000, foram cartografadas cinco unidades metavulcano-sedimentares de idade arqueana, a saber: Grupos Tucumã, Sapucaia, Aquiri, São Félix e São Sebastião.

Visando complementar os estudos geológicos dessas unidades, procedeu-se a coleta de um expressivo número de amostras de rochas, constituídas de metassedimentos e metavulcânicas ácidas e básicas. Nessas amostras, foram analisados os óxidos dos elementos maiores (SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO, MgO, CaO, Na_2O, TiO_2, P_2O_5), além de H_2O e perda ao fogo e elementos-traço, no Laboratório Central de Análises Minerais da CPRM-LAMIN, e os elementos de terras-raras no Laboratório da GEOSOL. As sistemáticas analíticas e controles de qualidade estão descritos no Manual de Controle de Qualidade do LAMIN, e em Dutra (1984).

Na avaliação do panorama petroquímico adotou-se como estratégia, o estudo integrado e comparativo dessas cinco unidades que, embora situadas em ambientes geotectônicos distintos – terreno granito-*greenstone* para o Grupo Tucumã; terreno granito-*greenstone* retrabalhado por cisalhamento para o Grupo Sapucaia; e associadas a sistemas transcorrentes do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas para os grupos Aquiri, São Sebastião e São Félix – constituem seqüências supracrustais

vulcano-sedimentares, submetidas a metamorfismo de fácies xisto-verde (figura II.6.1). Desenvolveu-se então, investigações do quimismo, isoladamente, dos metassedimentos, das metavulcânicas ácidas e das básico-ultrabásicas, concluindo-se com a visão integrada desses litotipos, de modo a desvendar o seu arcabouço geotectônico compatibilizado com o contexto geológico.

6.1.1.2 Composição dos Metassedimentos

Para estudar a composição dos metassedimentos foram analisadas 35 amostras distribuídas entre as unidades Tucumã (onze), Sapucaia (nove), São Félix (sete) e Aquiri (oito). Dos dados químicos específicos para cada unidade, o que se depreende inicialmente , quando da inspeção dos dados das tabelas

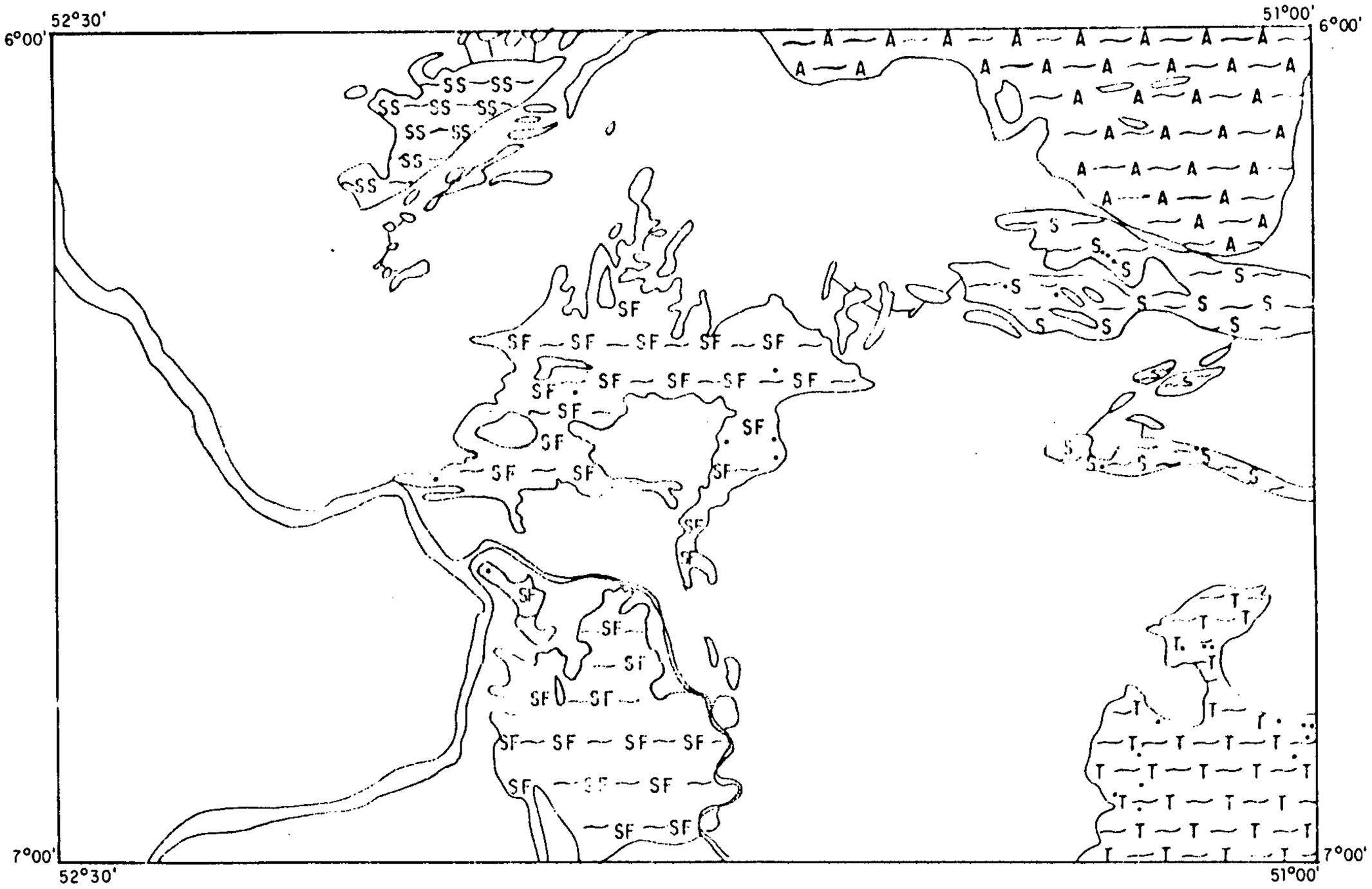


Figura II.6.1 – Cartograma mostrando a distribuição dos pontos de amostragem para estudos litogeoquímicos nas seqüências vulcano sedimentares arqueanas (Grupo Tucumã, Grupo Sapucaia, Grupo Aquiri, Grupo São Félix e Grupo São Sebastião, na Folha São Félix do Xingu.

II.6.1 a II.6.4, é a constante heterogeneidade, tanto a nível de óxidos, como dos elementos-traço, desses conjuntos rochosos, marcados por fortes desvios-padrões, em relação às médias aritméticas calculadas para as unidades. Tal fato reflete, sem dúvida, as variações litológicas (interacamadamentos) presentes nesses conjuntos, o que por sua vez, é uma decorrência das variações dos regimes de sedimentação, como por exemplo, escorregamento e correntes de turbidez. Condie (1967) ao analisar a química de grauvacas do *Greenstone Belt South Pass*, Wyoming, USA, constatou, também, grande variabilidade composicional entre as camadas.

A nível dos óxidos dos elementos maiores os dados das tabelas II.6.1 a II.6.4, demonstram as seguintes características para essas unidades:

a) O Grupo Tucumã é a unidade mais sódica, embora seja comparável às unidades Sapucaia e Aquiri, quanto ao potássio. No Grupo São Félix, apenas duas amostras (AV-289A e EM-404), apresentam valores elevados dos percentuais em peso de K_2O, sendo que, (figura II.6.2a-d) as razões Na_2O/K_2O em todas as unidades é inferior a 1, o que demonstra o carácter potássico dos litotipos analisados, semelhantes aos argilitos arqueanos (Condie, 1981 – p. 141, tabela 45).

b) Os mais altos percentuais de SiO_2 (até 87%) são encontrados no Grupo Aquiri, seguindo-se, em ordem decrescente, os grupos Tucumã, Sapucaia e São Félix.

c) No Grupo Sapucaia encontra-se a maior incidência de elevados percentuais de MgO (a amostra AV-56 chega a ter 24% de MgO), com média de 8,01%, seguindo-se os grupos Tucumã, Aquiri e São Félix, com médias de 2,86, 1,91 e 0,13, respectivamente.

d) Os percentuais de CaO são, na grande maioria das amostras, inferiores a 1%, à exceção das amostras do Grupo Tucumã: AV-291 (2,10%), EM-42 (1,8%) e EM-43 (1,9%). Trata-se, portanto, de percentuais semelhantes aos encontrados nos folhelhos pós-arqueanos da Austrália (Taylor e McLennan, 1985, p. 25, tabela 27), em geral, bem mais baixos do que aqueles dos argilitos dos pares grauvaca-argilito arqueanos, segundo Condie (1981 – p. 141, tabela 45), bem como, da média da crosta continental pré-cambriana (3,3%), da média dos tonalitos arqueanos (3,55%) e da crosta continental superior (4,2%), de acordo com os dados de Taylor e McLennan (1985 – p. 46, tabela 2.15).

e) O Grupo São Félix tem como principal característica, os mais altos percentuais de Fe_2O_3, alcançando até 57,50% na amostra EM-213b, e uma média de 47,58% para a unidade, à exceção das amostras AV-289A e EM-404. Na verdade, considerando-se os percentuais dos demais óxidos, conforme mostrados na tabela II.6.4 conclui-se que os espécimes desta unidade constituem tipicamente uma BIF (*banded iron formation*), conforme mostra Goodwin (1982 – p. 458 tabela 1) e, possivelmente, do tipo Lago Superior, cuja deposição foi predominantemente (92%) no período de 2.000-2.500M.a. (Proterozóico Inferior). Esta correlação não está baseada em fatos diagnósticos, mas apenas naqueles presumíveis, tais como, os baixos percentuais de componentes carbonáticos (Ca, Mg e Mn). As razões FeO/Fe_2O_3 são, na sua maioria, inferiores a 1, havendo exceção apenas para algumas amostras dos grupos Tucumã (AV-26, AV-21, EM-42, EM-43 e EM-75B) e Sapucaia (AV-196B, AV-308 e AV-355), situação esta inversa ao constatado para as grauvacas e argilitos arqueanos de Condie (1981 – p. 140-141, tabelas 44 e 45). Tal fato, indica possivelmente que o ambiente onde se depositaram estas unidades foi mais raso e com forte energia. As *BIF* da Unidade

Tabela II.6.1 – Dados químicos das rochas metassedimentares do Grupo Tucumã.

	AV-26	AV-71	AV-18	AV-291	AV-294	AV-319	EM-03C	EM-04	EM-42	EM-43	EM-75B
n = 11 amostras											
SiO_2	71,10	67,30	56,00	74,60	68,50	64,10	81,40	60,80	63,90	62,70	65,20
Al_2O_3	11,30	14,20	20,80	11,30	15,10	17,50	8,30	18,40	15,10	14,20	15,60
Fe_2O_3	1,80	2,60	6,70	3,40	4,70	3,20	2,30	5,30	2,80	2,70	2,00
FeO	2,20	2,90	2,80	0,80	0,77	3,00	0,77	2,10	4,40	5,10	2,30
MnO	0,03	0,08	0,06	0,03	0,03	0,06	0,03	0,03	0,09	0,10	0,03
MgO	5,10	3,80	2,10	0,07	1,30	2,20	0,66	2,00	3,50	4,60	6,10
CaO	0,17	0,07	0,07	2,10	0,03	0,03	0,77	0,17	1,80	1,90	0,07
Na_2O	0,16	0,13	0,33	0,10	0,11	0,24	2,30	0,16	3,10	3,10	0,16
K_2O	2,70	3,50	4,60	2,90	4,40	3,90	1,60	5,60	2,50	2,80	3,30
TiO_2	0,42	0,42	0,83	0,12	0,42	0,52	0,36	0,68	0,83	0,73	0,33
P_2O_5	0,08	0,10	0,07	0,11	0,14	0,08	0,05	0,08	0,20	0,22	0,05
Total	95,06	95,10	94,36	95,53	95,50	94,83	98,54	95,32	98,22	98,15	95,14
Na_2O/K_2O	0,06	0,04	0,07	0,03	0,03	0,06	1,44	0,03	1,24	1,11	0,05
Fe_2O_3/FeO	0,82	0,90	2,39	4,25	6,10	1,07	2,99	2,52	0,64	0,53	0,87
Al_2O_3/Na_2O	70,63	109,23	63,03	113,00	137,27	72,92	3,61	115,00	4,87	4,58	97,50
Zr	184	221	173	150	300	275	70	100	70	30	70
Y	38	34	12	15	27	16	8	15	10	8	10
Rb	220	176	382	249	295	309	0	0	0	0	0
Ba	300	300	30	300	1.650	500	150	700	500	100	150
Sr	33	19	22	6	12	16	75	50	200	150	50
Nb	7,50	7,50	7,50	7,50	7,50	7,50	7,50	7,50	7,50	7,50	7,50
Ni	35	60	120	50	115	75	10	70	70	50	30
V	50	50	50	8	50	100	20	100	100	70	50
Sc	7,00	10,00	15,00	3,75	10,00	20,00	3,75	15,00	15,00	7,00	7,00
Rb/Sr	6,67	9,26	17,36	41,50	24,58	19,31	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Zr/Nb	24,53	29,47	23,07	20,00	40,00	36,67	9,33	13,33	9,33	4,00	9,33
La	72,64	21,62					13,79		18,06		6,22
Ce	21,14	24,80					30,38		43,52		12,70
Nd	74,68	25,40					11,39		18,53		6,01
Sm	13,10	4,88					2,03		3,43		1,20
Eu	2,65	1,22					0,49		0,79		0,34
Gd	8,85	4,29					1,48		2,37		1,16
Dy	7,10	2,91					1,38		1,67		1,32
Ho	1,36	0,56					0,27		0,34		0,30
Er	3,38	1,40					0,76		0,94		1,00
Yb	2,76	1,26					0,85		0,95		1,13
Lu	0,37	0,16					0,13		0,14		0,17
Eu/Eu*	0,71	0,80					0,82		0,80		0,87
(La/Yb)N	17,67	11,54					10,84		12,68		3,70
(Gd/Yb)N	2,58	2,75					1,40		2,00		0,83
(La/Sm)N	3,48	2,78					4,26		3,30		3,24
SUM-ETRL	181,56	76,70					57,59		83,54		26,13
SUM-ETRP	23,86	10,60					4,90		6,44		5,10
SUM-ETR	208,07	88,52					62,99		90,77		31,59

Tabela II.6.2 – Dados químicos das rochas metassedimentares do Grupo Sapucaia.

	AV-47	AV-56	AV-196A	AV-196B	AV-351	AV-352	AV-353	AV-355
n = 08 amostras								
SiO_2	62,60	43,80	81,60	58,70	76,70	71,80	74,90	48,80
Al_2O_3	13,20	7,10	10,40	15,10	13,20	14,20	14,20	14,20
Fe_2O_3	9,70	11,00	1,10	6,20	0,87	0,89	1,20	2,90
FeO	1,00	6,00	0,14	6,60	0,22	0,14	0,26	11,20
MnO	0,13	0,05	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,13
MgO	2,50	24,00	0,41	4,50	1,70	5,00	1,80	12,50
CaO	0,07	0,07	0,03	0,24	0,03	0,07	0,03	0,03
Na_2O	0,09	0,03	0,21	0,11	0,34	0,32	0,39	0,05
K_2O	4,80	0,03	3,40	2,60	3,30	3,00	3,40	0,05
TiO_2	1,30	0,52	0,03	0,94	0,17	0,17	0,25	3,00
P_2O_5	0,21	0,22	0,03	0,30	0,03	0,07	0,08	0,14
Total	92,82	97,38	95,32	96,59	95,69	96,54	93,00	93,00
Na_2O/K_2O	0,02	1,00	0,06	0,04	0,10	0,11	0,11	1,00
Fe_2O_3/FeO	9,70	1,83	7,86	0,94	3,95	6,36	4,62	0,26
Al_2O_3/Na_2O	146,67	236,67	49,52	137,27	38,82	44,38	36,41	284,00
Zr	334	49	15	394	326	345	286	237
Y	25	5	5	36	5	86	93	139
Rb	366	48	109	29	152	172	167	5
Ba	2.550	200	620	920	320	360	560	280
Sr	5	5	10	10	15	30	20	10
Nb	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5
Ni	40	1.600	4	10	7	4	4	30
V	70	70	3,75	70	20	15	7,5	150
Sc	0	0	0	0	0	0	0	0
Rb/Sr	73,20	9,60	10,90	2,90	10,13	5,73	8,35	0,50
Zr/Nb	44,53	6,53	2,00	52,53	43,47	46,00	38,13	31,60

Tabela II.6.3 – Dados químicos das rochas metassedimentares do Grupo Aquiri.

	AV-335	AV-338	AV-339	AV-340A	AV-340B	AV-342A	AV-348C	AV-413
n = 08 amostras								
SiO_2	74,30	83,50	55,90	82,20	80,40	60,20	86,80	70,00
Al_2O_3	13,20	8,00	23,10	7,80	10,40	12,30	4,30	14,20
Fe_2O_3	1,20	1,50	8,10	1,70	2,50	10,30	5,60	1,50
FeO	0,20	0,10	0,05	1,20	0,17	4,20	0,12	1,60
MnO	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,11	0,03	0,03
MgO	4,00	0,40	0,26	0,64	0,03	4,70	0,03	5,20
CaO	0,02	0,03	0,02	0,23	0,03	0,14	0,03	0,03
Na_2O	0,40	0,59	0,67	0,81	0,08	0,07	0,03	0,19
K_2O	3,30	2,20	5,30	2,50	3,00	2,70	0,18	2,90
TiO_2	0,17	0,31	0,44	0,37	0,50	0,52	0,13	0,03
P_2O_5	0,03	0,03	0,06	0,03	0,03	0,10	0,03	0,03
Total	96,84	96,68	93,92	97,51	97,17	95,34	97,28	95,71
Na_2O/K_2O	0,12	0,27	0,13	0,32	0,03	0,03	0,17	0,07
Fe_2O_3/FeO	6,00	15,00	162,00	1,42	14,71	2,45	46,67	0,94
Al_2O_3/Na_2O	33,00	13,56	34,48	9,63	130,00	175,71	143,33	74,74
Zr	255	289	318	276	307	311	240	131
Y	38	5	7,5	5	5	16	86	5
Rb	128	146	252	84	128	172	7,5	71
Ba	400	600	920	620	400	1.000	35	360
Sr	10	35	50	35	5	15	10	5
Nb	8	8	8	8	8	8	8	8
Ni	7	15	30	30	70	4	70	30
V	20	20	100	30	50	10	50	20
Sc	3,75	3,75	20,00	3,75	5,00	5,00	3,75	5,00
Rb/Sr	12,80	4,17	5,04	2,40	25,60	11,47	0,75	14,20
Zr/Nb	34,00	38,53	42,40	36,80	40,93	41,47	32,00	17,47

Tabela II.6.4 – Dados químicos das rochas metassedimentares do Grupo São Félix.

	AV-289A	AV-364	AV-370	EM-213B	EM-232	EM-303	EM-404
				n = 07 amostras			
SiO_2	74,00	39,30	40,20	34,60	59,00	59,50	83,70
Al_2O_3	16,10	3,50	2,60	3,80	0,24	0,24	8,50
Fe_2O_3	0,69	52,00	54,20	57,50	39,40	34,80	2,30
FeO	0,17	0,19	0,77	0,33	0,24	0,10	0,48
MnO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
MgO	0,41	0,03	0,03	0,05	0,07	0,03	0,28
CaO	0,03	0,07	0,07	0,07	0,10	0,03	0,17
Na_2O	0,15	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,10
K_2O	5,10	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	2,60
TiO_2	0,33	0,12	0,50	0,12	0,02	0,03	0,25
P_2O_5	0,05	0,10	0,08	0,19	0,06	0,10	0,03
Total	97,06	95,40	98,54	96,75	99,22	94,92	98,44
Na_2O/K_2O	0,03	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,04
Fe_2O_3/FeO	4,06	273,68	70,39	174,24	164,17	348,00	4,79
Al_2O_3/Na_2O	107,33	116,67	86,67	126,67	8,00	8,00	85,00
Zr	307	7,5	7,5	7,5	5	5	168
Y	18	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	5
Rb	212	0	0	0	0	0	0
Ba	1.200	15	30	15	15	15	195
Sr	5	50	50	50	50	50	15
Nb	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5
Ni	20	15	5	10	5	2,5	5
V	20	30	20	20	7,5	7,5	30
Sc	10	3,75	5	5	2,5	2,5	3,75
Rb/Sr	42,40	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Tabela II.6.5 – Distribuição dos principais óxidos de elementos maiores para as BIFs da fácies óxido – Grupo São Félix.

Óxidos	*BIF* do fácies óxido*	Grupo São Félix na Folha São Félix do Xingu	X1*	X2*	X3
SiO_2	42,8-76,4	46,80	54,3	37,86-44,06	40,15
TiO_2	0,03-0,08	0,14	0,04	–	Nd
Al_2O_3	0,48	2,08	0,48	0,52-1,04	0,8
FeO	19,5	0,33	1,95	0,52-6,71	1,6
Fe_2O_3	41,33	47,58	41,33	53,99-59,64	50,1
MgO	0,94-0,91	0,04	0,2	0,01-0,02	1,4
MnO	0,04	0,03	0,07	0,01-0,04	0,10
CaO	–	0,07	0,9	0,14-0,21	2,0
Na_2O	–	0,03	0,08	0,11-0,12	Nd
K_2O	–	0,03	0,08	0,10-0,14	Nd
P_2O_5	–	0,09	0,13	0,02-0,05	0,01

X1 – média das *BIFs* da fácies óxido da Suíte Metamórfica Vila Nova.
X2 – composição química da *BIF* fácies óxido da Serra dos Carajás.
X3 – média das *BIFs* do Lago Superior, distrito de Menominee, Michigan USA (James, 1966 – tabela 10).

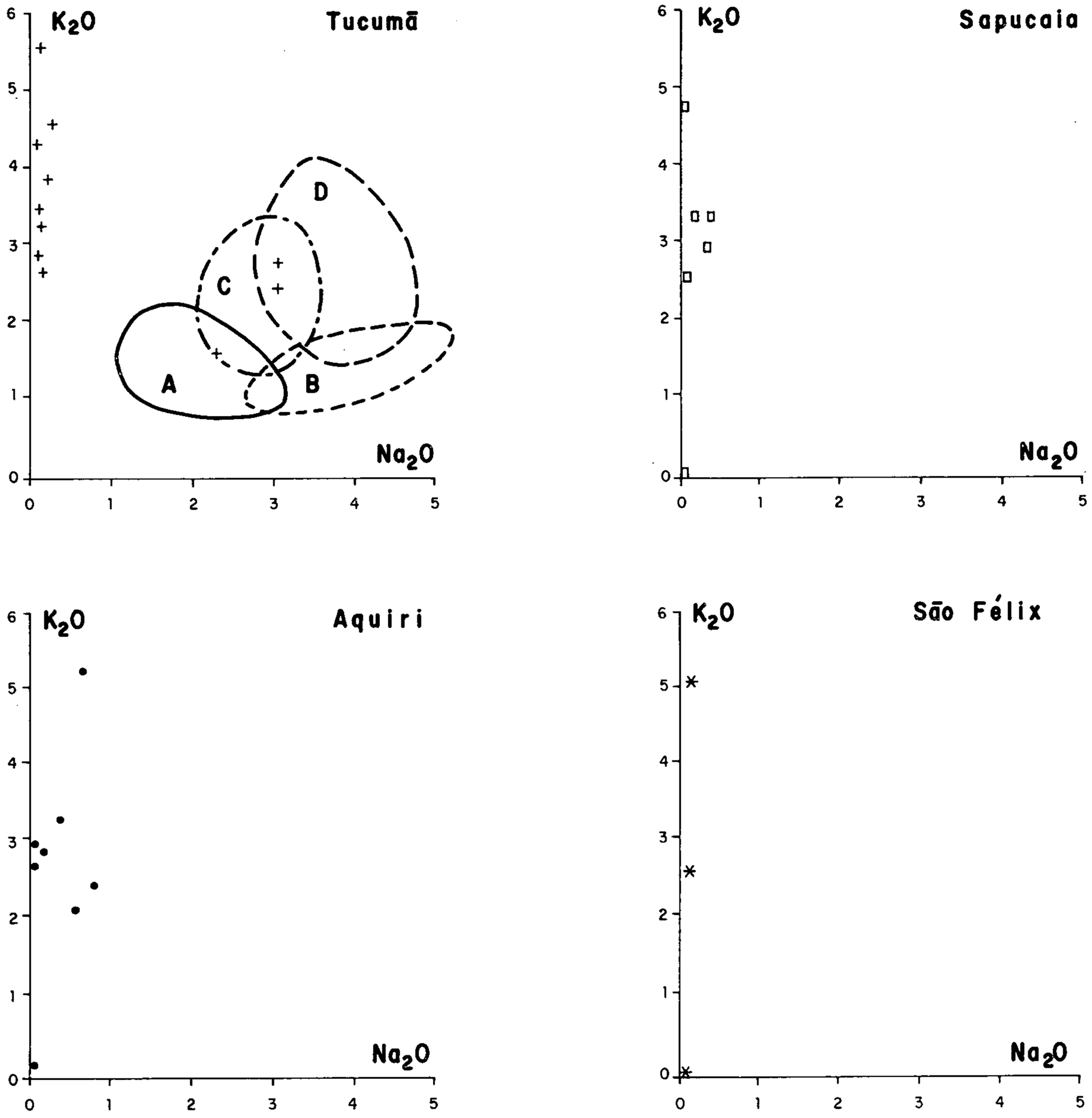


Figura II.6.2 – Distribuição K_2O-Na_2O nos metassedimentos arqueanos: Tucumã, Sapucaia, Aquiri e São Félix do Xingu. Os campos das grauvacas arqueanas, segundo Condie et al. (1970) estão plotados para comparação. A: Formação Sheba; B: Kalgoorlie; C: Formação Belvue Road; D: Wyoming. Observe a pobreza em álcalis do Grupo São Félix onde a maioria das amostras (05), está concentrada no ponto de origem do diagrama. Ressalta-se também o caráter eminentemente potássico das demais unidades.

São Felix são do fácies óxidos, de acordo com os padrões de alguns óxidos relacionados na tabela II.6.5.

Os índices de maturidade química (Al_2O_3/Na_2O) são extremamente elevados, quando comparados com aqueles das grauvacas e argilitos arqueanos de Condie *et al.* (1981), o que reflete a composição da área fonte e processos diagenéticos, como por exemplo, a mobilização do sódio. Segundo Ronov *et al.* (1963 in: Rosler e Lang, 1972 – p. 287, figura 78), o aumento desse índice está relacionado a climas úmidos de ambiente continental.

Esta maturidade química, está também refletida no diagrama CaOx100-Sr-Yx10, de Holland e Winchester (1983), figura II.6.3 onde os pontos representativos das unidades, tendem a se concentrar no vértice Y*x*10, demonstrando alta maturidade. Apenas o Grupo Tucumã caracteriza-se como mais imaturo, indicando possivelmente, uma fonte mista para a formação de suas rochas sedimentares.

Os elementos-traço são também muito variados, estando os ferromagnesianos (Sc, V e Ni), mais enriquecidos na Unidade Tucumã e mais empobrecidos nas unidades Aquiri, São Félix e Sapucaia (exceto na amostra AV-56).

Os elementos Zr, Y, Ba, Rb, Sr e Nb, estão distribuídos de modo irregular mas, vias de regra, quando comparados com a média da crosta continental superior (segundo Taylor e McLennan, 1985 – p. 46, tabela 2.15), são considerados pobres nas unidades Tucumã, São Félix e Aquiri (a exceção do Rb) e ricos na Unidade Sapucaia (exceção do Sr). O Zr é também enriquecido na Unidade Aquiri. A maior maturidade da unidade Sapucaia, se confirma pela sua maior concentração em Y, comparativamente às demais unidades.

Considerando-se as razões Rb/Sr das unidades Tucumã, Sapucaia, Aquiri e São Félix, con-

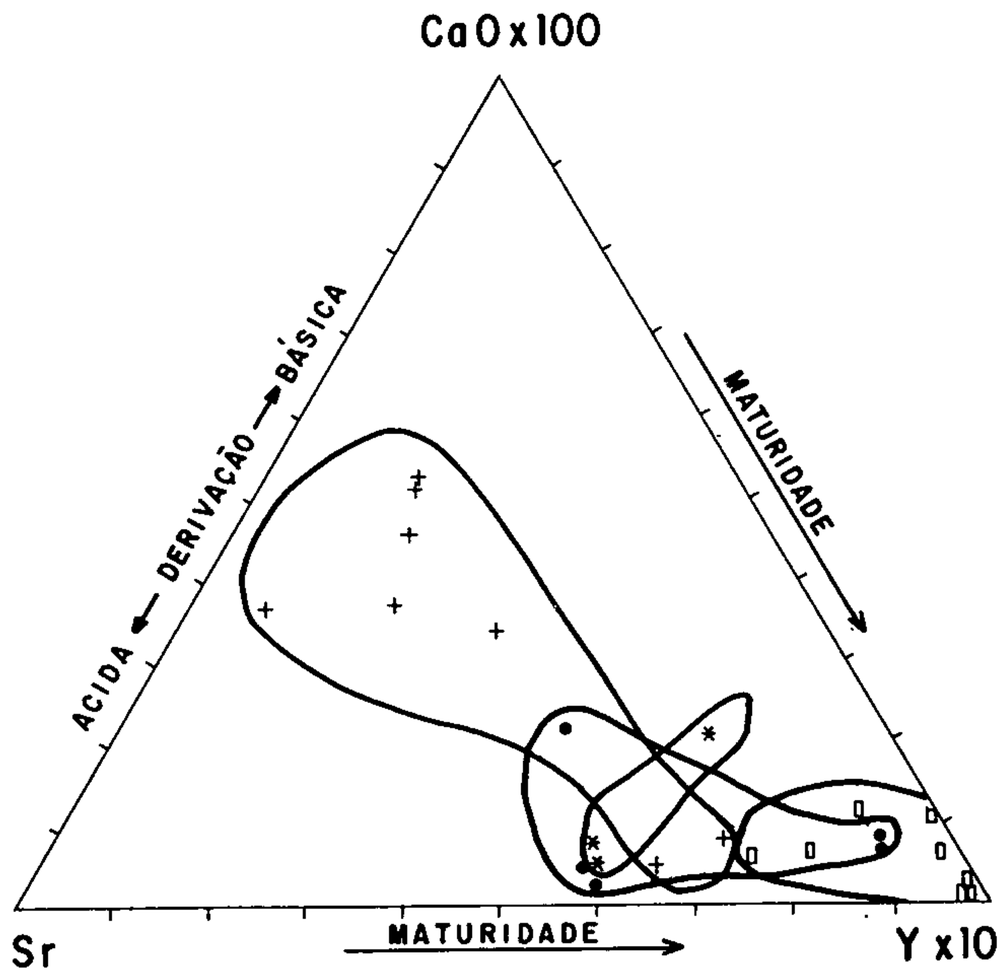


Figura II.6.3 – Diagrama Sr-(CaO x 100)-Y x 10) de Holland e Winchester (1983), aplicado às seqüências metassedimentares dos grupos Tucumã, Sapucaia, Aquiri e São Félix, na Folha São Félix do Xingu.

clue-se que são equivalentes aos xistos Leven, dalradianos, das Terras Altas da Escócia, que são complexos metamórficos altamente deformados, e originalmente constituídos de pelitos e ardósias (figura II.6.4).

É interessante notar que as razões Zr/Nb, embora muito variadas, mostram certas tendência específicas. Assim, no Grupo São Félix a razão é predominantemente baixa, inferior mesmo a faixa de 7-25, típica da atual crosta superior (Taylor e McLennan, 1981). No Grupo Aquiri são mais elevadas, com uma média de 35,45. A unidade Tucumã tem a sua população dividida: 7 amostras com razões de Zr/Nb entre 20-40 e 5 entre 4-13. Tal fato, pode ser indicativo de contribuição mista para a sua formação, ou seja, rochas basálticas e rochas da crosta

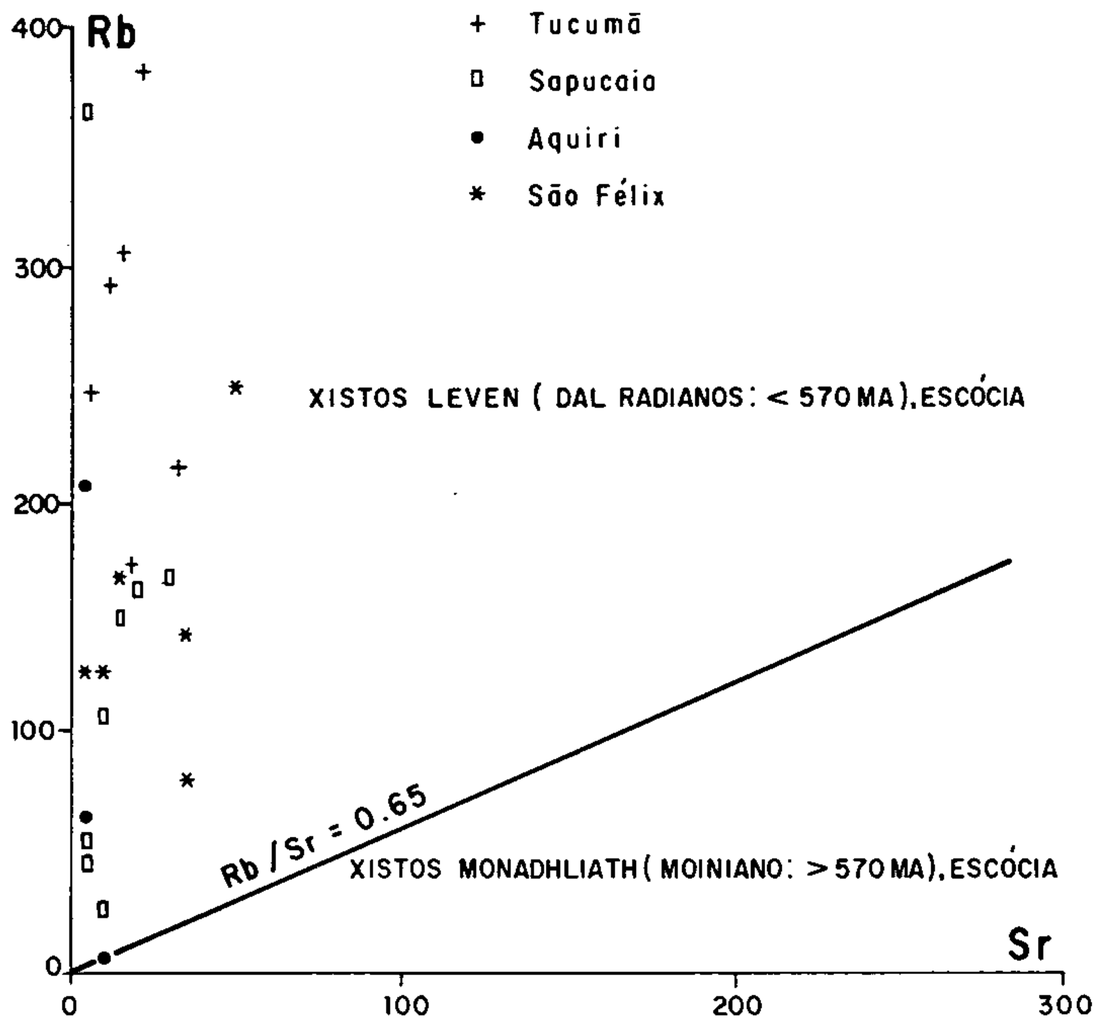


Figura II.6.4 – Diagrama de covariância Rb x Sr, aplicado às seqüências metassedimentares arqueanas da Folha São Félix do Xingu. Os campos dos xistos Leven e Monabhliath são devidas a Holland e Winchester (1983).

continental. Por fim, a Unidade Sapucaia apresenta valores de Zr/Nb, em sua maioria, acima de 30 e, apenas, duas espécimes com valores inferiores, na faixa de 2-6,5.

De acordo com McLennan, Taylor e McGregor (1984), os valores baixos das razões Zr/Nb, em torno de 7, são similares aos valores típicos da atual crosta superior, enquanto que, os mais altos, na faixa de 22-37, são mais próximos daqueles dos basaltos das cadeias meso-oceânicas e depletados em elementos de terras-raras leves.

Assim, poder-se-ia extrapolar que, para as unidades Aquiri e Sapucaia houve predominante contribuição de fonte de natureza fêmica, enquanto que, na Unidade São Félix, a contribuição maior foi devida a fonte de natureza félsica, restando para a Unidade Tucumã, uma fonte de natureza mista (bimodal: félsica e fêmica). Entretanto, os altos valores de Y, Rb e K, ao lado do empobrecimento de Ti, Ca, Na e Ni, são mais coerente como uma fonte de natureza félsica, para as unidades Aquiri e Sapucaia.

Os altos valores das razões Zr/Nb são típicos dos metassedimentos Isua, e os baixos caracterizam os metassedimentos Akilia, ambos do Arqueano Inferior da Groenlândia Ocidental (McLennan, Taylor e McGregor, 1984), onde o primeiro recebeu grande contribuição de vulcanismo félsico, e o segundo de material fêmico.

Quanto aos elementos de terras-raras (ETR), foram estudadas 5 amostras do Grupo Tucumã e 1 do Grupo Sapucaia. Os dados analíticos destes elementos constam na tabela II.6.5 e as curvas normalizadas, segundo os padrões condríticos de Evensen *et al.* (1978), aparecem na figura II.6.5. O padrão da amostra do Grupo Sapucaia não será apreciado, devido a sua pouca significância no contexto geral dos metassedimentos estudados.

Os valores dos somatórios dos ETR do Grupo Tucumã variam na ampla faixa de 31,59 a 208,07, o mesmo acontecendo com as razões (La/Yb)N compreendidas entre 3,71 e 17,71. Embora haja um considerável fracionamento no ramo dos ETRL (elementos de terras-raras leves), o mesmo, não acontece com o ramo dos ETRP (elementos de terras-raras pesadas), onde as razões Gd/Yb ou Gd/Lu são muito baixas e até inferior a unidade, como é o caso da amostra EM-75B (0,83-0,84). Verifica-se ainda, que as anomalias de európio são pouco expressivas, da ordem de 0,8, chegando apenas a 0,71, na amostra AV-26, a mais rica em terras-raras.

As características das composições dos ETR, até então consideradas, assemelham-se

bastante às encontradas nos metassedimentos arqueanos associados a *greenstone belts*, como os dos blocos de Yilgarn e Pilbara, na Austrália Ocidental. Estes padrões, conforme mostrados na figura II.6.5 são, segundo diversos estudiosos (Barker e Arth, 1976; Barker *et al.* 1981), produtos de uma suíte bimodal ígnea arqueana, composta de vulcanitos máficos, tonalitos, thondhjemitos e dacitos.

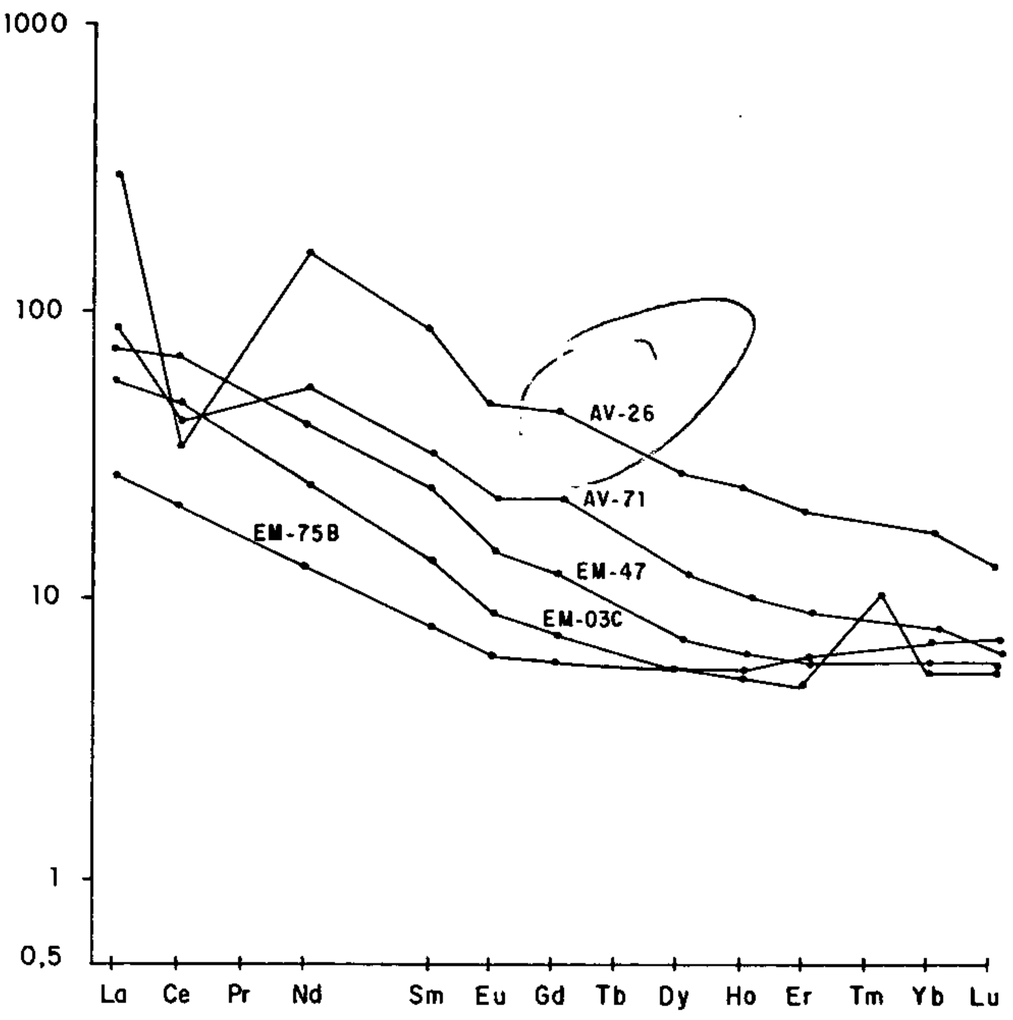


Figura II.6.5 – Distribuição dos ETR normalizados segundo o padrão condrítico CI de Evesen et al. (1978), para os metassedimentos arqueanos do Grupo Tucumã, na Folha São Félix do Xingu.

6.1.1.3 Composição das Rochas Metavulcânicas Arqueanas

6.1.1.3.1 Grupo Tucumã

De acordo com os dados químicos provenientes de 12 amostras, dispostos na tabela II.6.5A, constata-se uma grande diversidade litogeoquímica para as rochas vulcânicas desta unidade, variando do pólo ácido ao básico. Esta variação pode ser observada tanto no diagrama classificatório químico-mineralógico (figura II.6.6), quanto nos diagramas composicionais, com características toleiítica e calcialcalina (figuras II.6.7 e II.6.8). Apesar desta variedade, a população em questão é representativa para os basaltos de composição toleiítica. Cattell e Taylor (1990), já enfatizavam o aspecto comum das sucessões máfico-ultramáficas nos *greenstone belts*, como sendo uma ampla variedade de magmas, representados em seqüências estratigráficas relativamente delgadas.

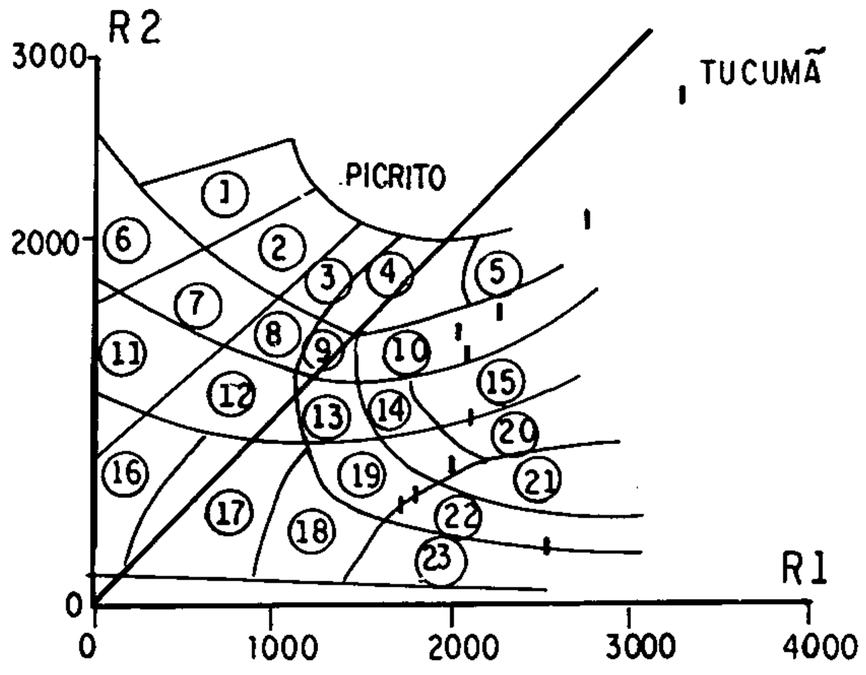
Considerando-se a natureza dos trabalhos, apenas de reconhecimento, desenvolvidos no presente projeto, não foi possível individualizar os tipos e subtipos de lavas, predominantes em seqüências supracrustais de *greenstone belts*, como komatiítos, basaltos komatiíticos e basaltos toleiíticos.

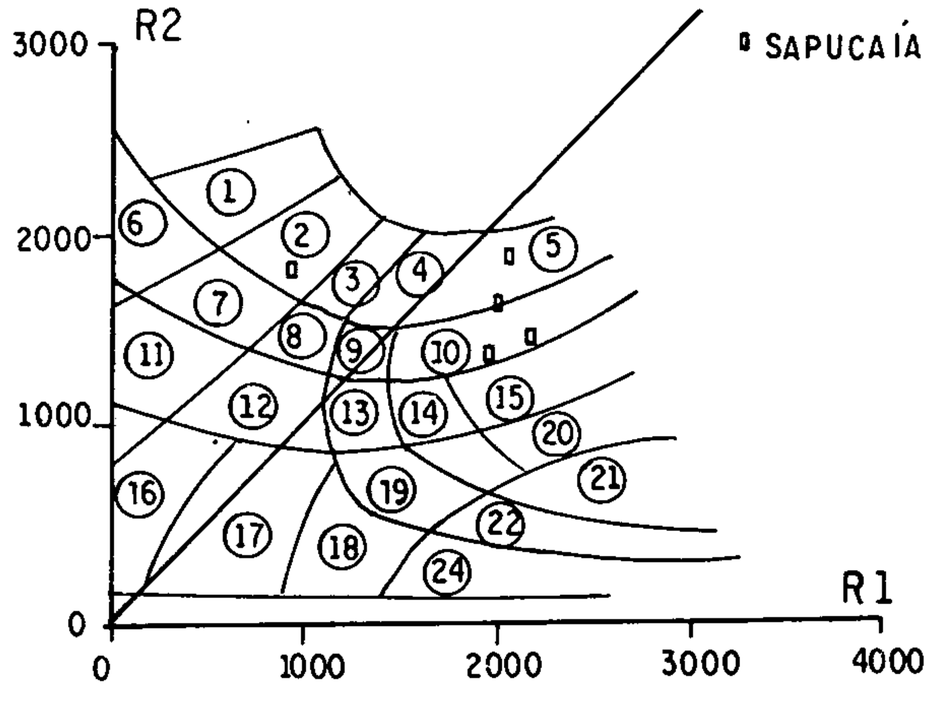
As rochas básicas toleiíticas da unidade em pauta, diferem em diversos aspectos dos basaltos de *greenstone belts*, conforme analisados por Condie (1990). Assim, por exemplo, nas 556 amostras analisadas por esse autor, os valores de Mg (MgO/(MgO+FeO)), variam na estreita faixa de 0,60 a 0,65, enquanto que, nas amostras do Grupo Tucumã, os valores são de modo geral bem mais baixos, variando entre 0,40 e 0,53. Apenas uma amostra (EM-59) tem valor típico de rocha toleiítica, igual a 0,62. Embora não sejam estas rochas classificadas como Fe-toleiíticos no diagrama da figura II.6.7, as amostras com baixos valores de Mg, são normalmente muito ricas em FeO total (FeO/Fe_2O_3= 0,15) ou $FeOt = 0,8998Fe_2O_3$+ FeO que varia de 9 a 13%, pouco mais baixo do que a média para os basaltos toleiíticos de Munro Townshiip, do *greenstone* belt de Abitibi, Canadá, segundo Arndt *et al.* (1977).

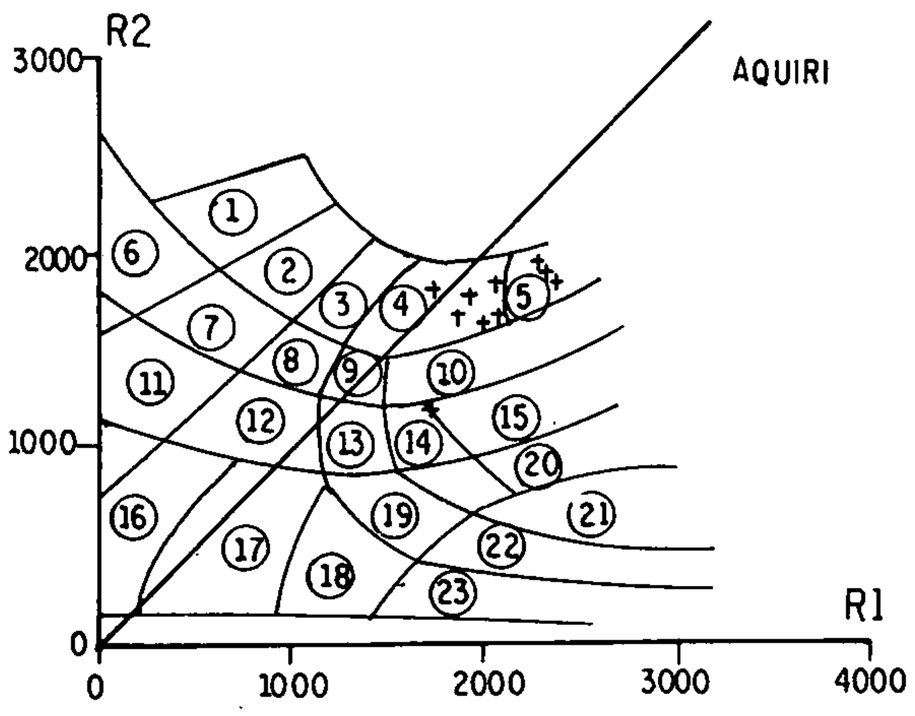
Tabela II.6.5A – Dados químicos das rochas vulcânicas do Grupo Tucumã.

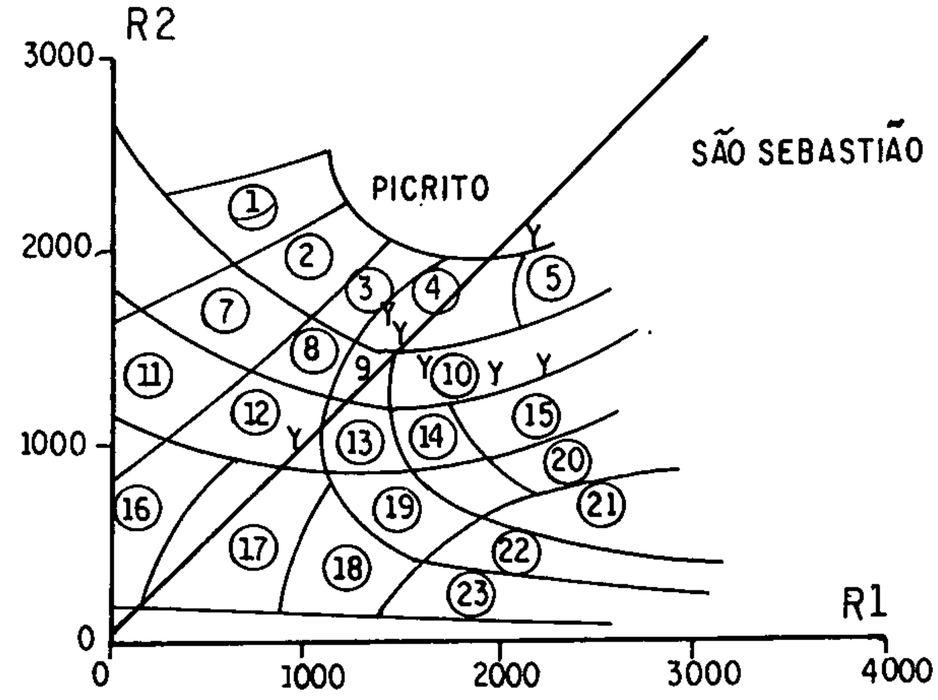
	EM-28B	EM-59	EM-09B	EM-09C	EM-30	AV-323A	AV-22D	EM-77A	EM-38	EM-98	EM-23D	EM-23C	CIPW	EM-28B	EM-59	EM-09B	EM-09C	EM-30	AV-323A
										n = 12 amostrs									
SiO_2	46,00	48,00	48,60	48,60	49,50	51,60	51,70	53,20	59,30	59,90	61,10	68,90	q	4,04	0,00	0,00	0,00	2,23	0,71
Al_2O_3	15,10	7,50	14,20	48,60	16,10	13,20	13,70	15,10	16,10	16,10	15,10	12,30	or	0,60	0,84	1,31	0,78	1,25	6,73
Fe_2O_3	7,40	4,70	4,90	5,40	2,80	1,90	7,30	2,20	1,80	1,40	3,30	2,30	ab	3,73	3,29	14,55	22,41	17,15	22,78
FeO	6,40	7,70	8,90	6,80	10,50	7,10	4,40	7,40	6,30	5,90	3,60	2,30	an	40,02	18,80	30,82	29,69	34,79	21,84
MnO	0,15	0,21	0,19	0,18	0,22	0,26	0,15	0,24	0,08	0,06	0,06	0,03	c	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	5,50	13,90	8,00	8,80	7,30	8,50	5,00	8,10	4,80	4,50	2,50	2,00	di	30,04	43,20	21,12	15,13	7,17	19,55
CaO	15,10	14,40	11,40	9,70	8,80	9,20	7,50	5,80	2,70	4,80	4,60	2,50	hy	13,86	24,00	24,84	17,88	31,11	23,24
Na_2O	0,43	0,38	1,70	2,60	2,00	2,60	3,60	2,70	4,0	4,90	4,30	3,00	ol	0,00	4,67	1,98	8,12	0,00	0,00
K_2O	0,10	0,14	0,22	0,18	0,21	1,10	2,30	1,30	2,20	0,60	2,80	4,10	mt	4,47	3,31	3,42	3,69	2,82	2,85
TiO_2	1,50	0,73	0,83	1,00	1,10	0,89	1,40	0,73	0,83	0,73	0,73	0,62	il	2,92	1,42	1,59	1,93	2,11	1,75
P_2O_5	0,09	0,12	0,11	0,11	0,11	0,18	0,18	0,21	0,25	0,17	0,26	0,10	ap	0,21	0,29	0,26	0,26	0,26	0,44
Total	97,77	97,78	99,05	98,42	98,64	96,53	97,23	96,98	98,86	99,06	98,35	98,15	CIPW	AV-22D	EM-77A	EM-38	EM-98	EM-23D	EM-23C
FeOt	13,06	11,93	13,31	11,66	13,02	8,81	10,97	9,38	7,92	7,16	6,57	4,37	q	0,00	4,21	8,56	9,34	11,89	28,24
CaO/Al_2O_3	1,00	1,92	0,80	0,64	0,54	0,69	0,54	0,38	0,16	0,29	0,30	0,20	or	14,05	7,92	13,15	3,58	16,84	24,69
FeO/Fe_2O_3	0,86	1,63	1,81	1,25	3,75	3,73	0,60	3,36	3,50	4,21	1,09	1,00	ab	31,47	23,55	38,51	41,85	37,03	25,86
MgO/FeO	0,85	1,80	0,89	1,29	0,69	1,19	1,13	1,09	0,76	0,76	0,69	0,87	an	14,10	26,02	11,89	20,35	13,87	8,14
Al_2O_3/TiO_2	10,06	10,27	17,10	15,10	14,63	14,83	9,78	20,68	19,39	22,05	20,68	19,83	c	0,00	0,00	2,03	0,00	0,00	0,00
Mg	0,42	0,62	0,45	0,53	0,40	0,53	0,47	0,51	0,42	0,42	0,37	0,43	di	18,35	1,79	0,00	2,08	6,26	3,06
Ti(ppm)	8.993	4.376	4.976	5.995	6.595	5.336	8.393	4.376	4.976	4.376	4.376	3.717	hy	9,84	31,20	21,01	18,91	8,76	5,43
													ol	3,83	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Nb	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	mt	4,35	3,29	2,64	2,04	3,29	3,13
Y	86	7,5	5	7,5	16	16	7,5	5	20	20	20	20	il	2,74	1,43	1,43	1,40	1,41	1,20
Zr	22,5	22,5	50	36	41	106	57	45	163	150	100	150	ap	0,44	0,51	0,51	0,40	0,62	0,24
Cr	10	700	–	500	200	375	300	700	300	200	100	150							
Ni	50	150	100	150	70	280	150	150	70	100	20	30							
V	300	70	150	200	150	70	150	150	100	70	150	70							
Y/Nb	11	1	1	1	2	2	1	1	3	3	3	3							
Ti/Zr	400	195	100	167	161	50	147	97	31	29	44	25							
Ti/V	30	63	33	30	44	76	56	29	50	63	29	53							
Ti/Y	105	584	995	799	412	333	1.119	875	249	219	219	186							
Zr/Y	0	3	10	5	3	7	8	9	8	8	5	8							
Zr/Nb	3,0	3,0	6,67	4,80	5,47	14,13	7,60	6,0	21,73	20,0	13,33	20,0							
La				2,58	2,56		12,19			17,07		12,19							
Ce				6,7	3,47		22			40,8		22,61							
Nd				6,38	4,93		16,08			16,15		11,12							
Sm				1,4	1,63		3,4			3,01		2,26							
Eu				0,65	0,39		0,98			0,83		0,58							
Gd				2,45	2,25		2,53			2,3		1,78							
Dy				2,6	2,7		2,11			2,24		1,73							
Ho				0,42	0,56		0,42			0,47		0,34							
Er				1,39	1,46		1,14			1,39		0,88							
Yb				1,46	1,71		1			1,27		0,74							
Lu				0,19	0,24		0,15			0,17		0,09							
Eu/Eu*				1,06	0,62		0,98			0,93		0,85							
(Ce/Sm)N				1,16	0,51		1,56			3,27		2,42							
(La/Yb)N				1,19	1		8,21			9,05		10,97							
(Gd/Yb)N				1,35	1,06		2,04			1,46		1,93							
(La/Sm)N				1,16	0,98		2,25			3,56		3,38							
SUM-ETRL				17,08	12,59		53,67			77,03		48,18							
SUM-ETRP				8,52	8,92		7,35			7,86		5,59							
SUM-ETR				26,26	21,9		62			85,73		54,35							

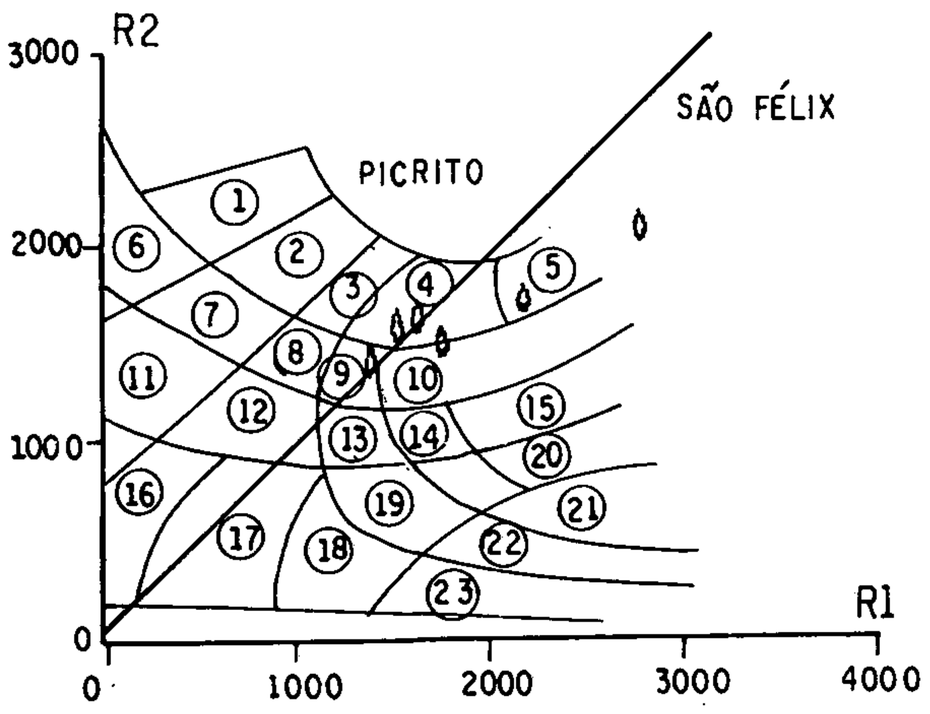
Obs: Mg = MgO/(MgO + FeO + 0,15 Fe_2O_3) (In: Condie, 1990)











$R2 = 6\,Ca + 2\,Mg + Al$

$R1 = 4\,Si \div 11(Na + K) - 2\,(Fe + Ti)$

MILICATIONS

1 Ancaratrito
2 Basanito
3 Alcali – basalto
4 (Olivina) basalto
5 Toleiito
6 Mefelinito
7 Tefrito
8 Hawaiito (Troqui – basalto
9 Lati-basalto
10 Andesi– basalto
11 Fono-tefrito
12 Mugearito (Traqui– andesito)
13 Latito
14 Lati-andesito
15 Andesito
16 Traqui-fonalito
17 Traquito
18 Quartzo-traquito
19 Quartzo–latito
20 Dacito
21 Riodacito
22 Riolito
23 Alcali-riolito

Figura II.6.6 – Diagrama R_1-R_2 de La Roche (1980) aplicado às rochas vulcânicas das seqüências vulcano-sedimentares do Arqueano, na Folha São Félix do Xingu.

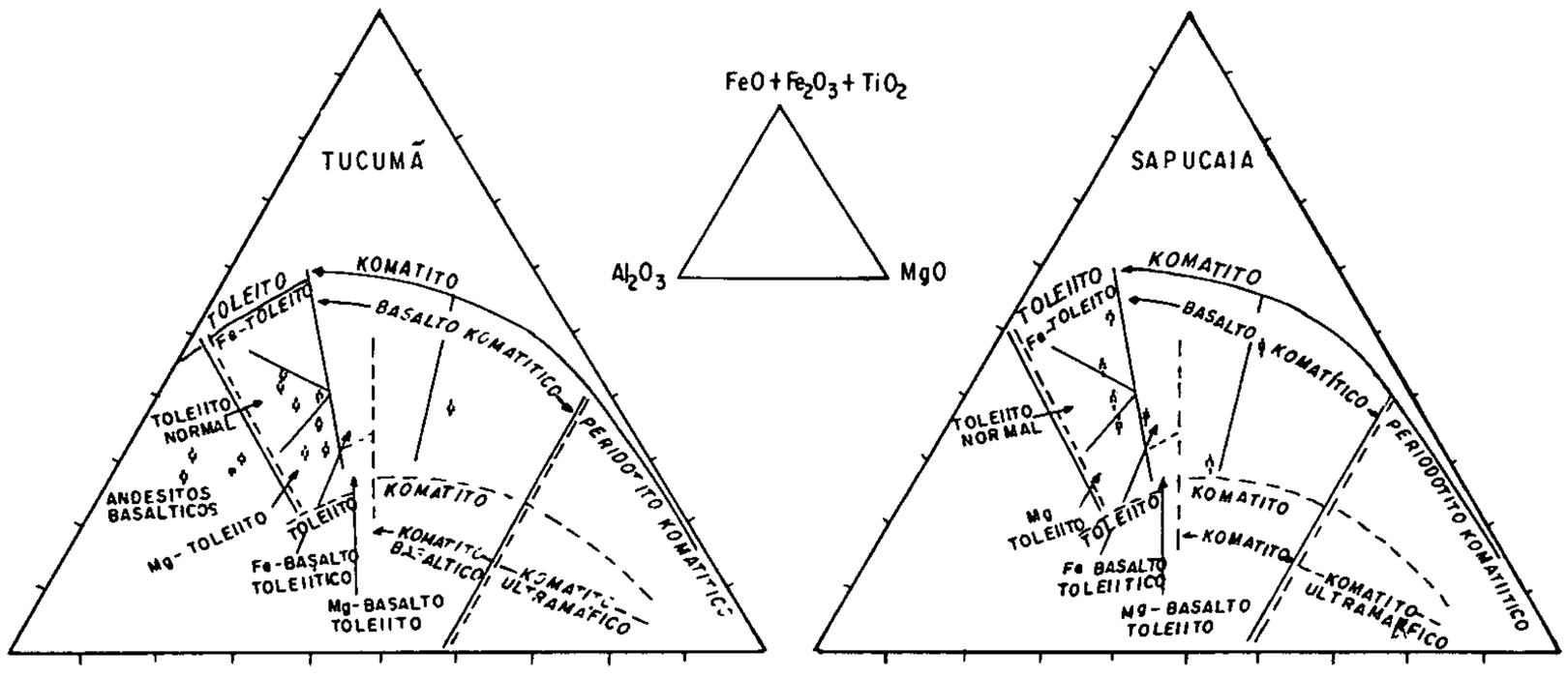
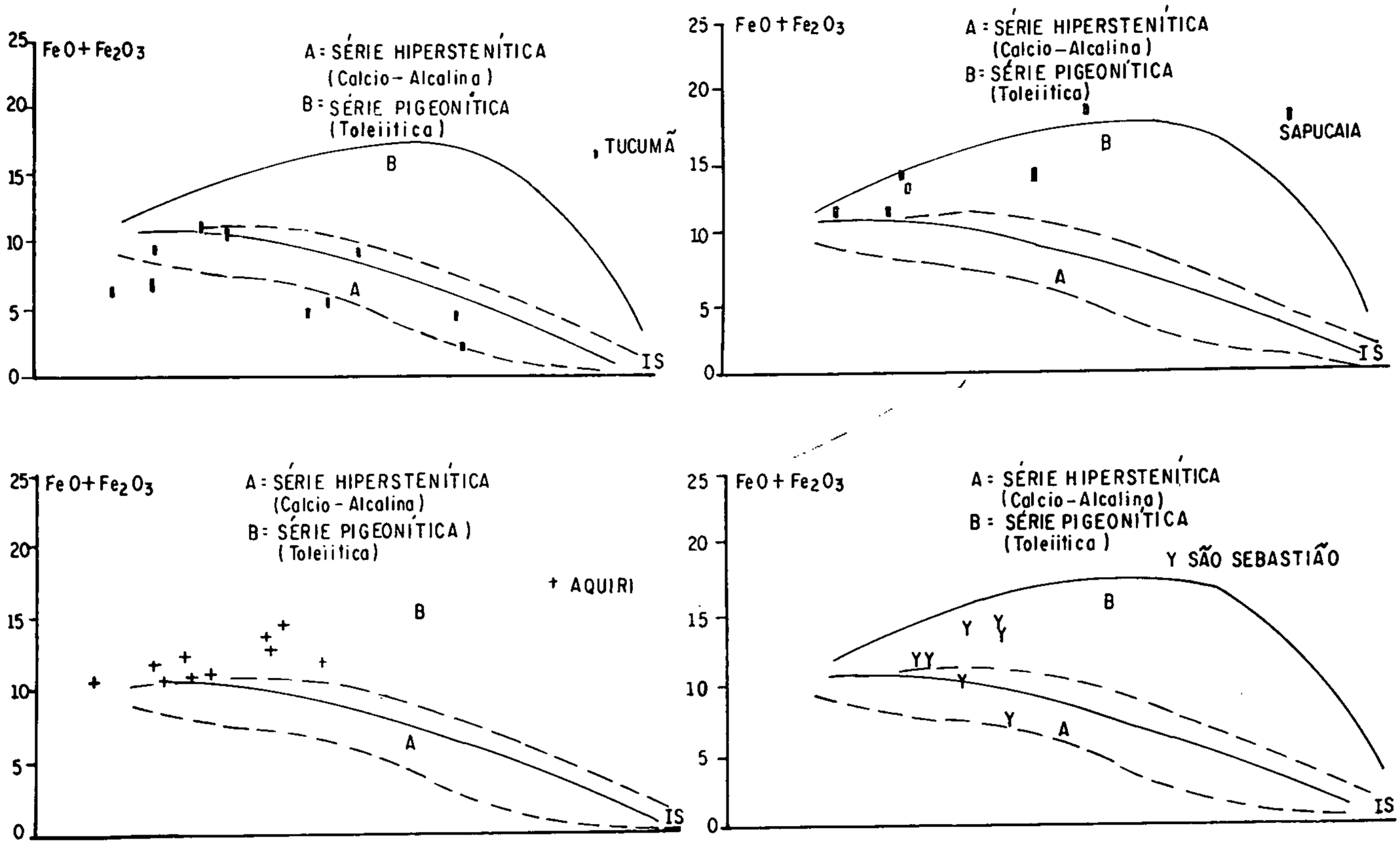


Figura II.6.7 – Diagrama ($FeO + Fe_2O_3 + TiO_3$)–Al_2O_3 – MgO de Jsensen (1976) e Viljoen et al. (1982), classificatório das rochas vulcânicas. Aplicada as vulcânicas das seqüências vulcano-sedimentares do Arqueano, na Folha São Félix do Xingu.



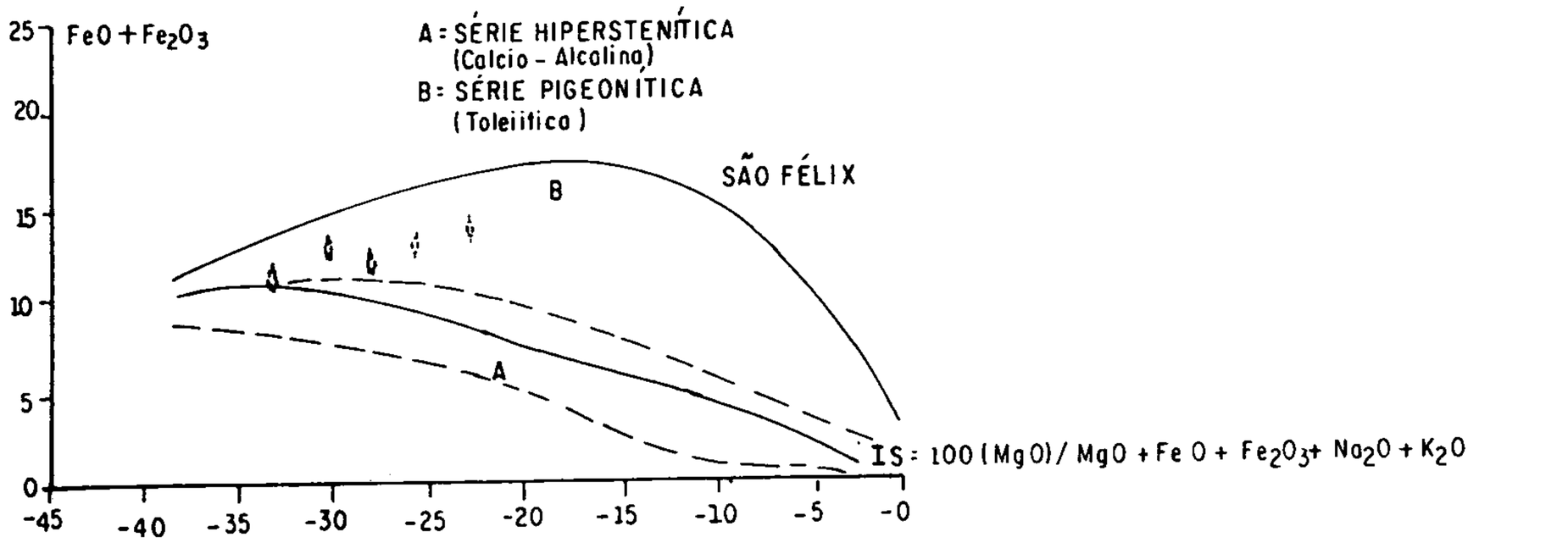


Figura II.6.8 – Diagramas IS x (FeO + Fe_2O_3) de Kuno (1968), aplicados às rochas vulcânicas das seqüências vulcano-sedimentares do Arqueano, na Folha São Félix do Xingu.

As razões CaO/Al_2O_3 e Al_2O_3/TiO_2 são diferentes dos padrões condríticos (respectivamente 0,82 e 20), característicos das rochas komatiíticas (Arndt *et al.* 1977; Sun e Nesbitt, 1978), excluindo-se os altos valores de CaO/Al_2O_3 para as rochas de Barberton, África do Sul (acima de 1). A excessão das amostras EM-28B e EM-59, com valores de CaO/Al_2O_3 iguais e acima de 1, nas demais, esta razão varia de 0,38 a 0,80, enquanto os valores da razão Al_2O_3/TiO_2, variam de 9,78 até 20,68, predominando os valores inferiores a 20. Trata-se, portanto, de padrões semelhantes aos verificados nos basaltos toleiíticos de Munro Township, embora com valores de TiO_2 ligeiramente mais baixos.

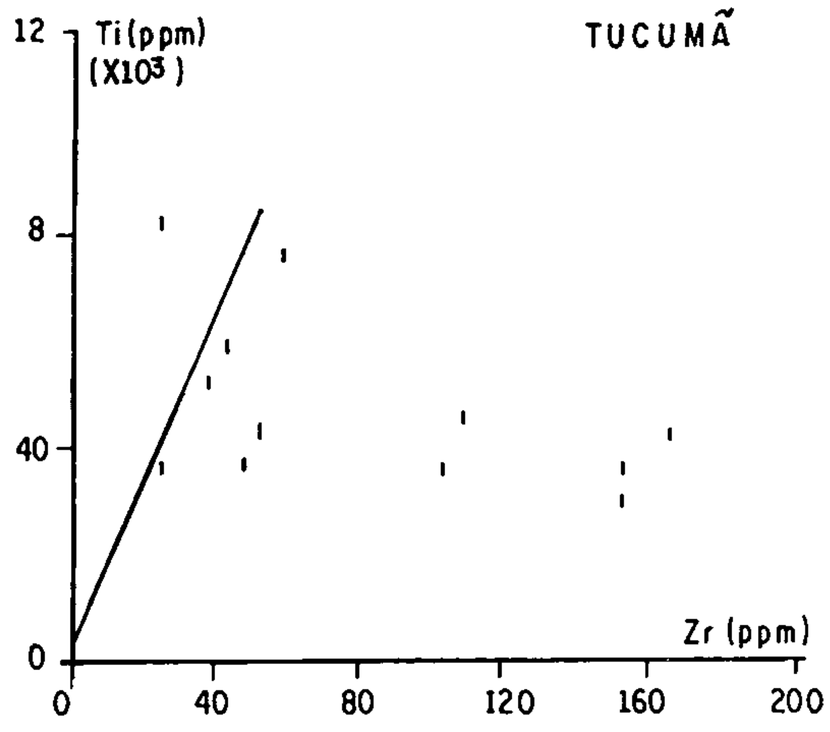
Na concepção de Sun (1984) e Ohtani (1984), as rochas com baixos valores das razões Al_2O_3/TiO_2, são depletadas em alumínio, derivam-se de um diápiro mantélico parcialmente fundido, originado em grandes profundidades (200–400km), tendo sua densidade controlada pelo assentamento da granada, a níveis iguais ou superiores a 200km. Ao contrário, as rochas com altos valores dessas razões, não são depletadas em alumínio e, provavelmente, foram derivadas de diápiros originados a menores profundidades, menos de 200km, e sem separação da granada.

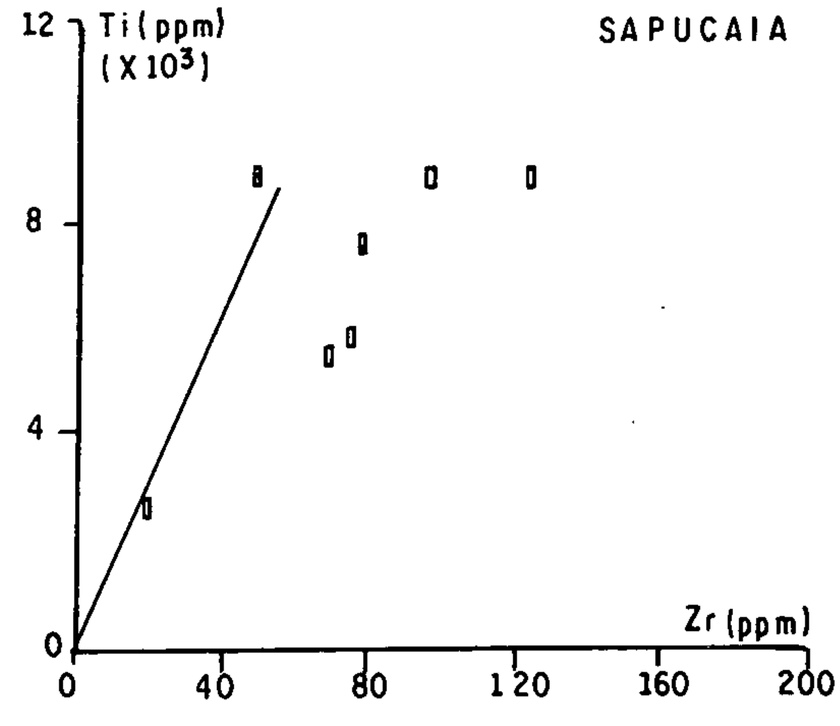
Segundo Cattell e Taylor (1990), as razões altas de CaO/Al_2O_3, entre 0,8 e 1, correspondem a baixos valores de Al_2O_3/TiO_2 (<14), especialmente nas rochas komatiíticas. Tal fato, não é evidente nas rochas da unidade em questão, provavelmente em decorrência dos processos de alterações hidrotermais, como é o caso da epidotização da amostra EM-28B, que sofreu aumento de CaO e Fe_2O_3, perda de SiO_2, FeO e MgO (Condie, 1981), e, em conseqüência, apresenta alta razão de CaO/Al_2O_3 (1), típica de komatiíto, embora seja na verdade um basalto toleiítico rico em ferro. Apenas na amostra EM-59 parece ter consistência a alta razão CaO/Al_2O_3, uma vez que, seria tipicamente um espécime komatiítico, levando-se em consideração outros critérios tais como: MgO/FeO, FeO/Fe_2O_3, Al_2O_3/TiO_2, K_2O, MgO, TiO_2 e Mg.

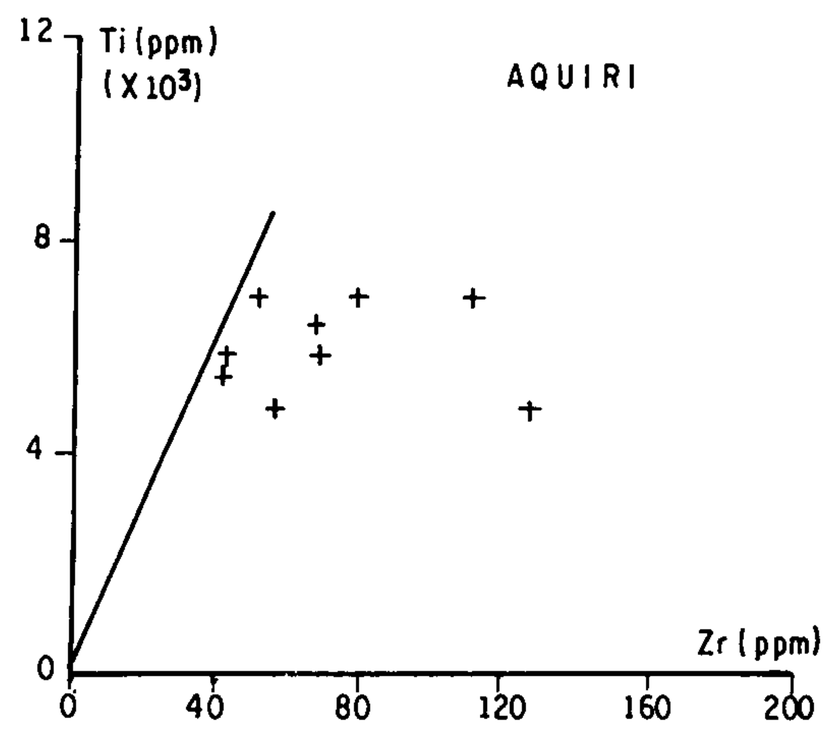
No que tange aos elementos-traço, verifica-se que os considerados como compatíveis, tais como, o Cr e o Ni, apresentam valores predominantemente baixos, enquanto o V tende a apresentar as maiores concentrações nas amostras mais ricas em ferro. Este fato, aliás, é coerente com a cristalização tardia de minerais ricos em Fe-Ti, com alto coeficiente de partição para vanádio, como é o caso da titanita e da magnetita. Também, os elementos Zr, Nb e Y,aparecem normalmente com baixas concentrações.

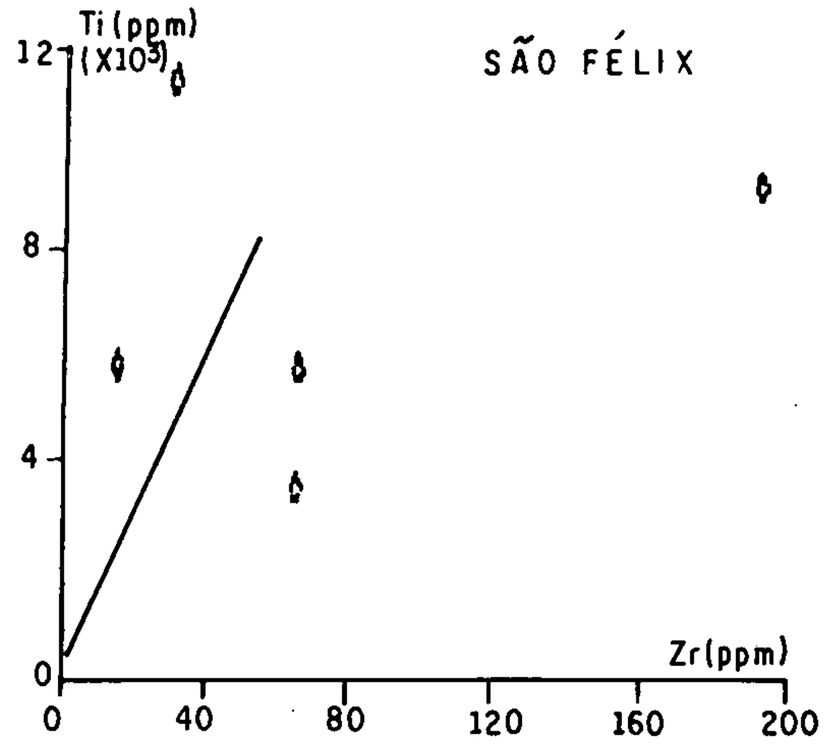
As razões Ti/Zr, Ti/Y e Zr/Y, não se equiparam àquelas dos basaltos dos *greenstone belts* de Condie (1990), para os quais, os valores destas razões variam, respectivamente, nas faixas 81-102, 253-284 e 2,8-3,8. Também, como mostrado nos diagramas das figuras II.6.9, II.6.10 e II.6.11, estas razões diferem bastante daquelas características dos padrões condríticos dos komatiítos (respectivamente: 110, 290 e 2,56, de acordo com Nesbitt, 1979). Mesmo a amostra EM-59, classificada como basalto komatiítico, não apresenta padrões condríticos, para os elementos citados. As razões Ti/V variam de 29 a 76, bastante acima do padrão condrítico (10), porém, na maioria das amostras, assemelham-se aos basaltos do derrame Theo e do Warden Township do *greenstone belt* de Abitibi, Canadá.

Quanto aos elementos de terras-raras, nos dados disponíveis na tabela II.6.5 e na figura II.6.12, constam apenas duas amostras do conjunto de rochas básicas (EM-30 e EM-09C). Trata-se de rochas com padrão toleiítico do tipo TH1 (Condie, 1981), com curvas horizon-









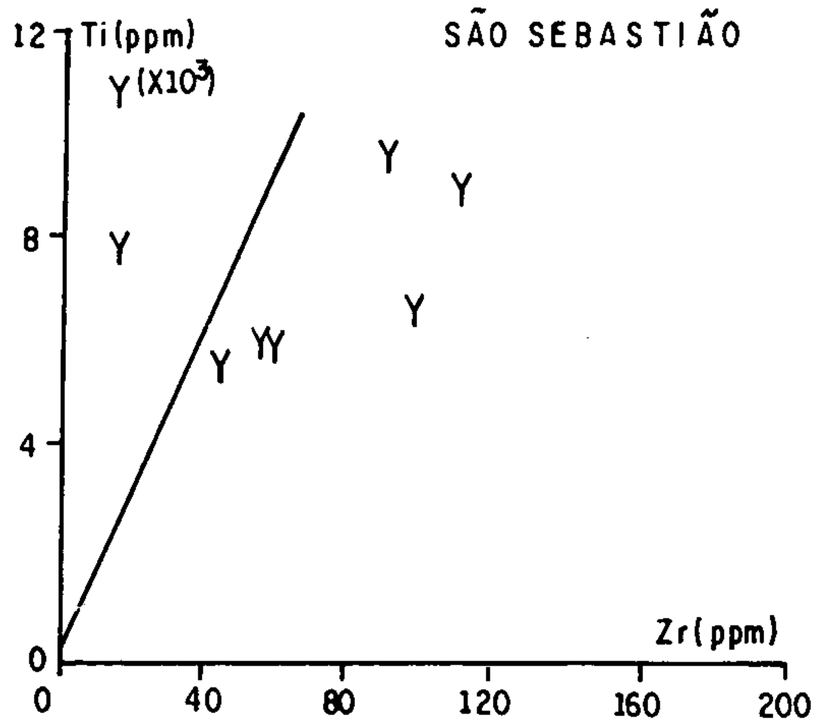
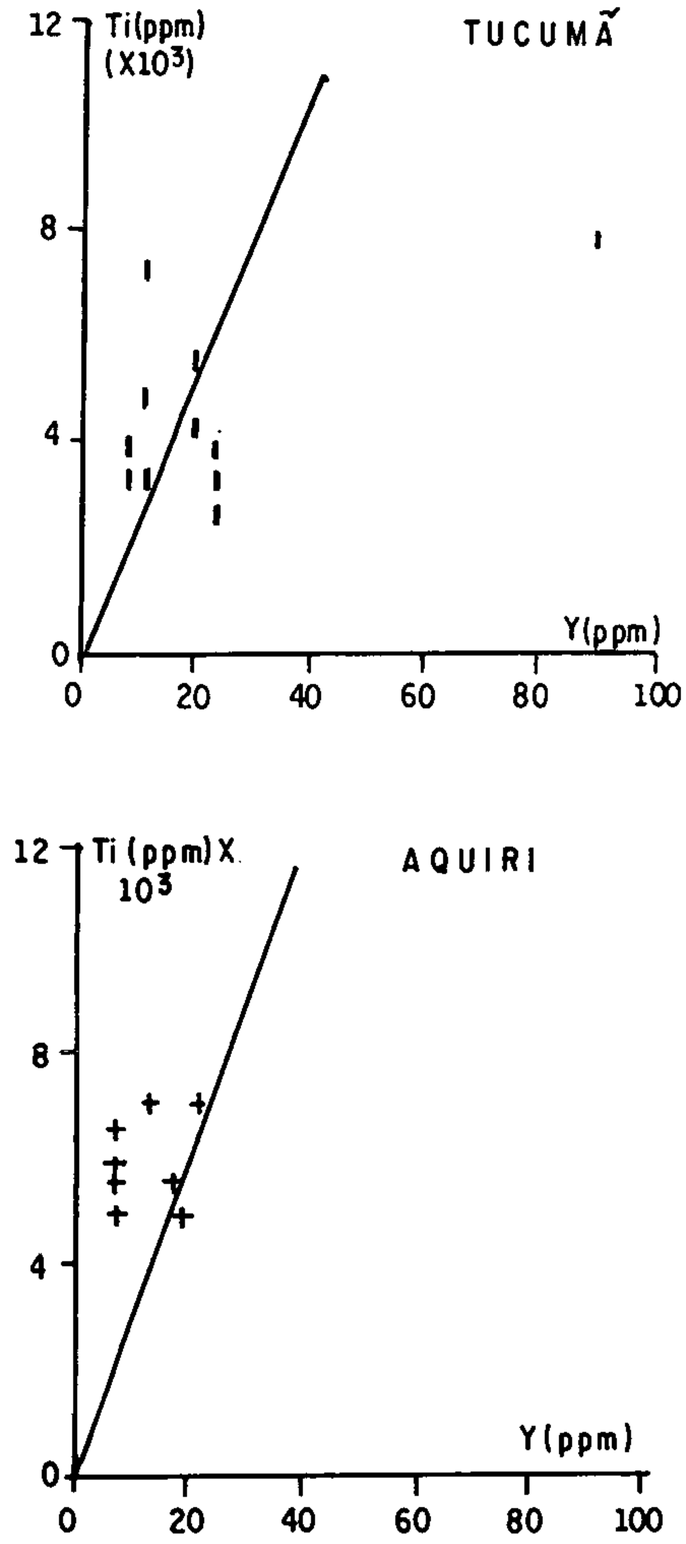
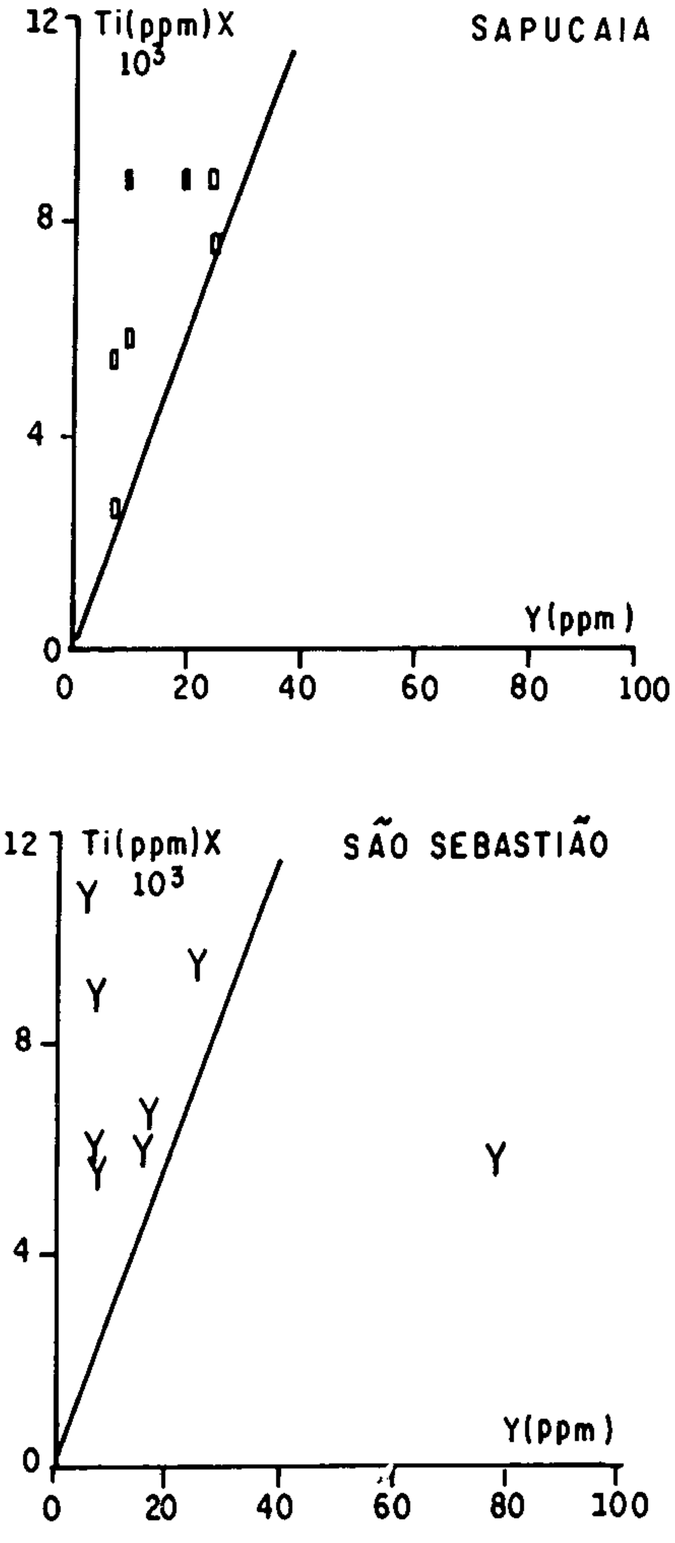


Figura II.6.9 – Diagrama de covarianciais entre os elementos imóveis (Ti, Zr) aplicados às rochas vulcânicas das seqüências vulcano-sedimentares do Arqueano na Folha São Félix do Xingu. A reta de regressão indicada tem valor condrítico (11) segundo Nesbitt (1979).





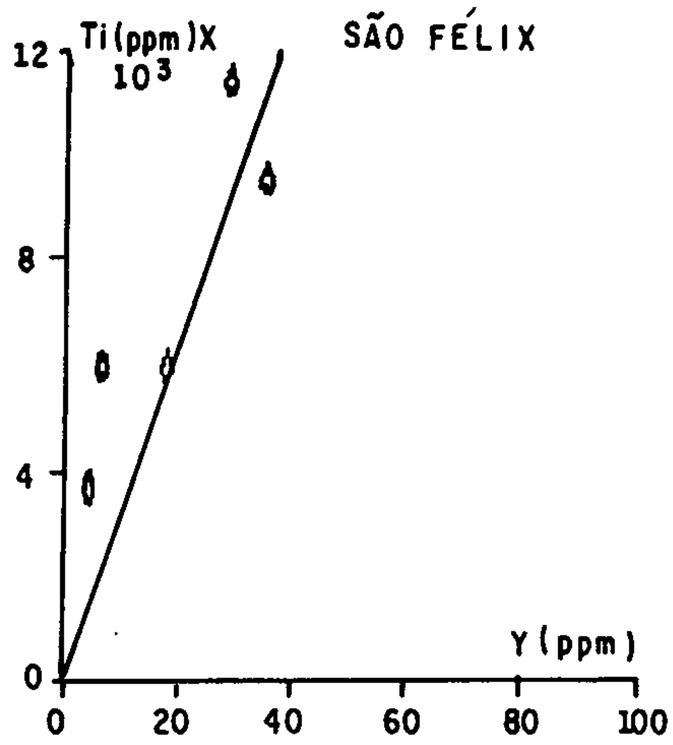
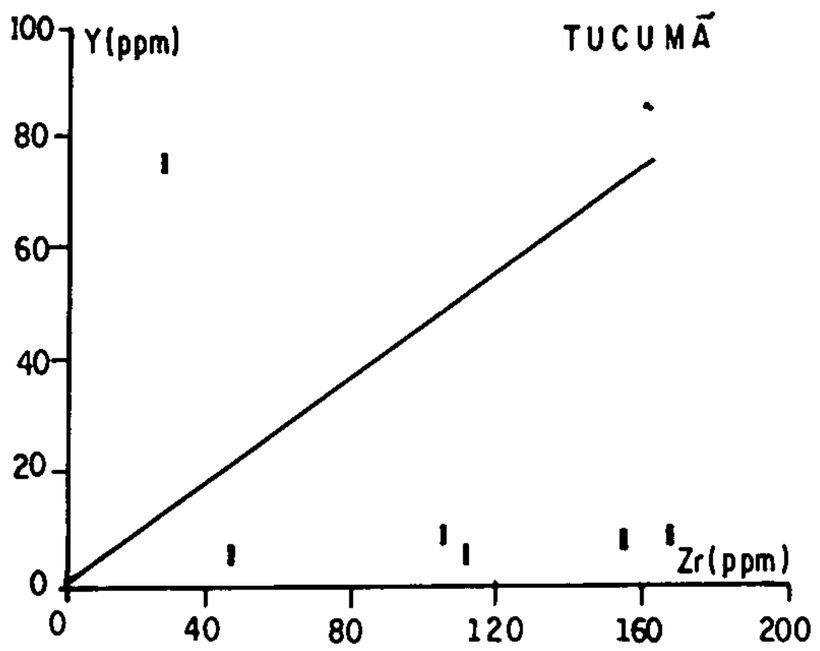
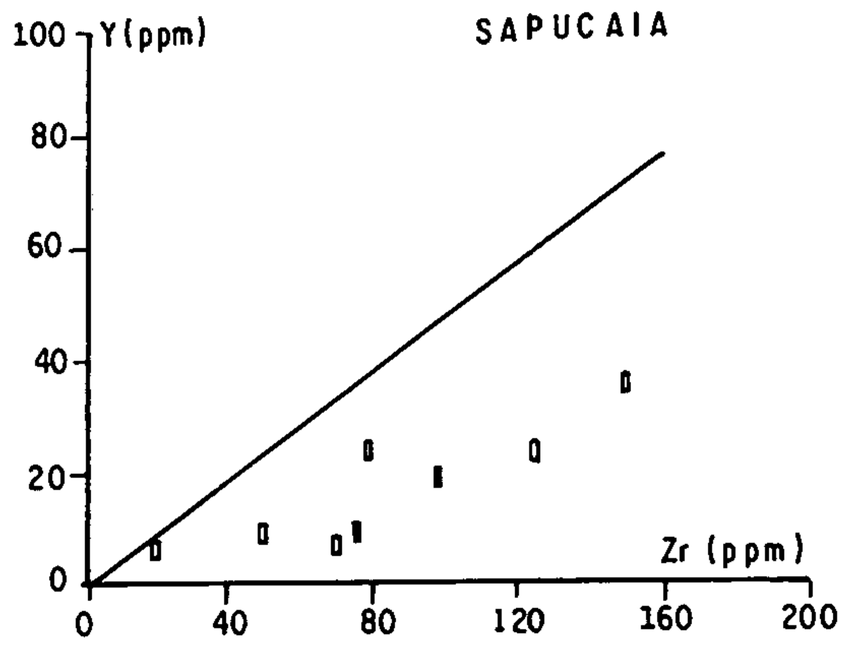
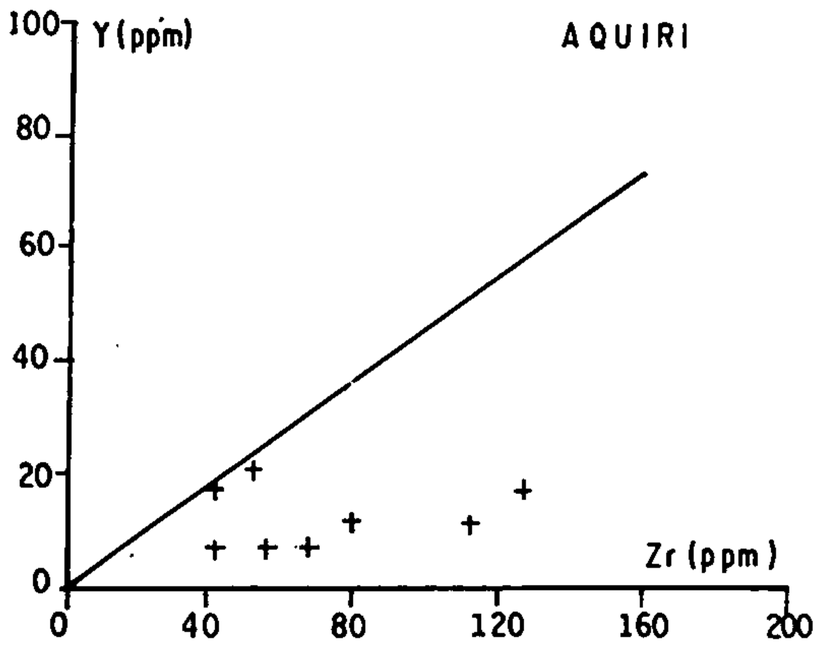
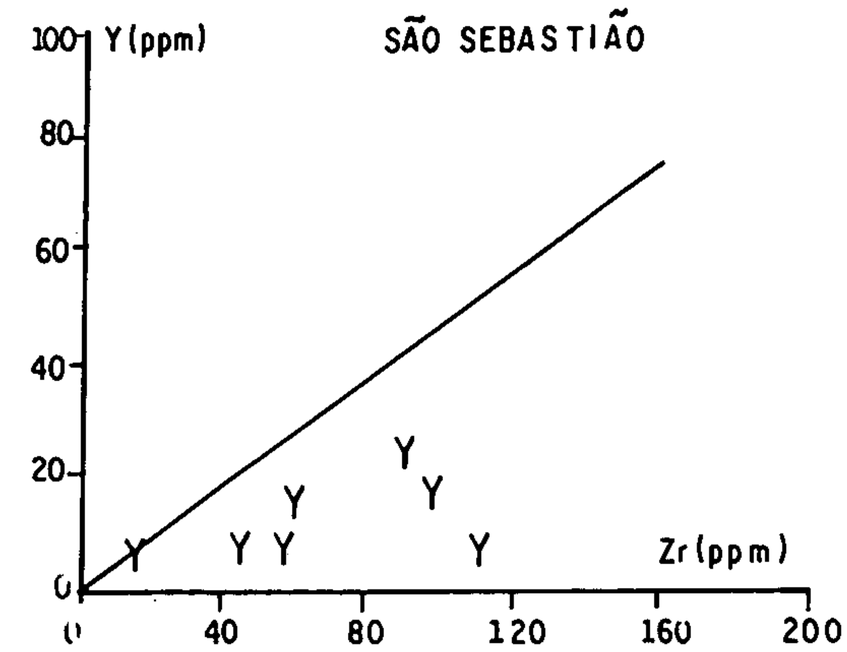


Figura II.6.10 – Diagrama de covarianciais entre os elementos imóveis (Ti, Y) aplicado às rochas vulcânicas das seqüências vulcano-sedimentares do arqueano na Folha São Félix do Xingu. A reta de regressão indicada tem valor condrítico (290) segundo Nesbitt (1979).









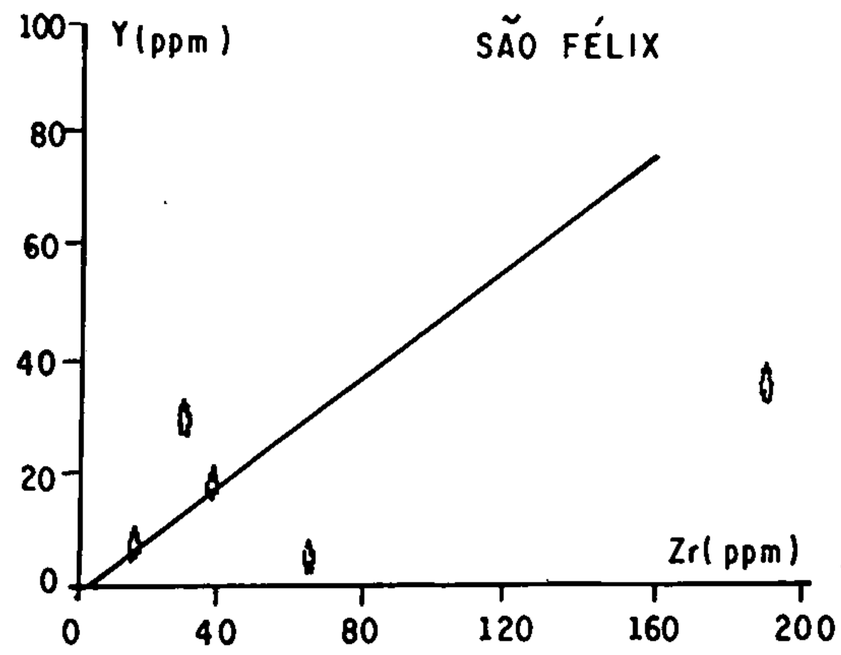


Figura II.6.11 – Diagrama de covarianciais entre os elementos imóveis (Zr, Y) aplicado às rochas vulcânicas das seqüências vulcano-sedimentares do arqueano na Folha São Félix do Xingu. A reta de regressão indicada tem valor condrítico (2,56) segundo Nesbitt (1979).

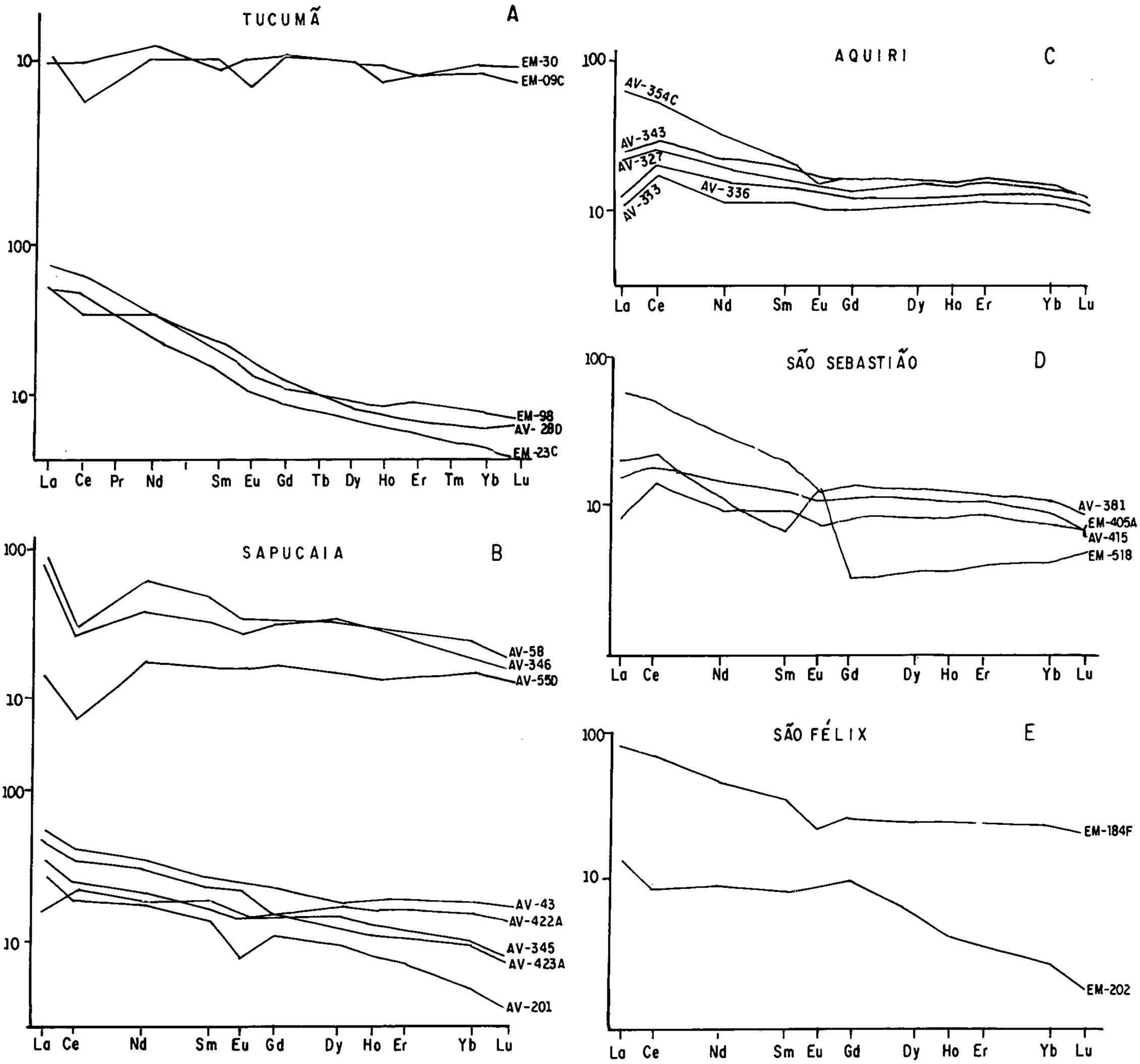


Figura II.6.12 – Distribuição dos elementos de terras-raras nas rochas vulcânicas das seqüências vulcano-sedimentares do Arqueano/Proterozóico Inferior, na Folha São Félix do Xingu. Grupos: A – Sapucaia; B – Tucumã; C – Aquiri; D – São Sebastião; E – São Félix.

talizadas, tanto nos ramos ETRL quanto nos ETRP, (La/Yb)N próximo e/ou igual 1; o mesmo acontecendo em relação às razões (Gd/Yb)N e (La/Sm)N. Embora sejam incomuns anomalias expressivas de európio em rochas arqueanas, a amostra EM-30 apresenta anomalia de 0,62, fato este que representa, provavelmente, uma depleção de európio na fonte mantélica. A amostra EM-09C é praticamente desprovida de anomalia de európio (Eu/Eu* = 1,06).

A paleoambiência tectônica dessas rochas é semelhante aos modernos arcos-de-ilha conforme indicam as razões Ti/Cr e Ti/Zr das figuras II.6.13, II.6.14 e II.6.15. Mais especificamente é ainda provável que se trate de rochas de ambiente do tipo bacias de retro-arco (*back-arc basin*), considerando-se as elevadas concentrações de ferro dos toleiítos e a associação espacial-estratigráfica, com sedimentos ricos em potássio e com rochas de composição intermediária e ácida.

Na figura II.6.16, que representa o diagrama FeO* – MgO-Al_2O_3 de Pearce *et al.* (1977), constata-se, também, que os pontos desta unidade se dispersam pelos campos das vulcânicas de ambiente orogênico, ambiente de ilhas oceânicas, MORB e, menos frequentemente, em ambiente continental. Neste aspecto, difere bastante das rochas do Grupo Grão-Pará e dos grupos Aquiri, São Sebastião e São Félix.

As rochas intermediárias e ácidas (EM-98, EM-23D, AV-22D e EM-23C), variam de andesitos a dacito, do tipo II, *high-K*, com enriquecimento em ETRL e fracionamento dos ETRP, além de baixas anomalias de európio. Possivelmente, o fracionamento de granada foi significativo, em decorrência de fusão parcial. Nos diagramas que retratam os paleoambientes tectônicos, estas rochas se posicionam, igualmente, como as rochas básicas, em ambiente semelhante a arco-de-ilha.

Do ponto de vista geotectônico, não haveria correlação das vulcânicas do Grupo Tucumã com aquelas do Grupo Grão-Pará, uma vez que estas, conforme estudadas por Wirth (1986), são basaltos toleiíticos continentais semelhantes aos basaltos da Bacia do Paraná, enquanto aquelas vulcânicas do Grupo Tucumã são tipicamente de arco-de-ilha. Entretanto, a correlação seria possível se fosse levado em conta o trabalho de Dardene *et al.* (1987), que atribuem para as rochas do Grupo Grão-Pará ambiente semelhante a arco-de-ilha.

Os dados litogeoquímicos disponíveis no presente projeto para as vulcâhicas do Grupo Tucumã, são distintos daqueles apresentados por Huhn *et al.* (1986) para o *Greenstone Belt* Seringa, situado ao sul do estado do Pará, próximo a cidade Rio Maria. Entretanto, o Grupo Tucumã deve ser considerado como uma seqüência do padrão *greenstone belt* em função da presença de toleiítos do tipo TH1, normalmente associados a este tipo de terreno. Por seu turno, as rochas do *Greenstone Belt* Seringa, conforme estudadas pelos citados autores são komatiíticas (basaltos komatiíticos). Considerando-se as percentagens de titânio, as rochas da Unidade Tucumã exibem valores superiores aos komatiítos do Seringa e inferiores aos basaltos toleiítos de Munro Township, do *Greenstone Belt* Abitibi, Canadá.

6.1.1.3.2 Grupo Sapucaia

As oito amostras desta unidade analisadas quimicamente, ao contrário do que se observou com as amostras do Grupo Tucumã, têm características de rochas básicas e ultrabásicas. Mesmo assim, existe uma diversidade de padrões litogeoquímicos, atribuida a feições cumuláticas de minerais de Fe-Ti, ou a amostras com maior grau de depleção de alumínio

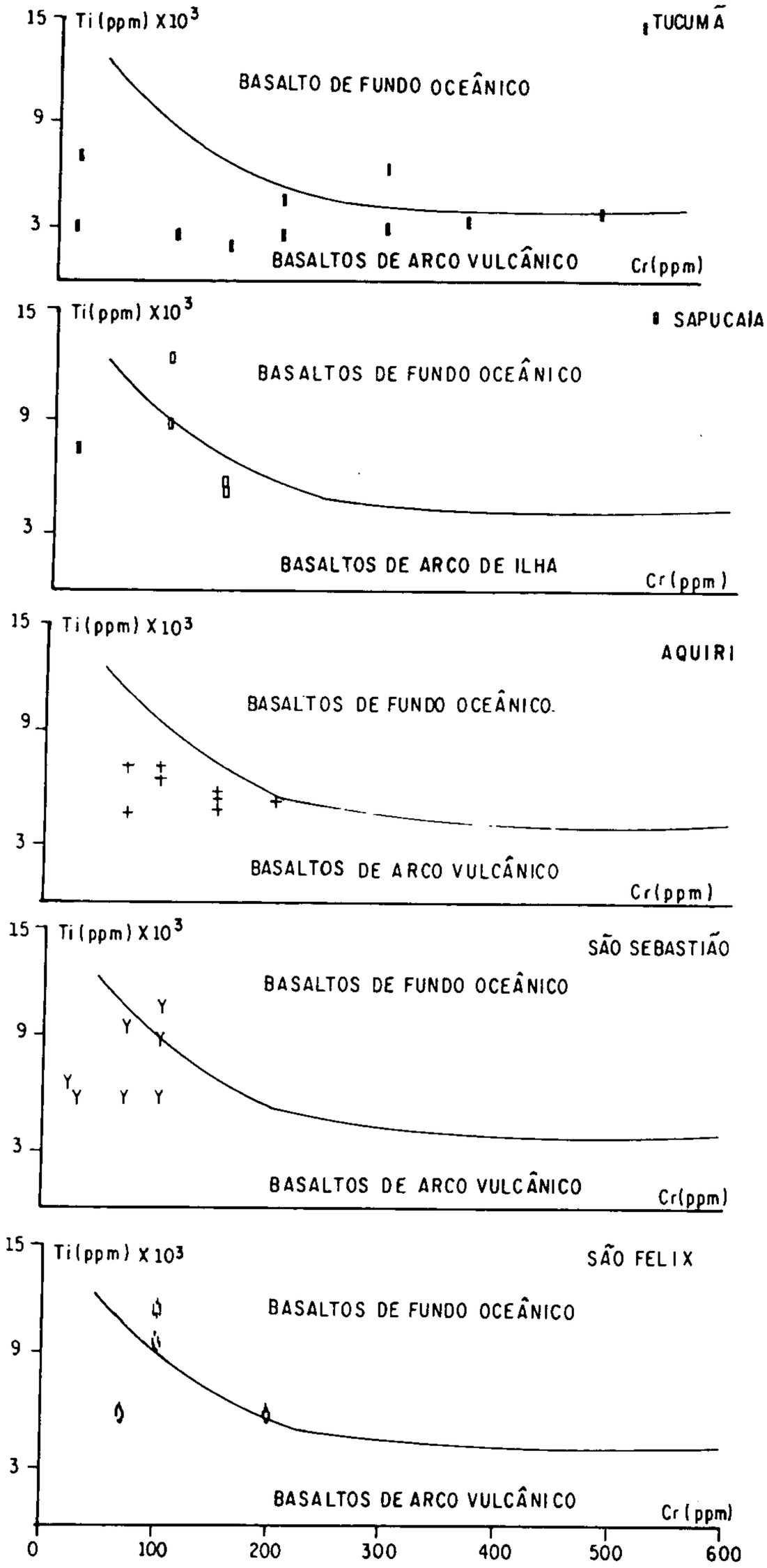


Figura II.6.13 – Diagramas Ti x Cr de Pearce (1975) aplicado às rochas vulcânicas das seqüências vulcano-sedimentares do Arqueano, na Folha São Félix do Xingu.

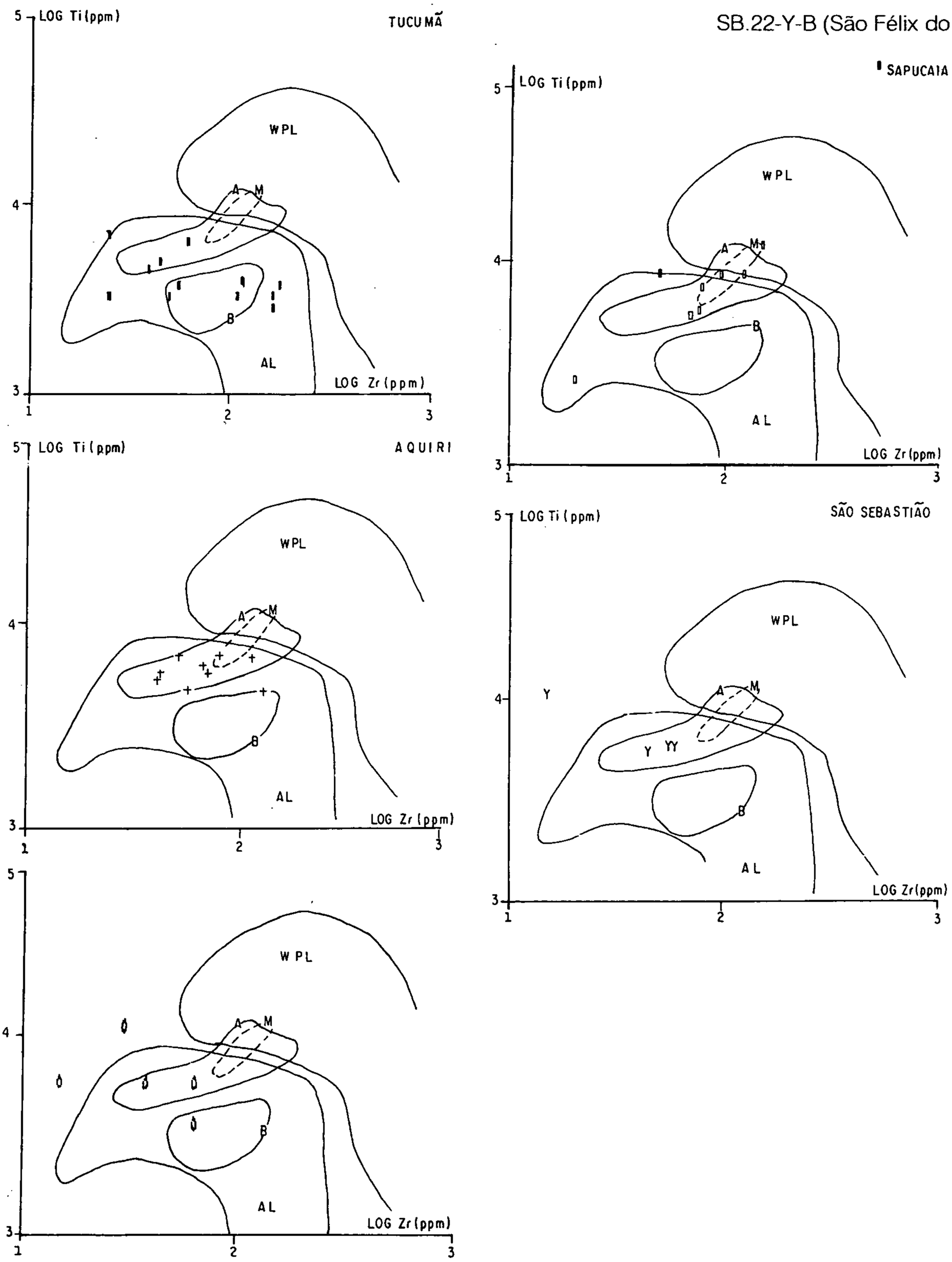


Figura II.6.14 – Diagramas Ti x Zr de Pharaoh e Pearce (1984) aplicados às rochas vulcânicas das seqüências vulcano-sedimentares do Arqueano, na Folha São Félix do Xingu. WPL – lavas intraplacas; AL – lavas de arco; A – metabasaltos do Projeto Bahia; B – metabasaltos do Grupo Grão-Pará (Dardene, 1987).

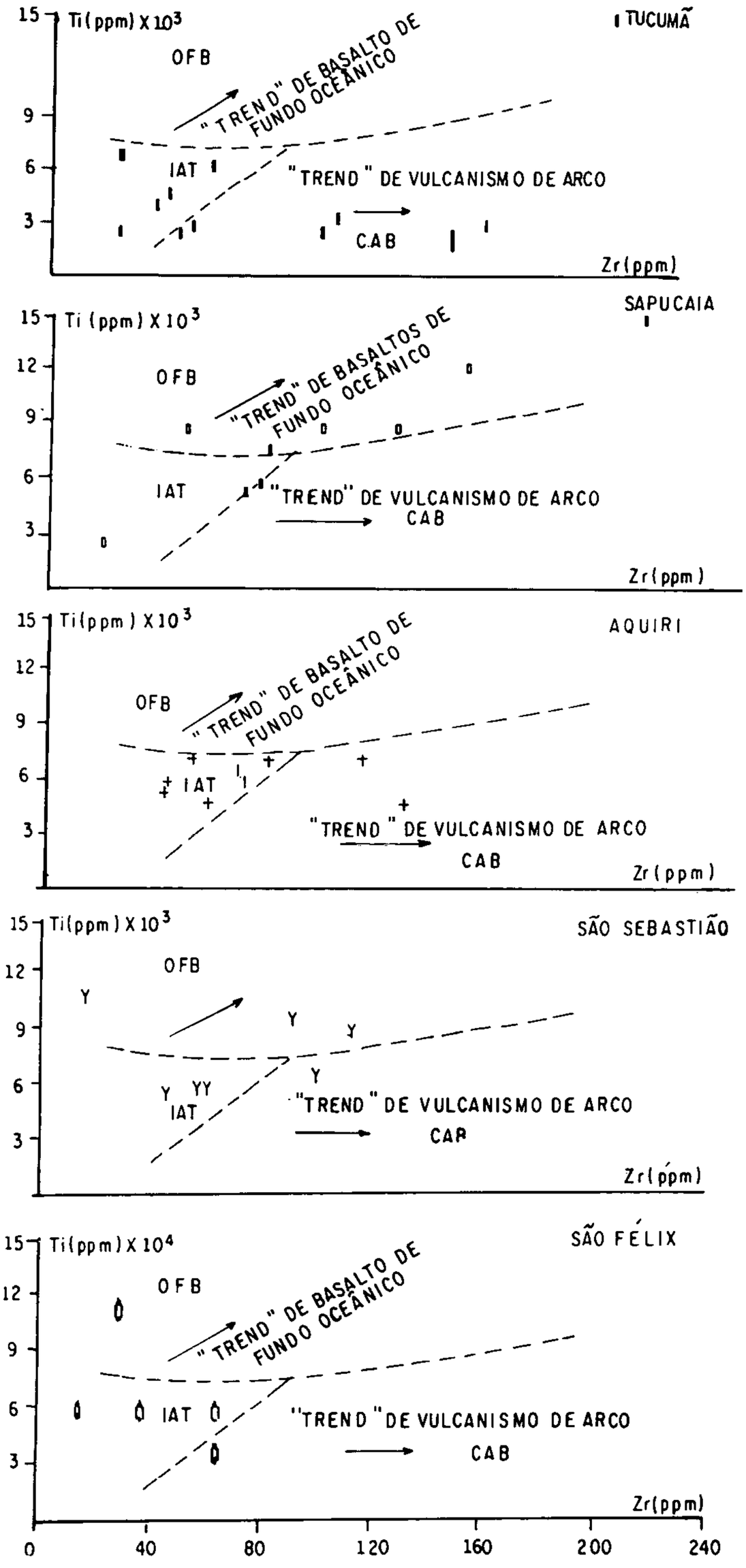


Figura II.6.15 – Diagramas Ti x Zr de Pearce e Cann (1973), aplicados às rochas vulcânicas das seqüências vulcano-sedimentares do Arqueano, na Folha São Félix do Xingu. OFB – basaltos de fundo oceânico; IAT – toleiítos de arco-de-ilha; CAB – basaltos calcialcalinos.

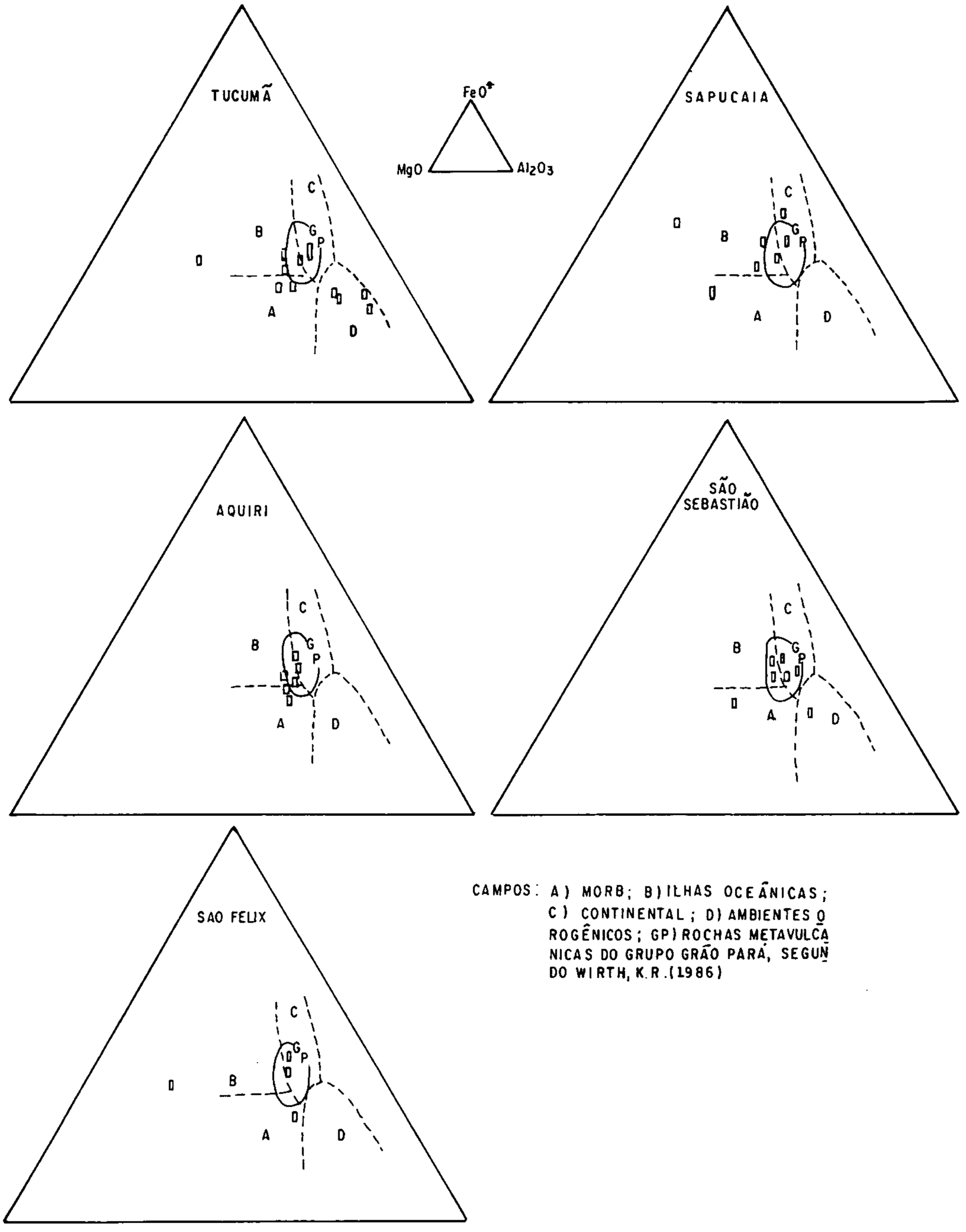


Figura II.6.16 – Diagramas ternários FeO-MgO-Al_2O_3 de Pearce et al. (1977), para discriminar os ambientes geotectônicos das rochas vulcânicas máficas.*

na fonte, concentrações maiores de sílica e magnésio, além de enriquecimento em sódio, em conseqüência de contato de rocha básica com material carbonático ou espilitização (Deer, Howie e Zussman, 1974), gerando a presença de nefelina normativa, em paragênese não característica de rocha alcalina. O potássio também está presente, em percentagens relativamente altas, em amostras de natureza ultrabásica.

Quando comparadas as amostras desta unidade, com aquelas do Grupo Tucumã, destacam-se os maiores percentuais de ferro e titânio, a tal ponto que no diagrama da figura II.6.8, pode-se caracterizar rochas do tipo ferro-toleiíto, além da presença marcante de hiperstênio, magnetita e ilmenita, normativos.

As relações entre ferro e magnésio expressas pelas razões MgO/FeO ou pelo Mg (Mg-number), conforme expressas na tabela II.6.6, são variadas em função da presença de feições cumuláticas, como é o caso das amostras AV-58 e AV-423A, extremamente ricas em Fe e Ti, chegando a gerar mg tão baixo quanto 0,29, na amostra AV-58, tipicamente um ferro-toleiito e, 0,49 na amostra AV-423A, simultanemante, rica em MgO, FeO e pobre em Al_2O_3, ou seja, de natureza ultrabásica.

As razões CaO/Al_2O_3 são relativamente homogêneas, permanescendo na faixa de 0,54 a 0,80, inferior, portanto, ao padrão condrítico (0,82) das rochas komatiíticas. As relações Al_2O_3/TiO_2 se distinguem pelos valores predominantemente baixos, entre 5 e 16, exceto para a amostra AV-201C, um *high magnesian basalt*, com valor de 27 (acima do padrão condrítico de 20). Ao que parece, trata-se de rochas depletadas em alumínio, relacionadas a fonte mantélica fundida em grandes profundidades (200-400km) e com cristalização de granada (Sun, 1984; Othani, 1984).

Os elementos-traço como Cr, Ni e V, têm concentrações normalmente baixas, à exceção daquelas registradas para as amostras AV-201C e AV-423A. Também são baixas as concentrações de Nb, Y e Zr.

As proporções entre os elementos imóveis, Ti-Zr-Y, não correspondem aos padrões condríticos komatiíticos (110, 290 e 2;56, segundo Nesbitt, 1979), conforme mostradas nos diagramas Ti/Zr, Ti/Y e Zr/Y das figuras II.6.9, II.6.10 e II.6.11. Por outro lado, à exceção das amostras AV-201C e AV-423A, as demais têm valores das razões Ti/Zr variando entre 72-99, dentro, portanto, do padrão dos basaltos de *greenstone belts* de Condie (1990) e dos basaltos do Ciclo II, do derrame de *Theo* e o *Warden Township*, do cinturão verde de Abitibi, Canadá. As razões Ti/V também estão fora do padrão condrítico (10), variando entre 14 e 126, porém, sendo bastante semelhantes às razões encontradas para as rochas do Grupo Tucumã.

Os dados relativos aos elementos de terras-raras estão dispostos, na tabela II.6.6 e diagramalmente representados na figura II.6.12. Neste diagrama as distribuições dos ETR, normalizados segundo o padrão condrítico de Evensen *et al.* (1978), geram curvas levemente inclinadas para a direita, tanto em função do enriquecimento dos ETRL, (La/Sm)N de 1,84 a 2,31, quanto do fracionamento dos ETRP, (Gd/Yb)N de 1,02 a 2,11. Este fracionamento dos ETRP é compatível com os valores das razões de Al_2O_3/TiO_2, bem como, com a possível cristalização de granada, em função do seu alto coeficiente de partição para os ETRP, especialmente, para o Yb. As anomalias de európio são praticamente desprezíveis (Eu-Eu* entre 0,82 e 1,1), exceto para a amostra AV-201C com valor anômalo igual a 0,61, provavelmente em conseqüência da natureza da rocha-fonte, já depletada em európio. À exceção da amostra AV-422A, observa-se em todas

Tabela II.6.6 – Dados químicos das rochas vulcânicas do Grupo Sapucia.

	AV-201C	AV-423A	AV-58	AV-55D	AV-422A	AV-345	AV-346	AV-43
	n = 8 amostras							
SiO_2	46,00	46,60	47,00	48,20	49,00	49,50	50,80	53,60
Al_2O_3	12,30	7,10	14,20	15,10	13,20	15,10	13,20	13,70
Fe_2O_3	4,00	4,30	7,50	3,50	3,20	3,30	3,60	6,00
FeO	6,90	16,00	11,20	9,80	11,10	8,60	8,10	8,00
MnO	0,06	0,15	0,15	0,18	0,22	0,13	0,12	0,13
MgO	14,60	16,40	5,20	7,40	7,80	8,30	8,90	5,40
CaO	8,60	5,00	7,90	9,30	10,60	10,40	10,40	7,40
Na_2O	0,43	0,81	1,30	2,00	1,60	1,70	5,60	3,10
K_2O	2,20	0,11	0,60	0,28	0,18	0,48	0,34	0,31
TiO_2	0,46	1,50	2,10	1,30	1,50	0,94	1,00	1,50
P_2O_5	0,09	0,33	0,21	0,08	0,12	0,12	0,13	0,20
Total	95,64	98,30	97,36	97,14	98,52	98,57	102,19	99,34
FeOt	10,50	19,87	17,95	12,95	13,98	11,57	11,34	13,40
CaO/Al_2O_3	0,69	0,7	0,55	0,61	0,8	0,68	0,78	0,54
FeO/Fe_2O_3	1,72	3,72	1,49	2,8	3,46	2,6	2,25	1,33
MgO/FeO	2,11	1,02	0,46	0,75	0,7	0,96	1,09	0,67
Al_2O_3/TiO_2	27	5	7	12	9	16	13	9
Mg	0,66	0,49	0,29	0,41	0,4	0,47	0,5	0,37
Ti(ppm)	2758	8993	12590	7794	8993	5635	5995	8993
Nb	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5
Y	7,5	10	36	25	20	7,5	10	25
Zr	20	50	150	79	98	70	76	125
Cr	1025	800	100	20	100	150	150	100
Ni	450	700	70	70	50	50	70	30
V	200	200	100	100	150	100	150	150
Y/Nb	1	1	5	3	3	1	1	3
Ti/Zr	138	180	84	99	92	81	79	72
Ti/V	14	45	126	78	60	56	40	60
Ti/Y	368	899	350	312	450	751	600	360
Zr/Y	3	5	3	3	5	9	8	5
Zr/Nb	2,67	6,67	20,00	10,53	13,07	9,33	10,13	16,67
La	6,1	11,72	22,21	3,4	3,76	8,55	18,15	12,95
Ce	11,39	22,62	18,66	4,58	13,72	15,47	16,83	25,03
Nd	7,79	14,6	29,26	8,43	8,37	10,21	18,56	16,7
Sm	2,07	3,51	7,14	2,4	2,68	2,63	4,92	4
Eu	0,42	1,21	1,87	0,91	0,81	0,79	1,62	1,44
Gd	2,05	3,05	6,57	3,38	3,1	2,81	6,27	4,59
Dy	2,36	3,14	8,26	3,7	4,2	3,66	8,09	4,59
Ho	0,44	0,63	1,68	0,76	0,88	0,75	1,6	1,08
Er	1,09	1,72	4,66	2,39	2,62	2,1	4,37	3,17
Yb	0,78	1,49	3,98	2,47	2,44	1,68	3,07	2,98
Lu	0,09	0,18	0,49	0,34	0,32	0,21	0,39	0,42
Eu/Eu	0,61	1,1	0,82	0,97	0,85	0,89	0,89	1,02
(La/Yb)N	5,23	5,27	3,75	0,92	1,03	3,42	3,97	2,92
(Gd/Yb)N	2,11	1,65	1,33	1,1	1,02	1,35	1,65	1,24
(La/Sm)N	1,84	2,09	1,95	0,89	0,88	2,04	2,31	2,03
Ce/Sm)N	1,32	1,55	0,63	0,46	1,23	1,41	0,82	1,51
SUM-ETRL	27,36	52,45	77,27	18,81	28,54	36,86	58,46	58,68
SUM-ETRP	6,83	10,24	25,66	13,04	13,58	11,24	23,8	16,83
SUM-ETR	34,61	63,91	104,81	32,76	42,93	48,9	83,88	76,95

	AV-201C	AV-423A	AV-58	AV-55D	AV-422A	AV-345	AV-346	AV-43
CIPW								
q	1,43	0,00	5,18	1,04	2,77	1,20	0,00	7,10
or	2,84	0,66	3,65	1,70	1,08	2,88	1,96	1,85
ab	3,80	6,98	11,34	17,43	13,74	14,60	24,62	26,48
an	31,64	15,69	32,09	32,33	28,72	32,63	9,67	22,76
ne	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00..	11,80	0,00
di	9,75	6,00	5,77	12,00	19,57	15,43	32,51	10,75
hy	40,16	53,09	31,90	28,49	26,42	27,46	0,00	23,26
ol	0,00	9,31	0,00	0,00	0,00	0,00	13,62	0,00
mt	5,61	4,43	5,38	4,18	4,41	3,59	3,55	4,39
il	4,37	2,90	4,11	2,54	2,89	1,81	1,86	2,87
ap	0,22	0,79	0,51	0,19	0,28	0,28	0,30	0,47

Mafica - Ultramaf.

as outras, anomalias negativas de Ce, sendo bem mais expressivas, aquelas das amostras AV-58, AV-364 e AV-55D.

A paleoambiência tectônica das amostras da Unidade Sapucaia, investigada a partir das razões Ti-Cr e Ti-Zr, representadas nas figuras II.6.13, II.6.14 e II.6.15, é semelhante aos ambientes modernos de arco-de-ilha e de fundo oceânico. As amostras com altas anomalias negativas de Ce, seriam um argumento corroborando a indicação de ambiente oceânico. Igualmente, como foi extrapolado para as rochas do Grupo Tucumã, a natureza dos metassedimentos associados às vulcânicas, bem como, a presença de rochas metafélsicas (metadacito), somados aos altos percentuais de ferro e de titânio das vulcânicas básicas toleiíticas, constituiriam fatores indicativos de ambiente do tipo bacia retro-arco (*back-arc basin*).

Na figura II.6.16, diagrama FeO^*-Al_2O_3-MgO de Pearce *et al.* (1977), os pontos desta unidade se dispersam nos campos das rochas de ilhas oceânicas, MORB, e também continental, mas não se enquadram exatamente no campo das rochas do Grupo Grão-Pará, que é predominantemente continental e de ilhas oceânicas.

Os padrões geoquímicos-litogeoquímicos das metavulcânicas básico-ultrabásicas do Grupo Sapucaia, podem ser considerados equivalentes àqueles das rochas do Grupo Tucumã.

6.1.1.3.3 Grupo Aquiri

As amostras desta unidade, selecionadas para estudos litogeoquímicos, totalizam 10 espécimes bastante homogêneas já que, conforme mostradas na figura II.6.6 são tipicamente toleiítos, a exceção da amostra AV-354C, plotada no limite latito-andesito/andesito.

Dos dados químicos e dos parâmetros litogeoquímicos, dispostos na tabela II.6.7, verifica-se que estes toleiítos são caracteristicamente ricos em ferro, com FeO (total) variando entre 10,67 e 14,69%. Da mesma forma, observam-se altos valores de TiO_2, compreendidos na faixa de 0,83-1,2%. Em coerência com estes altos valores de ferro e de titânio, observam-se os valores do parâmetro Mg (Mg-number) relativamente baixos, limitados a faixa de 0,37-0,49 e uma média de 0,44 ± 0,04. Em função das relações de ferro-magnésio-titânio-alumínio, o conjunto das amostras plotadas nos diagramas das figuras II.6.7 e II.6.8 têm caráter toleiítico, subdividido em três subconjuntos: a) Fe-toleiítos (AV-327); b) Mg-toleiítos (AV-343, AV-333, AV-416 e AV-412); e c) toleiítos normais (as demais amostras). As amostras do subconjunto Mg-toleiíto têm os maiores valores de Mg e olivina normativa, enquanto que, aquelas dos dois outros subconjuntos, são marcadas por expressivos valores de hiperstênio, magnetita e ilmenita, normativos.

As razões CaO/Al_2O_3/ e Al_2O_3/TiO_2 variam nas faixas de 0,49 a 0,79 e 12 a 19, respectivamente, portanto abaixo dos valores condrítricos komatiíticos (0,82 e 20). Não se observa os padrões de correlações negativas, entre estas razões, ou entre as razões de CaO/Al_2O_3 e MgO, como preconizadas por Arndt e colaboradores (1977), *apud* Beswick (1982). A ausência destes padrões correlativos, neste caso, poderia ser atribuída às alterações químicas sofridas pelas amostras, durante o metamorfismo de fácies xisto-verde a que foram submetidas, imprimindo-lhes uma mineralogia caracterizada por minerais do tipo tremolita-actinolita. Esta proposta de alteração química é coerente com a falta de consistência, entre as razões dos elementos-traço imóveis, como será visto mais adiante.

Tabela II.6.7 – Dados químicos das rochas vulcânicas do Grupo Aquiri.

	AV-343	AV-333	AV-327	AV-328	AV-156	AV-155	AV-416	AV-412	AV-336	AV-354C
	n =10 amostras									
SiO_2	48,30	48,30	48,50	48,70	48,70	48,80	48,90	49,20	51,00	54,70
Al_2O_3	15,60	15,10	15,10	14,20	16,10	14,20	14,20	15,10	14,20	12,30
Fe_2O_3	3,40	3,60	4,10	3,50	2,30	4,40	3,20	5,00	2,60	3,70
FeO	8,40	9,30	11,00	8,80	8,60	10,00	7,90	8,40	9,00	8,90
MnO	0,19	0,17	0,24	0,21	0,18	0,19	0,19	0,13	0,17	0,12
MgO	7,70	8,20	6,90	8,30	8,90	7,00	8,20	6,80	7,20	6,10
CaO	10,50	10,70	9,30	11,17	11,10	10,00	10,20	9,90	11,30	6,10
Na_2O	2,30	2,00	2,00	1,50	1,70	1,70	2,20	2,70	1,70	3,20
K_2O	1,30	0,30	0,34	0,16	0,16	0,60	0,91	0,30	0,30	1,80
TiO_2	1,00	0,94	1,20	0,99	0,83	1,20	0,94	1,20	1,10	0,83
P_2O_5	0,10	0,06	0,16	0,28	0,15	0,18	0,09	0,23	0,09	0,11
Total	98,79	98,67	98,84	97,81	98,72	98,27	96,93	98,96	98,66	97,86
FeOt	11,46	12,54	14,69	11,95	10,67	13,96	10,78	12,90	11,34	12,23
CaO/Al_2O_3	0,67	0,7	0,61	0,78	0,68	0,7	0,71	0,65	0,79	0,49
FeO/Fe_2O_3	2,47	2,58	2,68	2,51	3,73	2,27	2,46	1,68	3,46	2,4
MgO/FeO	0,91	0,88	0,62	0,94	1,03	0,7	1,03	0,81	0,8	0,68
Al_2O_3/TiO_2	16	16	13	14	19	12	15	13	13	15
Mg'	0,46	0,45	0,37	0,47	0,49	0,39	0,49	0,4.2	0,43	0,39
Ti(ppm)	6.000	5.640	7.200	5.940	4.980	7.200	5.640	7.200	6.600	4.980
Nb	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5
Y	7,5	18	13	7,5	7,5	13	7,5	22	7,5	19
Zr	42	41	79	69	56	112	41	51	67	127
Cr	150	150	70	150	150	100	200	100	100	70
Ni	70	70	50	70	70	70	70	70	70	50
V	100	100	150	150	100	150	150	150	150	100
Y/Nb	1	2	2	1	1	2	1	3	1	3
Ti/Zr	143	138	91	86	89	64	138	141	99	39
Ti/V	60	56,4	48	39,6	49,8	48	37,6	48	44	49,8
Ti/Y	800	313	554	792	664	554	752	327	880	262
Zr/Y	6	2	6	9	7	9	5	2	9	7
Zr/Nb	5,6	5,47	10,53	9,20	7,47	14,93	5,47	6,80	8,93	16,93
La	5,78	2,54	5,2						3,02	15,25
Ce	18,67	10,83	16,53						12,96	33,52
Nd	9,89	5,25	8,77						7,1	14,9
Sm	2,9	1,7	2,5						2,13	3,35
Eu	0,93	0,56	0,79						0,74	0,86
Gd	3,18	1,95	2,74						2,31	3,29
Dy	4,14	2,64	3,72						3,03	3,98
Ho	0,86	0,58	0,8						0,66	0,83
Er	2,54	1,81	2,43						2,05	2,41
Yb	2,24	1,69	2,23						1,92	2,24
Lu	0,3	0,23	0,3						0,25	0,29
Eu/Eu*	0,93	0,94	0,91						1,01	0,78
(La/Yb)N	1,73	1,01	1,57						1,06	4,57
(Gd/Yb)N	1,14	0,93	0,99						0,97	1,18
(La/Sm)N	1,25	0,93	1,3						0,89	2,86
(Ce/Sm)N	1,55	1,53	1,59						1,46	2,04
SUM-ETRL	37,25	20,33	33,01						25,22	67,02
SUM-ETRP	13,28	8,93	12,24						10,24	13,06
SUM-ETR	51,47	29,83	46,05						36,21	80,95

	AV-343	AV-333	AV-327	AV-328	AV-156
CIPW					
q	0,00	0,00	0,28	2,06	0,00
or	7,78	1,79	2,03	0,96	0,95
ab	19,71	17,17	17,14	12,98	14,57
an	28,76	31,78	31,61	32,26	36,27
di	19,05	17,73	11,63	18,41	15,00
hy	5,30	20,36	30,56	26,93	28,09
ol	13,47	5,52	0,00	0,00	0,00
mt	3,67	3,59	3,96	3,69	3,37
il	1,92	1,81	2,30	1,92	1,59
ap	0,24	0,14	0,38	0,67	0,36

	AV-155	AV-416	AV-412	AV-336	AV-354C
CIPW					
q	1,55	0,00	0,00	4,94	3,,76
or	3,61	5,55	1,79	1,79	10,88
ab	14,66	19,21	23,13	14,57	27,70
an	29,89	27,02	28,54	30,62	14,20
di	16,06	19,99	16,18	20,89	13,24
hy	27,40	17,59	20,41	20,92	24,82
ol	0,00	4,82	3,04	0,00	0,00
mt	3,99	3,65	3,96	3,82	3,45
il	2,32	1,84	2,30	2,11	1,61
ap	0,43	0,22	0,55	0,21	0,26

Os elementos-traço Cr, Ni e V, estão invariavelmente presentes em baixas concentrações (médias de 124ppm, 66ppm e 130ppm, respectivamente). Os valores mais elevados de Cr, correspondem às amostras com maiores valores de Mg. Também são baixas as concentrações dos elementos Nb, Y e Zr.

Os valores das razões Ti/Zr, Ti/Y e Zr/Y, na maioria das amostras, são distintos daqueles calculados por Condie (1990), para uma população de 556 amostras de basaltos de *greenstone belts*, para os quais estas razões variam entre os valores, respectivamente, de 81-102, 253-284 e 2,8-3,8. Também, conforme mostrado diagramalmente nas figuras II.6.9, II.6.10 e II.6.11, os valores registrados para a unidade basáltica em questão, divergem dos padrões condríticos de Nesbitt (1979): 110, 290 e 2,56, respectivamente. As razões Ti/Zr e Zr/Y são inferiores aos padrões condríticos, enquanto aquelas de Ti/Y, em sua maioria são superiores. Por outro lado, não há correlação direta entre os valores destas razões e aqueles do mg. As razões normalmente altas de Zr/Y (entre 2 e 9), com média de 6,2 são equiparáveis aos basaltos cálcio alcalinos de *greenstone belts*, de arcos de margem continental do Eo-Arqueano e do Neo-Proterozóico (Condie, 1990). Ademais, o aumento destas razões deve refletir a cristalização de clinopiroxênio, que aceita Y, preferencialmente, ao Zr e ao Yb, embora não se exclua a possibilidade de processos como, diferentes graus de fusão parcial, fontes de várias naturezas, além de, contaminação (Thurston, 1990). Quanto às razões Ti/Zr, apenas as amostras AV-327, AV-328, AV-156 e AV-416, têm padrões semelhantes aos *greenstone belts* basálticos de Condie (1990). As razões Ti/V variam na faixa de 39,6 a 60, sendo, portanto, distintas do padrão condrítrico (10), porém, estão na faixa de rochas do Grupo Tucumã e bem acima (duas vezes) da média (19) para os *greenstone belts* pré-cambrianos de Condie (1990).

Os elementos de terras-raras foram analisados em 5 amostras da unidade Aquiri, estando os dados è parâmetros litogeoquímicos dispostos na tabela II.6.7, enquanto as curvas de distribuição dos ETR, normalizados segundo o padrão condrítico de Evensen *et al.* (1978), estão no diagrama da figura II.6.12. As curvas são praticamente horizontais, com razões (La/Yb)N variando entre 1,01 e 1,73, exceto para a amostra AV-354C, que atinge valor de 4,57. As inclinações são devidas aos pequenos enriquecimentos verificados nos ramos dos ETRL, com (La/Sm)N entre 1,25 – 1,30 ou, devidas a pequenas depleções expressas por valores de 0,89 e 0,93. Apenas a amostra AV-354C não segue estes padrões, distinguindo-se das demais, sobretudo, pelo seu enriquecimento em ETRL (67) e alta anomalia de európio (Eu-Eu* = 0,78). Nas demais amostras, o európio praticamente não tem anomalia, variando na faixa de 0,91 a 1,01.

Confome se observa na figura II.6.12 os padrões quase horizontais dos ETRP (Gd/Yb)N entre 0,93 e 1,18, indicam que este conjunto não corresponde às suítes depletadas em alumínio, além do que, não houve durante sua formação o fracionamento de granada, capaz de responder pela variação das razões CaO/Al_2O_3, vistas anteriormente.

Em função dos padrões de distribuição dos ETR, pode-se concluir que as rochas analisadas são toleiítos do tipo TH1 de Condie (1976). O padrão da amostra AV-354C é comparável a de um andesito basáltico, conferido pelo padrão enriquecido em ETRL, bem como, pela anomalia negativa de európio e pela feição horizontal dos ETRP.

Comparando-se os padrões dos ETR do Grupo Aquiri com aqueles dos metabasaltos do Grupo Grão-Pará, registram-se feições dis-

tintas entre estas unidades, como o marcante enriquecimento em ETRL, e a freqüente anomalia de európio desta última unidade, fato não característico para as metabásicas toleiíticas do Grupo Aquiri.

A paleoambiência geotectônica das rochas da Unidade Aquiri é semelhante aos modernos ambientes de arco-de-ilha, como se depreende da análise das figuras II.6.13, II.6.14 e II.6.15.

Entretanto, na figura II.6.16 os pontos dessa unidade se posicionam na faixa de transição, entre ambiente continental – ilha oceânica – MORB. A maioria desses pontos coincidem com os das rochas do Grupo Grão-Pará, no campo das rochas continentais.

Assim, com base nas características distintas do ETR, bem como, nas diferenças entre as paleoambiências geotectônicas inferidas para as unidades, não haveria correlação entre os grupos Aquiri e Grão-Pará.

6.1.1.3.4 Grupo São Sebastião

As 8 amostras analisadas quimicamente nesta unidade, embora sejam composição básica, apresentam grandes variedades nos aspectos químicos (tabela II.6.8) e também nas classificações químico-mineralógicas. Na figura II.6.6 que representa o diagrama classificatório de La Roche. (1980), as amostras são classificadas como olivina basalto, mugearito e andesito-basaltos. Já na figura II.6.7 essas rochas variam de Mg-basalto toleiíto (basalto komatiítico) a toleiítos normais e ferro-toleiítos. Uma amostra (EM-413), está fora dos campos classificatórios desse diagrama, em razão do seu baixo percentual de magnésio.

As amostras analisadas diferem quanto as relações ferro-magnésio, quando comparadas com os basaltos de *greenstone belt* de Condie (1990), uma vez que, dos altos percentuais de FeO (total), média de 11,3 resultam baixos valores de Mg (entre 0,36 e 0,59), enquanto nos *greenstone* belts, este parâmetro varia em uma estreita faixa de 0,60-0,65.

As razões CaO/Al_2O_3 são inferiores ao padrão condrítico (0,82), à exceção da amostra AV-380A, com valor de 0,9. A faixa de variação compreende valores entre 0,28 e 0,68, compatíveis com os modernos basaltos toleiítos, confirmando assim o caráter toleiítico das rochas da Unidade São Sebastião como mostrado na figura II.6.8 (exceto para a amostra EM-413). A estes valores baixos, correspondem valores também baixos de clinopiroxênio e plagioclásio, conforme os dados disponíveis para os minerais (CIPW) na tabela II.6.8. Da mesma forma, as razões Al_2O_3/TiO_2 são, via de regra, muito baixas, quase a metade do padrão condrítico (20), fato que pode indicar o caráter depletado, em alumínio, dessas rochas.

Merece destaque os percentuais relativamente altos em K_2O, para algumas amostras da população (AV-380A, EM-451B e EM-405A), fato que pode estar relacionado a contaminação crustal, como conseqüência dos esforços de cisalhamento a que esteve submetida a unidade.

Os elementos-traço Cr, Ni e V, aparecem normalmente em baixas concentrações, da mesma forma que os elementos Zr, Y e Nb, exceto para a amostra EM-413 com os maiores valores de Y e de Zr.

As relações Ti-Zr-Y, mostradas nas figuras II.6.9, II.6.10 e II.6.11, são distintas dos padrões condríticos, os quais, respectivamente, iguais a 110, 290 e 2,56. As razões Ti/V, embora bastante distintas do padrão condrítico (10), apresentam valores compatíveis com a faixa das rochas do Grupo Tucumã. Como na unidade Aquiri, também não existe qualquer relação entre as razões destes elementos e os valores

Tabela II.6.8 – Dados químicos das rochas vulcânicas do Grupo São Sebastião.

	EM-429A	AV-380A	EM-518	EM-451B	EM-405A	EM-415	AV-381	EM-413
	n = 8 amostras							
SiO_2	47,20	48,00	48,00	49,60	49,80	49,90	54,80	55,90
Al_2O_3	14,20	12,80	17,00	15,10	14,20	13,20	13,20	15,60
Fe_2O_3	6,30	2,50	3,40	3,10	2,10	3,30	4,20	3,20
FeO	7,80	7,20	10,10	11,30	9,80	8,40	6,30	4,30
MnO	0,19	0,17	0,19	0,27	0,24	0,21	0,12	0,03
MgO	7,20	11,20	6,10	6,40	7,40	7,70	5,70	5,40
CaO	9,70	11,60	7,30	7,10	7,90	8,90	8,20	4,50
Na_2O	3,40	1,20	3,00	0,95	2,80	3,60	2,60	5,80
K_2O	0,48	1,30	0,48	2,40	1,60	0,97	0,85	2,10
TiO_2	1,60	0,94	1,80	1,50	1,00	1,00	1,10	1,00
P_2O_5	0,12	0,07	0,06	0,34	0,12	0,09	0,10	0,19
Total	98,19	96,98	97,43	98,06	96,96	97,27	97,17	98,02
FeOt	13,47	9,45	13,16	14,09	11,69	11,37	10,08	7,18
CaO/Al_2O_3	0,68	0,9	0,42	0,47	0,55	0,67	0,62	0,28
FeO/Fe_2O_3	1,23	2,88	2,97	3,64	4,66	2,54	1,5	1,34
MgO/FeO	0,92	1,55	0,6	0,56	0,75	0,91	0,9	1,25
Al_2O_3/TiO_2	8,87	13,61	9,44	10,06	14,2	13,2	12	15,6
Mg'	0,45	0,59	0,36	0,35	0,42	0,46	0,45	0,53
Ti(ppm)	9.600	5.640	10.800	9.000	6.000	6.000	6.600	6.000
Nb	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5
Y	25	7,5	5	7,5	7,5	16	17	78
Zr	90	45	15	111	56	59	98	267
Cr	70	700	100	100	70	100	20	30
Ni	10	100	70	30	50	50	30	50
V	150	70	200	150	70	70	100	70
Y/Nb	3	1	1	1	1	2	2	10
Ti/Zr	107	125	720	81	107	102	67	22
Ti/V	64	81	54	60	86	86	66	86
Ti/Y	384	752	2.160	1.200	800	375	388	77
Zr/Y	4	6	3	15	7	4	6	3
Zr/Nb	12	6	2	14,80	7,47	7,87	13,07	35,60
La			4,55		3,73	2,00	13,45	
Ce			14,05		11,43	9,13	31,76	
Nd			4,86		6,56	4,42	13,13	
Sm			0,95		1,89	1,40	2,94	
Eu			0,71		0,60	0,42	0,68	
Gd			0,63		2,22	1,62	2,69	
Dy			0,85		2,83	2,14	3,24	
Ho			0,19		0,58	0,46	0,67	
Er			0,64		1,66	1,40	1,90	
Yb			0,64		1,43	1,29	1,67	
Lu			0,11		0,17	0,17	0,21	
Eu/Eu*			2,63		0,90	0,85	0,73	
(Ce/Sm)N			3,57		1,46	1,57	2,61	
(La/Yb)N			4,77		1,75	1,04	5,42	
(Gd/Yb)N			0,80		1,25	1,01	1,30	
(La/Sm)N			2,98		1,23	0,89	2,86	
SUM-ETRL			24,42		23,61	16,96	61,28	
SUM-ETRP			3,10		8,91	7,10	10,40	
SUM-ETR			28,23		33,14	24,49	72,38	

	EM-429A	AV-380A	EM-518	EM-451B	EM-405A	EM-415	AV-381	EM-413
CIPW								
q	0,00	0,00	0,00	4,38	0,00	0,00	10,12	0,00
or	2,89	7,92	2,91	14,46	9,75	5,89	5,17	12,67
ab	27,52	10,47	26,05	8,19	24,43	31,33	22,67	50,09
an	22,54	26,49	32,32	30,42	22,11	17,48	22,50	10,54
ne	1,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
di	21,18	25,92	3,63	2,65	14,34	22,31	15,32	8,81
hy	0,00	15,25	23,66	31,67	14,30	2,01	17,86	3,48
ol	16,79	8,16	2,78	0,00	9,60	14,99	0,00	8,27
mt	4,59	3,64	4,91	4,43	3,14	3,73	3,88	3,70
il	3,10	1,84	3,50	2,90	1,95	1,95	2,15	1,93
ap	0,29	0,17	0,14	0,82	0,29	0,21	0,24	0,45

de Mg. Segundo Pearce e Norry (1979), *apud* Thurston (1990), as razões de Zr/Y aumentam em função da cristalização de clinopiroxênio, fato não constatado nas amostras em questão. Os valores destas razões também se mostram bem distintos, daqueles calculados para os basaltos de *greenstone belt* de Condie (1990). Sobretudo, quanto as razões Ti/Y, algumas amostras, por apresentarem alto enriquecimento em Ti e empobrecimento em Y, chegam a ter valores variando de 3-8 vezes o maior valor de Condie (1990), que chega a somente 284.

Os dados sobre os elementos de terras-raras analisados em 4 amostras de composição básica de Unidade São Sebastião, dispostos na tabela II.6.8 e as curvas de distribuição normalizadas segundo o padrão condrítico de Evensen *et al.* (1978), estão apresentadas na figura II.6.12.

Com base nestes dados e nos padrões das curvas, as amostras assim analisadas são subivididas em três grupos: a) Basaltos Toleiíticos TH1 (amostras EM-405A e EM-415) – Estes espécimes têm curvas com padrão condrítico (La/Yb)N entre 1,04 e 1,75; (Gd/Yb)N entre 1,01 e 1,25; (La/Sm)N entre 0,89 e 1,23; anomalias praticamente desprezíveis de európio (Eu/Eu* variando entre 0,85 e 0,90); b) Gabro Anortosítico – (amostras EM-518) - Destacam-se nesta amostra a forte anomalia positiva de európio (Eu/Eu* = 2,63) e o fracionamento dos ETRL (La/Sm)N = 2,98. Trata-se da rocha mais rica em Al_2O_3 e com maior percentual de plagioclásio normativo entre as rochas da população em exame; c) Toleiíto TH2 – (amostra AV-381) – Caracterizada por uma anomalia de európio de valor médio (Eu/Eu* = 0,73), fracionamento e enriquecimento dos ETRL (La/Sm)N = 2,86, elevado conteúdo de ETRL (SUM-ETRL = 61) e padrão horizontal dos ETRP (Gd/Yb)N = 1,3.

Do comportamento dos ETR descrito, apenas aquele da amostra AV-381, se equipara aos padrões das rochas do Grupo Grão-Pará, no que tange a presença de anomalia de európio e fracionamento dos ETRL. As amostras EM-405A e EM-415 são semelhantes àquelas dos grupos Tucumã, Sapucaia e Aquiri. A amostra EM-518, não encontra similar em nenhuma das unidades até então estudadas.

A paleoambiência das vulcânicas do Grupo São Sebastião, é semelhante aos modernos ambientes de arcos-de-ilha, como se deduz na análise das figuras II.6.13, II.6.14 e II.6.15.

Entretanto, na figura II.6.16, os pontos desta unidade, à semelhança do que se verifica com o Grupo Aquiri, se dispõem nos campos das vulcânicas continentais e ilhas oceânicas. Há ainda um ponto no campo MORB, e outro no campo de ambientes orogênicos. A maioria dos pontos coincide com o campo das rochas do Grupo Grão-Pará.

6.1.1.3.5 Grupo São Félix

No desenvolvimento dos estudos litogeoquímicos das vulcânicas desta unidade, foram analisadas, quimicamente, 6 amostras e os resultados analíticos constam da tabela II.6.9.

O conjunto de amostras analisadas corresponde a clã de rochas básicas, as quais, no diagrama R_1-R_2 de La Roche (1980), representado pela figura II.6.6 são classificadas como: toleiítos, olivina basaltos e latito-basalto. Uma amostra está posicionada no limite toleiíto/andesito-basalto. Ao analisar-se estas rochas segundo as relações Al_2O_3-MgO-($FeO+Fe_2O_3+TiO_2$) como indicado no diagrama da figura II.6.7, uma amostra (EM-484F) se posiciona no campo dos komatiítos (basalto komatiítico), enquanto as demais, se dispõem

Tabela II.6.9 – Dados químicos das rochas vulcânicas do Grupo São Félix.

	EM-205	EM-506B	AV-374G	EM-202	EM-206B	EM-484F
	n = 6 amostras					
SiO_2	48,90	49,30	49,30	49,80	50,70	54,10
Al_2O_3	13,20	14,20	13,20	14,20	13,20	14,20
Fe_2O_3	3,90	3,70	4,40	3,00	3,60	2,40
FeO	8,60	7,80	9,70	10,20	9,60	5,30
MnO	0,18	0,21	0,18	0,23	0,26	0,09
MgO	6,60	7,80	5,70	6,60	5,80	6,80
CaO	9,50	9,20	8,10	10,80	8,90	8,10
Na_2O	2,30	2,70	2,20	1,90	3,20	2,60
K_2O	2,30	1,50	2,90	0,24	0,30	3,00
TiO_2	1,00	1,00	1,90	1,00	1,60	1,50
P_2O_5	0,11	0,09	0,03	0,10	0,17	0,19
Total	96,59	97,50	97,61	98,07	97,33	98.28
FeOt	12,11	11,13	13,66	12,90	12,84	7,46
Ca/Al_2O_3	0,72	0,64	0,61	0,76	0,67	0,57
FeO/Fe_2O_3	2,2	2,1	2,2	3,4	2,66	2,2
MgO/FeO	0,76	1	0,58	0,64	0,6	1,28
Al_2O_3/TiO_2	13,2	14,2	6,94	14,2	8,25	9,46
Mg'	0,41	0,48	0,35	0,38	0,36	0,54
Ti(ppm)	6.000	6.000	11.400	6.000	9.600	9.000
Nb	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5
Y	7,5	19	30	19	36	28
Zr	15	65	30	38	191	146
Cr	200	70	100	200	100	150
Ni	100	70	290	100	100	150
V	500	100	400	200	300	100
Y/Nb	1,00	2,53	4,00	2,53	4,80	3,73
Ti/Zr	400	92	380	158	50	62
Ti/V	12	60	28,5	30	32	90
Ti/Y	800	316	380	316	267	321
Zr/Y	2	3	1	2	5	5
Zr/Nb	2	8,67	4,00	5,07	25,47	19,47
La				3,22		20,36
Ce				5,65		45,85
Nd				4,7		20,6
Sm				1,3		5,25
Eu				0,54		1,2
Gd				2,14		5,19
Dy				1,5		6,31
Ho				0,24		1,33
Er				0,56		3,93
Yb				0,44		3,86
Lu				0,04		0,49
Eu/Eu*				0,98		0,69
(La/Yb)N				4,92		3,54
(Gd/YB)N				3,93		1,08
(La/Sm)N				1,55		2,43
(Ce/Sm)N				1,04		2,1
SUM-ETRL				14,87		92,06
SUM-ETRP				4,92		21,13
SUM-ETR				20,33		114,4

	EM-205	EM-506B	AV-374G	EM-202	EM-206B	EM-484F
CIPW						
q	0,00	0,00	0,00	2,85	2,34	2,60
or	14,09	9,10	17,57	1,44	1,82	18,04
ab	20,17	23,45	19,08	16,40	27,83	22,38
an	19,59	22,78	18,02	30,09	21,34	18,52
di	23,46	19,12	18,92	19,72	18,87	16,84
hy	5,43	8,01	12,35	23,54	19,58	14,64
ol	11,19	11,55	5,14	0,00	0,00	0,00
mt	3,75	3,72	5,05	3,69	4,62	3,54
il	1,96	1,95	3,70	1,93	3,12	2,89
ap	0,27	0,21	0,09	0,24	0,41	0,45

no campo dos toleiítos, variando de Mg-toleiíto a Fe-toleiíto.

Merece especial destaque a natureza potássica da maioria das amostras, no que pese os altos percentuais de MgO, FeO (total) e CaO. Pelo menos, nas amostras EM-205, AV-374G e EM-484F, os percentuais de K_2O igualam ou superam aqueles de Na_2O. As percentagens dos álcalis, nestas referidas amostras, são muito semelhantes àqueles registrados por Lemos e Villas (1983), para os basaltos do Grupo Grão-Pará, no Platô N4, Serra dos Carajás. A amostra EM-484F, se analisada segundo o seu percentual de álcalis, poderia ser classificada como um basalto andesítico ou mesmo um traquiandesito, com característica shoshonítica, ou seja $K_2O > (Na_2O-1,5)$.

Os percentuais de FeO (total) são relativamente altos, variando na faixa de 7,8-14,1. Por seu turno, os percentuais de MgO e CaO, são característicos de rochas básicas, mostram pouca variação e estão compreendidos nas faixas de 5,7-7,8 e 8,1-10,8, respectivamente. As relações de ferro e magnésio, expressas pela equação Mg = MgO/(Mg)+FeO, sendo $FeO= 0,15Fe_2O_3$, correspondem a valores entre 0,35 e 0,54, não havendo correlação entre este parâmetro, e os percentuais de sílica. As amostras mais ricas em FeO (total), (EM-202, AV-374G e EM-206B), apresentam os mais baixos valores deste parâmetro.

As razões CaO/Al_2O_3 e Al_2O_3/TiO_2 são bastante distintas dos padrões condríticos (0,82 e 20, respectivamente), ficando sempre abaixo dos mesmos, além de que, não existe correlação entre os percentuais de MgO e as razões CaO/Al_2O_3. Trata-se de uma situação idêntica e já constatada nas demais unidades estudadas, atribuindo-se este fato às alterações químicas impressas a este conjunto de rochas, pelos processos de metamorfismo do fácies xisto-verde e, provavelmente, ao hidrotermalismo associado.

Os elementos-traço Cr e Ni, apresentam baixas concentrações, mais ou menos equivalentes e com pouca dispersão. Ambos, entretanto, estão comparativamente mais altos do que os basaltos do Grupo Grão-Pará, no Platô N4, da Serra dos Carajás. Lemos e Villas (1983, p. 170, tab.3). O V aparece com valores mais dispersos, em uma faixa de 100 a 500ppm. Não se observa qualquer relação entre este elemento e as concentrações de TiO_2, Fe_2O_3, ilmenita e magnetita, normativas. Ademais, de maneira estranha, a maior concentração deste elemento (500ppm) ocorre em rocha rica em olivina normativa, o que contraria o ponto de vista de Goldschmidt (1958).

Os elementos Nb e Y apresentam-se em baixas concentrações, enquanto o Zr, embora normalmente baixo, apresenta valores elevados nas amostras EM-206B e EM-484F.

As relações entre os elementos imóveis Ti/Zr e Ti/Y, são bastante distintas nos padrões condríticos, conforme mostrado nas figuras II.6.9 e II.6.10. Já as razões Zr/Y, a exceção da amostra EM-506B, variam na faixa de 1-5, portanto, dentro dos limites das rochas do *Greenstone Belt* Seringa (1,44-9,2), segundo Huhn *et al.* (1986), embora tenham uma média baixa (3) do que aquela desse *greenstone* (5). Os valores das razões Ti/V são muito dispersos (12-90), fora dos padrões dos *greenstone belts* Seringa, de Huhn *et al.* (1986) e daqueles de Condie (1990).

Com base nas relações Zr/Nb pode-se identificar dois conjuntos de amostras: a) com baixas razões (2 - 8,7) - EM-205, EM-506B, AV-374G e EM-202; e b) com altas razões (19,4 - 25)- EM-206B e EM-484F. De acordo com o esquema de Wilson (1989), o primeiro grupo normalmente provém de uma fonte rica em elementos incompatíveis (Sr, K, Rb, Ba, Th e Ta), enquanto o segundo, origina-se de uma fonte pobre nestes elementos.

Os modelos de distribuição dos elementos de terras-raras na Unidade São Félix foram baseados nas análises de duas amostras (tabela II.6.9 e figura II.6.12). Trata-se de duas amostras com padrões bastante diversificados entre si. A amostra EM-202 exibe baixo somatório dos ETR, anomalia desprezível de európio, baixo enriquecimento dos ETRL (10 *x* condrito) e quase ausência de fracionamento dos ETRL. Estas características são peculiares aos toleiítos do tipo TH1, com algum fracionamento de granada. Por outro lado, a amostra EM-484F está bastante enriquecida em ETRL, com fracionamento médio, (La/Sm)N = 2,43, possui considerável anomalia de európio (0,69) e padrão horizontal dos ETRP (Gd/Yb)N = 1,08. Esta amostra corresponde, provavelmente, a um toleiíto do tipo TH2 ou a um andesito basáltico.

A paleoambiência geotectônica das rochas desta unidade, como se depreende da análise das relações Ti/Zr, comforme mostradas nas figuras II.6.14 e II.6.15, assemelha-se aos ambientes dos modernos arcos-de-ilha. Em ambas as figuras, observa-se o deslocamente de duas amostras: EM-206B para o campo das lavas intraplacas, e AV-374G, para o campo dos basaltos de fundo oceânico.

Acrescenta-se ainda que na figura II.6.16, a maioria das rochas desta unidade encontra-se situada no campo das rochas vulcânicas continentais (C), uma pequena parte no campo das ilhas oceânicas (B) e apenas um ponto no campo das cadeias meso-oceânicas. A semelhança do que se constatou nas unidades Aquiri e São Sebastião, para o Grupo São Félix os pontos também coincidem com o campo das rochas do Grupo-Pará, com predominância do ambiente continental.

Além disto, os altos percentuais de K_2O, para a maioria das amostras, e o elevado somatório dos ETRL da amostra EM-484F, são indicações de forte influência continental nestas rochas.

Por fim, a assertiva de correlação entre as unidades Aquiri, São Sebastião, São Félix e Grão-Pará, é coerente com os resultados dos estudos estruturais desenvolvidos durante os mapeamentos da região sul do Pará. Embora, com base nos elementos Ti, Zr e Cr, se tenha atribuído uma paleoambiência geotectônica semelhante aquela de arco-de-ilha, para as rochas da unidade em questão, o que seria distinto das paleoambiência continental advogada por Huhn *et al.* (1986), para as rochas do Grupo Grão-Pará. Vale lembrar, que as baixas razões Zr/Nb predominantes no Grupo São Félix, são indicativas de enriquecimento de elementos crustais continentais, a semelhança dos basaltos de *rifts* da Etiópia e do Rio Grande, Novo México. Neste caso, não pode ser descartada a possibilidade de um ambiente continental ou transicional para as rochas do Grupo São Félix.

A proposta de ambiente de bacia do tipo *pull-apart* para as rochas vulcânicas do Grupo São Félix é questionável, quando se leva em conta que, no Canadá, Thurston (1990), as ocorrências neste ambiente são caracterizadas por metavulcânicas alcalinas a calcialcalinas (*Timiskaming Sequences*), com traquitos e derrames com leucita e vulcanismo shoshonítico, associadas a sedimentos fluviais. Como foi visto, para o Grupo São Félix as rochas vulcânicas desta unidade são toleiíticas, a exceção apenas da amostra EM-484F, que poderia ser classificada como um traquiandesito shoshonítico.

6.1.2 Rochas Metabásicas do Complexo Xingu, Básico-Ultrabásicas da Suíte Intrusiva Cateté e Básicas do Diabásico Cururu.

6.1.2.1 Introdução

Além das abundantes ocorrências de rochas metabásicas das seqüências vulcano-sedimentares, analisadas no ítem anterior, procurou-se obter uma visão petroquímica preliminar, sobre as outras rochas de natureza básica e ultrabásica ocorrentes na Folha São Félix do Xingu. Assim, foram

estudadas amostras das unidades: Complexo Xingu, Suíte Intrusiva Cateté e Diabásio Cururu, conforme mostrado no cartograma da figura II.6.17. De todas, as mais importantes são, sem dúvida, as rochas da Suíte Intrusiva Cateté, seguidas do Diabásio Cururu e, de menor expressão, inclusive não mapeada, as ocorrências relacionadas ao Complexo Xingu. Entretanto, elas serão descritas a partir da ordem decrescente de idade, ou seja: Complexo Xingu, Suíte Intrusiva Cateté e Diabásio Cururu.

6.1.2.2 Rochas Metabásicas do Complexo Xingu

Trata-se de ortoanfibolitos, que ocorrem normalmente como enclave, em terrenos gnáissicos de composição tonalítica a granodiorítica, formando, em função de processos anatéticos e/ou de injeções magmáticas, verdadeiras estruturas migmatíticas.

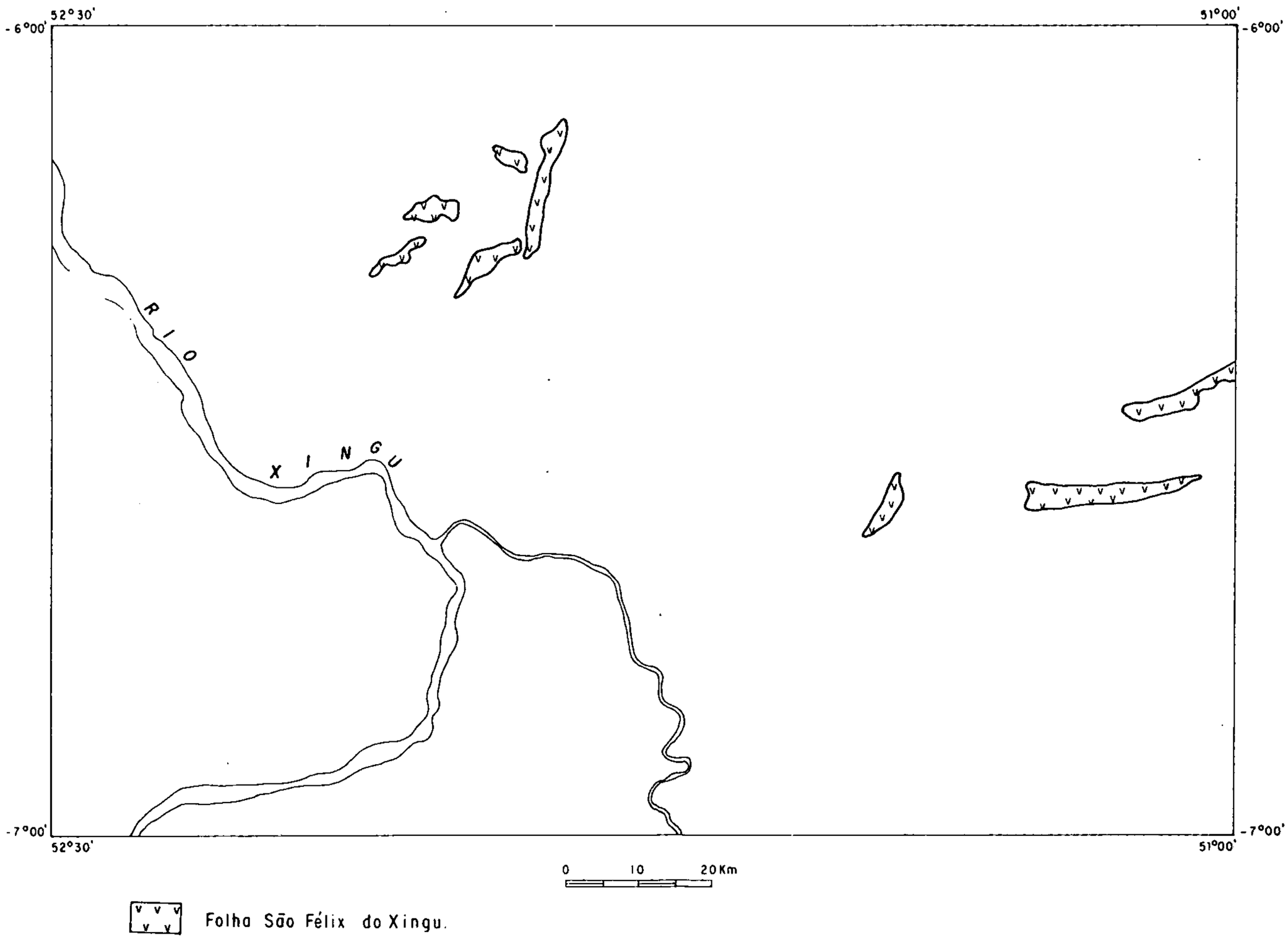


Figura II.6.17 – Cartograma mostrando a distribuição dos pontos de amostragem para estudos litogeoquímicos na Unidade Suíte Intrusiva Cateté na Folha São Félix do Xingu.

6.1.2.2.1 Composição e Classificação Químico-Mineralógica

Com base nos percentuais de SiO_2 (48,3-55,77%) constantes da tabela II.6.10, as rochas classificadas com ortoanfibolitos alcançam, também, a composição intermediária (AV-39 e EM-182B) e correspondem a andesitos basálticos no diagrama da figura II.6.18, que mostra os campos classificatórios das rochas vulcânicas, a partir das relações K_2O+Na_2O *versus* SiO_2 segundo Le Bas *et al.* (1986). As demais amostras são tipicamente basaltos.

No diagrama ($FeO^* + TiO_2$) - Al_2O_3-MgO de Viljoen *et al.* (1982), representado na figura II.6.19, duas amostras tem composição de Fe-basalto toleiítico, estando mais próximas dos basaltos komatiíticos, enquanto as demais, são claramente toleiítos, que variam de toleiítos normais a Fe-toleiítos. Estas mudanças refletem, certamente, as variações de MgO que se verifica nas amostras (MgO:5,4-9,7%), ou mais precisamente, as variações das relações FeO^*/MgO (0,526-2,27). Desta forma, as razões MgO/FeO são muito variadas, embora tendam a assemelhar-se ao padrão *MORB* (1) conforme Condie (1976). Já as relações CaO/Al_2O_3 variam em uma estreita faixa de 0,54 a 0,8, ficando assim, entre os toleiítos dos tipos TH1 e TH2 de Condie (1976) ou, simplesmente, basaltos toleiíticos modernos segundo Hall e Hughes (1990). A exceção da amostra AV-39, com FeO igual a 9,25, nas demais, este óxido é bem mais baixo, comparativamente aos toleiítos arqueanos, de tal modo que, as relações FeO/Fe_2O_3 ao variarem na faixa de 1,5 a 2,8, tendem a aproximar estas rochas mais aos padrões arco, calcialcalino e de *rift* continental.

Os baixos percentuais de Al_2O_3 (a exceção da amostra AV-85), variando de 11,8 a 15,10 são compatíveis com os toleiítos arqueanos.

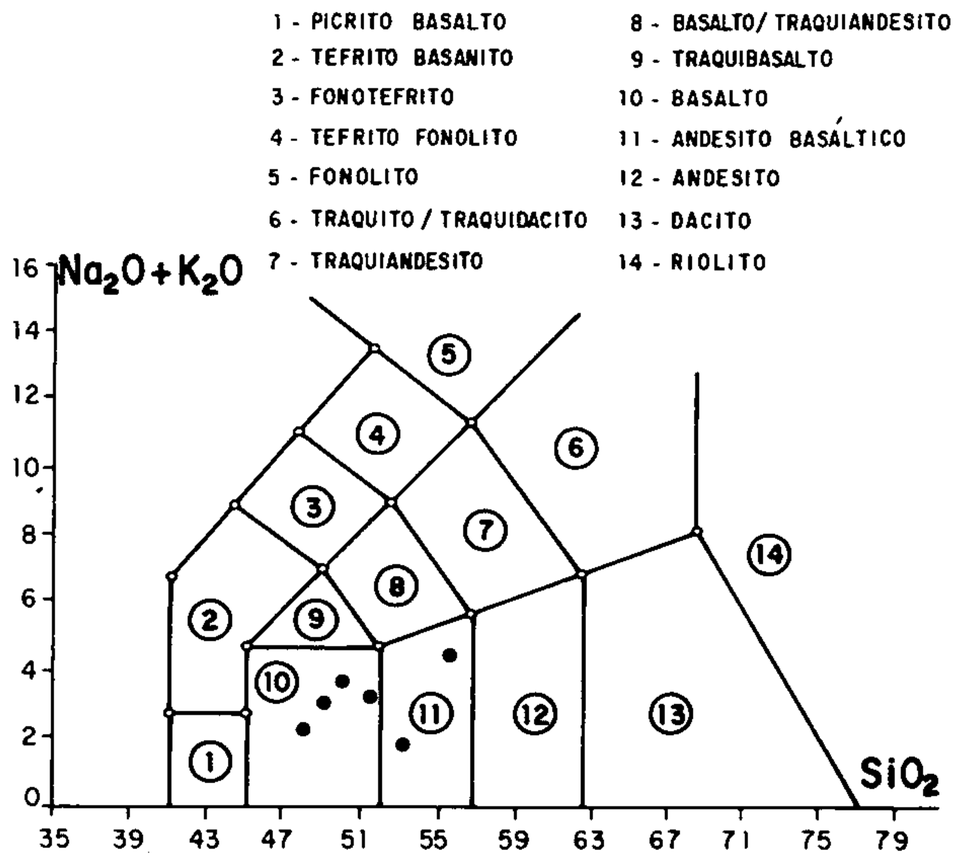


Figura II.6.18 – Diagrama SiO_2 x Na_2O + K2O de Le Bas, 1986 com os campos de classificação químico-mineralógico das rochas vulcânicas. Aplicado às rochas anfibolíticas do Complexo Xingu, na Folha São Félix do Xingu.

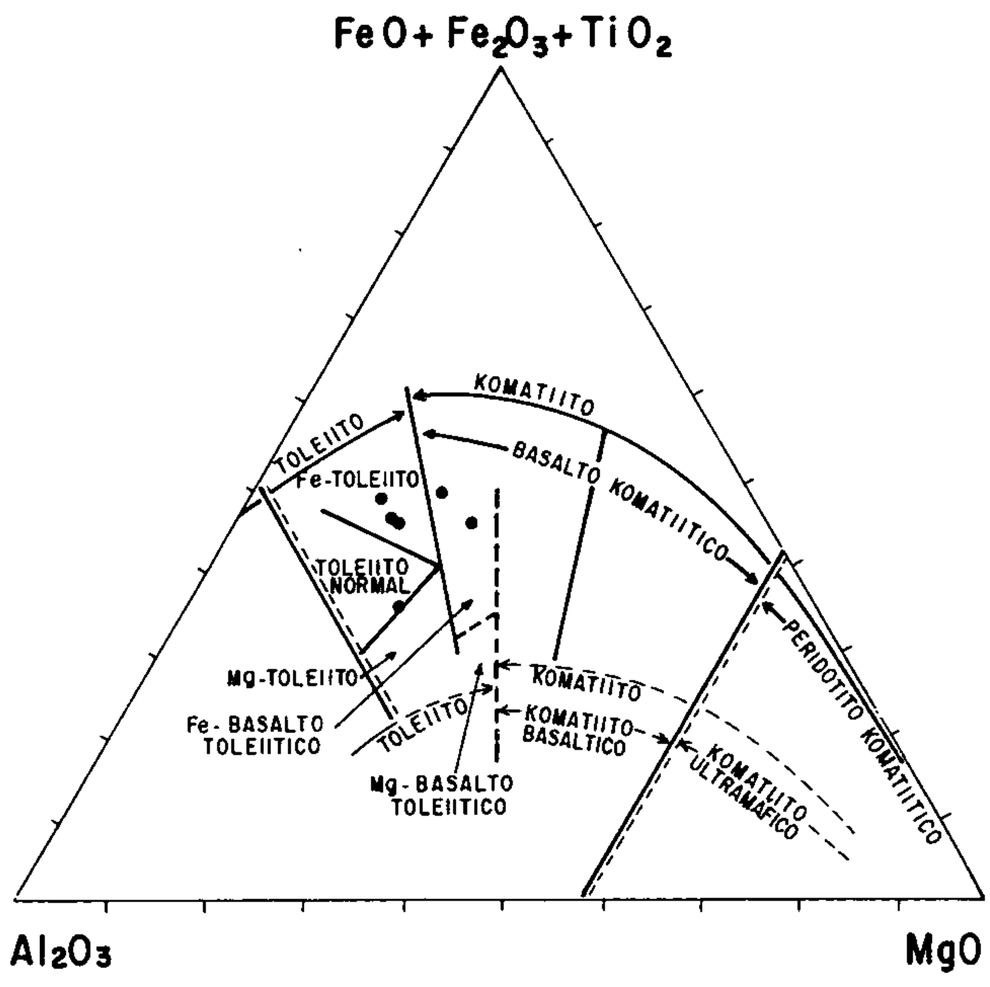


Figura II.6.19 – Diagrama Al_2O_3 – ($FeO + Fe_2O_3 + TiO_2$) – MgO de Viljoen (1982). Aplicado as rochas anfibolíticas do Complexo Xingu, na Folha São Félix do Xingu.

Tabela II.6.10 – Dados químicos dos anfibolitos do Complexo Xingu.

	AV-39	AV-85	AV-225	AV-239A	AV-394	EM-182B	TH1	TH2
SiO_2	53,30	51,60	49,20	48,30	50,10	55,70	50,20	49,50
Al_2O_3	14,20	17,00	13,20	15,10	15,10	11,80	15,50	15,20
Fe_2O_3	3,40	1,70	3,10	4,40	4,60	2,60	1,63	2,80
FeO	9,20	3,20	8,70	7,00	7,30	5,50	9,26	9,17
MnO	0,13	0,09	0,18	0,18	0,15	0,15	–	–
MgO	5,40	9,00	8,50	7,00	6,60	9,70	7,53	6,82
CaO	8,80	10,60	10,60	13,10	9,50	6,40	11,60	8,79
Na_2O	1,70	1,70	2,60	2,00	3,20	1,70	2,15	2,70
K_2O	0,31	1,90	0,79	0,61	0,73	3,00	0,22	0,69
TiO_2	2,10	0,08	0,94	0,89	0,83	0,78	0,94	1,49
P_2O_5	0,24	0,03	0,08	0,08	0,09	0,17	0,10	0,17
Total	98,78	96,90	97,89	98,66	98,20	97,50		
CaO/Al_2O_3	0,62	0,62	0,80	0,87	0,63	0,54		
FeO/Fe_2O_3	2,71	1,88	2,81	1,59	1,59	2,12		
MgO/FeO	0,59	2,81	0,98	1,00	0,90	1,76		
Al_2O_3/TiO_2	6,76	212,50	14,04	16,97	18,19	15,13		
CaO/TiO_2	4,19	132,50	11,28	14,72	11,45	8,21		
(Mg/Mg+Fetot	0,30	0,65	0,42	0,39	0,36	0,55		
Nb	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7		
Y	33	7,5	18	12	24	7,5		
Zr	153	15	45	23	64	15	53	135
Cr	70	500	200	100	50	150	490	250
Ni	30	200	100	30	50	100	140	125
V	200	70	150	70	50	50	260	365
Ti(ppm)	12.590	480	5.635	5.336	4.976	4.676		
Y/Nb	4,40	1,00	2,40	1,60	3,20	1,07		
Ti/Zr	82,28	31,97	125,23	237,14	77,75	311,74		
Zr/Y	4,64	2,00	2,50	1,88	2,67	2,00		
Ti/Y	381,50	63,95	313,07	444,63	207,33	623,48		
Ti/V	62,95	6,85	37,57	76,22	99,52	93,52		
Zr/Nb	20,40	2,00	6,00	3,00	8,53	2,14		
CIPW								
q	13,81	0,41	0,00	0,00	0,00	6,53		
or	1,85	11,59	4,77	3,66	4,40	18,19		
ab	14,56	14,84	22,48	17,18	27,63	14,75		
an	30,55	34,19	22,49	30,88	25,18	16,10		
di	9,86	15,69	25,01	28,28	18,33	12,23		
hy	19,70	20,56	8,83	7,51	10,85	26,77		
ol	0,00	0,00	10,67	6,96	8,26	0,00		
mt	4,99	2,36	3,61	3,52	3,44	3,39		
il	4,03	0,15	1,82	1,71	1,60	1,52		
ap	0,57	0,09	0,19	0,19	0,21	0,41		
hy/di	2,00	1,31	0,35	0,27	0,59	2,19		

	AV-39	AV-85	TH1	TH2	TAM
ETR					
La	19,04	1,60	13,00	3,60	3,90
Ce	33,72	1,74	30,00	9,20	7,00
Nd	19,07	2,14	17,00	6,60	6,00
Sm	4,6	0,40	4,00	2,00	2,20
Eu	1,29	0,26	1,30	0,73	0,90
Gd	5,34	0,50	3,80	2,10	2,50
Dy	5,58	0,32	4,20	3,40	2,70
Ho	1,32	0,06	–	–	–
Er	3,63	0,26	2,30	2,00	1.80
Yb	3,49	0,21	2,20	1,90	2,00
Lu	0,51	0,04	0,38	0,31	0,30
LaN	77,71	6,53			
Eu/Eu*	0,79	1,77			
(La/Yb)N	3,67	5,13			
(Gd/Yb)N	1,23	1,92			
(La/Sm)N	2,6	2,51			
SUM-ETRL	76,43	5,88			
SUM-ETRP	19,87	1,39			
SUM-ETR	97,59	7,53			

Obs.: TH1 e TH2 – toleiítos arqueanos empobrecidos e enriquecidos, respectivamente (Condie, 1976).
TAM – toleiíto de arcos modernos (Condie, 1976).

Este padrão toleiítico é confirmado no diagrama da figura II.6.20 (CaO-MgO-Al_2O_3), bem como, na figura II.6.21, com o diagrama A-F-M, embora neste, duas amostras estejam no campo calcialcalino, mas seguindo o *trend* toleiítico, ou seja, um rápido enriquecimento em ferro.

As relações Al_2O_3/TiO_2, a exceção da amostra AV-85 considerada absolutamente anômala, são todas inferiores ao padrão condrítico de Sun (1984), igual a 20,4. Os valores variam de 4,76 a 16,19, e na maioria, são superiores aos komatiítos arqueanos de Barberton, cuja média é de 10,2.

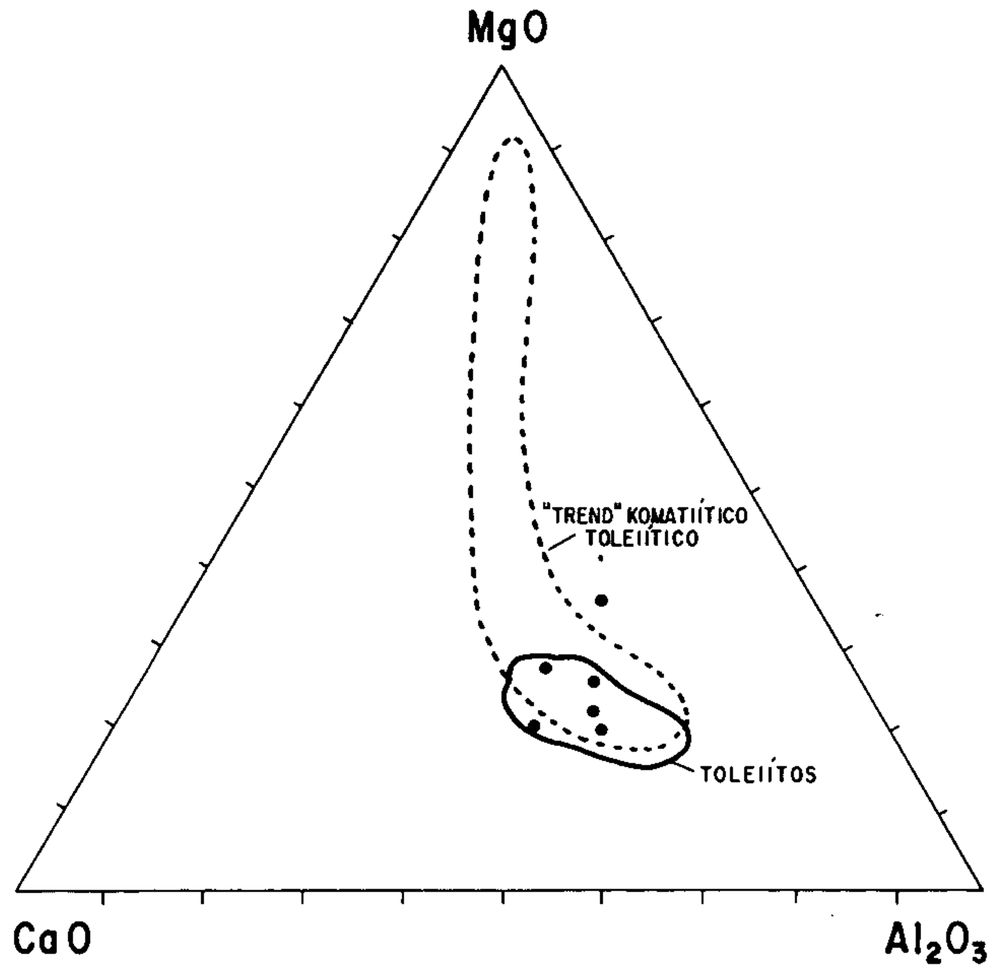


Figura II.6.20 – Diagrama CaO-MgO-Al_2O_3 de Viljoen e Viljoen (1977). Aplicado as rochas anfibolíticas do Complexo Xingu, na Folha São Félix do Xingu.

6.1.2.2.2 Elementos-Traço

Os elementos ferromagnesianos apresentam amplas faixas de variação: Ni (100-637,5ppm), V (50-200ppm) e Cr (50-500ppm), e não guardam qualquer relação com a variação de SiO_2 ou mesmo com o Mg-*number*. Da mesma forma, os elementos Y e Zr, são variáveis entre amplas faixas (Y=7,5-33ppm; Zr=15-153ppm), muito embora, as razões Zr/Y concentrem-se em uma faixa mais estreita de variação (1,87-4,6), ou seja, permanecem nos padrões dos toleiítos TH1 e TH2 de Condie (1976), com predominância do primeiro. As relações Ti/V são bastante variáveis, ocorrendo na faixa de 7 a 99, sendo de modo geral, superiores aos toleiítos calcialcalinos (40) e de *rift* continental (44). Apenas a amostra AV-39, tem percentual de TiO_2 (2,1) compatível com a média dos basaltos continentais (2,2), enquanto os demais, se aproximam mais da média dos toleiítos de arco. Por fim, as relações Ti/Zr ocupam tão ampla faixa de variação (32-311), a ponto de assemelhar-se ao que Sun (1984), dissertava quanto a heterogeneidade dos elementos ditos imcompatíveis (Ti, Zr, Y, Nb, Rb,

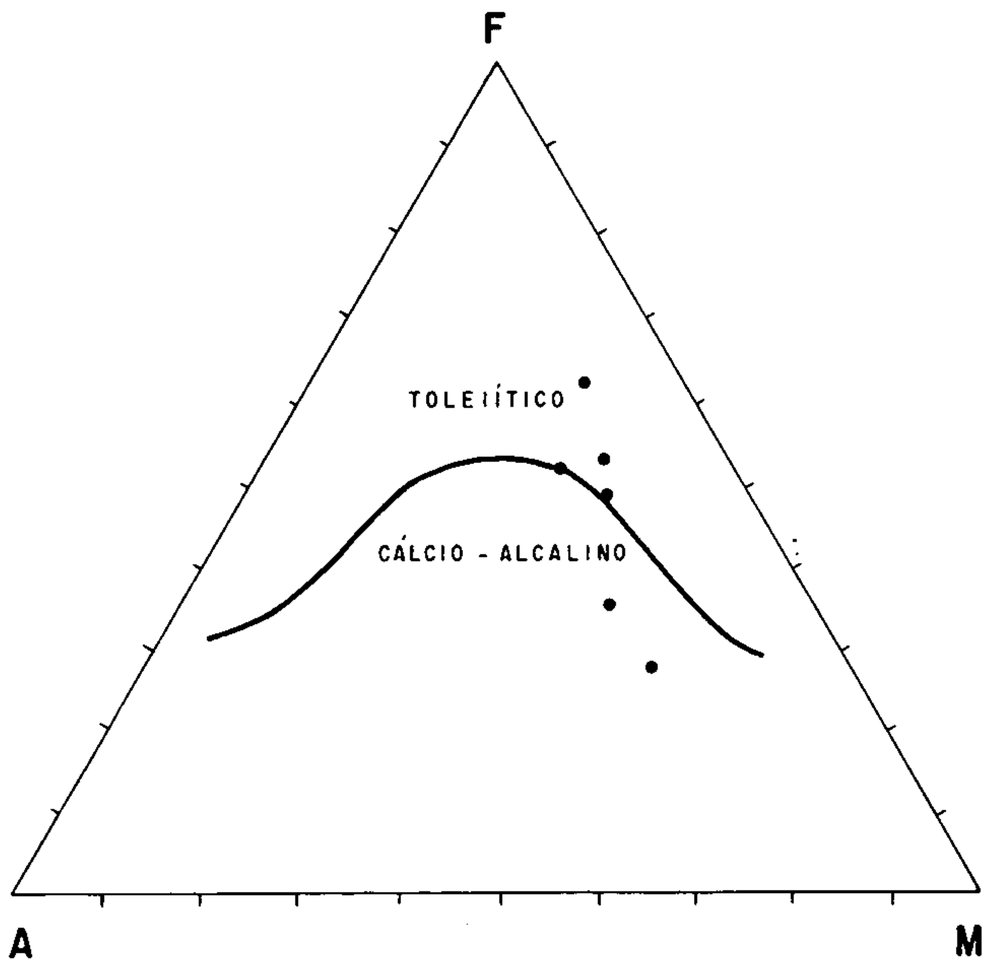


Figura II.6.21 – Diagrama A-F-M com a linha divisória dos campos toleiíticos e calcialcalino, segundo Irvine e Baragar (1971). Aplicado as rochas anfibolíticas do Complexo Xingu, na Folha São Félix do Xingu.

Sr, Th, U, P e Ba), que caracterizam metamáficas do Arqueano, e o seu entendimento exato depende de um estudo bem detalhado, como foi feito nos komatiítos e toleiítos de Munro Township, Canadá.

Os estudos sobre os elementos de terras-raras estão limitados às amostras AV-39 e AV-85 cujos dados estão organizados na tabela II.6.10 e as curvas padrão na figura II.6.22. Estas duas amostras têm padrões bastante distintos, e coerentes com os percentuais de SiO_2 e de MgO. A amostra AV-39 tem alta concentração de ETR, alcançando o seu somatório a 97,59; encontra-se também enriquecida em ETRL (76,43), destacando-se o Ce sobre os demais. O fracionamento destes elementos, medido pela razão (La/Sm)N é igual a 2,6, distinto do comportamento do ETRP, que além de quase horizontal (Gd/Yb)N=1.23, tem seu somatório igual a 19,87. Verifica-se, por fim, uma anomalia negativa de Eu (Eu/Eu*=0.79).

Os padrões analisados para a amostra AV-39 são bastante semelhantes aos dos toleiítos arqueanos enriquecidos (EAT) ou TH2 de Condie (1976), sendo também coerentes com os dados relativos aos elementos maiores (CaO/AlO_3, FeO/Fe_2O_3), o que equivale dizer, que se trata de um toleiíto comparável aos modernos vulcanitos básicos calcialcalinos e de ilhas oceânicas.

Quanto a amostra AV-85, além do seu baixo somatório dos ETR (7,35), verifica-se também anomalia positiva de Eu (Eu/Eu*=1,77) e fracionamento ligeiramente maior dos ETRP (1,92) e da curva em geral (La/Yb=5,13). Trata-se de uma amostra que guarda alguma semelhança com os basaltos toleiíticos do tipo TH1 (DAT), ou toleiíto moderno de arco, mas que, no entanto, teve alguma influência de material crustal, tendo em vista seus elevados percentuais de SiO_2 e K_2O. Pode tratar-se, também, de processo

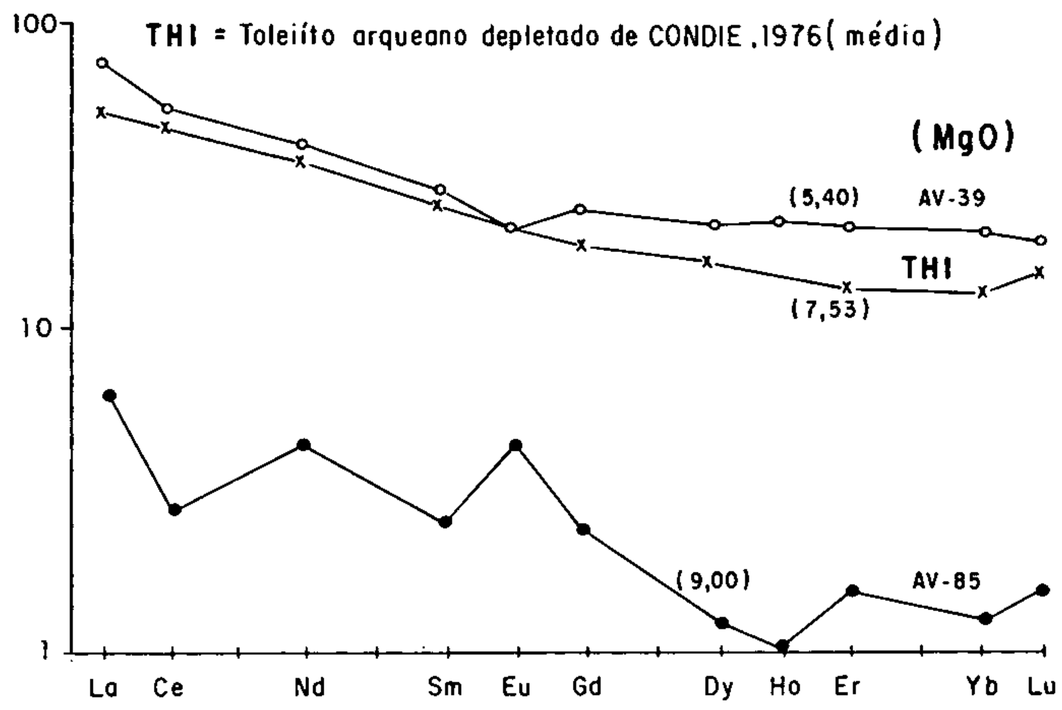


Figura II.6.22 – Padrões dos elementos de terras-raras normalizados segundo o condrito de Evensen et al. (1978) para os anfibolitos do Complexo Xingu, na Folha São Félix do Xingu.

metassomático alcalino que teria afetado esta amostra.

6.1.2.2.3 Ambiência Geotectônica

Pelo diagrama de Pearce *et al.* (1975) – TiO_2-K_2O-P_2O_5, representado na figura II.6.23, há indicação de que a maioria dos pontos dos ortoanfibolitos do Complexo Xingu é de ambiente oceânico.

Pelas razões Ti (ppm) e Zr (ppm), haveria indicação predominantemente de arco vulcânico, com apenas uma amostra (AV-39) no campo continental, tendo em vista seu elevado percentual de TiO_2 (2,1%).

Ainda utilizando-se os parâmetros Ti e Zr, no diagrama de Floyd e Winchester (1975), representado pela figura II.6.24 ter-se-ia indicações de ambiente oceânico (OTB) e continental (CTB). Entretanto, a compreensão exata da paleoambiência destes anfibolitos, depende de uma maior amostragem, tendo

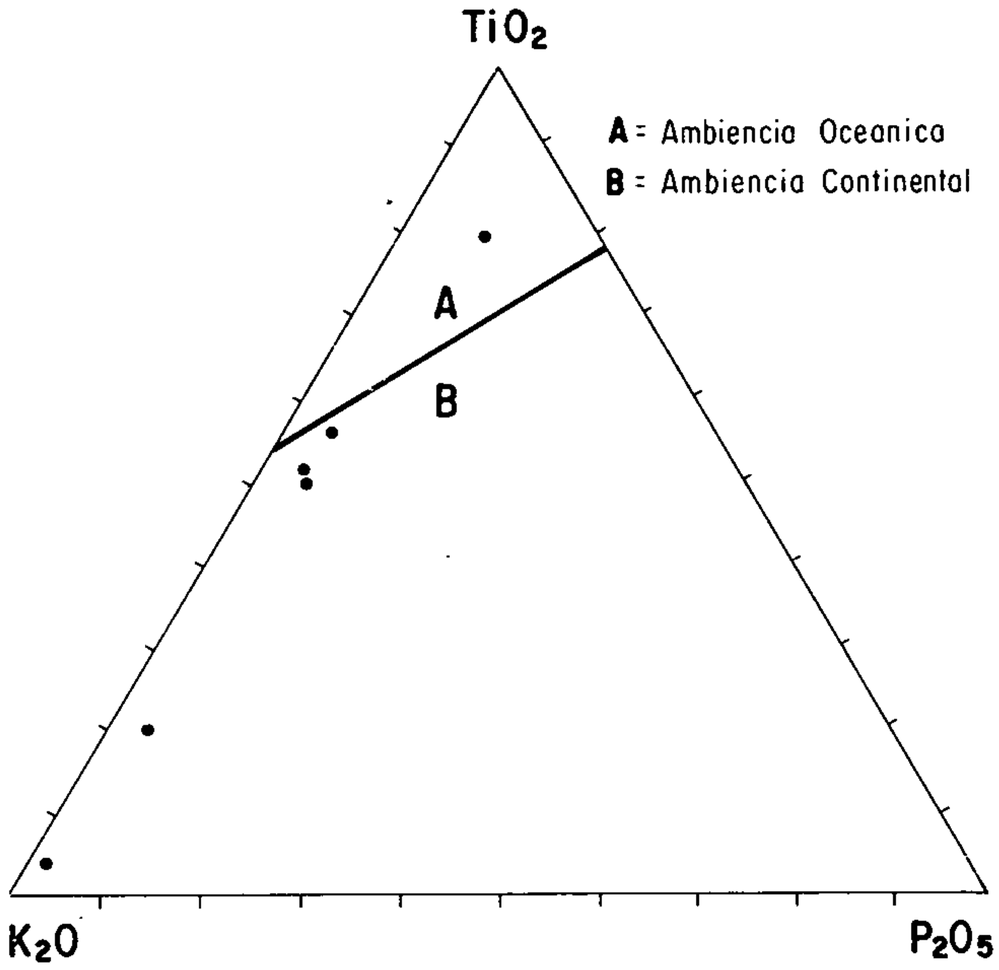


Figura II.6.23 – Diagrama K_2O-TiO_2-P_2O_5 de Pearce et al., 1975 mostrando os campos de ambientes oceânicos e continentais. Aplicado as rochas anfibolíticas do Complexo Xingu, na Folha São Félix do Xingu.

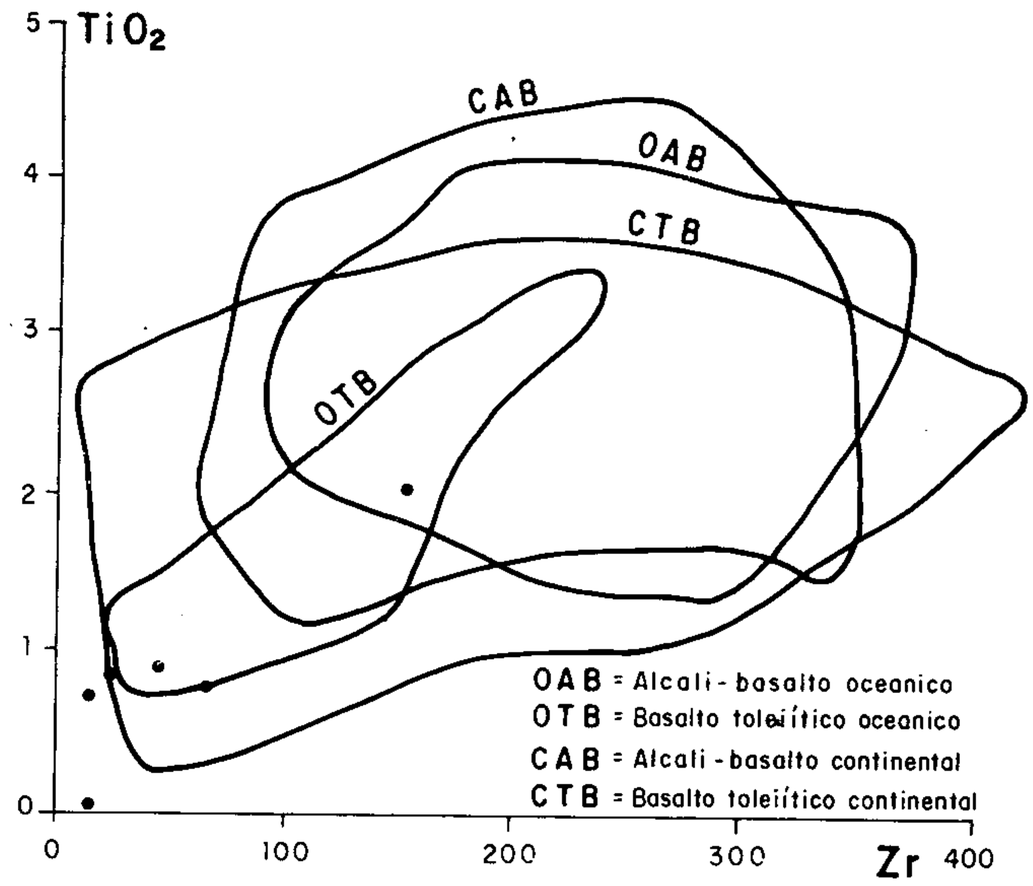


Figura II.6.24 – Diagrama Zr x TiO_2 de Floyd e Winchester (1975). Aplicado para as rochas anfibolíticas do Complexo Xingu, na Folha São Félix do Xingu.

em vista que, sobre tais rochas, houve grande incidência de processos de migmatização, relacionados a extensa granitogênese que atuou no Complexo Xingu.

6.1.2.3 Suíte Intrusiva Cateté

6.1.2.3.1 Introdução

Desta unidade foram mapeados quatorze corpos distribuídos nas porções leste central, nordeste e norte da Folha São Félix do Xingu figura II.6.17. Nas porções leste e nordeste, os corpos têm forma alongada com direções E-W e NE-SW ou em forma de bumerangue. Na parte central, se dispõem na direção N-S, em forma lenticular ou de um corpo mais desenvolvido, com feição circular ao norte e mais alongado ao sul, dando idéia de bumerangue irregular. Na porção norte, o principal corpo tem direção N-S e os menores, sempre em forma de bumerangue e de pequenas lentes, se dispõem nas direções NE-SW e E-W.

Os corpos estão situados, principalmente no Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, nos sistemas transcorrentes Anaporã e Araraquara, e no Domínio Imbricado. Entretanto, pequenos corpos, não mapeáveis na presente escala de trabalho, foram detectados no Terreno Granito-*Greenstone* do Sul do Pará e na Bacia do Médio Xingu.

Do ponto de vista petrográfico foram registrados nesses corpos, rochas dos tipos gabros noríticos, noritos, piroxenitos, peridotitos e ser-

pentinitos. Alguns desses corpos, evidenciam que se tratam de intrusões, do tipo acamadada, com características intrusivas atectônicas, de idade proterozóica inferior.

Algumas coberturas lateríticas que capeam tais corpos, apresentam enriquecimento residual em níquel formando depósitos.

6.1.2.3.2 Classificação Químico-Mineralógica e Natureza das Séries Magmáticas

Com o intuito de proceder as investigações petroquímicas nesta unidade, foram analisadas 39 amostras de rochas, sendo 16 rochas ultramáficas (piroxenitos, peridotitos e serpetinitos) e 23 rochas máficas (gabros e noritos), cujo os dados analíticos, constam na tabela II.6.11.

Aplicando-se o diagrama multicatiônico R_1-R_2 de La Roche (1980), (figura II.6.25), na expectativa de se obter classificações químico-mineralógicas, mas próximas das classificações petrográficas, ressaltam-se os seguintes aspectos:

a) serpentinitos: estão todos afastados para a direita embora na direção do campo dos gabros noritos; além de se situarem abaixo da linha SiO_2=50%, possivelmente, pelos baixos percentuais de Al_2O_3 (menores do quem 1%);

b) piroxenitos: estão muito afastadas para a direita (R_1 muito alto, acima de 3.000), provavelmente devido ao alto percentual de sílica (sílica de contaminação), já que as amostras classificadas como tal (AV-02, AV-13, AV-126, AV-127, AV-128 e EM-428A), todas têm percentual de SiO_2 maior do que 55%, quando a média para este tipo de rocha, segundo Le Maitre (1976), é de 46%.

c) gabros: a grande maioria corresponde a gabros dioritos e gabros noritos. Exceções são verificadas em amostras que se posicionam no limite diorito/monzodiorito (AV-200, classificada com gabro), sienodiorito (AV-374L, classificada como gabro).

No caso específico dos serpentinitos, o seu deslocamento seria justificado pelos baixos percentuais de Al_2O_3 e de CaO, o que resultaria em baixos valores de R_2. Por outro lado, para os piroxenitos, embora tenha sido estabelecida a média de sílica igual a 46% por Le Maitre (1976), em muitos terrenos arqueanos/proterozóicos, eles apresentam elevados percentuais de sílica (p. ex. micropiroxenitos de Bushveld com 56,07% de SiO_2, segundo Sharpe e Hulbert (1985) *in*: Hall e Hughes (1990

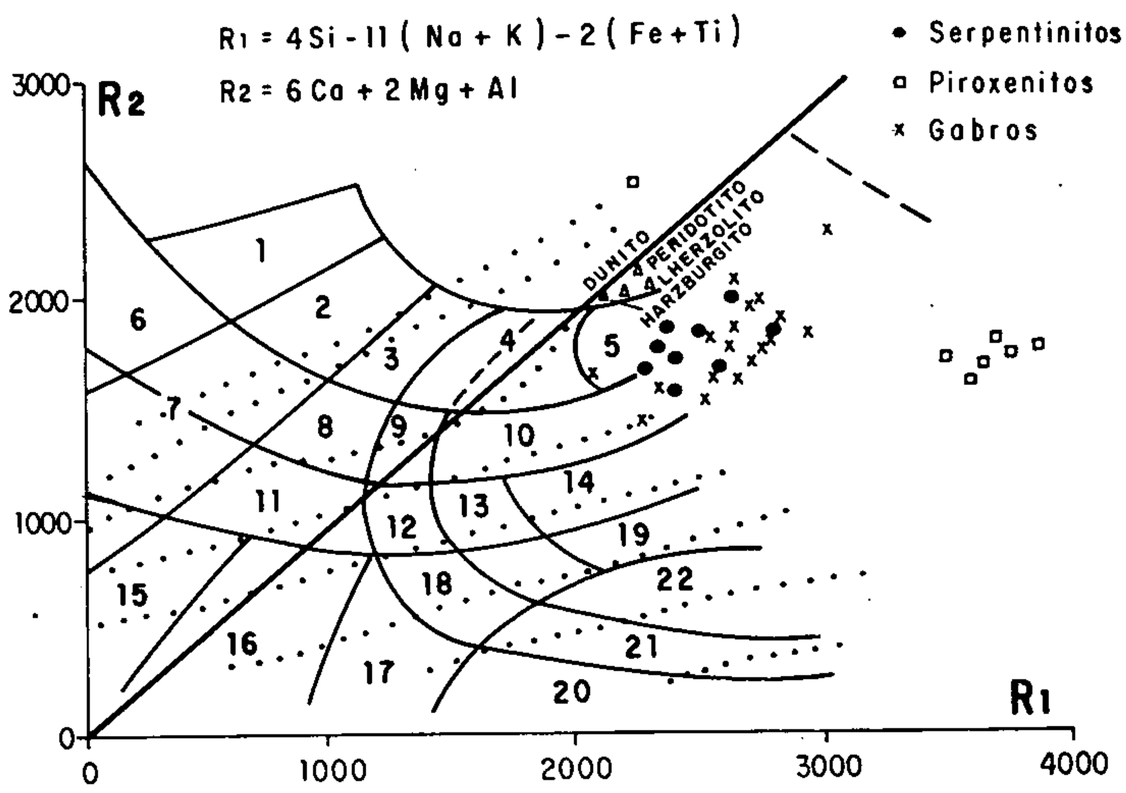


Figura II.6.25 – Classificação químico-mineralógica de rochas plutônicas segundo o diagrama R_1-R_2 de La Roche et al. (1980). Aplicado as rochas máficas e ultramáficas da Suíte Cateté, na Folha São Félix do Xingu.

Tabela II.6.11 - Dados químicos das rochas da suíte intrusiva Cateté.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
	AV-129	AV-15	AV-36B	AV-200	AV-374J	AV-330	AV-20	AV-38	AV-90	AV-131	AV-331	AV-84	AV-302A	AV-130	AV-256C	AV-329	AV-332	AV-344	AV-372A	EM-503A
SiO_2	50,00	49,80	52,60	48,90	47,70	54,10	55,30	53,50	54,30	52,00	52,90	53,80	52,80	52,30	51,00	53,80	53,50	53,20	53,50	52,00
Al_2O_3	19,80	17,00	19,40	13,20	16,10	15,10	16,10	16,10	15,10	16,50	14,00	17,00	17,90	17,00	17,50	20,30	17,90	15,10	15,10	15,10
Fe_2O_3	0,78	1,50	2,10	7,60	3,40	1,90	1,40	2,50	2,10	2,00	2,20	1,80	1,80	1,80	1,70	1,80	1,40	1,80	1,50	3,40
FeO	2,30	4,70	3,90	7,30	8,30	5,40	6,10	4,00	6,00	6,50	4,80	5,40	5,40	4,40	5,10	4,00	4,30	5,90	6,50	6,30
MnO	0,08	0,09	0,14	0,19	0,18	0,14	0,13	0,15	0,13	0,15	0,17	0,13	0,13	0,12	0,13	0,10	0,10	0,15	0,14	0,14
MgO	10,30	8,90	7,70	3,10	7,60	8,20	8,70	8,20	7,80	7,70	9,20	6,50	9,30	9,10	12,00	7,50	8,70	9,80	9,30	11,50
CaO	13,70	12,50	8,20	7,10	9,50	10,90	11,30	11,00	9,40	10,90	11,80	10,90	9,60	11,70	8,70	8,40	9,00	9,20	6,70	4,80
Na_2O	1,30	1,70	3,10	2,80	1,10	2,30	2,40	2,60	2,70	2,60	2,20	2,40	2,00	2,20	1,30	2,60	2,40	2,30	2,70	2,90
K_2O	0,05	0,60	0,72	1,20	2,70	0,29	0,31	0,36	0,60	0,14	0,36	0,73	0,48	0,19	0,23	0,48	0,43	0,33	1,60	1,60
TiO_2	0,12	0,17	0,17	4,00	0,94	0,24	0,21	0,25	0,37	0,12	0,21	0,42	0,08	0,08	0,12	0,17	0,19	0,19	0,42	0,68
P_2O_5	0,03	0,03	0,06	1,10	0,12	0,08	0,10	0,08	0,13	0,06	0,06	0,06	0,03	0,03	0,03	0,03	0,05	0,06	0,10	0,26
Total	98,46	96,99	98,09	96,49	97,64	98,65	102,05	98,74	98,63	98,67	97,9	99,14	99,52	98,92	97,81	99,18	97,97	98,03	97,56	98,68
CaO/Al_2O_3	0,69	0,74	0,42	0,54	0,59	0,72	0,70	0,68	0,62	0,66	0,84	0,64	0,54	0,50	0,50	0,41	0,50	0,61	0,44	0,32
FeO/Fe_2O_3	2,95	3,13	1,86	0,96	2,44	2,84	4,36	1,60	2,86	3,25	2,18	3,00	3,00	2,44	3,00	2,22	3,07	3,28	4,33	1,85
MgO/FeO	4,48	1,89	1,97	0,42	0,92	1,52	1,43	2,05	1,30	1,18	1,92	1,20	1,72	2,07	2,35	1,88	2,02	1,66	1,43	1,83
Al_2O_3/TiO_2	165,00	100,00	114,12	3,30	17,13	62,92	76,67	64,40	40,81	137,50	66,67	40,48	223,75	212,50	145,83	119,41	94,21	79,47	35,95	22,21
CaO/TiO_2	114,17	73,53	48,24	1,78	10,11	45,42	53,81	44,00	25,41	90,83	56,19	25,95	120,00	146,25	72,50	49,41	47,37	48,42	15,95	7,06
(Mg/Mg+Fetor)	0,73	0,53	0,51	0,15	0,34	0,47	0,48	0,50	0,43	0,42	0,51	0,42	0,51	0,54	0,58	0,51	0,55	0,50	0,48	0,49
Nb	7,50	7,50	7,50	10,00	7,50	7,50	7,50	7,50	7,50	7,50	7,50	7,50	7,00	7,50	7,50	7,50	7,50	7,50	7,50	7,5
Y	5,00	5,00	7,50	52,00	10,00	7,50	5,00	7,50	5,00	5,00	7,50	7,50	7,50	7,50	7,50	7,50	7,50	7,50	15,00	15
Zr	15,00	15,00	15,00	424,00	30,00	7,50	15,00	15,00	15,00	15,00	10,00	30,00	7,50	5,00	7,50	10,00	10,00	10,00	70,00	70
Cr	2.375,00	325,00	105,00	20,00	325,00	37,50	100,00	125,00	325,00	100,00	100,00	325,00	350,00	125,00	550,00	150,00	75,00	75,00	675,00	100
Ni	245,00	170,00	100,00	25,00	285,00	100,00	160,00	125,00	200,00	90,00	140,00	300,00	185,00	185,00	225,00	160,00	160,00	140,00	325,00	35
V	120,00	140,00	80,00	300,00	300,00	220,00	160,00	140,00	120,00	140,00	140,00	120,00	100,00	120,00	80,00	80,00	80,00	100,00	140,00	140
Y/Nb	0,66	0,66	1,00	5,20	1,33	1,00	0,66	1,00	0,66	0,66	1,00	1,00	1,07	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	2,00	2
Ti/Zr	47,96	67,94	67,94	56,56	187,85	191,84	83,93	99,92	147,88	47,96	125,90	83,93	63,95	95,92	95,92	101,92	113,91	113,91	35,97	58,24
Zr/Y	8,15	2,00	3,00	1,00	–	1,33	4,00	3,00	3,00	1,00	4,67	0,67	1,33	2,50	1,00	1,33	3,00	–	–	4,67
Ti/Y	143,88	203,83	135,89	461,16	563,54	191,84	251,79	199,84	443,64	143,88	167,86	335,72	63,95	63,95	95,92	135,89	151,88	151,88	167,86	271,78
Ti/V	6,00	7,28	12,74	79,93	18,78	6,54	7,87	10,71	18,48	5,14	8,99	20,98	4,80	4,00	8,99	12,74	14,24	11,39	17,99	29,12
CIPW																				
q	0,31	0,00	0,75	10,69	0,00	5,52	3,68	3,24	4,65	1,04	2,92	4,97	2,83	1,71	2,84	5,06	4,51	3,44	0,88	0
or	0,30	3,65	4,34	7,36	16,36	1,73	1,79	2,15	3,59	0,83	2,17	4,35	2,85	1,13	1,39	2,86	2,59	1,99	9,69	9,59
ab	11,17	14,82	26,75	24,60	9,54	19,72	19,89	22,29	23,16	22,30	19,02	20,48	17,00	18,82	11,24	22,18	20,72	19,85	23,41	24,89
an	48,76	38,11	37,61	20,66	31,78	30,42	31,58	31,60	27,68	33,38	27,84	33,73	38,62	36,33	42,13	41,74	37,54	30,49	24,95	22,42
c	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,32	0,00	0,00	0,00	0,5
di	15,72	20,41	2,75	6,92	12,83	19,18	18,29	18,52	15,12	17,07	25,27	16,47	7,20	17,64	1,36	0,00	6,11	12,56	6,78	0
hy	22,13	20,49	24,76	10,90	14,68	20,11	22,05	18,84	21,92	22,52	19,56	16,34	28,85	21,69	38,17	24,89	25,85	28,54	30,89	30,49
ol	0,00	0,00	0,00	0,00	8,98	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	6,86
ac	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0
mt	1,14	2,24	2,47	8,28	3,62	2,55	1,98	2,57	2,75	2,38	2,53	2,63	2,30	2,31	2,40	2,44	2,07	2,50	2,23	3,2
il	0,23	0,33	0,32	7,89	1,83	0,46	0,39	0,48	0,71	0,23	0,40	0,80	0,15	0,15	0,23	0,32	0,36	0,36	0,81	1,31
ap	0,08	0,09	0,14	2,70	0,29	0,19	0,23	0,19	0,31	0,14	0,14	0,14	0,08	0,08	0,09	0,08	0,12	0,14	0,24	0,62
hy/di	1,41	1,00	9,00	1,58	1,14	1,05	1,21	1,02	1,45	1,32	0,77	0,99	4,01	1,23	28,07	–	4,23	2,27	4,56	–

– p. 94, tab. 5.1), sendo tal fato atribuído a contaminação crustal do magma norítico. Obviamente, tal situação não foi considerada por La Roche (1980), em seu diagrama classificatório R_1-R_2. Outro aspecto, é o deslocamento da amostra AV-200 para o campo diorito/monzodiorito, justificado pelo alto enriquecimento de ferro e perda considerável de MgO, por se tratar de um Fe-gabro (rico em hiperstênio). A amostra AV-374L deslocou-se para o campo do sienodiorito, mas na verdade trata-se de um gabro granofírico, portanto, muito rico em sílica e potássio, mas extremamente pobre em MgO e CaO.

Quanto a natureza das séries magmáticas, aplicando-se as relações de álcalis *versus* sílica, figura II.6.26, constata-se que, a grande maioria das rochas desta unidade corresponde, segundo Mc Donald e Katsura (1968), a basaltos subalcalinos. Apenas as amostras de siglas AV-374I, AV-374D e AV-374C, classificados como serpentinitos, plotam no campo dos basaltos alcalinos. Para comparação, foram lançados os campos dos magmatismos Avanero e Tapuruquara, havendo então coincidência com o primeiro.

No diagrama A-F-M (figura II.6.27) observa-se que, embora haja pontos das rochas máficas no campo calcialcalino, o conjunto obedece perfeitamente o *trend* Skaergaard, sendo portanto do tipo toleiítico. Novamente no diagrama MgO-CaO-Al_2O_3, figura II.6.28, está confirmado o carácter toleiítico das rochas máficas, enquanto aquelas de natureza ultramáficas ocupam o vértice MgO, dentro do campo komatiítico, ou mais precisamente do campo dos peridotitos. Este carácter toleiítico varia de Fe-toleiíto, passando por toleiíto normal até Mg-toleiíto, predominando este último, conforme é visto na figura II.6.29 onde está representado o diagrama Al_2O_3-FeO* + TiO_2 - MgO de Viljoen e Viljoen (1982).

6.1.2.3.2.1 Composição Petroquímica

6.1.2.3.2.1.1 Rochas Ultramáficas

A seqüência de rochas ultramáficas (peridotitos, serpentinitos e piroxenitos) se divide em dois grupos, no que tange aos percentuais de SiO_2:

a) serpentinitos e peridotitos com teor em SiO_2 bem abaixo de 38% (28,7 ± 2,5);

b) piroxenitos (54,9 ± 1,03);

Quanto ao TiO_2 seus percentuais variam em ampla faixa de 0,02 a 0,5, registrando-se médias de 0,037 ± 0,02, para os serpentinitos e peridotitos, e 0,088 ± 0,03, para os piroxenitos. Tratando-se, portanto, no caso dos peridotitos e serpentinitos, de percentuais mais altos do que aqueles normalmente registrados para rochas do tipo komatiíto e peridotito, de ofiolitos fanerozóicos, com 0,2 e 0,10, respectivamente. Apenas as amostras AV-201B e AV-368C, classificadas como serpentinito e peridotito, têm respectivamente, percentuais de 0,12 e 0,50. A exceção da amostra AV-368C (com K_2O=0,60%), o conjunto de peridotitos/serpentinitos apresenta em média 0,029 ± 0,003 de K_2O, sendo, portanto, levemente mais rico do que a média dos peridotitos de ofiolitos fanerozóicos (0,01), aproximando-se da média dos komatiítos peridotíticos do oeste da Austrália (0,02), segundo Condie (1981 – p. 84, tab. 33). O MgO é bastante alto nestas rochas, com uma média de 35,2 ± 1,53 para os serpentinitos e peridotitos e, um pouco mais baixo nos piroxenitos (31,05 ± 2,05), sendo ambas as médias inferiores àquela dos peridotitos ofiolíticos (39,67 - 41,1). A amostra AV-368C, classificada petrograficamente como peridotito, tem percentual de MgO igual a 21%, portanto, fora dos padrões deste tipo de rocha, normalmente um olivina piroxenito. Estes percentuais de MgO são diferentemente distribuídos, consoante o

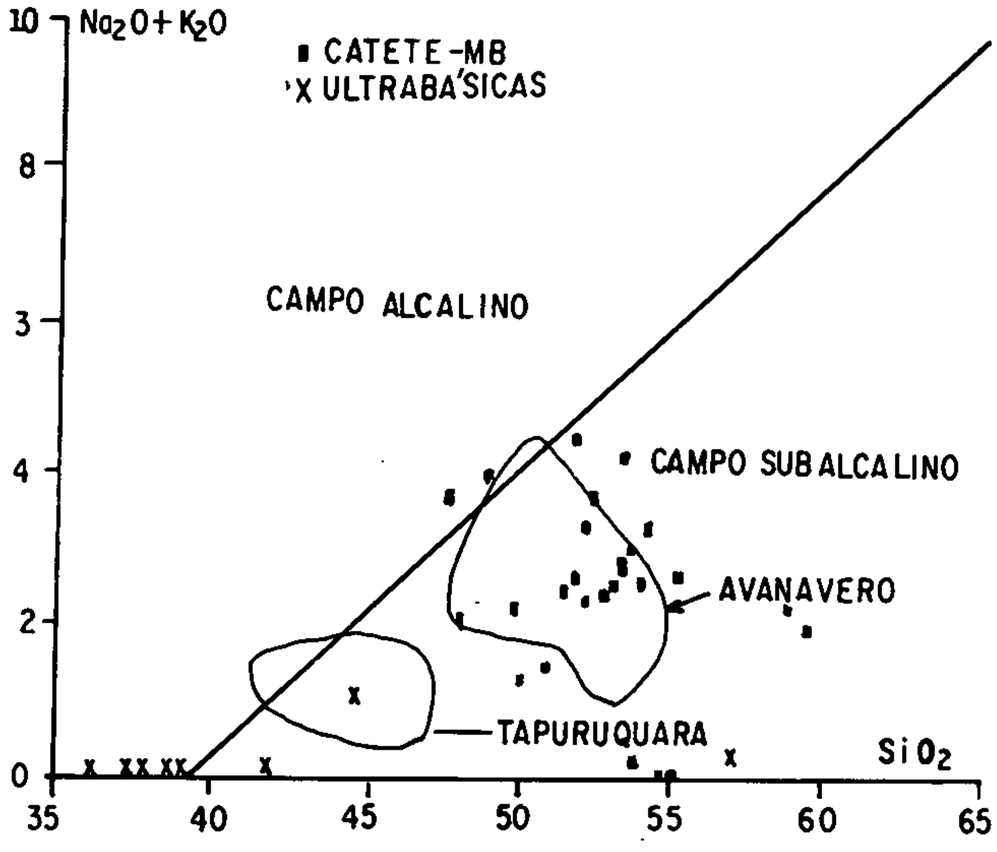


Figura II.6.26 – Diagrama SiO_2 x $Na_2O + K_2O$ de McDonald e Katsura (1968). Comparando os magmatismos Avanavero e Tupuruquara, extraídos do Projeto Tapuruquara, 1977.

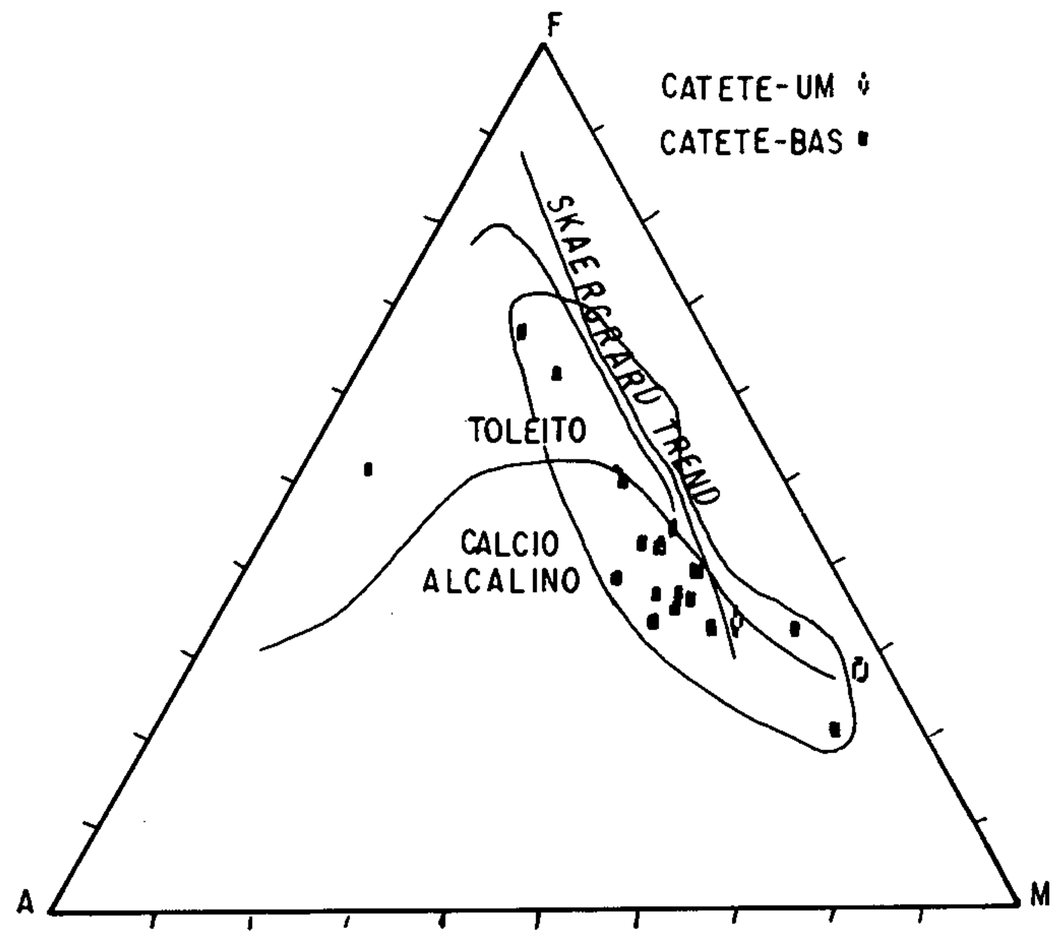


Figura II.6.27 – Diagrama A-F-M com a linha divisória dos campos toleiítico e calcialcalino, segundo Irvine e Barragar (1971). Aplicado as rochas máficas e ultramáficas da Suíte Cateté, na Folha São Félix do Xingu.

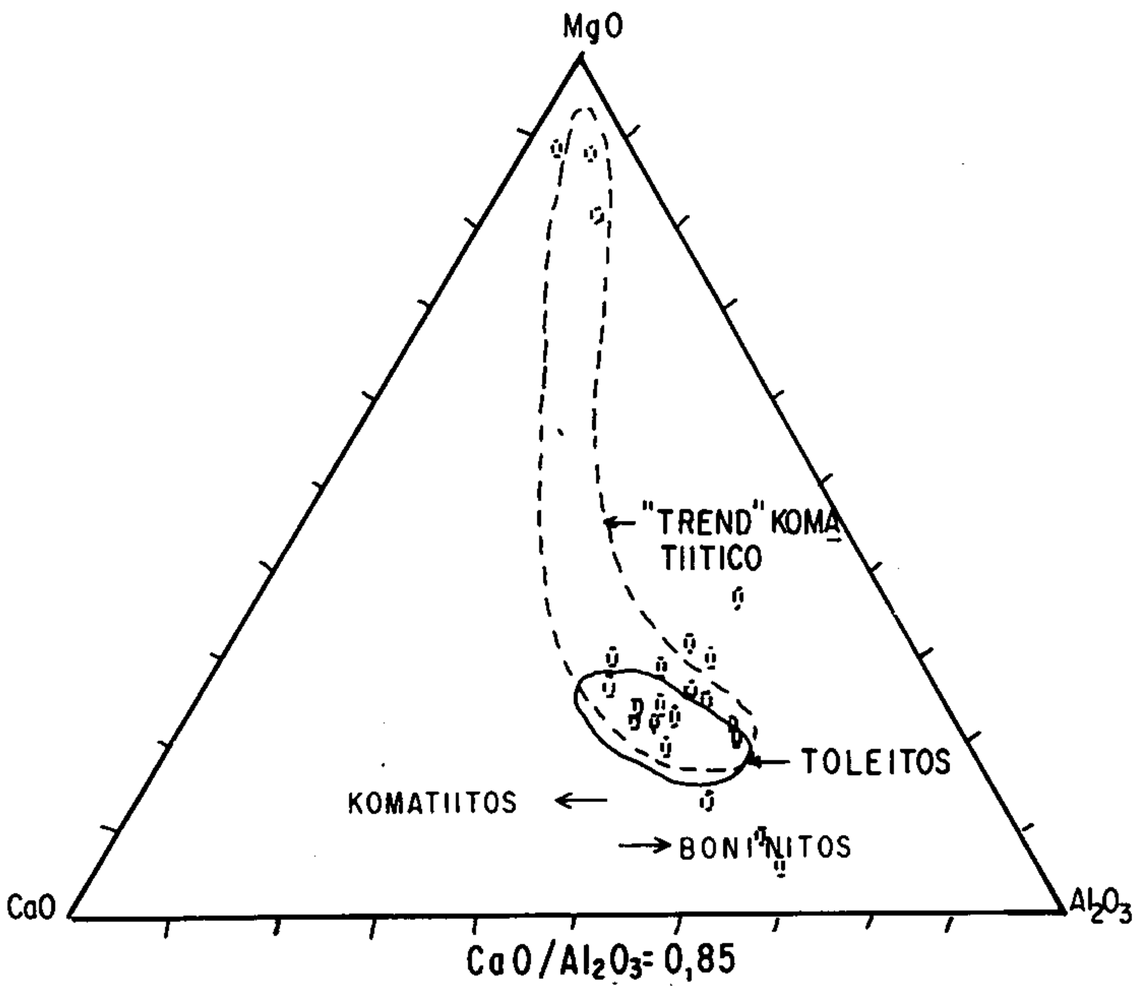


Figura II.6.28 – Diagrama CaO-MgO-Al_2O_3 de Viljoen e Viljoen (1982). Aplicado as rochas máficas e ultramáficas da Suíte Cateté, na Folha São Félix do Xingu.

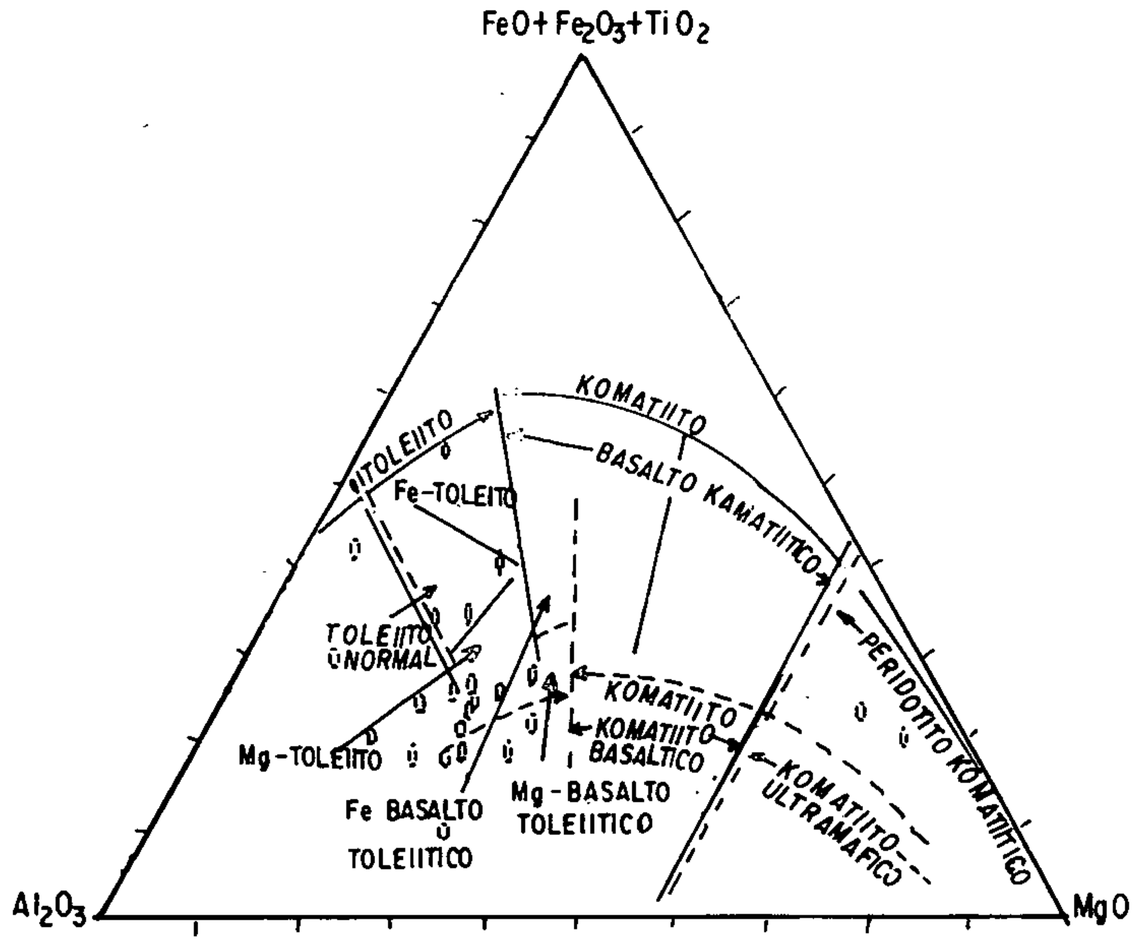


Figura II.6.29 – Diagrama Al_2O_3 – ($FeO + TiO_2$) – MgO de Viljoen (1982). Aplicado as rochas da Suíte Cateté, na Folha São Félix do Xingu.

tipo de rocha: nos serpentinitos eles participam da formação da olivina ou seu produto de alteração, ocorrendo como olivina normativa (provavelmente forsterita), em percentagens entre 47 e 70%; enquanto nos piroxenitos, participam da formação de hiperstênio (provavelmente enstatita), em percentagens de 78 a 91%. Estas rochas ultramáficas (serpentinitos e piroxenitos) são extremamente ricas em MgO, superando os valores encontrados em outros corpos máficos/ultramáficos, como por exemplo o de Caraíba, Barro Alto e Niquelândia, e assemelhando-se aos padrões dos komatiítos arqueanos. Na figura II.6.30, onde estão plotadas as rochas máficas, elas coincidem principalmente com o campo das rochas do Complexo Niquelândia.

O ferro é um excelente elemento para distinguir os peridotitos, dos serpentinitos, já que o processo de serpentinização é acompanhado, caracteristicamente, pela oxidação do Fe^{+2} em Fe^{+3} e formação de abundante magnetita. Assim, na população das rochas ultramáficas serpentinizadas as razões FeO/Fe_2O_3 são inferiores a 1, com valores na faixa de 0,01 a 0,23, onde os maiores valores são reflexos do menor grau de serpentinização dos peridotitos.

A amostra AV-368C apresenta o maior valor da razão, igual a 0,83, o que certamente corresponde a um espécime muito pouco serpentinizado, ou mais provavelmente, a uma rocha do tipo piroxenito Já no grupo dos piroxenitos, as razões FeO/Fe_2O_3 são sempre superiores a 1, variando na faixa de 1,7 a 6,5. Nos serpentinitos, em função da oxidação do Fe^{+2}, ocorre maior percentual de magnetita normativa, em torno de 3%, enquanto nos piroxenitos, este mineral fica na faixa de 1,6 a 2,4%. As razões MgO/FeO são normalmente muito altas nos serpentinitos (17,9-342), e relativamente baixas nos piroxenitos (3,30-6,90).

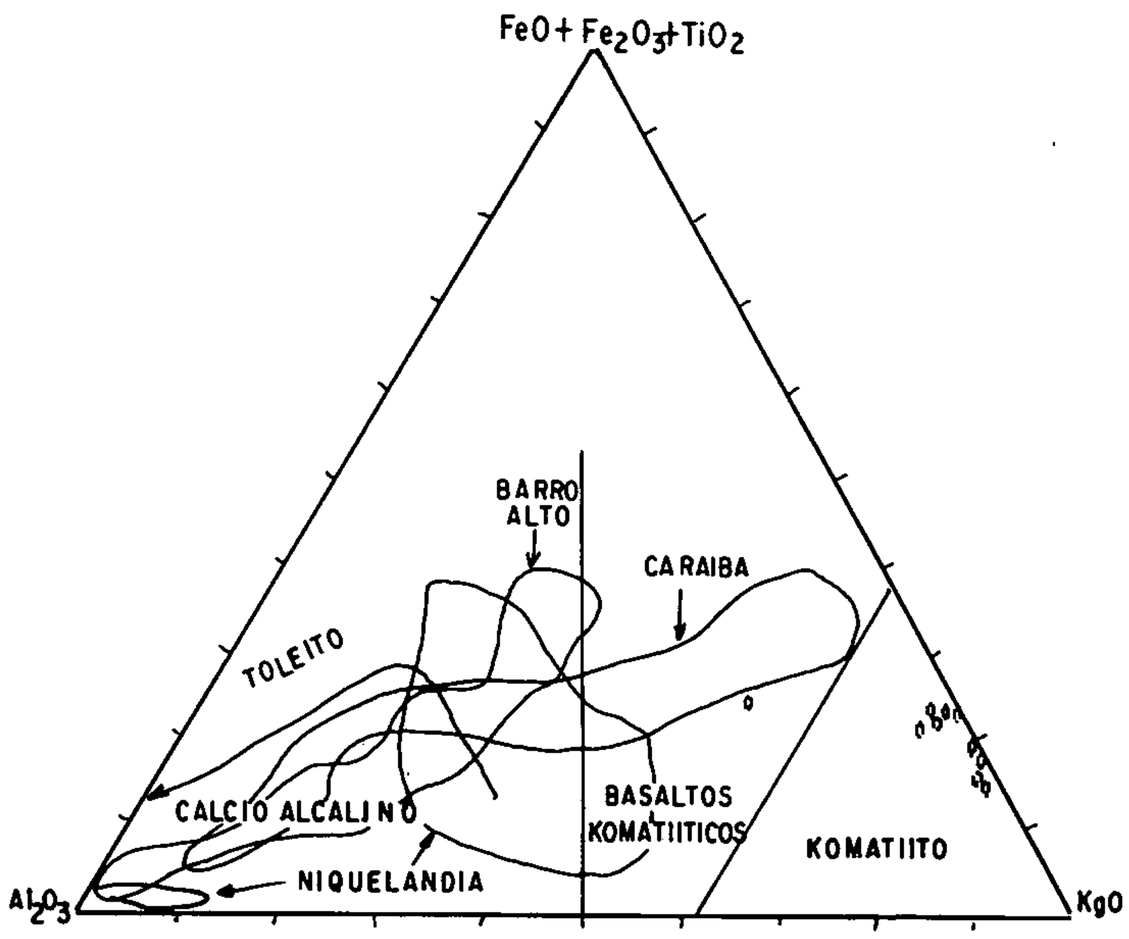


Figura II.6.30 – Diagrama Al_2O_3 – ($FeO^* + TiO_2$)–MgO com os campos classificatórios de Jensen (1976). Os campos do Complexo de Caraíba, Niquelândia e Barro Alto, foram extraídos de Wirth et al. (1990). Aplicado as rochas ultramáficas da Suíte Cateté, na Folha São Félix do Xingu.

O Al_2O_3 via de regra é inferior a 1, nos serpentinitos e nos peridotitos, com uma média de 0,428 ± 0,26, quando se exclue da população as amostras AV-368C, AV-374C e AV-374HC com percentuais, respectivamente, iguais a 8,50, 1,60 e 1,00. Já nos piroxenitos, este óxido sobe para uma média de 2,2 ± 0,92, excluindo-se a amostra AV-02 que tem apenas 0,77% e são mais ou menos equivalentes aos peridotitos ofiolíticos fanerozóicos (2,66%).

O CaO nos serpentinitos tem percentuais na faixa de 0,07-0,93, exceto na amostra AV-368C onde atinge 7,8%; para os piroxenitos a faixa compreende valores entre 1,10 e 2,9.

Quanto aos elementos-traço, as rochas ultramáficas se caracterizam por um marcante enriquecimento em elementos compatíveis (D>1), como Ni e Cr, nos serpentinitos, e, ape-

nas Cr nos piroxenitos. Tal fato denota que a diminuição do Ni, pode estar relacionada ao fracionamento de olivina.

Por outro lado, as baixas concentrações de V estão nos serpentinitos (em torno de 10ppm) e são maiores nos piroxenitos. Não há paralelismo entre as concentrações de V e Ti, o que é sugestivo da presença de Ti, em fases minerais acessórias como esfeno (titanita).

Os elementos incompatíveis (D<1) como Zr, Y e Nb são, como esperado, bastante empobrecidos nestas rochas.

Na figura II.6.31 estão traçadas as covâriancias entre óxidos e elementos-traço, visando reconhecer o padrão komatiítico peridotítico, o qual, é caracterizado por relações condríticas. Os diagramas CaO/TiO_2 e Al_2O_3/TiO_2 foram sugeridos por Nesbitt *et al.* (1979), com razões condríticas iguais a 18 e 22, respectivamente, enquanto as relações Ti/Zr, Ti/Y e Y/Zr foram idealizadas por Srikantappa *et al.* (1984) cujos os padrões condríticos são, respectivamente, 110, 290 e 0,39. Devido ao fato de que, as rochas ultramáficas se dispersam dos padrões condriticos, exceto nas razões TiO_2/Al_2O_3 para cima ou para baixo dos mesmos, fica descartada a natureza komatiítica (vide tabela II.6.11).

As relações de MgO/FeO são extremamente variadas e de tendência sempre alta, devido ao maior ou menor grau de oxidação e magnetitização dos serpentinitos. Já nos piroxenitos, os valores destas razões são mais homogêneos, de tendência baixa, variando na faixa de 3,30 a 6,89 (tabela II.6.11), com uma média de 5,12 ± 1,16, portanto, semelhante a dos komatiítos peridotitícos da África do Sul (5,2); porém, maiores do que as do Cinturão Abitibi, Canadá (3,7), e do oeste da Austrália (5,7); menores do que os peridotitos de ofiolitos fanerozóicos (7,1), de acordo com os dados extraídos de Condie (1981) (p. 84, tab. 3-3). Aproxima-se à média de 9 piroxenitos (2,78) que integram o complexo máfico-ultramáfico acamadado, arqueano da região de Sargur, no Craton de Karnataka, sul da Índia (Srikantappa *et al.*. 1984,p. 149, tab. 3). São ainda mais altos do que a média de 9 micropiroxenitos dos sills de Bushveld, segundo Sharpe e Hulbert (1985, *in*: Hall e Hughes 1990 – p. 94, tabela 5.1).

Nos diagramas das figuras II.6.31 (a-e) e II.6.32 (a-b), estão representados os padrões de covariância entre cátions de alta carga, ou seja, os chamados elementos imóveis (Y, Cr, V, Ti e Ni), como indicadores petrogenéticos. As correlações de Ni e Cr são razoavelmente positivas, e consistentes com a separação precoce de olivina e cromita do magma, resultando em baixas concentrações destes elementos nos diferenciados tardios, que são os gabros noríticos. Por outro lado, o Ti e V, apresentam correlações negativas constatando-se um aumento de suas concentrações durante o fracionamento precoce da olivina e da cromita. Estes elementos, preferencialmente, entram nas estruturas da magnetita e da ilmenita, durante a cristalização magmática e, portanto, eles se incorporam nestes dois minerais, durante o estágio tardio de diferenciação, ou seja, na formação dos gabros máficos.

De fato, constata-se que nas rochas ultramáficas desta unidade, as concentrações médias de V e Ti são, respectivamente, iguais a 28 ± 33 e 325 ± 218 (excluindo-se a amostra AV-368C com concentrações de 2.997,5ppm), e no conjunto das máficas, estas médias sobem, respectivamente, para 148 ± 69 e 1.150 ± 649 (excluindo-se as amostras AV-200 e AV-226 com concentrações de 23.980ppm e 8.393ppm, respectivamente). As relações Ti/V para os dois conjuntos são 12 e 8, respectivamente. Situação exatamente inversa ocorre com o Cr e o Ni, os quais são mais concentrados nas ultramáficas e menos nas máficas. Para o Cr tem-se uma média de 5.502ppm ±

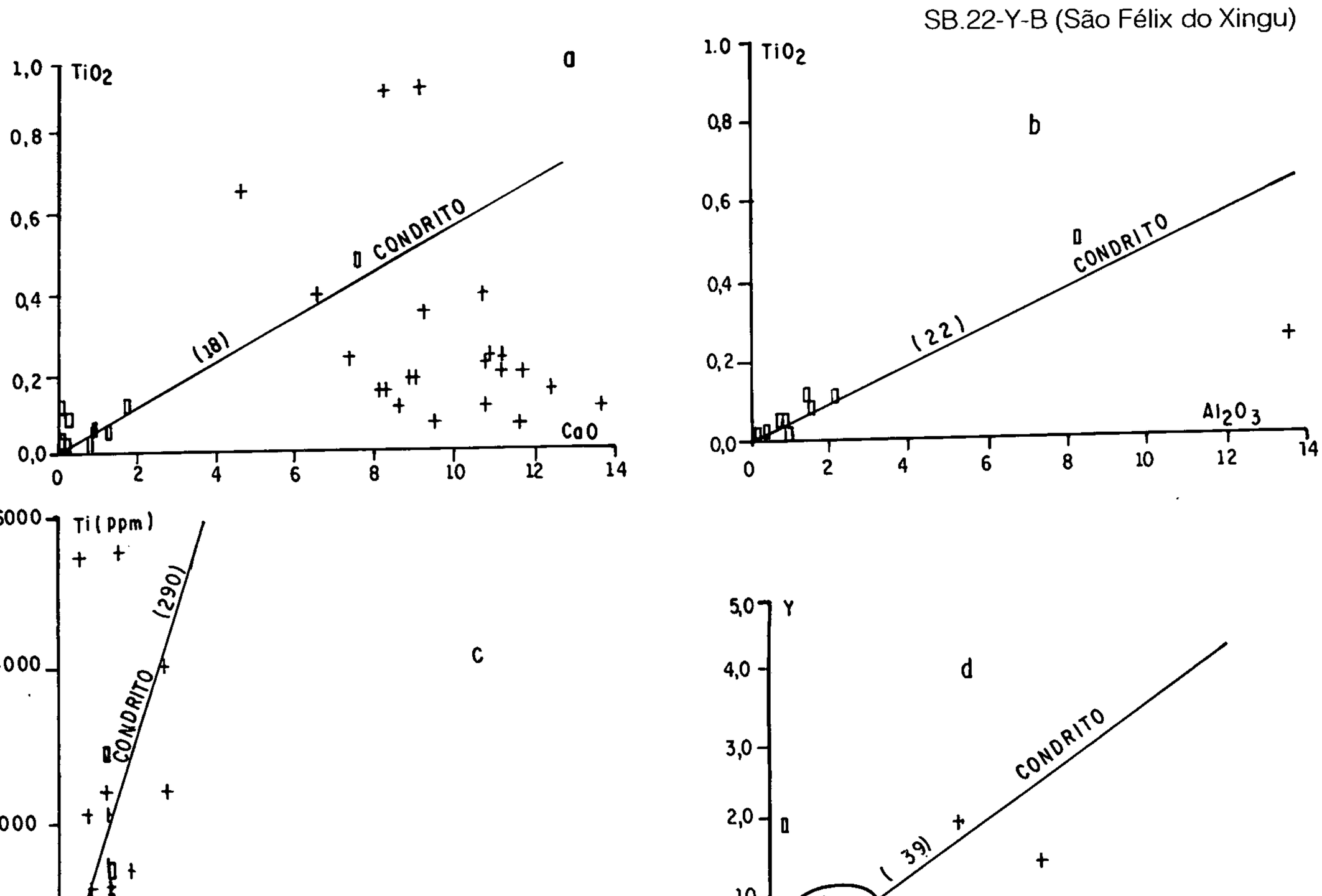
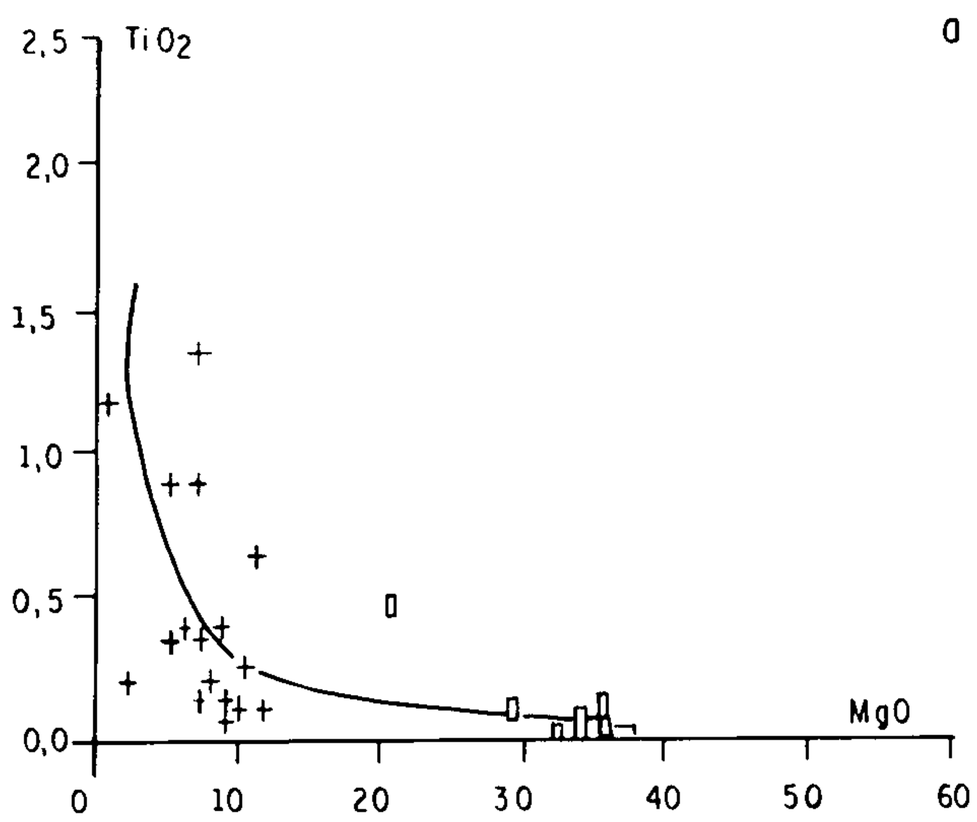
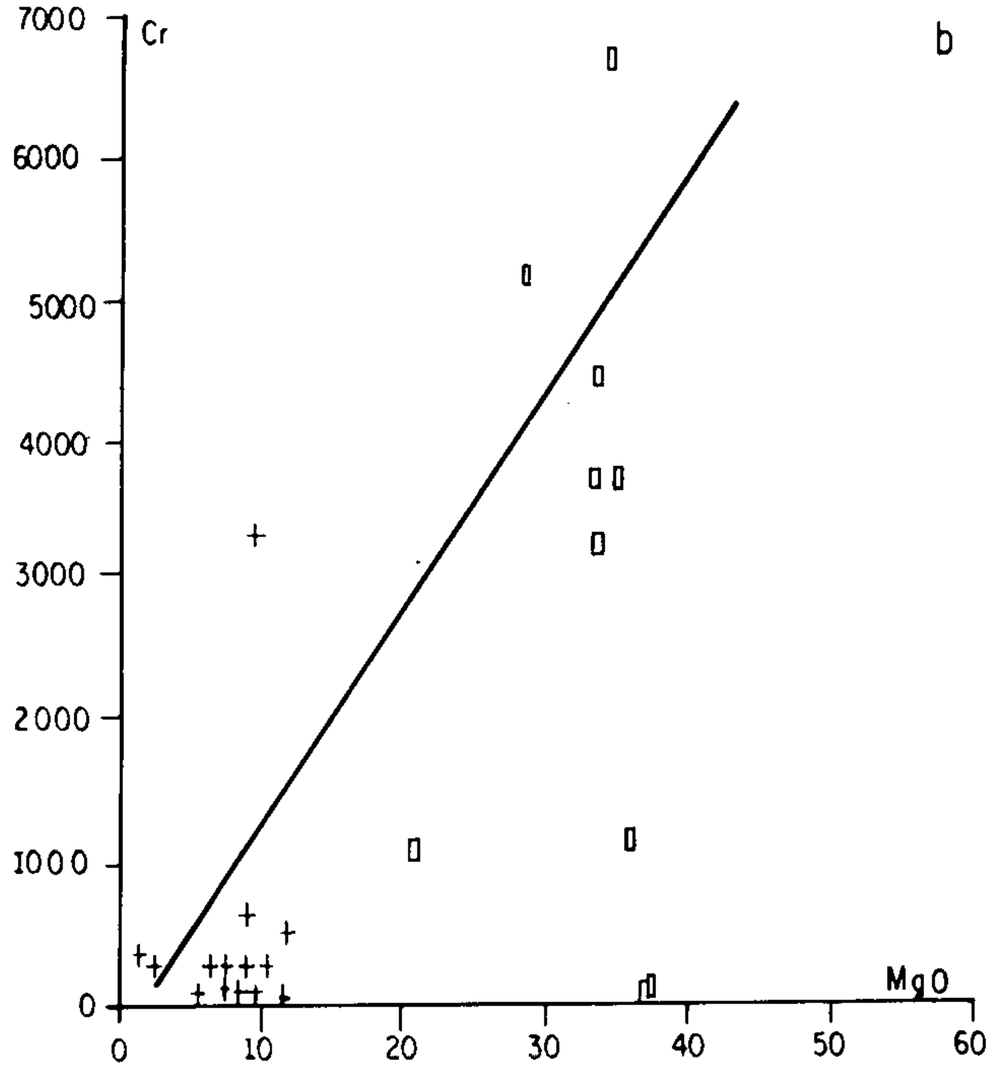
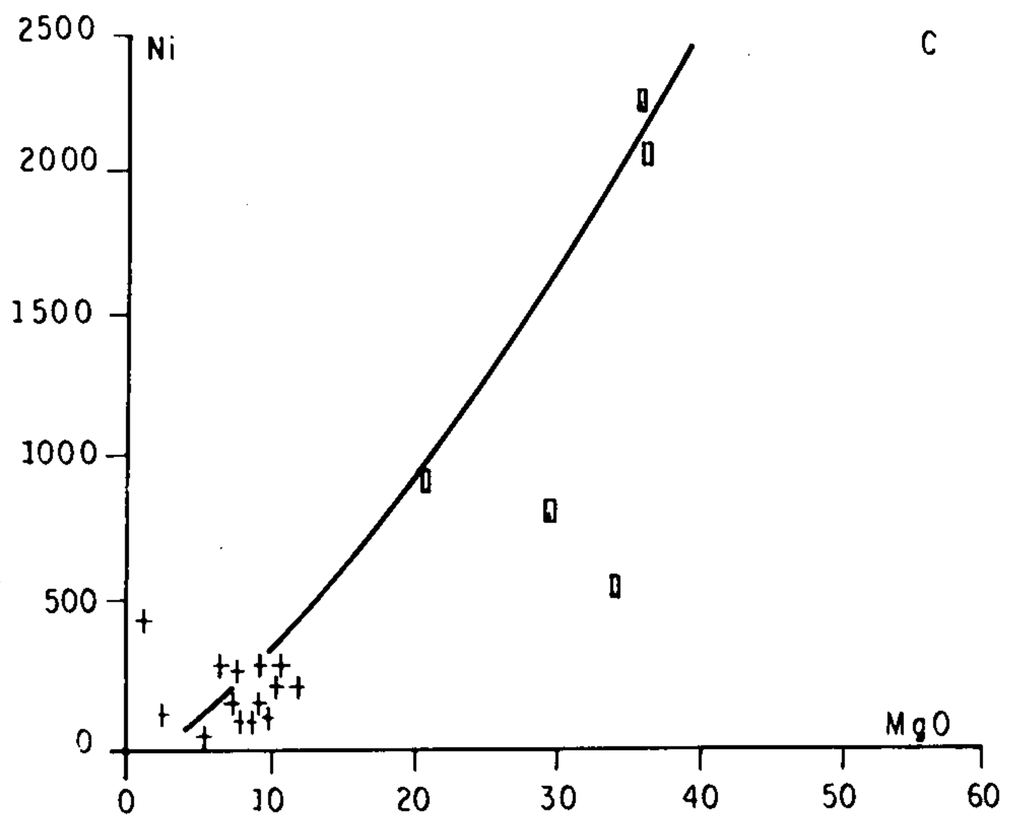


Figura II.6.31 – Diagramas de covariâncias TiO_2 x CaO, TiO_2 x Al_2O_3, Ti x Y, Y x Zr e Ti x Zr. Os trends condríticos entre os óxidos foram definidos por Nesbitt et al. (1979), e entre os elementos por Nesbitt e Sun (1980). Aplicados as rochas da Suíte Máfica-Ultramáfica Cateté na Folha São Félix do Xingu.







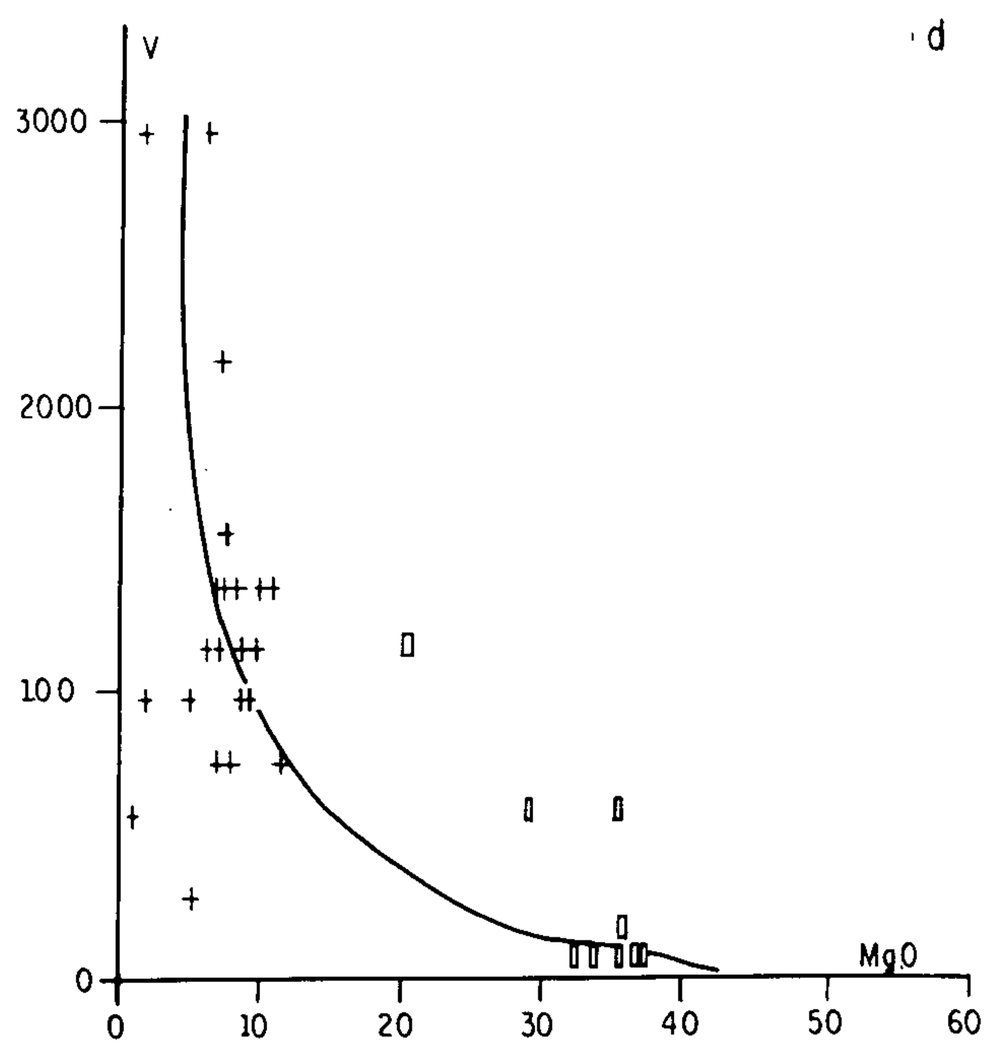


Figura II.6.32(a–b) – Diagramas de covariâncias TiO_2 x MgO(a), Cr x MgO(b), Ni x MgO(d), conforme sugeridos por Srikantappa et al. (1984). Aplicado a Suíte Intrusiva Cateté, na Folha São Félix do Xingu.

3.641ppm (excluindo-se as amostras AV-374D e AV-374I, com concentrações muito baixas: 150ppm e 125ppm) e para o Ni a média é de 7.658ppm ± 5.576ppm (excluindo-se as amostras AV-368C, AV-482B e AV-02, com concentrações respectivamente, de 950, 850 e 600ppm).

Os elementos de terras-raras (ETR) foram analisados em apenas 4 amostras de ultramáficas, sendo 1 de serpentinito (AV-05) e 3 de piroxenitos (AV-126, AV-127 e AV-13). Os dados analíticos constam na tabela II.6.11 e as curvas estão representadas na figura II.6.33. Observa-se nestas rochas, um enriquecimento nos ETR-padrão, com La/Sm variando entre 1,99 e 3,22, portanto, típico de rochas básicas e ultrabásicas do Eo-Arqueano ao Neo-Arqueano, segundo Jahn (1990). O LaN varia na faixa de 2,42 a 8,99, e demonstra um enriquecimento dos elementos de terras-raras leves, fato que pode ser atribuído a processos como metassomatismo do manto, incluindo reciclagem de material da crosta continental por meio de subducção.

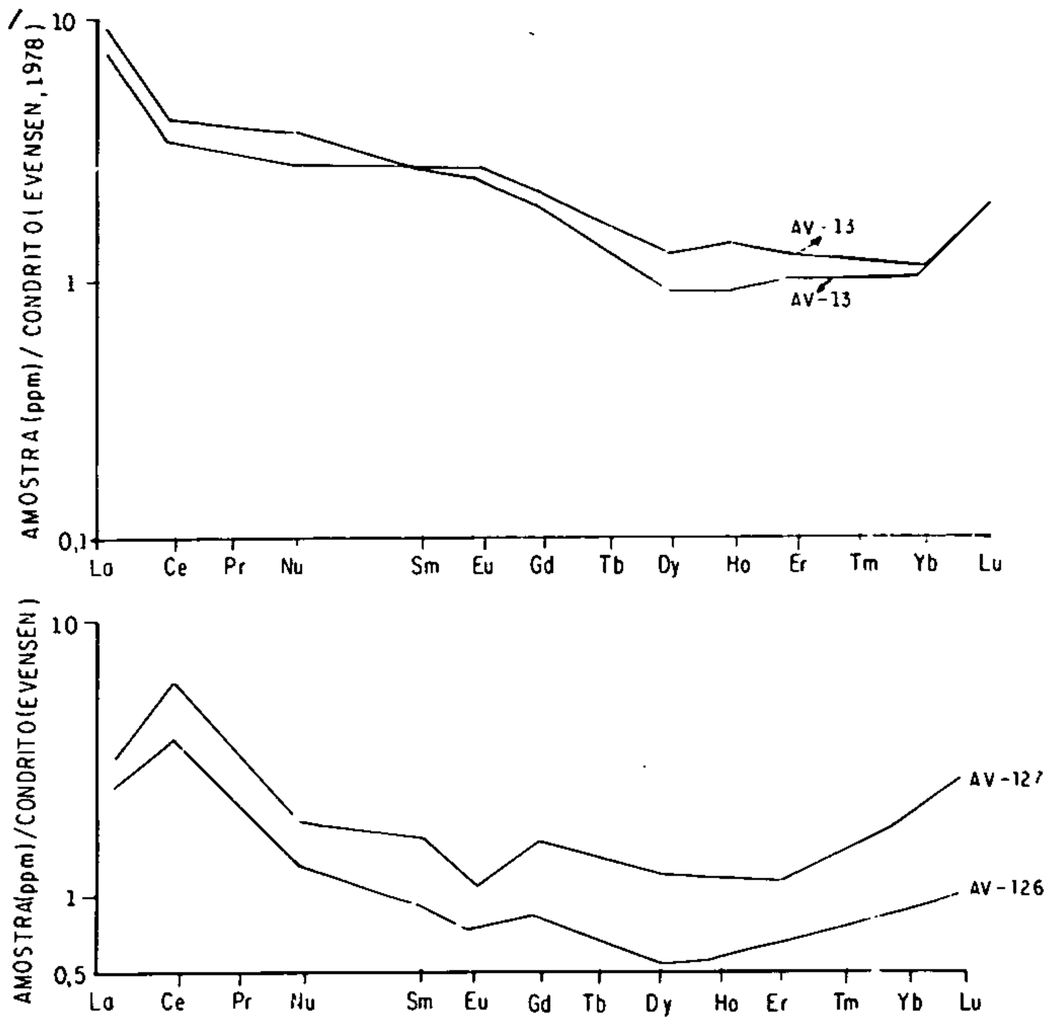


Figura II.6.33 – Padrões de distribuição dos elementos de terras-raras normalizados segundo o padrão condrito de Evensen (1979), para as rochas ultramáficas da Suíte Intrusiva Cateté, na Folha São Félix do Xingu.

De acordo com Jahn (1990), rochas básicas com altas razões La/Nb, indicam envolvimento de material continental nos processos de geração do magma. Na figura II.6.34, que representa o diagrama La/Nb *versus* La, os pontos de rochas ultramáficas tem valores baixos de La/Nb, muito embora estejam posicionados no *trend* de contaminação, proposto pelo autor para rochas básicas. Levando-se em conta as altas percentagens de SiO_2 nestas rochas (em torno de 55%), aliado ao enriquecimento em ETRL (La/Sm ou La/Gd) é lícito admitir-se que as mesmas tenham sido contaminadas com material crustal, porém em proporção bem menor do que se verifica nos basaltos de arco-de-ilha. Pode-se ainda admitir, que o enriquecimento em ETRL, combinado com altos teores de Si, Cr e Ni, esteja relacionado ao avançado grau de fusão de um manto primitivo fértil, Hall e Hughes (1990). É provável, por exemplo, que a variação das anomalias de európio (0,67 - 1,1), esteja relacionada justamente ao processo evolutivo de fusão parcial, cada vez maior, desse manto primitivo. O posicionamento das amostras no diagrama, com indicação de baixos valores de La, é coerente com o vetor de fusão parcial crescente. Por fim, vale ressaltar a possível relação do enriquecimento dos ETRL, com a presença de minerais acessórios tipo esfeno (titanita), pois, conforme foi salientado anteriormente, o não-paralelismo entre os elementos V e Ti, é segundo Wilson (1989), indicativo dessa fase mineral, caracterizada por altos coeficiente de partição (Kd) para os ETRL. O registro de quartzo normativo em amostras de piroxenitos (AV-482B, AV-02 e AV-13) reforça ainda mais a idéia de contaminação crustal.

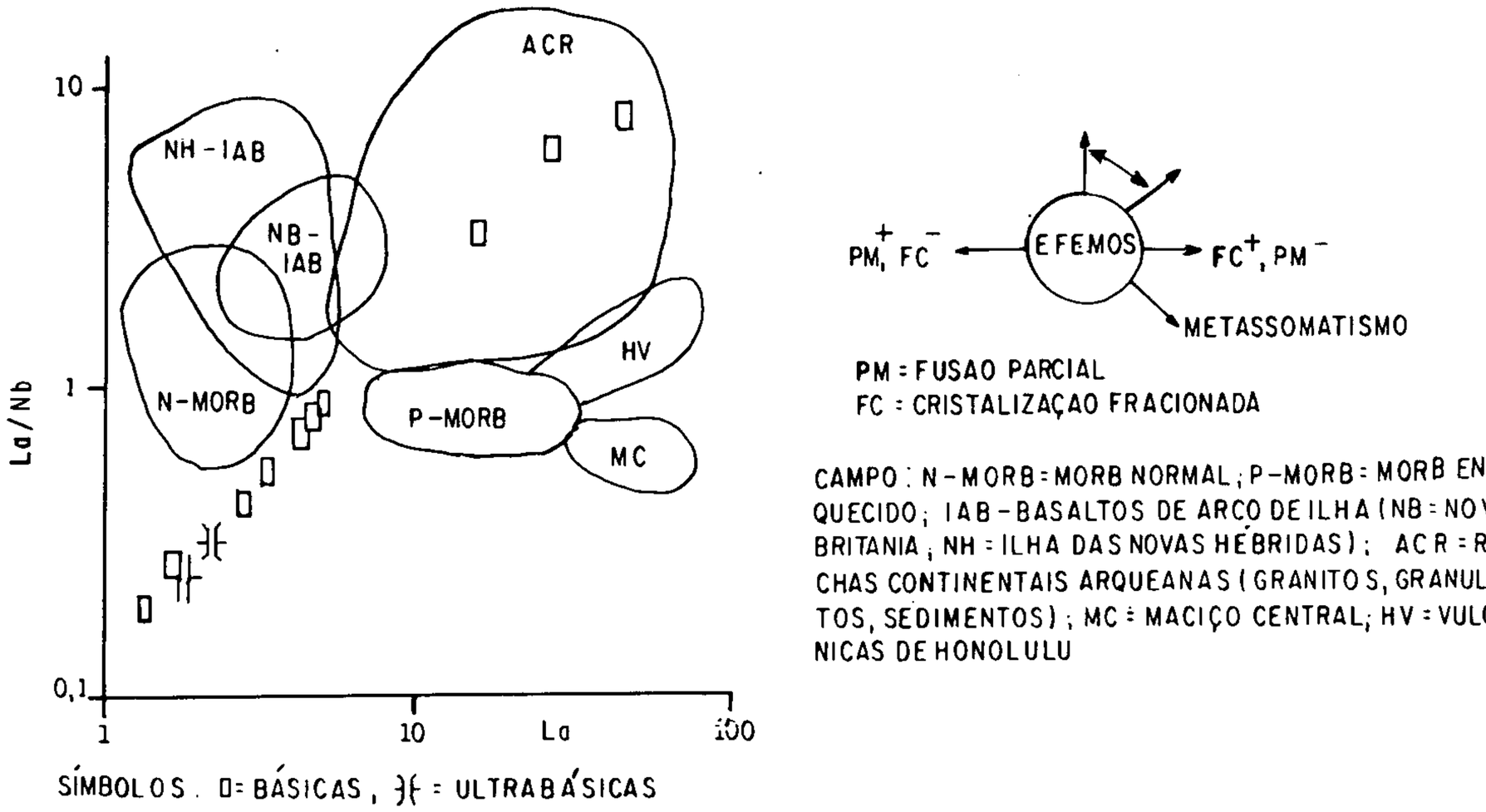


Figura II.6.34 – Diagrama La/Nb x La de Jahn (1990), aplicado as rochas máficas-ultramáficas da Suíte Intrusiva Cateté, na Folha São Félix do Xingu.

6.1.2.3.2.1.2 Rochas Máficas

Quanto às rochas máficas, constata-se na tabela II.6.11 que de modo geral, há poucas diferenças químicas entre os diversos tipos petrográficos (noritos, gabros, diabásio, gabronorito e gabropiroxenito).

A sílica (SiO_2) varia na faixa de 47,7 a 55% com uma média de 52,24 ± 2,03, portanto, um pouco mais alta do que a dos piroxenitos. A exceção de 5 amostras (AV-13, AV-226, AV-374B, AV-374L e EM-503A), o restante da população tem quartzo normativo.

O alumínio (Al_2O_3) apresenta maior faixa de variação com valores entre 13,20 e 20,30%, dando uma média de 16,04 ± 1,98.

O CaO também tem percentagens variadas na faixa de 4,8 a 12,5%, com média de 9,6 ± 2,11. As relações CaO/Al_2O_3 se situam entre os valores de 0,31 e 0,84, com uma média de 0,59 ± 0,14, portanto, dentro da baixa característica de noritos (0,55 – 0,65) segundo Hall e Hughes (1990). Coerentemente, as razões Hy:Di são altas, variando de 0,77 a -428, e os valores mais freqüentes estão na faixa de 1 a 4, já que em uma população de 24 amostras, apenas 5 se situam fora deste limites.

Excluindo-se as amostras AV-200 e AV-374L, as demais rochas máficas têm percentagens de MgO na faixa de 5,6 a 12%, e uma média de 8,6 ± 1,52. Na amostra AV-200, o MgO alcança somente 3,10% enquanto, 1,3% – valor extremamente baixo foi registrado na amostra AV-374L.

A exceção das amostras AV-200 e AV-374L, as demais, diferentemente da população das rochas ultramáficas, tem as razões FeO/Fe_2O_3 superiores a 1, na faixa de 1,6 a 4,8, com média de 2,76 ± 0,73, inferior as médias de 27 diabásios arqueanos de Wyoming (4,00) e do *Greenstone Belt* Niggihalli, Índia (3,6) de acordo com Condie (1981 – p. 102, tab. 3.8). As amostras AV-374L e AV-200, estão oxidadas, apresentando altos valores de Fe_2O_3, respec-

tivamente, iguais a 5,30 e 7,60%. As razões MgO/FeO situam-se na faixa de 0,42 a 4,48, onde excluindo-se as amostras com valores menores do que 1 (AV-200, AV-226 e AV-374J), obtem-se uma média de 1,9 ± 0,73, valor este, duas vezes maior do que a média de 11 meta-toleiítos da região Sargur, Índia, segundo Srikantappa *et al.* (1984). O Mg-*number* é bastante homogêneo, variando na faixa de 0,31 a 0,58, com média de 0,47 ± 0,069. Excluise desta faixa, as amostras AV-129 e AV-200, com valores respectivamente de 0,73 e 0,15. Deste modo, a olivina normativa está caracteristicamente ausente, exceto nas amostras AV-374J, AV-374L e EM-503A. No diagrama da figura II.6.35, representando as relações Al_2O_3: MgO: FeO + Fe_2O_3 + TiO_2, constata-se que em termos das razões Al_2O_3/MgO, há uma forte coincidência entre a Suíte Intrusiva Cateté e o Complexo Máfico-Ultramáfico de Niquelândia, Goiás, além do que, as amostras se dividem entre os campos toleiítico e calcialcalino. Na verdade, no diagrama A-F-M (figura II.6.27) as amostras, embora distribuídas nos campos toleiíticos e calcialcalino, seguem caracteristicamente o *trend* Skaergaard, sendo, portanto, toleiíticas. Também a figura II.6.28, representando as relações MgO: CaO: Al_2O_3, confirmam o caráter toleiítico, com razões CaO/Al_2O_3, bem inferiores a 1, conforme já foi dito anteriormente.

Os percentuais de TiO_2 são variáveis, mas de tendência baixa (média de 0,235 ± 0,14), inferiores aos noritos e boninitos de Hall e Hughes (1990 – p.94, tab. 5.1). As amostras AV-200 e AV-226, tem percentuais de TiO_2, respectivamente, iguais a 4 e 1,2.

Conforme já visto na figura II.6.26, o conjunto de rochas básicas é pobre em álcalis (K_2O+Na_2O), sendo classificado como subalcalino, semelhante às rochas do Compelxo Básico-Ultrabásico de Tapuruquara (Araújo

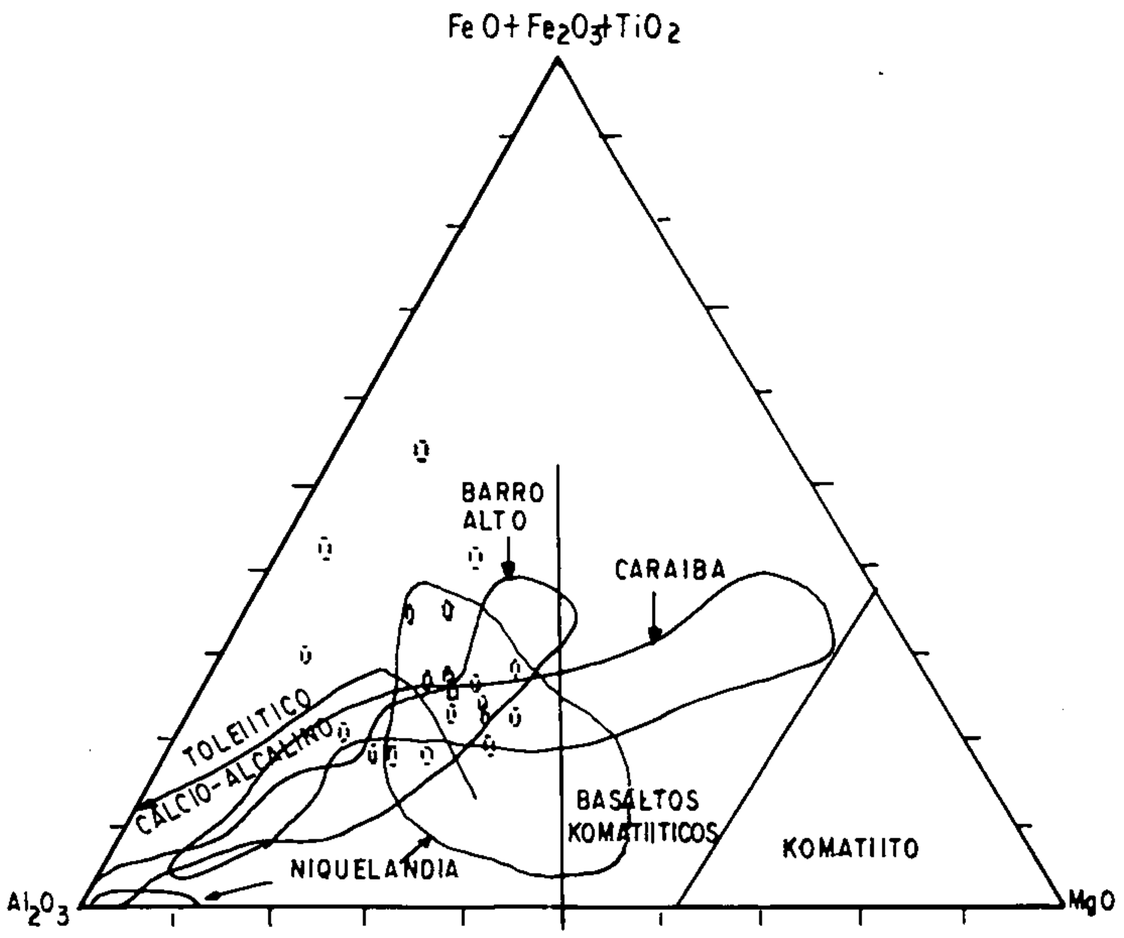


Figura II.6.35 – Diagrama Al_2O_3 – (FeO + TiO_2)–MgO com os campos classificatórios de Jensen (1976). Os campos dos complexos de Caraíba, Niquelândia e Barro Alto, foram extraídos de Wirth et al. (1990). Aplicado as rochas ultramáficas da Suíte Cateté, na Folha São Félix do Xingu.*

Neto *et al.*, 1977). Algumas amostras (AV-372A, AV-374J, AV-374L, AV-417 e EM-503A), tem percentuais altos de K_2O, considerando-se como rocha de natureza máfica. É possível que as mesmas, tenham sofrido metassomatismo potássico, eventualmente associado a fenômeno de uralitização, com formação de hornblenda e biotita, a partir da alteração de ortopiroxênio (enstatita e bronzita), segundo Moorhouse (1959, p. 67). De fato, os exames microscópicos revelam a presença de k-feldspato nas amostras AV-417, AV-374J e AV-200, e biotita nas amostras EM-503A e AV-372A.

Os padrões de covariância TiO_2/CaO e TiO_2/Al_2O_3 mostrados na figura II.6.31, não correspondem àqueles típicos de condrito, respectivamente, 18 e 22, diferindo, portanto

dos komatiítos peridotíticos segundo Nesbitt (1979).

Quanto aos elementos-traço, observa-se que as concentrações de Ni e Cr, mais ou menos se equiparam com valores entre 100ppm e 300ppm, portanto, bem mais baixos (10 vezes), do que aquelas concentrações verificadas nas rochas ultramáficas. Estas concentrações, são mais baixas do que aquelas registradas para os noritos da Groelândia de Hall e Hughes (1990). O vanádio, ao contrário, enriquece-se a valores na faixa de 80 até 675ppm, compatível com os valores de Skaergaard (Groenlândia) e de Tapuruquara, Amazonas (Araújo Neto *et al.* 1977). Nesta população, apenas as amostras AV-200, AV-374L e AV-417, estão fora deste padrão, pois têm concentrações, respectivamente, de 25, 60 e 30ppm.

O Zr, Y e Nb, apresentam concentrações baixas, exceto nas amostras AV-200 e AV-374L. Os diagramas de covariância Ti/Y, Zr/Y e Ti/Zr – figura II.6.31, não têm padrões condríticos (290, 0,39 e 110), corroborando assim, o caráter não komatiítico peridotítico desta população máfica, de acordo com Srykantappa *et al.* (1984). As relações Ti/Zr mostradas na tabela II.6.11, são muito variadas, abrangendo tanto o padrão picrítico como norítico. Observa-se na figura II.6.32 que o Cr e o Ni, guardam correlações positivas com o MgO, enquanto o TiO_2 e o V, tem correlação negativa.

Quanto aos elementos de terras-raras, cujos padrões são mostrados na figura II.6.36 e na tabela II.6.11, destacam-se os valores relativamente elevados de La, Ce e Nd, quando comparados aos valores de rochas igualmente magnesianas, mas do tipo komatiítos basáltico, segundo Condie (1981 – p. 92, tab. 3.4). Na verdade, esta característica é bastante peculiar às rochas noríticas, conforme demonstrado por Hall e Hughes (1990 – p. 94, tabela 5.1). A exceção das amostras AV-200, AV-372A e EM-503A, com valores excessivamente altos, as médias nas 11 amostras máficas analisadas são: La=4,7ppm; Ce=9,57ppm; e Nd=3,8ppm. Estas médias são menores do que aquelas dos noritos de Hall e Hughes (*op. cit.*), (La=12ppm, Ce=30ppm e Nd=15ppm), porém, as médias das três amostras excluídas, são na realidade bem maiores do que as desses autores (La=30,49ppm, Ce=60,6ppm e Nd=33,79ppm). Portanto, o enriquecimento dos elementos de terras-raras leves, no geral, pode ser considerado moderado, com as razões (La/Sm)N e (La/Gd)N, variando, respectivamente, nas faixas de 3-6 e 2-4, em números redondos. De outra forma, é possível que as amostras com altos valores dos ETRL tenham sofrido processos de contaminação crustal.

As relações ETRL/ETRP são sempre superiores a 1, com uma média de 6,88 ± 1,78. Os ETRP apresentam fracionamento em torno de 1-2 (Gd/Yb)N ou 1-3 (Gd/Lu)N, exceção apenas, da amostra AV-256C que apresenta estas razões ligeiramente inferiores a 1.

As anomalias de európio (Eu/Eu*) giram em torno de 1, ora levemente superiores (amostras AV-20, AV-368, AV-38, AV-130, AV-302A e AV-329), ora inferiores (AV-200, AV-256C, AV-331, AV-374J, AV-05 e AV-126). Apenas a amostra AV-372A alcança 0,63. Tais variações indicam, quando superiores a 1, acúmulo de plagioclásio, ou seja, uma leve tendência anortosítica e, quando inferior a 1, denotam a retirada de plagioclásio, isto é, um padrão típico de gabro. Com estes dados, sùportados pelo padrão das curvas na figura II.6.34, pode-se concluir que tais rochas, de alguma maneira, tiveram influência de material crustal, enriquecido em ETRL. Por outro lado, durante os processos petrológicos de formação, a granada exerceu pouca influência, como demonstra o suave fracionamento dos ETRP, que chega às vezes a

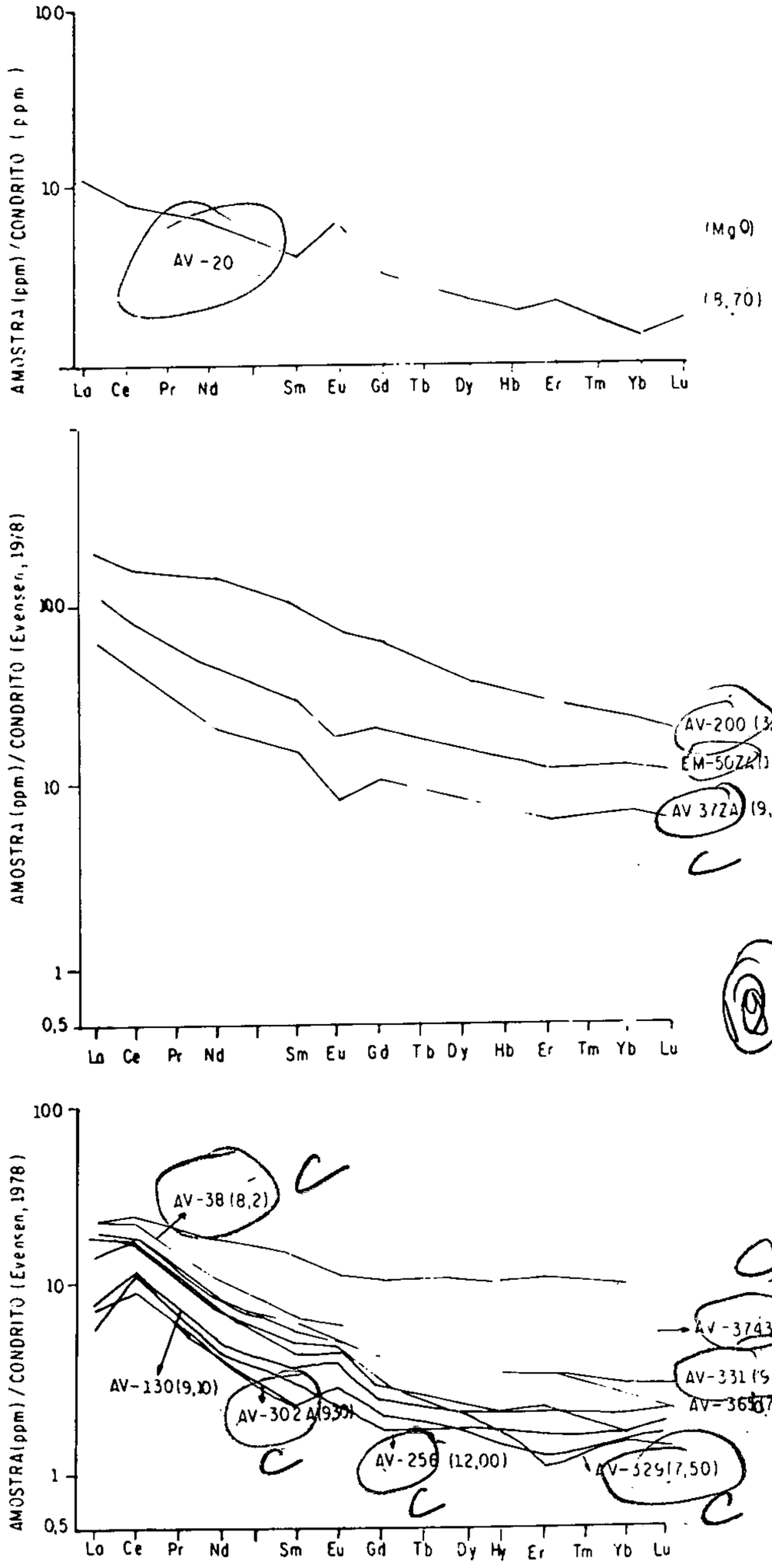


Figura II.6.36 – Padrões de distribuição dos elementos de terrar-raras normalizados segundo o padrão condrito de Evensen (1978) dos espécimes máficos da Suíte Intrusiva Cateté, na Folha São Félix do Xingu.

estarem enriquecidos. Os somatórios dos ETR parecem crescer inversamente com as percentagens de MgO, à semelhança, inclusive, dos gabros de Sagur, Índia (Srikantappa *et al.* 1984). A participação de material crustal sobre estas rochas é detectada, sobretudo, pelas razões La/Sm, como se observa no diagrama La/Sm *versus* Gd/Yb, figura II.6.37, segundo Naldrett (1991) e pela razão La/Nb *versus* La, figura II.6.38, segundo Jahn (1990).

6.1.2.3.3 Ambiência Paleotectônica

Hotton e Gruenewaldt (1990) advogam que as instrusões acamadadas ao longo dos registros geológicos, estão relacionadas a repetidos ciclos de colisão e rifteamento continental: 3.500M.a. colisão – 2.900M.a. rifteamento – 2.700M.a. colisão – 2.000M.a. rifteamento – 2.000M.a. colisão. Esta periodicidade é interpretada com base no Ciclo de Wilson.Os complexos Selukwe (Shurugwi), Zimbabwe; Stillwater, Montana, U.S.A; Mashaba Zimbabwe, África e Bushveld, Kaapvaal, África do Sul, são alguns exemplos de intrusões formadas imediatamente anterior a eventos colisionais. Por outro lado, o Great Dyke, África, os enxames de diques Widgieoottha, do oeste da Austrália e as intrusões acamadadas da Finlândia, formadas num pequeno intervalo de tempo (2.370 – 2.460M.a.), estão relacionadas ao rifteamento dos continentes tardi-arqueanos.

As rochas máfico-ultramáficas da Suite Intrusiva Cateté, de acordo com os padrões químicos representados no diagrama K_2O-P_2O_5-TiO_2 (Pearce *et al.*, 1975), na figura II.6.38, são caracteristicamente de ambiente continental. Os baixos valores de Ti, comparados com aqueles valores também baixos de Zr, conforme mostrado na figura II.6.39, resultam na distribuição dos pontos representativos

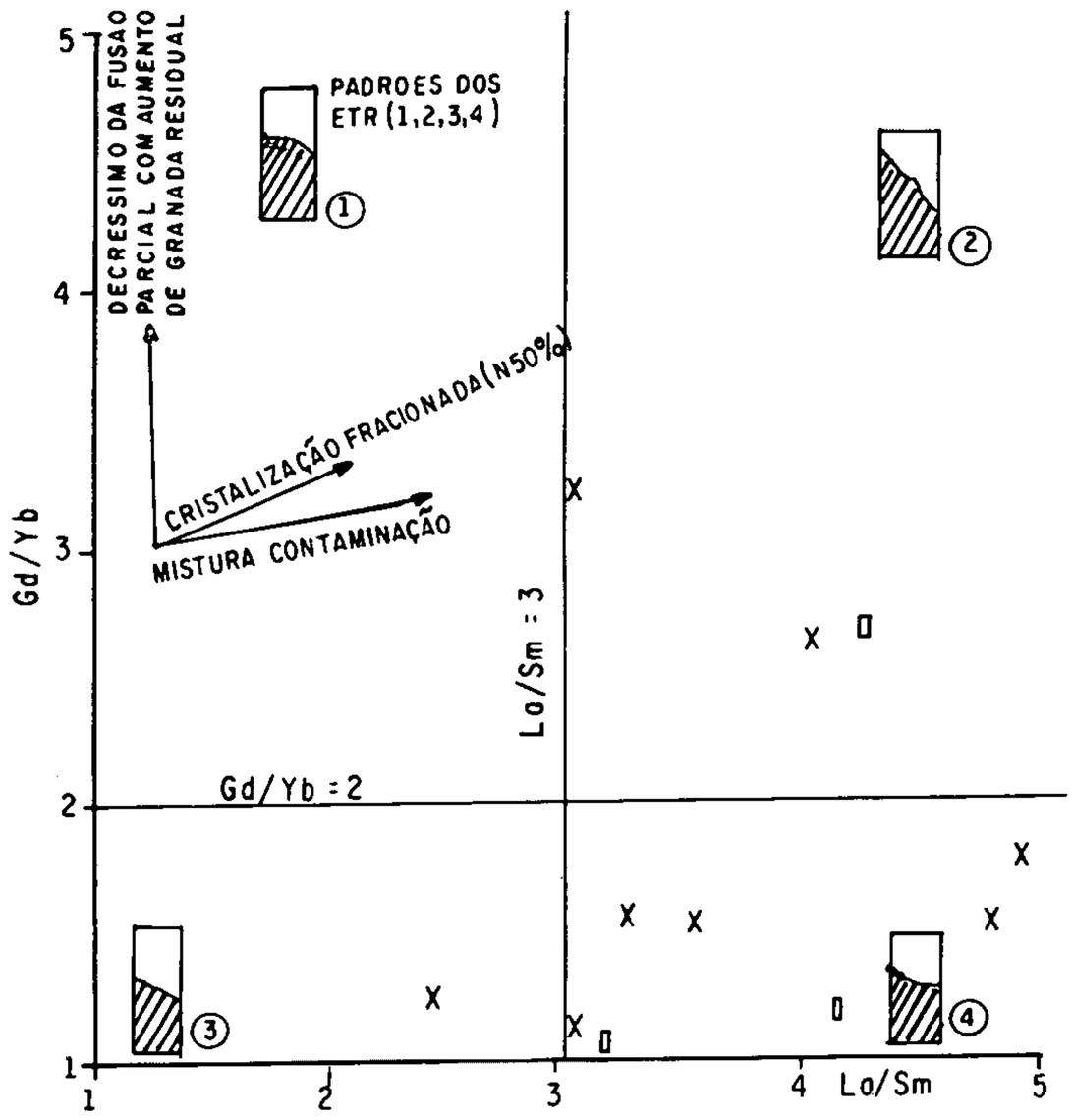


Figura II.6.37 – Diagrama Gd/Yb x La/Sm de Naldret (1991). Aplicado para as rochas básicas-ultrabásicas da Suíte Intrusiva Cateté, Folha São Félix do Xingu.

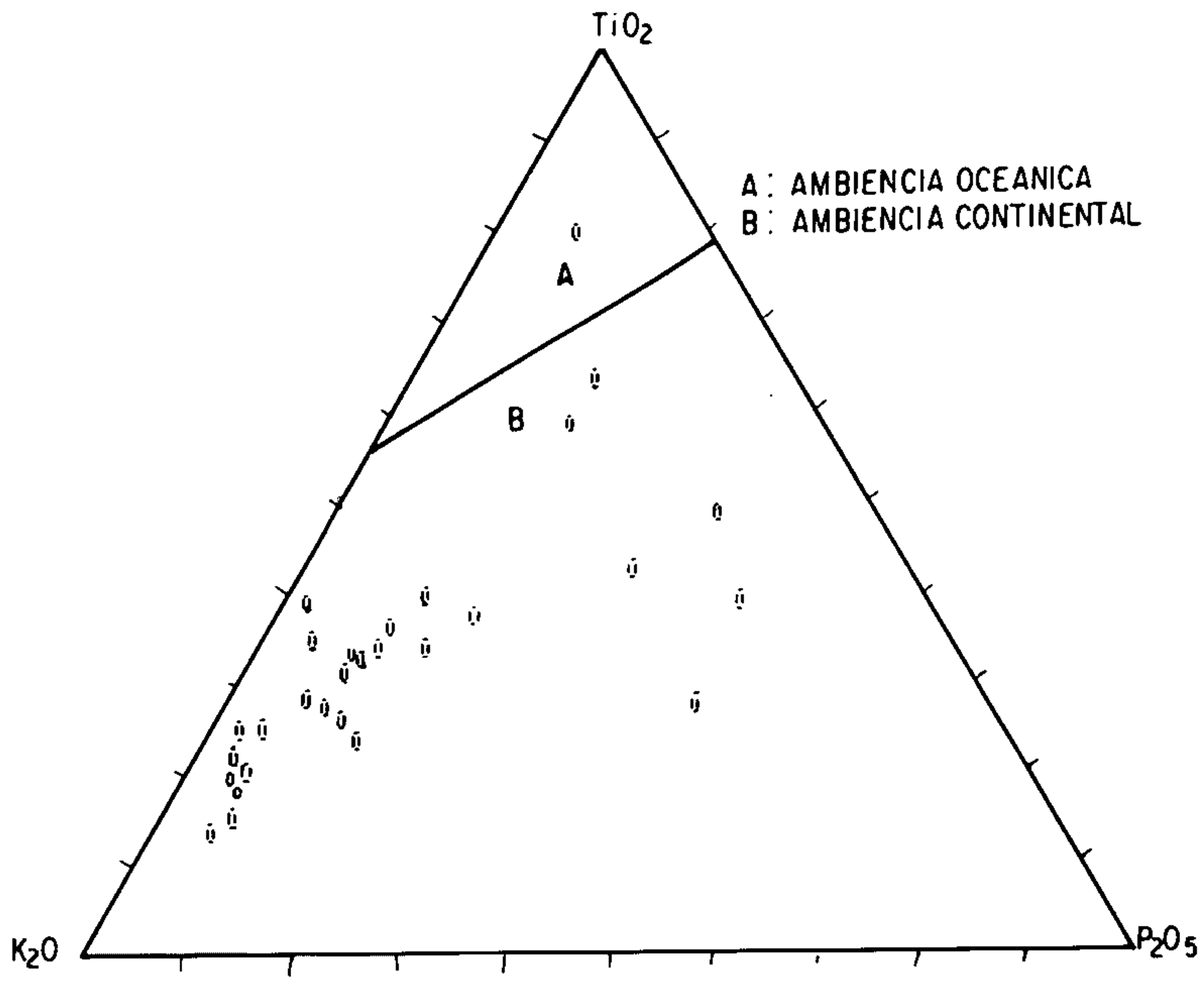


Figura II.6.38 – Diagrama TiO_2–K_2O-P_2O_5 de Pearce et al., 1975 indicando os campos dos ambientes oceânicos e continentais. Aplicado as rochas máficas e ultramáficas da Suíte Cateté na Folha São Félix do Xingu.

desta suíte, fora e próximo aos limites dos campos dos basaltos de arco-de-ilha (IAB) e dos basaltos intraplaca. No diagrama TiO_2 *versus* Zr, figura II.6.40, observa-se uma forte dispersão dos pontos das rochas máficas, com variações TiO_2/Zr que vão de menos de 30 (AV-374L) até acima de 120. Um conjunto de amostras, coincide bem com o campo das lavas boniníticas (basaltos magnesianos modernos) da Nova Zelândia e de Cyprus, caracterizadas por concentrações muito baixas de Zr. Outras amostras ficam no campo dos boninitos, e outras ainda, sobem tanto em TiO_2, que se aproximam do campo dos picritos. Neste diagrama, parece ainda, que as amostras se distribuem em dois *trends*: um semelhante ao de lavas de arco, e outro semelhante ao de lavas intraplaca. De acordo com Hall e Hughes (1987), os boninitos seriam os correspondentes vulcânicos dos noritos, e deste modo, poder-se-ia atribuir a ambiência das rochas da Suíte Intrusiva Cateté como de arco vulcânico. A exceção das amostras AV-200, AV-374L, AV-417 e EM-503A, as demais integrantes da população de máficas, têm razões Ti/V inferiores a 20, demonstrando segundo Shervais (1982), ambiente semelhante aos modernos arcos-de-ilha.

A distribuição espacial dos corpos máfico-ultramáficos da Suíte Intrusiva Cateté, associados aos terrenos granito-gnáissicos do Complexo Xingu, ou intrusivos em seqüências vulcano-sedimentares (Grupo São Sebastião), com quartzo arenito, formações ferríferas fácies oxidado, metarcóseos e quartzitos micaceos; o não relacionamento com estruturas do tipo *rift* e o registro de

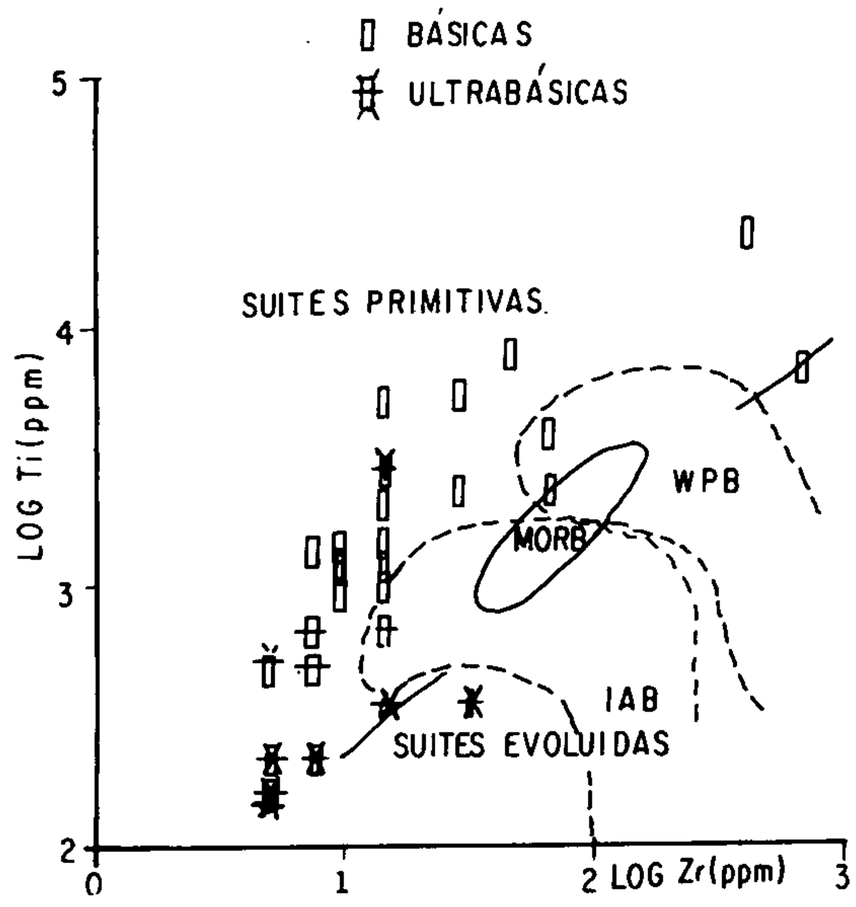


Figura II.6.39 – Diagrama LOG(Zr) versus LOG(Ti ppm) com os campos WPB (Basalto Intra Placa)< IAB (Basalto de Arco-de-Ilha), MORB (Basalto de Cadeia Meso-Oceânica), segunddo Pharaoh e Pearce, 1984. A diagonal (Ti/Zr = 70) separa as Suítes Primitivas daquelas evoluídas. Diagrama aplicado para as rochas da Suíte Intrusiva Cateté, Folha São Félix do Xingu.

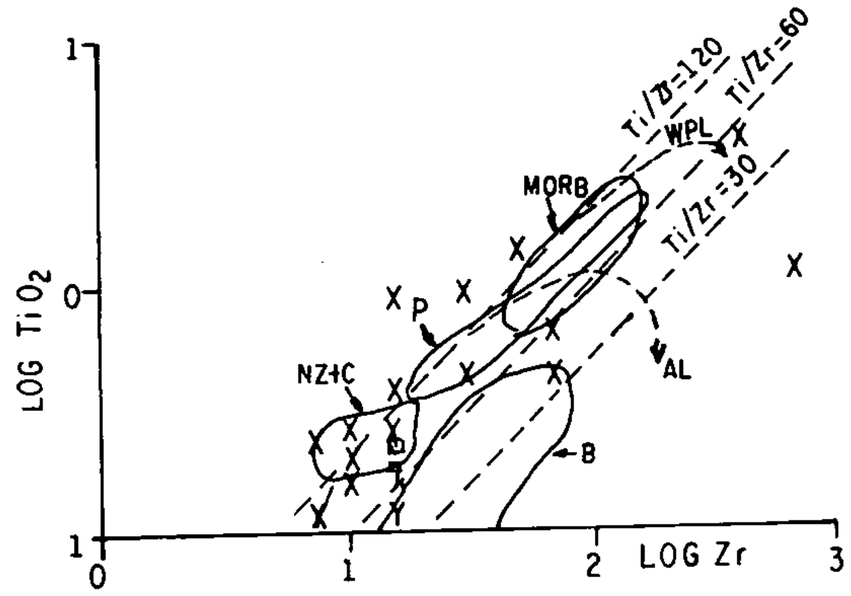


*Figura II.6.40 – Diagrama LOG Ti (ppm) de Hall e Hugres *1987). Aplicado as rochas máficas da Suíte ntrusiva Cateté na Folha São Félix do Xingu. Campos B = lavas boniniticas; Nz+C = lavas boniniticas de Nova Zelandia e de Ciprus; P = picrito; MORB = basalto de cadeia meso-oceânica; trends; WPL = lavas intra-placa; lavas de arco.*

processos de serpentinização, são fatos que, em conjunto com os padrões petroquímicos apresentados, permitiriam interpretar a ambiência tectônica de tais intrusões, como semelhante a margem continental ativa com arco-de-ilha continental, relacionado a movimento convergente de placas, estando, provavelmente, associado a fase final ou imediatamente posterior, a colisão do tipo continente-continente.

Entretanto, no modelo geotectônico da área de ocorrência desta unidade, proposto com base em dados estruturais e geocronológicos, teria existido apenas um evento de colisão continente-continente durante o Arqueano, o qual foi responsável pela formação dos corpos graníticos estratóides denominados de Granito Plaquê.

Como a Suíte Intrusiva Cateté é considerada de idade proterozóica, não estaria relacionada ao citado evento de colisão. Desta forma, fica em aberto a caracterização paleoambiental, mais precisa, dos litotipos dessa unidade, a partir de novos dados litogeoquímicos.

6.1.2.4 Diabásio Cururu

6.1.2.4.1 Introdução

Diversos enxames de diques de diabásio, de idade mesozóica, foram mapeados na Folha São Félix do Xingu. Eles ocorrem particularmente nas direções NW-SE, N-SE e E-W, encaixados sobretudo nas rochas do Complexo Xingu e do Grupo Sapucaia e, obedecendo os grandes *trends* estruturais regionais.

6.1.2.4.2 Classificação Químico-Mineralógica e Composição

Para processar as investigações petroquímicas desta unidade, foram coletadas e analisadas 13 amostras. Em termos de elementos maiores, as rochas no seu conjunto são relativamente homogêneas, tendo a sílica (SiO_2), percentuais compatíveis com as rochas básicas (vide tabela II.6.12). Entretanto, algumas amostras estão muito enriquecidas neste óxido, alcançando o padrão de rocha intermediária (52-66%), como é o caso daquelas com siglas AV-11, AV-37, AV-55A e AV-301. Inversamente, a amostra EM-45 está muito depletada em SiO_2 (44,2%), o que lhe dá um caráter ultrabásico. Os álcalis (Na_2O+K_2O) são quase homogêneos, predominando Na_2O sobre K_2O, sendo o primeiro na faixa de 1,6 a 4,3% e o segundo com valores, predominantemente, baixos na faixa de 0,22 a 1,3%. Apenas a amostra AV-301, foge a esta regra, por apresentar percentual de K_2O igual a 3%, obviamente, fora do padrão das rochas básicas, aproximando-se mais a um benmoreito. As relações K_2O+Na_2O *versus* SiO_2 representadas na figura II.6.41, segundo o esquema classificatório de Le Bas (*op. cit.*) indicam tipos rochosos que variam de picrito basáltico, tefrita basanito, basalto e traquiandesito. Os percentuais de TiO_2 permitem dividir estes diabásios em dois grupos:

a) rochas com percentuais acima de 1%, variando de 1-4,8% (*HT-high titanium*), (AV-55A, AV-75, AV-348D, AV-358, EM-27B, EM-45, EM-55A, EM-433A, EM-520 e EM-226);

b) rochas com percentual inferior a 1% (LT-*low titanium*) (AV-11, AV-37 e AV-301).

Observe-se que no segundo grupo, todas as amostras têm, invariavelmente, altos percentuais de SiO_2 (entre 53,3-58%). No Diabásio Cururu, ao contrário do que acontece com os basaltos da Bacia do Paraná, o P_2O_5 não acompanha o TiO_2, onde ocorrem os HPT (*high phosphorus titanium*). É possível que, os diabásios considerados como LT, tenham sofrido contaminação crustal, evidenciada pelos elevados percentuais de SiO_2. Comparando-se a média de SiO_2 (49,7%) com aquela do Diabásio Penatecaua (53,375), constata-se que a primeira é mais baixa. Ao contrário, a média do Al_2O_3 (14,49%) na Unidade Cururu, é mais alta do que aquela do Diabásio Penatecaua (12,84), fato que, também, pode estar relacionado a contaminação crustal. Os percentuais de FeO e Fe_2O_3 nestes dois diabásios são equivalentes. O FeO, sempre superior ao Fe_2O_3, gera razões FeO/Fe_2O_3 superiores a 1, na faixa de 1,13 a 5,61, exceto na amostra EM-45 (0,90).

O FeO total é tipicamente alto, exceto na amostra AV-37, o que segundo Kuno (1969), caracteriza os toleiítos ricos em Fe.

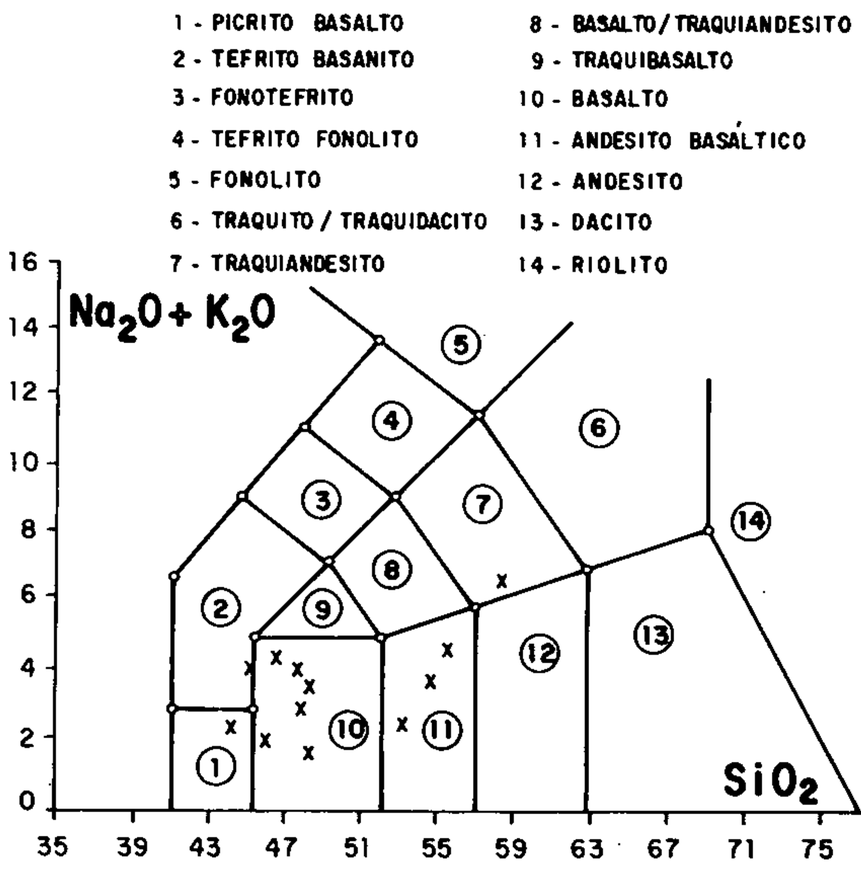


Figura II.6.41 – Diagrama classificatório álcalis versus SiO_2 de Le Bas et al. (1986). Aplicado ao Diabásio Cururu na Folha São Félix do Xingu.

Tabela II.6.12 - Dados químicos do Diabásio Cururu.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13					
	AV-11	AV-37	AV-55A	AV-75	AV-301	AV-348D	AV-358	EM-278	EM-45	EM-55A	EM-433A	EM520	AV-226	A	B	C	D	E
SiO_2	53,30	55,60	54,70	47,90	58,50	48,40	46,60	46,00	44,20	45,10	47,80	48,40	48,00	53,37	50,75	50,36	50,4	51,18
Al_2O_3	14,20	23,10	14,20	13,20	13,70	14,20	12,80	13,20	13,20	12,80	15,10	14,20	14,20	12,84	13,51	13,41	15,19	16,01
Fe_2O_3	3,90	1,50	1,80	6,30	2,50	4,20	6,60	6,00	8,70	7,20	6,40	3,30	4,40	3,46	14,24	13,63	10,01	9,4
FeO	7,10	1,80	10,10	9,40	5,60	6,40	10,00	9,80	7,80	8,10	9,00	8,80	9,60	9,11	–	–	–	–
MnO	0,15	0,05	0,19	0,22	0,12	0,17	0,25	0,24	0,22	0,24	0,19	0,21	0,21	0,22	0,19	0,18	0,18	0,16
MgO	6,20	1,80	4,90	5,40	3,60	8,60	5,00	6,20	5,60	6,30	4,20	8,60	7,80	6,36	4,21	5,52	8,96	6,9
CaO	10,00	9,20	9,20	9,70	5,60	10,20	7,60	10,20	9,80	8,60	8,70	11,90	10,40	9,92	8,45	9,6	11,43	11,49
Na_2O	1,70	4,30	2,70	2,40	3,60	2,70	3,40	2,00	2,00	3,20	2,80	1,60	1,90	2,47	2,8	2,8	2,3	2,74
K_2O	0,97	0,48	0,97	0,64	3,00	0,95	1,20	0,24	0,34	1,00	1,30	0,22	0,22	0,7	1,58	0,77	0,09	0,43
TiO_2	0,83	0,17	1,00	3,10	0,68	1,70	4,30	3,50	4,20	4,80	3,10	1,00	1,40	1,25	3,95	3,62	1,36	1,69
P_2O_5	0,11	0,05	0,15	0,31	0,18	0,14	0,63	0,26	0,57	0,53	0,14	0,08	0,13	0,24	0,66	0,42	0,14	0,15
Total	98,46	98,05	99,91	98,57	97,08	97,66	98,38	97,64	96,63	97,87	98,73	98,31	98,26	99,94	100,34	100,31	100,06	100,15
CaO/Al_2O_3	0,70	0,40	0,65	0,73	0,41	0,72	0,59	0,77	0,74	0,67	0,58	0,84	0,73					
FeO/Fe_2O_3	1,82	1,20	5,61	1,49	2,24	1,52	1,52	1,63	0,90	1,13	1,41	2,67	2,18					
MgO/FeO	0,87	1,00	0,49	0,57	0,64	1,34	0,50	0,63	0,72	0,78	0,47	0,98	0,81					
Al_2O_3/TiO_2	17,11	135,88	14,20	4,26	20,15	8,35	2,98	3,77	3,14	2,67	4,87	14,20	10,14					
CaO/TiO_2	12,05	54,12	9,20	3,13	8,24	6,00	1,77	2,91	2,33	1,79	2,81	11,90	7,43					
(Mg/Mg+Fetot)	0,36	0,36	0,29	0,26	0,31	0,45	0,23	0,29	0,26	0,3	0,22	0,42	0,36					
Nb	7,5	7,5	7,5	7,5	7	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	–	37,00	21,50	2,10	8,60
Y	19	5	23	33	51	21	102	51	67	66	53	13	20	30,00	42,00	42,00	37,00	39,00
Zr	62	15	110	179	166	149	364	237	269	298	285	61	50	117,00	398,00	227,00	97,00	121,00
Cr	150	10	70	70	100	150	50	30	30	50	15	200	200	62,00	–	–	–	–
Ni	50	30	30	70	10	100	10	100	70	70	10	70	125	72,00	43,00	78,00	177,00	132,00
V	200	50	50	200	50	100	150	300	200	150	150	100	300	370,00	–	–	–	–
Y/Nb	2,53	0,66	3,06	4,4	7,28	2,8	13,6	6,3	8,93	8,8	7,06	1,73	2,66					
Ti/Zr	80,26	67,94	54,50	103,83	24,56	68,40	70,82	88,53	93,60	96,57	65,21	98,28	167,86					
Zr/Y	3,26	3,00	4,78	5,42	3,25	7,10	3,57	4,65	4,01	4,52	5,38	4,69	2,50					
Ti/Y	261,89	203,83	260,66	563,17	79,93	485,32	252,73	411,43	375,81	436,01	350,66	461,16	419,66					
Ti/V	24,88	20,38	119,90	92,92	81,53	101,92	171,86	69,94	125,90	191,84	123,90	59,95	27,98					
Zr/Nb	8,27	2,00	14,67	23,87	23,71	19,87	48,53	31,60	35,87	39,73	38,00	8,13	6,67					

Continuação da Tabela II.6.12

CIPW	AV-11	AV-37	AV-55A	AV-75	AV-301	AV-226	AV-38	AV-226 - EM-28	AV-226 - EM-35	AV-226 - EM-55A	AV-226 - 433A	AV-226 - 520	AV-226
q	8,21	6,43	6,05	3,25	8,89	0	0,3	3,42	4,1	0	0,85	0	0
or	5,83	2,89	5,73	3,84	18,27	5,75	7,21	1,45	2,08	6,04	7,79	1,32	1,32
ab	14,63	37,1	22,86	20,63	31,38	23,41	29,26	17,34	17,56	27,68	24,03	13,78	16,38
an	28,72	43,13	23,77	23,72	12,73	24,4	16,39	26,98	27,01	18	25,15	31,45	30,12
di	17,22	2,45	17,42	18,98	12,07	21,27	14,47	16,85	15,88	17,52	14,64	22,88	17,7
hy	20,01	5,29	19,24	16,01	11,6	7,76	13,95	17	15,05	9,08	14,41	24,95	27,11
ol	0	0	0	0	0	8,9	0	0	0	1,66	0	0	0
mt	3,43	2,21	2,61	6,77	3,25	4,75	8,55	7,43	8,58	9,34	6,76	3,69	4,28
il	1,6	0,32	1,9	5,98	1,33	3,3	8,3	6,81	8,28	9,32	5,97	1,93	2,71
ap	0,26	0,12	0,35	0,74	0,43	0,34	1,51	0,63	1,4	1,28	0,33	0,19	0,31
hy/di	1,16	2,16	1,10	0,84	0,96	0,36	0,96	0,90	0,95	0,52	0,98	1,09	1,53

E.terras-raras	AV-11	AV-37	AV-55A	AV-75	AV-301	AV-226	B	C	D	E
La	12,72	5,33	14,98	16,72	36,1	5,07	46	24	2,95	6,12
Ce	22,54	8,2	26,22	29,38	66,4	14,22	100	53	12	17,8
Nd	12,63	3,72	14,78	24,8	30,1	8,6	51	35,1	9,9	13,6
Sm	2,2	0,62	2,8	6,5	6,4	2,55	10,9	8,9	3,91	4,64
Eu	0,81	0,45	0,9	2,01	0,89	0,77	3,5	2,89	1,41	1,55
Gd	2,72	0,63	3,24	7,23	5,2	2,61	9,9	9,1	6,4	6
Dy	2,5	0,4	3,25	7,33	3,3	2,73	7,61	7,58	5,6	–
Ho	0,5	0,09	0,95	1,59	0,45	0,51	1,42	1,41		–
Er	1,51	0,29	2,06	4,53	0,95	1,21	3,79	3,64		–
Yb	1,55	0,26	2	4,49	0,58	0,88	3,07	3,04	3,61	3,46
Lu	0,21	0,07	0,29	0,59	0,07	0,11	0,45	0,42	0,5	0,46

LaN	51,91	21,75	61,14	68,24	147,34	20,7
Eu/Eu*	1,01	2,18	0,91	0,89	0,45	0,9
(La/Lu)N	6,28	7,91	5,36	2,94	53,58	4,58
(La/Gd)N	3,89	7,06	3,85	1,93	5,78	1,61
(La/Yb)N	5,52	13,80	5,04	2,50	41,91	3,86
(Gd/Yb)N	1,41	1,96	1,31	1,30	7,25	2,39
(Gd/Lu)N	1,61	1,12	1,39	1,53	9,27	2,84
(La/Sm)n	3,63	5,4	3,36	1,61	3,54	1,24
(La/Nb)	1,69	0,7	1,99	2,23	5,16	0,67
SUM-ETRL	50,09	17,87	58,78	77,4	139	30,44
SUM-ETRP	8,99	1,74	11,79	25,76	10,55	8,08
SUM-ETR	59,89	20,06	71,47	105,17	150,44	39,3

Obs.: A – Penatecaua (Jorge João, X.S., 1982); B – Paraná (Thompson *et al.*, 1983); *Ocean island Tholeiite* (*OIT*).(Thompson *et al.*, 1984), D – Normal *MORB* (Humphis *et al.*, 1985); E – *MORB* (Humphis *et al.*, 1985)

O MgO, de modo geral, é típico de rochas basálticas, com uma média de 6,03 ± 1,54 (quando se exclue a amostra AV-37 que tem MgO igual a 1,8, muito abaixo dos percentuais das demais amostras). As razões MgO/FeO são, de modo geral, inferiores a 1, exceto nas amostras AV-37 (igual a 1) e AV-348D (igual a 1,34), e o Mg-*number* é em média igual a 0,32 ± 0,067, o que indica grande índice de cristalização fracionada, particulamente, de olivina nestas rochas, além de seu desequilíbrio com o manto superior. Assumindo-se que os valores de Mg-*number* sejam primários, ter-se-ia como protólito do diabásio um manto rico em Fe, do que a fonte mantélica para os *MORB* e os basaltos de ilhas oceânicas (*OIB*). Observa-se na tabela II.6.12 a total ausência de olivina normativa, exceto uma pequena quantidade na amostra EM-55A, com 1,66.

Os percentuais de CaO estão na faixa de 5,6 a 11,90, enquadrados, portanto, nos padrões de rochas basálticas. Na figura II.6.42 está representada a correlação positiva entre MgO e CaO, além de mostrar o *trend* de fracionamento do clinopiroxênio e do plagioclásio, seguido pelo conjunto de pontos do Diabásio Cururu. De acordo com Wilson (1989), esta correlação positiva entre os referidos óxidos acompanhando o *trend* cpx+plag, bem como, as baixas concentrações de Ni (10-15ppm), constituem argumentos em favor da cristalização fracionada, sob baixa pressão, dominada por clinopiroxênio e plagioclásio, como principal processo de formação destas rochas.

O caráter toleiítico do Diabásio Cururu está bem indicado nas figuras II.6.43 e II.6.44, embora façam exceções as amostras AV-37, AV-301 e EM-63, pertencentes ao campo calcialcalino na primeira figura mencionada, e a AV-37, pertencente ao campo dos basaltos ricos em alumina, na segunda. Por outro lado, na figura II.6.45, onde são mostradas as correlações entre SiO_2 e K_2O, e, os campos dos basaltos subalcalinos, constata-se que as amostras do Diabásio Cururu apresentam ampla dispersão, variando desde o campo dos basaltos subalcalinos pobres em potássio, passando pelo campo dos basaltos subalcalinos normais até, finalmente, os basaltos alcalinos. Esta dispersão, segundo Wilson (1989) é resultante dos efeitos de cristalização fracionada polibárica, combinada com heterogeneidade da fonte, variado grau de fusão parcial e contaminação crustal.

Neste sentido, o Diabásio Cururu difere do Diabásio Penatecaua, já que este último, tem um padrão mais homogêneo, no que diz respeito a natureza toleiítica e subalcalina.

A presenca de diabásio alcalino como mostrado na figura II.6.45, poderia também indicar, segundo a concepção de Kennedy (1933), *apud* Jorge João (1982), heterogeneidade de magmas originais, onde os alcalinos seriam provenientes de olivina basaltos e os subalcalinos seriam originados de magmas toleiíticos, gerando produtos com quartzo, mineral este presente nas composições normativas, na

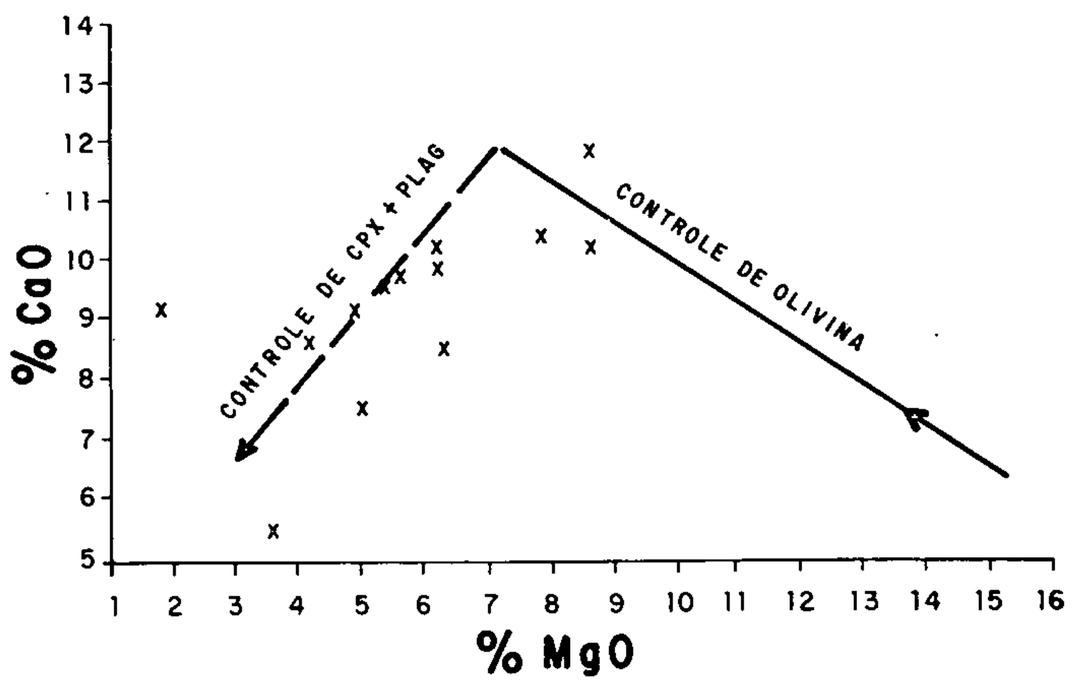


Figura II.6.42 – Diagrama CaO versus MgO aplicado aos diabásios Cururu. O trend tracejado mostra o fracionamento do Dolerito Kardo segundo Cox, 1980. O trend de olivina foi traçado segundo Nilson, 1989.

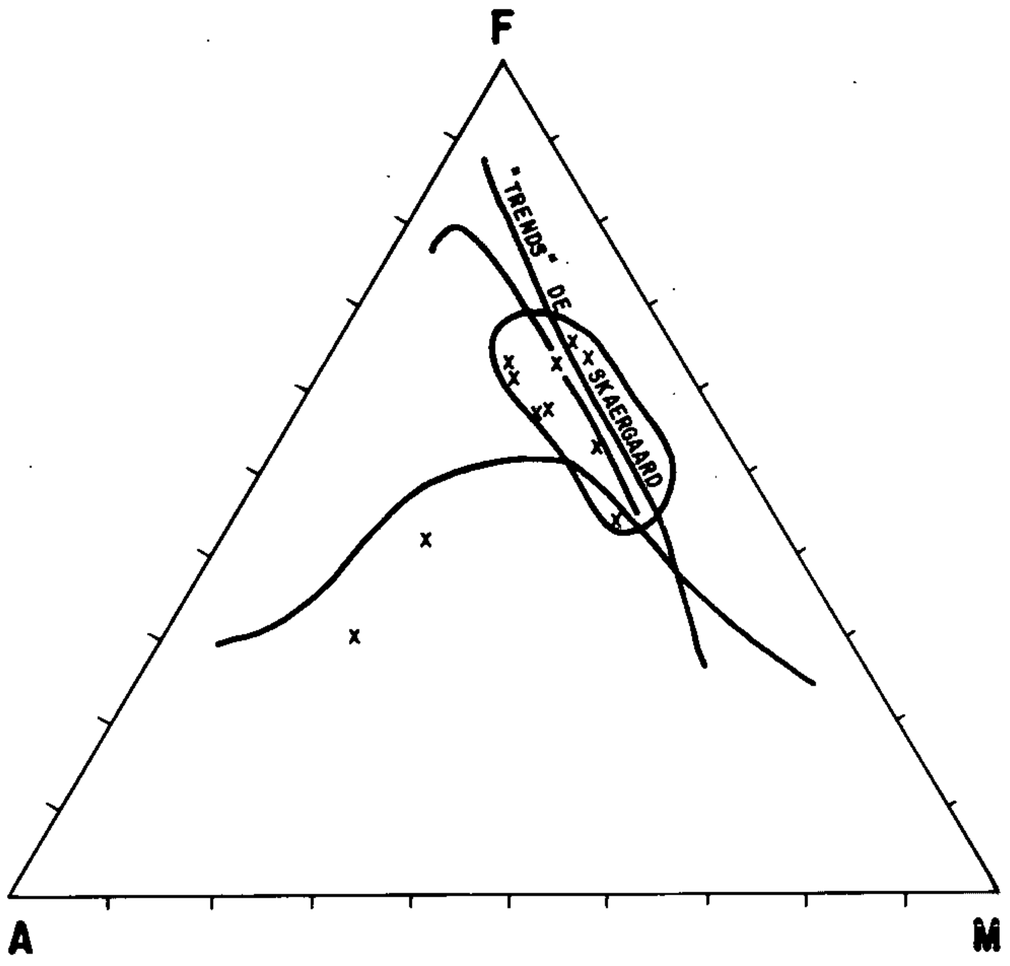


Figura II.6.43 – Diagrama A-F-M com os campos toleiítico e calcialcalino, segundo Irvine e Baragar (1971). Aplicado ao Diabásio Cururu, Folha São Félix do Xingu.

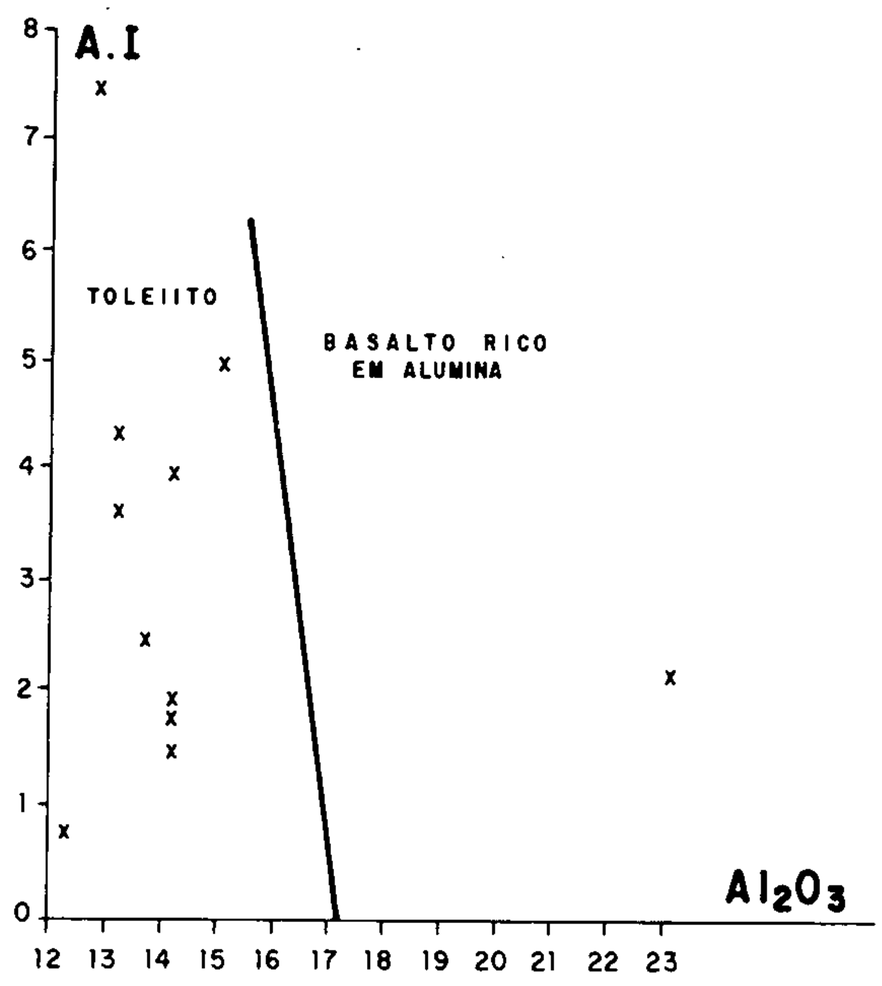


Figura II.6.45 – Diagrama K_2O x SiO_2, aplicado aso diabásios Cururu. Os limites dos campos são devidos a Middlemost (1975).

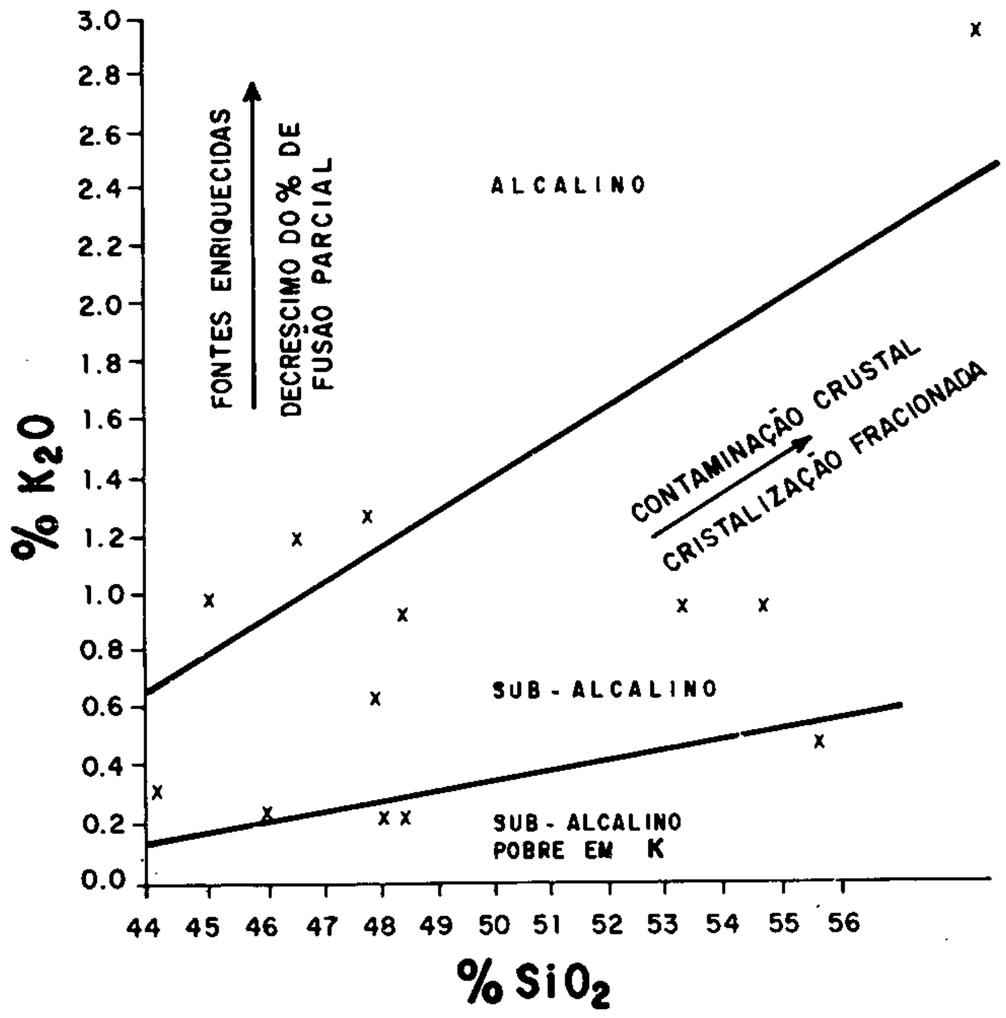


Figura I.6.44 – Diagrama Al_2O_3 x A.I de Wilson, 1989. Aplicado ao Diabásio Cururu, Folha São Félix do Xingu.

grande maioria, das amostras do Diabásio Cururu.

Quanto aos elementos-traço, observam-se concentrações de elementos ferro magnesianos bastante baixos: V (50-300ppm; média=142ppm) Ni (10-100ppm; média=52ppm) e Cr (10-200ppm; média= 77ppm). As médias destes elementos no Diabásio Cururu são ainda mais baixas, do que aquelas registradas para o Diabásio Penatecaua, fato que pode indicar maiores fracionamentos de minerais como olivina, magnetita, ilmenita e cromita.

As médias dos elementos Y e Zr, respectivamente 42 e 205ppm, são maiores no Diabásio Cururu em relação ao Diabásio Penatecaua, e menores, em relação aos basaltos da Bacia do Paraná. Estas variações, são devidas as diferentes fases de cristalização de minerais como augita, apatita e titanita, nos quais, os elementos Y e Zr, podem promover substituições do

cálcio, segundo Wager e Mitchell (1951, *apud* Jorge João, 1982). Observa-se, por fim, que as médias apresentadas, são menores do que as médias para a crosta oceânica, segundo Taylor e McLenan (1985 – p. 274, tab. 11.6).

O comportamento dos elementos de terras-raras (ETR) foi estudado em apenas 6 amostras, conforme indicadas na tabela II.6.12 e na figura II.6.46. É comum para todas as amostras, o enriquecimento dos ETRL, constatando-se o LaN acima de 20*X* condrito, e o valor ao extremo de 147, na amostra AV-301. Aliás, esta amostra, já destacada anteriormente do grupo dos diabásios, pelos seus altos percentuais de SiO_2 e K_2O, também assume comportamento bastante peculiar e atípico para rocha de natureza básica, assemelhando-se mais a um andesito. Ela apresenta elevada anomalia de Eu (Eu/Eu*=0,45), enquanto as demais tem anomalia quase desprezível ou positiva.

Os ETRL da amostra AV-301, assemelham-se aos dos toleiítos de ilhas oceânicas, enquanto que nas demais amostras, eles ficam com valores entre aqueles dos basaltos da Bacia do Paraná, e aqueles dos basaltos tipo *MORB* enriquecidos. Aliado ao característico enriquecimento dos ETRL, (La/Sm)N, tem-se o fato de que, as razões La/Nb no conjunto das 6 amostras do Diabásio Cururu, variam na faixa de 0,67 a 5,16, portanto, bem no padrão dos basaltos continentais (CFBs), nos quais, segundo Thompson *et al.* (1984, *apud* Wilson, 1989), estas razões variam entre 0,5 e 7, em função, do maior ou menor, grau de contaminação crustal.

Os somatórios dos ETR variam de 20 a 150, não seguindo os percentuais de MgO, como normalmente acontece com as rochas máficas e ultramáficas. Entretanto, existe nítida correlação positiva entre os somatórios dos ETR e as anomalias de Eu, constatando-se que a amostra AV-301, com maior somatório dos ETR, possue a maior anomalia negativa de Eu (Eu/Eu*=0,45), enquanto situação exatamente inversa ocorre com a amostra AV-37, conforme pode ser verificado na tabela II.6.12 e na figura II.6.46. O fracionamento global dos ETR (La/Yb,La/Lu) é bastante heterogêneo no conjunto das 6 amostras, embora no comum, se destaquem valores sempre altos, a partir de 2,5 até 41,91, quando medido pelas razões (La/Yb)N, ou de 2,94 até 53,58, medido pelas razões (La/Lu)N. Os ETRP, de modo geral, tem baixo fracionamento, (Gb/Yb)N entre 1,31 e 2,39, exceto para a amostra AV-301, onde se chega a 7,25.

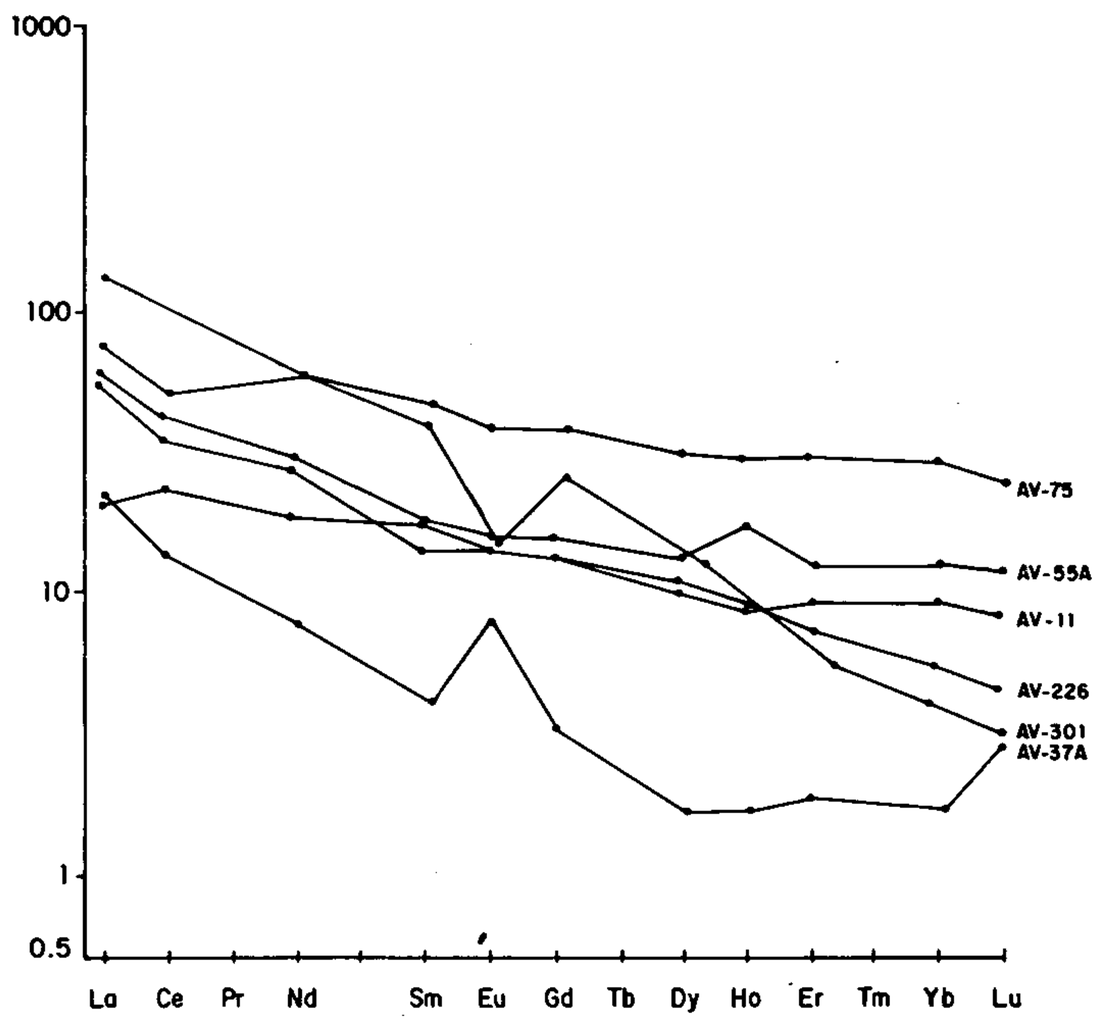


Figura II.6.46 – Padrões dos ETR normalizados, segundo o condrito de Evensen, 1978 para o Diabásio Cururu na Folha São Félix do Xingu.

Em resumo, os padrões dos ETR nas 6 amostras estudadas, pode ser dividido em três modelos:

a) toleiítico tipo TH2 de Condie (1976): AV-75,AV-55A, AV-11 e AV-226;

b) andesítico: AV-301;

c) anortosítico: AV-37.

Nas amostras AV-11, AV-37 e AV-554, o enriquecimento geral do ETRL, aliado aos elevados percentuais de SiO_2, K_2O, bem como as baixas razões Y/Nb e Zr/Nb, conforme mostrado na figura II.6.47, são fortes indicativos de contribuição de material crustal, provavelmente, por meio de contaminação.

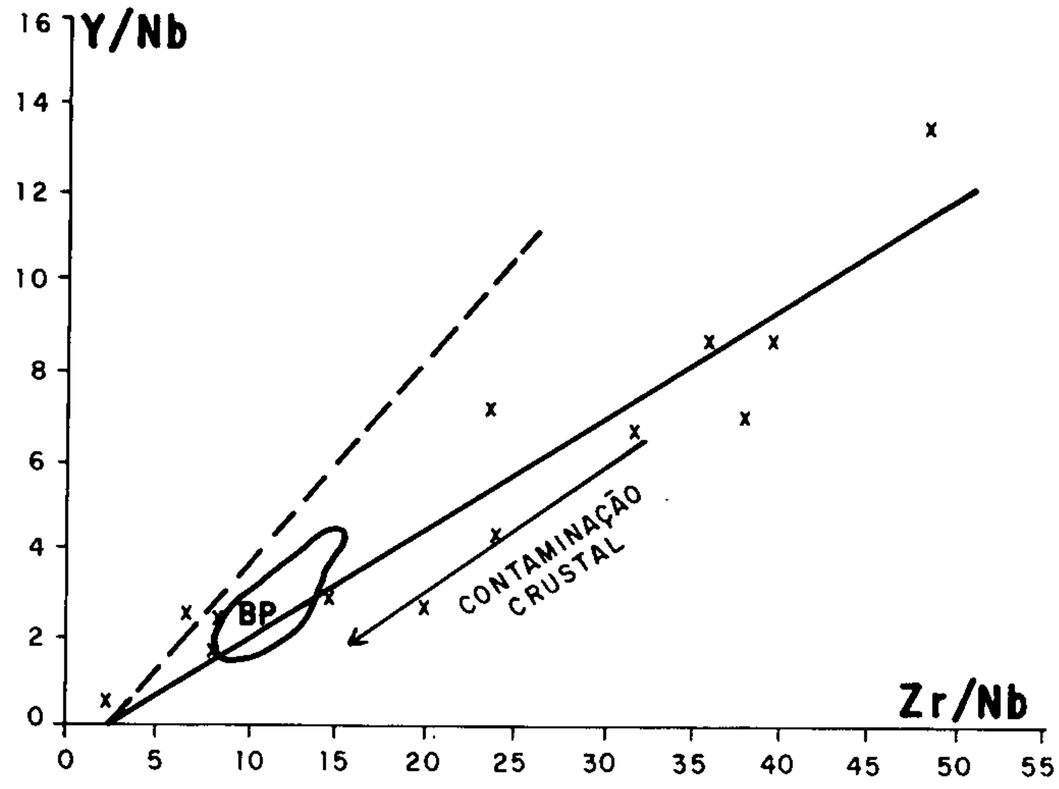


Figura I.6.47 – Diagrama Y/Nb x Zr/Hb aplicado para os diabásios Cururu. A linha tracejada representa um trend misto entre um componente de fonte rica em elementos incompatíveis e um de fonte mantélica depletada, segundo Nilson (1989). A seta indica o sentido de crescimento do grau de contaminação crustal.

6.1.2.4.3 Ambiência Geotectônica

No ítem anterior foram destacadas as semelhanças químicas entre os basaltos da Bacia do Paraná, o Diabásio Penatecaua, ambos, sabidamente de ambientes continental, com o Diabásio Cururu. O diagrama da figura II.6.48, representando o diagrama TiO_2-K_2O-P_2O_5 de Pearce *et al.* (1975), divide a população do Diabásio Cururu em dois grupos: um de ambiência continental e outro de ambiência oceânica. Entretanto, no diagrama Ti/Zr, figura II.6.49, a maioria quase absoluta das amostras, encontra-se localizada no campo dos basaltos intraplaca, ou acima deles, o que demonstra o caráter eminentemente continental para as rochas desta unidade. Por fim, os valores das razões Ti/V (tabela II.6.12), são muito variados, entretanto, estão compreendidos na faixa 20 a 129. A maioria das amostras, têm razões muito altas, próximo ou acima de 100, o que pode significar forte fracionamento de magnetita, semelhança das suítes calcialcalinas. Os altos valores também assemelham-se a basaltos alcalinos mas, como o caráter eminetemente subalcalino já foi demonstrado na figura II.6.45 (exceção das amostras EM-55A, EM-433A e AV-358), conclue-se que, estas razões são, de fato, relativas a toleiítos continentais.

6.1.3 Rochas Graníticas

6.1.3.1 Introdução

Na Folha São Félix do Xingu registrou-se, pelos menos, 5 grandes conjuntos de rochas graníticas, com idades variando entre o Arqueano e o Proterozóico, sendo as mais velhas aquelas do Granodiorito Rio Maria, seguindo-se o Complexo Xingu, o Granito Parauari, o Granito Plaquê e a Suíte Intrusiva Velho Guilherme.

Os estudos litogeoquímicos desses conjuntos graníticos, estão baseados nas interpretações das análises químicas de óxidos de elementos maiores, e das concentrações de elementos-traços, provenientes de um conjunto de 80 amostras de rochas assim distribuídas (vide cartograma da figura II.6.50): Granodiorito Rio Maria (17), Complexo Xingu (7), Granito Parauari (14), Granito Plaquê (8) e Suíte Intrusiva Velho Guilherme (34). Embora o

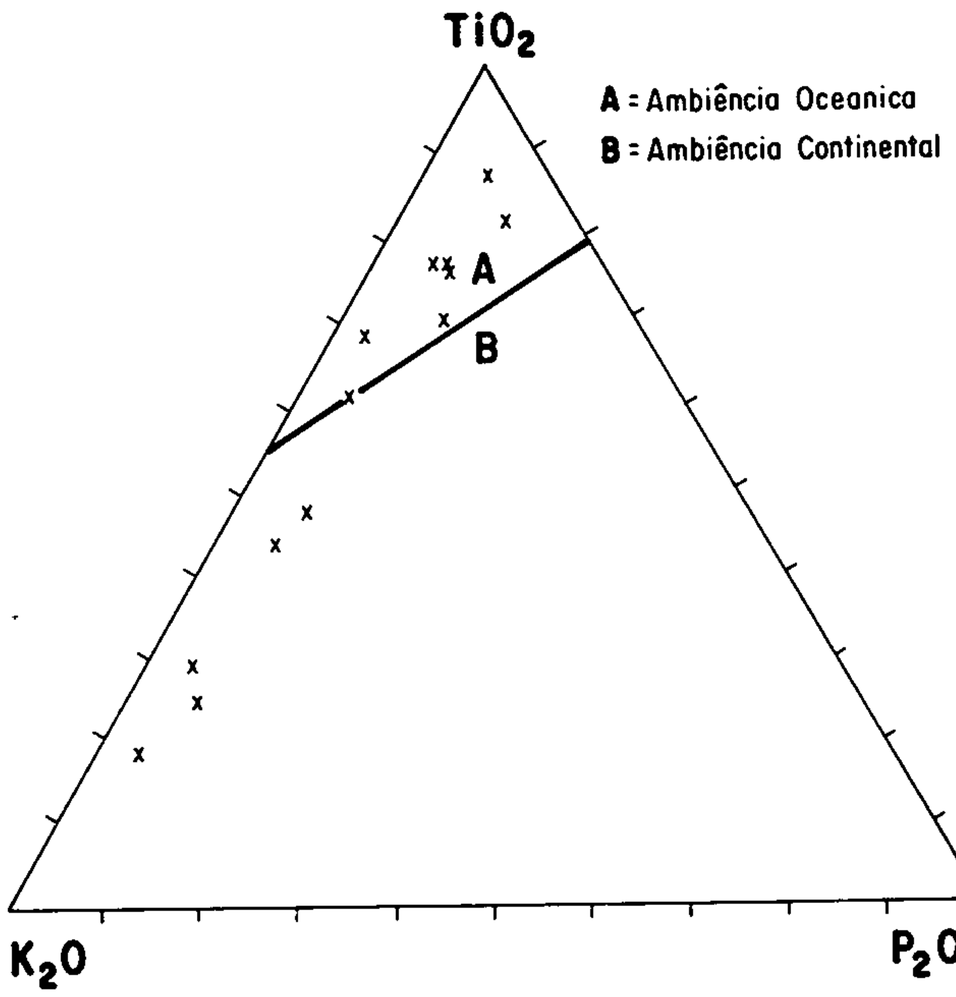


Figura II.6.48 – Diagrama TiO_2-K_2O-P_2O_5 de Pearce et al., 1985. Mostrando os campos de ambientes oceânicos e continentais. Aplicado do Diabásio Cururu na Folha São Félix do Xingu.

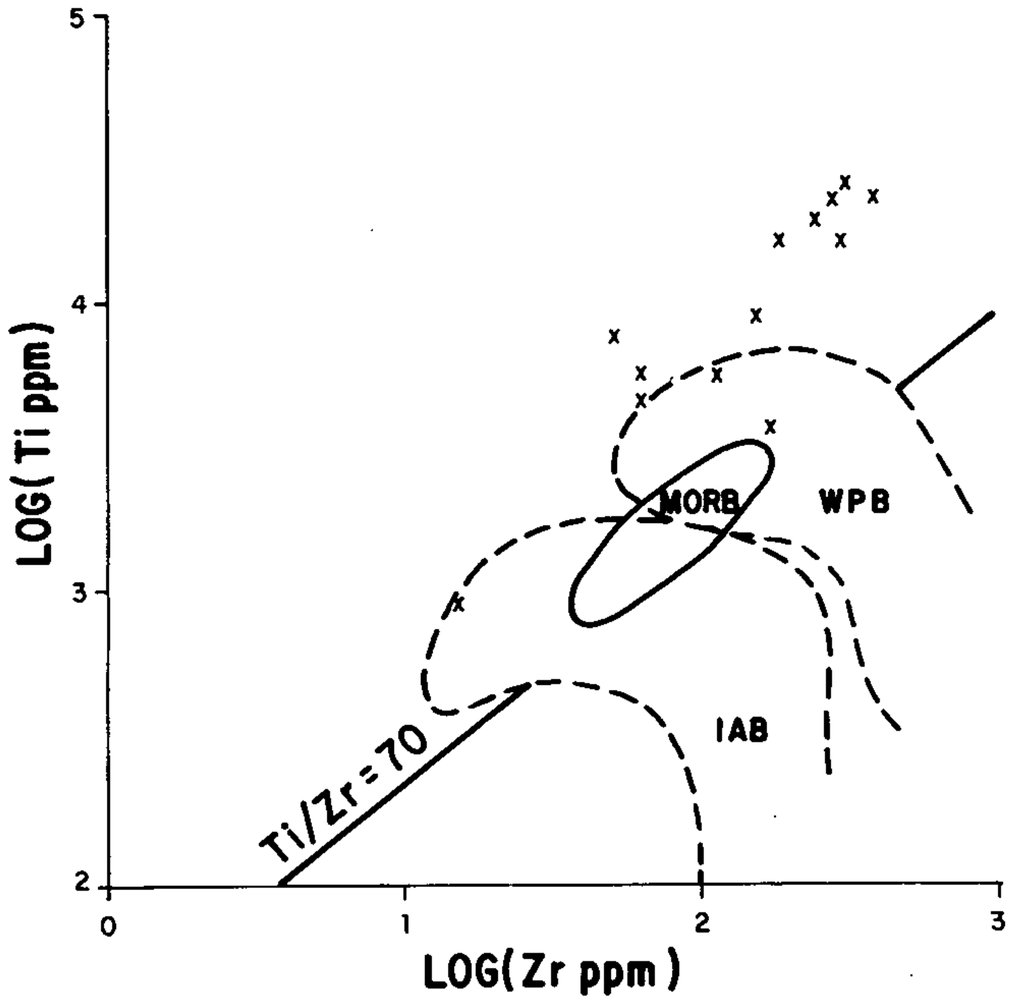


Figura II.6.49 – Diagrama Log Zr(ppm) x Log Ti com os campos: WPB-basaltos intraplaca; IAB-basaltos de arco-de-ilha; MORB-basaltos de cadeias meso-oceânica, segundo Pharaoh e Pearce (1984). A diagonal (Ti/Zr=70) separa as suítes primitivas (a esquerda) daquelas evoluídas (a direita). Diagrama aplicado para as rochas do Diabásio Cururu, Folha São Félix do Xingu.

total de amostras seja razoavelmente grande, a amostragem por cada conjunto granítico, ainda não é satisfatoriamente representativa, não só pelas dimensões e quantidades de corpos aflorantes, como também pelo caráter petrográfico composto, da maioria dos granitóides abordados. Em conseqüência, os resultados dos estudos petroquímicos do presente trabalho, tem caráter apenas preliminar e de reconhecimento regional.

6.1.3.2 Classificação Químico-Mineralógica e Composição

61.3.2.1 Granodiorito Rio Maria

O Granodiorito Rio Maria, situado no Terreno Granito-*Greenstone* do Sul do Pará, possui área superior a 1.800km^2 e foi estudado, em maior detalhe, por Medeiros (1987), que salientou a sua complexidade petrográfica. As 17 amostras estudadas dessa unidade, refletem, exatamente, o caráter complexo e composto deste corpo batolítico. Inicialmente, dois grupos são identificados: um pobre em sílica (abaixo de 70%: AV-69, AV-118, AV-195, AV-214, AV-251, AV-255, EM-13, EM-14, EM-23A e EM-61); e outro rico em sílica (maior do que 70%: AV-115, AV-184A, AV-184H, AV-194A, AV-215A, AV-216B e EM-19). Estes grupos, baseados na variação de sílica (tabela II.6.13), refletem também variações dos álcalis, do cálcio e dos ferromagnesianos. Em conseqüência resultam para o

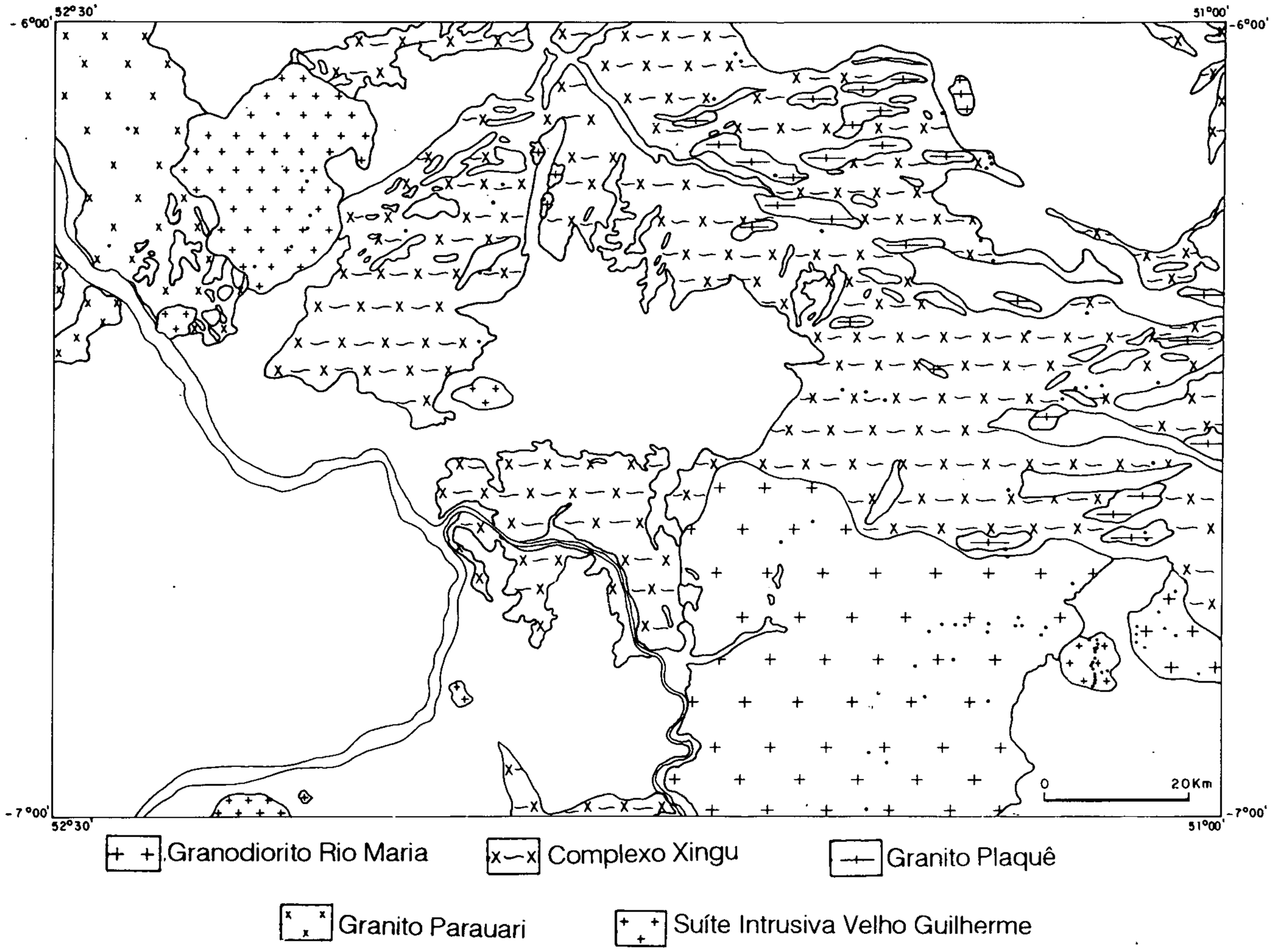


Figura II.6.50 - Cartograma mostrando a distribuição dos pontos de amostragem para estudos litogeoquímicos nas unidades graníticas.

primeiro grupo, classificações químico-mineralógicas do tipo adamelito e granodiorito, no diagrama Q x P de Debon e Le Fort (1983), (figura II.6.51) e granitos para o segundo grupo. Já no diagrama R_1-R_2 de La Roche (1980), figura II.6.52, o grupo rico em sílica, apresenta-se coerentemente pobre em cálcio e ferromagnesianos, do que resultam, classificações no campo dos alcaligranitos, enquanto que aquele grupo pobre em sílica, corresponde a tipos químico-mineralógicos, variando entre quartzo monzonitos, granodioritos e monzogranitos (adamelitos).

Observa-se que no primeiro caso, as rochas deste batólito chegam a se confundir, quimicamente, com aquelas da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, enquanto no segundo caso, elas se mostram mais evoluídas do que o conjunto do Granito Parauari e menos do que o Granito Plaquê, havendo, entretanto, semelhanças com as rochas do Complexo Xingu. Nos diagramas de covariância de Harker (1909), figuras II.6.53a e b, os pontos da Unidade Rio Maria estão posicionados em *trends* gerais negativos para CaO, Fe_2O_3, MgO, TiO_2, FeO, P_2O_5 e Sr. Para o K_2O, Rb e Y, observam-se

Tabela II.6.13 - Dados químicos do Granodiorito Rio Maria.

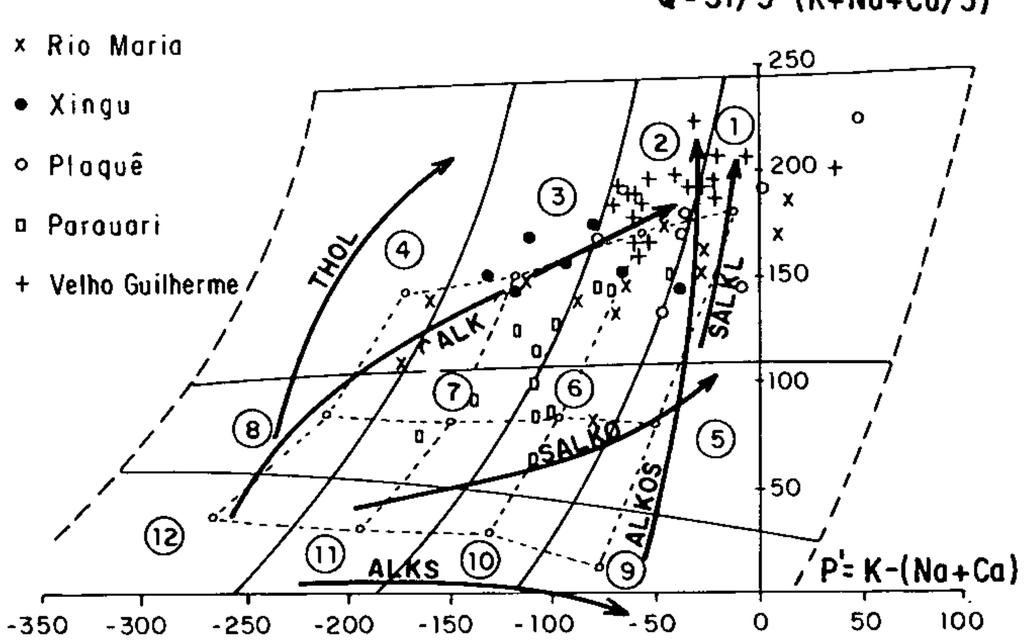
	AV-69	AV-118	AV-195	AV-214	EM-23A	EM-61	AV-251	AV-255	EM-13	EM-14	AV-113	AV-184A	AV-184H	AV-194A	AV-215A	AV-216B	EM-19	X1
									n = 17									
SiO_2	65,40	68,30	68,00	69,30	64,00	67,90	64,00	68,30	67,30	67,30	72,20	71,40	70,70	72,30	72,60	74,00	71,10	69,06
Al_2O_3	14,20	15,10	14,20	15,10	14,20	13,70	13,20	16,10	15,10	14,20	12,70	13,20	14,20	14,20	13,20	13,20	13,20	14,06
Fe_2O_3	2,20	2,70	2,90	2,00	4,20	2,10	6,20	2,10	2,00	2,50	1,30	1,70	1,90	1,30	1,60	1,20	2,10	2,35
FeO	2,20	0,90	1,70	1,10	4,00	1,60	1,90	1,50	1,30	1,10	0,30	1,40	0,96	0,34	0,31	0,10	1,80	1,32
MnO	0,05	0,03	0,05	0,03	0,30	0,05	0,08	0,06	0,03	0,05	0,03	0,03	0,06	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04
MgO	4,50	0,99	0,83	0,55	1,70	2,50	1,20	0,66	1,70	1,30	0,23	0,65	0,48	0,36	0,21	0,11	1,60	1,15
CaO	2,80	1,50	2,20	1,50	3,60	2,50	2,70	2,80	3,10	1,80	0,70	2,00	1,70	1,00	1,10	0,54	1,40	1,94
Na_2O	3,50	3,10	3,80	4,30	3,30	3,50	2,60	4,90	5,30	4,90	3,10	3,90	4,00	3,80	3,80	3,00	4,00	3,81
K_2O	3,50	4,60	4,30	4,30	2,60	4,10	3,50	2,20	2,40	5,10	5,60	4,40	4,40	4,30	5,30	5,60	3,40	4,09
TiO_2	0,42	0,52	0,83	0,42	0,73	0,37	1,20	0,42	0,42	0,42	0,12	0,52	0,52	0,21	0,17	0,14	0,33	0,46
P_2O_5	0,12	0,08	0,22	0,16	0,20	0,14	0,39	0,12	0,10	0,23	0,37	0,17	0,16	0,05	0,07	0,03	0,11	0,16
Total	98,89	97,82	99,03	98,76	98,56	98,46	96,97	99,16	98,75	98,9	96,65	99,37	99,08	97,89	98,39	97,95	99,07	
FeO/Fe_2O_3	1,00	0,33	0,59	0,55	0,95	0,76	0,31	0,71	0,65	0,44	0,23	0,82	0,51	0,26	0,19	0,08	0,86	
CaO/Al_2O_3	0,20	0,10	0,15	0,10	0,25	0,18	0,20	0,17	0,21	0,13	0,06	0,15	0,12	0,07	0,08	0,04	0,11	
MgO/FeO	2,05	1,10	0,49	0,50	0,43	1,56	0,63	0,44	1,31	1,18	0,77	0,46	0,50	1,06	0,68	1,10	0,89	
Zr	160	314	660	200	109	69	429	274	15	161	159	1.500	1.500	267	289	156	15	252
Y	212	5	23	15	16	5	17	5	5	5	5	30	100	5	5	5	5	46
Rb	184	313	246	278	204	252	187	278	126	338	540	293	330	267	310	270	275	246
Ba	500	2.100	2.850	1.550	500	1.040	1.650	380	1.450	2.650	900	1.350	1.300	1.600	1,020	780	1.000	1.340
Sr	200	450	375	185	200	380	340	290	670	600	195	200	195	225	215	130	500	298
Nb	5,00	5,00	7,50	7,50	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	7,50	10,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,83
Ni	70,00	5,00	15,00	5,00	10,00	70,00	5,00	5,00	50,00	50,00	20,00	10,00	10,00	3,75	2,50	2,50	30,00	29,17
V	30,00	10,00	30,00	10,00	70,00	100,00	70,00	30, 00	70,00	50,00	20,00	30,00	30,00	15,00	7,50	7,50	70,00	41,67
Sc	7,00	3,75	5,00	5,00	10,00	10,00	7,00	3,75	10,00	10,00	3,75	5,00	5,00	3,75	2,50	2,55	7,00	6,79
Rb/Zr	1,15	1,00	0,37	1,39	1,87	3,65	0,43	1,01	8,40	2,09	3,39	0,19	0,22	1,00	1,07	1,73	18,33	9,09
Rb/Sr	0,92	0,70	0,66	1,50	1,02	0,66	0,55	0,96	0,19	0,56	2,77	1,47	1,69	1,19	1,44	2,08	0,55	0,83
K/Rb	157,82	121,93	145,02	128,33	105,74	134,99	155,29	65,66	158,23	125,19	86,04	124,59	110,62	133,62	141,85	172,08	102,58	135,12
La		45,79	63,30			20,15	75,54	29,88	23,69	59,68	23,61			42,71	81,30	32,42		
Ce		126,30	131,10			29,83	165,70	65,13	37,03	80,85	45,71			80,49	98,00	40,91		
Nd		39,22	44,34			5,75	70,80	23,88	8,27	32,47	15,81			31,43	43,04	27,14		
Sm		5,74	6,34			0,65	12,29	3,69	0,86	4,90	2,56			4,72	6,03	4,53		
Eu		1,07	1,01			0,11	1,87	0,67	0,17	1,04	0,45			0,88	0,89	0,73		
Gd		3,23	3,86			0,50	8,17	2,25	0,47	2,63	1,66			2,67	3,96	2,50		
Dy		2,23	2,76			0,27	6,51	1,58	0,24	0,91	1,03			1,76	2,80	1,75		
Ho		0,44	0,54			0,04	1,26	0,31	0,04	0,12	0,19			0,33	0,58	0,33		
Er		1,17	1,39			0,10	3,24	0,83	0,11	0,17	0,46			0,79	1,67	0,81		
Yb		1,08	1,11			0,08	2,76	0,93	0,08	0,13	0,57			0,73	1,44	0,73		
Lu		0,14	0,15			0,01	0,33	0,16	0,01	0,02	0,10			0,09	0,19	0,10		

Continuação da Tabela II.6.13

Eu/Eu*		0,69	0,58			0,56	0,54	0,66	0,74	0,80	0,63			0,70	0,52	0,60		
(La/Yb)N		28,61	38,35			170,01	18,47	27,50	199,87	309,86	21,76			39,38	37,92	29,65		
(Gd/Yb)N		2,41	2,80			5,05	2,39	1,93	4,74	16,34	2,33			2,94	2,21	2,74		
(La/Sm)N		5,02	6,28			19,51	3,87	5,08	17,34	7,66	5,80			5,69	8,48	4,50		
SUM-ETRL		218,12	246,09			56,49	326,20	123,26	70,02	178,94	88,14			160,24	229,26	105,73		
SUM-ETRP		8,30	9,83			1,00	22,29	6,08	0,95	3,98	4,03			6,39	10,68	6,25		
SUM-ETR		226,43	255,92			57,49	348,50	129,34	70,97	182,92	92,18			166,63	239,94	111,99		
CIPW																		
q	18,55	28,73	24,1	25,41	22,15	23,4	27,59	24,57	19,47	15,22	33,43	27,84	27,69	32,45	28,91	34,8	29,25	
or	20,92	27,81	25,67	25,73	15,62	24,61	21,41	13,11	14,36	30,49	34,24	26,16	26,24	25,96	31,83	33,78	20,28	
ab	29,95	26,82	32,48	36,83	28,38	30,08	22,76	41,81	45,41	41,94	27,13	33,2	34,15	32,84	32,67	25,91	34,16	
an	12,84	7,07	9,08	6,47	16,52	9,71	11,22	13,21	10,45	1,71	1,09	5,55	7,45	4,73	3,36	2,48	6,28	
c	0	2,54	0	1,04	0	0	1,2	0,86	0	0	1,19	0	0,15	1,63	0	1,34	0,66	
di	0,32	0	0,39	0	0,24	1,54	0	0	3,47	4,6	0	2,62	0	0	0	0	0	
hy	13,48	2,83	2,76	0	11,91	6,84	8,47	2,54	2,95	1,87	0	0,75	0	0	0	0	5,78	
wo	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,71	0	0	
mt	2,81	2,99	3,41	2,71	3,28	2,75	4,05	2,8	2,81	2,81	0,76	2,48	1,8	0,62	0,63	0,03	2,67	
il	0,08	1,01	1,59	0,08	1,4	0,71	2,35	0,8	0,8	0,8	0,23	0,99	0,99	0,4	0,32	0,27	0,63	
hm	0	0	0	0,07	0	0	0	0	0	0	0,81	0	0,67	0,9	1,18	1,19	0	
ap	0,28	0,19	0,52	0,38	0,48	0,33	0,95	0,28	0,24	0,55	0,9	0,4	0,38	0,12	0,16	0,08	0,26	
P.Litogeoquímico																		
ID	69,43	83,37	82,26	87,99	66,15	78,1	71,77	79,5	79,25	87,65	94,8	87,21	88,09	91,25	93,42	94,5	83,71	
RA	0,38	0,34	0,43	0,49	0,29	0,4	0,29	0,34	0,39	0,61	0,43	0,49	0,48	0,47	0,51	0,4	0,48	
FOX	0,45	0,6	0,54	0,66	0,28	0,53	0,36	0,56	0,61	0,57	0,88	0,58	0,71	0,86	0,91	1,01	0,49	
IP	1	1,48	1,13	1	0,78	1,17	1,34	0,44	0,45	1,04	1,8	1,12	1,1	1,13	1,39	1,86	0,85	
F	49,27	78,1	84,55	84,89	82,48	59,52	86,59	84,44	65,94	73,15	87,43	82,66	85,62	82	90,09	92,19	70,76	
CNP	30,01	20,86	21,85	14,94	36,79	24,41	33,01	24	18,71	3,93	3,87	14,33	17,91	12,59	9,34	8,75	15,53	
INC	17,42	6,84	8,15	3,59	16,85	11,85	14,88	6,15	10,06	10,1	1,81	6,85	3,47	1,92	2,15	1,15	9,1	
IC	15,98	10,06	12,88	9,18	20,05	14,01	15,27	16,01	16,75	9,14	1,85	10,66	9,25	5,35	4	2,52	8,96	
A/KCN	0,97	1,17	0,95	1,04	0,96	0,92	1,01	1,03	0,89	0,84	1,02	0,89	0,98	0,11	0,94	1,10	1,03	
PALK	0,67	0,66	0,76	0,77	0,58	0,74	0,61	0,64	0,74	0,95	0,87	0,84	0,79	0,76	0,9	0,83	0,77	
(Mn)E	0,04	0,11	0,12	0,15	0,04	0,07	0,15	0,19	0,07	0,13	0,43	0,12	0,25	0,31	0,42	0,81	0,07	

ID = Índice de diferenciação de Thornton e Tuttle, 1960: S(q+ab+or+ne+kp+lc); RA = Razão de alcalinidade de Wright, 1969: $(Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)/[Al_2O_3 + CaO) - (Na_2O + K_2O)]$; FOX = Índice de oxidação ou grau de oxidação de ferro de Niggli, 1923: $(Fe_2O_3)/FeO + 0,8998Fe_2O_3$; IP = Índice petrogenético de Engel, 1974: K_2O/Na_2O; F = Índice de ferro de Svindenko, 1976: $F = [(Fe_2O_3 + FeO)\ 100]/ FeO + Fe_2O_3 + MgO)$; CNP = Composição normativa de plagioclásio de Irvine e Baragar, 1971: CNP = (An x 100)/(An + Ab + 5/3Ne); INC = Índice normativo de coloração de Irvine e Baragar, 1971: INC = ol + hy + di + mt + il + hm; IC = Índice de cristalização de Poldervaart e Parker, 1964: IC = An + Di + Fo + Sp (minerais do grupo do espinélio): A/KCN = Índice peraluminoso de Shand, 1927: A/KCN = mol (Al_2O_3)/mol $K_2O + CaO + NA_2O$); PALK = Índice de peralcalinidade: PALK = mol $(K_2O + Na_2O)$/mol Al_2O_3) (Mn) E = Enriquecimento em manganês de Ague e Brimhall, 1988: (Mn) e = (10 x MnO) mol/(MnO + TiO_2 FeO + MgO)mol.

trends positivos. Na figura II.6.54, que representa o diagrama K-C-N, as amostras seguem tipicamente o *trend* calcialcalino, e, no diagrama de Brown (1986), figura II.6.55, onde se relacionam as razões log(CaO/K_2O+Na_2O) *versus* SiO_2, as amostras são tipicamente calcialcalinas, com tendência a um caráter mais alcalino, semelhante ao padrão da Suíte Intrusiva Velho Guilherme. Também na figura II.6.56, representado o diagrama log(K_2O/MgO) *versus* SiO_2 de Rogers e Green-

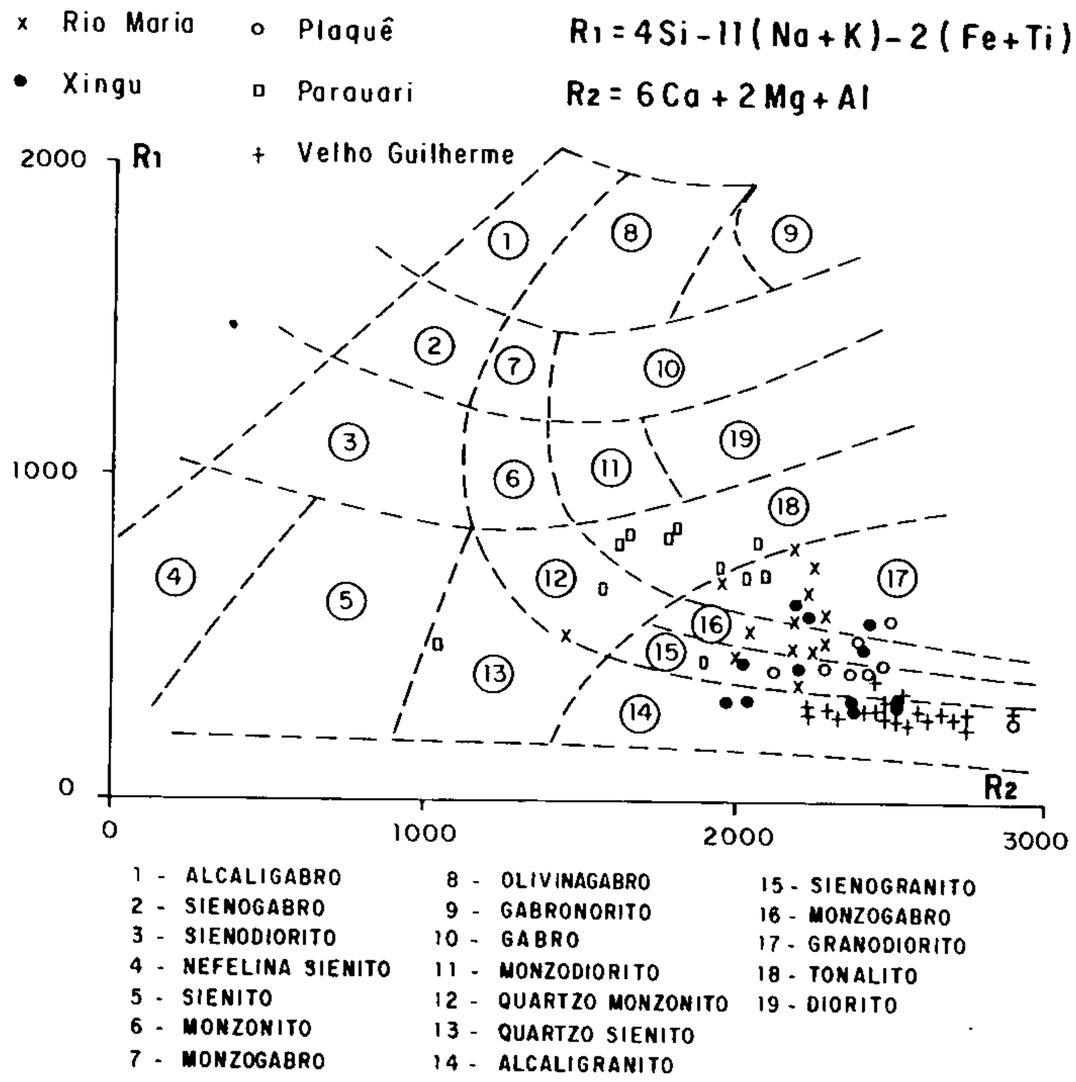


1 - GRANITO
2 - ADAMELITO
3 - GRANODIORITO
4 - TONALITO (TRONDHJEMITO)
5 - QUARTZO SIENITO
6 - QUARTZO MONZONITO
7 - QUARTZO MONZODIORITO
8 - QUARTZO DIORITO (Qz-GABRO, Qz-ANORTOSITO)
9 - SIENITO
10 - MONZONITO
11 - MONZOGABRO (MONZODIORITO)
12 - GABRO (DIORITO-ANORTOSITO)

"TRENDS": a) Cafêmicos - THOL (Toleiítico); CALK (Cálcio-Acalino); SALKO (Sub-Alcalino Mesocrático); SALKL (Sub-Alcalino Leucocrático); ALKS (Alcalino Saturado); b) Alumino Cafêmicos - SALKL (Sub-Acalino Leucocrático ou Monzonitico); ALKOS (Alcalino Supersaturado).

Figura II.6.51 – Diagrama Q' x P' de Debon e Le Fort (1983) para classificação químico-mineralógica das rochas plutônicas. Aplicado às unidades graníticas da Folha São Félix do Xingu.

berg (1981), as amostras desta unidade plotam, em sua maioria, no campo calcialcalino, restando poucas no campo dos granitos alcalinos. Situação idêntica é ainda constatada na figura II.6.57 sobre as covariâncias entre os parâmetros R_1-R_2 de La Roche (1980) e constam, segundo Le Bel e Laval (1985), os *trends trondhjemítico*, calcialcalino e dos granitos só-



1 - ALCALIGABRO
2 - SIENOGABRO
3 - SIENODIORITO
4 - NEFELINA SIENITO
5 - SIENITO
6 - MONZONITO
7 - MONZOGABRO
8 - OLIVINAGABRO
9 - GABRONORITO
10 - GABRO
11 - MONZODIORITO
12 - QUARTZO MONZONITO
13 - QUARTZO SIENITO
14 - ALCALIGRANITO
15 - SIENOGRANITO
16 - MONZOGABRO
17 - GRANODIORITO
18 - TONALITO
19 - DIORITO

Figura II.6.52 – Diagrama R_1-R_2 de La Roche (1980), para classificação químico-mineralógica das rochas plutônicas. Aplicado para as unidades graníticas da Folha São Félix do Xingu.

dico-potássicos, além das linhas cotéticas e os pontos de fusão do sistema Q-AB-Or, a 0,5, 2, 4 e 5Kb.

As variações dos álcalis nos fácies deste batólito, estão bem caracterizadas na figura II.6.58, onde pelas covariâncias entre K_2O e Na_2O, se constata que a maioria das amostras é rica em potássio (K_2O:Na_2O=2:1), sobretudo, aquelas mais silicosas. As amostras AV-255 e EM-13, são extremamente ricas em Na_2O (>4,9%), superando inclusive o padrão eminentemente sódico do Granito Parauari.

Caracteres metaluminosos e peraluminosos dos Granitóides Rio Maria, estão bem visualizados na figura II.6.59, que representa o diagrama B *x* A de Debon e Le Fort (1983), conhecido como diagrama dos "minerais característicos". Os índices de aluminosidade de Shand (1927), expresso pela fórmula molar

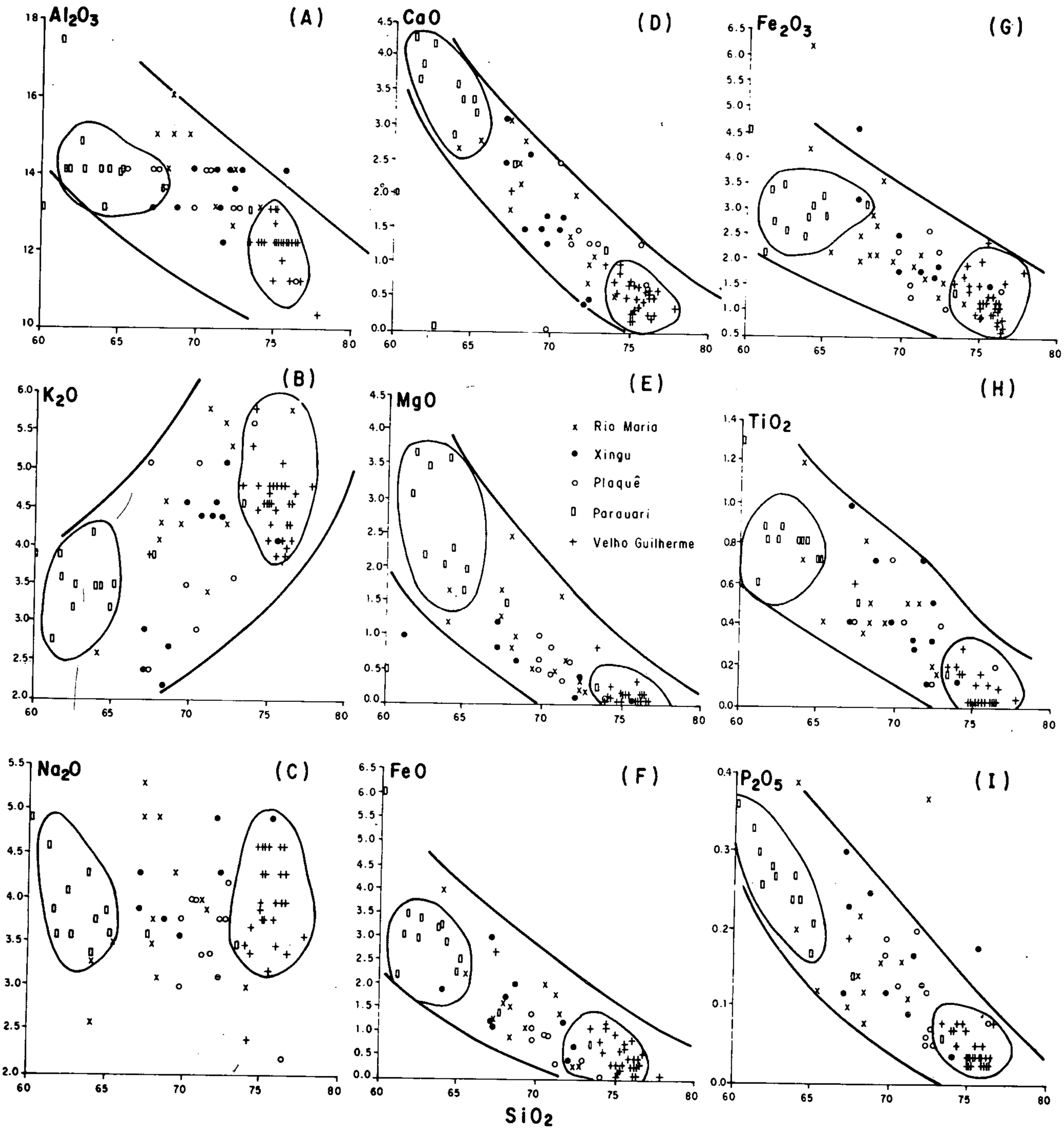


Figura II.6.53a – Diagramas de variação de Harker (1909) para os elementos maiores das unidades graníticas da Folha São Félix do Xingu.

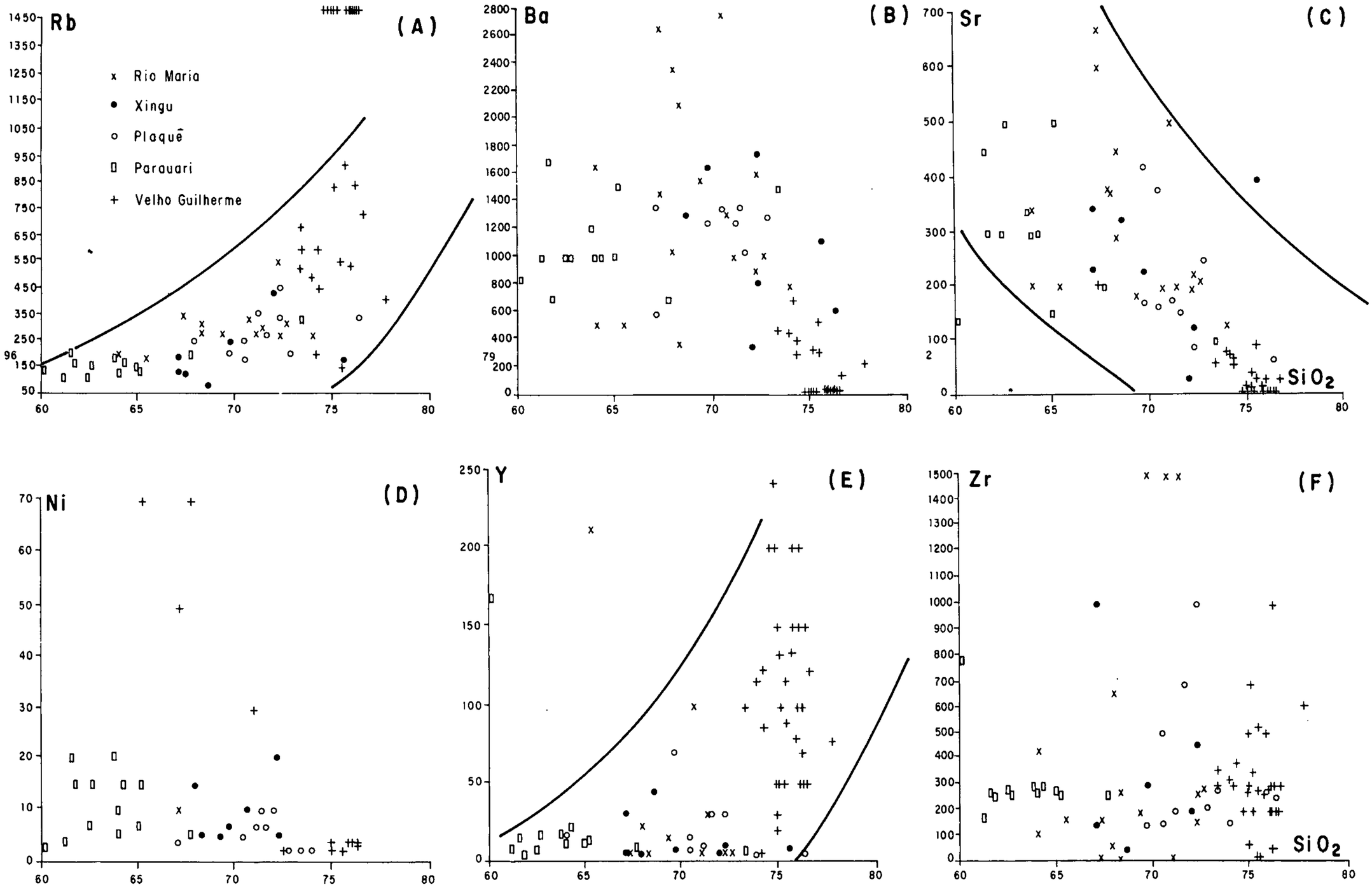


Figura II.6.53b – Diagramas de variação de Harker (1909) para os elementos maiores das unidades graníticas da Folha São Félix do Xingu.

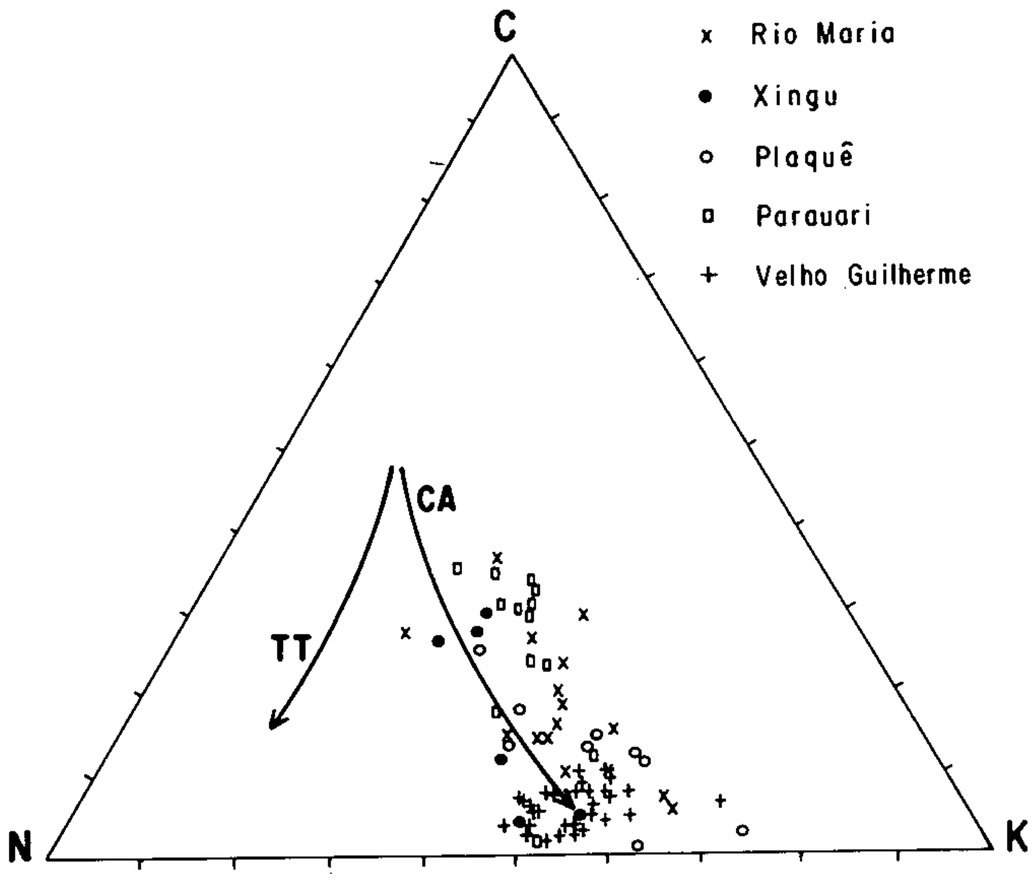


Figura II.6.54 – Diagrama K-C-N com os trends Ca (calcialcalino) e TT (tonalítico-trondjhemítico segundo, Barker e Arth, 1976) para as unidades graníticas na Folha São Félix do Xingu.

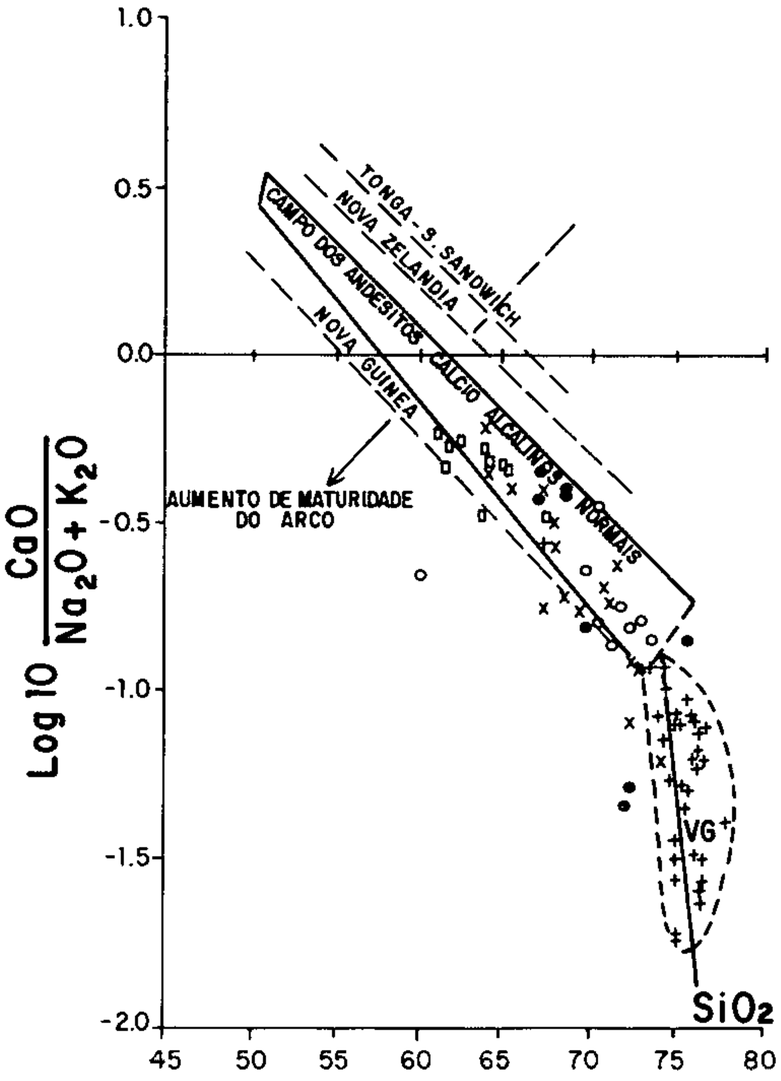


Figura II.6.55 – Diagreama das razões sílica x cálcio-álcalis de Brown (1982) mostrando trends para suíte calcialcalinas de modernos arcos magmáticos. VG representa o trend do Granito Velho Guilherme. Aplicado para as unidades graníticas da Folha São Félix do Xingu.

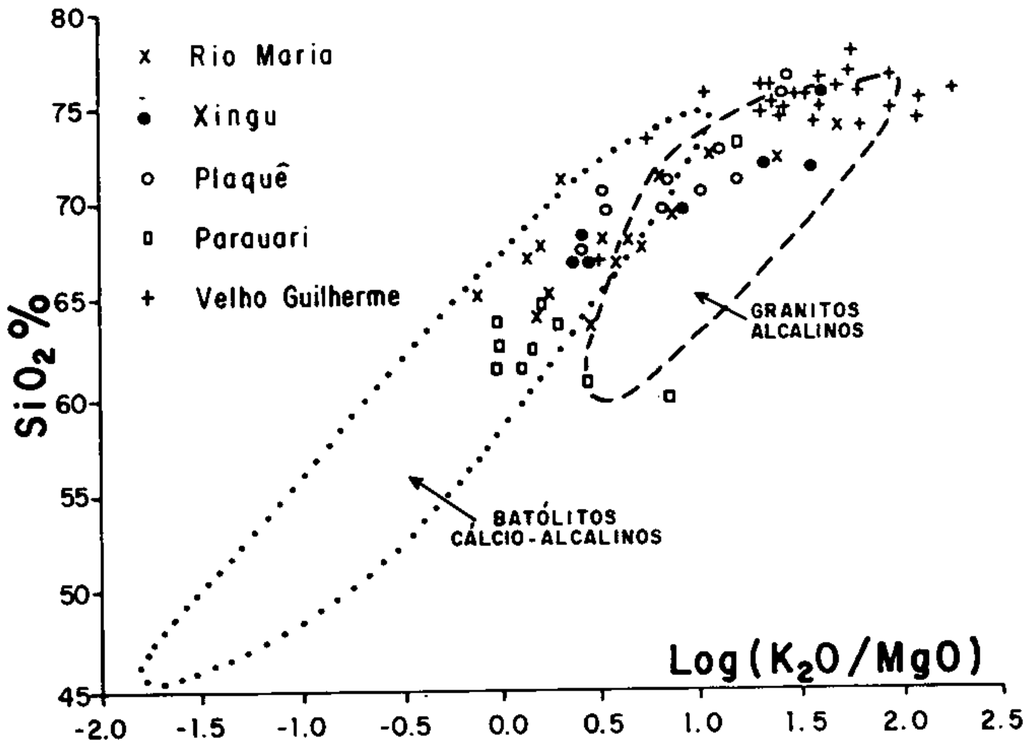


Figura II.6.56 – Diagrama das razões K_2O/MgO x SiO_2 de Rogers e Greemberg (1981) mostrando os campos das suítes calcialcalinas e dos granitos alcalinos. Aplicado às unidades graníticas da Folha São Félix do Xingu.

$Al_2O_3/CaO+K_2O + Na_2O$ ou, abreviadamente, A/CKN (vide tabela II.6.13), são superiores a 1,00, apenas nas amostras AV-118, AV-214, AV-251, AV-255, AV-115, AV-194A, AV-216B, e EM-19. Corindon normativo, está presente nas amostras AV-118, AV-214, AV-251, AV-255, AV-115, AV-184A, AV-194A, AV-216B e EM-19. Deste grupo, somente na amostra AV-216B, a ilmenita normativa supera a magnetita. Observa-se ainda que, nesta unidade, são registrados tipos leucocráticos e mesocráticos, predominando estes últimos. O padrão cafêmico (protólito parcial ou totalmente derivado do manto) é característico para as amostras AV-184H, AV-69, EM-13. EM-14, AV-184A, AV-195, AV-215A, EM-23A e EM-61; por outro lado, o padrão alumino-cafêmico, intermediário entre

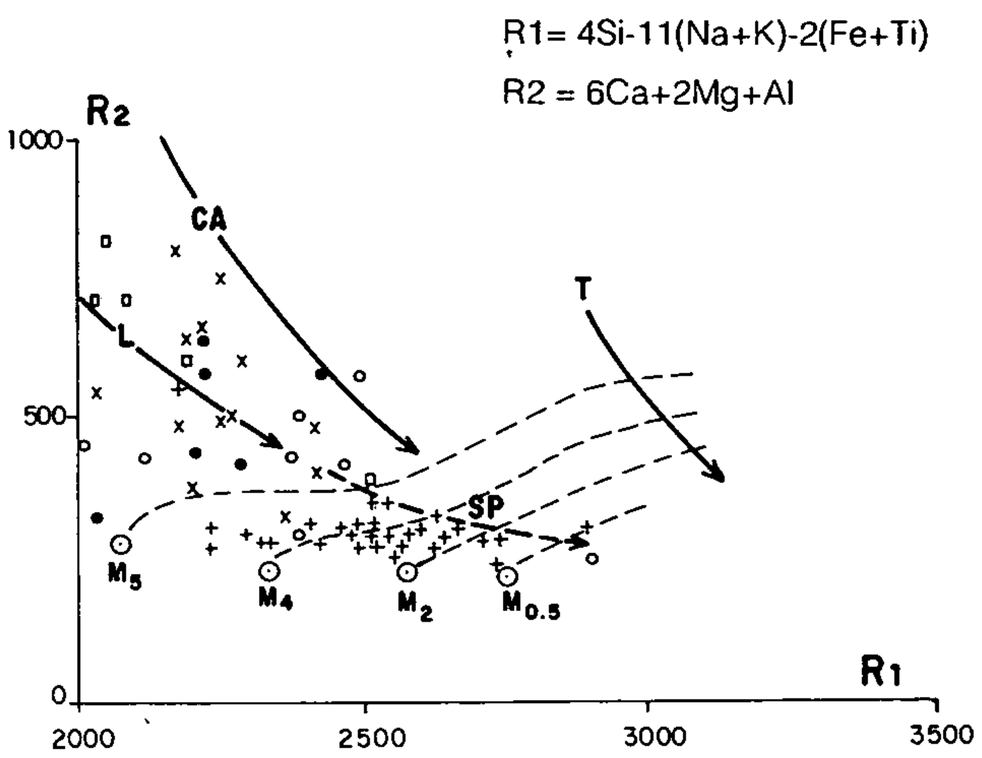


Figura II.6.57 – Diagrama R_1-R_2 (de La Roche et al., 1980) mostrando as linhas cotéticas e os pontos de fusão do Sistema Q-Ab-Or a 0,5, 2, 4 e 5 Kb ($M_{0,5}$, M_2, M_4, M_5). T = trend trondjhemítico; CA = calcialcalino granito; SP = granito sódico-potássico; L = limite inferior do trend calcialcalino, segundo Le Bel e Laval (1985).

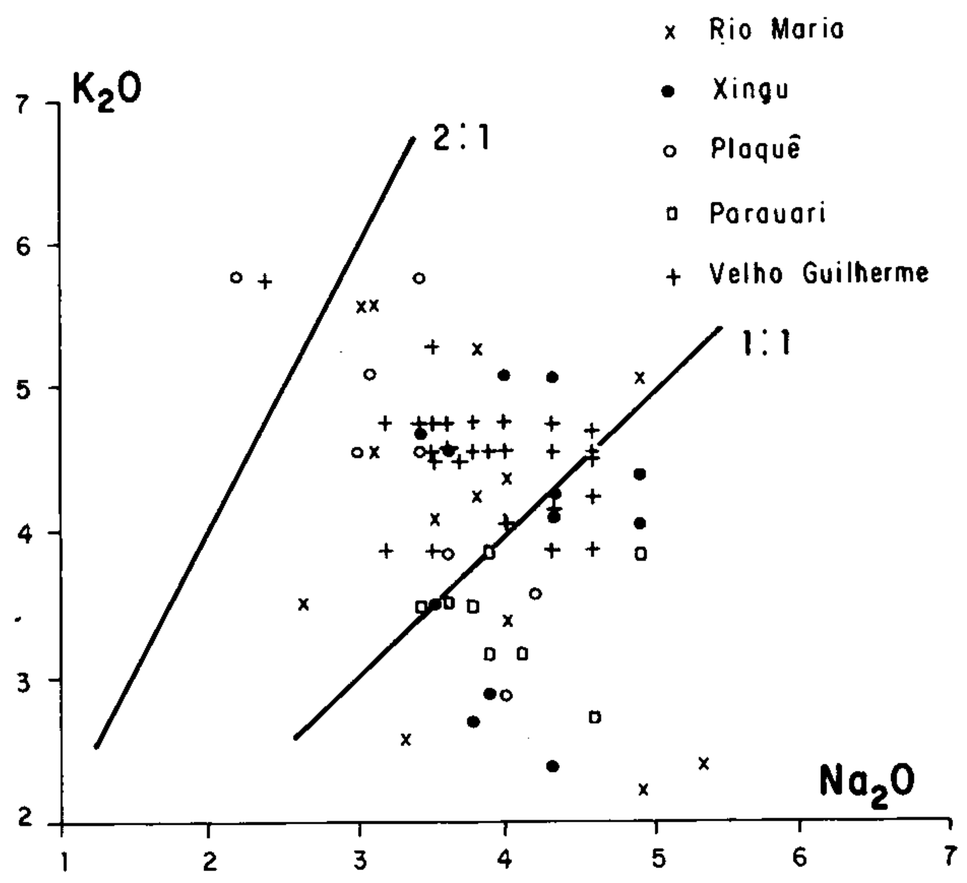


Figura II.6.58 – Diagrama de razões de álcalis em granitóides, segundo Sviridenko, 1976. Aplicado para as unidades graníticas da Folha São Félix do Xingu.

o cafêmico e o aluminoso, ou seja, com maior participação de protólito proveniente de anatexia da crosta continental, é típico para o restante das amostras.

A aplicação das covariâncias entre SiO_2 e o fator de enriquecimento em MnO, segundo Ague e Brimhall (1988), expresso pela fórmula: $Mn(E)=10MnO/(MnO+FeO+TiO_2+MgO)$ molar – apresentadas no diagrama da figura II.6.60– mostra pontos do Granodiorito Rio Maria coincidentes com os campos dos granitos I-MC (medianamente contaminado), adjacentes aos campos I-SC (fortemente contaminado) e ISCR (fortemente contaminado e reduzido). Isto equivale, respectivamente, a granitos do tipo I e S de White e Chappel (1974).

As amostras AV-215A e AV-216B, tem enriquecimento de Mn em relação ao Fe, Ti e Mg, enquanto que a AV-251 aponta perda em CaO inferida pelo baixo índice de aluminosidade, pouco compatível com o alto valor de corindon normativo (1,2).

Em resumo, as amostras do Granodiorito Rio Maria, com base nos parâmetros acima analisados, podem ser classificadas, segundo Ague e Brimhall (1988) e White e Chappell (1974) como no quadro da página seguinte.

Quanto ao CaO, apenas 7 amostras podem ser consideradas como ricas neste óxido (CaO acima de 2%: AV-69, AV-195, AV-251, AV-255, EM-13, EM-23A e EM-61). O comportamento dos ferromagnesianos é semelhante ao de cálcio, como se depreende das figuras de covariância do diagrama de Harker (1909), (figura II.6.53a).

Os elementos-traço de alta mobilidade como Rb, Ba, e Sr, têm padrões que se equivalem, de alguma forma, com os elementos maiores, sobretudo o Rb e o Sr. As amostras mais ricas em SiO_2, em geral, apresentam maiores concentrações de Rb e, inversamente, menores de Sr, fato, aliás, bastante coerente com a maior

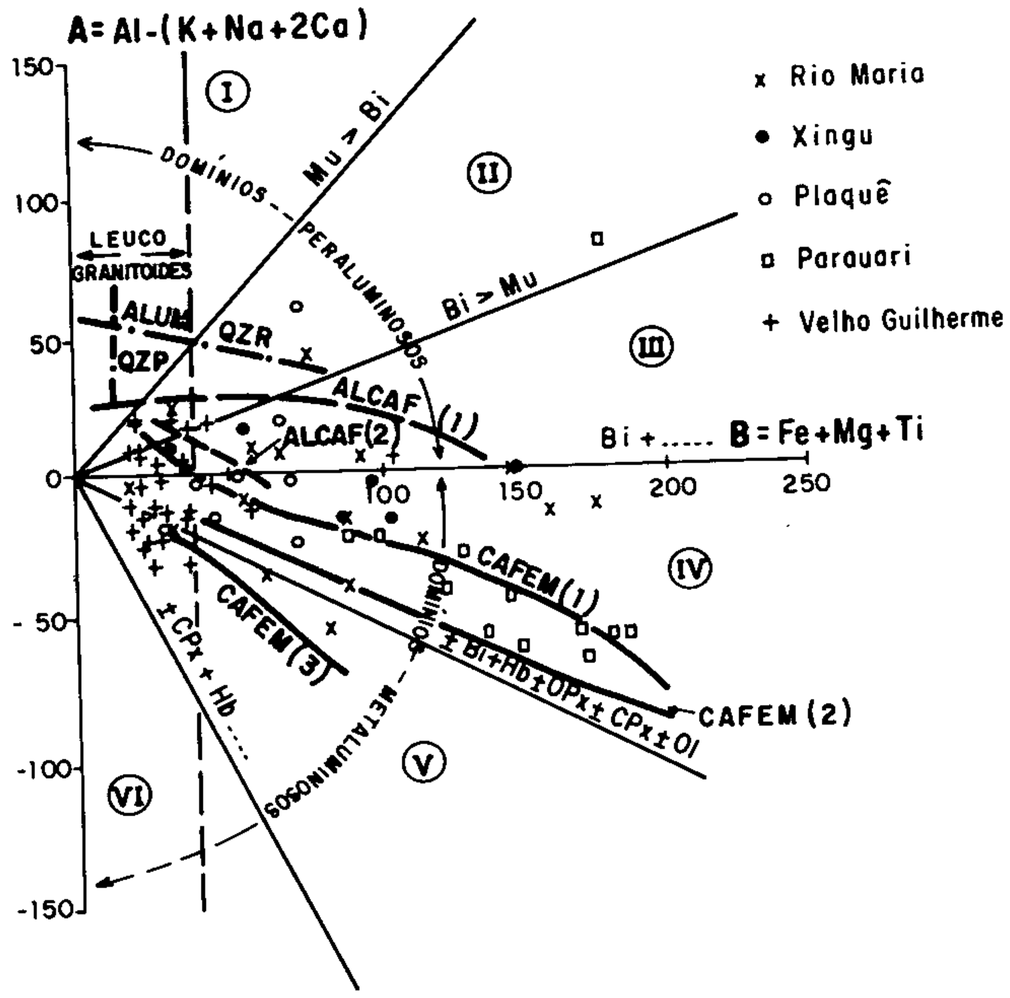


Figura II.6.59 – Diagrama dos minerais característicos, segundo Debon e Le Fort, 1983. Aplicado as unidades graníticas da Folha São Félix do Xingu. Os parâmetros A' e B' são milicatônicos. Trends: CAFEM – 1) subalcalino (monzonítico); 2) alcalino saturado; 3) peralcalino supersaturado; ALCF – 1) alcalino supersaturado; 2) subalcalino leucocrático (monzonítico); ALUM – QZP – aluminoso pobre em quartzo; QZR – aluminoso rico em quartzo.

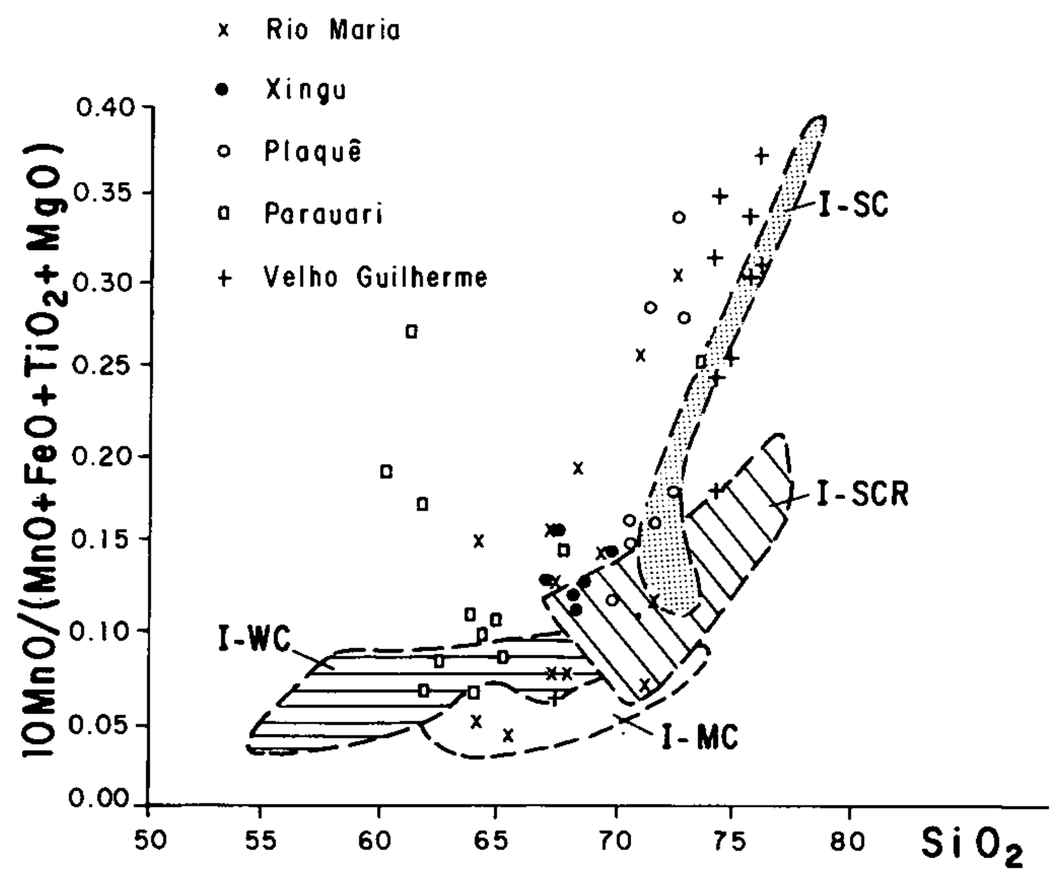


Figura II.6.60 – Diagrama SiO_2 x (Mn) e molar de Ague e Brimhal (1988). Aplicado para as unidades graníticas da Folha São Félix do Xingu.

	AV-69	EM-23A	EM-61	AV-195	EM-13
White e Chappell	I	I	I	I	I
Ague e Brimhall	I-MC	I-MC	I-MC	I-MC	I-MC

	EM-14	AV-184A	AV-255	AV-184H	AV-215A	EM-19
White e Chappell	I	I	S	S	S	S
Ague e Brimhall	I-MC	I-MC	I-SC	I-SC	I-SC	I-SC

	AV-115	AV-251	AV-214	AV-194A	AV-216B	AV-188
White e Chappell	S	S	S	S	S	S
Ague e Brimhall	I-SC	I-SC	I-SCR	I-SCR	I-SCR	I-SCR

ou menor presença de biotita, de um lado, e da maior ou menor presença de plagioclásio, do outro. Quanto ao bário, as concentrações são caóticas, quando analisadas em relação a SiO_2, refletindo o padrão também caótico de distribuição de porfiroblastos de K-feldspatos. As razões Rb/Sr variam em função de SiO_2, não acontecendo o mesmo com as razões K/Rb, para as quais, tem-se uma média de 134,5, portanto, menor que a média da crosta continental superior (252), segundo Taylor e McLennan, (1985 – p. 46, tabela 2.15). As amostras AV-255 e AV-115, têm razões ainda mais baixas, iguais, respectivamente, a 65,66 e 86,04. O Y apresenta-se depletado na maioria das amostras, a exceção daquelas de siglas AV-69, AV-184A e AV-184H, tendo-se assim, um conjunto semelhante aos *Y-depleted granites* de Sheraton e Black (1988). Os teores de Zr acompanham razoavelmente os percentuais de SiO_2 e são, de modo geral, semelhantes aos do Complexo Xingu e do Granito Plaquê, porém inferiores aos da Suíte Intrusiva Velho Guilherme. Os elementos Ni, V e Sc, tendem a ocorrer em concentrações mais altas nas rochas pobres em sílica.

Os padrões dos elementos de terras-raras das amostras do Granodiorito Rio Maria, conforme vizualizados na figura II.6.61, permitem identificar dois grupos de rochas: o primeiro fortemente depletado nos elementos de terras-raras pesadas (ETRP) representado pelas amostras EM-14, EM-13 e EM-61, com YbN (1*x* condrito), forte fracionamento tanto geral (La/Yb)N=65 a 296, quanto nos ETRP (Gd/Yb)N=5,8 a 20,2 e nos ETRL (La/Sm)N=12 a 46); o segundo grupo está menos depletado nos ETRP, tendo valores de YbN bem superiores a 1, fracionamento geral entre 27 e 58, fracionamento dos ETRP entre 2,4 a 3,6 e dos ETRL entre 6 e 10. As amostras dos dois grupos são todas depletadas em Y. As anomalias de Eu do primeiro grupo são pequenas (0,70), enquanto aquelas do segundo grupo, são ligeiramente maiores (0,60). Os somatórios dos ETR variam entre 57 e 350. O primeiro conjunto de curvas tem os ramos dos ETRP tipicamente com o padrão côncavo para cima, refletindo o fracionamento no magma residual, de minerais como granada, hornblenda e piroxênio.

Deduz-se a partir dos dados apresentados, que as amostras do primeiro grupo tem menor influência crustal do que aquelas do segundo, e que, em ambos o processo de fusão parcial com fracionamento de minerais, como granada e piroxênio, devem ter sido atuantes na formação dessas rochas, sendo mais enérgico naquelas do primeiro grupo. Os somatórios do ETR são mais compatíveis com granitos mantélicos ou de transição, e não se coadunam com os padrões de granitos crustais do tipo S, I-SCR ou CR. No diagrama Eu/Eu* *versus* somatório ETR de Shen, Jili e Liu Jiayuan (1985), figura II.6.62, as amostras dessa unidade plotam em sua maioria no campo I, relativo aos granitos crustais, havendo algumas amostras no campo II, dos granitos transicionais, próximo à reta limite dos dois campos.

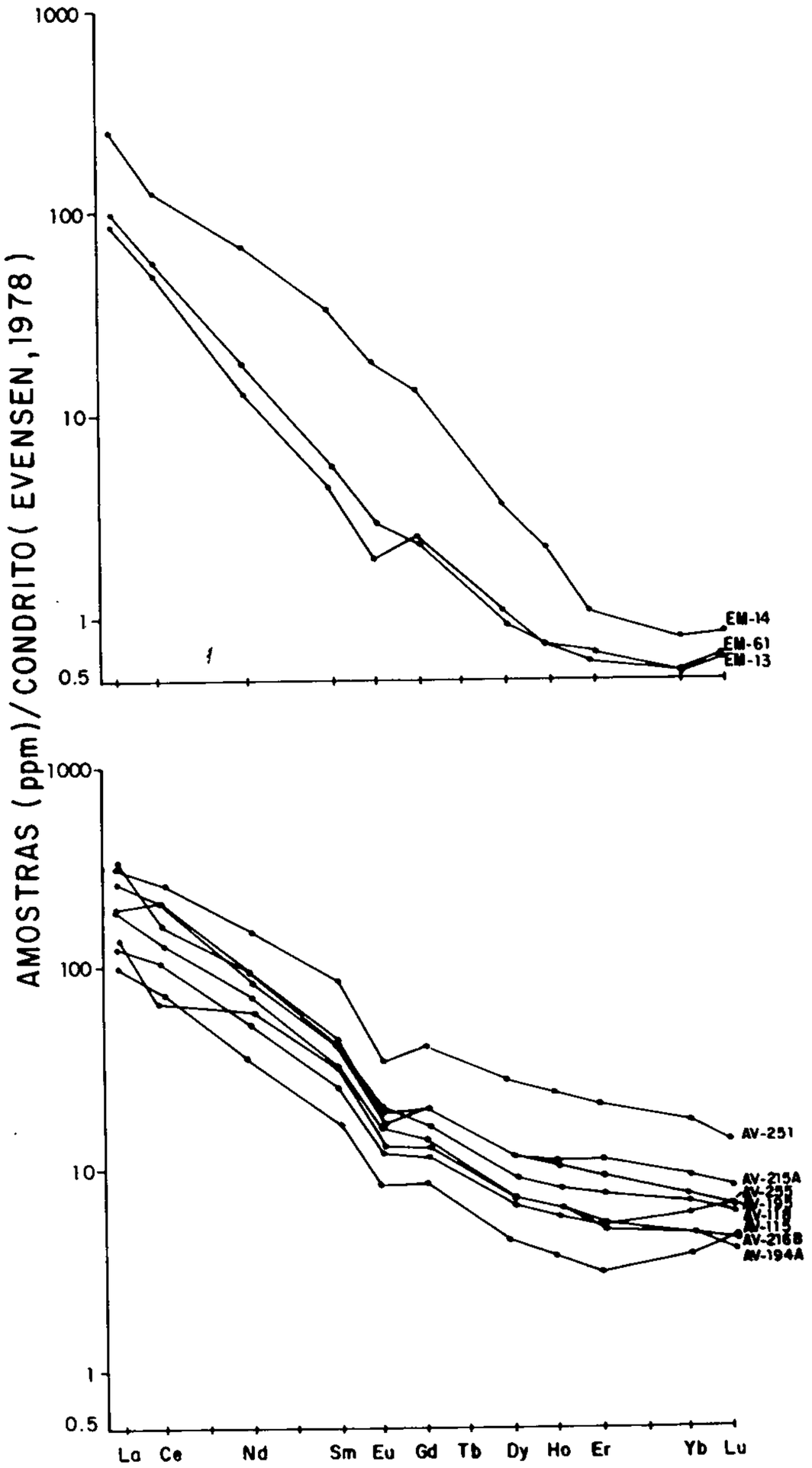


Figura II.6.61 – Padrões de distribuição dos ETR dos granitóides do Batólito Rio Maria, Folha São Félix do Xingu.

Por fim, as dissimilaridades entre os padrões das curvas das rochas do primeiro grupo, com aquelas do segundo, mostra a não cogeneticidade entre ambos. Possivelmente, as amostras do primeiro grupo (EM-14, EM-61 e EM-13),

devem estar relacionadas a zonas crustais mais profundas (superiores a 25km), e seus protólitos devem ter sido rochas do tipo granada anfibolito (com granada 20%) ou granulito máfico com granada, ou ainda, eclogito/manto superior. Ao contrário, as rochas do segundo grupo ter-se-iam formado em zonas crustais menos profundas, tendo como protólito possivelmente rocha do tipo anfibolito com menos granada, ou mesmo rochas félsicas, já que o fracionamento (Gd/Yb)N está na faixa dos tonalitos/trondhjemitos arqueanos, para os quais, segundo Rudnick e Taylor (1986), esta razão está na faixa de 2 a 8 (veja também Kay e Kay, 1984).

6.1.3.2.2 Complexo Xingu

Desta unidade foram analisadas 7 amostras (tabela II.6.14). Com base nos percentuais de SiO_2 dois grupos são individualizados: um grupo com sílica baixa, menor que 70% (AV-86, AV-166, AV-168 e AV-253) e outro com percentuais elevados, ou seja SiO_2 maior do que 70% (EM-421A, EM-449A e EM-448B). Em todo o conjunto, à exceção das amostras EM-448B e AV-86, o sódio predomina sobre o potássio, enquanto o CaO se concentra, preferencialmente, nas amostras do primeiro grupo (AV-166, AV-168 e AV-253). O MgO é alto no primeiro grupo e baixo no segundo. O percentual de SiO_2 na amostra EM-449A, parece ser anômalo (excessivo) quando comparado com os demais óxidos.

Em decorrência dos dados acima, as amostras do grupo pobre em sílica são classificadas nas figuras II.6.51 e II.6.52, como granodioritos, enquanto aquelas ricas em sílica, são adamelitos sienogranitos e álcalifeldspato granitos. Esta situação é idêntica àquela constatada no Granodiorito Rio Maria, fato que demonstra o caráter petrograficamente composto desta unidade, aliás, coerente com sua designação de complexo. Os padrões de covariância de SiO_2, com os demais óxidos da figura II.6.53 (a e b), sobretudo CaO, K_2O, TiO_2 e MgO, aliados às feições das figuras II.6.54, II.6.55, II.6.56 e II.6.57, indicam um caráter calcialcalino para esta unidade, embora, aquelas amostras mais ricas em silica, tenham uma tendência mais alcalina aproximando-se do padrão da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, enquanto aquelas pobres em sílica, se confundem com os padrões do Granito Plaquê.

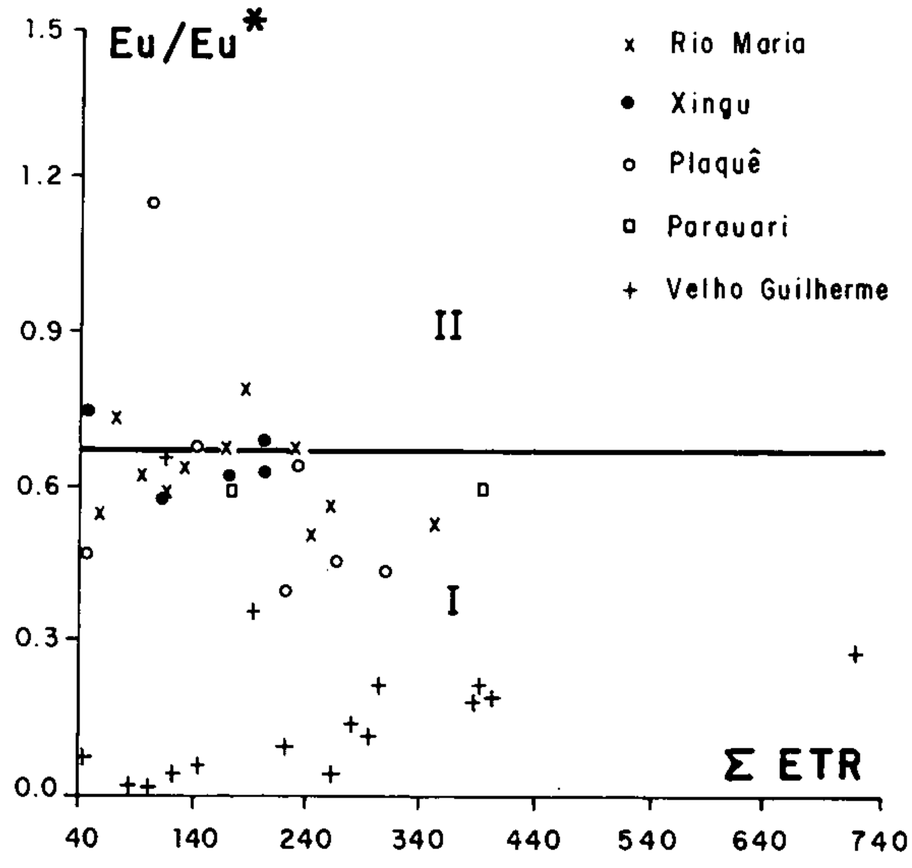


Figura II.6.62 – Diagrama ΣETR x Eu/Eu com os campos dos granitos I (Crustais) e II (Transicionais), segundo Shen Jili e Liu Jiayuan (1985). Aplicado aos granitóides da Folha São Félix do Xingu.*

As relações entre os álcalis na figura II.6.58 indicam que os dois grupos se dividem em ricos em Na_2O de um lado, e em K_2O do outro, com razões K_2O: Na_2O (IP=índice petrogenético) nas faixas de 2:1 - 1:1, e menor que 1:1, respectivamente. Caracteres metaluminosos, levemente peraluminosos, estão representados na figura II.6.59, com o diagrama BxA de Debon e Le Fort (1983), sendo coerente com os valores das razões A/KCN da tabela II.6.14; maiores e menores

Tabela II.6.14 – Dados químicos das rochas do Complexo Xingu.

	AV-86	AV-166	AV-168	AV-253	EM-421A	EM-449A	EM-488B
			n = 7				
SiO_2	69,70	67,10	68,60	67,10	72,00	75,60	72,30
Al_2O_3	14,20	13,20	13,20	14,20	14,20	14,20	13,70
Fe_2O_3	1,80	3,20	3,60	4,60	1,70	1,50	1,90
FeO	1,10	3,00	2,00	1,20	0,41	0,53	0,34
MnO	0,03	0,08	0,06	0,05	0,05	0,03	0,03
MgO	0,53	1,20	0,99	0,83	0,12	0,10	0,23
CaO	1,30	3,10	2,60	2,50	0,42	1,30	0,49
Na_2O	3,60	3,90	3,80	4,30	4,90	4,90	4,30
K_2O	4,60	2,90	2,70	2,40	4,40	4,10	5,10
TiO_2	0,42	1,00	0,73	0,42	0,12	0,03	0,33
P_2O_5	0,12	0,30	0,25	0,12	0,13	0,18	0,06
Total	97,40	98,98	98,53	97,72	98,45	102,47	98,78
FeO/Fe_2O_3	0,61	0,94	0,56	0,26	0,24	0,35	0,18
CaO/Al_2O_3	0,09	0,23	0,20	0,18	0,03	0,09	0,04
MgO/FeO	0,48	0,40	0,50	0,69	0,29	0,19	0,68
Zr	300	1.000	49	147	198	15	455
Y	7,5	30	45	5	5	7,5	10
Rb	252	131	84	190	430	175	448
Ba	1,650	1.350	1.300	580	360	1.120	1,750
Sr	230	235	325	345	300	395	125
Nb	7,50	7,50	5,00	7,50	7,50	5,00	7,50
Ni	7,00	10,00	3,75	3,75	10,00	2,50	5,00
V	20,00	100,00	30,00	20,00	7,50	7,50	7,50
Se	2,50	15,00	5,00	5,00	3,75	2,50	3,75
Rb/Zr	0,84	0,13	1,71	1,29	2,17	11,66	0,98
Rb/Sr	1,10	0,56	0,26	0,55	1,43	0,44	3,58
K/Rb	151,45	183,67	266,68	104,8	84,9	194,38	94,45
La	38,50	45,30	32,48	24,97		8,81	
Ce	123,60	86,40	78,31	54,11		18,70	
Nd	28,10	43,70	36,59	21,09		9,13	
Sm	4,20	8,30	6,74	3,75		2,40	
Eu	0,82	1,60	1,19	0,65		0,62	
Gd	2,50	6,50	4,77	2,61		2,53	
Dy	1,10	5,00	4,49	2,26		3,06	
Ro	0,17	0,92	0,92	0,45		0,57	
Er	0,44	2,60	2,60	1,26		1,38	
Yb	0,42	1,80	2,52	1,16		1,20	
Lu	0,08	0,23	0,20	0,16		0,14	
Eu/Eu*	0,71	0,64	0,61	0,60		0,77	
(La/Yb)N	61,73	16,94	8,66	14,43		4,93	
(Gd/Yb)N	4,81	2,92	1,52	1,81		1,70	
(La/Sm)N	5,76	3,43	3,02	4,17		2,30	
SUM-ETRL	195,22	185,30	155,31	104,58		39,67	
SUM-ETRP	4,71	17,05	15,52	7,93		8,91	
SUM-ETR	199,93	202,35	170,84	112,51		48,58	

	AV-86	AV-166	AV-168	AV-253	EM-421A	EM-449A2	EM-488B
CIPW							
q	29,50	25,37	29,01	25,30	26,57	28,59	27,25
or	27,91	17,32	16,21	14,55	026,41	23,64	30,51
ab	31,26	33,36	32,67	37,33	42,11	40,45	36,83
an	5,81	10,05	11,16	11,91	1,25	4,53	2,06
c	1,25	0,00	0,00	0,28	0,94	0,00	0,36
di	0,00	2,89	0,22	0,00	0,00	0,00	0,00
hy	0,00	4,70	5,43	6,67	0,00	0,00	0,00
wo	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,25	0,00
mt	2,51	3,66	3,28	2,85	1,39	1,68	0,46
il	0,81	1,92	1,40	0,81	0,23	0,06	0,63
hm	0,11	0,00	0,00	0,00	0,68	0,30	1,52
ap	0,29	0,71	0,60	0,29	0,31	0,41	0,14
P. Litogeoquímico							
ID	88,68	76,06	77,90	77,18	95,10	9268	94,60
RA	2,51	3,67	3,29	2,86	1,39	1,68	2,06
FOX	0,66	0,42	0,42	0,36	0,83	0,79	0,89
IP	1,27	0,74	0,71	0,55	0,89	0,83	1,18
F	84,54	83,62	84,65	86,95	24,59	25,30	90,66
CNP	15,67	23,16	25,47	24,19	2,89	10,08	5,30
INC	3,44	13,18	10,35	10,35	2,30	2,05	2,63
IC	8,32	16,62	14,68	14,77	2,64	6,21	2,53
A/KCN	1,07	0,87	0,95	1,00	1,05	0,96	1,02
PALK	0,76	0,72	0,69	0,68	0,90	0,88	0,91
(Mn)E	0,15	0,13	0,14	0,16	0,65	0,48	0,35

Obs.: Parâmetros litogeoquímicos como na tabela II.6.13

que 1, com uma média de 0,988, e desvio padrão de mais ou menos 0,063. Ainda neste diagrama, verificam-se que as rochas se dividem em leucocráticas (EM-488B, EM-449A e EM-421A) e mesocráticas (AV-86, AV-166, AV-168 e AV-253), embora todas, de modo geral, apresentem, razoavelmente o caráter cafêmico subalcalino monzonítico.

No diagrama da figura II.6.60, onde se relaciona o enriquecimento de MnO com as variações dos percentuais de SiO_2, verificam-se que as amostras ricas em sílica, têm altos fatores de enriquecimento de MnO, com o (MnO)E, variando entre 0,35 e 0,65, (vide tabela II.6.14) e, aquelas com sílica inferior a 70%, têm fator de enriquecimento na faixa de 0,13 a 0,16.

A análise conjugada de todos os parâmetros discutidos, indica um caráter I-SC, fortemente contaminado para todas as amostras.

Quanto aos elementos-traço Sr e Rb, verifica-se que as amostras do primeiro grupo (pobre em SiO_2) são mais ricas em Sr e pobres em Rb, enquanto aquelas do segundo grupo (ricas em SiO_2), guardam relação exatamente inversa. Entretanto, as concentrações de Rb, são superiores tanto a média da crosta superior (112), como da crosta total (32). O Y encontra-se depletado na maioria das amostras, à exceção das amostras AV-166 e AV-168. As razões K/Rb com uma média de 133,7 e desvio-padrão de 71,65, são menores em duas das amostras mais diferenciadas: EM-421A e EM-488B. A exceção da amostra AV-168, com razão K/Rb igual a 267, todas as demais têm padrão semelhante aquele do Granodiorito Rio Maria, sendo, portanto, menores (mais diferenciados) do que a crosta continental superior. As razões Rb/Sr têm padrões exatamente inversos, sendo maiores nas rochas ricas em SiO_2, e menores naquelas mais pobres neste óxido.

Os elementos ferromagnesianos (V, Co e Cr) são sempre baixos, havendo uma tendência de maior enriquecimento de V nas amostras pobres em SiO_2. As relações Rb/Zr, comparadas com os percentuais de SiO_2 (figura II.6.63) apontam para granitos do tipo III, ou seja, granitos postectônicos calcialcalinos.

Os ETR analisados em 5 amostras (figura II.6.64 e tabela II.6.14) apresentam o seguinte comportamento.

a) os somatórios dos ETR variam entre 48 e 202, sendo, portanto, mais baixos, comparáveis aos granitos do tipo MM, ou seja, granitos híbridos, metamórfico-metassomáticos, de fonte mista, com maior contribuição crustal.

b) todas as curvas (figura II.6.64) têm inclinação para a direita, como decorrência do fracionamento dos elementos (La/Yb)N, que varia de 7,32 a 91,666. As amostras AV-168, AV-253 e EM-449A, têm os menores valores de fracionamento (entre 7,32 e 21,43);

c) o fracionamento dos ETRL (La/Sm)N varia entre 3,66 e 9,16, observando-se que as amostras AV-166 e AV-86, encontram-se mais enriquecidas em La, do que as restantes;

d) o ramo dos ETRP, tem fracionamento (Gd/Yb)N variando entre 1,89 e 5,95, sendo o valor maior observado na amostra AV-86, com típica concavidade para cima;

e) todas as amostras apresentam anomalias consideráveis de Eu (média de Eu/Eu*=0,66) sendo menor na amostra EM-449A (0,77);

f) apenas as amostras AV-166 e AV-168, não são depletadas em Y, o que é coerente com os padrões pouco depletados dos ETRP dessas amostras. Todas as demais, têm valores de Y muito baixos (inferiores a 20ppm).

6.1.3.2.3 Granito Plaquê

A população de 8 amostras analisadas do Granito Plaquê mostra-se, conforme a tabela II.6.15, caracteristicamente rica em sílica

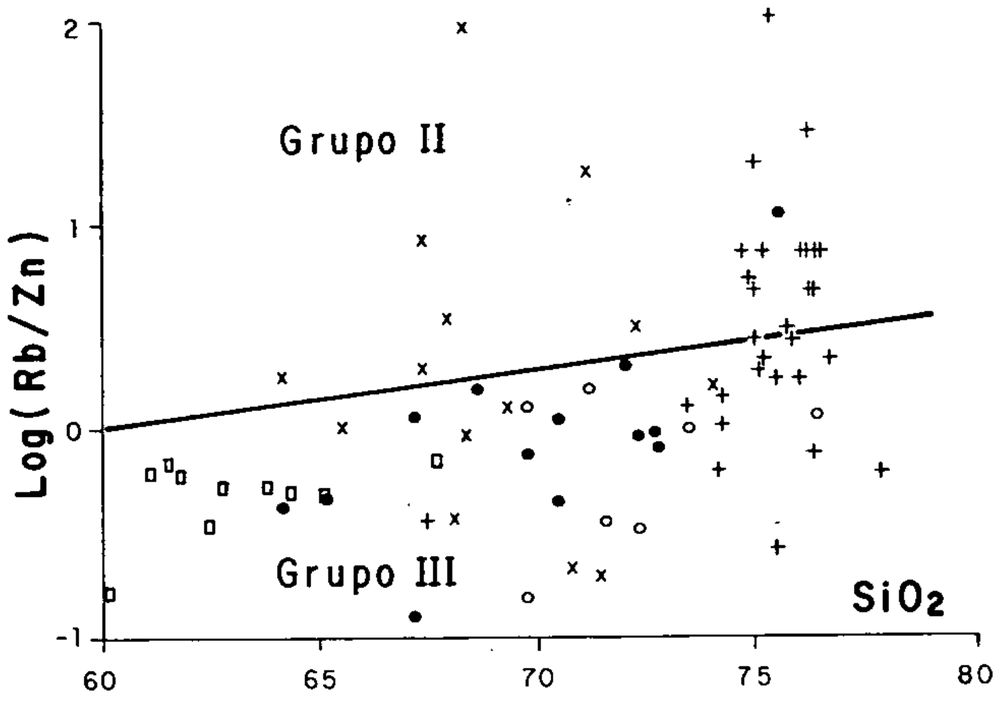


Figura II.6.63 – Diagrama das razões Rd/Zn x SiO_2 de Harris et al. (1986), mostrando os campos dos granitos II (sin-orogênicos) e vulcânicos de arco-de-ilha e III granitos III (suítes calcialcalinas pós-colisão. Aplicado às unidades graníticas da Folha São Félix do Xingu.

(SiO_2), com uma média geral de 71,63%, portanto maior do que aquelas das amostras do Complexo Xingu e do Granodiorito Rio Maria. Os percentuais de Al_2O_3 são inferiores a 14,55, o que na concepção de Barker (1979) equivale a *low-alumina granite.* Em relação aos álcalis, a população se divide em dois grupos: um rico em K_2O com uma média de 5,18 (AV-30, AV-32A, AV-80A, AV-97B, AV-167 e AV-252) e outro rico em Na_2O com uma média de 3 (AV-81 e AV-97A). A exceção da amostra AV-81, as demais são tipicamente *low-calcium* (CaO inferior a 2%), segundo a concepção de Ramsay (1988).

As amostras quando plotadas nos diagramas das figuras II.6.51 e II.6.52, são classificadas como adamelitos e granitos, além de, granodioritos, monzogranitos, sienogranitos e alcaligranitos, ressaltando-se que, a maioria da população é classificada como granitos, sienogranitos e alcaligranitos.

As relações entre os álcalis constam na figura II.6.58, variando as covariâncias nas proporções K_2O/Na_2O, entre valores >2:1, 2:1 e 1:1 e <1:1, predominando a faixa intermediária.

Nos diagramas das figuras II.6.53a, II.6.53b, II.6.54, II.6.55 e II.6.56, ressalta-se bem o caráter calcialcalino desse granito, com tendência alcalina, enquanto que, a natureza metaluminosa e peraluminosa estão evidenciadas na figura II.6.59, que retrata o diagrama B *x* A de Debon e Le Fort (1983). Neste último diagrama, constata-se que as amostras da população do Granito Plaquê, se dividem entre leucocráticas

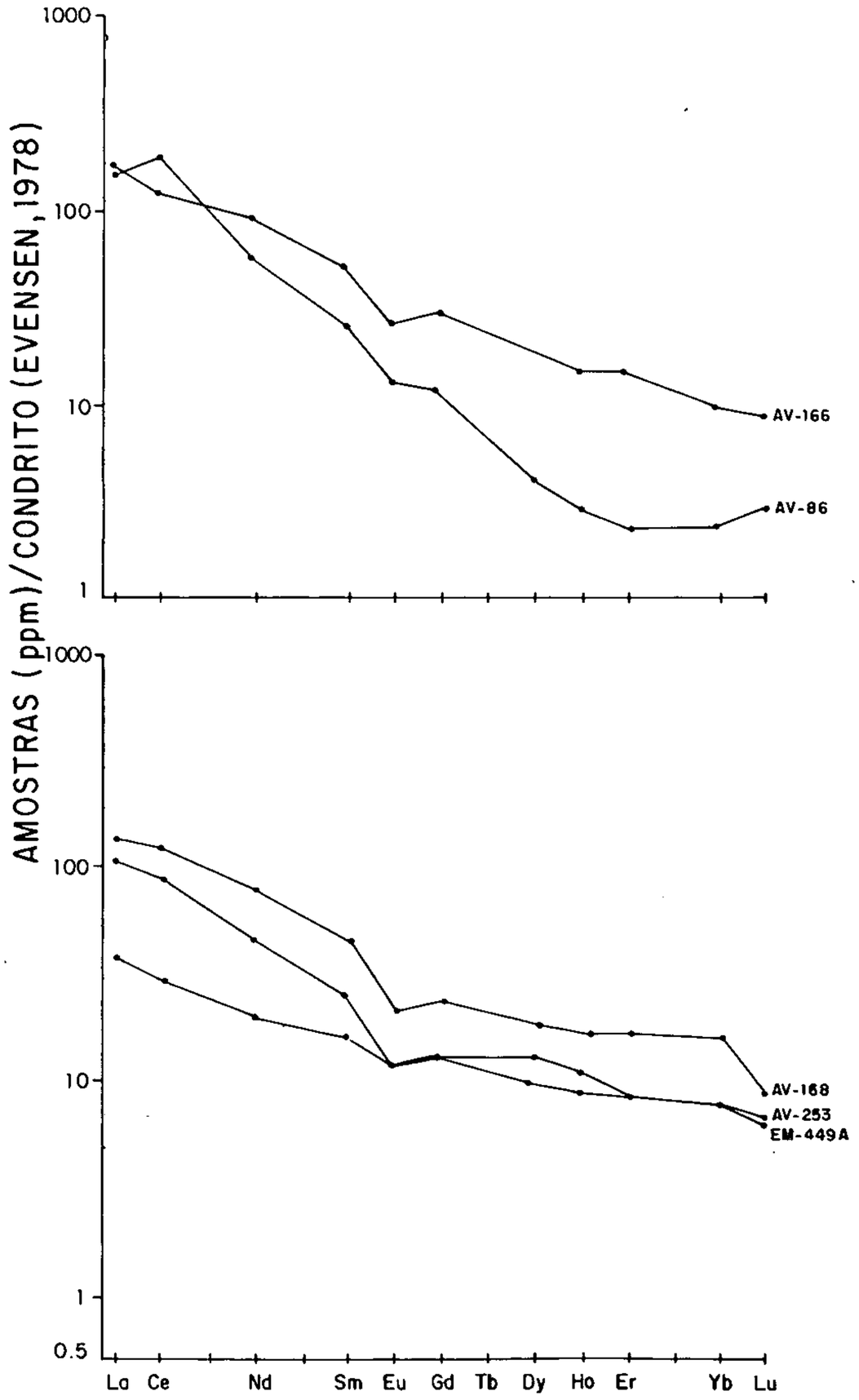


Figura II.6.64 – Padrões de distribuição dos ETR dos granitóides do Complexo do Xingu, Folha São Félix do Xingu.

Tabela II.6.15 – Dados químicos do Granito Plaquê.

	AV-252	AV-30	AV-32A	AV-80A	AV-81	AV-97A	AV-97B	AV-167
N = 8								
SIo_2	69,70	71,60	71,20	76,40	70,50	72,80	72,30	70,50
Al_2O_3	13,20	12,30	14,20	11,30	14,20	14,20	13,20	14,20
Fe_2O_3	2,50	2,60	1,80	1,40	1,50	1,10	2,20	1,30
Feo	1,40	1,20	0,36	0,28	2,00	0,42	0,72	0,96
MnO	2,10	0,05	0,03	0,03	0,06	0,03	0,03	0,03
MgO	0,66	0,65	0,35	0,20	0,83	0,27	0,43	0,46
CaO	0,05	1,50	1,30	0,24	2,50	1,30	1,30	1,50
Na_2O	3,00	3,40	3,40	2,20	4,00	4,20	3,10	4,00
K_2O	4,60	4,60	5,80	5,80	2,90	3,60	5,10	5,10
TiO_2	0,73	0,73	0,29	0,21	0,42	0,40	0,52	0,42
P_2O_5	0,19	0,20	0,09	0,08	0,13	0,05	0,12	0,13
Total	98,13	98,83	98,82	98,14	99,04	98,37	99,02	98,60
FeO/Fe_2O_3	0,56	0,46	0,20	0,20	1,33	0,38	0,33	0,74
CaO/Al_2O_3	0,00	0,12	0,09	0,02	0,18	0,09	0,10	0,11
MgO/FeO	0,47	0,54	0,97	0,71	0,42	0,64	0,60	0,48
Zr	1.500	700	200	257	150	219	1.000	500
Y	70	30	10	5	7,5	5	30	15
Rb	246	275	352	336	186	203	341	249
Ba	1.250	1.040	1.250	620	1.350	1.280	820	2.750
Sr	170	155	170	70	165	250	90	380
Nd	10	7,5	7,5	5	7,5	5	10	7,5
Ni	7	7	7	3,75	5	2,5	5	5
V	30	70	20	7,5	20	10	30	30
Sc	0	0	0	0	0	0	0	0
Rb/Zr	0,16	0,39	1,76	1,3	1,24	0,92	0,34	0,49
Rb/Sr	1,45	1,77	2,07	4,80	1,13	0,81	3,79	0,66
K/Rb	155,14	138,78	136,71	143,22	129,36	147,13	124,09	169,93
La		75,40	76,70	8,65	35,20	50,32	52,70	
Ce		136,50	124,10	20,09	69,50	137,30	83,20	
Nd		61,30	74,50	7,83	24,60	36,07	58,00	
Sm		11,00	6,70	1,54	4,10	4,71	10,30	
Eu		1,50	0,84	0,22	0,79	0,76	1,20	
Gd		8,60	3,60	1,21	2,60	1,95	6,80	
Dy		5,70	1,40	1,03	1,40	0,96	4,70	
Ho		1,10	0,24	0,21	0,25	0,18	0,89	
Er		3,50	0,60	0,62	0,63	0,42	2,50	
Yb		3,00	0,63	0,69	0,57	0,35	2,40	
Lu		0,62	0,11	0,13	0,08	0,06	0,47	
Eu/Eu*		0,45	0,47	0,48	0,69	0,65	0,41	
(La/Yb)N		16,92	81,99	8,34	41,59	96,55	14,78	
(Gd/Yb)N		2,31	4,62	1,40	3,68	4,51	2,29	
(La/Sm)N		4,30	7,19	3,51	5,39	6,71	3,21	
SUN-ETRL		285,70	257,84	38,35	134,19	29,16	205,40	
SUM-ETRP		22,52	6,58	3,91	5,53	3,93	17,76	
SUM-ETR		308,22	264,42	42,27	139,72	233,09	223,16	

	AV-252	AV-30	AV-32A	AV-80A	AV-81	AV-97A	AV-97B	AV-167
CIPW								
q	32,43	32,29	27,04	41,93	29,38	32,51	32,66	24,71
or	27,71	27,52	34,68	34,92	17,30	21,62	30,44	30,56
ab	25,87	29,11	29,10	18,96	34,17	36,12	26,49	34,32
an	0,25	4,77	5,92	0,68	11,65	6,21	5,71	5,81
c	3,26	0,00	0,18	1,18	0,25	1,17	0,51	0,00
di	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,67
hy	5,62	0,00	0,00	0,00	3,94	0,00	0,00	0,90
wo	0,00	0,59	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
mt	3,29	3,02	0,47	0,42	2,19	0,32	1,47	1,91
il	1,41	1,40	0,55	0,40	0,80	0,77	0,99	0,80
hm	0,00	0,17	1,48	1,13	0,00	0,89	1,02	0,00
ap	0,00	0,47	0,21	0,19	0,31	0,12	0,28	0,31
P. Litogeoquímicos								
ID	86,02	88,93	90,84	95,82	80,85	90,26	89,59	89,60
RA	0,42	0,46	0,40	0,74	0,38	0,48	0,39	0,48
FOX	0,63	0,61	0,90	0,90	0,44	0,78	0,74	0,61
IP	1,53	1,53	1,70	2,63	0,72	0,85	1,64	1,27
F	85,27	85,44	86,05	89,36	80,83	84,91	87,09	83,08
CNP	14,09	0,96	16,91	3,46	25,43	14,68	17,75	14,48
INC	4,60	10,33	2,51	1,96	6,95	1,99	3,49	4,30
IC	7,80	3,54	6,40	1,10	13,85	6,54	7,19	8,40
A/KCN	0,92	1,31	0,99	1,09	0,99	1,07	1,01	0,95
PALK	0,85	0,75	0,83	0,87	0,68	0,76	0,8	0,85
(Mn)E	0,16	3,96	0,29	0,43	0,15	0,28	0,18	0,17

Obs.: Parâmetros litogeoquímicos como na tabela II.6.13

e mesocráticas, sendo as primeiras aquelas de natureza mais evoluída (mais ricas em SiO_2 e álcalis, sobretudo K_2O).

As amostras do domínio metaluminosos são de natureza cafêmica subalcalina (monzonítica), enquanto as do domínio peraluminoso, são alumino-cafêmicas.

Na tabela II.6.15 os valores A/KCN são em torno de 1,00 com uma média de 1,045 e desvio-padrão de ± 0,108. É freqüente a presença de corindon normativo, a exceção das amostras AV-167 e AV-30. As amostras AV-252, AV-80A, AV-97A e AV-97B, estão no campo peraluminoso, enquanto as de siglas AV-167, AV-81, AV-32A e AV-30, estão no campo metaluminoso.

No diagrama da figura II.6.60, onde se relaciona o fator de enriquecimento de MnO e os percentuais de SiO_2, segundo Ague e Brimhall (1988), observa-se uma forte dispersão dos pontos dos granitos dessa unidade no campo I-WC, I-SC, e I-SCR. A amostra AV-252, apresenta-se extremamente rica em MnO(2,10% em peso) extrapolando o campo do diagrama.

Pelos parâmetros acima analisados, conclue-se que todas as amostras têm características essencialmente crustais, sendo classificadas, segundo o esquema de Ague e Brimhall (*op.cit.*) como I-SC e I-SCR.

Quanto aos elementos-traço, observa-se o Rb relativamente enriquecido na faixa de 200-300ppm (acima da média a crosta continental superior = 112ppm) próximo e inferior às concentrações verificadas na Suíte Intrusiva Velho Guilherme e, semelhantes aquelas do Granodiorito Rio Maria, do Complexo Xingu e, superiores ao Granito Parauari. O Sr tem concentrações variando na faixa de 70 a 420ppm com uma média de 208ppm e desvio-padrão variando na faixa de 70 a 420ppm, com uma média de 208ppm e desvio-padrão de ± 114. A exceção das amostras AV-19(420ppm) e AV-167(380ppm), o restante das amostras tem concentrações inferiores ao padrão da crosta continental superior, que, segundo Taylor e McLennan (1985) é de 350ppm. As razões Rb/Sr (média de 1,88) são bem superiores à média da crosta (0,32), porém, inferiores à média dos granitos de transformação (5,77) de Xu Kegin (1982), e superior a média dos granitos de sintexis (0,52). O mesmo acontece com as razões K/Rb, cuja média de 143ppm, demonstra o alto grau de evolução dessas rochas. O Ba tem concentração extremamente alta, variando na faixa de 620 a 2.750ppm, com uma média de 1.330ppm, e desvio-padrão de ±575, sendo duas vezes superior a concentração média na crosta superior (550ppm). Não há nenhuma relação aparente entre Ba-K_2O e Ba-SiO_2. Estas altas concentrações de Ba estão relacionadas às quantidades de K-feldspato e de biotita-muscovita, que ocorrem em abundância no Granito Plaquê. As concentrações de Zr são bastantes altas, abrangem uma ampla faixa de valores (150-1.500ppm) e não observa-se relação com os percentuais de SiO_2. Acredita-se que as freqüentes inclusões de zircão, com halos pleocróicos na biotita, sejam os principais hospedeiros deste elemento. A média de concentração deste elemento (498ppm, desvio-padrão de ± 442) é superior àquela registrada na crosta continental superior (190ppm). As razões Rb/Zr variam de 0,16 a 1,34, com média de 0,80, sendo, portanto, bem mais baixa do que os valores estimados por Harris *et al.* (1986), para os granitos do tipo II, do magmatismo de zona de colisão, e mais correlacionáveis, com os granitos do tipo III (suíte calcialcalina pós-colisão), como mostra a figura II.6.63, representando o diagrama SiO_2 *versus* Rb/Zr de Harris *et al.* (1986). As amostras AV-30, AV-97B e AV-252, com teores de 700, 1.000 e 1.500ppm de Zr, respectivamente, extrapo-

lam em muito os valores dos granitos do tipo III, e devem estar relacionadas a efeitos hidrotermais, ou indicando um caráter mais alcalino. São elas, também, que apresentam os teores mais altos de Y (30 e 70ppm), típicos dos granitos não depletados de Sheraton e Black (1988). Também há semelhança dos ortognaisses félsicos do Complexo Napier, de Sheraton e Black (*op. cit.*), estas rochas são enriquecidas em TiO_2 e P_2O_5, e, empobrecidas em CaO e Sr. Tais aspectos são típicos de granitos arqueanos a recentes, do tipo I, e são consistentes com a fusão relativamente seca de rochas crustais. As demais amostras, são depletadas, apresentando teores abaixo de 20ppm.

Os padrões dos elementos de terras-raras do Granito Plaquê, definidos a partir das análises de 7 amostras, são bastantes variados, conforme mostrado na figura II.6.65, e na tabela II.6.15, destacando-se os seguintes aspectos:

a) Todas as curvas figura II.6.65 são inclinadas para a direita com ampla faixa de fracionamento (LaN/YbN: 8,34 a 96,55). Observa-se que as curvas das amostras AV-32A, AV-97A e AV-81, apresentam maiores inclinações (81,99 - 96,55 - 41,59) do que as demais: AV-30 (16,92), AV-80A (8,34) e AV-97B (14,78);

b) Da mesma forma, os somatórios dos ETR, vão de um mínimo de 42 na amostra AV-80A, a um máximo de 308, na amostra AV-30. O menor valor do somatório, correspondente ao maior percentual de SiO_2 (76,40), tratando-se a amostra de um granito milonítico, certamente com forte efeito de silicificação. A média de 223 para os somatórios é bem próxima da média da crosta superior (210,07, segundo Taylor, S.R., *in* Xu Kegin (1982).

c) Os fracionamentos dos ETRL, medidos a partir das razões LaN/SmN, guardam certa homogeneidade, permanecendo na faixa de 3,2 a 7,2, constatando-se alto enriquecimento em La (*x* 200-300 condrito), exceto na amostra AV-80A, que chega a apenas 35;

d) Os ramos dos ETRP indicam fracionamento na faixa de 1,4 a 4,6, com somatórios que variam entre 3,13 e 22,52. Não existe relação clara entre as variações dos ETRP e os percentuais de SiO_2. O enriquecimento de Y é, entretanto, diretamente relacionado a concavidade para cima, em todas as amostras, especialmente, aquelas de siglas AV-32A e AV-80A. As variações quanto ao enriquecimento ou depleção deste elemento (Y), refletem o maior ou menor fracionamento de minerais como granada, hornblenda e piroxênio, durante os processos de geração destas rochas possivelmente, com proeminente atuação de fusão parcial. Também, segundo Le Bel e Laval (1985), este padrão é típico de granitos e granodioritos calcialcalinos, relacionados tanto a processos de subducção, quanto a eventos de colisão;

e) O Eu apresenta anomalia negativa, com valores variando de 0,413 a 0,692. Observa-se que o maior valor da anomalia negativa (0,413), ocorre na amostra AV-97B, a mais enriquecida em Rb (341 ppm) e em SiO_2 (72,30%). Segundo Shen Jili e Liu Jiayuan (1985), as amostras com anomalias de európio variando de 0,413 a 0,692, se enquadram na categoria de granitos crustais, fato, aliás, coerente com as conclusões classificatórias alcançadas, com base nos esquemas de Ague e Brimhall (1988). O padrão de concavidade para cima denota o empobrecimento em ETRP, possivelmente, em decorrência de fracionamento em resíduo de minerais como, hornblenda e piroxênio. O maior grau de fracionamento dos ETRP, nas amostras AV-32A, AV-81 e AV-97A, indica, também, que o fracionamento da granada foi mais importante neste grupo, do que naquele integrado pelas amostras AV-30, AV-97B e AV-81A.

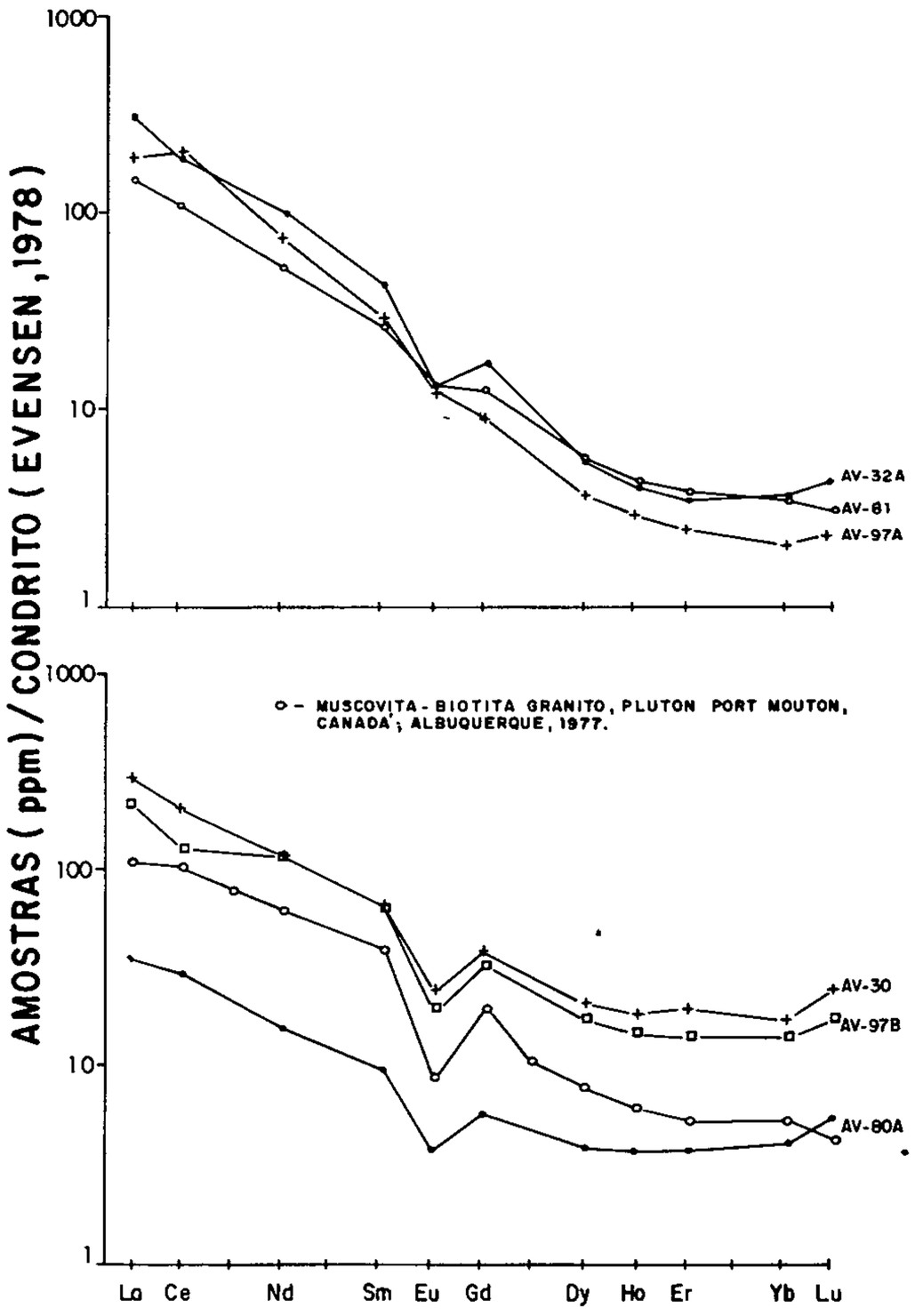


Figura II.6.65 – Padrões de distribuição dos ETR do Granito Plaquê, na Folha São Félix do Xingu, comparados com a média dos muscovita-biotita granitos do Pluton Post Mouton, Canadá.

Quanto às amostras AV-30, AV-97B e AV-80A, dada a semelhança de suas curvas com aquelas dos plutonitos meridionais da Nova Escócia, Canadá, Albuquerque (1977), pode-se extrapolar que, para a sua formação deve ter havido fusão parcial de material supracrustal, do tipo grauvaca (50% ou menos de fusão), juntamente com material granítico tipo quartzo-feldspato gnaisse. Neste processo petrológico ocorreu fracionamento de plagioclásio, como se depreende pela presença de anomalia de európio do tipo padrão crustal (0,45 e 0,41). A hipótese levantada basea-se, também, no valor médio das razões K/Rb do Granito Plaquê (143 ± 12,87), comparados com a média para grauvaca (208). Por fim, vale salientar que o material quartzo-feldspático-gnáissico referido, pode ter sido proveniente do próprio Complexo Xingu, já que o mesmo, esteve submetido a regime transpressivo, como decorrência da atuação do Cinturão de Cisalhamento de Itacaiúnas, no qual, aparecem de formas alongadas os corpos do Granito Plaquê.

Considerando-se a mineralogia do Granito Plaquê, sobretudo pela presença do par muscovita + biotita, pode-se afirmar que se trata, sem dúvida, de granito crustal. A presença de granada, além de magnetita + ilmenita reforça tal assertiva.

6.1.3.2.4 Granito Parauari

O panorama litogeoquímico desta unidade, correlacionada a corpos graníticos de idade transamazônica (1.900M.a.), como o Adamelito Água Branca e o Granodiorito Jamanxim, está baseado nos dados químicos coligidos a partir de um conjunto de 14 amostras, conforme indicados na tabela II.6.16, onde se constata padrões químicos bastante homogêneos, a exceção da amostra EM-333.

Todos os espécimes são essencialmente pobres em SiO_2 (com uma média de 63,245 ±3,21. A amostra EM-333 é a única com SiO2 acima de 70%, ou seja, 73,40%. Esta média corresponde ao valor mais baixo, quando comparada com aquelas calculadas para as demais unidades graníticas em consideração, sendo equivalente a média de 17 amostras do Adamelito Água Branca (62,46%), de Veiga Jr. *et al.* (1979), porém, inferior à média calculada por Santos *et al.* (1984), na região

Parm. M

25A

Tabela II.6.16 – Dados químicos do Grupo Parauari.

	EM-275A	EM-258	EM-276-B	EM-280A	EM-282A	EM-282B	EM-285	EM-287	EM-289B	EM-295	EM-328B	EM-333	EM-374A	EM-428A
							n = 14							
SiO_2	62,50	67,70	65,00	64,00	65,20	61,60	64,30	63,80	62,70	61,80	60,10	73,40	61,20	62,30
Al_2O_3	14,90	13,70	14,10	13,20	14,20	14,20	14,20	14,20	14,20	14,20	13,20	13,20	17,50	14,20
Fe_2O_3	3,50	3,10	3,30	2,90	2,90	3,40	3,10	2,50	2,60	2,80	4,60	1,40	2,20	3,20
FeO	3,00	1,40	2,30	3,30	2,50	3,00	2,90	3,20	3,40	3,50	6,00	0,74	2,20	3,10
MnO	0,07	0,07	0,07	0,08	0,06	0,17	0,08	0,09	4,30	0,08	0,16	0,03	0,13	0,10
MgO	2,20	1,50	1,70	3,60	2,00	3,10	2,30	2,10	3,50	3,70	0,54	0,28	1,00	3,60
CaO	4,20	2,50	3,40	3,60	3,20	3,70	3,40	2,90	0,10	3,90	2,00	1,20	4,30	3,90
Na_2O	4,10	3,60	3,90	3,40	3,60	3,90	3,80	4,30	3,60	3,60	4,90	3,50	4,60	3,90
K_2O	3,20	3,90	3,20	3,50	3,50	3,90	3,50	4,20	3,50	3,60	3,90	4,60	2,80	3,70
TiO_2	0,83	0,52	0,73	0,83	0,73	0,89	0,83	0,83	0,89	0,83	1,30	0,17	0,62	0,73
P_2O_5	0,28	0,14	0,17	0,27	0,21	0,30	0,24	0,24	0,27	0,26	0,36	0,06	0,33	0,25
Total	98,78	98,13	97,87	98,68	98,10	98,16	98,65	98,36	99,06	98,27	97,06	98,58	96,88	98,98
FeO/Fe_2O_3	0,86	0,45	0,70	1,14	0,86	0,88	0,94	1,28	1,31	1,25	1,30	0,53	1,00	0,97
CaO/Al_2O_3	0,28	0,18	0,24	0,27	0,23	0,26	0,24	0,20	0,01	0,27	0,15	0,09	0,25	0,27
MgO/FeO	0,73	1,07	0,74	1,09	0,80	1,03	0,79	0,66	1,03	1,06	0,09	0,38	0,45	1,16
Zr	281	260	277	275	266	272	298	297	265	251	785	287	169	283
Y	7,5	10	13	12	14	16	23	18	17	5	170	7,5	7,5	148
Rb	111	204	147	128	143	211	162	180	154	163	141	329	106	156
Ba	1.000	700	1.000	1.000	1.500	1.680	1.000	1.200	1.000	700	840	1.500	1.000	1.300
Sr	300	200	150	300	500	450	300	340	500	300	140	100	700	410
Nb	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	7,5	5	5	5
Ni	7	5	7	10	15	20	15	20	15	15	2,5	2,5	3,75	15
V	50	50	70	70	70	100	70	100	100	70	5	7,5	30	70
Sc	7	5	7	10	15	15	10	7	15	10	10	3,75	5	10
Rb/Zr	0,39	0,78	0,53	0,46	0,53	0,77	0,54	0,6	0,58	0,64	0,18	1,14	0,62	0,55
Rb/Sr	0,37	1,02	0,98	0,43	0,29	0,47	0,54	0,53	0,31	0,54	1,01	3,29	0,15	0,38
K/Rb	239	159	181	227	203	153	179	194	189	183	229	116	219	197
La								37,91			66,51			36,11
Ce								81,58			158,5			81,21
Nd								32,86			81,2			32,86
Sm								5,7			18,09			5,66
Eu								1			3,48			1,05
Gd								3,95			16,31			4,04
Dy								3,58			18,46			3,43
Ho								0,73			3,92			0,7
Er								2,03			11,69			1,94
Yb								1,83			11,45			1,79
Lu								0,24			1,41			0,25
Eu/Eu*								0,61			0,6			0,64
(La/Yb)N								13,9			3,91			13,51
(Gd/Yb)N								1,74			1,15			1,82
(La/Sm)N								4,17			2,31			4,01
SUM-ETRL								159,05			327,78			156,89
SUM-ETRP								12,38			63,24			12,18
SUM-ETR								171,43			391,03			169,07
CIPW														
q	14,53	24,64	20,73	18,26	21,29	12, 14	18,33	14,18	18,06	13,59	9,53	33,54	13,73	12,18
or	19,17	23,51	19,34	20,97	21,10	23,50	20,98	25,24	20,88	21,06	23,79	27,57	17,08	22,11
ab	35,15	31,07	33,75	29,16	31,07	33,65	32,61	36,99	30,75	31,01	42,79	30,03	40,17	33,37
an	12,97	9,90	11,78	10,56	12,49	9,91	11,51	7,16	0,50	12,17	2,59	5,63	19,43	10,43
c	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4,35	0,00	0,00	0,43	0,00	0,00
di	5,14	1,46	3,53	4,62	1,85	5,50	3,24	4,76	0,00	4,66	4,56	0,00	0,28	6,04
hy	7,34	5,08	5,72	10,73	6,97	9,30	7,70	6,06	20,02	11,22	9,15	0,00	4,11	10,59
wo	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
mt	3,42	2,98	3,30	3,42	3,29	3,53	3,42	3,43	3,49	3,44	4,19	2,04	3,17	3,27
il	1,59	1,00	1,41	1,59	1,41	1,72	1,59	1,60	1,70	1,60	2,54	0,32	1,21	1,40
hm	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
ap	0,67	0,33	0,41	0,64	0,50	0,72	0,57	0,57	0,00	0,62	0,88	0,14	0,80	0,59
P. Litogeoquímico														
ID	68,85	79,23	73,83	68,40	73,46	69,30	71,93	76,41	69,70	66,26	76,12	91,15	70,99	67,66
RA	0,35	0,41	0,37	0,37	0,37	0,40	0,38	0,47	0,47	0,36	0,57	0,46	0,30	0,38
FOX	0,37	0,48	0,42	0,39	0,43	0,39	0,40	0,42	0,41	0,38	0,27	0,70	0,50	0,37
IP	0,78	1,08	0,82	1,02	0,97	1,00	0,92	0,97	0,97	1,00	0,79	1,31	0,60	0,94
F	74,36	74,54	76,36	63,05	72,72	67,01	72,03	73,01	63,07	62,82	95,07	88,43	81,45	63,27
CNP	26,95	24,16	25,87	26,59	28,68	22,76	26,09	16,22	1,60	28,18	5,71	15,80	32,60	23,81
INC	17,50	10,54	13,99	20,38	13,54	20,06	15,98	15,86	25,23	20,93	20,45	2,38	8,78	21,30
IC	21,54	14,35	18,62	18,61	17,65	18,95	18,19	15,36	4,00	20,27	11,34	7,67	22,89	19,74
A/KCN	0,83	0,93	0,87	0,82	0,91	0,81	0,87	0,84	1,43	0,84	0,82	1,02	0,95	0,81
PALK	0,68	0,74	0,70	0,71	0,68	0,74	0,70	0,81	0,68	0,69	0,93	0,81	0,60	0,73
(Mn)E	0,09	0,15	0,11	0,07	0,09	0,18	0,1	0,11	2,94	0,07	0,19	0,26	0,28	0,09

Obs.: Parâmetros litogeoquímicos como na tabela II.6.13.

Trombetas-Mapuera, onde foi obtida uma média de 68,6%.

Os percentuais de Al_2O_3, a exceção daqueles das amostras EM-275A e EM-374A, são inferiores a 14,5%. Por outro lado, as razões A/KCN são inferiores a 1, exceto para as amostras EM-289B e EM-333. Quanto aos álcalis (Na_2O e K_2O), a maioria das amostras revela um caráter levemente mais sódico (figura II.6.58), e típico do padrão de rochas granodioríticas, com somatório em torno de 7-8%.

De fato, estas amostras uma vez plotadas nos diagramas das figuras II.6.51 e II.6.52, são classificadas como granodioritos, tonalitos, quartzo monzonitos e quartzo monzodioritos, a exceção apenas da amostra EM-333, que se classifica como sienogranito, ou simplesmente, como granito.

Nos diagramas das figuras II.6.53a, II.6.53b, II.6.54, II.6.55, II.6.56 e II.6.57, o caráter calcialcalino da população está bem realçado, enquanto, a natureza metaluminosa e o padrão mesocrático se evidencia na figura II.6.59 e pelas razões A/KCN abaixo de 1,00 (tabela II.6.16), exceto as amostras EM-289B e EM-333).

As rochas desta unidade, são ricas em CaO, MgO, TiO_2, Fe_2O_3 e P_2O_5. O parâmetro Mn-E que indica o grau de enriquecimento em MnO, segundo Ague e Brimhall (1988), tem valores bastante variáveis desde um mínimo de 0,07, até um máximo extremo de 2,94 (EM-289B). Excluindo-se estes valores extremos, obteve-se uma média de $0,137 \pm 0,067$. Estes valores plotados contra os percentuais de SiO_2 na figura II.6.60, apontam para uma classificação do tipo I-WC, para a maioria das amostras. A amostra EM-333 plota no campo I-SC, enquanto a EM-289B extrapola os limites do diagrama. As amostras EM-282B, EM-328B e EM-374A, apesar de pobres em sílica, apresentam enriquecimento em MnO e plotam fora dos campos do diagrama. Entretanto, considerando que tais amostras são metaluminosas (A/KCN<1), e possuem hornblenda em sua mineralogia, podem, também, serem consideradas como I-WC ou no máximo I-MC.

Quanto aos elementos-traço verifica-se para os LILE (elementos de grande raio iônico), que são baixas as concentrações de Rb ($167 \pm 53,5$) em relação as outras unidades graníticas, estando, porém, acima da média da crosta continental (112ppm), enqunto o Ba, apresenta valores praticamente iguais ao dobro (1.101ppm) da média da crosta (550ppm). Também, as concentrações de Sr, equivalem, no geral, a média da crosta continental, (350ppm,), sendo entretanto, os valores mais altos de todo o conjunto de granitos até então analisados, a exceção de poucas amostras do Granodiorito Rio Maria.

As razões K/Rb são em média iguais a 200, inferiores à média da crosta continental superior (252), bem como a média dos granodioritos (218) segundo Kolbe e Taylor (1966 *in* Collerson e Bridgewater, 1979 – p. 250, tabela 8). Aproxima-se bastante da média dos gnaisses granodioríticos/graníticos Uivaki (212), Labrador, de idade eo-arqueana (3.600M.a.), segundo Collerson e Bridewater (*op. cit.*).

Os elementos ferromagnesianos (Sc, V e Ni) apresentam-se relativamente enriquecidos, compatíveis obviamente com os altos percentuais de MgO, CaO, TiO_2, P_2O_5 e FeO.

As concentrações de Zr estão em torno de 300ppm, excetuando-se nas amostras EM-328B, cujo teor é de 785ppm e na EM-374A, onde diminui para 169ppm. As razões Rb/Zr variam em uma faixa de 0,395 a 0,776, excetuando-se a amostra EM-333, rica em Rb, e que registra um valor desta razão, igual a 1,146; ao contrário, na amostra EM-328B, extremamente rica em Zr e pobre em Rb, a razão diminui para 0,180. Na figura II.6.63, idealizada por Harris *et al.* (1986), todas as amostras plotam no campo

dos granitos do grupo III, ou seja, granitos calcialcalinos pós-colisionais.

Abstraindo-se dos valores anômalos de Y das amostras EM-428A e EM-328B, fica evidenciado o caráter depletado dos espécies pertencentes a unidade Granito Parauari, o que induz a uma correlação ou apenas similaridade com os *Y-depleted granites*, do Pré-Cambriano da Antártica, estudados por Sheraton e Black (1988), e menores do que a média da crosta continental (22ppm).

Os elementos de terras-raras foram analisados em três amostras (EM-287, EM-428A e EM-328B) e, os resultados analíticos estão indicados na tabela II.6.16.

As curvas padrões dessas amostras, conforme caracterizadas na figura II.6.66, indicam distintos graus de fracionamento desses elementos, sendo que as amostras EM-287 e EM-428A, são similares, já que as razões (La/Yb)N tem valor igual a 13, enquanto na amostra EM-328B esta razão é bem mais baixa, e próxima a 4. Da mesma forma, os somatórios dos ETR nas duas primeiras amostras são relativamente baixos (171 e 169, respectivamente), e na terceira amostra, esse somatório aumenta para 391. Os ETRL nas primeiras duas amostras exibem um fracionamento (La/Sm)N da ordem de 4, enquanto na terceira, é aproximadamente igual a 328, e seu fracionamento diminui para cerca de 2. Os ETRP apresentam-se enriquecidos na amostra EM-328B (63), enquanto nas amostras EM-287 e EM-428A, eles são da ordem de 12. O fracionamento desses elementos é pouco expressivo nesta dupla amostra (1,7 e 1,8), porém, é menor ainda na amostra EM-328B. As anomalias de EU(Eu/Eu*) nas três amostras estão em torno de 0,6.

Muito embora os somatórios do ETR no Granito Plaquê estejam compreendidos no padrão dos gnaisses arqueanos Uivak, o comportamento geral destes elementos difere bastante daquele. Desses gnaisses, sobretudo no que diz respeito ao fracionamento dos ETRP, bastante suave no Granito Parauari, ao contrário do que se verifica nos gnaisses Uivak, onde esses elementos apresentam-se bastantes depletados.

Partindo-se da premissa de que os padrões dos ETR apresentados, possam ser representativos, tanto da população analisada, como do corpo geológico mapeado, confirma-se o caráter cálcio alcalino deste conjunto granítico. Sua formação deve ter sido resultante de um processo de fusão parcial, de material já enriquecido em ETRL, possivelmente, de natureza tonalítica/trondhjemítica ou mesmo anfibolítica. Os dados petroquímicos não corroboram uma possível relação genética com rochas granulíticas (protólito), sobretudo quando se considera as razões K/Rb e os padrões depletados dos ETR. O fracionamento de granada e sua retenção em resíduos magnáticos, deve ter sido pouco significativa, tendo em vista as concentrações relativamente altas dos ETRP e seu baixo grau de fracionamento. O fracionamento do plagioclásio foi mais significativo, considerando-se as anomalias negativas de Eu, constatadas nestas rochas, que, aliás, são características do processo de fusão parcial, freqüentes em granitóides de idade pós-arqueana e relacionadas a ambientes de margem continental convergente.

6.1.3.2.5 Suíte Intrusiva Velho Guilherme

A Unidade Velho Guilherme está constituída de corpos circunscritos intrusivos, segundo padrões anorogênicos, de um regime distensivo ocorrido no Proterozóico Médio. Os seus afloramentos estão distribuídos, principalmente, na bacia do Médio Xingu e secundariamente no Terreno Granito-*Greenstone* do Sul do Pará e no Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas. Segun-

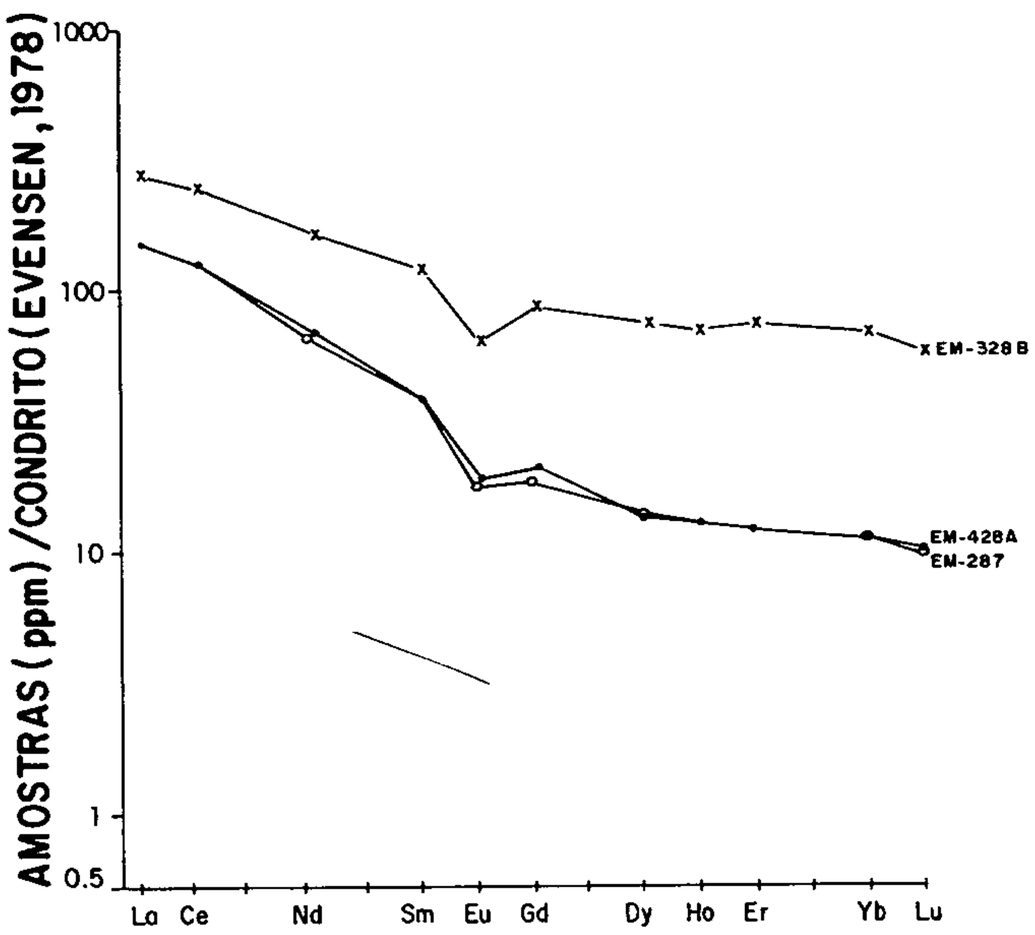


Figura II.6.66 – Padrões de distribuição dos ETR do Granodiorito Parauari, Folha São Félix do Xingu.

do Macambira (1987), o granito do Maciço Velho Guilherme, pertence a suíte intrusiva homônima, é do tipo A e se correlaciona a muitos outros corpos graníticos anorogênico, como por exemplo, Antonio Vicente, Mocambo e Porquinho, que ocorrem no Cráton Amazônico.

A caracterização litogeoquímica dessa unidade na Folha São Félix do Xingu, está baseada na análise química de 34 amostras, distribuídas espacialmente conforme mostra o cartograma da figura II.6.50, e os resultados analíticos constam das tabelas II.6.17 e II.6.18.

Na avaliação dos óxidos dos elementos maiores, ressaltam-se os altos percentuais de SiO_2, sempre superiores a 70% em peso, resultando na média de 75,23 ± 1,63. Este valor representa o maior percentual, quando comparado com os demais granitóides estudados na área, como também aos maiores índices de diferenciação (ID). A alumina (Al_2O_3) tem percentuais sempre muito baixos, com uma média de 12%, típicos de granitos alcalinos (granitos tipo A), de Whalen *et al.* (1987), embora, em algumas amostras, tenham sido calculado corindon normativo. No diagrama B *x* A, de Debon e Le Fort (1988), está caracterizado o padrão metaluminoso a levemente peraluminoso, coerente com os valores de A/KCN. A população é essencialmente leucocrática, com raras amostras algo mesocráticas. Tanto a sílica quanto a alumina, são comparáveis aos percentuais apresentados pelos granitos anoro-gênicos dos maciços Jamon, Antonio Vicente e Velho Guilherme, estudado por Dall'Agnoll (1980). Os percentuais de álcalis (K_2O e Na_2O) são aproximadamente equivalentes, embora predomine o K_2O sobre o Na_2O, com razões K_2O:Na_2O=2:1, tendendo para a unidade; médias de 3,9, de Na_2O e 4,5 de K_2O e somatório médio próximas de 8,%. Com a predominância de K_2O, resultam índices petrogenéticos (IP=K_2O/Na_2O) sempre superiores a 1. São rochas pobres em Fe_2O_3 (*x*=1,28 e FeO(*x*=0,52) quando comparadas com a média dos granitos de Le Maitre (1976). Destes óxidos, observa-se uma predominância do Fe_2O_3, o que resulta uma média dos índices de oxidação (Fox) igual a 0,71, além do índice de ferro (F), igual 93,54. Os percentuais de CaO são extremamente baixos, com média de 0,56. Os percentuais de TiO_2 e P_2O_5, embora variáveis, são na maioria baixos, tendo médias de 0,09 e 0,05, respectivamente. Também são baixos os percentuais de MgO e MnO, com médias de 0,19 e 0,03.

Entretanto, quando se compara o MnO com FeO, TiO_2 e MgO, como na figura II.6.60, diagrama de Ague e Brimhall (1988), fica evidente um forte enriquecimento de Mn (E) em relação a estes óxidos. O fator de enriquecimento Mn (E) (vide tabelas II.6.17, II.6.18 e figura II.6.60), é bastante elevado, observando-se quase 68% das amostras com valores superiores a 0,4, extrapolando os limites do diagrama, enquanto as restantes 32%, acompanham o campo dos granitos I-SC (fortemente contaminado).

Tabela II.6.17 - Dados químicos da Suíte Intrusiva Velho Guilherme.

	EM-44A	EM-44B	EM-57A	EM-80	EM-81	EM-82	EM-83	EM-84	EM-85A	EM-86	EM-87	EM-88A	EM-89A	EM-90	EM-91	EM-92	EM-93A
	n = 17 (total = 34)																
SiO_2	75,90	76,10	75,00	75,00	75,10	76,40	75,10	75,20	75,00	76,20	76,30	76,30	75,40	76,20	76,50	76,20	75,90
Al_2O_3	12,30	12,30	12,30	13,20	12,30	12,30	13,20	12,30	12,80	12,30	12,30	12,30	12,30	12,30	12,30	12,30	12,30
Fe_2O_3	1,30	1,20	1,10	1,10	2,00	0,64	0,90	1,20	1,20	0,80	1,20	1,10	1,20	1,00	0,83	0,73	0,96
FeO	0,29	0,10	0,07	0,07	0,10	0,43	0,19	0,22	0,19	0,29	0,10	0,14	0,38	0,34	0,34	0,43	0,29
MnO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
MgO	0,35	0,18	0,17	0,18	0,18	0,17	0,17	0,17	0,18	0,18	0,20	0,18	0,16	0,13	0,10	0,08	0,08
CaO	0,70	0,28	0,77	0,31	0,24	0,24	0,17	0,34	0,28	0,52	0,21	0,21	0,49	0,63	0,52	0,56	0,59
Na_2O	4,00	4,60	4,30	4,30	3,80	4,60	4,60	4,30	4,00	4,30	4,00	4,00	4,60	4,30	4,30	4,30	4,00
K_2O	4,10	3,90	4,60	4,10	4,60	4,30	4,30	4,80	4,80	4,30	4,30	4,60	4,50	3,90	4,10	4,00	5,10
TiO_2	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
P_2O_5	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Total	99,02	98,74	98,63	98,34	98,4	99,16	98,71	98,61	98,54	98,98	98,7	98,91	99,12	98,89	99,08	98,69	99,31
FeO/Fe_2O_3	0,2	0,08	0,28	0,06	0,05	0,67	0,21	0,18	0,16	0,36	0,08	0,13	0,32	0,34	0,41	0,59	0,30
CaO/Al_2O_3	0,02	0,02	0,06	0,02	0,02	0,02	0,01	0,03	0,02	0,04	0,02	0,02	0,04	0,05	0,04	0,05	0,05
MgO/FeO	1,21	1,80	0,25	2,57	1,80	0,40	0,89	0,77	0,95	0,62	2,00	1,29	0,42	0,38	0,29	0,19	0,28
Zr	500	200	300	500	700	200	700	200	500	200	1.000	300	15	50	200	300	500
Y	200	100	200	30	50	50	150	100	50	150	100	70	50	50	150	200	150
Rb	1.500	1.500	1.500	1.500	1.500	1.500	1.500	1.500	1.500	1.500	846	1.500	1.500	1.500	1.500	1.500	1.500
Ba	15	20	20	35	35	15	5	30	30	30	30	50	15	20	20	15	60
Sr	5	7,5	7,5	7,5	13	5	5	13	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Nb	15	20	20	20	20	15	20	10	20	7,5	20	20	7,5	7,5	10	15	15
Ni	3,75	3,75	2,5	3,75	3,75	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2
V	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5
Sc	2,5	2,5	2,5	2,5	3,75	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5
Ga	33	31	32	29	33	37	31	30	28	27	21	23	24	24	24	22	23
Rb/Zr	3	7,5	5	3	2,14	7,5	2,14	7,5	3	7,5	0,84	5	100	30	7,5	5	3
Rb/Sr	300	200	200	200	115	300	300	115	300	300	169	300	300	300	300	300	300
K/Rb	22,67	21,57	25,44	22,67	25,44	23,78	23,79	26,55	26,55	23,78	42,17	25,44	24,89	21,57	22,67	22,12	28,21
Ga/Al	5,07	4,76	4,92	4,15	5,07	5,68	4,44	4,61	4,13	4,15	3,23	3,53	3,69	3,69	3,69	3,38	3,53
La	8,40			3,43						19,23				12,91			
Ce	17,50			12,48						43,94				34,35			
Nd	15,28			4,85						24,43				22,41			
Sm	7,21			1,86						7,86				7,70			
Eu	0,10			0,07						0,17				0,12			
Gd	10,30			3,40						9,74				9,72			
Dy	14,26			5,36						13,00				12,66			
Ho	3,21			1,21						3,02				2,73			
Er	9,38			3,62						9,18				8,47			
Yb	13,09			5,27						13,11				10,38			
Lu	1,68			0,63						1,70				1,30			

Continuação da Tabela II.6.17

Eu/Eu*	0,03			0,09						0,05				0,04			
(La/Yb)N	0,43			0,43						0,98				0,83			
(Gd/Yb)N	0,63			0,52						0,6				0,75			
(La/Sm)N	0,73			1,15						1,53				1,05			
SUM-ETRL	48,49			22,69						95,63				77,49			
SUM-ETRP	51,92			19,49						49,75				45,26			
SUM-ETR	100,41			42,18						145,38				122,75			
CIPW																	
q	35,89	34,35	31,91	34,30	35,56	32,84	32,07	31,94	33,38	34,26	36,73	35,46	31,41	35,47	35,18	35,08	32,67
or	24,46	23,34	27,56	24,63	27,63	25,62	25,74	28,76	28,78	25,67	25,74	27,48	26,82	23,30	24,45	23,95	30,34
ab	34,17	39,40	36,87	36,98	32,68	39,24	39,42	36,88	34,33	36,74	34,28	34,20	38,55	36,78	36,71	36,85	34,07
an	3,33	1,24	0,69	1,39	1,04	0,22	0,60	0,09	1,16	1,58	0,81	0,88	0,00	2,77	2,17	2,48	0,55
c	0,07	0,06	0,00	1,20	0,70	0,00	0,77	0,00	0,61	0,00	0,78	0,42	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
di	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,66	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00
hy	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,37	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,36	0,00
wo	0,00	0,00	1,25	0,00	0,00	0,00	0,00	0,60	0,00	0,32	0,00	0,00	0,92	0,05	0,07	0,00	0,89
mt	0,95	0,34	1,02	0,24	1,70	0,93	0,66	0,73	0,63	0,95	0,34	0,47	1,24	1,12	1,11	1,07	0,95
il	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,04	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07
hm	0,65	0,98	0,40	0,95	0,38	0,00	0,45	0,71	0,78	0,14	0,98	0,78	0,13	0,23	0,06	0,00	0,30
ap	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,08	0,06	0,08	0,08	0,08	0,06	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08
P. Litogeoquímicos																	
ID	94,53	97,1	96,35	95,92	95,88	97,71	97,23	97,59	96,5	96,68	96,76	97,15	96,79	95,55	96,34	95,89	97,08
RA	0,62	0,71	0,68	0,63	0,61	0,77	0,69	0,72	0,61	0,7	0,65	0,65	0,77	0,65	0,68	0,66	0,63
FOX	0,89	1,01	0,84	1,03	0,8	0,63	0,9	0,92	0,94	0,79	1,01	0,97	0,82	0,8	0,76	0,67	0,83
IP	1,02	0,84	1,07	0,95	1,21	0,93	0,93	1,11	1,2	1	1,07	1,15	0,97	0,9	0,95	0,93	1,27
F	81,95	87,83	89,24	86,66	91,94	86,29	86,5	89,3	88,53	85,82	86,66	87,32	90,8	91,15	92,12	93,54	93,98
CNP	8,9	3,05	1,84	3,63	3,09	0,56	1,52	0,25	3,27	4,13	2,3	2,52	0	7,02	5,6	6,31	1,6
INC	1,68	1,39	1,5	1,26	2,16	2,04	1,16	1,51	1,48	1,17	1,39	1,32	2,07	1,43	1,25	1,57	1,33
IC	4,29	1,58	1,71	1,64	2,75	1,82	1,27	0,82	1,79	2,54	1,15	1,35	1,24	3,9	3,29	3,62	1,51
A/KCN	1	1	0,91	1,09	1,05	0,97	1,05	0,95	1,04	0,97	1,05	1,03	0,92	0,98	0,98	0,99	0,93
PALK	0,89	0,95	0,98	0,87	0,91	0,99	0,92	0,99	0,92	0,95	0,91	0,94	1,01	0,91	0,93	0,92	0,98
(mn)E	0,38	0,76	0,54	0,81	0,76	0,46	0,67	0,63	0,64	0,55	0,71	0,7	0,5	0,58	0,63	0,58	0,74

obs.: Parâmetros litogeoquímicos como na tabela II.2.14.

Tabela II.6.18 - Dados químicos da Suíte Intrusiva Velho guilherme.

	EM-94A	EM-96	EM-97A	EM-305A	EM-268A	EM-335	EM-337B	EM-345	EM-350A	EM-355	EM-356	EM-360	EM-361	EM-363	EM-365	EM-367A	EM-533A
								n = 17 amostras (total = 34)									
SiO_2	76,50	74,70	75,00	67,40	77,80	74,20	75,50	75,50	75,80	74,30	74,00	73,40	75,20	76,70	74,90	74,30	76,00
Al_2O_3	12,30	13,20	13,20	14,20	10,40	12,30	11,80	12,30	12,30	12,30	12,30	12,30	12,30	11,30	11,30	12,30	11,30
Fe_2O_3	0,70	0,99	0,89	2,60	1,80	1,90	2,40	1,30	0,96	1,40	1,70	1,60	1,20	1,60	1,50	1,50	1,10
FeO	0,45	0,34	0,29	2,70	0,10	0,60	0,67	0,77	0,43	1,10	0,81	1,10	0,62	0,57	0,98	1,20	0,86
MnO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,05	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
MgO	0,05	0,03	0,05	1,20	0,08	0,15	0,12	0,14	0,02	0,12	0,08	0,83	0,03	0,08	0,21	0,28	0,10
CaO	0,28	0,51	0,17	2,10	0,35	0,59	0,68	0,37	0,45	0,99	0,77	1,00	0,70	0,63	0,70	0,87	0,70
Na_2O	4,00	4,60	4,60	3,50	3,60	2,40	3,20	3,20	3,80	3,70	3,50	3,50	3,80	3,40	3,90	3,40	3,50
K_2O	4,60	4,60	4,70	3,90	4,80	5,80	3,90	4,80	4,80	4,50	5,30	4,80	4,80	4,70	4,60	4,80	4,80
TiO_2	0,03	0,03	0,03	0,62	0,03	0,17	0,19	0,17	0,03	0,17	0,21	0,21	0,12	0,10	0,03	0,29	0,12
P_2O_5	0,03	0,08	0,03	0,19	0,03	0,07	0,03	0,05	0,03	0,05	0,07	0,08	0,03	0,08	0,07	0,08	0,05
Total	98,97	99,11	98,99	98,44	99,04	98,21	98,52	98,63	98,65	98,66	98,77	98,85	98,83	99,19	98,22	99,05	98,56
FeO/Fe_2O_3	0,64	0,34	0,33	1,04	0,06	0,32	0,28	0,59	0,45	0,79	0,48	0,69	0,52	0,36	0,65	0,80	0,78
CaO/Al_2O_3	0,02	0,04	0,01	0,15	0,03	0,05	0,06	0,03	0,04	0,08	0,06	0,08	0,06	0,06	0,06	0,07	0,06
MgO/FeO	0,11	0,09	0,17	0,44	0,80	0,25	0,18	0,18	0,05	0,11	0,10	0,75	0,05	0,14	0,21	0,23	0,12
Zr	200,00	200,00	70,00	354,00	615,00	297,00	532,00	280,00	275,00	387,00	328,00	363,00	353,00	298,00	271,00	390,00	289,00
Y	50,00	200,00	20,00	7,50	78,00	5,00	89,00	116,00	134,00	86,00	116,00	100,00	132,00	122,00	242,00	123,00	79,00
Rb	1.500,00	1.500,00	1.500,00	143,00	406,00	203,00	152,00	549,00	922,00	447,00	488,00	527,00	833,00	734,00	1.500,00	592,00	538,00
Ba	40,00	20,00	15,00	1.500,00	240,00	680,00	540,00	320,00	40,00	300,00	460,00	480,00	340,00	150,00	35,00	400,00	15,00
Sr	5,00	5,00	5,00	205,00	4,00	75,00	95,00	30,00	15,00	70,00	80,00	60,00	45,00	30,00	20,00	55,00	30,00
Nd	15,00	10,00	15,00	5,00	7,50	5,00	5,00	5,00	21,00	7,50	5,00	12,00	7,50	26,00	7,50	7,50	5,00
Ni	2,50	2,50	2,50	3,75	3,75	2,50	2,50	2,50	2,50	2,50	2,50	50,00	7,00	2,50	2,50	2,50	2,50
V	7,50	7,50	7,50	20,00	7,50	7,50	7,50	7,50	7,50	7,50	7,50	10,00	7,50	7,50	5,00	7,50	7,50
Sc	2,50	2,50	2,50	3,75	2,50	3,75	2,50	3,75	3,75	3,75	3,75	3,75	3,75	3,75	3,75	3,75	3,75
Ga	33,00	30,00	31,00	-	20,00	10,00	20,00	30,00	142,86	30,00	10,00	10,00	15,00	20,00	20,00	10,00	15,00
Rb/Zr	7,50	7,50	21,42	0,40	0,66	0,68	0,28	1,96	3,35	1,15	1,48	1,45	2,36	2,46	5,53	1,51	1,86
Rb/Sr	300,00	300,00	300,00	0,70	101,50	2,71	1,60	18,30	61,47	6,39	6,10	8,78	18,51	24,47	75,00	10,76	17,93
K/Rb	25,44	25,44	25,99	226,28	98,09	237,05	212,88	72,54	43,19	83,52	90,11	75,57	47,81	53,12	25,44	67,27	74,02
Ga/Al	5,07	4,29	4,44	-	3,63	1,54	3,2	4,61	21,95	4,61	1,54	1,54	2,3	3,34	3,34	1,54	2,51
La		7,11		25,06		50,58	188,20			100,10	103,60	70,05	61,77	63,55	35,94	93,33	54,68
Ce		20,42		53,25		99,00	250,30			198,10	181,60	145,60	130,00	128,90	88,66	183,60	95,71
Nd		13,85		20,60		33,30	188,90			61,15	60,15	50,68	43,87	46,51	38,85	65,75	34,79
Sm		6,63		3,96		4,91	37,70			10,62	10,77	9,48	9,10	10,27	12,49	12,47	9,48
Eu		0,07		0,80		0,47	3,06			0,63	0,71	0,61	0,39	0,39	0,20	0,74	0,31
Gd		7,07		3,16		2,56	24,84			7,68	8,36	6,90	7,53	8,38	13,28	9,17	8,49
Dy		10,35		3,19		1,08	15,66			8,78	9,77	7,54	10,22	11,92	22,95	10,13	8,16
Ho		2,20		0,65		0,19	2,72			1,89	2,12	1,58	2,16	2,66	5,30	2,09	1,55
Er		6,81		1,81		0,40	5,27			5,77	6,59	4,60	6,46	8,58	17,88	5,94	3,80
Yb		9,16		1,61		0,35	3,18			6,27	7,06	4,73	7,13	9,99	22,81	5,66	4,36
Lu		1,18		0,20		0,06	0,36			0,78	0,92	0,60	0,87	1,23	2,86	0,68	0,60

Eu/Eu*		0,03		0,67		0,36	0,28			0,2	0,22	0,22	0,14	0,12	0,04	0,2	0,1
(La/Yb)N		0,52		10,44		96,77	39,82			10,73	9,88	9,97	5,83	4,28	1,06	11,09	8,43
(Gd/Yb)N		0,62		1,58		5,89	6,31			0,98	0,95	1,18	0,85	0,67	0,47	1,31	1,57
(La/Sm)N		0,67		3,97		6,47	3,13			5,92	6,04	4,64	4,26	3,89	1,8	4,70	3,62
SUM-ETRL		48,08		103,67		188,26	668,16			370,6	356,83	276,42	245,13	249,62	176,14	355,89	194,97
SUM-ETRP		36,77		10,65		4,66	52,04			31,2	34,84	25,97	34,38	42,78	85,09	33,68	26,98
SUM-ETR		84,85		114,33		192,92	720,2			401,81	391,67	302,39	279,52	292,41	261,24	389,58	221,96
CIPW																	
q	35,33	29,81	30,33	25,41	39,17	37,69	40,74	38,15	34,92	33,78	32,58	31,88	33,88	38,35	34,08	34,20	36,55
or	27,46	27,42	28,05	23,42	28,64	34,91	23,41	28,76	28,75	26,95	31,71	28,69	28,70	28,00	27,67	28,64	28,78
ab	34,18	39,26	39,30	30,09	27,04	20,67	27,49	27,44	32,58	31,72	29,97	29,95	32,52	28,99	33,10	29,04	30,04
an	1,15	1,80	0,60	9,32	0,00	2,51	3,17	1,52	2,01	3,71	2,23	3,72	2,36	1,71	0,00	3,82	0,96
c	0,32	0,00	0,33	0,87	0,00	1,19	1,18	1,30	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00
di	0,00	0,00	0,00	0,00	1,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,78	0,00	0,60	0,23	0,00	2,46	0,00	1,57
hy	0,38	0,00	0,00	6,12	0,00	0,00	1,07	0,48	0,06	0,56	0,00	2,22	0,00	0,00	0,00	1,26	0,00
wo	0,00	0,09	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,48	0,00	0,25	0,38	0,05	0,00	0,15
mt	1,02	1,11	0,95	3,12	0,61	2,27	2,48	1,91	1,41	2,05	2,14	2,34	1,76	1,68	2,00	2,19	1,61
il	0,07	0,07	0,07	1,19	0,07	0,32	0,36	0,32	0,07	0,32	0,40	0,40	0,23	0,19	0,07	0,55	0,23
hm	0,00	0,22	0,23	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,23	0,00	0,00	0,45	0,00	0,00	0,00
ap	0,08	0,19	0,08	0,45	0,08	0,16	0,08	0,12	0,08	0,12	0,16	0,19	0,08	0,19	0,16	0,19	0,12
P. Litogeoquímico																	
ID	96,98	96,5	97,69	78,93	94,86	93,28	91,65	94,36	96,25	92,46	94,28	90,54	95,11	95,35	94,86	91,88	95,37
RA	0,65	0,7	0,73	0,39	0,7	0,34	0,49	0,48	0,59	0,54	0,51	0,5	0,58	0,56	0,67	0,49	0,58
FOX	0,64	0,8	0,81	0,42	0,89	0,72	0,59	0,67	0,74	0,59	0,72	0,63	0,7	0,79	0,64	0,58	0,59
IP	1,15	1	1,02	1,11	1,33	2,41	1,21	1,5	1,26	1,21	1,51	1,37	1,26	1,38	1,17	1,41	1,37
F	95,83	97,29	95,93	81,4	95,9	94,29	96,15	93,66	98,23	95,42	96,91	76,48	98	96,44	92,19	90,6	95,14
CNP	3,27	4,4	1,52	23,64	0	10,83	10,36	5,27	5,82	10,49	6,92	11,05	6,77	5,56	0	11,64	3,11
INC	1,48	1,41	1,26	10,44	4,96	2,73	3,93	2,72	1,54	3,73	2,79	5,57	2,22	2,32	4,95	4,01	3,42
IC	2,18	2,92	1,56	12,44	1,62	4,78	5,66	3,44	3,42	6,56	4,38	6,67	4,35	3,39	4,46	6,02	4,16
A/KCN	1,01	0,98	1,01	1,02	0,88	1,08	1,10	1,10	1,00	0,96	0,95	0,96	0,96	0,95	0,89	0,99	0,92
PALK	0,94	0,95	0,95	0,7	1,06	0,83	0,8	0,85	0,93	0,89	0,93	0,89	0,93	0,94	1	0,87	0,96
(mn)E	0,61	0,78	0,83	0,06	1,55	0,35	0,34	0,31	0,68	0,24	0,31	0,13	0,45	0,44	0,26	0,18	0,31

Utilizando-se os diagramas P *x* Q, de Debon e Le Fort (1983), figura II.6.51, e R_1-R_2 de La Roche (1980), figura II.6.52, chega-se a classificação químico-mineralógica da Unidade Velho Guilherme como adamelito/ granito no primeiro e alcaligranito (campo 4) no segundo.

As amostras da Suíte Intrusiva Velho Guilherme quando plotadas no diagrama log [CaO/(K_2O +Na_2O)] de Brown (1982), figura II.6.55, situam-se abaixo do campo dos granitos calcialcalinos analisados. A reta de regressão apresenta declive bem abrupto, quase vertical, bem mais inclinado que a reta dos alcalifeldspato granitos pós-tectônicos do grupo III de Le Bel e Laval (1985), o que demonstra o caráter alcalino dos granitos em pauta, também confirmado no diagrama SiO_2 *versus* log(K_2O/Na_2O), figura II.6.56, conforme Rogers e Greenberg (1981), além dos altos valores da razão de alcalinidade (RA), de Wright (1969) e índice de alcalinidade (PALK), ambos mostrado nas tabelas II.6.17 e II.6.18.

Quanto aos elementos-traço verifica-se expressivo enriquecimento em Rb, com uma média de 1.099ppm, tendo quase 59% da população valores iguais a 1.500ppm, com o Y apresentando 104ppm e o Zr 349ppm, relativamente, a média de crosta continental superior. Ao contrário, padrões depletados são característicos para os elementos Ni, V e Sc, fato coerente com os padrões dos óxidos ferromagnesianos. As concentrações de Ba variam em uma ampla faixa, com um mínimo de 21ppm e um máximo de 480ppm, podendo-se, a partir da análise das tabelas II.6.17 e II.6.18, identificar dois grupos de granitos: aqueles depletados em Ba, no qual se englobam cerca de 23 amostras, e os não depletados. No primeiro grupo a média de Ba é 27ppm, enquanto no segundo, ela aumenta para 461ppm. O Sr também apresenta concentrações bastante variadas, porém, no geral, os valores baixos são característicos desse granito, obtendo-se uma média inferior a 30ppm.

O elemento Ga foi especialmente analisado nas amostras da Unidade Velho Guilherme, constatando-se valores entre 10 e 37ppm (média de 24ppm), equivalente ao padrão de 148 granitos do tipo A, segundo Whalen *et al.* (1987). Em decorrência, as razões Ga/Al variam entre 1,5 e 5,6, também características dos granitos do tipo A ou da presença de pegmatitos.

Para o estudo do comportamento dos elementos de terras-raras, foram utilizados os dados químicos procedentes de 16 amostras (tabelas II.6.17 e II.6.18), os quais, normalizados segundo o padrão do condrito de Evensen (1978), estão também representados nas curvas agrupadas na figura II.6.67.

A partir dos dados das tabelas II.6.17 e II.6.18 dos conjuntos das curvas da figura II.6.67 (a,b,c), são ressaltados os seguintes aspectos, para três conjuntos de amostras: Grupo "C",representado pelas amostras EM-337B, AV-305A e EM-335.

a) curvas com expressivo declive para a direita (figura II.6.67c), e forte enriquecimento dos ETRL e empobrecimento dos ETRP. O LaN varia de 100 a 700 *x* condrito, enquanto que o YbN, está na faixa entre 2 a 19 *x* condrito. O fracionamento dos leves (La/Sm)N varia entre 2 a 19, enquanto dos pesados (Gd/Yb)N, situa-se entre 1,5 e 5,8. A amostra EM-335 apresenta padrão de concavidade para cima, no trecho Dy-Yb;

b) os somatórios dos ETR situam-se entre 114 e 720, e as anomalias de Eu (Eu/Eu*) são significativas e variam entre 0,676 e 0,288, sendo as menores, detectadas na Unidade Velho Guilherme. A menor anomalia (0,676) ocorre na amostra AV-305, classificada como granito granofírico, a qual, tem ainda, o menor percentual de SiO_2 (67,45%).

c) este conjunto de amostras, quando avaliado em relação à população das 34 amostras da Unidade Velho Guilherme, apresenta as menores concentrações de Rb (média de 166ppm) e os maiores de Sr (média de 115ppm); e

d) as características acima mencionadas são pertinentes a granitos calcialcalino (vide figura II.6.56), freqüentes em zonas de subducção, e segundo Shen Jili e Liu Jiayuan (1985), estas rochas são tipicamente granitos crustais, em cuja formação atuaram processos de fusão parcial, com fracionamento variado de granada e oligoclásio.

Grupo "B", constituído pelas amostras EM-367A, EM-360, EM-534A, EM-361, EM-356 e EM-355:

a) curvas com suave declive para a direita (figura II.6.67b), com fracionamento (La/Yb)N variando entre 4 e 11, a média de 8,60. O conjunto das curvas é bastante homogêneo, em forma de "asa de passarinho" (*swing bird*), devido aos fortes vales das anomalias de európio. O ramo dos ETRL mostra-se com mais declividade do que aquele dos ETRP, o qual apresenta-se quase horizontal; o somatório dos ETR varia entre 221 e 401;

b) os ETRL estão enriquecidos na faixa de 100-1.000 *x* condrito, com fracionamento (La/Sm)N variando de 3,6 a 6. O ramo dos ETRP é praticamente horizontal, bem agrupado e mostra o enriquecimento entre 10 e 100 *x* condrito, com (Gd/Yb)N e 0,679 a 1,586. As amostras EM-363, EM-361, EM-356 e EM-355, apresentam um enriquecimento desses elementos, indicado pelas razões (Gd/Yb)N, inferiores a 1;

c) as anomalias de Eu (Eu/Eu*) são negativas e bastante expressivas, variando de um máximo de 0,106 a um mínimo de 0,221, sendo observado, ainda, que os valores maiores tendem a coincidir com os maiores percentuais de

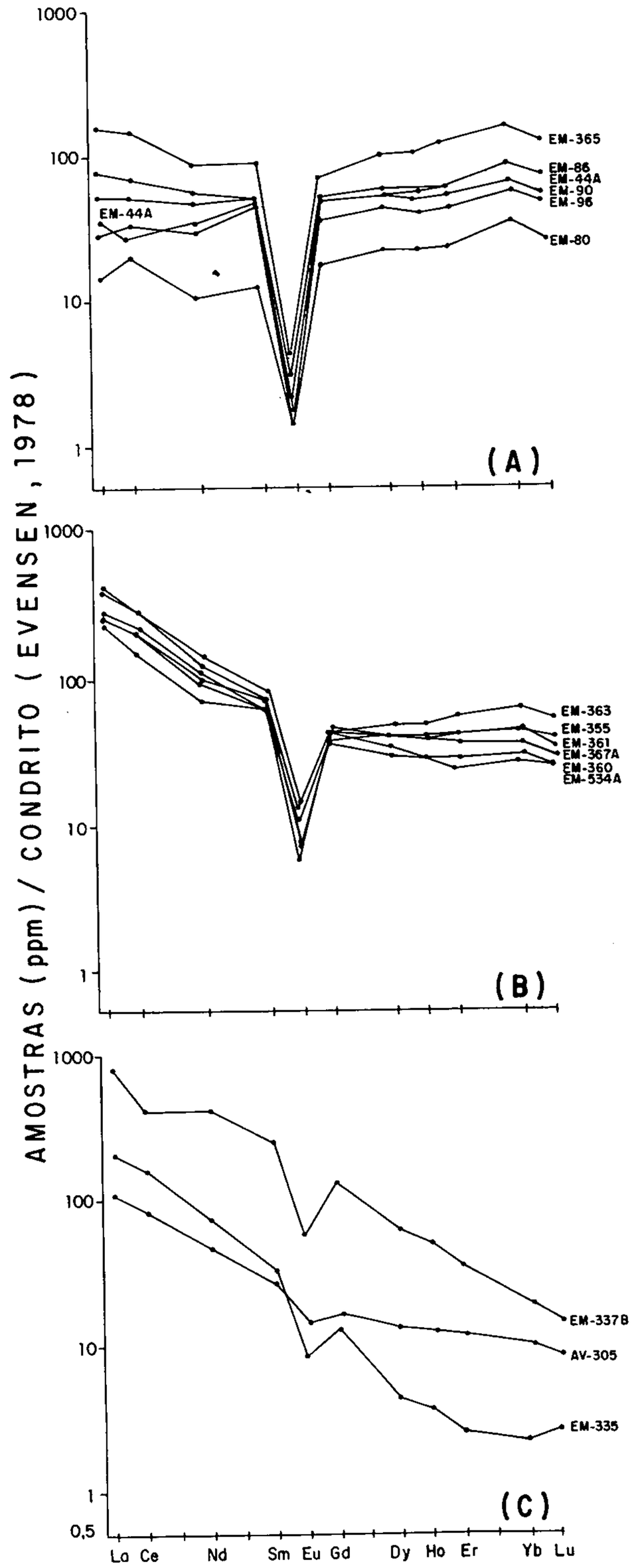


Figura II.6.67 – Padrões de distribuição dos ETR do Granito Velho Guilherme, Folha São Félix do Xingu.

SiO_2, com as maiores concentrações de Rb e com as menores razões de K/Rb;

As observações acima, juntamente com os dados dos demais elementos-traço, especialmente Rb, Zr, Sr e Ba, indicam, para este grupo de amostras, um padrão de granito crustal alcalino do tipo A. Possivelmente, as amostras com forte enriquecimento dos ETRP, sofreram processos de alteração hidrotermal, com a participação de elementos voláteis como F e Cl.

Grupo "A", representado pelas amostras: EM-365, EM-44A, EM-96, EM-86 e EM-90:

a) curvas com suave declive para a esquerda (figura II.6.67), tendo no conjunto o formato de "asa de passarinho" (*swing-bird*) ou "garganta oceânica" (*sea gull*), em decorrência dos padrões quase horizontais dos ramos dos elementos leves e pesados, e dos profundos vales no ponto do európio; os somatórios dos ETR variam entre 42 e 261, com uma média de 126;

b) os ETRL tem ampla variação (23 a 176), com LaN entre 14 e 147 *x* condrito. As razões (La/Sm)N abrangem a faixa de 0,674 a 1,809, havendo, portanto, depleção nas amostras EM=44A e EM-96;

c) os ETRP, também apresentam ampla variação (19 a 85) com YbN entre 32 e 138. As razões (Gd/Yb)N são todas inferiores a 1 (0,471-0,757), denotando, portanto, grande enriquecimento destes elementos. A menor destas razões, corresponde ao maior valor de Y. Este grupo de amostras é extremamente rico em Rb, com concentrações de 1.500ppm, além de que, todas elas apresentam sempre as razões ETRL/ETRP>1;

d) neste grupo de amostras ocorrem os maiores valores de anomalia de Eu, registrando-se razões Eu/Eu* entre 0,090 e 0,032, as quais, não guardam qualquer relação com os percentuais de SiO_2.

A partir das características assim realçadas nos ítens a-d, conclue-se que este grupo de amostras corresponde a granitos alcalinos do tipo A ou MD de *rift*, segundo Shen Jili e Liu Jiayuan (1985).

6.1.3.3 Associações Tectono-Magmáticas

As características petroquímicas aliadas as posições dos pontos dos granitos no diagrama das figuras II.6.68 e II.6.69, permite as seguintes conclusões quanto as ambiências geotectônicas:

a) Granodiorito Rio Maria – Unidade típicamente calcialcalina, e sua população de amostras se caracteriza por uma ampla variação de posicionamento, na concepção de associa-ções tectono-magmáticas de Batchelor e Bowden (1985). Prevalece sempre o regime compressivo, no qual, ocorrem regimes tectônicos de granitos desde o tipo colisão pré-placa, passando em seguida para ambiente do soerguimento pós-colisional (modelo Caledoniano) até sin-colisional. A evolução desde batólito deve ter sido, portanto, complexa e prolongada, como parece demonstrar o posicionamento dos pontos na figura II.6.57. Aqui, além do caráter calcialcalino da unidade, observa-se uma ampla variação das condições de P durante a sua geração, embora, fossem predominantes as altas pressões, com valores em torno de 4-5Kb de H_2O. Esta conclusão é coerente, pelo menos para 76% das amostras, considerando-se os valores dos minerais normativos Q-Or-Ab, mostrado na tabela II.6.13, onde os altos valores de Ab são indicativos de elevadas temperaturas e pressões.

b) Granitóides do Complexo Xingu – Estas rochas também foram geradas em ambiente compressivo, porém em estágio de soerguimento pós-colisional, tardi-orogênico e sin-colisional. Nessa unidade, parece ter sido menor a participação de componente proto-

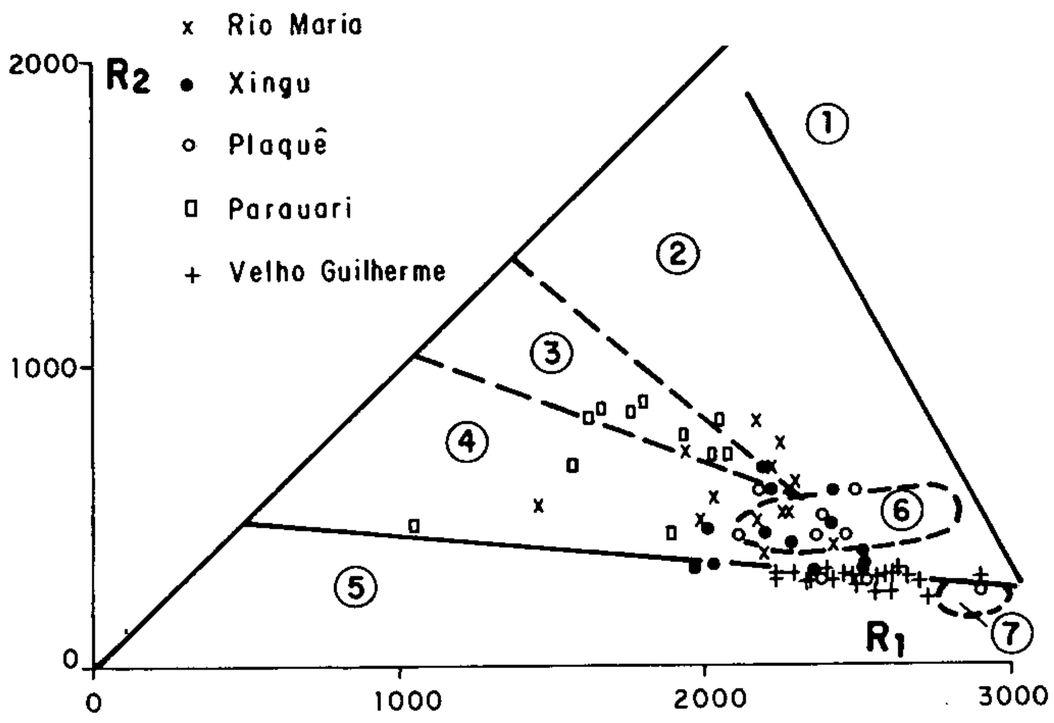


Figura II.6.68 – Diagrama R_1-R_2 de Bearchelor e Bowden (1985), com os campos dos ambientes tectônicos. Aplicado às unidades graníticas da Folha São Félix do Xingu. Campos: 1) fracionados do Manto (plagio -granitos); 2) colisão pré-placa; 3) soerguimento pós-colisional; 4) tardi-orogênico; 5) anorogênico; 6) sin-colisional; 7) pós-orogênico.

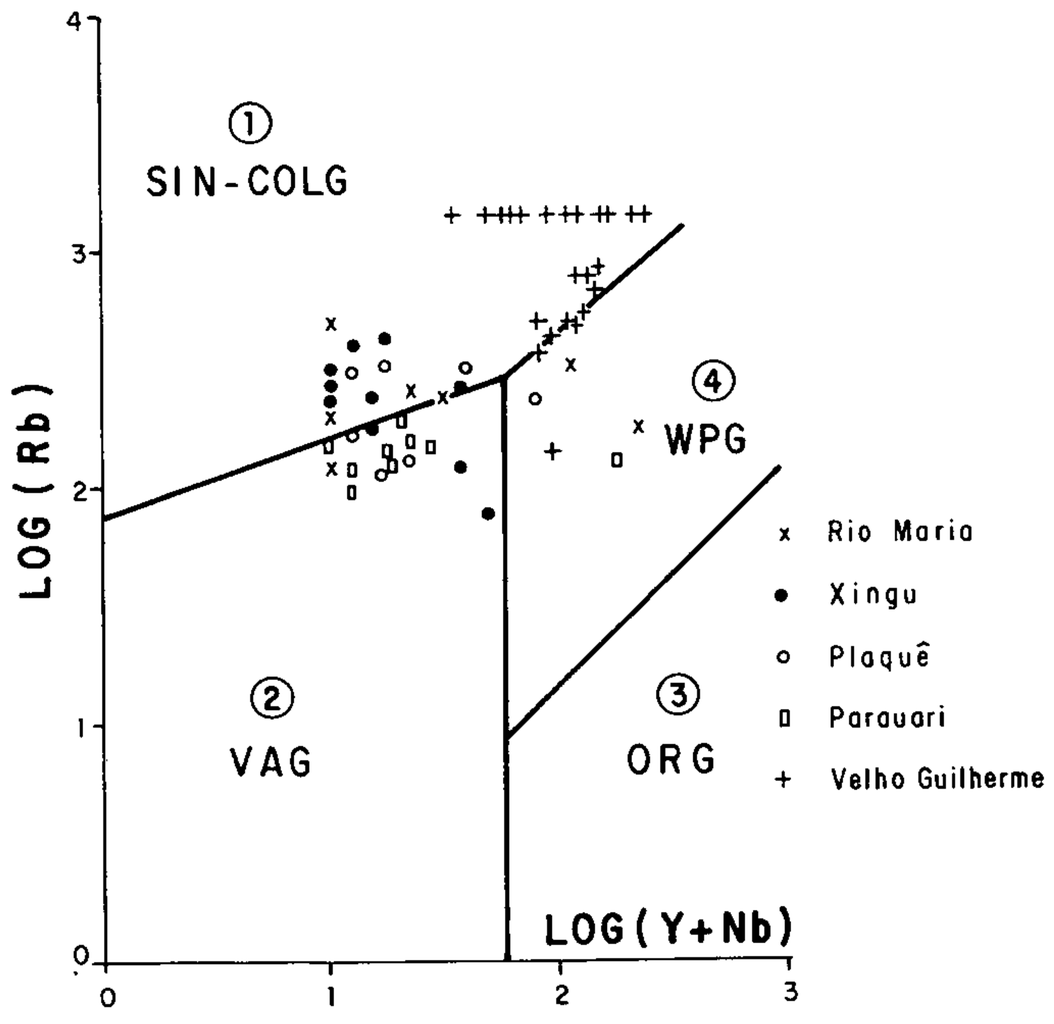


Figura II.6.69 – Diagrama das razões Y + Nb versus Rb discriminandos os campos tectônicos dos granitos segundo Pearce et al. (1984). Aplicado para as unidades graníticas da Folha São Félix do Xingu. SIN-COLG: sin-colisionais; VAG: arco vulcânico; ORG: cadeia oceânica; WPG: intraplaca.

lítico, de natureza máfica, que deve ter cedido lugar a maiores contribuições de material félsico crustal. A semelhança das rochas do batólito Rio Maria, atuaram para a sua formação condições enérgicas de P, predominando valores superiores a 5Kb de H_2O, conforme verificado no diagrama da figura II.6.57.

c) Granito Plaquê – Unidade de granitóides definidos no campo como tipicamente estratóides, diferem dos anteriormente abordados pelo seu caráter eminentimente sin-colisional, formado a partir de grande contribuição de protólito crustal. Como visto anteriormente, as suas características petroquímicas (Rb, Zr e Sr), muito se assemelham aos granitos calcialcalinos pós-colisão, Grupo III de Harris *et al.* (1986), do tipo alpino; a suíte pós-tectônica Herciniana da Península Ibérica; bem como, a outros granitos das faixas orogênicas caledonianas escocesa e esvecofeniana. Embora tenham prevalecido condições enérgicas de P (acima de 5Kb), também em sua história evolutiva encontram-se registros de variadas P (de 0,5 a 4Kb), no diagrama da figura II.6.57, fato não muito coerente com os padrões do sistema Q-Ab-Or, onde o desvio Ab é marcante e indicativo, de altas pressões e temperatura (vide tabela II.6.14). Vale ressaltar que, muito embora, os granitos dessa unidade sejam mineralogicamente (muscovita + biotita) e estruturalmente (concordantes/semiconcordantes estratóides), semelhantes às intrusões sinorogênicas do Grupo II de Harris *et al.* (1986), petroquimicamente, eles apresentam características do Grupo III (pós-colisionais), sobretudo pelos altos valores de Zr e as baixas razões Rb/Zr (vide figura II.6.63).

d) Granito Parauari – Praticamente semelhante ao modelo do Complexo Xingu, onde

também foram atuantes protólitos menos máficos, em combinação com material félsico crustal, submetidos a processos de cristalização fracionada e fusão parcial, em ambiente compressivo sob forte regime de P (superior a 5Kb). Em decorrência, foram geradas associações típicas de soerguimento pós-colisional (Caledoniano) e tardi-orogênico, segundo se depreende da figura II.6.68. Em resumo, esses granitóides calcialcalinos têm comportamento semelhante aqueles encontrados em margens destrutivas de placas, e de grandes faixas orogênicas/colisionais;

e) Suíte Intrusiva Velho Guilherme – Diferente dos padrões anteriores, esta unidade tem caráter eminentemente alcalino, com marcante presença de granitos do tipo A ou MD de *rift* intraplaca, sendo portanto classificados como anorogênica de regime distensivo. Na figura II.6.57, os pontos representativos deste granito atravessam as linhas cotéticas e os pontos de fusão do sistema Q-Ab-Or, de 5 até 0,5Kb, em um modelo semelhante, por exemplo, aos granitos do Grupo III, alcalifeldspato granitos, conforme estudados por Le Bel e Laval (1985), na área Al Amar-Idsas do Reino da Arábia Saudita.

6.1.4 Vulcânicas Intermediárias e Ácidas do Proterozóico Médio

6.1.4.1 Introdução

Rochas vulcânicas do Proterozóico são conhecidas em diversas localidades do Cráton Amazônico, relacionadas ao chamado Evento Uatumã, caracterizado por um extenso vulcano-plutonismo, eminentemente intracratônico e gerado sob regime distensivo.

As investigações litogeoquímicas, no presente projeto, foram centradas em 16 amostras da Unidade Iriri e 17 amostras da Unidade Sobreiro, distribuídas espacialmente conforme mostra o cartograma da figura II.6.70, cujas características litogeoquímicas serão descritas a seguir, baseado nos resultados analíticos das tabelas II.6.19 e II.6.20.

6.1.4.2 Características Litogeoquímicas dos Vulcanitos da Formação Sobreiro

6.1.4.2.1 Elementos Maiores

Os dados químicos e petroquímicos das 17 amostras da Unidade Sobreiro estão apresentados na tabela II.6.19, onde estão agrupados os óxidos dos elementos maiores, elementos-traço, minerais (CIPW) e parâmetros petroquímicos.

Com base nos percentuais de sílica (média de 55,52 ± 3,79), verifica-se que as amostras estudadas, são tipicamente intermediárias e muito próximas a média dos andesitos Morro da Trava (54,94%) de Santos *et al.* (1984), situados ao norte, na região dos rios Trombetas - Mapuera, e mais próxima ainda, da média das Intrusivas Intermediárias do Grupo Uatumã (56,22%), de Pessoa *et al.* (1977), estudadas na área do rio Jamanxin. Do total das amostras, a grande maioria (82%), pode ser considerada como andesitos básicos (andesitos basálticos, ou melandesitos ou ainda, andesitos com baixa sílica), com 53-57% de SiO_2, e apenas, 18% são classificados como andesitos ácidos (alta sílica), com 57% a 63% de SiO_2. Quanto ao alumínio, observa-se uma média bem mais baixa (14,40 ± 1,21), do que a média do Andesito Morro da Trava e das intrusivas intermediárias do Grupo Uatumã (Pessoa *et al. op. cit.*) e,

Tabela II.6.19 - Dados químicos das rochas vulcânicas da Formação Sobreiro.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	Média
	EM-124C	EM-139A	EM-127B	EM-129B	EM-223A	EM-122D	EM-116	EM-153A	EM-163B	EM-161A	EM-130B	EM-140C	EM-222	AV-287	EM-120B	EM-201	EM-275B	X
SiO_2	51,10	51,80	52,40	52,40	52,80	53,80	54,50	54,60	54,90	55,10	55,80	56,10	56,20	56,90	57,90	56,90	61,60	55,15
Al_2O_3	16,10	13,20	13,20	13,20	13,20	16,50	16,10	13,20	13,20	13,20	14,20	15,10	15,10	14,20	15,10	16,10	14,20	14,42
Fe_2O_3	8,60	5,50	4,60	5,10	4,60	5,10	5,50	4,90	6,40	5,70	4,50	3,00	6,30	1,70	7,00	3,00	5,60	5,12
FeO	2,90	2,90	3,50	3,50	4,30	3,00	2,20	7,70	1,70	1,70	2,80	4,80	2,20	3,50	1,80	3,90	1,40	3,16
MnO	0,71	0,14	0,13	0,12	0,14	0,15	0,12	0,13	0,12	5,10	0,17	0,12	0,14	0,09	0,09	0,13	0,13	0,45
MgO	3,80	9,30	9,70	9,20	7,80	4,10	3,80	3,60	9,20	9,00	6,90	4,80	4,00	8,00	3,10	2,50	3,30	6,01
CaO	4,30	6,30	5,70	6,40	7,90	5,00	6,70	6,10	4,70	0,21	3,80	5,90	5,60	5,00	2,80	5,60	4,20	5,07
Na_2O	4,00	2,30	2,30	3,10	2,40	4,20	4,00	2,30	2,20	3,80	6,20	2,80	3,60	4,90	4,30	3,10	3,80	3,49
K_2O	2,80	4,50	3,50	2,50	1,70	4,10	2,90	1,60	2,80	2,30	1,70	2,90	2,20	2,20	3,90	2,50	3,00	2,77
TiO_2	0,73	0,62	0,63	0,63	0,73	0,63	0,63	1,70	0,52	0,42	0,42	0,94	0,62	0,52	0,73	0,62	0,83	0,70
P_2O_5	0,63	0,30	0,52	0,36	0,28	0,41	0,37	0,38	0,29	0,27	0,32	0,31	0,32	0,27	0,33	0,17	0,26	0,34
Total	95,67	96,86	96,18	96,51	95,85	96,99	96,82	96,21	96,03	96,80	96,81	96,77	96,28	97,28	97,05	97,22	98,32	96,69
Fe_2O_3/FeO	2,97	1,90	1,31	1,46	1,07	1,70	2,50	0,64	3,76	3,35	1,61	0,63	2,86	0,49	3,89	0,77	4,00	
CaO/Al_2O_3	0,27	0,48	0,43	0,48	0,60	0,30	0,42	0,46	0,36	0,02	0,27	0,39	0,37	0,35	0,19	0,35	0,30	
MgO/FeO	1,31	3,21	2,77	2,63	1,81	1,37	1,73	0,47	5,41	5,29	2,46	1,00	1,82	2,29	1,72	0,64	2,36	
Zr	100	150	100	100	150	100	100	150	70	15	100	1.000	150	63	150	150	261	
Y	7,5	10	10	7,5	15	10	10	20	7,5	7,5	10	20	7,5	18	20	10	21	
Rb	26	199	74	33	7,5	152	36	7,5	62	26	13	70	16	42	170	44	98	
Ba	3.200	2.450	2.400	2.450	1.550	3.900	2.900	1.600	2.250	1.750	1.500	2.100	2.000	1.140	1.850	2.250	1.220	
Sr	1.500	1.500	841	825	683	1.500	1.500	317	1.500	1.500	675	646	1.500	901	701	614	400	
Nb	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	5	
Ni	10	150	150	100	50	20	10	15	150	300	70	70	50	70	30	20	10	
V	100	150	70	70	300	50	50	150	100	150	50	150	150	30	10	150	70	
Sc	7	15	15	15	20	7	10	15	15	15	15	15	15	10	15	15	10	
Rb/Zr	0,26	1,32	0,74	0,33	0,05	1,52	0,36	0,05	0,88	1,73	0,13	0,07	0,1	0,66	1,13	0,29	0,37	
Rb/Sr	0,02	0,13	0,09	0,04	0,01	0,10	0,02	0,02	0,04	0,02	0,02	0,11	0,01	0,05	0,24	0,07	0,25	
K/Rb	893,52	187,62	392,43	628,56	1.880,65	223,80	668,37	1.770,03	374,70	733,97	1.084,99	343,73	1.140,84	434,60	190,34	471,42	2.541,21	
Ba/Sr	2,.13	1,63	2,85	2,97	2,27	2,60	1,93	5,05	1,50	1,17	2,22	3,25	1,33	1,27	2,64	3,66	3.05	
La				19,05			22,50		19,13			42,25		18,80		19,67		
Ce				32,92			37,52		29,83			69,51		32,00		33,48		
Nb				20,03			22,23		16,36			32,38		15,80		17,47		
Sm				3,30			3,48		2,35			5,00		2,80		2,93		
Eu				0,88			1,03		0,67			1,13		0,88		0,83		
Gd				3,03			2,94		1, 96			4,40		2,10		2,71		
Dy				1,80			1,94		1,32			2,73		0,86		1,74		
Ho				0,27			0,30		0,23			0,46		0,12		0,41		
Er				0,78			0,84		0,61			0,95		0,24		0,73		
Yb				0,64			0,63		0,53			0,96		0,22		0,57		
Lu				0,06			0,00		0,04			0,13		0,09		0,05		

Continuação da Tabela II.6.19.

Eu/Eu*				0,83			0,96		0,92			0,72		1,06		0,88		
(La/Yb)N				20,04			24,05		24,30			29,64		57,55		23,24		
(Gd/Yb)N				3,82			3,77		2,99			3,70		7,72		3,84		
(La/Sm)N				3,62			4,06		5,11			5,31		4,22		4,22		
SUM-ETRL				75,30			85,73		67,67			149,14		69,40		73,55		
SUM-ETRP				6,58			6,65		4,69			9,63		3,63		6,21		
SUM-ETR				82,76			93,41		73,03			159,90		73,91		80,59		
CIPW																		
q	0,00	0,00	0,00	0,00	4,37	0,00	0,90	14,45	5,80	2,91	0,00	8,74	7,83	0,00	4,97	15,32	14,26	
or	17,41	27,55	21,56	15,35	10,50	25,06	17,76	9,84	17,31	14,09	10,40	17,72	13,56	13,36	23,86	15,21	18,09	
ab	35,61	20,16	20,28	27,26	21,23	36,75	35,07	20,26	19,47	33,34	54,33	24,49	31,77	42,61	37,67	27,00	32,80	
an	18,10	12,84	16,00	15,29	21,14	14,54	18,04	21,82	18,69	1,08	6,11	20,74	19,34	10,54	10,75	23,29	13,09	
c	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4,23	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
di	0,00	14,01	7,93	12,23	14,45	6,82	11,36	5,90	2,96	0,00	9,05	6,00	6,11	10,41	1,15	3,42	5,22	
hy	14,98	5,71	25,44	18,02	22,70	0,62	11,49	18,57	30,88	40,35	1,32	16,01	16,14	16,04	15,99	10,95	10,83	
ol	7,29	14,50	2,96	6,42	0,00	10,76	0,00	0,00	0,00	0,00	14,26	0,00	0,00	2,75	0,00	0,00	0,00	
mt	3,40	3,18	3,22	3,21	3,38	3,19	3,20	4,83	3,06	2,88	2,88	3,65	3,20	2,53	3,34	3,16	3,44	
il	1,45	1,22	1,24	1,24	1,45	1,23	1,24	3,36	1,03	0,82	0,82	1,84	1,22	1,01	1,43	1,21	1,60	
ap	1,57	0,73	1,28	0,88	0,69	1,00	0,90	0,93	0,71	0,00	0,78	0,75	0,79	0,65	0,80	0,41	0,62	
P. Petroquímicos																		
ID	53,02	47,71	41,84	42,61	36,12	61,81	53,74	44,.56	42,58	50,35	64,73	50,95	53,17	55,98	66,51	57,53	65,16	52,26
RA	0,3	0,2	0,21	0,25	0,17	0,35	0,27	0,17	0,21	0,42	0,4	0,23	0,25	0,33	0,43	0,22	0,33	0,28
FOX	0,21	0,27	0,27	0,26	0,26	0,28	0,29	0,26	0,27	0,28	0,28	0,32	0,26	0,33	0,27	0,32	0,36	0,28
IP	0,7	1,95	1,52	0,8	0,7	0,97	0,72	0,69	1,27	0,6	0,27	1,03	0,61	0,44	0,9	0,8	0,78	0,87
F	74,08	46,43	44,73	47,43	52,62	65,55	65,95	77,54	45,43	43,82	50,5	61,73	66,89	39,39	72,86	73,15	66,91	58,53
CNP	33,7	38,92	44,1	35,94	49,89	28,35	33,96	51,85	48,97	3,13	10,11	45,85	37,84	19,83	22,2	46,31	28,52	34,09
INC	27,13	38,64	40,81	41,14	41,98	22,64	27,29	32,67	37,94	44,06	28,34	27,52	26,69	32,76	21,93	18,75	21,11	31,26
IC	27	50,74	31,5	39,76	38,97	36,15	32,6	32,56	24,72	3,96	37,31	30,4	28,66	27,93	15,25	29,88	21,76	29,95
A/KCN	0,92	0,65	0,73	0,67	0,65	0,8	0,73	0,79	0,86	1,44	0,75	0,81	0,81	0,72	0,92	0,89	0,82	0,82
PALK	0,59	0,65	0,57	0,59	0,43	0,68	0,6	0,41	0,5	0,66	0,84	0,51	0,55	0,73	0,74	0,48	0,66	0,60
DF	1,92	-3,09	-4,40	-3,06	-2,53	3,52	3,82	-1,28	-5,45	-5,47	1,58	0,19	1,44	-0,05	2,29	2,08	1,46	

Obs.: Parâmetros petroquímicos como na tabela II.6.13 e DF como na tabela II.6.20

Tabela II.6.20 - Dados químicos das rochas vulcânicas ácidas da Formação Iriri.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	Média
	AV-206	EM-123A	EM-261	EM-307A	EM-46	AV-176	EM-462A	EM-109	EM-03D	EM-498	EM-495A	EM-102	AV-293	AV-218	AV-310	EM-351E	X
SiO_2	66,70	67,90	70,40	72,30	72,30	72,80	72,90	74,20	76,80	76,20	77,20	78,20	78,20	78,40	78,80	82,40	74,73
Al_2O_3	12,30	14,00	14,20	13,20	12,30	11,80	14,20	11,80	10,40	11,30	12,30	10,40	13,20	10,40	10,40	9,40	11,98
Fe_2O_3	3,10	3,70	3,10	2,50	3,00	1,60	0,40	3,50	1,50	4,60	1,10	1,50	1,00	0,86	1,30	2,00	2,17
FeO	3,70	0,72	0,38	0,22	0,91	1,60	0,14	0,12	0,81	0,12	0,12	0,41	0,10	0,67	0,31	0,38	0,67
MnO	0,08	0,10	0,09	0,05	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,05	0,03	0,03	0,03	0,03	0,05	0,05
MgO	0,48	0,99	0,25	0,18	0,21	0,25	0,40	0,10	0,50	0,25	0,18	0,13	0,36	0,30	0,07	0,08	0,30
CaO	0,84	0,56	0,49	0,49	0,42	0,63	0,14	0,07	0,07	0,07	0,07	0,10	0,07	0,31	0,31	0,10	0,30
Na_2O	3,00	4,60	4,00	3,80	1,80	3,00	2,30	2,70	0,54	0,32	0,67	2,00	0,13	3,20	3,20	0,17	2,21
K_2O	5,10	4,20	5,10	5,30	5,80	5,60	8,70	4,60	7,30	3,40	6,00	6,00	3,60	4,60	4,60	2,70	5,16
TiO_2	0,52	0,33	0,37	0,31	0,37	0,03	0,03	0,25	0,08	0,17	0,03	0,12	0,10	0,08	0,12	0,20	0,19
P_2O_5	0,17	0,18	0,07	0,05	0,06	0,07	0,03	0,03	0,03	0,03	0,37	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,08
Total	95,99	97,28	98,45	98,40	97,20	97,41	99,27	97,40	98,06	96,49	98,09	98,92	96,92	98,88	99,17	97,51	97,83
Fe_2O_3/FeO	0,84	0,19	8,16	11,36	3,30	1,00	2,86	29,17	1,85	38,33	9,17	3,66	10,00	1,28	4,19	5,26	
CaO/Al_2O_3	0,07	0,04	0,03	0,04	0,03	0,05	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,03	0,01	
MgO/FeO	0,13	1,38	0,66	0,82	0,23	0,16	2,86	0,83	0,62	2,08	1,50	0,32	3,60	0,45	0,23	0,21	
Zr	791	150	497	454	457	432	15	482	364	383	21	385	177	273	275	1.419	
Y	69	15	14	72	31	57	5	50	24	50	57	57	12	65	285	88	
Rb	204	169	244	385	451	372	591	233	476	350	647	426	378	311	290	733	
Ba	2.300	2.150	1.600	1.700	1.240	1.120	280	1.160	560	140	920	480	720	500	320	60	
Sr	79	644	125	100	90	69	30	25	27	2,5	50	10	10	74	46	2,5	
Nb	7,5	7,5	5	5	5	5	5	5	5	7,5	274	5	7,5	7,5	7,5	7,5	
Ni	5	20	2,5	2,5	2,5	3,75	7	7	7	3,75	3,75	3,75	2,5	5	3,75	2,5	
V	7,5	50	7,5	7,5	7,5	5	7,5	10	5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	
Sc	10	5	3,75	3,75	3,75	3,75	2,5	5	3,75	5	2,5	3,75	5	3,75	7	3,75	
Rb/Zr	0,25	1,12	0,49	0,84	0,98	0,86	39,40	0,48	1,30	0,91	30,81	1,10	2,13	1,13	1,05	1,74	
Rb/Sr	2,58	0,26	1,95	3,85	5,01	5,39	19,70	9,32	17,63	140,00	12,94	42,60	37,80	4,20	6,30	293,20	
K/Rb	2.075,33	206,20	1.735,11	1.142,78	1.067,57	1.249,66	1.222,02	1.638,88	1.273,10	806,41	769,83	1.169,20	790,60	1.227,85	1.316,76	305,78	
Ba/Sr	29,11	3,34	12,80	17,00	13,78	16,23	9,33	46,40	20,74	56,00	18,40	48,00	72,00	6,76	6,96	24,00	
La	99,10		41,24	62,13	45,32				60,59					72,00	350,60		
Ce	183,70		91,23	85	70,4				123					119,20	155,90		
Nb	87,30		33,83	63,22	41,14				52,46					49,20	198,30		
Sm	14,30		6,21	12,03	8,25				9,79					8,70	35,70		
Eu	2,40		1,12	2,07	0,78				0,58					0,71	2,20		
Gd	11,00		4,49	8,55	6,18				7,03					6,80	32,20		
Dy	8,50		4,4	8,89	6,93				6,71					3,90	18,60		
Ho	1,60		0,9	1,8	1,43				1,37					0,54	2,90		
Er	4,70		2,58	4,98	4,08				3,87					1,00	5,80		
Yb	4,10		2,68	4,6	4,18				3,69					0,65	2,30		
Lu	0,59		0,35	0,56	0,52				0,46					0,14	0,26		

Eu/Eu*	0,56		0,62	0,59	0,32				0,2					0,27	0,20		
(La/Yb)N	16,28		10,32	9,07	7,28				11,04					74,60	102,66		
(Gd/Yb)N	2,17		1,35	1,5	1,19				1,53					8,46	11,32		
(La/Sm)N	4,36		4,16	3,24	3,45				3,88					5,20	6,17		
SUM-ETRL	375,40		172,51	222,38	165,11				245,84					249,10	740,50		
SUM-ETRP	30,49		15,42	29,4	23,33				23,16					13,03	62,06		
SUM-ETR	408,29		189,06	253,86	189,23				269,59					262,84	804,76		
CIPW																	
q	25,97	22,42	26,52	29,53	39,09	32,55	26,24	41,26	45,76	61,70	51,19	43,99	65,73	41,65	42,59	72,83	
or	31,43	25,56	30,65	31,85	35,30	33,97	51,78	27,96	43,99	20,88	36,15	35,84	21,97	27,49	27,41	16,36	
ab	26,47	40,08	34,41	32,69	15,68	26,05	19,59	23,49	4,65	2,81	5,77	17,10	1,13	27,37	27,29	1,47	
an	3,18	1,65	2,00	2,13	1,74	2,25	0,45	0,10	0,10	0,11	0,35	0,25	0,10	0,43	0,43	0,26	
c	0,75	1,34	1,40	0,45	2,51	0,00	0,84	2,41	1,60	7,33	4, 66	0,53	9,34	0,00	0,00	6,26	
di	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,41	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,70	0,00	0,00	
hy	7,71	5,14	1,38	0,00	2,03	2,25	0,00	1,61	1,45	4,25	0,00	0,00	0,00	0,86	0,00	0,00	
ol	3,05	2,73	2,75	2,00	2,79	2,28	0,46	2,61	2,21	2,51	0,45	1,10	0,15	1,26	0,77	1,72	
il	1,03	0,64	0,71	0,59	0,72	0,07	0,07	0,48	0,15	0,33	0,07	0,23	0,19	0,15	0,23	0,39	
hm	0,00	0,00	0,00	0,45	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,81	0,75	0,92	0,00	0,77	0,55	
ap	0,42	0,43	0,16	0,12	0,14	0,17	0,08	0,09	0,08	0,09	0,00	0,08	0,09	0,08	0,08	0,09	
P.Petroquímicos																	
ID	83,88	88,08	91,60	94,08	90,08	92,58	97,63	92,72	94,41	85,40	93,12	96,94	88,84	96,52	97,30	90,68	92,12
RA	0,42	0,60	0,53	0,54	0,59	0,45	0,88	0,42	0,84	0,29	0,52	0,86	0,25	0,59	0,59	0,27	0,54
FOX	0,31	0,45	0,59	0,73	0,51	0,50	0,80	0,53	0,69	0,39	0,99	0,85	1,00	0,59	0,87	0,78	0,66
IP	1,70	0,91	1,27	1,39	3,22	1,86	3,78	1,70	13,51	10,62	8,95	3,00	27,69	1,43	1,43	15,88	6,15
F	93,30	81,04	93,06	93,64	94,75	92,74	57,44	97,17	82,20	94,65	87,14	93,62	75,34	83,60	95,83	96,70	88,26
CNP	10,74	3,95	5,50	6,13	9,99	7,96	2,27	0,46	2,26	3,75	5,76	1,48	8,76	1,57	1,57	15,03	5,45
INC	11,79	8,52	4,85	3,06	5,54	5,02	0,61	4,71	3,82	7,10	1,33	2,09	1,27	2,99	1,78	2,66	4,20
IC	6,24	4,36	4,76	4,14	4,53	4,95	0,92	2,71	2,32	2,62	0,80	1,36	0,26	2,40	1,21	1,98	2,85
A/KCN	1,02	1,06	1,09	1,02	1,23	0,97	1,05	1,23	1,16	2,60	1,59	1,04	3,11	0,96	0,96	2,77	1,43
PALK	0,85	0,86	0,85	0,90	0,75	0,93	0,92	0,79	0,84	0,37	0,61	0,94	0,31	0,98	0,98	0,34	0,76
DF	1,27	2,96	3,05	2,80	-0,32	1,58	2,68	-0,06	-2,20	-5,14	-2,12	-0,56	-4,55	0,49	0,59	-6,01	-0,35

Obs.: Parâmetros petroquímicos como na tabela II.6.13, sendo DF= 10,44-0, 21SiO_2-0, 32Fe_2O_3(total)-0,98MgO+0,55CaO+1,46Na_2O+0,54K_2O. Riolitos 1, 8, 11, 12, 13, 14 e 15; riolitos esferulíticos: 6, 7, 10 e 16; dacitos: 3 e 4; riodacitos: 5 e 9; andesitos: 2.

também, andesitos de modo geral: Daly (1933), Chayes (1975), Le Maitre (1976) e Gill (1981), que é em torno de 17%. Este caráter pouco aluminoso, está corroborado pelos baixos índices de aluminosidade, e pela quase total ausência de corindon nas amostras, a exceção daquelas de siglas EM-124C e EM-161A. Trata-se, portanto, de rochas tipicamente metaluminosas, diferente dos andesitos normais, via de regra, peraluminosos, (A/KCN>1), conforme se demonstra na tabela II.6.21.

Os álcalis K_2O e Na_2O, apresentam médias, respectivamente, de 2,84 (± 0,88) e 3,53 (± 1,09), compatíveis com os padrões dos andesitos Sartante e próximas daquelas do Andesito Morro da Trava e das intrusivas intermediárias do Grupo Uatumã.

O grau de oxidação das amostras é sempre bem mais alto do que o verificado nos andesitos normais, o que se deduz a partir das médias de Fe_2O_3 e FeO, bem como, pelas suas relações FeO/Fe_2O_3. Enquanto nas rochas da unidade em questão, obteve-se médias de 5,037 ± 1,6 e 3,124 ± 1,52, para os óxidos Fe_2O_3 e FeO, respectivamente. No caso do andesito Morro da Trava, estas médias são inversas e iguais a 2,3 e 6,2. Porém, tanto no andesito Morro da Trava, como naqueles da Unidade Sobreiro, a magnetita normativa predomina sobre a ilmenita. A população apresenta percentuais de MgO muito variados, com o mínimo de 2,50 e um máximo de 9,7, do que resulta em uma média relativamente alta de 6,175 ± 2,58, em comparação com as médias gerais dos andesitos mostrada na tabela II.6.21. Já a média do CaO (5,45%) é compatível com o padrão dos andesitos. A média TiO_2 (0,67% ± 0,29), também está no padrão dos andesitos, mas vale ressaltar que, embora estes vulcanitos sejam considerados anorogênicos, os seus percentuais médios de TiO_2 e P_2O_5, são bem mais baixos (respectivamente, 0,671 e 0,335), do que aqueles registrados por Ewart (1982), para as séries dos andesitos-basaltos toleiíticos anorogênicos, do sul de Queensland, Austrália (2,16% e 0,67%, respectivamente).

Tabela II.6.21 – Composição média de rochas andesíticas.

Rochas / Óxidos	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	55,52	56,22	54,9	60,30	58,20	57,9	57,60
Al_2O_3	14,40	15,96	17,2	17,50	17,20	17,00	17,30
Fe_2O_3	5,04	5,65	2,30	3,40	3,10	3,30	3,10
FeO	3,12	3,27	6,20	3,20	4,00	4,00	4,30
MnO	0,16	0,22	0,13	0,18	0,15	0,14	0,15
MgO	6,17	3,98	5,30	2,80	3,20	3,30	3,60
CaO	5,45	5,67	6,20	5,90	6,80	6,80	7,20
Na_2O	3,53	3,71	3,80	3,60	3,30	3,50	3,20
K_2O	2,84	2,78	2,60	2,10	1,70	1,60	1,50
TiO_2	0,67	0,68	0,77	0,78	0,82	0,87	0,77
P_2O_5	0,33	–	0,52	0,26	0,23	0,21	0,21
H_2O	–	–	–	–	1,30	1,20	1,00

1 – 17 amostras da Folha São Félix do Xinfu.
2 – Pessoa *et al.* (1977).
3 – Jorge João *et al.*. (1984).
4 – Daly (1933).
5 – Chayes (1963).
6 – Le Maitre (1976).
7 – Gill (1981).

Com base nos percentuais dos óxidos ferromagnesianos obteve-se um INC (índice normativo de coloração), variando na faixa de 8,52 a 44,06, a uma média de 30,52, portanto, abaixo do limite de 40 utilizado por Streckeisen (1979), para separar os basaltos e os andesitos. Levando-se em conta os valores individuais das amostras, ter-se-ia aquelas de siglas EM-127B, EM-129B, EM-161A e EM-223A, já passando para o campo dos basaltos.

Quando se utiliza o diagrama álcalis *versus* sílica de Le Bas (1986), figura II.6.71, verifica-se que as rochas da Unidade Sobreiro são classificadas como: traquiandesito, basalto traquiandesito, andesito basáltico, andesito e dacito. Na figura II.6.72, que representa o diagrama K_2O *versus* SiO_2, de Peccerillo e Taylor (1976), constata-se a

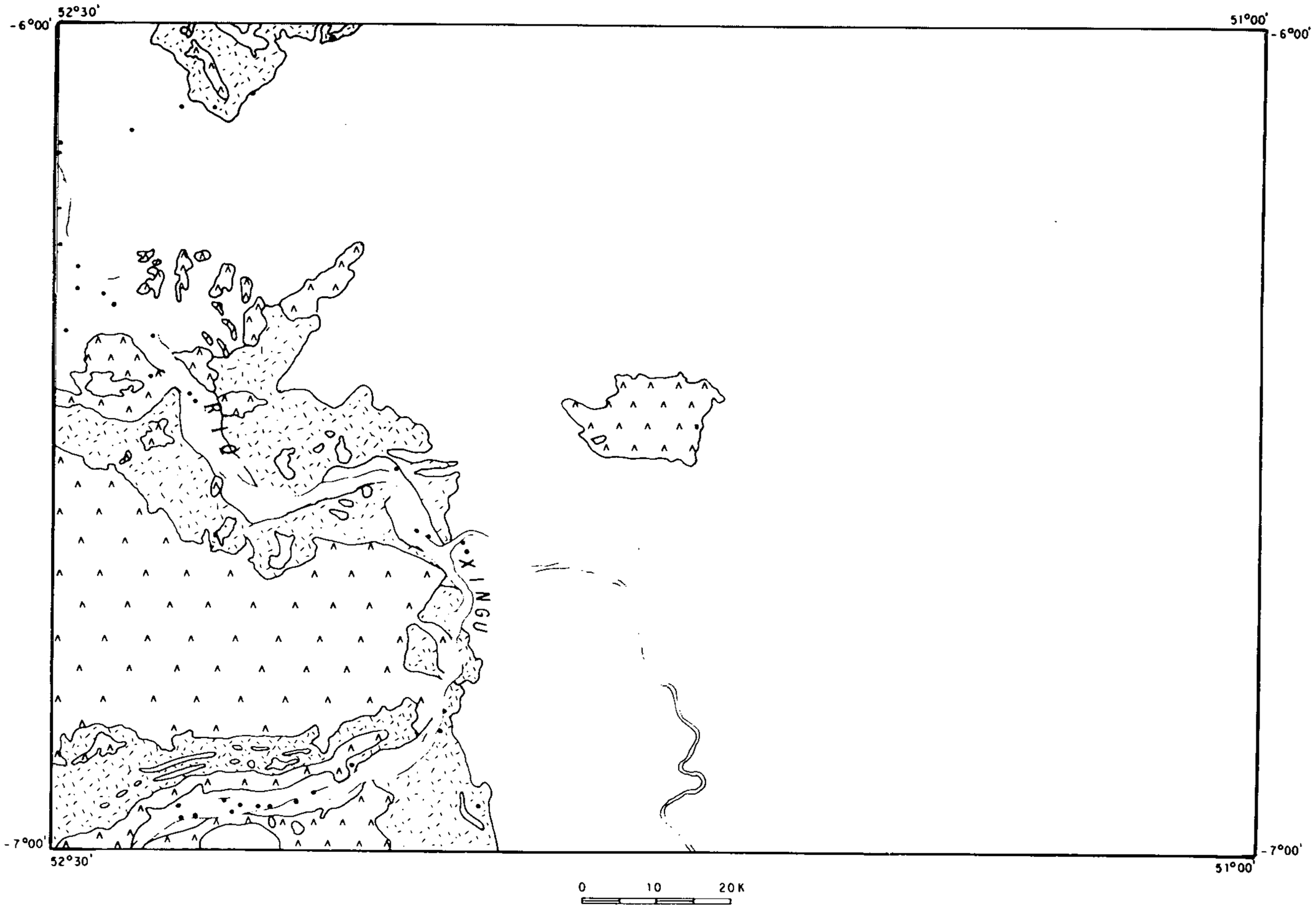


Figura II.6.70 – Cartograma mostrando a distribuição espacial dos pontos de amostragem para os estudos litogeoquímicos das formações Sobreiro e Iriri na Folha São Félix do Xingu.

grande coincidência entre as amostras da Formação Sobreiro e os andesitos Morro da Trava, de Jorge João *et al.* (1984), com os pontos situados nos seguintes campos classificatórios: absorokitos, shoshonito, banakito, andesito rico em K, andesito basáltico rico em K e andesito basáltico.

No diagrama da figura II.6.71 predominam os tipos calcialcalinos ricos em potássio com transições, para os termos calcialcalinos normais e shoshoníticos. O ponto médio das Intrusivas Intermediárias de Pessoa *et al.* (1977), equivale a um andesito da série calcialcalina rico em potássio.

No diagrama CaO/K_2O *versus* K_2O de Santos (1984) representado na figura II.6.73, constata-se que as rochas da Formação Sobreiro, assumem os padrões tipicamente andesíticos transicionando para latíticos. O caráter calcialcalino referido, está corroborado ainda, nos diagramas SiO_2 *versus* FeO*/MgO e AFM, respectivamente, figuras II.6.74 e II.6.75. Na primeira figura, os pontos ocupam os campos toleiítico e calcialcalino, enquanto na segunda, eles são calcialcalino e alcalino. Este fato, é coerente com os altos percentuais de K_2O, a partir dos quais, as

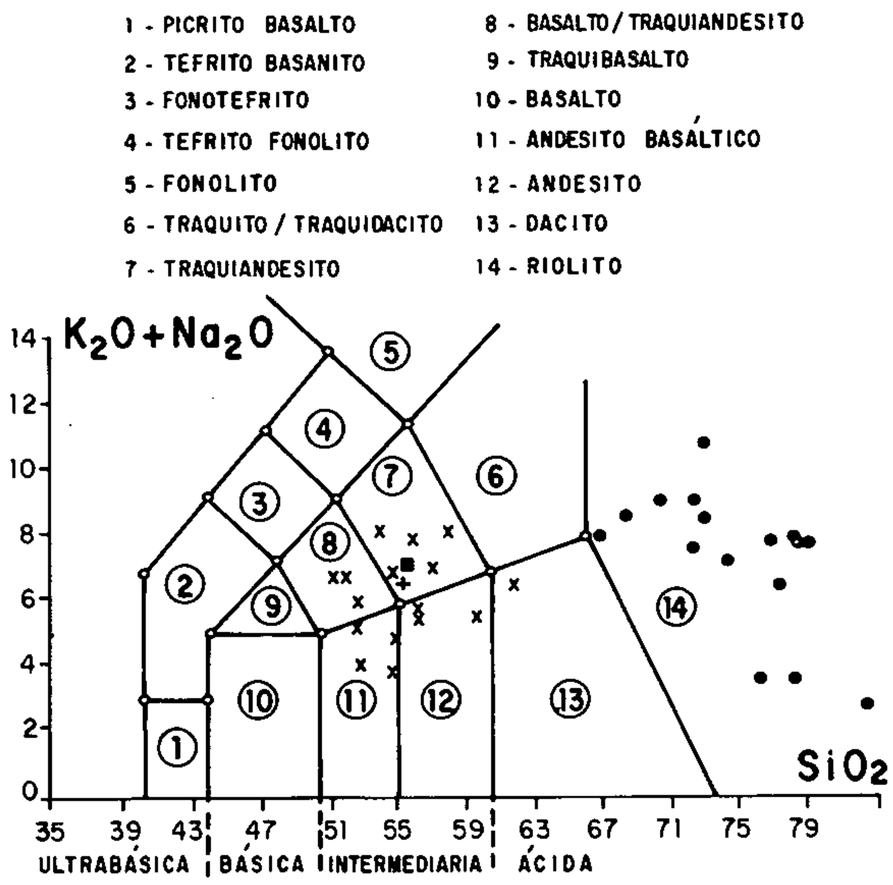


Figura II.6.71 – Classificação químico-mineralógica das rochas vulcânicas, segundo Le Bas et al. (1986). Aplicado as rochas vulcânicas das formações Iriri (•) e Sobreiro (x), na Folha São Félix do Xingu. Para comparação constamos pontos médios dos andesitos Morro da Treva (+) de Jorge João, X. da S. et al. (1984) e das intrusivas intermediárias de Pessoa et al. (1977) (■).

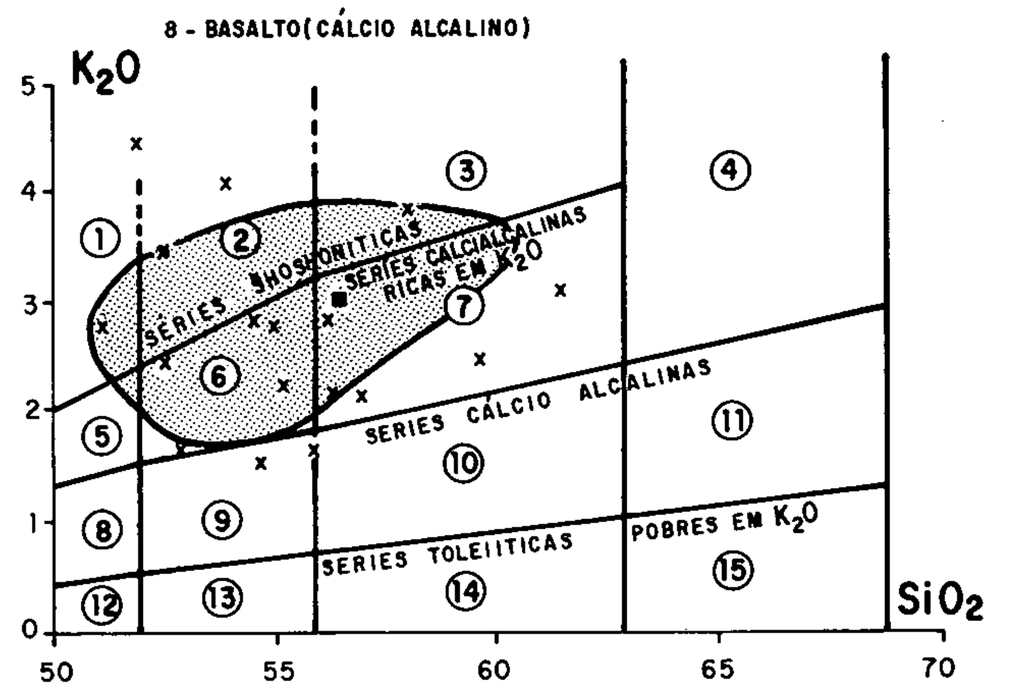


Figura II.6.72 – Diagrama K_2O x SiO_2 de Peccerillo e Taylor (1976), aplicado as vulcânicas da Formação Sobreiro na Folhga São Félix do Xingu. O campo hachuriado corresponde as rochas do andesito Morro da Trava de Jorge João, X. da S. et al. (1984), e o símbolo (■) é o ponto médio das intrusivas intermediárias de Pessoa et al. (1977).

rochas assumem características de absorokito, shoshonito e bamakito, rochas estas tipicamente alcalinas.

6.1.4.2.2 Elementos-Traço

Os teores dos elementos-traço são muito variados como se constata na tabela II.6.20, possivelmente como decorrência do posicionamento geográfico e da estatigrafia. Assim, para os elementos de grande raio iônico (Rb, Ba e Sr), verifica-se que o Rb e o Ba, tendem a manter correlação positiva com K_2O, o que não acontece com o Sr. O Rb, embora ocorra em concentrações que variam de 7,5 a 199ppm, de modo geral, tende em sua maioria a apresentar valores mais altos, do que a média verificada para a série anorogênica basalto-andesito toleiítico, ao sul de Queensland, Austrália (29,47ppm), segundo Ewart (1982). O Ba apresenta um teor 5 vezes mais elevado (2.000ppm), do que a série anorogênica da Austrália, enquanto para o Sr, as concentrações são em média, praticamente, 3 vezes mais altas (1.064ppm), do que a média desta série, e mais do que o dobro da média do Andesito Morro da Trava. Vale observar, que a maior concentração de Sr nos andesitos da Formação Sobreiro, não se dá com aumento correspondente de CaO, mas guarda uma certa correlação positiva com a SiO_2. Por outro lado, a alta média deste elemento é típica de associação shoshonítica. Na figura II.6.76, representando o diagrama K/Rb *versus* K_2O, tem-se boa parcela (60%) da população de amostras dos vulcanitos Sobreiro, concentrada

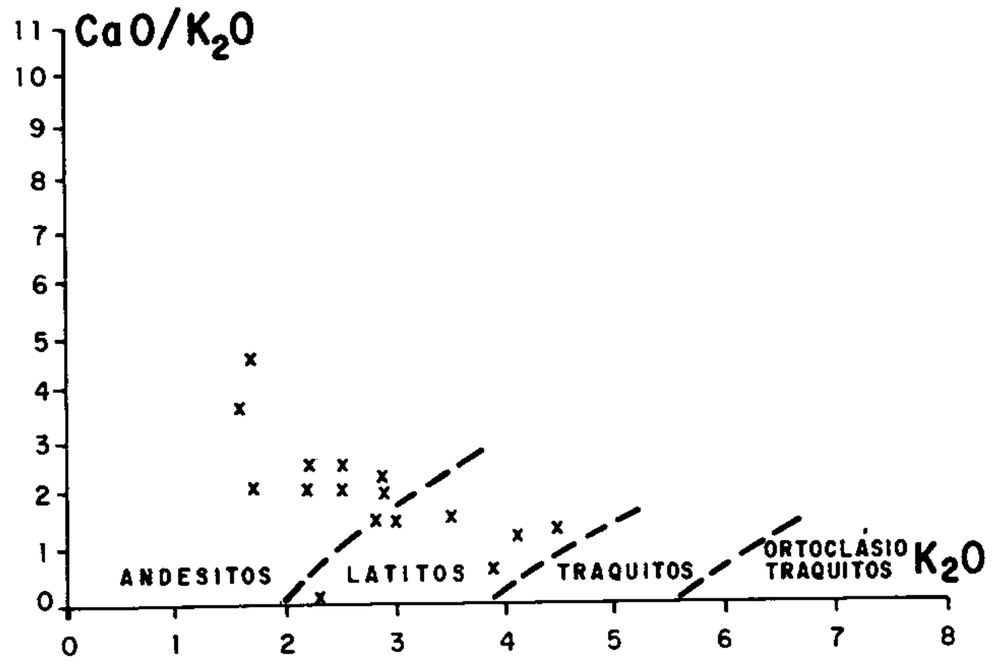


Figura I.6.73 – Diagrama K_2O x CaO/K_2O de Santos et al. (1984), aplicado as vulcânicas da Formação Sobreiro na Folha São Félix do Xingu.

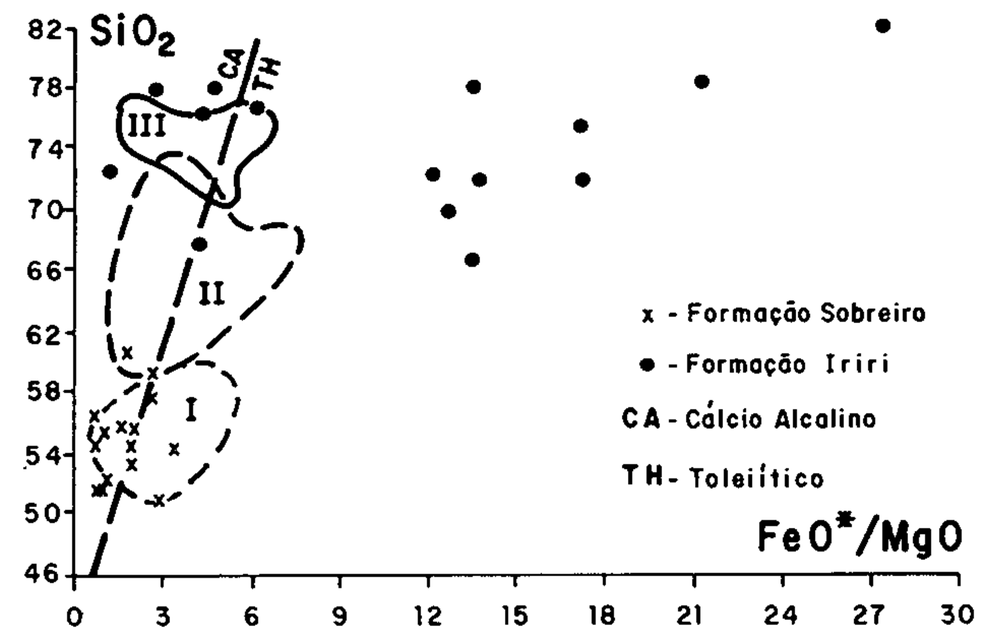


Figura I.6.74 – Diagrama FeO^*/MgO x SiO_2 de Kiyashiro (1974), mostrando o comportamento das formações Sobreiro e Iriri comparados a vulcanitos e plutonitos do Proterozóico Médio do Evento Uatumã, Folha São Félix do Xingu. Campos: I – Vulcanismo intermediiário Pessoa et al. (1977); II – Vulcanismo ácido-formação Salustino; III – Plutonismo ácido (Fm. Maloquinha).

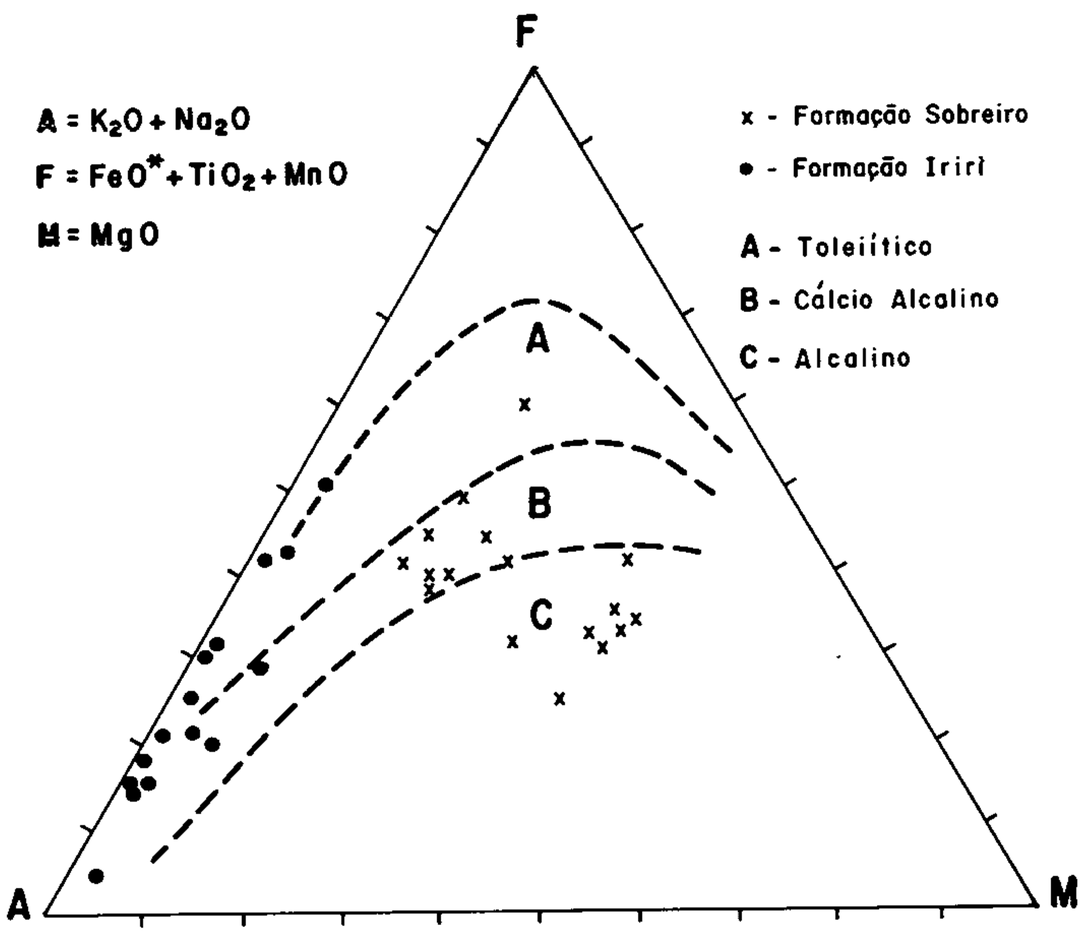


Figura II.6.75 – Diagrama A-F-M com os campos delimitados por Irvine e Barragar (1971), mostrando o comportamento composicional dos vulcanitos das formações Sobreiro e Iriri, na Folha São Félix do Xingu.

no campo das rochas shoshoníticas, enquanto que as restantes, embora se mantenham na linha de aproximadamente 3% de K_2O, dispersam-se no sentido crescente da razão K/Rb, ultrapassando o valor 1.000, devido as baixas concentrações de Rb. Segundo Jakes e White (1970), valores em torno de 1.000 para a razão K/Rb são freqüentes em toleiítos de arco-de-ilha, enquanto valores entre 500 e 250, são características de shoshonitos.

As razões Rb/Sr são de modo geral muito baixas (média de 0,04), excluindo-se as amostras EM-120B, EM-122D, EM-139A e EM-140C, cujo conjunto dá uma média mais alta, igual a 0,168, similar a média do andesito do Morro da Trava (0,166). Entretanto, a razão Ba/Sr na Formação Sobreiro indica maior participação de plagioclásio, nesta última unidade.

O Zr não tem correlação nem com a SiO_2, e nem com o K_2O. Suas concentrações variam na faixa de 63 a 150ppm, a exceção apenas das amostras EM-140C e EM-161A com 1.000ppm e 15ppm, respectivamente, restando para a maioria do grupo uma média de 119 (±31). O Y e o Nb são de baixas concentrações, tendo o primeiro, uma média de 12,08 e o segundo, 7,5.

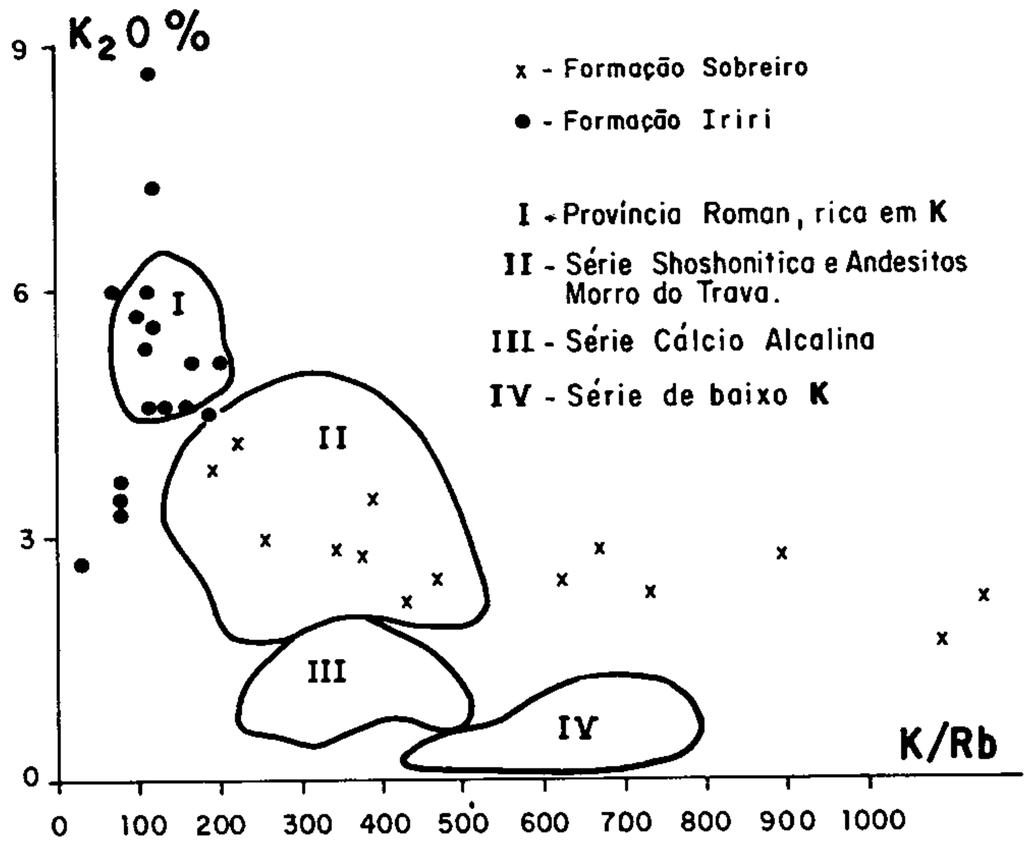


Figura II.6.76 – Diagrama K/Rb x K_2O% de Ewart (1982) com os comportamentos composicionais das vulcânicas das formações Sobreiro e Iriri em comparação com as séries e províncias magmáticas, Folha São Félix do Xingu.

Os elementos ferromagnesianos (Ni, V e Sc) com alto Kd (coeficiente de participação), para os minerais ferro magnesianos (biotita, olivina, piroxênio e hornblenda), acompanham positi-vamente a variação dos INC (índices normativos de coloração). As médias dos elementos citados, na Formação Sobreiro, respectivamente, 76, 105 e 13ppm, são muito semelhantes àquelas do andesito do Morro da Trava. Os elementos V e Sc estão menos concentrados, relativamente às médias das Intrusivas Intermediárias, de Pessoa *et al.* (1977), cujos valores são 135,7 e 18,42ppm, respectivamente, porém, o Ni é comparativamente maior do que a média dessa unidade (55ppm). Todas as médias da Formação Sobreiro são maiores do que aquelas registradas por Taylor e McLennan (1985) para a crosta continental superior (Ni=20ppm V= 60ppm Sc=11ppm).

6.1.4.2.2.1 Elementos de Terras-Raras

As investigações sobre os padrões de comportamento dos elementos de terras-raras, na Formação Sobreiro, foram desenvolvidas a partir das análises efetuadas em 6 amostras (AV-287, EM-116, EM-129B, EM-140C, EM-163B e EM-201), cujos dados analíticos estão na tabela II.6.19 e as curvas-padrão, normalizadas segundo o condrito CI de Evensen *et al.* (1978) traçadas na figura II.6.77.

Da inspeção dos dados analíticos e das feições das curvas, ressaltam-se os seguintes aspectos principais:

a) A exceção do alto somatório dos ETR da amostra EM-140C (160ppm), as cinco amostras restantes tem em média 81ppm, valor este, muito próximo da composição global da crosta continental (87ppm) segundo Taylor e McLennan (1985);

b) Todas as curvas estão fortemente fracionadas, tendo-se a razão média (La/Yb)N em

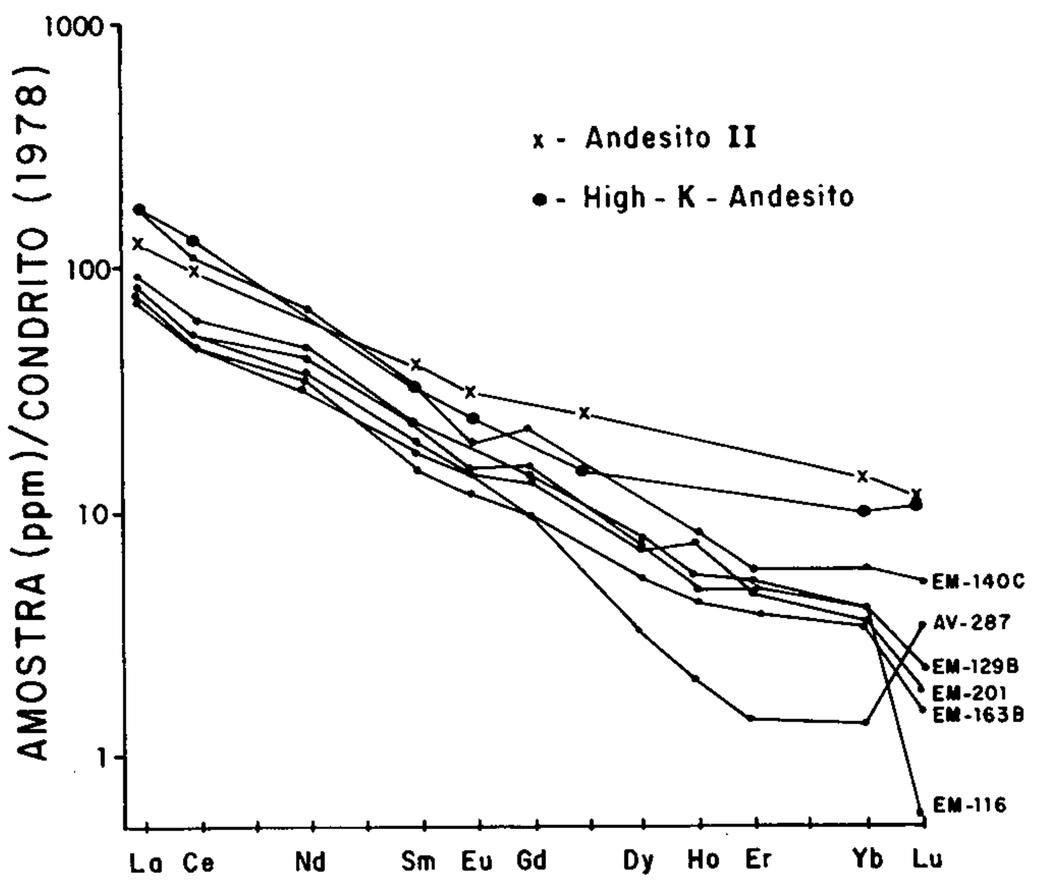


Figura II.6.77 – Padrões de distribuição dos ETR normalizados segundo o condrito de Evensen et al. (1978), para os vulcanitos da Formação Sobreiro na Folha São Félix do Xingu.

torno de 30, resultando em um forte declive das curvas para a direita;

c) Os ETRL estão bastante enriquecidos (LaN em torno de 100 *x* condrito) e apresentam fracionamento (La/Sm)N da ordem de 4,4;

d) Ao contrário, os ETRP apresentam um forte empobrecimento (LuN em torno de 10 *x* condrito), exceto para a amostra EM-116 (0.5 *x* condrito), e fracionamento (Gd/Yb)N em torno de 4, podendo tal aspecto ser indicativo de granada nas regiões-fonte.

e) As anomalias de Eu são de pequena monta, ou praticamente inexistentes, já que, a média de Eu/Eu* permanece em torno de 0,89.

As características apresentadas nos ítens a - e, permitem equiparar os andesitos da Formação Sobreiro aos andesitos arqueanos do tipo II, de Condie (1976), por sua vez, equivalente aos andesitos modernos calcialcalinos, ricos em K_2O, cuja ocorrência é freqüente em sistemas de arco de margem continental, com os Andes, sobreposto a espessa litosfera. Na figura II.6.77 constam, para comparação, as curvas dos andesitos tipo II e HKA (*higt potasium andesite*), de Condie (1976) e Jakes e White (1972).

6.1.4.2.3 Ambiência Geotectônica

As rochas plutono-vulcânicas oriundas do Evento Uatumã, ocorrido no Cráton Amazônico durante o Proterozóico Médio, têm sido consideradas como anorogênicas por inúmeros autores (Santos (1984); Ramgrab e Santos (1974), Amaral (1971); Bizinella *et al.* (1980); Araujo *et al.* (1976); Pessoa *et al.* (1977); Jorge João *et al.* (1984). Elas foram correlacionadas às rochas plutono-vulcânicas do Proterozóico Médio, das diversas regiões, como por exemplo: Guiana, Suriname, Venezuela e Escudo Báltico.

As definições quanto ao regime tectônico estão baseadas sobretudo nos estudos petrográficos, que permitiram identificar a presença de rochas piroclásticas, bem como latitos, riodacitos, traquibasaltos, traquitos alcalinos e andesitos, além de granitos.

Entretanto, em nenhum caso se aplicou os conceitos e critérios litogeoquímicos, com o intuito de investigar com maior embasamento a paleoambiência tectônica, onde tais rochas foram desenvolvidas. Jorge João *et al.* (1984), entretanto, escusaram-se de fazer qualquer inferência quanto a ambiência geotectônica do andesito do Morro da Trava, mas consideraram que estas rochas, claramente, não se relacionavam a domínios de junções de placas convergentes.

No presente estudo as investigações, com base nos dados litogeoquímicos, da provável paleoambiência tectônica das rochas andesíticas da Formação Sobreiro, permitiram levantar algumas questões e elaborar conclusões a respeito do tema, ou mais especificamente, sobre a ambiência tectônica a qual se relacionam as vulcânicas andesíticas da Formação Sobreiro, as quais estão abaixo descritas:

– Ao aplicar-se o diagrama TiO_2-K_2O-P_2O_5 de Pearce *et al.* (1977), figura II.6.77, fica bastante evidente o caráter não-oceânico do domínio tectônico dos andesitos em questão;

– No diagrama Ti(ppm) *versus* Zr(ppm) de Pearce e Norry (1979), os pontos dos vulcanitos da Formação Sobreiro se dispõem, tipicamente, no campo de arco-de-ilha;

– A média de TiO_2 dos andesitos da Formação Sobreiro equivale a 0,67%, portanto, bem abaixo das médias das rochas tipicamente continentais e anorogênicas, como por exemplo, a associação bimodal basalto-

andesito toleiítico, do sul de Queensland, Austrália;

– Segundo Jakes e White (1972), os andesitos de margens continentais ativas, tipo andina, desenvolvem com freqüência a associação shoshonítica-calcialcalina rica em potássio, fato verificado com as rochas da Formação Sobreiro;

– A marcante natureza calcialcalina rica em potássio e shoshonítica, dos andesitos da Formação Sobreiro, determinada pelas relações SiO_2 e Na_2O+K_2O, aliada aos padrões dos elementos de terras-raras (ETR), conduz a uma comparação dessas rochas com os andesitos arqueanos do tipo II, de Condie (1976), equivalentes aos andesitos modernos do tipo HKA (*high potasium andesite*) de Jakes e White (1972). Tais rochas, ocorrem em certos sistemas bem evoluídos de arco de margens continentais, sobrepostos à espessa litosfera;

– Dentre os valores registrados para as relações K/Rb nas rochas da Formação Sobreiro, constata-se aqueles bem elevados acima de 1000, o que segundo Jakes e White (1970), é frequente nos toleiítos de arco-de-ilha;

– A natureza predominante calcialcalina, com transição shoshonítica, alcalina rica em potássio é típica e freqüente em ambiente de margem continental;

Em decorrência dos fatos acima expostos, fica evidenciada a relação dos andesitos da Formação Sobreiro com ambientes geotectônicos de arco-de-ilha-margem continental, tipo andino. Os altos percentuais de K apontam para uma maior contribuição continental, o que é corroborado pelo padrão de enriquecimento dos ETRL. Também dos IP (índices petrogênicos – K_2O/Na_2O), são sempre superior no lado continental, da mesma forma como o caráter de oxidação (FeO/Fe_2O_3) aumenta à medida que a rocha se aproxima do continente.

Joplin (1968) em sua revisão sobre a associação shoshonítica, refere-se às ocorrências de associações de lavas calcialcalinas, em ambientes tipicamente eugeossinclinais (subducção) como Andes, Índias Ocidentais e Nova Guiné. Nestes ambientes, as rochas calcialcalinas são tipicamente pobres em potássio, dando, portanto, baixas razões K_2O/Na_2O (IP médio igual a 0,4). Ao contrário, este parâmetro na Formação Sobreiro, tem média de 0,87 o que indica sua posição mais continental.

Na figura II.6.78, que representa o diagrama Na_2O/Al_2O_3 *versus* K_2O/Al_2O_3 de Garrel e Mackenzie (1971), de um total de 16 amostras, 7 estão situadas no campo das rochas sedimentares. Considerando que se trata de rochas efetivamente de natureza vulcânica, deduz-se que seu posicionamento neste diagrama, indica que houve assimilação (contaminação) de rochas sedimentares, fato bastante freqüente em ambiente continental.

Por outro lado, o mencionado autor cita ocorrências de séries shoshoníticas no *Rift* Valley da África e, duvidosamente, no *Rift* Valley do Reno. Também ocorrem, tais séries, em bacias situadas em hedreocrátons (cráton continental estável).

Em conclusão, pode-se assumir que a Formação Sobreiro deve ter sido gerada em ambiente continental cratônico, talvez próximo à margem continental plataformal, do que decorre sua semelhança, em alguns parâmetros litogeoquímicos (Ti e Zr), com rochas de margem continental/arco-de-ilha, tipo andina. Esta situação, assemelha-se ao que Peccerillo e Taylor (1976) constatou para as rochas vulcânicas calcialcalinas da área de Kastamonu, norte da Turquia, onde as rochas, embora extravasadas

em embasamento do tipo continental, mostram concentrações de elementos químicos inteiramente comparáveis às suítes calcialcalinas típicas de arcos-de-ilha.

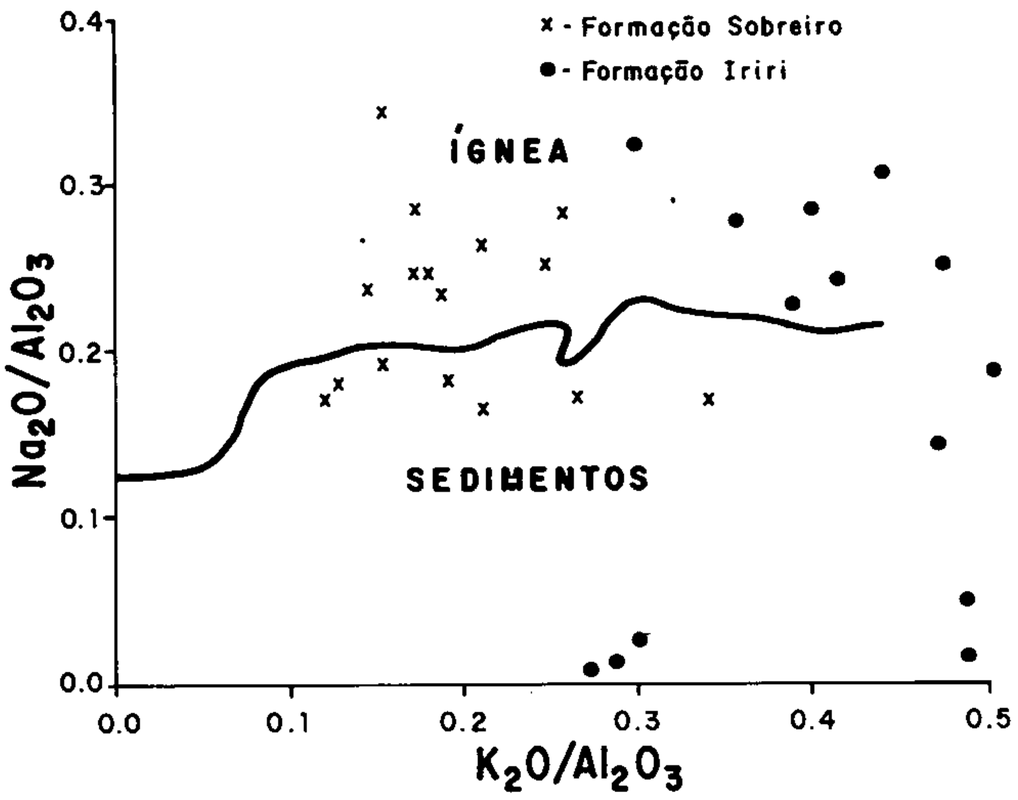


Figura II.6.78 – Diagrama Na_2O/Al_2O_3 x K_2O/Al_2O_3 de Garrels e Mackenzie (1971), mostrando os campos de rochas e sedimentos.

6.1.4.3 Formação Iriri

6.1.4.3.1 Características Geoquímicas e Classificação Químico-Mineralógica

A definição das características geoquímicas da Formação Iriri, na Folha São Félix do Xingu, está baseada nas análises de 16 amostras de rochas distribuídas espacialmente conforme mostrado na figura II.6.70.

Os dados analíticos constam na tabela II.6.20 e a comparação estabelecida com a média de 670 riolitos de Le Maitre (1976) (tabela II.6.22), permite ressaltar as principais características geoquímicas desta unidade:

a) altos percentuais médios de SiO_2 (74,34%), Fe_2O_3 (2,29%) e de K_2O (5,09%);

b) baixos percentuais de Al_2O_3 (11,98%), FeO (0,71%), CaO(0,52%) e Na_2O(2,16%);

c) percentuais normais de TiO_2 (0,23%), MnO (0,05%) e MgO (0,44%);

d) comparadas com as médias da crosta superior, Taylor e McLennan (1985), estas amostras são ricas em Zr, Y, Rb e Ba, e, pobres em Sr, Nb, Ni, V e Sc.

e) em relação a Suíte Intrusiva Velho Guilherme são mais ricas em Zr, Ba, Sr, Nb, V e Sc.

Verifica-se que a unidade é predominantemente potássica, tendo índices petrogenéticos IP (K_2O/Na_2O) bastante variados e sempre superiores a 1; são altos os percentuais em álcalis (Na_2O+K_2O, superiores a 5%); as razões FeO/Fe_2O_3 são bastantes inferiores a 1, com exceção apenas das amostras AV-176 e AV-206.

Na figura II.6.71, onde se representa o diagrama álcalis *versus* SiO_2, todas as amostras estão posicionadas no campo dos riolitos.

Pela figura II.6.79 representando o diagrama CaO/K_2O *versus* K_2O, de Santos (1984), pode-se corroborar a composição riolítica dessas rochas, destacando-se, ainda, o caráter potássico das mesmas, com a indicação de ortoclásio riolitos. Também na figura II.6.76, o caráter potássico está bem definido, coincidindo a maioria dos pontos com o campo das rochas ricas em potássio da Província Roman, Itália.

A natureza da associação magmática, a qual pertencem as rochas vulcânicas ácidas do Proterozóico Médio, da Região Amazônica, tem sido pesquisada por intermédio de

Tabela II.6.22 – Dados químicos comparativos de riolitos diversos.

Rochas / Óxidos	1	2	3	4	5
SiO_2	74,34	72,82	73,70	72,50	69,45
Al_2O_3	11,99	13,27	12,91	13,42	11,76
Fe_2O_3	2,29	1,48	2,02	1,50	2,58
FeO	0,71	1,11	1,17	1,32	1,99
MnO	0,05	0,06	0,07	0,08	0,10
MgO	0,44	0,39	0,62	0,36	0,82
CaO	0,52	1,14	0,97	0,54	1,11
Na_2O	2,16	3,55	5,43	3,62	4,26
K_2O	5,09	4,30	4,65	5,27	4,34
TiO_2	0,23	0,28	0,36	0,39	0,50
P_2O_5	0,09	0,07	–	0,11	0,13
H_2O	–	0,31	–	0,19	1,13

1 – Média para 16 amostras da Formação Iriri: Folfa São Félixdo Xingu.
2 – Média para 670 amostras de riolitos, Le Maitre (1976).
3 – Média para 41 amostras da Formação Salustiano, Pessoa et al. (1977).
4 – Média para 60 amostras do Grupo Uatumã, Santos (1984).
5 – Média para 07 amostras da Formação Surumu, Montalvão et al. (1975).

diversos parâmetros químicos. Na figura II.6.74, onde o enriquecimento de ferro (FeO*/MgO) se relaciona a variação dos percentuais de SiO_2, Miyashiro (1974), identificou os campos das associações toleiíticas e calcialcalinas. As amostras da Formação Iriri se dividem em dois grupos, sendo o caráter toleiítico o mais predominante. As poucas amostras situadas no campo calcialcalino, coincidem com aquelas do plutonismo ácido (Formação Maloquinha), segundo Pessoa *et al.* (1977), bem mais ácido do que o vulcanismo ácido da Formação Salustiano. No diagrama AFM, figura II.6.75, os pontos da Formação Iriri se posicionam na aresta A-F, com a maioria das amostras concentrando-se próximo ao vértice alcalino, se deslocam no sentido do vértice F e aparentam um padrão toleiítico. Entretanto, na figura. II.6.80, onde se estabelece a relação SiO_2 *versus* K_2O, não se confirma o caráter toleiítico, já que, os pontos se posicionam no campo calcialcalino normal, evoluindo para o campo calcialcalino rico em potássio, chegando até as rochas alcalinas. Por outro lado, a nature-

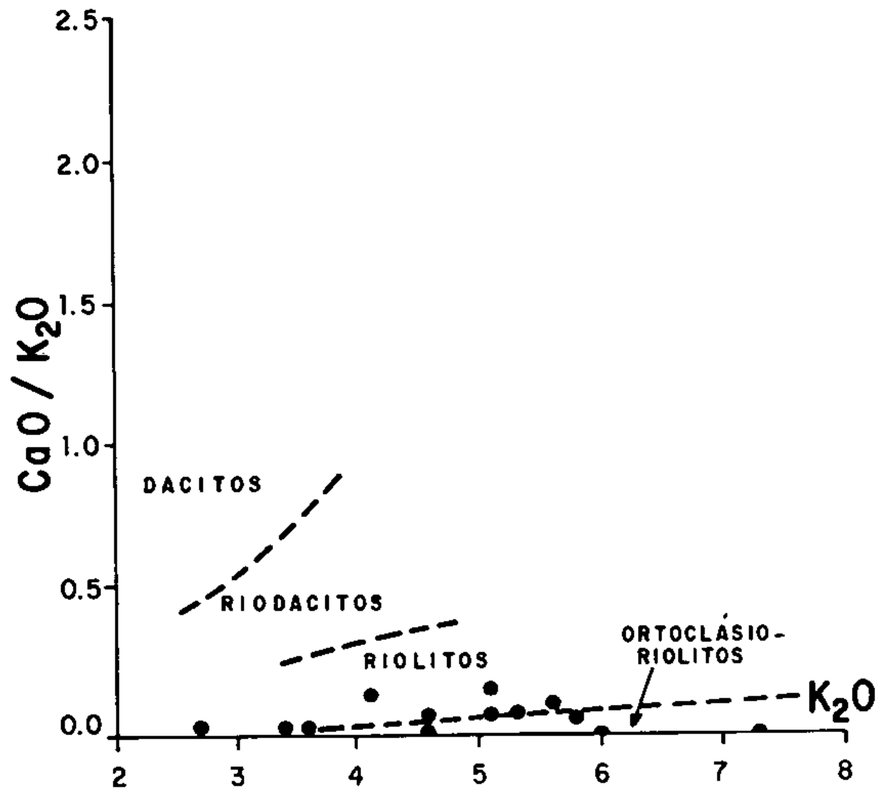


Figura II.6.79 – Diagrama CaO/K_2O x K_2O de Santos (1984), mostrando os limites empíricos entre diversos campos composicionais e a distribuição dos pontos representativos dos vulcanitos da Formação Iriri, na Folha São Félix do Xingu.

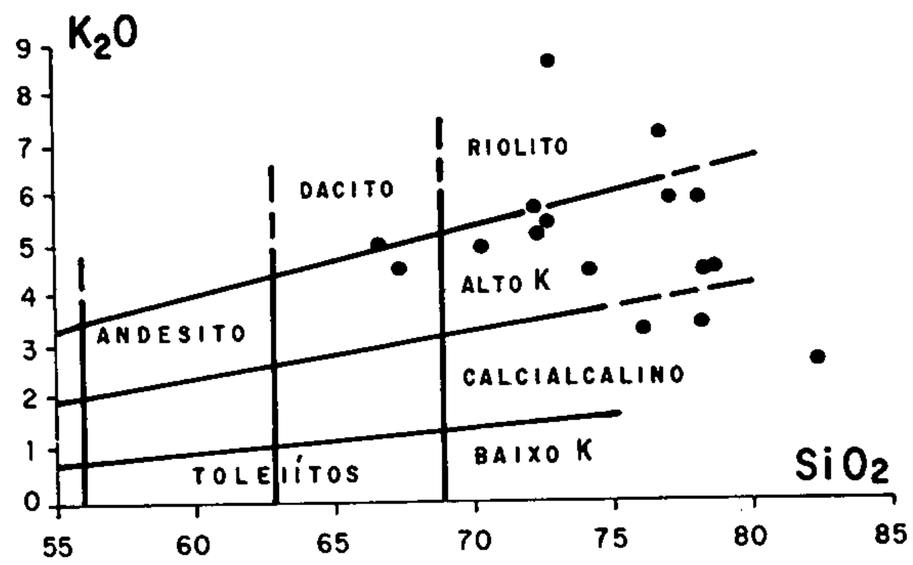


Figura II.6.80 – Diagrama K_2O x SiO_2 de Peccerillo e Taylor (1976), aplicado às vulcânicas da Formação Iriri, na Folha São Félix do Xingu.

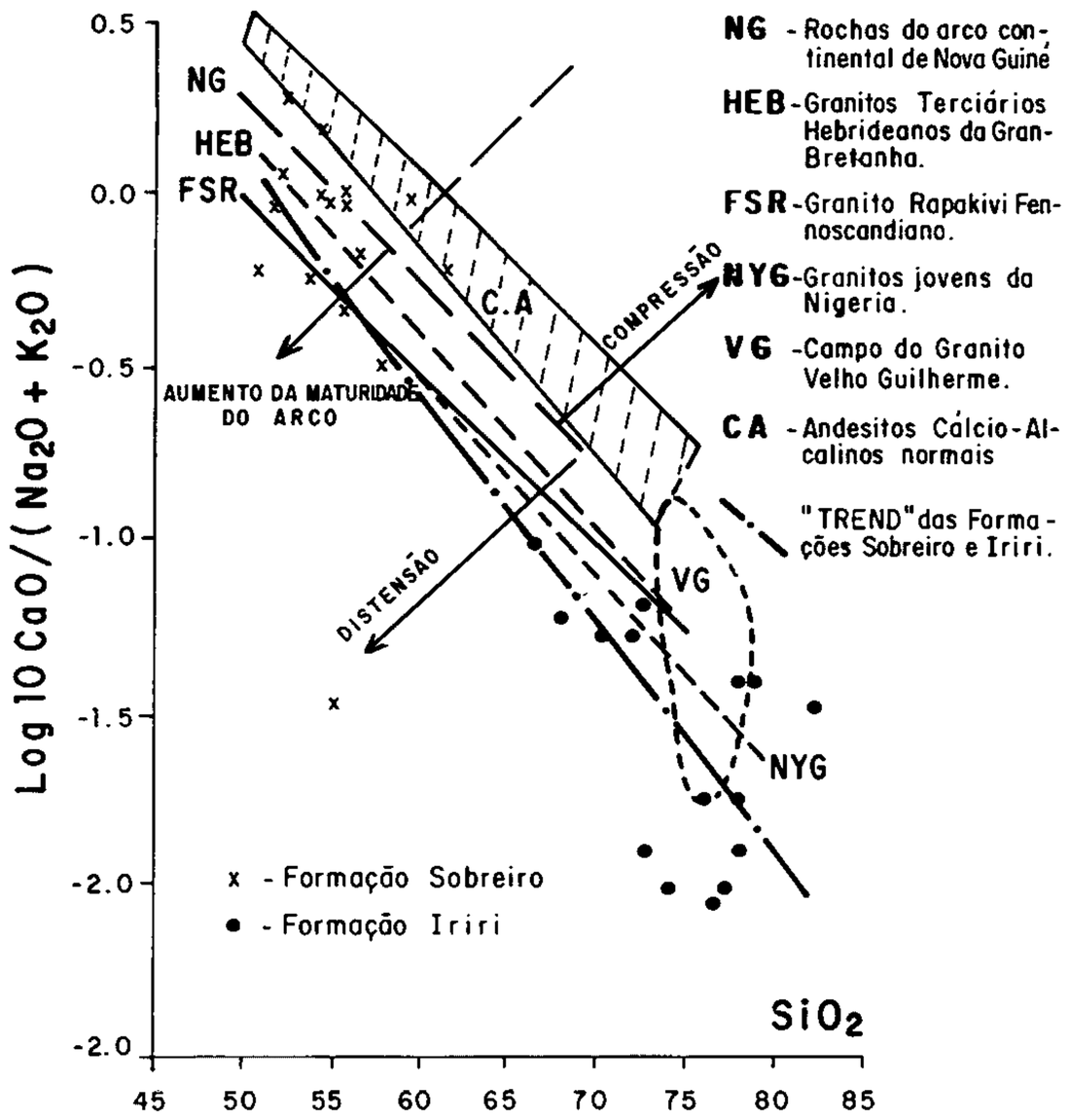


Figura II.6.81 – Diagrama das razões sílica x cálcio-álcalis de Brown (1982). Aplicado para as formações Sobreiro (x) e Iriri (•), na Folha São Félix do Xingu.

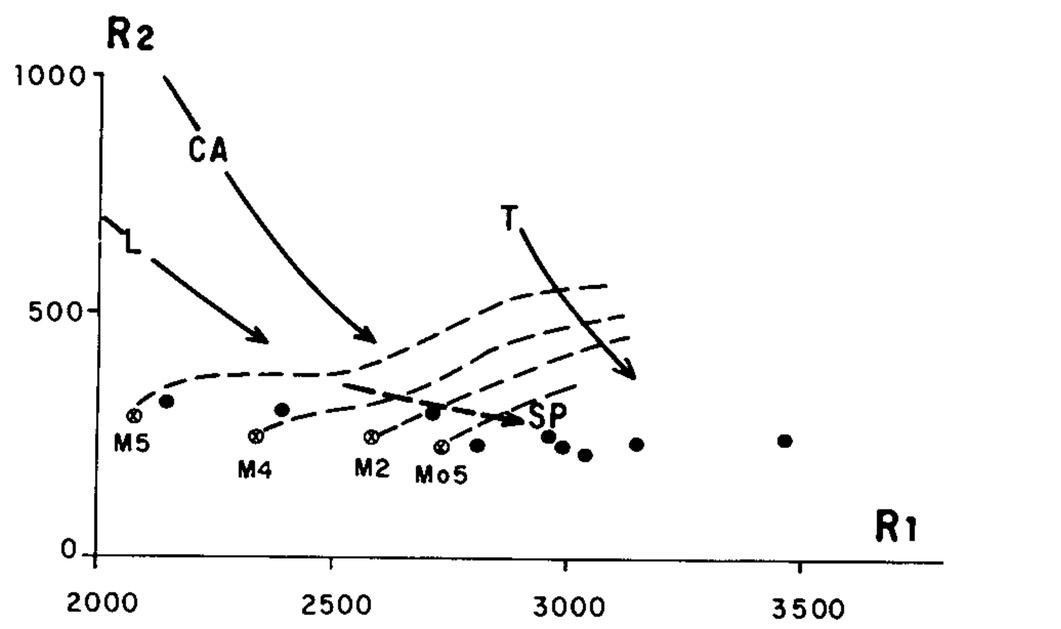


Figura II.6.82 – Diagrama R_1 x R_2 (de La Roche et al., 1980), mostrando as linhas cotéticas e os pontos de fusão do sistema Q-Ab-Or a 0, 5, 2, 4 e 5Kb (M0,5, M2, M4, M5). T = trend trondhjemítico; CA = calcialcalino granito; SP = granito sódico-potássico; L = limite inferior do trend calcialcalino, segundo Le Bel e Laval (1985).

za alcalina aparece com nitidez nos diagramas das figuras II.6.81 e II.6.82, o primeiro devido a Brown (1982), onde se relaciona CaO/Na_2O+K_2O) *versus* SiO_2, e o segundo, devido a Le Bel e Laval (1985), mostra as relações R_1 e R_2.

Apesar da adversidade que se constata quanto a natureza química da série magmática, a que pertencem estas vulcânicas, assume-se como mais correta e provável, a natureza calcialcalina, rica em potássio a alcalina miaskítica ($Na+K/Al_2O_3$). Visto que, como salientou Hughes (1982), o K_2O é o mais importante óxido de elementos maiores, usado como discriminante entre as séries toleiítica, calcialcalina e alcalina. Como discriminante (figura II.6.83) na relação SiO_2 *x* K_2O, estas rochas são bastantes ricas em potássio, confirmando de todo, o seu caráter calcialcalino/alcalino.

6.1.4.3.2 Comportamento dos Elementos de Terras-Raras

Na figura II.6.84 e na tabela II.6.20 estão reunidos, respectivamente, as curvas dos padrões dos ETR para 7 amostras e os dados analíticos, juntamente, com padrões químicos desta unidade.

Do conjunto de curvas da figura II.6.84 identificou-se dois subconjuntos com as seguintes características:

Subconjunto A – Amostras EM-307A, EM-46, EM-03D, EM-261 e AV-206:

– ETRP praticamente sem fracionamento (Gd/Yb)N, em torno de 1, sendo mais alto na amostra AV-206 (2,17);

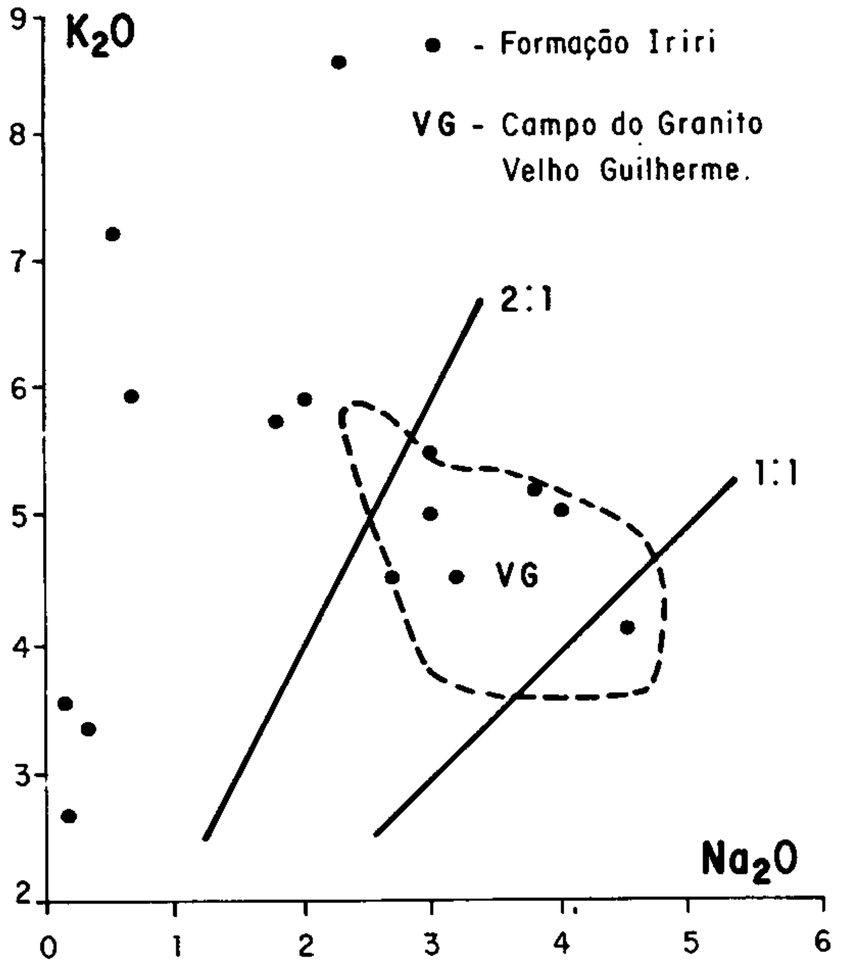


Figura II.6.83 – Diagrama de razões de álcalis aplicado às vulcânicas da Formação Iriri, na Folha São Félix do Xingu.

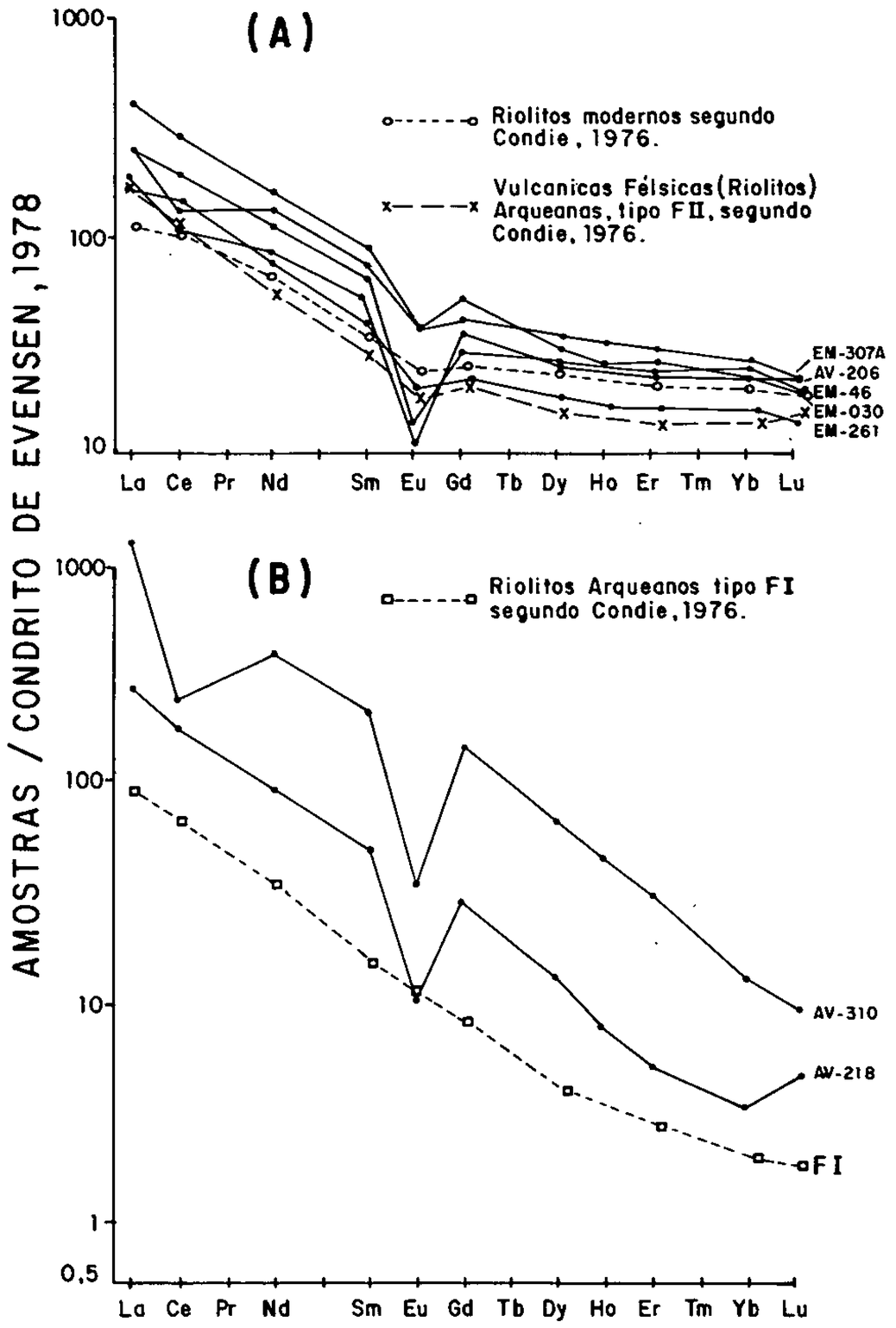


Figura II.6.84 – Padrões de distribuição dos ETR normalizados segundo o condrito de Evensen (1978) para os vulcanitos ácidos da Formação Iriri. (A) vulcanitos do tipo FII e (B) tipo FI.

– Menor enriquecimento dos ETRL; SUM-ETRL de 165,11 a 375,40;

– Fortes anomalias de Eu/Eu* – de 0,62 a 0,2;

– Os somatórios dos ETR variam de 189 a 408, com predomínio dos valores mais baixos.

Subconjunto B – Amostras AV-218 e AV-310:

– Médio a alto fracionamento dos ETRP (Gd/Yb)N, variando de 8,46 a 11,32;

– Forte enriquecimento dos ETRL com fracionamento médio; SUM-ETRL – de 249,10 a 740,50; (La/Sm)N - de 5,20 a 6,17;

– Forte fracionamento dos ETR: (La/Yb)N, de 74,60 a 102,66;

– Forte anomalias de Eu: Eu/Eu*, de 0,20 a 0,27.

Embora as análises petrográficas tenham classificado as amostras do segundo subconjunto, como riolitos e as do primeiro, como dacitos, riodacitos e riolitos, todas são caracterizadas como riolitos ricos em K, do ponto de vista químico (figuras II.6.71 e II.6.80). Apenas a amostra AV-206 tem característica menos ácida, correspondendo a dacito rico em potássio.

Os padrões do primeiro subconjunto são muito semelhantes às vulcânicas félsicas arqueanas do tipo FII, de Condie (1976), e aque-

les do segundo subconjunto, se equiparam as vulcânicas félsicas do tipo FI, do mesmo autor. Excetuam-se apenas as anomalias de Eu, que nos riolitos da Formação Iriri são de valores bastante elevados (0,2), enquanto, nas vulcânicas félsicas, elas são ausentes ou desprezíveis. De acordo com Condie (1981), a maioria dos vulcanitos félsicos tem padrão dos ETR similar ao tipo FII, embora, alguns exibam depleção dos ETRP similar ao tipo FI.

6.1.4.3.3 Protólitos

Para Figueiredo (1985), as vulcânicas FI foram, provavelmente, produzidas por pequenas quantidades de fusão parcial de eclogito, granada anfibolito ou anfibolito, podendo estar relacionadas com toleiítos TH2 e andesitos I a II, por diferentes graus de fusão parcial. As vulcânicas FII podem ter uma fonte crustal, sendo geradas por pequenas proporções de fusão de granulitos andesíticos, metagrauvacas ou da seqüência bimodal tonalito-anfibolito.

Quando se aplica às vulcânicas ácidas, a função discriminante (DF) de Shaw (1972), verifica-se que várias amostras têm valores negativos (tabela II.6.20), o que seria indicativo de grande contribuição sedimentar para sua formação. Aquelas amostras com valores positivos, teriam em sua formação a participação de rochas ígneas. Na figura II.6.78, que relaciona as razões Na_2O/Al_2O_3 e K_2O/Al_2O_3, estão, segundo Garrel e Mackenzie (1971), as rochas de natureza sedimentar (ou com contribuição sedimentar), e as de natureza ígnea. Dentre as amostras de vulcânicas ácidas posicionadas no campo sedimentar, constam aquelas de siglas EM-03D e EM-46, cujos padrões dos ETR pertencem ao tipo FII, ou seja, de fonte crustal.

As amostras do tipo FI (AV-218 e AV-310) estão localizadas no campo das rochas ígneas e, possivelmente, tem sua formação relacionada a granada anfibolito ou aos andesitos II existentes na área.

6.1.4.3.4 Ambiência Geotectônica

Os diagramas de Pearce *et al.* (1975), figura II.6.85 e Pearce e Norry (1974), figura II.6.86, indicam, claramente, um posicionamento intra-placa continental para as vulcânicas ácidas da Formação Iriri. Por outro lado, levando-se em conta os trabalhos de Shen Jili e Liu Jiayuan (1985), as fortes anomalias de Eu ($Eu/Eu^* \pm 0,2$) são típicas de ambiente crustal.

Esta acertiva parece confirmar-se, considerando-se a sua íntima associação com os andesitos da Formação Sobreiro e a semelhança litogeoquímica com os corpos graníticos tipo Velho Guilherme e Maloquinha. Também o posicionamento dos pontos no diagrama de Brown (1982), figura II.6.81, reforça bastante a idéia de que estas rochas foram formadas em ambiente continental, sob regime tipicamente distensivo, a semelhança dos granitos jovens da Nigéria, granitos da Arábia Saudita, granitos *rapakivi* fenoscandianos e os granitos terciários hebrideanos da Britânia.

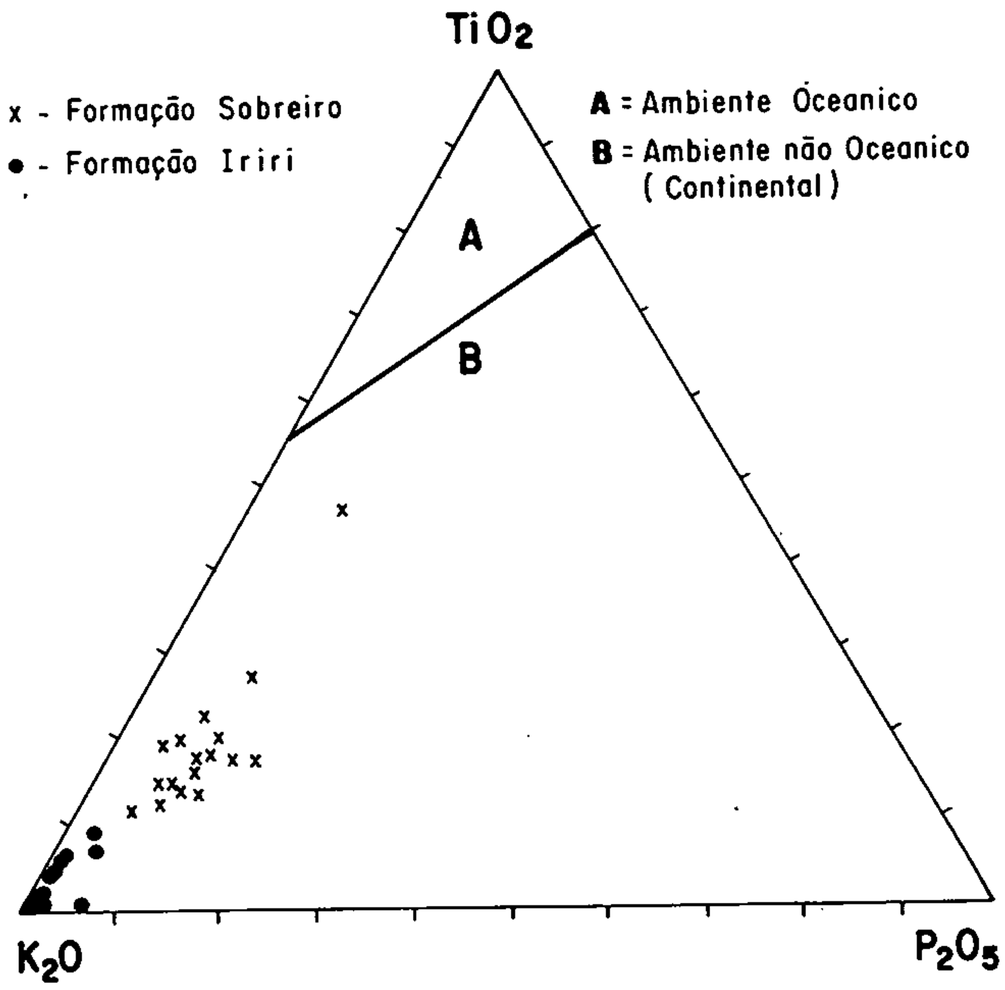


Figura II.6.85 – Diagrama TiO_2-K_2O-P_2O_5 de Pearce et al. (1975). Aplicado as rochas vulcânicas das formações Sobreiro e Iriri, na Folha São Félix do Xingu.

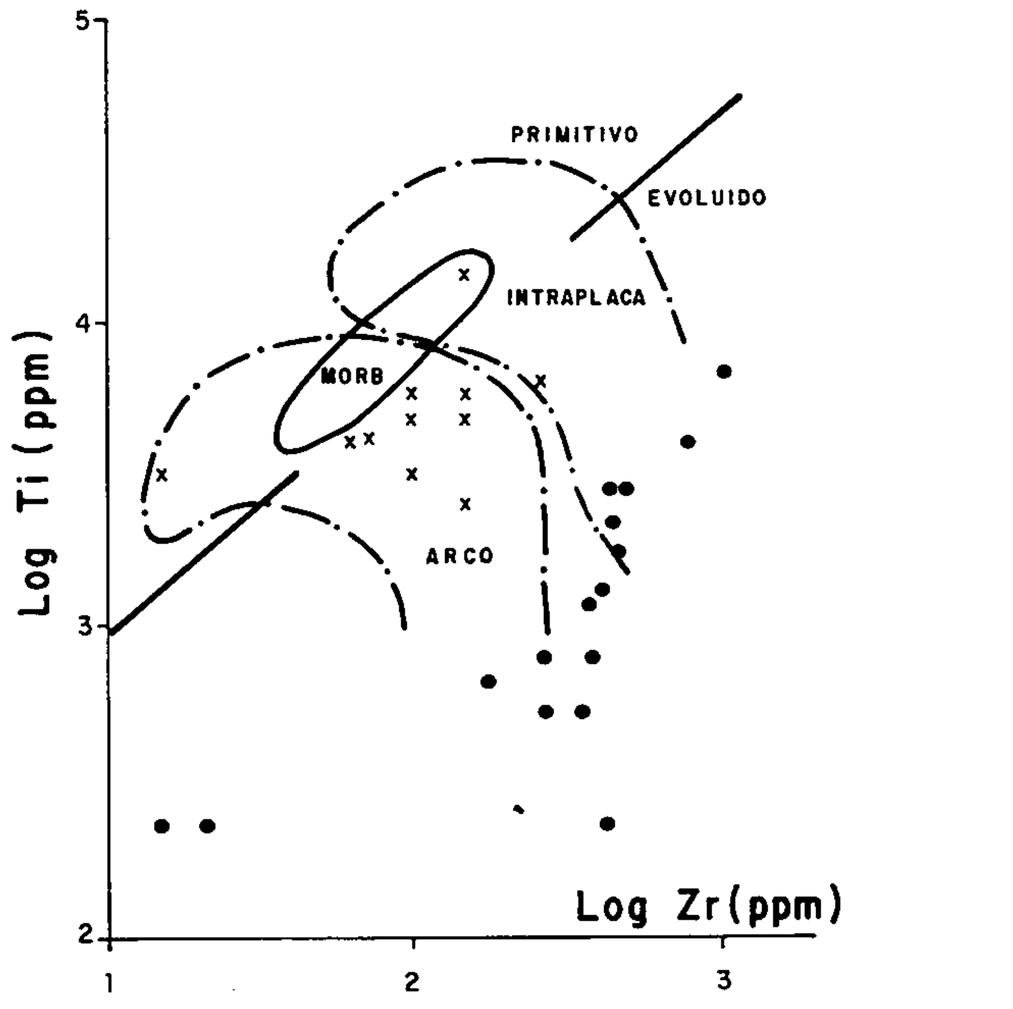


Figura II.6.86 – Diagrama Log Ti (ppm) x Log Zn (ppm) de Pearce e Norry (1979) e Pearce (1980) com os campos das lavas de arco-de-ilha, MORB e de intraplaca. Aplicado aos vulcanitos das formações Sobreiro e Iriri na Folha São Félix do Xingu.

7

Prospecção Geoquímica

7.2.1 Sistemática Adotada

7.2.1.1 Planejamento

Os dados geoquímicos disponíveis em trabalhos anteriores ao Programa Grande Carajás – PGC, foram catalogados durante a fase de pesquisa bibliográfica. Desses trabalhos, destaca-se pelo seu caráter regional, o Projeto Aquiri, da Rio Doce Geologia e Mineração –DOCEGEO. Nos locais de mais difícil acesso da Folha São Félix do Xingu, foram selecionadas, algumas estações de amostragem de sedimentos de corrente, daquele projeto, para obter-se uma densidade compatível com aquela proposta para o PGC.

As amostras coletadas durante o PGC, foram identificadas pela sigla do coletor, e uma seqüência numérica iniciada a partir de 3.001 para as amostras de sedimentos de corrente e de 3.601 para as amostras de minerais pesados.

Para identificar a proveniência da amostra, e evitar duplicidade de número na rede de amostragem, lançada na base cartográfica, na escala 1:250.000, da Folha São Félix do Xingu (SB.22-Y-B), a sigla DG foi antecipada aos números das amostras da DOCEGEO.

A heterogeneidade de técnicas analíticas utilizadas nos projetos anteriores, obrigou o estabelecimento de um esquema analítico sistemático no PGC, que permitisse a homogeneização e a compatibilização entre as informações analíticas coligidas e a serem obtidas.

7.2.1.2 Amostragem

As estações de coleta selecionadas do Projeto Aquiri, em densidade compativel, acrescidas daquelas planejadas para o PGC totalizaram 487 amostras de sedimentos de

corrente e 418 amostras de concentrados de bateia. Deve-se salientar, que a amostragem sistemática de concentrados de minerais pesados, foi realizada apenas pelo PGC, já que não foi possível adquirir as amostras ou os dados analíticos, dos concentrados de bateia do projeto da DOCEGEO.

Foi mantido o princípio da amostragem composta, para os sedimentos de corrente e amostragem simples, para os concentrados de bateia, ambos coletados em uma mesma estação.

As amostras de sedimentos foram coletadas, manualmente, no leito ativo, sempre abaixo do nível d'água e acondicionadas em sacos de tecido resistente. O material para gerar os concentrados de minerais pesados, foi coletado em concentradores naturais. Amostrou-se um volume de 10 litros, que forneceu entre 200 a 300 gramas de minerais pesados, posteriormente acondicionados em sacos plásticos. As amostras de controle - replicatas – foram coletadas em 36 estações selecionadas aleatóriamente.

A amostragem regional, foi realizada por equipes de técnicos de nível médio, supervisionados pelos geólogos do projeto. Além da amostragem sistemática, foi programada uma amostragem extra em áreas de captação maior do que de 30km^2, com o objetivo de verificar-se a dispersão dos elementos nas drenagens de maior porte.

7.2.1.3 Análises

Preparaçãodas Amostras

Sedimentos de corrente – As amostras inicialmente foram secadas ao sol, ainda no campo, e posteriormente submetidas a uma secagem em estufa a 800°C na Seção de Laboratório – SECLAB da SUREG-BE. Esse procedimento, permitiu uma grande redução de tempo nessa fase. Em seguida, foram peneiradas para separar a fração <80#, a qual foi pulverizada a <150# e acondicionada em recipiente plástico.

Concentrados de bateia – Procedimento semelhante aos sedimentos de corrente. Foram secados ao sol, no campo e posteriormente no SECLAB-BE em estufa a 800°C e acondicionados em recipientes plásticos.

Métodos Analíticos

Os métodos analíticos aplicados nas amostras de sedimentos (inclusive as replicatas) e de minerais pesados são apresentados na tabela II.7.1.

Tabela II.7.1 – Métodos analíticos utilizados.

Métodos Analíticos	Amostras (quant.)	
	Sed. de Corrente	Conc. de Min. Pesados
EE – espectrografia de emissão, 30 elementos: Fe/Mg/Ca/Ti/Mn/Ag/As/Au/ B/Ba/Be/Bi/Ca/Co/Cr/Cu/ La/Mo/Nb/Ni/Pb/Sb/Sc/Sn/ Sr/V/W/Y/Zn/Zr.	452 amostras	–
AA – espectometria de absorção atômica: HNO_3 a quente: Cu/Pb/Zn/Ni/Co/Cr/Fe/Mn	487 amostras	–
Geração de hidretos: As	452 amostras	–
Análises mineralógicas: visual específica para Au:	–	418 amostras
AA (sublimação/NH_4Cl): Sn	–	418 amostras

7.2.1.4 Interpretação dos Dados

No que tange à interpretação dos dados regionais, compilados ou gerados durante o levantamento geoquímico do PGC, faz-se necessário algumas observações.

1 – As amostras do Projeto Aquiri/DOCE-GEO, analisadas por espectrometria de absorção atômica – AA (digestão por HNO_3), formam um conjunto geograficamente restrito ao quadrante NE da folha São Félix do Xingu, e por essa razão, não foram discriminados em populações-alvo, para o tratamento estatístico.

2 – Embora o mapa de amostragem do Projeto Aquiri tenha sido fornecido, não foi possível obter-se todos os resultados analíticos, nem as alíquotas das amostras. Em vista disto, não foi compatibilizada a informação analítica dessa área, com os demais dados analíticos regionais obtidos por EE-30 elementos (Emissão espectrográfica para 30 elementos).

3 – A delimitação das zonas anômalas para Au e/ou Sn, foi baseada na distribuição espacial das amostras de concentrados de bateia, com ouro visível e/ou com resultados analíticos elevados para Sn, quando obtidos por AA – absorção atômica (sublimação/NH_4Cl). Em função dos altos teores, até G10.000ppm, optou-se para a delimitação áreas anômalas para Sn, de primeira ordem, valores entre 5.000 e >10.000ppm, e de segunda ordem entre 1.000 e 4.600ppm.

4 – Para a delimitação das zonas anômalas dos demais elementos analisados, utilizou-se os programas do Sistema GEOQUANT, para microcomputadores, desenvolvido pela CPRM a partir do programa STATPAC do USGS.

O procedimento para o tratamento estatístico, que antecede a fase de interpretação dos dados, obedeceu ao seguinte roteiro:

a) criação de duas matrizes binárias com as amostras das duas fontes disponíveis (DOCE-GEO e PGC): a primeira, com os dados do Projeto Aquiri e a segunda, com os dados do PGC. Implantou-se uma terceira matriz com os resultados de AA e EE, daquelas amostras com áreas de captação acima de 30km^2.

b) utilização do programa STPSORT para classificar as amostras de cada matriz, por número de campo, segundo a ordem alfanumérica crescente.

c) aplicação, em cada matriz, do programa REPLAC, para transformar os resultados qualificados em resultados definidos.

d) uso do programa STATCOR nas três matrizes transformadas, para definir os respectivos parâmetros geoquímicos.

e) aplicação do programa ADDORDEL, para compatibilizar apenas as amostras com iguais informações analíticas – EE e AA – em uma única matriz, identificadas pelo indicador primário (número de campo).

f) criação de três submatrizes, correspondentes às três populações-alvo, nas quais, foram agrupadas as diversas unidades litoestratigráficas mapeadas.

População I – rochas ígneas e metamórficas de natureza ácida.

População II – rochas vulcânicas ácidas e intermediárias.

População III – rochas supracrustais (vulcano-sedimentares).

g) aplicação em cada submatriz (população-alvo), dos programas: SUMEST, que fornece os parâmetros estatísticos básicos e CORREL, que estabelece uma matriz de correlação, segundo o método do Momento de Pearson. Os parâmetros da tabela II.7.2 e as matrizes de correlação resultantes, são apresentadas nas figuras II.7.1, II.7.2 e II.7.3.

h) utilização do programa PTILES1, nos dados análiticos obtidos através de EE, para cal-

Tabela II.7.2 – Sumário dos estimadores – sedimentos ativos de corrente.

Elementos		Amplitude (ppm)			Média Geométrica (ppm)			Desvio Geométrico (ppm)			Grau de Detecção (%)		
		Populações			Populações			Populações			Populações		
		I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III
Cu	AA	1-62	2-86	1-37	3,9	9,2	3,0	2,5	2,5	2,3	100	100	100
Pb	AA	1-68	1-66	4-120	8,3	9,5	22,9	2,5	2,7	1,8	100	100	100
Zn	AA	1-84	1-270	2-230	8,5	14,3	15,8	2,5	2,9	2,3	99	100	100
Ni	AA	1-700	1-82	1-20	3,5	5,2	1,7	4,0	3,5	2,2	73	98	94
Co	AA	1-160	1-59	1-27	2,0	4,0	1,8	2,7	2,6	2,0	92	97	99
Cr	AA	1-740	2-290	1-79	9,0	18,9	5,9	3,5	3,0	2,9	99	100	100
Mn	AA	2-3.500	10-3.100	10-890	88,6	114,4	89,8	3,5	3,1	2,5	100	100	100
Fe	AA	100-79.000	400-78.000	600-57.000	4.345,6	7.880,0	4.235,6	2,8	2,8	2,4	100	100	100
As	AA	1-8	1-29	1-9	2,1	3,7	1,7	2,1	2,4	2,1	9	48	20
B	EE	10-200	10-500	10-200	20,2	47,8	31,5	2,6	3,3	3,3	20	59	13
Ba	EE	20-5.000	20-1.000	30-1.000	253,0	198,8	199,0	2,8	2,3	1,8	99	100	100
Be	EE	1-15	1-20	1-50	2,7		3,1	2,5	3,1	2,5	16	16	50
La	EE	20-1.000	20-1.000	20-700	67,0	39,0	59,5	2,9	2,4	2,1	55	53	86
Nb	EE	10.-200	10-50	10-100	14,5	16,2	22,8	1,7	1,8	2,0	35	34	72
Sc	EE	5-50	5-50	5-30	8,4	9,9	9,3	1,7	1,7	1,5	40	50	73
Sn	EE	10-700	10.500	15-150	43,8	63,0	39,3	3,4	3,2	2,2	27	30	31
Sr	EE	100-500	–	–	148,7	–	–	1,6	–	–	9	–	–
V	EE	10-200	10-500	10-200	33,4	43,4	31,5	1,9	2,4	2,0	96	97	96
Y	EE	7-200	10-100	10-200	26,0	21,4	29,5	2,7	1,7	1,8	71	79	93
Zr	EE	70-1.000	70-1.000	150-1.000	372,4	273,7	486,5	2,2	2,2	1,9	50	74	36

Populações: I – Rochas ígneas e metamórficas.
II – Vulcânicas ácidas a intermediárias.
III – Supracrustais.

cular, por interpolação linear, os percentis das variáveis (elementos), previamente selecionadas, segundo o grau de detecção de cada uma delas. Foram selecionadas as seguintes variáveis: B,Ba,Be,La,Nb,Sc,Sn,Sr,V,Y e Zr.

7.2.1.5 Apresentação dos Resultados

A divulgação do presente trabalho é feita por meio de dois tipos de produtos:

1 – um texto, com a descrição das técnicas utilizadas durante as etapas de planejamento, amostragem, análises e interpretação dos dados, com os comentários sobre os resultados obtidos, as conclusões e as recomendações.

2 – Um cartograma geoquímico/mineralógico inserido no texto, para ilustrar a distribuição das principais zonas anômalas (formadas por amostras anômalas em bacias contíguas), e os destaques geoquímicos mais importantes (originados por amostras anômalas isoladas).

As diferenciações geoquímicas/geológicas observadas em uma zona anômala, permitem delimitar subzonas, as quais, recebem, após a integração com os dados aerogeofísicos, um grau de prioridade para trabalhos subseqüentes de detalhes. Essa prioridade, é identificada pelas letras A, B e C, acopladas ao número de ordem da zona anômala, em função de sua maior, média ou menor importância metalogenética.

MÉTODOS ANALÍTICOS / ELEMENTOS	EE											AA								
	Zr	Y	V	Sr	Sn	Sc	Nb	La	Be	Ba	B	As	Fe	Mn	Cr	Co	Ni	Zn	Pb	Cu
Cu	(•)	(•)	•	•	•	•	•	•	•	•	•	(•)	○	•	•	•	•	○	•	1
Pb	(•)	○	•	(•)	○	○	•	○	•	•	○	•	○	○	•	(•)	(•)	●	1	
Zn	(•)	•	○	•	•	○	•	•	•	•	•	(•)	●	●	●	•	•	1		
Ni	(•)	(•)	•	•	(•)	•	(•)	(•)	(•)	•	(•)	(•)	•	•	○	•	1			
Co	(•)	(•)	•	(•)	(•)	(•)	(•)	(•)	(•)	•	(•)	(•)	•	•	•	1				
Cr	(•)	(•)	○	•	•	•	(•)	•	•	•	•	(•)	○	○	1					
Mn	(•)	•	•	•	•	•	•	•	•	○	•	(•)	●	1						
Fe	(•)	•	○	•	•	○	•	•	•	•	○	•	(•)	1						
As	•	•	(•)	(•)	•	(•)	•	•	(•)	(•)	(•)	1								
B	•	○	•	(•)	•	•	•	•	•	(•)	1									
Ba	•	•	•	○	•	•	•	•	•	1										
Be	(•)	•	•	(•)	•	•	•	•	1											
La	○	●	•	(•)	●	•	●	1												
Nb	○	●	(•)	(•)	○	•	1													
Sc	•	•	•	•	•	1														
Sn	•	●	(•)	(•)	1															
Sr	(•)	(•)	•	1																
V	(•)	(•)	1																	
Y	•	1																		
Zr	1																			

•< 0,3
○ 0,3 – 0,5
●> 0,5
(•) Negativa

POPULAÇÃO I – Rochas ígneas e metamórficas ácidas
EE – Espectografia ótica semi-quantitativa
AA – Absorção atômica – Abertura por HNO_3
N = 258

Figura II.7.1 – Matriz de correlação.

MÉTODOS ANALÍTICOS / ELEMENTOS	EE											AA								
	Zr	Y	V	Sr	Sn	Sc	Nb	La	Be	Ba	B	As	Fe	Mn	Cr	Co	Ni	Zn	Pb	Cu
Cu	(•)	(•)	●	•	•	○	(•)	•	•	•	○	•	●	○	●	•	●	●	•	1
Pb	(•)	○	•	•	•	•	•	•	•	•	(•)	•	○	○	•	•	•	●	1	
Zn	(•)	•	○	•	•	○	•	•	•	○	•	•	●	●	●	•	○	1		
Ni	(•)	•	●	•	•	○	•	•	•	○	•	•	○	○	●	○	1			
Co	(•)	(•)	●	•	(•)	•	(•)	•	(•)	•	(•)	(•)	•	○	○	1				
Cr	(•)	•	●	•	•	○	(•)	•	•	•	•	•	●	○	1					
Mn	(•)	•	○	○	(•)	○	•	•	○	○	(•)	•	●	1						
Fe	(•)	•	●	•	•	○	•	•	•	•	•	•	1							
As	•	•	•	•	•	•	(•)	(•)	•	•	•	1								
B	(•)	(•)	•	(•)	•	(•)	(•)	(•)	(•)	(•)	1									
Ba	•	•	○	•	•	•	(•)	•	•	1										
Be	•	•	•	•	•	•	•	•	1											
La	○	○	◐	(•)	(•)	•	●	1												
Nb	●	●	•	(•)	○	•	1													
Sc	•	•	○	•	(•)	1														
Sn	○	○	(•)	•	1															
Sr	(•)	○	•	1																
V	(•)	•	1																	
Y	•	1																		
Zr	1																			

•< 0,5
○ 0,3 – 0,5
●> 0,5
(•) Negativa

POPULAÇÃO II – Vulcanicas ácidas a intermediárias
EE – Espectografia ótica semi-quantitativo
AA – Absorção atômico – Abertura por HNO_3
N – 62

Figura II.7.2 – Matriz de correlação.

MÉTODOS ANALÍTICOS / ELEMENTOS	EE										AA									
	Zr	Y	V	Sn	Sc	Nb	La	Be	Ba	B	As	Fe	Mn	Cr	Co	Ni	Zn	Pb	Cu	
Cu	(•)	(•)	•	(•)	•	(•)	(•)	•	•	•	•	(•)	(•)	○	•	(•)	(•)	(•)	1	
Pb	(•)	•	(•)	(•)	•	•	•	•	•	•	(•)	○	○	(•)	•	•	●	1		
Zn	(•)	○	(•)	(•)	•	○	•	•	•	•	•	●	○	(•)	•	•	1			
Ni	•	•	(•)	(•)	•	○	•	•	(•)	(•)	•	•	•	(•)	○	1				
Co	•	•	(•)	(•)	•	○	•	•	(•)	(•)	•	•	•	(•)	1					
Cr	(•)	(•)	○	•	•	(•)	(•)	(•)	•	•	•	•	(•)	1						
Mn	(•)	•	(•)	(•)	(•)	•	•	(•)	•	(•)	(•)	●	1							
Fe	(•)	○	•	(•)	•	•	•	(•)	•	•	•	1								
AS	(•)	•	•	•	•	(•)	(•)	•	•	•	1									
B	(•)	•	○	•	(•)	(•)	•	•	(•)	1										
Ba	(•)	•	(•)	•	•	(•)	•	(•)	1											
Be	(•)	•	(•)	(•)	(•)	(•)	(•)	1												
La	○	●	(•)	•	•	●	1													
Nb	○	●	(•)	•	•	1														
Sc	•	•	•	•	1															
Sn	•	•	•	1																
V	(•)	(•)	1																	
Y	○	1																		
Zr	1																			

•< 0,3
○ 0,3 - 0,5
●> 0,5
(•) Negativa

POPULAÇÃO III – Supra crustais
EE – Espectografia ótica semi-quantitativa
AA – Absorção atômica – Abertura por HNO_3
N – 84

Figura II.7.3 – Matriz de correlação.

7.2.2 Resultados Obtidos

7.2.2.1 Consistência dos Dados

Foi aplicado o programa ANOV1 do sistema GEOQUANT, que efetua análise de variância de um fator (*One Way*), até 10 níveis hierárquicos, para uma determinada variável (elemento). No presente trabalho, foram utilizados os resultados analíticos de 36 amostras de sedimentos de corrente e suas respectivas amostras replicatas.

Esse programa enquadra-se no modelo proposto por Krumbein e Slack (1956), para análises de variância hierárquica, segundo uma direção, que permite a estimativa da variabilidade total. Esta, é resultante da variabilidade devida a efeitos naturais, inerentes às características das bacias amostradas (área, compo-

sição litológica, velocidade de fluxo, etc.), somada aos efeitos introduzidos (erros originados na amostragem e nas análises). O teste foi aplicado com valores reais e com valores log transformados. Como os elementos Ti, Ag, As, Au, Bi, Cd, Mo, Sb, W e Zn, analisados por EE, apresentaram alta porcentagem de dados qualificados e/ou restrita amplitude de valores não qualificados, não foram utilizados no teste.

O programa ANOV1, quando aplicado aos valores reais (tabela II.7.3) a um nível de significância de 0,05 revelou que:

1 – Os resultados analíticos de AA, não apresentaram erros amostrais ou analíticos, significativos, desde que a variabilidade entre as amostras originais e respectivas replicatas, não são surpreendentes, em relação a variabilidade entre todas as amostras regionais. Exceção é feita para o Mn, que deu um percentual acima de 45%, podendo estar refletindo um erro de análise, ou na concentração deste elemento em um dos pares das amostras, ou mesmo a presença de terrenos lateríticos, na região, com concentrações de hidróxidos ou óxidos deste elemento.

A variabilidade entre os outros elementos Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Cr, Mn e Fe, oscila entre 3,01% e 34,51%, isto é, abaixo de 45%, o que confere uma boa confiabilidade nesses resultados, para a interpretação geoquímica, principalmente, para Cr, Cu, Ni e Co, seguidos de Zn, Pb e Fe.

2 – Dos resultados analíticos por EE, os elementos Ag, Be, Nb, Sr e Zn, apresentaram variabilidade amostral mais analítica, significativas em relação à variabilidade regional, e conseqüentemente, seus resultados serão considerados como informações pontuais ou destaques

Tabela II.7.3 – Variância total (natural + introduzida) calculada por 36 pares de amostras de sedimentos de corrente (dados brutos).

Elementos		Variância Total	Bacias de Drenagens		Amostragem + Análises	
Cu	AA	58,07	55,73	95,96%	2,35	4,04%
Pb	AA	240,15	159,77	66,53%	80,37	33,47%
Zn	AA	359,38	281,88	78,44%	77,50	21,56%
Ni	AA	1.138,20	1.077,73	94,68%	60,57	5,32%
Co	AA	111,65	95,44	85,48%	16,21	14,52%
Cr	AA	1.970,36	1.910,98	96,99%	59,37	3,01%
Fe	AA	*	*	65,49%	*	34,51%
Mn	AA	113.737,60	19.377,95	17,04%	94.359,64	82,96%
B	EE	2.365,18	1.813,10	76,66%	552,08	23,34%
Ba	EE	73.131,87	64.563,80	88,28%	8.568,05	11,72%
Be	EE	146,08	8,78	6,15%	137,09	93,85%
La	EE	56.189,88	44.081,55	78,45%	12.108,33	21,55%
Nb	EE	145,74	50,95	34,96%	94,79	65,04%
Sc	EE	26,96	16,48	61,15%	10,47	38,85%
Sn	EE	51.045,02	28.814,46	56,45%	22.230,55	43,55%
Sr	EE	204,36	65,47	32,04%	138,88	67,96%
V	EE	832,96	499,28	59,94%	333,68	40,06%
Y	EE	5.966,98	5.433,99	91,07%	532,98	8,93%
Zr	EE	123.769,80	61.026,78	49,31%	62.743,05	50,69%

AA – Espectrometria de absorção atômica.

EE – Espectrografia de emissão ótica.

* – Valor acima da faixa de tolerância aceita pelo programa.

geoquímicos. Os demais B, Ba, La, Sc, Sn, V, Y e Zr, apresentaram uma variabilidade aceitável (abaixo de 45%).

Quando se utiliza os dados log transformados (tabela II.7.4), conclui-se que todos os elementos analisados por AA, não apresentam variâncias significativas (abaixo de 20%), com exceção do Fe e Mn, que alcançam valores em torno de 30%.

Observa-se que o erro devido a variabilidade introduzida (amostragem mais análise) é tolerável na seguinte seqüência: Cu, Ni, Cr, Zn, Pb, Co, Fe e Mn. Dos dados obtidos nas análises por EE, o Sr apresentou variabilidade elevada (56,72%) e por esta razão, não foi considerado na interpretação. Os outros elementos apresentaram variabilidade toleráveis de até 36% na seguinte ordem: Y, B, Ba, La, Be, Sn, V, Nb e Zr.

7.2.2.2 Correlações Geoquímicas

As associações geoquímicas representativas dos conjuntos rochosos das populações-alvo, foram definidas através de matrizes de correlação, as quais são apresentadas nas figuras II.7.1, II.7.2 e II.7.3

A figura II.7.1, corresponde à população-alvo das rochas ígneas e metamórficas ácidas, incluindo-se as do Complexo Xingu, do Granodiorito Rio Maria, do Granito Parauari e da Suíte Intrusiva Velho Guilherme. As associações que se destacam são:

1 – Zn/Cr/Fe/Mn/Ni
2 – La/Y/Sn/Nb
3 – Pb/Y/Sn/Sc/La/Zn/Ba/Sr
4 – Fe/V/Sc/Ba

Tabela II.7.4 – Variância total (natural + introduzida) calculada por 36 pares de amostras de sedimentos de corrente (dados log transformados).

Elementos		Variância Total	Bacias de Drenagem		Amostragem + Análises	
Cu	AA	0,16478	0,15557	94,41%	0,00922	5,59%
Pb	AA	0,21450	0,17106	79,15%	0,04344	20,25%
Zn	AA	0,24506	0,20747	84,66%	0,03759	15,34%
Ni	AA	0,41715	0,39564	94,84%	0,02151	5,16%
Co	AA	0,20168	0,15737	78,03%	0,04431	21,97%
Cr	AA	0,33325	0,29838	89,54%	0,03486	10,46%
Fe	AA	0,22734	0,16110	70,86%	0,06624	29,14%
Mn	AA	0,21479	0,14651	68,21%	0,06828	29,14%
B	EE	0,18941	0,15674	82,76%	0,03265	17,24%
Ba	EE	0,18414	0,14846	80,62%	0,03568	19,38%
Be	EE	0,24551	0,18330	74,66%	0,06221	25,34%
La	EE	0,35181	0,27730	78,82%	0,07452	21,18%
Nb	EE	0,05449	0,03464	63,56%	0,01986	36,44%
Sc	EE	0,07156	0,03097	43,28%	0,04059	56,72%
Sn	EE	0,48624	0,36671	75,42%	0,11953	24,58%
Sr	EE	0,01581	0,00833	52,69%	0,00748	47,31%
V	EE	0,11553	0,08296	71,81%	0,03257	28,19%
Y	EE	0,26965	0,25004	92,72%	0,01962	7,28%
Zr	EE	0,13893	0,07545	54,31%	0,06348	45,69%

AA – Espectrometria de absorção atômica.
EE – Espectrografia de emissão ótica.

A primeira, deve estar relacionada aos óxidos e hidróxidos de Fe e Mn, amplamente distribuídos em terrenos lateríticos. A presença do Ni está associada a Suíte Intrusiva Cateté. A segunda, é de natureza ácida, caracterizando mineralizações de cassiterita, notadamente nos granitos da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, freqüentes na porção NW da área de trabalho, ou refletindo pequenos corpos pegmatíticos. A terceira, também é de natureza ácida, e deve estar relacionada a corpos graníticos intrusivos, principalmente pela presença de Ba,Sr,Y e La. O Sn, mais uma vez, está refletindo mineralizações com cassiterita. A quarta associação Fe,V,Sc e Ba é de natureza intermediária, onde os valores para Ba e Sc, chegam até 5.000ppm e 50ppm, respectivamente, podendo estar relacionados com as rochas da Suíte Intrusiva Cateté.

A figura II.7.2 apresenta a matriz de correlação das amostras, oriundas das rochas vulcânicas ácidas a intermediárias, do Grupo Uatumã onde se destacam as seguintes associações:

1 – Cu/Sn/Ni/Cr/Fe/V
2 – Nb/Y/Zr
3 – La/Y/V/Zr/Nb
4 – Sn/Zr/Y

A primeira associação, pode estar refletindo as rochas vulcânicas intermediárias da Formação Sobreiro, ou mesmo, a fixação de elementos traços em óxidos/hidróxidos de Fe e Mn.

A segunda é de natureza mais ácida, com Nb variando de 10 a 50ppm; ó Y de 10 a 100ppm; e o Zr de 70 a 1.000ppm. O Nb (Beus, 1977), pode encontrar-se na estrutura de minerais, tais como, ilmenita, zircão ou cassiterita, que ocorrem em rochas graníticas. A associação La/Y/V/Zr/Nb, também mostra uma afinidade ácida, que deve estar refletindo as vulcânicas ácidas da Formação Iriri. A quarta associação, Sn/Zr/Y, pode estar refletindo a parte mais ácida, do conjunto de rochas vulcânicas ou a presença de pequenos corpos graníticos na região.

A figura II.7.3, corresponde à população-alvo de rochas supracrustais, representadas pelos grupos São Félix, São Sebastião, Aquiri e Tucumã, onde se destacam as associações:

1 – Zn/Fe/Mn/Cr
2 – La/Nb/Y

A primeira, de natureza intermediária, provavelmente reflete a presença do terrenos lateríticos e a segunda, de afinidade mais ácida, reflete provavelmente o Granito Plaquê, distribuído em pequenas lentes no Grupo São Félix.

7.2.2.3 Estimadores Geoquímicos

A partir do elenco de elementos analisados durante a fase regional, foram selecionados 18, os quais forneceram resultados mais confiáveis para definição dos estimadores geoquímicos, que orientaram a elaboração das cartas geoquímicas.

Nos sedimentos de corrente, alguns elementos como a Ag, que embora não tenha sido selecionada, por apresentar alta porcentagem de resultados qualificados, mostra valores importantes. Por isso, os dados não qualificados desse elemento foram utilizados como destaque geoquímico (principalmente quando coincide com valores anômalos para outros elementos na mesma amostra isolada) ou são inseridos nas associações geoquímicas, que identificam as zonas anômalas em que se localizam.

A definição das magnitudes das anomalias, baseou-se na média geométrica (G) e no desvio geométrico (DG), e obedeceu ao seguinte critério:

Anomalias de terceira ordem = valores abaixo de G.DG

Anomalias de segunda ordem = valores entre G.DG e $G.GD^2$

Anomalias de primeira ordem = valores acima de G.DG^2

A tabela II.7.5, reporta os limites desses níveis hierárquicos, que identificam as magnitudes das anomalias – estimadores geoquímicos - para os elementos selecionados.

Quanto aos concentrados de bateia, a análise por AA (sublimação), para estanho, forneceu valores que variam de 1,2 a G10.000ppm. Não sendo conveniente um tratamento estatístico em concentrados de minerais pesados, optou-se visualmente por três limites de valores, para separação da distribuição do Sn. Entre 5.000 e G10.000ppm, considerou-se como área anômala de primeira ordem; entre 1.000 e 4.600ppm, zona anômala de segunda ordem e abaixo de 1.000ppm, zonas anômalas de terceira ordem. Os valores de primeira ordem, definiram três províncias estaníferas: uma no extremo NW; uma segunda na parte centro-sul e uma terceira no extremo SE.

Confirmou-se então, a presença de Sn nas amostras relacionadas, principalmente, aos granitos pós-orogênicos de natureza potássica.

7.2.2.4 Discussão das Anomalias

A distribuição das anomalias de primeira e segunda ordem, para os elementos que se correlacionam positivamente (associações geoquímicas típicas), em amostras de sedi-

Tabela II.7.5 – Limite (ppm) dos intervalos que definem a magnitude das anomalias (estimadores geoquímicos).

Elementos	População I Rochas Ígneas e Metamórficas Ácidas			População II Vulcânicas Ácidas a Intermediárias			População III Supracrustais		
	3ª Ordem (</=)	2ª Ordem	1ª Ordem (>/=)	3ª Ordem (</=)	2ª Ordem	1ª Ordem (>/=)	3ª Ordem (</=)	2ª Ordem	1ª Ordem (>/=)
Cu AA	8	9-20	21	21	22-55	56	5	6-11	12
Pb AA	19	29-49	50	24	25-67	68	38	39-69	70
Zn AA	19	20-49	50	39	40-123	124	31	32-69	70
Ni AA	9	10-53	54	16	17-56	57	2	3-5	6
Co AA	6	7-19	20	9	10-24	25	2	3-5	6
Cr AA	30	31-110	111	52	53-154	155	14	15-42	43
Mn AA	294	295-990	991	357	358-1.151	1.152	209	210-509	510
Fe AA	11.890	11.900-33.000	33.100	20.000	21.000-59.000	60.000	9.000	9.100-19.300	19.400
As AA	3	4-6	7	7	8-18	19	2	3-5	6
B EE	51	52-135	136	157	158-510	520	103	104-341	342
Ba EE	712	713-2.011	2.012	456	457-1.050	1.051	357	358-644	645
Be EE	5	6-15	16	8	9-26	27	7	8-18	19
La EE	199	200-594	595	93	94-223	224	124	125-261	262
Nb EE	24	25-42	43	28	29-50	51	45	46-90	91
Sc EE	13	14-23	24	16	17-29	30	13	14-20	21
Sn EE	146	147-495	496	198	199-628	629	85	86-189	190
Sr EE	244	245-404	405	–	–	–	–	–	–
V EE	65	66-130	131	103	104-249	250	62	63-125	126
Y EE	70	71-194	195	36	37-64	65	52	53-94	95
Zr EE	829	830-1.851	1.852	601	602-1.323	1.324	923	924-1.830	1.831

mentos de corrente, acoplada ao arranjo espacial de amostras de concentrados de minerais pesados, que apresentam ouro visível (pintas) e/ou valores não qualificados para estanho, permitiu delimitar três zonas anômalas amplas, com predominância espacial de uma coerente associação geoquímica: Zona II (cobre, níquel, cobalto, cromo e zircônio); Zona V (níquel, cobre, zircônio, nióbio, vanádio e escândio); Zona VIII (cobre, ítrio, lantânio e estanho), além de outras cinco zonas menores, que em função de suas características associações e contexto geológico, foram consideradas isoladamente.

A integração de parâmetros geoquímicos, como magnitude de anomalia e associação/filiação geoquímica, com as informações provenientes da cartografia geológica e da interpretação dos dados aerogeofísicos, mostra a necessidade de diferenciar-se o comportamento geoquímico desses elementos, ao longo de 8 zonas anômalas. Foi possível então, em alguns casos, subdividi-las em subzonas, caracterizar o grau de prioridade para trabalhos de semidetalhe/detalhe, e a importância metalogenética desses segmentos.

A distribuição das zonas e subzonas delimitadas, é apresentada na figura II.7.4, cuja caracterização é feita a seguir.

Zona I

1 – Localização: na porção sudeste da área de trabalho, em drenagens escoando na direção sul, provenientes da serra do Cuca;

2 – Forma: semicircular, com seu maior eixo na direção SW-NE, com aproximadamente 60km^2.

3 – Contexto Geológico: rochas do Grupo Tucumã, introduzidas pelo Maciço Velho Guilherme, e uma pequena abrangência do Granodiorito Rio Maria.

4 – Contexto Geoquímico: associações características de rochas graníticas.

Anomalias de primeira ordem: Cu-As-V-Sn

Anomalias de segunda ordem: Pb

O elevado valor de Cu (86ppm) e As (29ppm) associado a Sn (10.000ppm) nas amostras JS-3608, JS-3631 e EM-12, refletem mineralizações estaníferas. São conhecidos garimpos de ouro e cassiterita nesta área. Na parte SW da zona I, observa-se um enriquecimento de teores de Cu e V, refletindo possivelmente rochas básicas. Nessa região, destaca-se a amostra de sedimento de corrente JS-3271, com um alto valor para As (29ppm). Além disso, destacam-se também as amostras de concentrados de bateia: EM-12, JS-3608 e JS-3631 com registros de 10.000ppm para Sn.

5 – Contexto Geofísico: apresenta uma feição radiométrica circular com aproximadamente 12km de diâmetro, indicando valores de radiação total acima de 1.400cps, associada a um corpo granítico (Maciço Velho Guilherme). Os mapas de contorno, dos canais de Th, U e K, também apresentam feição com contraste expressivo.

Magneticamente, não exibe contraste significativo, sugerindo a presença de uma rocha fracamente susceptível. Convém citar a presença de feições magnéticas ao redor da zona, associadas a rochas máficas.

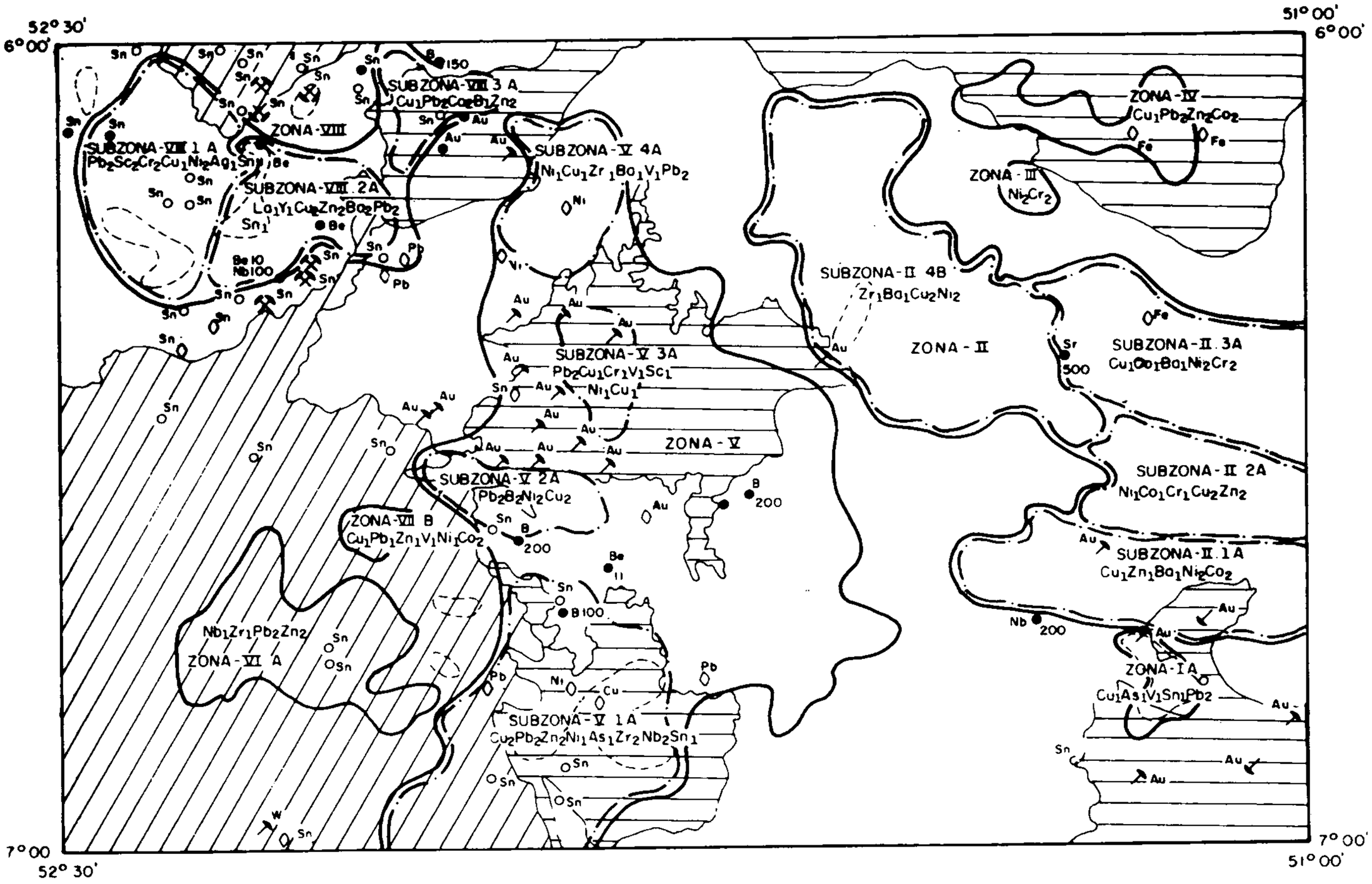
6 – Contexto Metalogenético: alto potencial para Sn e Au, com possibilidades para Cu.

Zona II

Uma zona muito ampla (2.570km^2), formada por elevados teores de níquel, cobre, bário, cromo, zircônio e cobalto. Localiza-se na parte centro-leste da folha em estudo, prolongando-se na direção NW. Diferenciações geoquímicas e geológicas, permitem dividi-la em 4 subzonas:

Subzona II.1A

1 – Localização: sudeste da área de trabalho com drenagens escoando para o norte, prove-



Convencoes Geológicas

- Rochas Igneas e Metamórficas Ácidas
- Rochas Vulcanicas Ácidas a Intermed·árias
- Rochas Supra Crustais

Convenções Geoquímicas

- Zona Anômala
- Subzona Anômala
- Zona Anômala em concentrado de Bateia com valôres entre (500 e 10 000 ppm AA)
- Cu_1 Elemento anômalo de 1ª ordem em sedimentos de corrente (AA)
- Pb_2 Elemento anômalo de 2º ordem em sedimentos de corrente (AA)
- ^{Sn}o Estação anômala para Sn em concentrados de bateia com valôres entre (1000 e 4600 ppm AA)
- ^{Sn}O Ocorrência de cassiterita
- $^{Au}\nearrow$ Garimpo de ouro
- $^{Sn}\times$ Garimpo abandonado de cassiterita

Figura II.7.4 – Panorama geológico-geoquímico.

nientes da margem esquerda do igarapé Carapanã;

2 – Forma: alongada na direção E-W, aberta para E, com aproximadamente 570km^2;

3 – Contexto Geológico: compreende a zona de contato entre o Terreno Granito-*Greenstone* do Sul do Pará e o Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas. O primeiro domínio geotectônico abrange as rochas do Granodiorito Rio Maria e do Grupo Tucumã, enquanto no segundo, ocorre o Complexo Xingu e o Granito Plaquê.

4 – Contexto Geoquímico: filiação granítica a rochas intermediárias;

Anomalias de primeira ordem: Cu-Zr-Ba

Anomalias de segunda ordem: Ni-Co

Os valores mais elevados para Cu das amostras AS-3020 (44ppm), AS-3021 (25ppm), AS-3022 (30ppm) e AS-3269 (25ppm), mostram contrastes representativos de até 4 vezes a média geométrica e são circundadas por valores de segunda ordem para Ni e Co.

5 – Contexto Geofísico: anomalias magnéticas nas partes norte, sudeste e leste, associadas a rochas intrusivas básicas e/ou ultrabásicas.

A radioatividade é maior na porção oeste e em algumas partes das porções nordeste e sudeste, compreendendo valores de radiação total entre 1.000 e 1.200cps, associados a rochas do Complexo Xingu ou ao Granito Plaquê.

6 – Contexto Metalogenético: boa potencialidade para Au.

7 – Destaque Geoquímico: amostra em sedimentos de corrente AS-3046 (200ppm para Nb).

Subzona II.2A

1 – Localização: encontra-se na parte centro-leste da área de trabalho, delimitada pelos afluentes da margem direita do igarapé Carapanã e pelas drenagens provenientes da serra Arqueada.

2 – Forma: alongada na direção E-W, aberta para leste, com aproximadamente 450km^2;

3 – Contexto Geológico: rochas do Complexo Xingu, Grupo Sapucaia, Suíte Intrusiva Cateté e do Granito Plaquê.

4 – Contexto Geoquímico: filiação nitidamente básico-ultrabásica.

Anomalias de primeira ordem: Ni-Co-Cr.

Anomalias de segunda ordem: Cu-Co.

Os altos valores para Ni, encontram-se nas amostras AS-3019 (134ppm), AS-3011 (176ppm), culminando com a amostra AS-3025 (1.700ppm), refletindo a mineralização de Ni, da serra da Onça. Os resultados analíticos para Cu e Cr, nestas amostras, também são de primeira ordem, destacando-se a amostra AS-3025 com 160ppm para Cu e 740ppm para Cr. Os valores de Fe e Mn confirmam um ambiente laterítico para esta mineralização.

5 – Contexto Geofísico: caracteriza-se por uma feição magnética alongada na direção E-W, associada a rochas básico-ultrabásicas, cuja feição radiométrica correspondente, apresenta também uma forma alongada, exibindo um baixo radiométrico (radiação total).

6 – Contexto Metalogenético: alto potencial para Ni, representado pelas mineralizações da serra da Onça.

Subzona II.3A

1 – Localização: encontra-se na região centro-leste da área de trabalho, delimitada na parte E, por drenagens da margem esquerda do rio Cateté. Na parte central da área anômala, as amostras foram coletadas nas cabeceiras do igarapé Mogno ou Arataca, e na parte noroeste, encontram-se as cabeceiras do igarapé São Sebastião.

2 – Forma: alongada na direção NW-SE, aberta para SE, com aproximadamente 560km^2.

3 – Contexto Geológico: rochas do Grupo Sapucaia, Suíte Intrusiva Cateté, Granito Plaquê, e com maior abrangência, as rochas do Complexo Xingu.

4 – Contexto Geoquímico: associação geoquímica típica de rochas básicas, apesar da presença do Ba na sua porção NW. Anomalias de primeira ordem: Cu-Co-Ba.

Anomalias de segunda ordem: Ni-Cr.

Os valores mais elevados para Cu, estão representados pelas amostras AS-3272 (62ppm), AS-3273 (27ppm), AS-3274 (29ppm) e AS-3289 (34ppm), localizadas na parte central da subzona. A presença do Ba, com resultados de primeira ordem, nas amostras AS-3272, AS-3275 e AS-3281, parece estar refletindo as rochas do Granito Plaquê na sua porção NW.

5 – Contexto Geofísico: presença de anomalias magnéticas alongadas, nas partes norte e sudeste, associadas a rochas máfico-ultramáficas e, possivelmente, a formações ferríferas.

Os valores de radiação total, de modo geral, são baixos, exceto na parte nordeste, onde se tem evidências de rochas ácidas (Granito Plaquê).

6 – Contexto Metalogenético: alto potencial, para metais básicos, representados pelo Ni, da serra do Puma e, boas possibilidades para Cu, nas cabeceiras do igarapé do Mogno.

7 – Destaque Geoquímico: amostra de sedimentos de corrente (AS-3282) com 500ppm para Sr.

Subzona II.4B

1 – Localização: encontra-se no quadrante nordeste da área de trabalho, na parte norte da serra dos Carajás, abrangendo as drenagens do igarapé São Sebastião.

2 – Forma: alongada na direção NNW-SSE com aproximadamente 1.560km^2.

3 – Contexto Geológico: predominância do Complexo Xingu, com participação da Suíte Intrusiva Cateté, do Granito Plaquê e do Grupo Sapucaia.

4 – Contexto Geoquímico: associações típicas de rochas intermediárias.

Anomalias de primeira ordem: Zr-Ba.

Anomalias de segunda ordem: Ni-Cu.

Os valores para Zr, em quase 80% desta subzona, são de 1.000ppm. Em algumas amostras de sedimentos de corrente, este valor alcança G1.000ppm, isto é, acima do limite de detecção do método (EE). No extremo NW da Subzona II.4B, destacam-se para Ba, as amostras JS-3364, JS-3378 e JS-3383 com 1.000ppm e as amostras JS-3394 e JS-3385 com 1.500ppm. As amostras anômalas para Cu e Ni, são de segunda ordem, destacando-se para Cu a amostra JS-3349 (29ppm). Entre os concentrados de bateia, destaca-se a amostra AS-3966 com 6.000ppm para Sn.

5 – Contexto Geofísico: observa-se na parte central, uma feição magnética alongada segundo a direção E-W, associada a rochas máficas e/ou ultramáficas, exibindo evidências de falhas nas direções NE-SW e NW-SE. Ao sul desta feição, ocorre uma anomalia magnética, com polaridades bem definidas, associada a uma intrusão básica.

A radiometria mostra uma baixa radiação total, nos locais onde se encontram os corpos magneticamente anômalos. As partes centro-norte e norte apresentam-se mais radioativas (entre 1.000 e 1.200cps), associadas possivelmente às rochas ácidas do Complexo Xingu ou aos granitóides do tipo Plaquê.

6 – Contexto Metalogenético: a presença de um garimpo de ouro, e um concentrado de bateia com alto valor para Sn (6.000ppm), confere um bom potencial para estes bens mine-

rais. Os altos valores de Ba no extremo NW, indicam a presença de rochas de filiação ácida, com possibilidades de Au e Sn.

Zona III

É uma zona restrita, situada na porção NW da região de trabalho.

1 – Localização: encontra-se nas cabeceiras do igarapé São Sebastião.

2 – Forma: arredondada, com aproximadamente 45km^2.

3 – Contexto Geológico: engloba as rochas do Complexo Xingu, intrudido pelas básico-ultrabásicas da Suíte Intrusiva Cateté.

4 – Contexto Geoquímico: associação característica de rochas básicas.

Anomalias de primeira ordem: Zr.

Anomalias de segunda ordem: Ni-Cr.

Está delineada através das amostras DG-3297 e AS-3340, ambas de segunda ordem para Ni e Cr. A segunda amostra destaca-se pelo valor de Zr (1.000ppm).

5 – Contexto Geofísico: presença de anomalias magnéticas associadas a rochas básicas e/ou ultrabásicas, com várias evidências de falhamento. Zona com baixos níveis de radiação total, devido a predominância de rochas ferromagnesianas.

6 – Contexto Metalogenético: possibilidades para Cu.

Zona IV

É uma zona isolada, na qual, as amostras de sedimentos de corrente foram coletadas pela DOCEGEO.

1 – Localização: encontra-se no extremo nordeste da área de trabalho.

2 – Forma: alongada principalmente na direção E-W, com aproximadamente 240km^2.

3 – Contexto Geológico: abrange rochas do Grupo Aquiri, com predominância das metabásicas e dos metassedimentos. Subordinadamente, ocorrem rochas metavulcânicas ácidas e do Granito Plaquê.

4 – Contexto Geoquímico: associação típica de rochas intermediárias.

Anomalias de primeira ordem: Cu.

Anomalias de segunda ordem: Cu-Co-Pb-Zn.

Destacam-se para Cu, as amostras DG-3545 (71ppm) e DG-3320 (45ppm), coletadas e analisadas pela DOCEGEO. Em virtude da impossibilidade de se conseguir as alíquotas das amostras de sedimentos de corrente, não foi possível analisá-las para espectrografia semiquantitativa para 30 elementos.

5 – Contexto Geofísico: ocorre uma feição magnética na forma de "V", constituída por anomalias alongadas, cujos eixos indicam evidência de falhas nas direções NE-SW e NW-SE, estando associada a rochas máficas e/ou ultramáficas e a formações ferríferas.

6 – Contexto Metalogenético: foram anotadas duas ocorrências de Fe. As anomalias de segunda ordem para Pb, Co e Zn, sugerem a possibilidade de metais básicos.

Zona V

Uma zona ampla (100km *x* 50km), localizada, aproximadamente, na parte central da área de trabalho, alongada na direção N-S com valores médios e altos para Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Cr, Nb, V, Sc, e As.

Abrange litotipos diversos, com predominância das rochas do Grupo São Félix e do Complexo Xingu.

Na parte sul desta zona, pode-se observar a influência das formações Triunfo e Iriri. Na parte centro-norte existe uma área laterítica e no extremo-norte, o Complexo Xingu, com intrusivas básicas da Suíte Intrusiva Cateté, com mineralizações de Ni na serra do Jacaré. Essa

diversidade geológica e as diferenciações geoquímicas, permitem subdividir esta zona em 4 subzonas.

Além das subzonas, a Zona V apresenta os seguintes destaques geoquímicos, em amostras de sedimentos de corrente: AS-3168 (200ppm para B), AS-3147 (11ppm para Be), AS-3134 (200ppm para B). Inúmeros garimpos de ouro, também, encontram-se na sua parte central.

A geofísica aérea, destaca na porção norte e extremo-sudeste, feições com fortes contrastes magnéticos, relevo bastante acidentado, com anomalias alongadas exibindo deformações e deslocamentos associados a falhas. Sugestivamente, tais feições, devem-se a rochas básicas e/ou ultrabásicas e a formações ferríferas.

O mapa radiométrico, de contagem total, mostra feições nas partes centro-sudeste e sudoeste, associadas a rochas ácidas, possivelmente, de natureza intrusiva (Suíte Intrusiva Velho Guilherme).

Subzona V.1A

1 – Localização: está incluída totalmente na Reserva Florestal do Gorotire, na parte centro-sul da área de trabalho, na margem esquerda do rio Xingu, abrangendo drenagens dos igarapés Xadá e Maguarizinho.

2 – Forma: apresenta uma forma irregular, amebóide, aberta para o sul, com aproximadamente 960km^2.

3 – Contexto Geológico: predominância do Grupo São Félix e porções da Formação Sobreiro na porção SW; verificam-se também pequenas exposições do Complexo Xingu, da Suite Intrusiva Velho Guilherme, e das formações Triunfo e Iriri.

4 – Contexto Geoquímico: associação geoquímica característica de rochas intermediárias.

Anomalias de primeira ordem : Pb-Zn-Ni-B-Nb-Sn

Anomalias de segunda ordem: Cu,As

Destacam-se na parte SW desta subzona, valores mais elevados para Cu,Ni e Co, nas amostras JS-3151 e JS-3189, refletindo possivelmente rochas básicas. Os resultados analíticos, apesar de baixos, em torno de 20ppm, refletem neste contexto geológico, valores anômalos de primeira ordem.

Na parte centro-oeste, salientam-se as seguintes amostras de sedimentos de corrente anômalas de segunda ordem: JS-3159 (Cu=27ppm, Pb=34ppm, Zn=96ppm), JS-3163 (Cu=30ppm, Pb=60ppm, Zn=45ppm) e JS-3182 (Cu=7ppm, Pb=50ppm, Zn=54ppm), refletindo rochas de filiação ácida.

Na parte centro-leste, destaca-se a amostra de sedimento de corrente AS-3124, anômala de primeira ordem para B (300ppm). No mesmo local, a amostragem de concentrados de bateia detectou valores altíssimos para Sn nas amostras JS-4109 (10.000ppm), AS-3723 (10.000ppm) e AS-3724 (5.500ppm), refletindo as mineralizações de cassiterita registradas no mapa de ocorrências minerais.

5 – Contexto Geofísico: predominância de relevo magnético suave associado a rochas fracamente magnéticas. Na parte central, ocorre uma anomalia magnética bem expressiva, relacionada a uma intrusão máfica e/ou ultramáfica. Na porção SE, o gradiente magnético acentua-se refletindo a presença de rochas mais susceptível (vulcânica intermediária).

O mapa de radiação total indica que a maior parte da zona é fracamente radioativa, com valores inferiores a 1.000cps. Na parte centro-sudeste, ocorre uma feição radiométrica circular associada a uma intrusão granítica.

6 – Contexto Metalogenético: alto potencial para Cu, Pb e Zn. Potencial comprovado para cassiterita.

7 – Destaques Geoquímicos: amostras em sedimentos de corrente JS-3159 (20ppm para Be) e AS-3153 (100ppm para B).

Subzona V.2A

1 – Localização: engloba as drenagens provenientes das serras São Félix e Queimada, ao norte da Reserva Florestal de Gorotire.

2 – Forma: alongada principalmente na direção E/W, com aproximadamente 180km^2.

3 – Contexto Geológico: predominância de rochas do Complexo Xingu e do Grupo São Félix.

4 – Contexto Geoquímico: associações características de rochas intermediárias.

Anomalias de primeira ordem: Zr-Cu.

Anomalias de segunda ordem: Pb-B-Ni.

Destaca-se, no extremo W, a amostra JS-3173, anômala de primeira ordem para: Cu=36pm, Pb=96ppm e Zn=230ppm. O Pb delimita esta subzona, com valores anômalos de segunda ordem, no intervalo de 25 e 52ppm. Entre os concentrados de minerais pesados, destaca-se a amostra AS-3769, com 2.100ppm para Sn.

5 – Contexto Geofísico: abrange parte de uma feição magnética bem expressiva, com anomalias alongadas segundo a direção E-W, associada a formações ferríferas e a rochas máficas e/ou ultramáficas. Vale ressaltar, a presença de feições radiométricas associadas a intrusões graníticas na borda desta subzona.

6 – Contexto Metalogenético: as amostras anômalas para Pb refletem rochas ácidas, que associadas a valores relativamente altos para Sn, em concentrados de bateia, sugere uma boa potencialidade para cassiterita.

Subzona V.3A

1 – Localização: encontra-se na parte centro-norte da área de trabalho.

2 – Forma: semicircular, alongando-se na direção N/S, com aproximadamente 200km^2.

3 – Contexto Geológico: rochas do Grupo São Félix, com porções da Formação Iriri e do Complexo Xingu. Na parte centro-oeste ocorre um corpo laterítico.

4 – Contexto Geoquímico: associações geoquímicas típicas de rochas intermediárias a básicas.

Anomalias de primeira ordem: Ni-Cr-V-Sc-Zn.

Anomalias de segunda ordem: Cu-Pb.

Destaca-se na parte sul da subzona as seguintes amostras:

Amostras anômalas para Sc, entre 20 e 50ppm, e para V, no intervalo de 150 e 500ppm, delimitam toda a subzona, refletindo uma associação característica de rochas básicas, ou com influência de material laterítico.

5 – Contexto Geofísico: relevo magnético acidentado com fortes anomalias deformadas, indicando movimentos tectônicos, associados a rochas máficas e/ou ultramáficas e a formações ferríferas.

PPM							
Amostra	Cu	Pb	Zn	Ni	Co	Cr	Sc
JS-3407	25	66	270	82	59	176	50
JS-3408	34	54	186	40	32	120	30
JS-3409	46	22	91	42	30	100	20

6 – Contexto Metalogenético: os garimpos de Au nas proximidades e os altos valores para Ni,Co,Cu e Cr, conferem para esta subzona uma alta potencialidade para metais básicos.

Subzona V.4A

1 – Localização: encontra-se no extremo-norte da Zona V, em drenagens da margem esquerda do igarapé São Sebastião.

2 – Forma: semicircular com prolongamento para NNE-SSE, e uma extensão de, aproximadamente, 280km^2.

3 – Contexto Geológico: abrange as rochas do Complexo Xingu e da Suíte Intrusiva Cateté.

4 – Contexto Geoquímico: associação nitidamente básica a ultrabásica.

Anomalias de primeira ordem: Ni-Cu-V-Ba-Zr.

Anomalias de segunda ordem: Pb.

Na porção norte desta subzona destacam-se as amostras: AS-3434, anômala de primeira ordem para Cu(37ppm) e de segunda ordem para As(5ppm). As amostras AS-3432 e AS-3435, também são anômalas de primeira ordem para Cu, com 38 e 42ppm, respectivamente. Associado a estes elementos, as amostras são anômalas de primeira ordem para Ba, com valores entre 200 e 500ppm.

Na parte sudoeste da Subzona V.4A, destacam-se as amostras JS-3440 e JS-3441, com 78 e 38ppm para Ni, respectivamente, refletindo provavelmente as mineralizações de níquel da serra do Jacaré.

5 – Contexto Geofísico: ocorre uma feição magnética bem expressiva com alinhamentos N/S, associada a rochas máfico-ultramáficas. Na parte sul da feição, nota-se sua continuidade infletindo para sudeste, com feição de um corpo mais delgado.

Zona fracamente radioativa sem expressão significativa.

6 – Contexto Metalogenético: altíssimo potencial para Ni e grande potencial para Au, em função dos garimpos existentes nesta região.

Zona VI.A

É uma zona restrita, localizada na parte SW da área em estudo, abrangendo drenagens dos igarapés da Floresta e Santa Rosa.

1 – Forma: irregular, alongada no sentido E-W, com aproximadamente 370km^2.

2 – Contexto Geológico: maior abrangência da Formação Iriri, representada pelas vulcânicas ácidas. Na parte norte, predomina a Formação Sobreiro, constituída por rochas vulcânicas intermediárias.

3 – Contexto Geoquímico: associação característica de rochas ácidas.

Anomalias de primeira ordem: Nb-Zr.

Anomalias de segunda ordem: Pb-Zn.

Todas as amostras desta zona, exibem valores anômalos de primeira ordem para Nb, variando entre 70 e 100ppm. O mesmo acontece com o Zr, com resultados analíticos maiores do que o limite superior do método, ou seja, G1.000ppm. Os resultados para Zn são de segunda ordem, destacando-se as seguintes amostras: JS-3210 (36ppm), JS-3211 (32ppm), JS-3212 (32ppm) e JS-3551 (37ppm). Merecem especial atenção, as amostras de concentrados de minerais pesados: JS-3796, JS-3797 e JS-4151, com resultados analíticos entre 1.200 e 1.440ppm para Sn.

4 – Contexto Geofísico: relevo magnético moderado, com ausência de anomalias expressivas. Radiometricamente apresenta-se com uma radiação total entre 1.100 e 1.500cps, associada a rochas predominantemente ácidas, sendo que, a porção nordeste mostra-se ainda mais radioativa, com valores entre 1.250 e 1.500cps.

5 – Contexto Metalogenético: os altos valores para Zr e Nb, associados aos resultados de concentrados de bateia, indicam boas possibilidades para terras raras e cassiterita.

6 – Destaques Geoquímicos: destaca-se à leste desta zona, duas amostras de concentrados de bateia, anômalas para Sn: JS-3766 (8.400ppm) e JS-3781 (8.000ppm).

Zona VII.B

É uma zona restrita, localizada ao norte da Zona VI.A, delineada por duas amostras, situadas na margem esquerda do Rio Xingu.

1 – Forma: apresenta uma forma semicircular, com aproximadamente 60km^2.

2 – Contexto Geológico: encontra-se sobre rochas da Formação Sobreiro, constituída de vulcânicas intermediárias.

3 – Contexto Geoquímico: associação característica de rochas intermediárias.

Anomalias de primeira ordem: Cu-Pb-Zn-Ni-Co-V.

Destaca-se a amostra JS-3200, anômala de primeira ordem para Cu (36ppm), Zn (46ppm), Ni (78ppm), Co (79ppm) e V (200ppm).

4 – Contexto Geofísico: não apresenta expressão magnética nem radiométrica significativas.

Na parte sul, evidencia-se um corpo básico orientado segundo a direção E-W.

5 – Contexto Metalogenético: a associação típica de rochas intermediárias, favorece a perspectiva de metais-base.

Zona VIII

É uma ampla zona, localizada no extremo NW da área de trabalho, onde ocorrem granitos intrusivos, granodioritos, tonalitos, vulcânicas intermediárias a ácidas e rochas sedimentares. Verificam-se elevados valores para Cu, B, Zr e Y. A diversidade litológica e a ocorrência de Au com Sn, além dos elementos já citados, permitem subdividi-la em três subzonas.

Subzona VIII.1A

1 – Localização: está situada no extremo NW da área de trabalho.

2 – Forma: apresenta uma forma semicircular, alongada na direção N-S.

3 – Contexto Geológico: existe uma predominância do Granito Parauari, com a presença da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, na parte leste. Na região SW, ocorrem vulcânicas intermediárias da Formação Sobreiro e metassedimentos do Grupo São Sebastião. Na parte sudeste, ocorrem em rochas do Complexo Xingu.

4 – Contexto Geoquímico: associação geoquímica característica de granitóides.

Anomalias de primeira ordem: Cu-Ag-Sn.

Anomalias de segunda ordem: Pb-Sc-Cr.

Destacam-se na parte sul, as bacias de captação das amostras AS-3508 e AS-3521, que além de serem anômalas de primeira ordem para Zn (75ppm) e Sc (20ppm), são anômalas para Sn em concentrados de bateia, com teores de 10.000ppm.

Na parte central destacam-se as amostras AS-3520, AS-3523, AS-3524, AS-3525, AS-3526, AS-3527 e AS-3528, por constituirem um conjunto de drenagens contínuas, com resultados analíticos definidos para Ag, analisada por EE, variando entre 0,7 a 2ppm. É importante salientar, que esta subzona está delineada por valores de Cu, de segunda ordem, caracterizando rochas intermediárias a básicas.

5 – Contexto Geofísico: na parte central, ocorrem alinhamentos magnéticos associados a rocha básica; e na parte centro-leste, destacam-se níveis altos de radiação total, associados a granitos intrusivos.

6 – Contexto Metalogenético - potencial comprovado para cassiterita e alto potencial para Au e Ag.

Subzona VIII.2A

1 – Localização: encontra-se na parte central da Zona VIII, nas cabeceiras dos igarapés São

Raimundo e Pium, ao sul do acampamento São Raimundo, da Mineração Taboca.

2 – Forma: semicircular com o maior eixo na direção E-W.

3 – Contexto Geológico: predominância do Grupo São Sebastião e pequena porção do Complexo Xingu.

4 – Contexto Geoquímico: associação típica de rochas graníticas.

Anomalias de primeira ordem: La-Y-Ba-Sn.

Anomalias de segunda ordem: Cu-Pb.

Destacam-se as amostras AS-3520, AS-3526, AS-3515, AS-3516, AS-3492, AS-3469 e AS-3471, anômalas de primeira ordem para La e Y. Os valores para La alcançam até 700ppm, destacando-se a amostra AS-3515 com 700ppm para La e 200ppm para Y. Os valores para Pb são de segunda ordem, variando entre 20 e 40ppm. Nos concentrados de minerais pesados, destaca-se a amostra AS-4091 com 10.000ppm para Sn, circundada por outras amostras, também, com valores elevados, variando entre 3.000 a 4.600ppm.

5 – Contexto Geofísico: feição radiométrica indicando alto nível de radiação total (acima de 1.500cps), associada a rocha de composição granítica. Nota-se que existe variação nos níveis de radiação, possivelmente, associada a uma diferenciação no corpo granítico.

Nas partes nordeste, sudeste e leste, ocorrem pequenas anomalias magnéticas relacionadas a corpos básicos.

6 – Contexto Metalogenético: altíssimo potencial para cassiterita e ouro. Os valores elevados para La e Y indicam a possibilidade da presença de terras-raras.

Subzona VIII.3A

1 – Localização: está situada no extremo NE da Zona VIII, na margem esquerda do igarapé São Sebastião.

2 – Forma: aproximadamente triangular, com uma extensão de 185km^2.

3 – Contexto Geológico: verifica-se principalmente a presença de rochas do Grupo São Sebastião, do Complexo Xingu e da Suíte Intrusiva Cateté.

4 – Contexto Geoquímico: associação típica de rochas graníticas.

Anomalias de primeira ordem: Cu-B.

Anomalias de segunda ordem: Pb-Zn-Co.

Destaca-se para Cu, a amostra AS-3485, anômala de primeira ordem, com 24ppm. Na parte central, destacam-se as amostras AS-3481 e AS-3484 com 200 e 500ppm para B, respectivamente.

A SE desta subzona, destacam-se duas amostras de concentrados de bateia, AS-4076 e AS-4077, nas quais, durante o bateamento no campo, foi observada a presença de "pintas" de ouro.

5 – Contexto Geofísico: feição magnética expressiva, exibindo anomalias alongadas com eixos orientados para NE-SW, associada a rochas máficas e/ou ultramáficas e, possivelmente, a formações ferríferas.

Radiometricamente, apresenta fraca radiação total, na parte central, aumentando nas partes nordeste e sudeste.

6 – Contexto Metalogenético: alto potencial para Sn e Au, com possibilidade para Cu, Pb e Zn.

7.3 Litogeoquímica dos Platinóides

A ocorrência de inúmeros corpos básico-ultrabásicos pertencentes a Suíte Intrusiva Cateté, potencialmente favoráveis a ocorrência de mineralizações de PGE, aliada a grande importância econômica desses elementos, motivou os autores desse mapeamento, a executarem uma avaliação prelimi-

nar desse contexto litológico-metalogenético. Com este intuito, foram selecionados 43 amostras de rotinas, das diversas rochas presentes nos principais corpos máfico-ultramáficos. Salienta-se que, em principio, o principal objetivo deste estudo litogeoquímico foi o de se conhecer o comportamento dos PGE nas rochas máfico-ultramáficas, os teores de *background* e testar o método analítico disponível. Os resultados encontrados, os tipos litológico e a localização dos corpos amostrados, podem ser observadas na tabela II.7.6.

O presente tratamento consistiu do cálculo dos parâmetros estatísticos básicos, confecção de histogramas gráficos de probabilidade e estudo das correlações entre os elementos, através da confecção de matriz de correlação. Estes cálculos foram prejudicados pela limitação do método analítico que forneceu um número extremamente baixo de resultados definidos, especialmente para Pt, com apenas 5 amostras com valores maiores do que o limite inferior de detecção. Para consubstanciar este estudo, juntou-se os resultados da análise química das amostras estudadas para a confecção da matriz de correlação. Os valores do Clarke dos elementos foram extraídos de Levinson (1974). Os parâmetros estatísticos para Pt, Pd e Au são apresentados na tabela II.7.7, cujos resultados serão discutidos na página seguinte.

Platina

Pouco pode ser dito para apenas 5 amostras com valores definidos. O limite de detecção de 5ppb é alto, comparando-se com os trabalhos mais recentes que utilizam níveis de ppt, e superior a média crustal (2ppb). Dessas 5 amostras, 2 são superiores à média de 12ppb: AV-129, um gabro norítico da serra da Onça com 25ppb e AV-226, gabrodiabásio de igarapé São Sebastião, com 15ppb. O histograma para os valores de Pt é apresentado, na tabela II.7.7, sem maior significado estatístico/metalogenético.

Paládio

Para o paládio, 13 amostras apresentam-se acima do limite de detecção de 2ppb. O teor médio é de 7ppb, acima da média crustal (4ppb), mas abaixo da média das rochas ultramáficas e máficas (20ppb). Os dois valores mais elevados de 26 e 18ppb estão relacionados às duas amostras anteriormente citadas, com os maiores valores de Pt. Estas amostras podem ser consideradas como estatisticamente anômalas, onde as onze amostras restantes variam de 2 a 10ppb e restritos a 2 intervalos de classe, como apresentado na distribuição de freqüência da figura II.7.5. O histograma mostra com bastante clareza, que os resultados de Pd também são pouco significativos, já que 8 amostras apresentam valores menores que 5ppb.

Ouro

Nas 43 amostras estudadas, 28 apresentam valores definidos para Au, melhorando sensivelmente o grau de significância do tratamento estatístico utilizado. O limite de detecção de 1ppb é bastante razoável e a nível dos padrões internacionais.

O teor médio nas amostras estudadas é de 2,82ppb, com intervalo de variação de 1 a 10ppb. Dois histogramas com as distribuições de freqüência são apresentados na figura II.7.5, cuja diferença é apenas a modificação do intervalo de classe. Em

Tabela II.7.6 – Resultado analítico dos PGE (ppb).

Amostra	Au	Pd	Pt	Tipo de Rocha	Localização
AV-15	-1,00	4,00	-5,00	Gabro	Serra da Onça
AV-200	3,00	4,00	-5,00	Gabro	Serra da Onça
AV-2	2,00	-2,00	-5,00	Piroxenito	Serra da Onça
AV-20	1,00	-2,00	-5,00	Gabro norítico	Serra da Onça
AV-13	1,00	-2,00	-5,00	Piroxenito	Serra da Onça
AV-90	1,00	-2,00	-5,00	Gabro norítico	Serra da Onça
AV-128	6,00	4,00	5,00	Piroxenito gabróico	Serra da Onça
AV-129	-1,00	18,00	25,00	Gabro norítico	Serra da Onça
AV-131	1,00	-2,00	-5,00	Gabro norítico	Serra da Onça
AV-330	1,00	-2,00	-5,00	Gabro/diabásio	Faz. Maginco
AV-332	-1,00	-2,00	-5,00	Norito	Faz. Maginco
AV-344	2,00	10,00	10,00	Norito	Faz. Maginco
AV-368C	-1,00	4,00	5,00	Peridotito	Ig. Mag. Grande
AV-374C	-1,00	-2,00	-5,00	Serpentinito	Serra do Jacaré
AV-374D	1,00	-2,00	-5,00	Serpentinito	Serra do Jacaré
AV-374G	1,00	2,00	-5,00	Gabro	Serra do Jacaré
AV-374H	-1,00	2,00	-5,00	Serpentinito	Serra do Jacaré
AV-374L	-1,00	-2,00	-5,00	Gabro	Serra do Jacaré
EM-482B	-1,00	2,00	-5,00	Ultramáfica	Serra do Jacaré
EM-484C	2,00	-2,00	-5,00	Gabro	Serra do Jacaré
AV-6	1,00	-2,00	-5,00	Serpentinito	Serra da Onça
AV-201B	-1,00	5,00	-5,00	Serpentinito	Serra da Onça
AV-226	5,00	26,00	15,00	Diabásio	Ig. S. Sebastião
AV-36B	-1,00	-2,00	-5,00	Gabro	Faz. Maginco
AV-38	7,00	-2,00	-5,00	Gabro norítico	Faz. Maginco
AV-331	3,00	-2,00	-5,00	Gabro norítico	Faz. Maginco
AV-334	7,00	-2,00	-5,00	Gabro	Faz. Maginco
AV-372A	3,00	-2,00	-5,00	Norito	Serra do Jacaré
AV-374I	-1,00	-2,00	-5,00	Serpentinito	Serra do Jacaré
AV-374J	4,00	-2,00	-5,00	Gabro	Serra do Jacaré
AV-379	10,00	-2,00	-5,00	Gabro	Serra do Jacaré
EM-503A	7,00	-2,00	-5,00	Norito	Serra do Jacaré
EM-504	3,00	-2,00	-5,00	Norito	Serra do Jacaré
AV-03	-1,00	-2,00	-5,00	Serpentinito	Serra da Onça
AV-84	1,00	-2,00	-5,00	Norito	Serra da Onça
AV-123	1,00	-2,00	-5,00	Serpentinito	Serra da Onça
AV-126	-1,00	-2,00	-5,00	Piroxenito	Serra da Onça
AV-127	1,00	-2,00	-5,00	Piroxenito	Serra da Onça
AV-130	-1,00	-2,00	-5,00	Norito	Serra da Onça
AV-256C	2,00	4,00	-5,00	Norito	Ig. Carapanã
AV-302	1,00	6,00	-5,00	Norito	Ig. Carapanã
AV-329	1,00	-2,00	-5,00	Norito	Ig. Carapanã
EM-02C	–	-2,00	-5,00	Gabro	Estr. do Abelha

Obs.: Método analítico: *Fireassay*/absorção atômica.

Tabela II.7.7 – Parâmetros estatísticos básicos para Pt, Pd e Au.

	N	X	S	MIN	MAX	Classes	It
Pt	5	12	8,37	5	25	(4)	(6,0)
Pd	13	7	7,16	2	26	5	5,1
Au	28	2,82	2,48	1	10	6	1,55

N Total = 43

$$It = \frac{A}{1 + 3{,}32 \log N}$$

N – número de amostras
X – média geométrica
S – desvio-padrão geométrico
MIN – valor mínimo
MAX – valor máximo
IT – número de classes
A – amplitude (MAX-MIN)

ambos, observa-se uma distribuição tipicamente lognormal, com assimetria positiva, típica dos elementos-traço. As distribuições são, aparentemente, bimodais refletindo a presença de pelo menos duas populações distintas, o que pode ser confirmado no gráfico de probabilidade da figura II.7.5, obtido através do programa PROBPLOT (Stanley, 1987). Neste, a população mais elevada (A) representa 20% do conjunto (5 a 6 amostras) com média de 6,3ppb. Esta população pode ser, estatisticamente, considerada como anômala, com limiar de prospecção de 4ppb. É importante citar, que na construção do gráfico de probabilidade, os dados originais foram log transformados.

Nas 28 amostras analisadas, 8 estão relacionadas aos gabros e noritos, além de serpentinitos da serra do Jacaré, inclusive as duas amostras com teores mais elevados da população A (AV-379, gabro com 10ppb e EM-503A, norito com 7ppb) Além destas, 5 amostras pertencem as rochas da Fazenda Maginco (2 com 7ppb). Na serra da Onça, 11 amostras apresentam valores definidos de Au onde apenas 1 apresenta 6ppb (população A) e o restante teores menores que 3 ppb (população B).

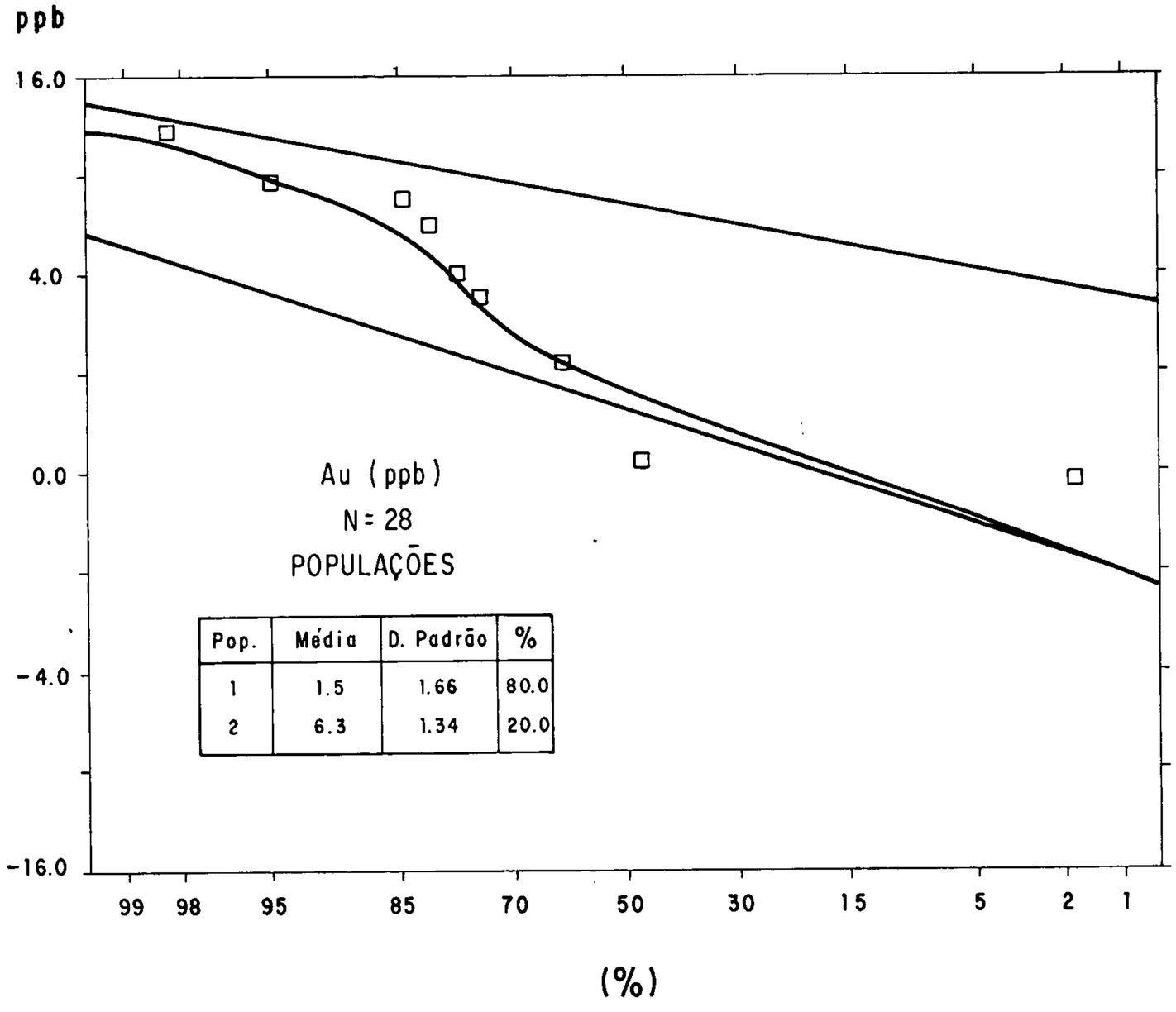
Correlações

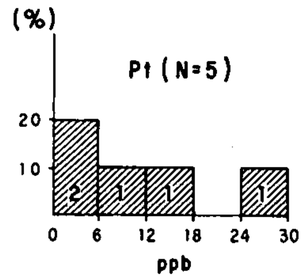
A matriz de correlação dos coeficientes de Pearson foi feita para os três elementos em questão, juntamente com os outros elementos maiores e traços analisados. As correlações obtidas apresentam baixo grau de significância, em função do pequeno número de amostras envolvidas. A melhor correlação obtida foi Pt-Pd (r = -0.92, N=5), como esperado. Pt e Pd apresentam ainda correlações razoáveis (valores de r menores que 0,6) com os elementos ferro magnesianos (Fe, Mg, Ni, Cr), ressaltando a associação desses elementos com os litotipos ultramáficos. Não foram observadas boas correlações entre o Au e os demais elementos.

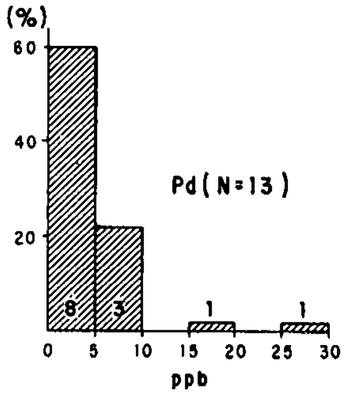
Considerações Finais

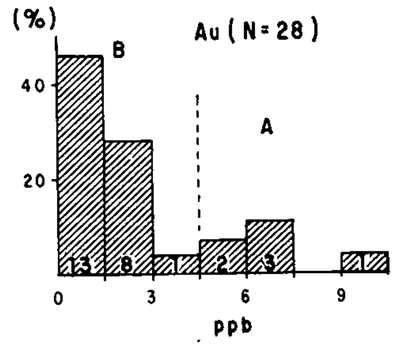
As duas amostras anteriomente citadas (AV-129 e AV-226) apresentam resultados para Pt e Pd, que apesar de baixos, em termos absolutos, merecem ser investigados, pois se destacam dos demais. Sugere-se, inicialmente, uma reanálise das amostras por outro método analítico ou pelo mesmo método, mas em outro laboratório. Posteriormente, uma reamostragem, com adensamento nos locais das amostras de maiores valores. Para ouro, destacam-se as rochas das serras do Jacaré, da Onça e da Fazenda Maginco.

Apesar de não se ter detectado algum valor de imediato interesse econômico, os resultados obtidos, indicam uma favorabilidade metalogenética para PGE, no âmbito das rochas máfico-ultramáficas da Suíte Intrusiva Cateté e sugerem o prosseguimento das pesquisas nesse sentido.









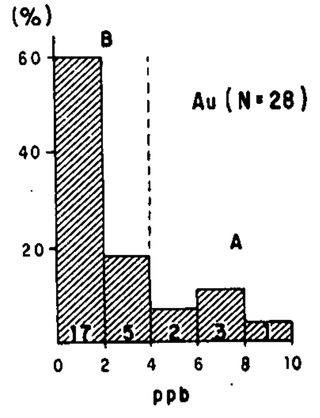


Figura II.7.5 - Gráfico de probabilidade para o Au e histogramas das distribuições de freqüência para Pt, Pd e Au. Nos histogramas, os números dentro de cada intervalo de classe representam o número de amostras do respectivo intervalo.

8

Geocronologia

Quando da execução da fase de pesquisa bibliográfica, observou-se uma extrema carência de dados geocronológicos no âmbito da Folha São Félix do Xingu. Cadastrou-se apenas uma datação, realizada no Maciço Velho Guilherme por Gomes *et al.* (1975), que obtiveram uma idade convencional Rb/Sr, em torno de 1.400M.a., a partir de análise, em rocha total, de uma única amostra. Para suprir esta deficiência, efetuou-se um programa de datações geocronológicas através de convênio firmado entre a CPRM e a Fundação de Amparo e Desenvolvimento da Pesquisa – FADESP, com a participação do Laboratório de Geologia Isotópica – LGI, do Centro de Geociências – CG, da Universidade Federal do Pará – UFPa.

O método utilizado foi o Rb/Sr em rocha total e minerais. Os teores preliminares de Rb e Sr, foram determinados nos laboratórios de Absorção Atômica e Petrologia, do Centro de Geociências da UFPa. Com base nesses resultados e nas informações de campo fornecidas pela CPRM/SUREG-BE, os conjuntos de amostras foram submetidos às análises isotópicas. Considerando as etapas sucessivas de trabalho analítico, as amostras sofreram inicialmente um ataque ácido (HF + HNO_3 e $HClO_4$). Posteriormente, em cada amostra, separou-se os elementos Rb e Sr por cromatografia, utilizando-se resinas trocadoras de íons do tipo DOWEX AG 50X8 devidamente calibradas. As alíquotas de Rb e Sr, de cada amostra, foram submetidas as leituras isotópicas no espectrômetro de massa (ISOMASS VG 54E), do LGI, visando-se determinar as razões isotópicas do Rb e Sr. As concentrações finais de Rb e Sr foram determinadas por diluição isotópica (Traçador misto $^{87}Rb^{84}Sr$). Os cálculos de regressão foram realizados com o algoritmo de Williamson (1968), modificado e, segundo York

(1966 e 1969), o valor da constante de desintegração do ^{87}Rb é de 1.42 10^{-11} $anos^{-1}$. Os resultados são representados com desvio-padrão de 1Σ. As razões isotópicas do Sr foram corrigidas do efeito de discriminação da massa, a partir da razão de referência $^{86}Sr/^{88}Sr$ = 0,1194.

Os conjuntos rochosos a serem analisados, foram selecionados com base na sua importância no contexto tectono-estrutural, bem como, na adequação litológica ao método geocronológico utilizado. Desta maneira, foram selecionadas rochas de dois corpos do Granodiorito Rio Maria, da Suíte Intrusiva Velho Guilherme (Maciço Velho Guilherme), do Granito Parauari e gnaisses do Complexo Xingu. As amostras provenientes dos diversos conjuntos rochosos, obedeceram aos seguintes critérios de seleção para datação:

1 – Com base no mapa geológico procurou-se reduzir o número de locais de amostragem.

2 – Descrição petrográfica em lâminas delgadas das amostras coletadas.

3 – Dados preliminares de concentração de Rb/Sr, avaliados nos diagramas Sr *versus* Rb e diagrama linear das razões Rb/Sr.

8.1 Suíte Intrusiva Velho Guilherme

Baseado na seqüência mencionada, foram selecionadas 8 amostras de rochas provenientes do Maciço Velho Guilherme.

Em uma primeira etapa, foram escolhidas amostras coletadas no afloramento EM-44. Pelo fato das razões Rb/Sr serem bastante elevadas, foi preciso selecionar outras amostras, provenientes de outros afloramentos (EM-85, 89, 91, 93 e 94), para se encontrar espécimes com razões Rb/Sr mais baixas, com a finalidade de se ter uma melhor determinação da razão isotópica inicial. Desse novo conjunto analisado, somente a amostra EM-R-85c mostrou-se aproveitável.

Os resultados analíticos obtidos por absorção atômica e fluorescência de raios-X, são apresentados na tabela II.8.1. A seleção das amostras foi realizada após a plotagem dos resultados experimentais no diagrama Sr *versus* Rb e no diagrama linear Rb/Sr (figura II.8.1).

Tabela II.8.1 – Teores de Rb e Sr e razões Rb/Sr obtidos por absorção atômica(1) e por fluorescência de raios-X(2).

.Amostra	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb/Sr
EM-R-44A[1]	330	15	17,37
EM-R-44B[1]	268	19	14,11
EM-R-44C[1]	315	19	16,58
EM-R-44D[1]	416	19	21,89
EM-R-44E[1]	403	37	10,89
EM-R-44F[1]	nd	nd	–
EM-R-44G[1]	425	19	22,37
EM-R-85C[2]	427	27	15,81
EM-R-88B[2]	575	12	47,91
EM-R-89A[2]	555	12	46,25
EM-R-91[2]	478	12	39,83
EM-R-93A[2]	504	14	36,00
EM-R-93C[2]	516	12	43,00
EM-R-94A[2]	515	12	42,91
EM-R-94C[2]	525	12	43,75

A tabela II.8.2 apresenta os resultados analíticos alcançados, para as 8 amostras de rochas totais analisadas. Nessa mesma tabela, constam resultados analíticos obtidos em minerais separados das amostras EM-44F (feldspatos) e EM-44D (feldspatos e biotitas). As frações minerais foram analisadas, na tentativa

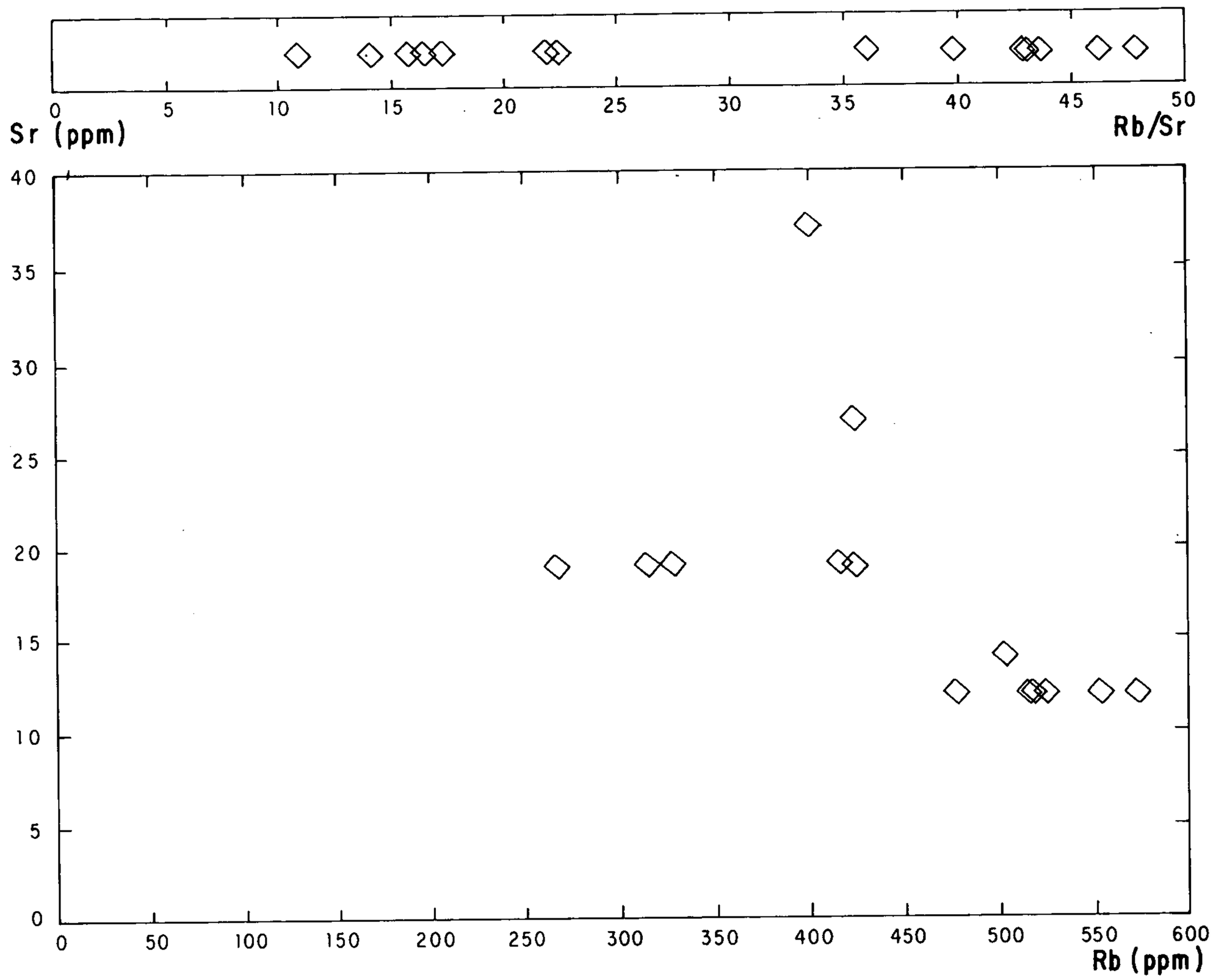


Figura II..8.1 – Diagrama linear Rb/Sr e diagrama Sr versus Rb para as amostras do Maciço Velho Guilherme.

de melhor definir-se a razão isotópica inicial do corpo granítico. Foram também colocados naquela tabela, os resultados encontrados por Gomes *et al.* (1975), para a amostra RM-9 do Maciço Velho Guilherme. Os erros analíticos para esse ponto foram estimados em 1% para a razão $^{87}Rb/^{86}Sr$ e 0,5% para a razão $^{87}Sr/^{86}Sr$.

– Desvios Analíticos:		
Concentrações de Rb	2,25% - 2,37%	(1 desvio-padrão)
Concentrações de Sr	1,03% - 1,18%	(1 desvio-padrão)
Razão isotópica $^{87}Rb/^{86}Sr$	1,38% - 1,57%	(1 desvio-padrão)
Razão isotópica $^{87}Sr/^{86}Sr$	0,08% - 0,19%	(1 desvio-padrão)
Valores dos brancos (durante o período de análises)	Rb: 2ng	Sr: 38ng

Tabela II.8.2 – Resultados analíticos para as amostras do Maciço Velho Guilherme.

Amostra	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}Rb/^{86}Sr$	Desvio	$^{87}Sr/^{86}Sr$	Desvio
EM-R-44A	550	6,57	551,76	8,31	13,8099	0,01153
EM-R-44B	505	8,97	257,43	3,59	6,6517	0,00831
EM-R-44C	545	5,99	681,62	10,32	16,9725	0,03226
EM-R-44D	496	8,46	283,54	3,92	7,5667	0,00717
EM-R-44E	520	5,77	637,99	9,31	15,4959	0,01332
EM-R-44F	495	6,19	507,42	7,53	12,9293	0,01150
EM-R-44G	600	6,73	659,33	10,36	16,5895	0,01799
EM-R-85C	415	27,14	49,30	0,62	1,8804	0,00071
EM-R-44F/Feld.	437	12,36	154,26	2,49	5,8936	0,00781
EM-R-44D/Feld.	398	9,46	187,73	2,79	6,2291	0,00751
EM-R-44D/Biot.	502	9,91	223,69	3,30	6,0895	0,00533
RM-9*	447	2,63	472,00	4,72**	10,4100	0,05**

(*) amostra analisada por Gomes et al. (1975).
(**) valores estimados para os desvios.

Os resultados analíticos para as amostras do Maciço Velho Guilherme, foram lançados em diagramas isocrônicos $^{87}Rb/^{86}Sr$ *versus* $^{87}Sr/^{86}Sr$. A figura II.8.2 apresenta o diagrama isocrônico para as 8 amostras, de rochas totais, do conjunto analisado. Estas amostras forneceram uma idade de 1.653 ± 14M.a. com uma razão isotópica inicial de 0,708 ± 24 e uma MSWD = 1,71. O alinhamento dos pontos experimentais é de boa qualidade, e a reta isocrônica apresenta boa confiabilidade, conforme o baixo valor da MSWD. Portanto, a idade obtida pode ser considerada como geologicamente significativa. O erro sobre a razão isotópica inicial encontra-se muito elevado, devido a ausência de pontos próximos à origem da reta isocrônica.

A idade de 1.653 ± 14M.a. obtida para o Maciço Velho Guilherme pode ser interpretada como sendo a idade de colocação do corpo granítico, em decorrência do mesmo não apresentar evidências de metamorfismo e/ou deformação, posteriores a cristalização.

Os altos teores de Rb e os teores muito baixos de Sr (tabela II.8.1), refletem um estádio avançado de diferenciação magmática do corpo granítico. A falta de pontos analíticos com baixas razões Rb/Sr, dificulta a obtenção de um valor aceitável para a razão isotópica inicial. Portanto, essa razão isotópica inicial ($^{87}Sr/^{86}Sr$) de 0,708 ± 24, não permite interpretações genéticas para o Maciço Velho Guilherme.

Várias tentativas foram realizadas para melhorar a definição da razão isotópica inicial do corpo granítico, uma das quais, constou na separação de frações de feldspato da amostra EM-44F e frações de feldspato e de biotita da amostra EM-44D. As frações de feldspato tiveram um comportamento anômalo na reta isocrônica, apresentando um nítido enriquecimento do nuclídio ^{87}Sr, em relação às amostras de rochas totais (figura II.8.3). Estes minerais, encontram-se alterados para sericita e argilominerais, o que pode ter causado o desalinhamento. A fração de biotita alinhou-se perfeitamente na reta isocrônica, definida pelas rochas totais.

Em uma tentativa de datação do Maciço Velho Guilherme, Gomes *et al.* (1975) obtiveram uma idade convencional Rb/Sr em torno de 1.400M.a., a partir de uma única amostra de rocha total. No presente estudo, essa amostra (RM-9) foi incluída no conjunto de amostras analisadas (figura II.8.4), o qual foi submetido a um novo cálculo analítico que forneceu uma isócrona com idade de 1.608 ± 40M.a. e razão isotópica inicial ($^{87}Sr/^{86}Sr$) de 0,74 ± 0,076 (MSWD = 19,42). Os teores de Rb e Sr, determinados para a amostra RM-9, estão na faixa dos teores encontrados para as amostras analisadas neste trabalho (tabela II.8.2), e a ausência de dados petrográficos

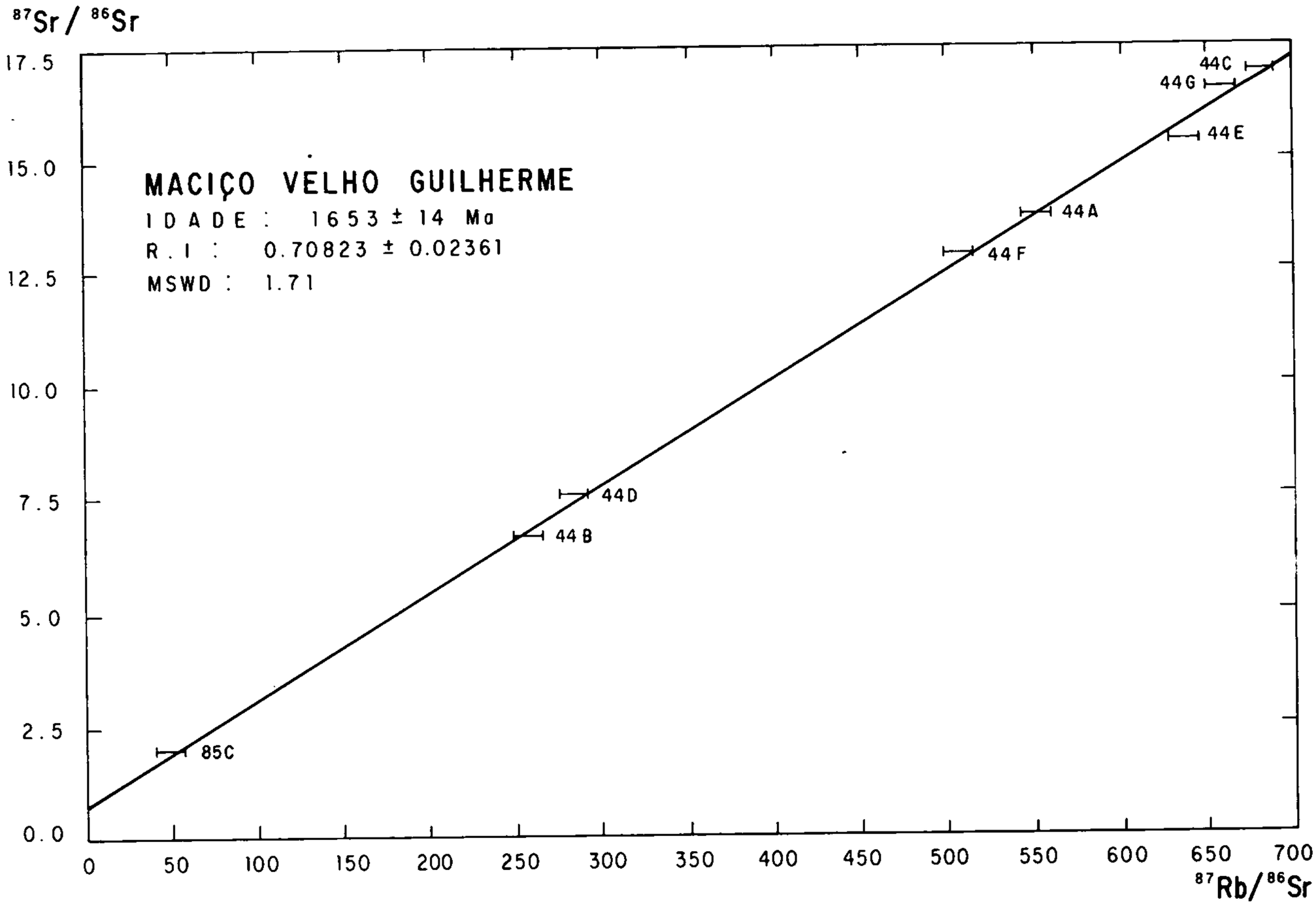


Figura II.8.2 – Diagrama isocrônico Rb/Sr para as amostras do Maciço Velho Guilherme.

e petrológicos, para a amostra RM-9, não permite uma explicação para o comportamento dessa amostra no diagrama isocrônico.

Gomes *et al.* (*op. cit.*) e, em seguida, Cordani *et al.* (1984), destacaram a inconsistência de se considerar essa informação como definitiva para a idade do Maciço Velho Guilherme. Apesar dessas observações, vários autores utilizaram esse resultado, para definir um evento magmático em torno de 1.400M.a. A idade de 1.653M.a. obtida neste trabalho, mostrou que o Maciço Velho Guilherme pertence a uma intensa atividade magmática, geradora de granitos, que ocorreu em toda a Província Amazônica Central, em um período entre 1.750M.a. e 1.600M.a., conforme as idades isocrônicas Rb/Sr obtidas para os granitos: Central de Carajás (Tassinari *et al.*, 1982), Serra do Acari (Jorge João *et al.*, 1985), Madeira e Água Boa (Macambira *et al.*, 1987), Seringa (Lafon *et al.*, 1988), Cigano (Gonçalez *et al.*, 1988), Musa (Gastal *et al.*, 1987), Jamon (Dall'Agnol *et al.*, 1984) e Teles Pires (Tassinari *et al.*, 1978). Somente o Granito Redenção, até o momento, forneceu uma idade isocrônica Rb/Sr mais jovem de 1.350 ± 80M.a.(Tassinari *et al.*, 1984).

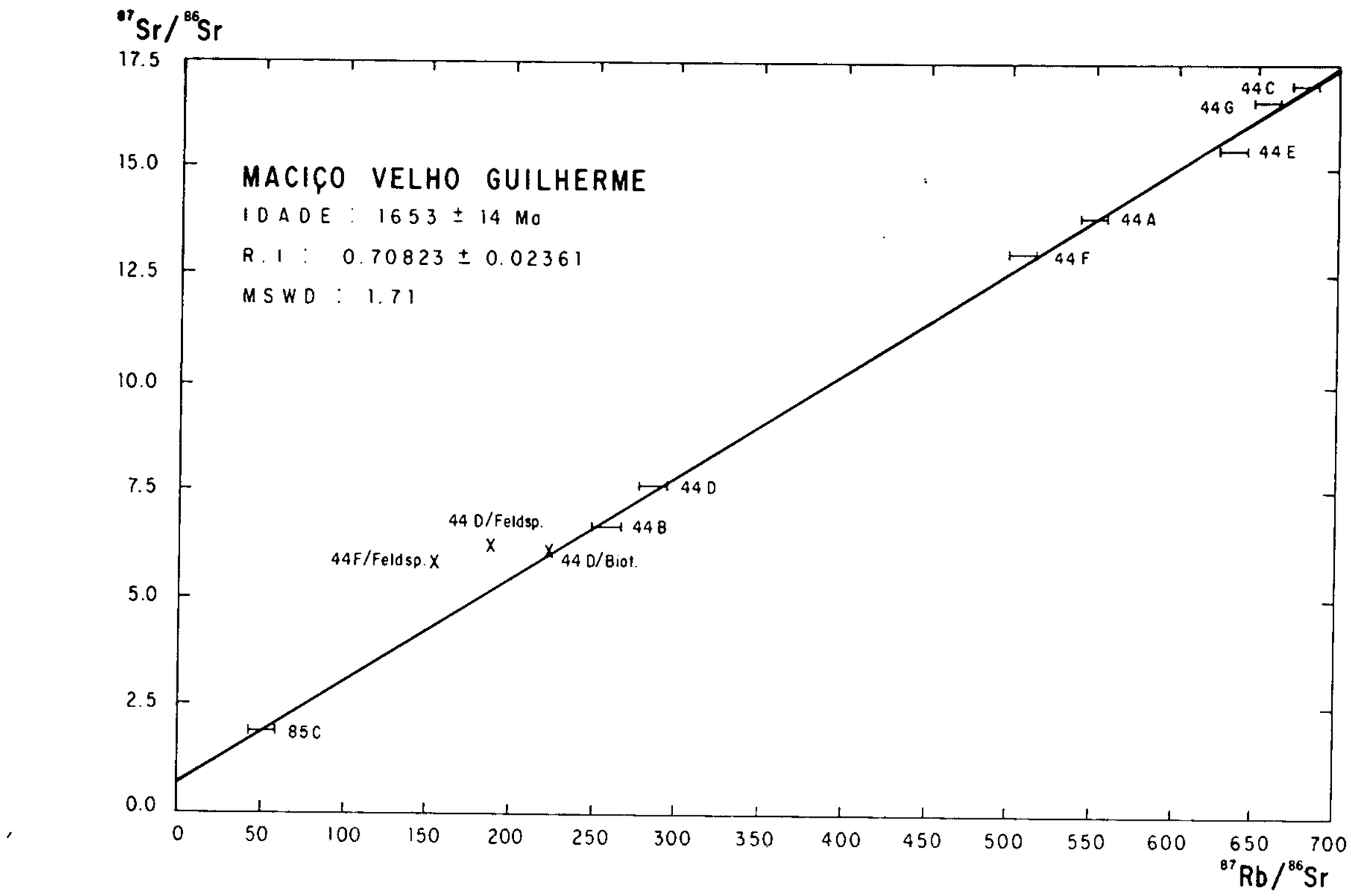


Figura II.8.3 – Diagrama isocrônico Rb/Sr para as amostras do Maciço Velho Guilherme.

As primeiras datações U/Pb em zircões para esses granitos, forneceram idades entre 1.820M.a. e 1.885M.a., portanto mais antigas do que as fornecidas pelo geocronômetro Rb/Sr (Wirth *et al.*, 1986, Machado *et al.*, 1988). É o caso dos granitos Central de Carajás, Musa e Cigano, que foram datados por ambos os métodos e apresentaram uma diferença de idade da ordem de 150 a 220M.a. Esta diferença é considerada alta, para ser interpretada como conseqüência de um resfriamento lento, e de diferenças nas temperaturas de fechamento dos sistemas U/Pb e Rb/Sr, mesmo considerando que a região se manteve aquecida durante um tempo expressivo, devido a intensa atividade plutônica que ocorreu nesse período.

Geralmente, em rochas magmáticas, a idade fornecida pelo método U/Pb em zircão, corresponde à idade de cristalização dos corpos. Portanto, as idades Rb/Sr mais jovens encontradas para esses granitos, podem representar o resultado de transformações tardi à pós-magmáticas, que afetaram o sistema Rb/Sr dos mesmos, como foi proposto por Welin *et al.* (1983). Essa possibilidade não pode ser descartada no caso do Maciço Velho Guilherme, e a idade de 1.653 ± 14M.a. obtida neste estudo, deve ser considerada como uma idade mínima para a cristalização do corpo.

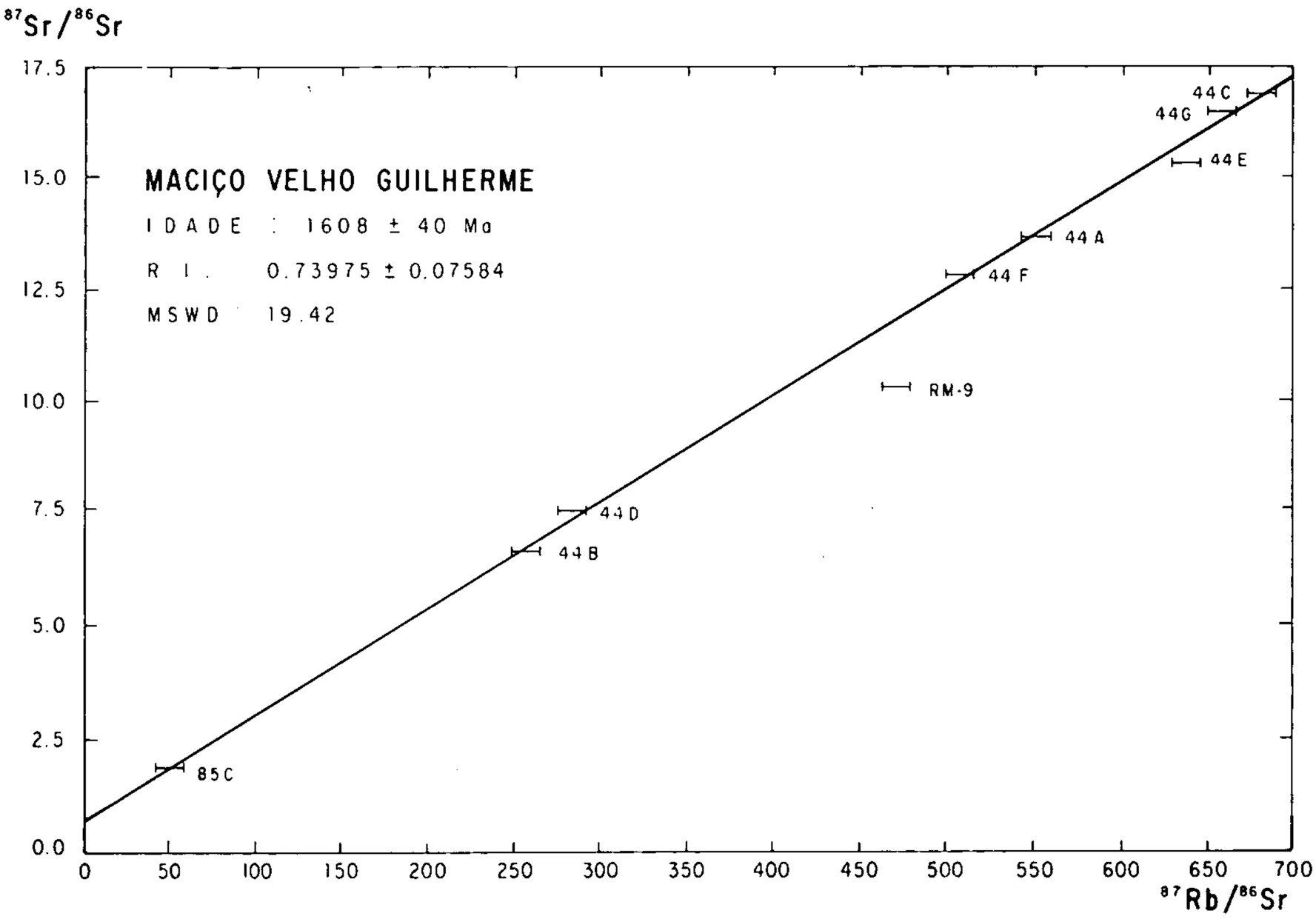


Figura II.8.4 – Diagrama isocrônico Rb/Sr para as amostras do Maciço Velho Guilherme (incluindo a amostra RM-9).

8.2 Granodiorito Rio Maria

No âmbito da Folha São Félix do Xingu a Unidade Rio Maria está representada por dois corpos. Para o localizado a oeste das supracrustais Tucumã, na bacia do igarapé Manelão, foi analisado um conjunto de 10 amostras de rochas totais, de natureza monzogranítica, proveniente dos pontos de coleta AV-184, 253, 256 e 315. Em lâminas delgadas as amostras, em geral, apresentam-se foliadas e milonitizadas. Algumas das amostras, ainda conservam porções reliquiares com texturas primitivas preservadas, mas apresentam-se intensamente sericitizadas e moderadamente epidotizadas. Procurou-se escolher as amostras menos deformadas e pouco alteradas.

Os resultados analíticos dos teores de Rb e Sr obtidos por fluorescência de raios-X, foram colocados nos diagramas Rb *versus* Sr e Rb/Sr (figura II.8.5 e tabela II.8.3).

Os valores das razões Rb/Sr variam na ordem de 0,08 até 1,75 e foram relacionadas às amostras AV-R-184 A, B, C, D, E, F, G, AV-25B, 256C e 315A.

A tabela II.8.4 mostra os resultados analíticos obtidos para as 10 amostras selecionadas. Os valores das razões $^{87}Rb/^{86}Sr$ variam de 0,193 até 5,64 e os desvios analíticos ficaram entre 1,04 e 2,06% para $^{87}Rb/^{86}Sr$ e entre 0,006% e 0,026% para a razão $^{87}Sr/^{86}Sr$.

Os brancos de química, no período das análises, foram em torno de 5ng para o Rb e de 10ng para o Sr.

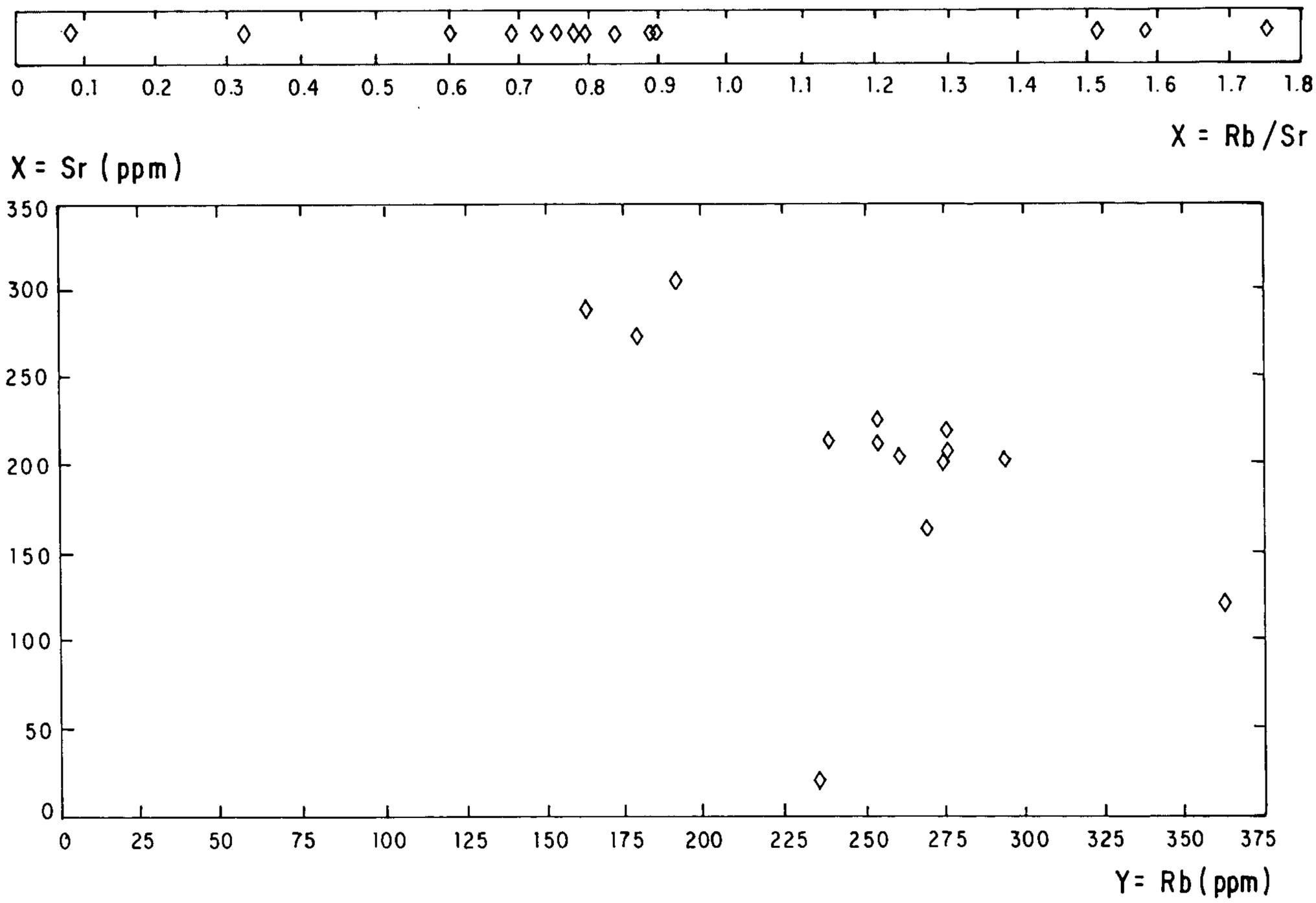


Figura II.8.5 – Diagrama Rb versus Sr e diagrama linear Rb/Sr para as amostras do Granodiorito Rio Maria (Igarapé Manelão).

Colocados em um diagrama isocrônico, os pontos experimentais correspondendo às 10 amostras, definem um alinhamento que fornece uma idade de 2.716 ± 34M.a. e uma razão inicial de 0,70292 ± 30, com MSWD de 3,74 (figura II.8.6).

O alto valor MSWD é provocado pela amostra AV-R-315A que se apresenta afastada da isócrona. Um novo cálculo de idade, excluindo a amostra AV-315A, forneceu uma idade de 2.739 ± 23M.a. e uma razão inicial de 0,70283 ± 19, com MSWD de 1,54 (figura II.8.7).

A boa qualidade do alinhamento (MSWD = 1,42), o número elevado de pontos experimentais (9 amostras analisadas) e o espalhamento satisfatório dos pontos ($^{87}Rb/^{86}Sr$ entre 1,93 e 3,17) permitem considerar o resultado obtido como geologicamente significativo. O fato da amostra AV-315A posicionar-se em uma posição abaixo da isócrona, é relativamente comum, para amostras que apresentam razão Rb/Sr elevada, principalmente quando se encontra deformada. A razão isotópica inicial é muito bem definida, devido a existência de pontos experimentais muito próximos da origem (baixas razões Rb/Sr).

Para o corpo do Granodiorito Rio Maria situado à leste das supracrustais Tucumã, na região

Tabela II.8.3 – Teores de Rb e Sr e razões Rb/Sr obtidos por fluorescência de raios-X para as amostras do Granodiorito Rio Maria (Igarapé Manelão).

Amostra	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb/Sr
AV-R-184A	209	277	0,75
AV-R-184B	203	294	0,69
AV-R-184C	204	261	0,78
AV-R-184D	213	254	0,84
AV-R-184E	215	239	0,90
AV-R-184F	219	276	0,79
AV-R-184G	200	275	0,73
AV-R-184H	226	254	0,89
AV-R-316B	273	180	1,52
AV-R-315B	306	193	1,07
AV-R-313A	288	164	1,76
AV-R-253	119	364	0,33
AV-R-256C	19	236	0,08
AV-R-320	163	270	0,60

da cidade de Ourilândia do Norte, foi selecionado um conjunto de 11 amostras, de rochas totais, provenientes dos pontos de coleta EM-14, 16, 19 e 23 e AV-R-69, 158 e 161. As amostras apresentaram, em lâminas delgadas, feições deformacionais comparáveis com aquelas encontradas na bacia do igarapé Manelão. Contudo, as amostras provenientes da região de Ourilândia exibem, com mais frequência, texturas primitivas preservadas.

Os valores dos teores de Rb e Sr e a razão Rb/Sr para cada amostra, foram lançadas nos diagramas Rb *versus* Sr e Rb/Sr (tabela II.8.5, figura II.8.8). A razão Rb/Sr varia de 0,023 até 0,523, e uma variação muito grande dos teores de Sr foi observada.

As amostras EM-17, AV-69A, 69B, 69C, 69D, 69E, 69F, 69H, 158C e 161, localizadas na região da cidade de Ourilândia, foram escolhidas para as análises isotópicas. As amostras EM-14, 19 e 23E foram descartadas, devido encontrarem-se bastante milonitizadas.

A tabela II.8.6 mostra os resultados analíticos para as 11 amostras de rochas totais, incluindo 3 duplicatas (AV-161, 69G e 69E). Os valores dos erros relativos em percentual, ficaram entre 1,07% e 1,79% para a razão $^{87}Rb/^{86}Sr$, e entre 0,004% e 0,037% no caso da razão $^{87}Sr/^{86}Sr$. A duplicata realizada para a amostra AV-69E, mostra uma boa reprodutibilidade para as análises isotópicas. Os brancos de química, durante o período das análises, ficaram entre 5 e 10/ng, de Rb e Sr, respectivamente.

No diagrama isocrônico, os 11 pontos experimentais representativos das amostras analisadas, forneceram um alinhamento definido, uma idade de 2.532 ± 130M.a. e uma razão isotópica inicial de 0,70198 ± 63, com MSWD de 45,63 (figura II.8.9). O valor da MSWD é bastante elevado e mostra que o sistema Rb/Sr, não se comportou em sistema fechado, após a cristalização do Granodiorito Rio Maria. Este valor elevado é essencialmente provocado, pelo desalinhamento dos pontos correspondentes às amostras AV-69E e EM-17. A cogeneticidade da amostra AV-69E com as demais, dificilmente pode ser colocada em dúvida, devido ao fato dela ter sido coletada no mesmo afloramento (AV-69).

Por outro lado, a duplicata dessa mesma amostra expõe a boa reprodutibilidade das análises isotópicas, e descarta a possibilidade de uma deficiência analítica. O fato dessas duas amostras desalinharem-se com as outras, parece ser devido à deformação intensa que apresentam (milonitização), e/ou ao grau elevado de alteração.

Eliminando as amostras AV-69E e EM-17 do conjunto de pontos experimentais, um novo cálculo de regressão forneceu uma idade de 2.677

Tabela II.8.4 – Resultados analíticos para as amostras do Granodiorito Rio Maria (Igarapé Manelão).

Amostra	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb/Sr	$^{87}Rb/^{86}Sr$	Desvio	$^{87}Sr/^{86}Sr$	Desvio
AV-R-256C	11,23	168,0	0,07	0,193	0,002	0,710438	0,000090
AV-R-253	101,49	325,9	0,31	0,904	0,013	0,739808	0,000041
AV-R-184B	182,83	263,0	0,70	2,026	0,035	0,784503	0,000064
AV-R-184G	184,93	246,7	0,75	2,186	0,038	0,789847	0,000201
AV-R-184A	194,46	242,1	0,80	2,344	0,041	0,793179	0,000044
AV-R-184F	206,47	252,2	0,82	2,389	0,043	0,797253	0,000081
AV-R-184D	197,71	230,1	0,86	2,509	0,043	0,801659	0,000081
AV-R-184E	230,63	212,8	1,08	3,172	0,058	0,828349	0,000094
AV-R-316B	231,55	150,6	1,54	4,522	0,083	0,877513	0,000090
AV-R-315A	255,87	133,8	1,91	5,641	0,116	0,905501	0,000183

±50M.a. e uma razão isotópica inicial de 0,70161 ± 22, com MSWD de 5,21 (figura II.8.10). A aceitabilidade dos resultados analíticos é boa, já que o espalhamento dos pontos experimentais é bom, e a dispersão dos pontos representativos das amostras que provocam o valor relativamente elevado do MSWD, tem, provavelmente, origem geológica (deformação ?). O baixo desvio sobre a razão isotópica inicial, é devido à existência de uma amostra (AV-158C), com razão $^{87}Rb/^{86}Sr$ extremamente baixa (0,056) e, portanto, muito próxima da origem.

As idades de 2.739 ± 23M.a. e 2.677 ± 50M.a., calculadas para os dois corpos do Granodiorito Rio Maria, podem ser interpretados como a idade mínima para a cristalização do corpo. Entretanto, o fato do corpo exibir texturas deformacionais, não exclui a possibilidade de que a idade obtida, seja uma idade rejuvenescida pelo evento tectônico que afetou esse corpo. Neste caso, o valor encontrado corresponderia à idade do evento deformacional, e a idade do corpo, podendo ser mais antiga. As razões iniciais encontradas são baixas e ficam próximas às da razão isotópica do manto, à cerca de 2.750M.a. atrás. Isto implica, em uma fonte com características mantélicas ou de curto tempo de residência crustal, para o Granodiorito Rio Maria.

Na região de Rio Maria (Sul do Pará), Macambira *et al.* (1988), Montalvão *et al.* (1988) e Gastal *et al.* (1987), obtiveram para os granitóides associados às seqüências do tipo *greenstone belt*, uma idade aproximada de Rb/Sr, entre 2.500 e 2.700M.a. Devido as similaridades litoestruturais e geocronológicas encontradas entre os granitóides da região do Rio Maria e os da porção SE da Folha São Félix do Xingu, é coerente supor que exista uma correlação, e mesmo uma continuidade, entre os granitóides das regiões acima mencionadas.

8.3 Granito Parauari

Um conjunto de 6 amostras de rochas totais do Granito Parauari, foi selecionado a partir de 12 amostras, segundo um perfil aproximadamente N-S, exceto para a EM-333, que foi coletada a E do referido perfil. A escolha das

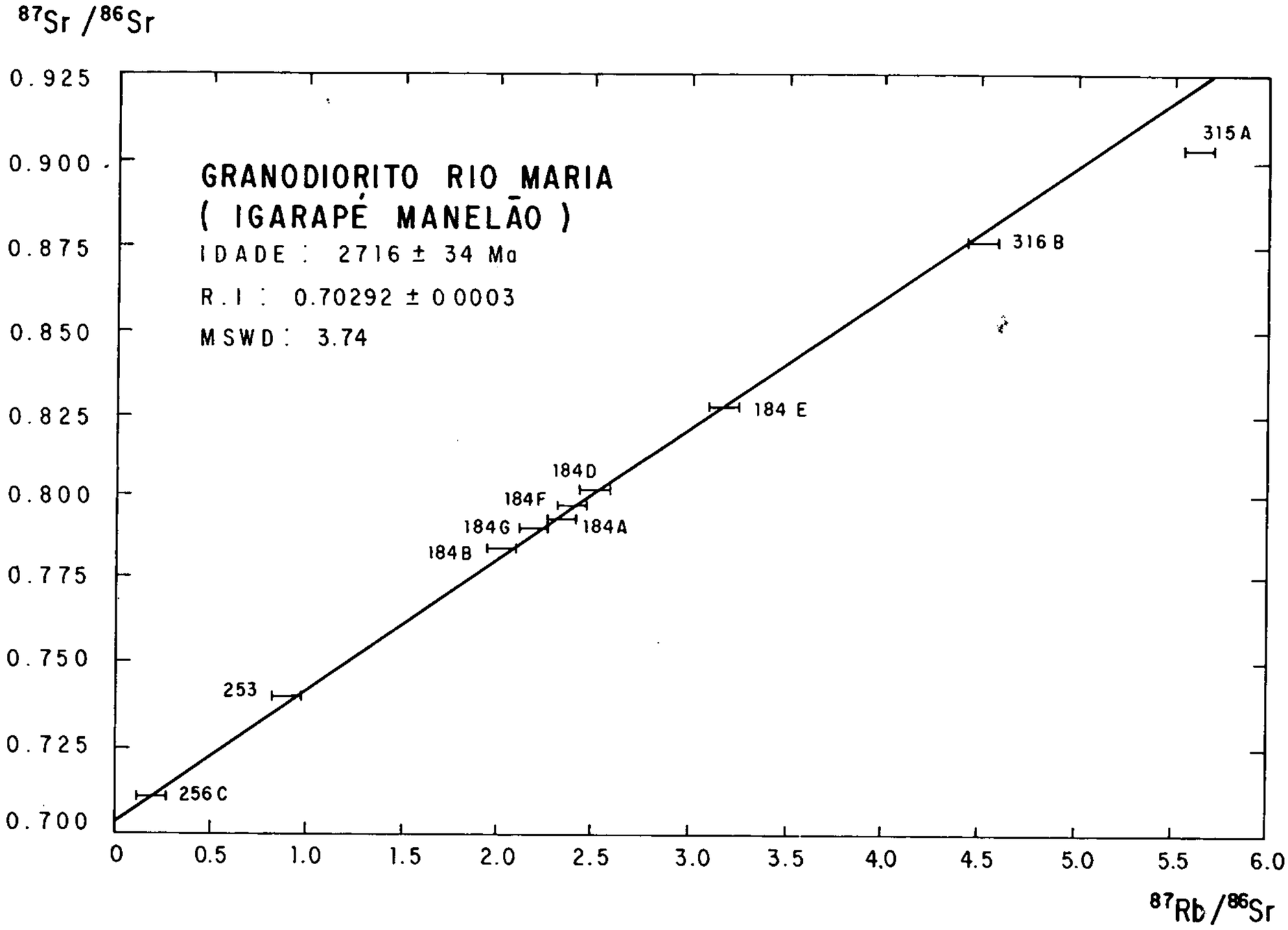


Figura II.8.6 – Diagrama isocrônico para Granodiorito Rio Maria (Igarapé Manelão).

amostras foi feita com base nos teores de Rb e Sr e da razão Rb/Sr determinados pelo LAMIN/CPRM (tabela II.8.7, figura II.8.11). As razões Rb/Sr são relativamente baixas, exceto as da amostra EM-333, que se destaca com valor elevado de Rb e baixo valor de Sr, em relação às outras amostras e, portanto, com alta razão Rb/Sr.

Quando se compara os resultados de Rb e Sr obtidos por fluorescência de raios-X pelo LAMIN/CPRM, e os obtidos por diluição isotópica no Laboratório de Geologia, da UFPa, observa-se uma boa correlação entre os teores de Sr obtidos pelos dois métodos, enquanto que, os teores de Rb são muito diferentes. A diferença relativa aumenta com a diminuição do teor de Rb conforme pode ser observado nas tabelas II.8.7 e II.8.8.

As seguintes amostras foram selecionadas e submetidas às análises isotópicas: EM-291, 284, 289B, 285, 289A, 333. Os resultados analíticos são apresentados na tabela II.8.8.

Os pontos experimentais dessas 6 amostras, lançados no diagrama isocrônico, forneceram

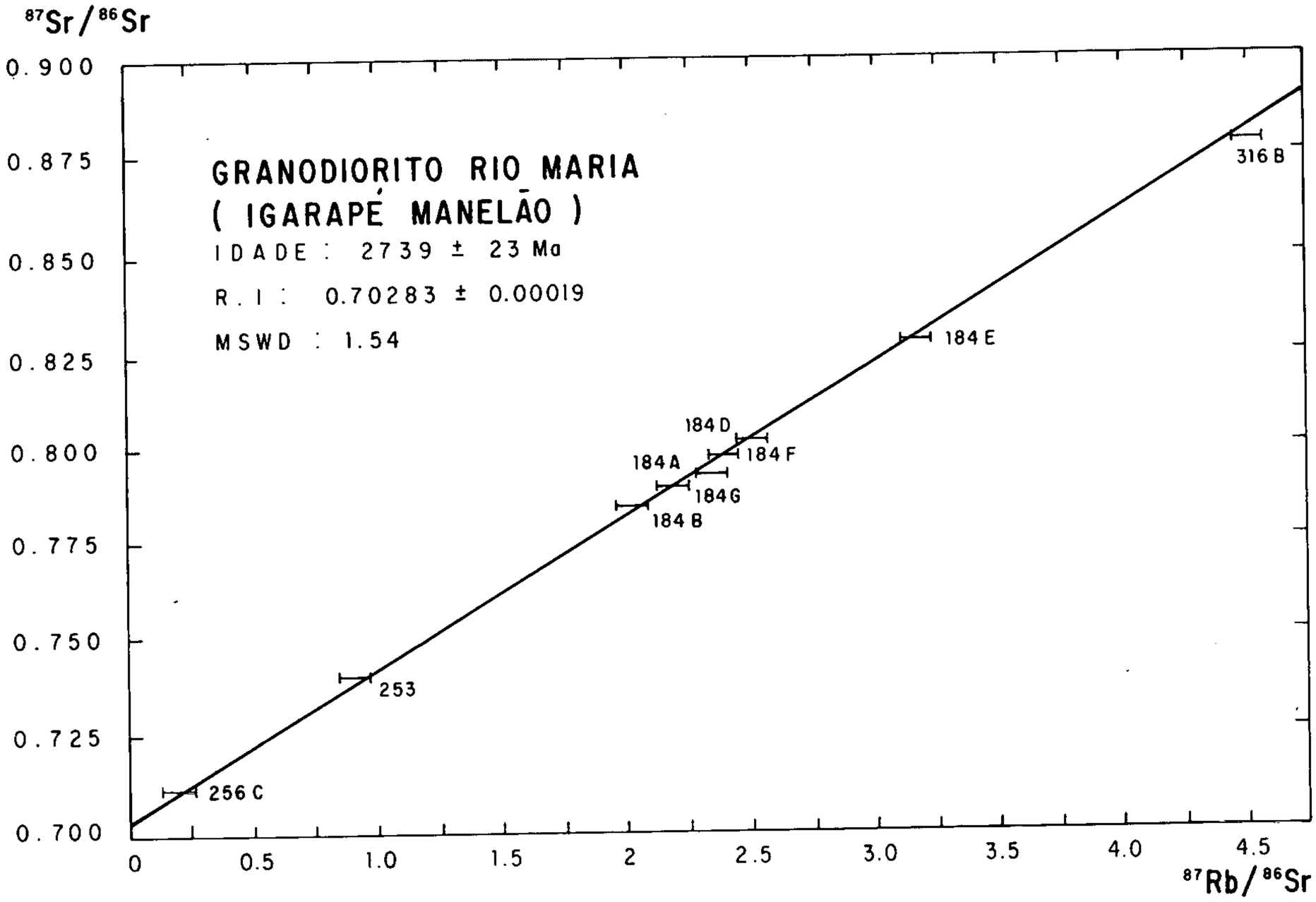


Figura II.8.7 – Diagrama isocrônico para o Granodiorito Rio Maria. (Igarapé Manelão) sem a amostra 1580-AV-315A.

uma idade de 1.907 ± 47M.a. e uma razão inicial = 0,70463 ± 53 com MSWD = 3,06 (figura II.8.12). O MSWD é relativamente baixo, para o conjunto de amostras analisadas, e a idade pode ser considerada como geologicamente significativa. A confiabilidade da isócrona é prejudicada pela falta de pontos experimentais intermediários, entre o grupo de pontos com razões 87Rb/86Sr inferior a 1,5 e o ponto EM-R-333 com razão $^{87}Rb/^{86}Sr$ de 5,375.

O cálculo da isócrona, eliminando o ponto EM-333, forneceu uma idade de 1.921 ± 69M.a., com razão isotópica inicial de 0,70450 ± 74 e MSWD = 3,95 (figura II.8.13). Levando-se em consideração o fato de que, as amostras com alta razão Rb/Sr, apresentam freqüentemente uma reabertura do sistema Rb/Sr, com diminuição da razão $^{87}Sr/^{86}Sr$, optou-se por escolher o resultado de 1.921 ± 69M.a. e razão inicial de 0,70450 ± 74, como resultado final para a datação do Granito Parauari.

A idade encontrada de 1.921 ± 69M.a. para o Granito Parauari, pode ser interpretada como a idade de cristalização do granito, devido a ausência de deformação e/ou metamorfismo nas rochas analisadas.

Essa idade, é mais antiga que as idades Rb/Sr dos granitos anorogênicos encontrados em toda a Província Amazônia Central, e em particular, na Província Mineral de Carajás. Por

Tabela II.8.5 – Teores de Rb e Sr e razões Rb/Sr obtidos por fluorescência de raios-X para as amostras do Granodiorito Rio Maria (Ourilândia).

Amostra	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb/Sr
AV-R-69F	131	570	0,23
AV-R-69G	95	673	0,14
AV-R-69D	149	600	0,25
AV-R-69B	146	574	0,25
AV-R-69E	188	616	0,31
AV-R-69H	141	575	0,25
AV-R-69A	102	1.065	0,10
AV-R-161	82	1.186	0,07
AV-R-61	158	446	0,35
EM-R-19	136	676	0,20
EM-R-23E	123	574	0,21
EM-R-14	201	906	0,22
AV-R-158B	63	1.179	0,05
EM-R-17	156	298	0,52
AV-R-158C	67	2.881	0,02

outro lado, a idade de 1.921 ± 69M.a. é comparável com a idade de 1.910 ± 47M.a. obtida por Jorge João *et al.* (1985), para o Adamelito Água Branca, que ocorre no NW do estado do Pará. Apesar de não se ter uma interpretação geotectônica, bem definida, para esse granito, a possibilidade de o mesmo representar um magmatismo associado ao Ciclo Transamazônico, na Província Amazônia Central, foi levantada por Dall'Agnol *et al.* (1987).

Uma interpretação similar pode ser proposta, preliminarmente, para o Granito Parauari. A razão isotópica inicial do Sr (RI=0,70463), é superior àquela do manto e implica em uma participação crustal na gênese desse corpo.

8.4 Complexo Xingu

Para o estudo geocronológico da Unidade Xingu, foram selecionadas as rochas dos afloramentos localizados no baixo curso do rio Fresco, considerados como os mais representativos da unidade. Após os estudos petrográficos, foram selecionadas as amostras EM-183A, 187, 189A, 189B, 190A, 190B, 193C, 193D, 196A, 199, e 200, que foram submetidas a análises de fluorescência de raios-X para Rb e Sr. Estes resultados são mostrados na tabela II.8.9 e figura II.8.14, e em diagrama isocrônico representado na figura II.8.15. Essas mesmas amostras, com exceção das de número EM-189B, 183A, 196A e 187, foram submetidas à análise isotópica, cujos resultados são apresentados na tabela II.8.10.

Os pontos experimentais obtidos para os gnaisses Xingu, alinham-se segundo uma reta que fornece uma idade de 2.574 ± 57 M.a., com uma razão isotópica inicial de 0,70416 ± 0,00054 e MSWD de 5,06. A confiabilidade da reta isocrônica é boa, já que a mesma, foi construída a partir de sete pontos experimentais distribuídos satisfatoriamente. O ponto experimental com menor valor da razão $^{87}Rb/^{86}Sr$, situa-se um tanto próximo da origem do diagrama, conferindo uma boa precisão para o valor da razão isotópica inicial. O valor MSWD é relativamente elevado, refletindo a influência dos processos geológicos que atuaram sobre essas rochas, tais como, o metamorfismo e a deformação.

A idade de 2.574 ± 57M.a. obtida para os gnaisses do Complexo Xingu, é interpretada como uma idade de reomogeneização isotópica para o sistema Rb/Sr. Como as amostras analisadas, exibem claros sinais da imposição de um evento metamórfico-deformacional, é presumível que este evento seja responsável pela abertura do sistema geocronológico. Nes-

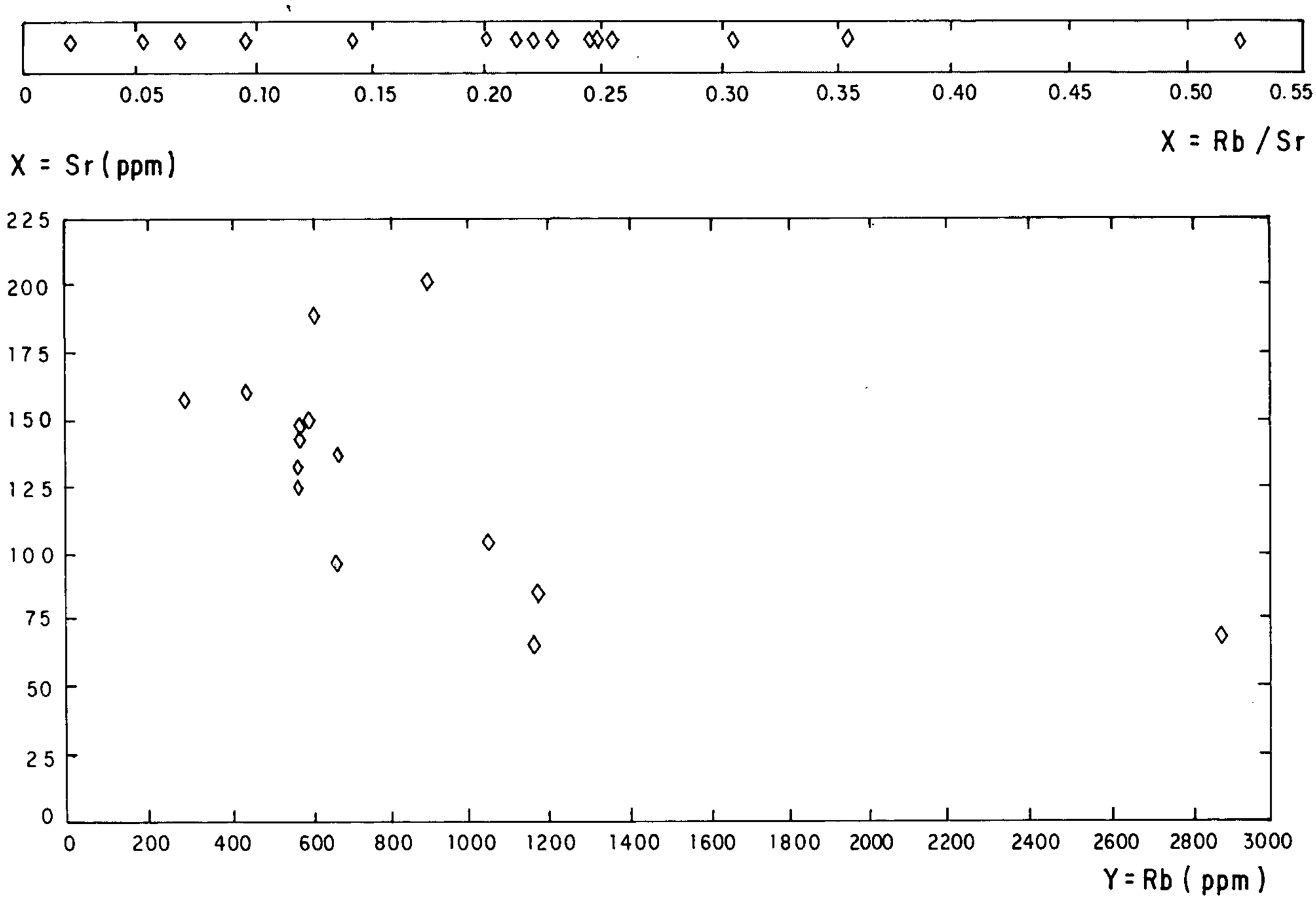


Figura II.8.8 – Diagrama Rb versus Sr e diagrama linear Rb/Sr para as amostras do Granodiorito Rio Maria (Ourilândia).

te sentido, o valor da idade obtida representa a idade do evento em questão.

Datações U/Pb obtidas para gnaisses tidos como pertencentes ao Complexo Xingu, localizados à S da vila de Marajoara (região de Rio Maria) forneceram idade preliminar de 2.800 ± 8M.a. (Macambira *et al.*, 1990), possivelmente representando a idade de cristalização dessas rochas. Aplicando a metodologia Rb/Sr para os mesmos gnaisses, Macambira *et al.* (*op. cit.*) obtiveram idade de 2.605 ± 32M.a., interpretada como a idade de abertura do sistema geocronológico. Na região de Carajás, Machado *et al.* (1988), obtiveram, em migmatitos, uma idade U/Pb mais elevada (2.851 ± 4M.a.), interpretada com a idade de cristalização das rochas.

Idades Rb/Sr com valores similares ao obtido, tem sido apresentadas para os granitóides da região. Gastal *et al.* (1987) obtiveram idade de 2.564 ± 68M.a. para o Granodiorito Rio Maria, na região de Cumaru. Para os leucomonzogranitos de Xinguara, Macambira *et al.* (*op. cit.*) apresentaram uma isócrona indicando uma idade de 2.528 ± 35M.a. Além desses exemplos, deve-se destacar os resultados Rb/Sr obtidos para o Granodiorito Rio Maria, na Folha São Félix do Xingu, que forneceram idades de 2.739 ± 23M.a. e de 2.677 ± 50M.a. Estes resultados, foram interpretados como a

Tabela II.8.6 – Resultados analíticos para as amostras do Granodiorito Rio Maria (Ourilândia). (*) amostra duplicada.

Amostra	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb/Sr	$^{87}Rb/^{86}Sr$	Desvio	$^{87}Sr/^{86}Sr$	Desvio
AV-R-158C	48,39	2.504,9	0,02	0,056	0,001	0,703833	0,000108
AV-R-161	65,33	1.015,1	0,06	0,186	0,002	0,708804	0,000046
AV-R-69A	86,96	918,1	0,09	0,274	,0,004	0,711911	0,000026
AV-R-69G	90,59	633,1	0,14	0,414	0,006	0,718736	0,000071
AV-R-69C	121,17	581,5	0,21	0,604	0,009	0,725087	0,000116
AV-R-69F	120,67	531,6	0,23	0,658	0,010	0,726327	0,000069
AV-R-69D	132,08	531,3	0,25	0,721	0,011	0,728929	0,000135
AV-R-69H	128,19	512,5	0,25	0,725	0,011	0,729082	0,000081
AV-R-69B	137,95	525,6	0,26	0,761	0,012	0,731929	0,000074
AV-R-69E	177,56	580,6	0,31	0,886	0,015	0,725946	0,000135
AV-R-69E*	178,14	576,5	0,31	0,896	0,015	0,726285	0,000274
EM-R-17	137,57	245,1	0,56	1,631	0,027	0,752064	0,000057

idade mínima para a cristalização desses corpos, sem no entanto, descartar-se a possibilidade de representarem idades rejuvenescidas.

A despeito da falta de uma definição precisa do significado das idades Rb/Sr até então obtidas, o próprio relato desses dados, sugere a atuação de um importante evento geológico na região, ao final do Arqueano, quer seja gerando magmas ou mesmo deformando corpos já existentes.

O valor obtido para a razão isotópica inicial (0,70416 ± 54) é superior aquele esperado para o manto, no final do Arqueano, e apresenta características de fonte crustal. No entanto, é provável que o evento metamórfico-deformacional superposto, tenha modificado a razão isotópica inicial do protólito ígneo dos gnaisses.

Diante dessas considerações, é possível visualizarem-se as seqüências gnáissicas do Complexo Xingu, como frações de granitóides relacionados ao Terreno Granito – *Greenstone* (tipo Granodiorito Rio Maria), retrabalhadas por processos dúcteis durante a implantação do sistema cisalhante da região. De qualquer maneira, os resultados apresentados permitem colocar em dúvida, a possível atuação do Ciclo Transamazônico sobre a estruturação destas rochas.

8.5 Geocronologia Relativa

Este item foi baseado nos dados petroquímicos, objetivando fornecer subsídios comparativos entre os padrões obtidos pela geocronologia absoluta, isotópica, com o panorama evolutivo petroquímico, dessa porção do cráton, no Arqueano e no Proterozóico.

Os dados geológicos e geocronológicos obtidos para as unidades graníticas da Folha São Félix do Xingu, bem como, as datações geocronológicas pelos métodos Rb/Sr e U-Pb em zircões, fornecem idades que variam do Arqueano até o Proterozóico

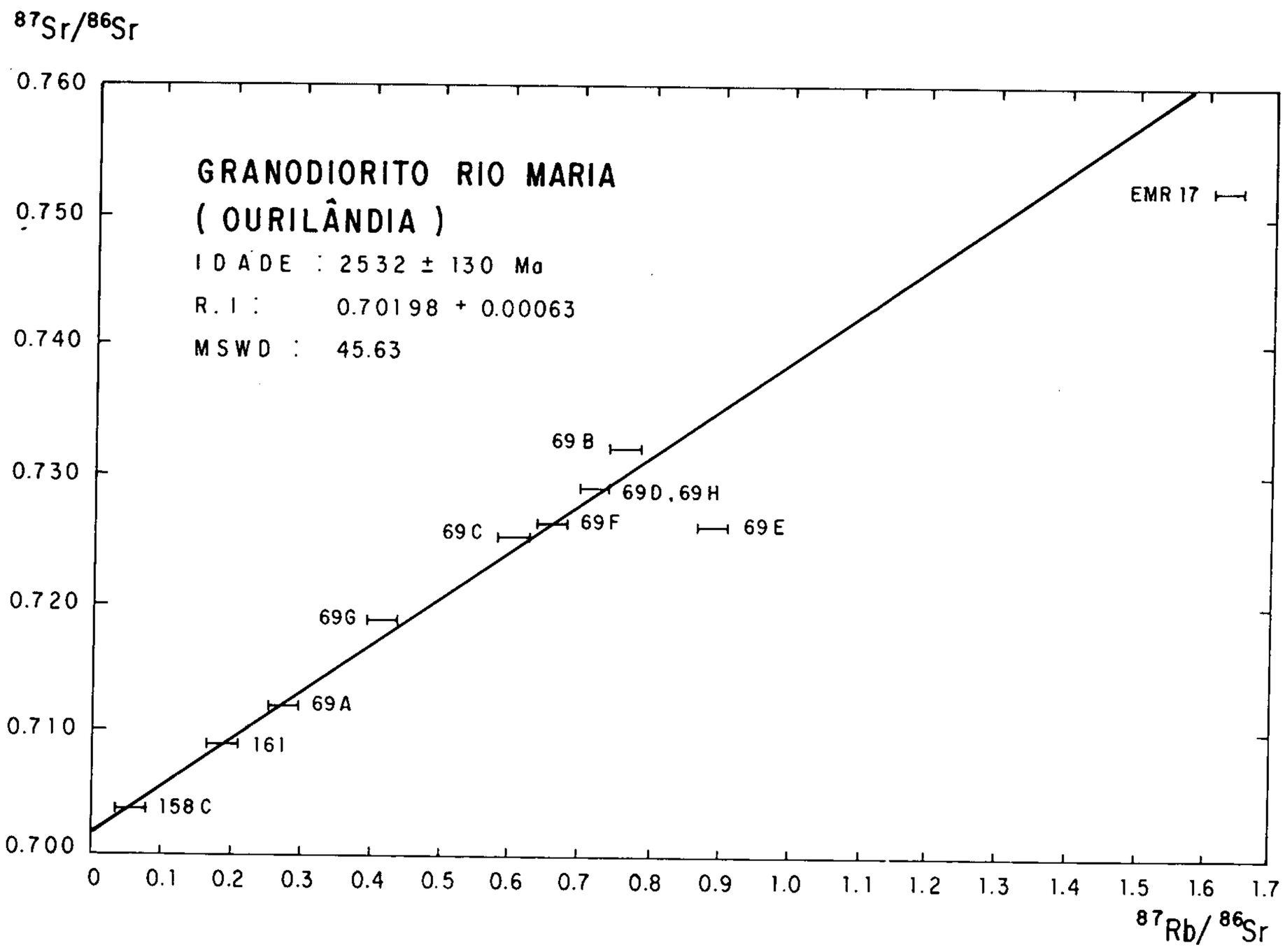


Figura II.8.9 – Diagrama isocrônico para o Granodiorito Rio Maria (Ourilândia).

Médio. As unidades Granodiorito Rio Maria, os granitóides do Complexo Xingu e o Granito Plaquê são consideradas como arquenas; o Granito Parauari, como proterozóica inferior e a Suíte Intrusiva Velho Guilherme, como proterozóica média.

Vários autores, tais como, Barker (1979), Arth (1979) e McGregor (1979), Condie (1981) e Martins (1987) dentre outros, têm demonstrado que a maioria das rochas graníticas, tem caráter predominantemente tonalítico-trondhjemítico e constituem os chamados terrenos TTG e/ou *Gray Gneiss*. Também tem-se questionado o valor petrogenético de elementos como Rb e Sr, sem o devido controle dos isótopos de oxigênio, sobretudo em regiões submetidas a eventos de fortes cisalhamentos que favorecem a mobilidade destes elementos.

Martins (1987), baseado em extensa compilação de dados do ETR em rochas graníticas, conclui que os granitos arqueanos de associação TTG, têm padrões dos ETR fortemente fracionados ($5<(La/Yb)N<150$) e baixas concentrações de Yb($YbN<8,5$). Já os granitóides de ambientes de margem de placas convergentes, geralmente de composição granodiorítica e que seguem o clássico padrão de diferenciação calcialcalino, são na maioria fracamente fracionados (La/Yb)N, menor ou igual a 20 e possuem altas concentrações de Yb ($4,5 < YbN \leq 20$).

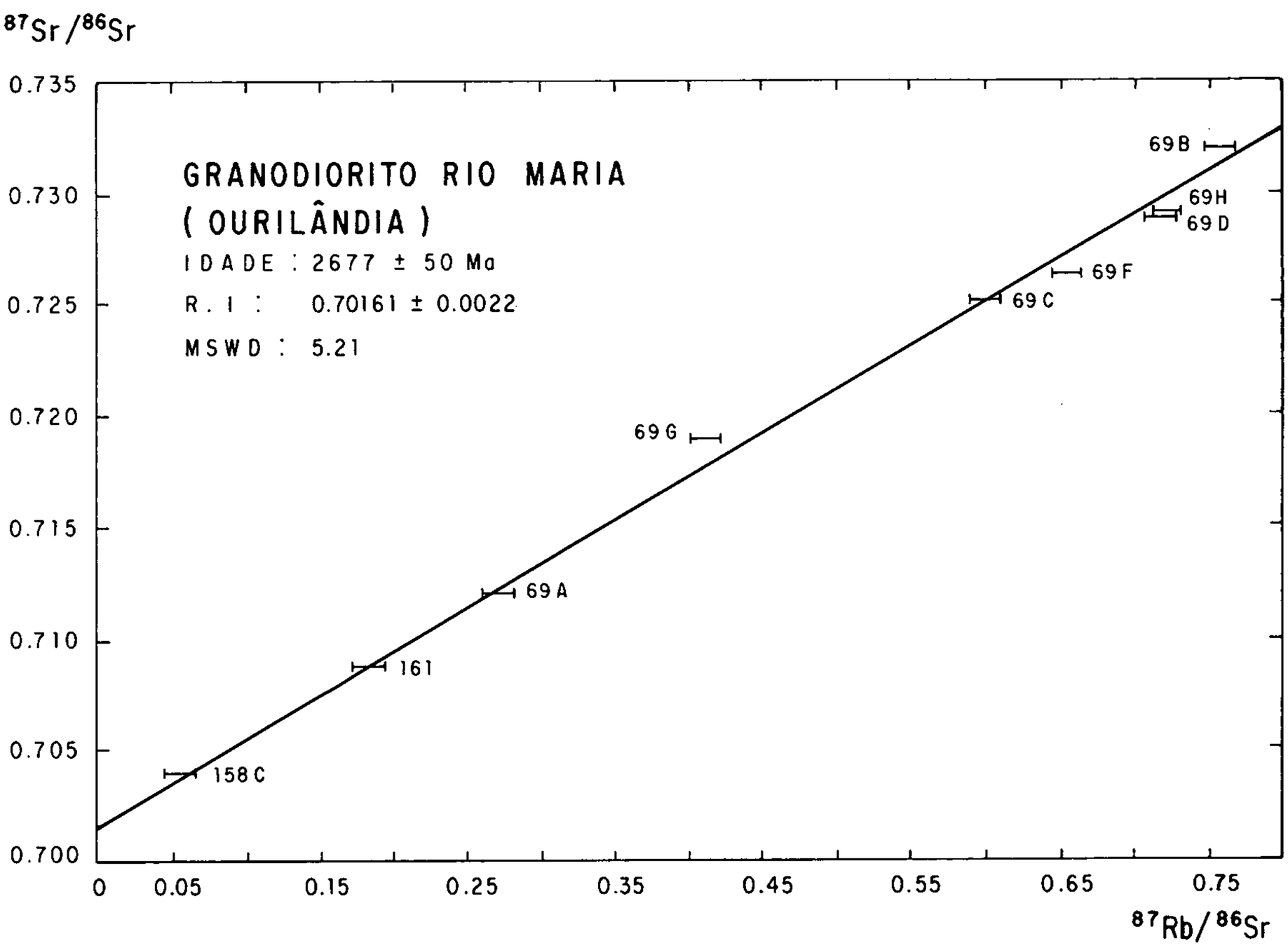


Figura II.8.10 – Diagrama isocrônico para o Granodiorito Rio Maria (Ourilândia) sem as amostras 1580-AV-R-69E e 1580-EM-R-17.

Tabela II.8.7 – Teores de Rb e Sr e razões Rb/Sr para as amostras do Granito Parauari, obtidos por fluorescência de raios-X.

Amostra	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb/Sr
EM-R-276B	36	317	0,11
EM-R-280A	43	369	0,12
EM-R-282A	53	294	0,18
EM-R-285	58	332	0,17
EM-R-287	44	307	0,14
EM-R-289	48	345	0,14
EM-R-291	17	406	0,04
EM-R-295	48	344	0,14
EM-R-333	124	121	1,02
EM-R-428A	44	362	0,12
EM-R-284	38	357	0,11
EM-R-289	65	319	0,20

Como já foi demonstrado em ítens anteriores, os granitóides analisados têm padrão tipicamente calcialcalino e alcalino. Por outro lado, quanto ao comportamento dos ETR, verifica-se na figura II.8.16, que de um total de 48 amostras, apenas 29, puderam ser representadas neste diagrama, onde se analisa as relações (La/Yb)N *versus* YbN. Tal fato, se deve sobretudo aos elevados valores de YbN na Suíte Intrusiva Velho Guilherme que, como já foi dito, é tipicamente alcalino, e, aos altos valores das razões (La/Yb)N na Unidade Rio Maria. No mencionado diagrama, o campo arqueano é ocupado principalmente pelos pontos do Granodiorito Rio Maria e Granito Plaquê, enquanto no campo pós-arqueano são encontrados os

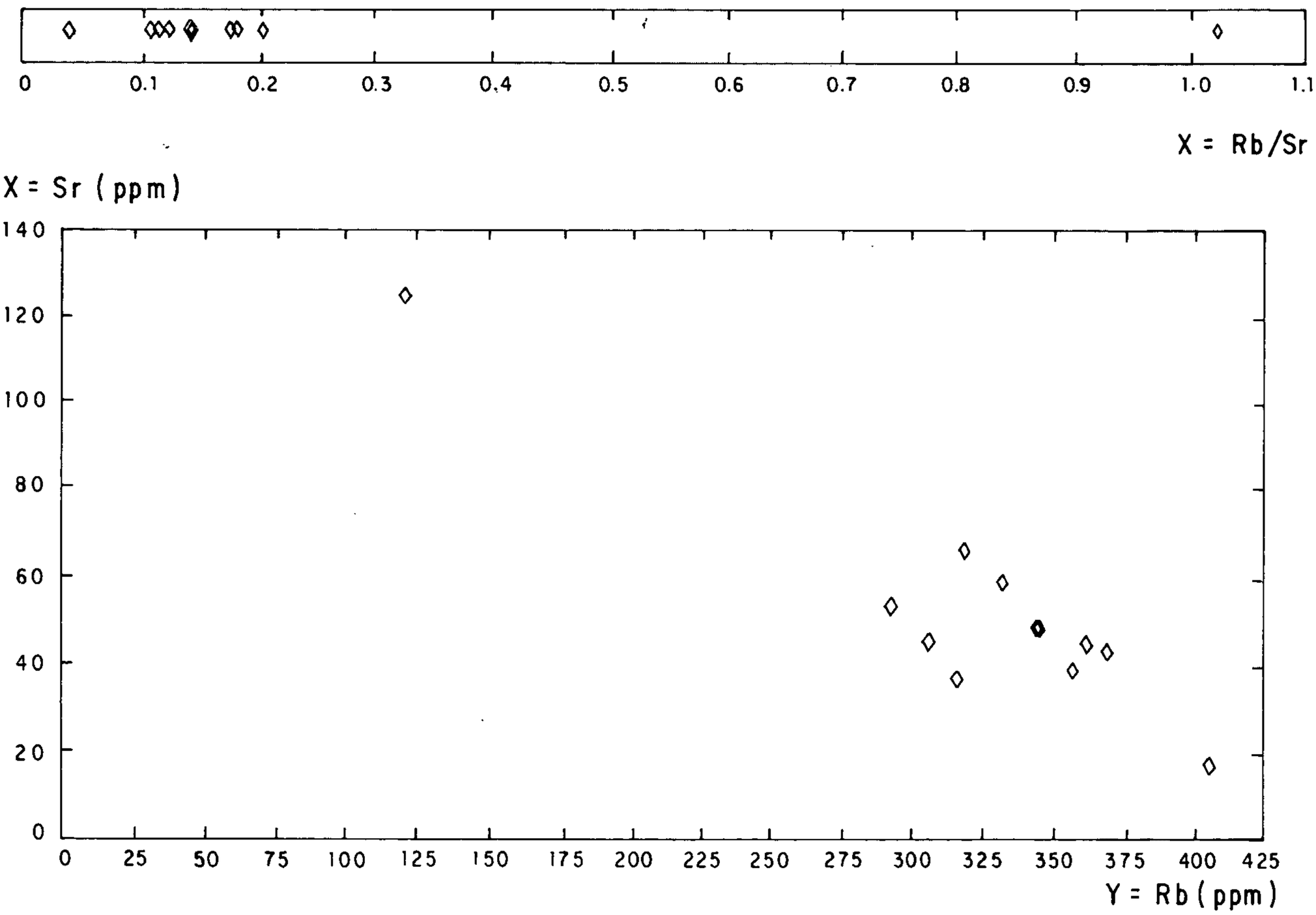


Figura II.8.11 – Diagrama Rb versus Sr e diagrama linear Rb/Sr para as amostras do Granito Parauari.

pontos do Complexo Xingu, Parauari e sobretudo da Suíte Intrusiva Velho Guilherme.

Deve-se, entretanto, ponderar que apesar dos padrões gerais arqueanos e pós-arqueanos citados anteriormente, as unidades Rio Maria, Xingu, Plaquê e mesmo o Velho Guilherme, apresentam uma certa dispersão em ambos os campos. Esta situação poderia ser explicada, admitindo-se a hipótese de que os granitos integrantes dessas unidades, tenham sido gerados em diferentes espasmos temporais, como aliás parecem indicar as curvas dos ETR (figuras II.6.61, II.6.64 e II.6.67). Nelas, algumas curvas, apresentam um padrão tipicamente com concavidade para cima no ramo dos ETRP, como decorrência de fracionamento em material residual de minerais como granada e hornblenda, processo este freqüente durante o Arqueano. Também são freqüentes as variações das anomalias de Eu, denotando-se que nas rochas arqueanas este processo é menos marcante.

Em resumo, as unidades Rio Maria e Plaquê são, com base nos padrões dos ETR, mais tipicamente arqueanas, enquanto as demais, são pós-arqueanas, sobretudo o Parauari e o Velho Guilherme. O Complexo Xingu teria uma evolução de neo-Arqueana a proterozóica.

Tabela II.8.8 – Resultados analíticos para as amostras do Granito Parauari.

Amostra	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb/Sr	$^{87}Rb/^{86}Sr$	Desvio	$^{87}Sr/^{86}Sr$	Desvio
EM-R-291	65,55	411,7	0,16	0,461	0,006	0,717258	0,000060
EM-R-284	96,96	325,4	0,30	0,864	0,013	0,728293	0,000195
EM-R-289B	118,63	362,6	0,33	0,949	0,016	0,731474	0,000088
EM-R-285	129,15	330,9	0,39	1,132	0,018	0,734332	0,000147
EM-R-289A	139,25	293,1	0,48	1,379	0,023	0,743315	0,000103
EM-R-333	204,35	111,6	1,83	5,373	0,103	0,850761	0,000159

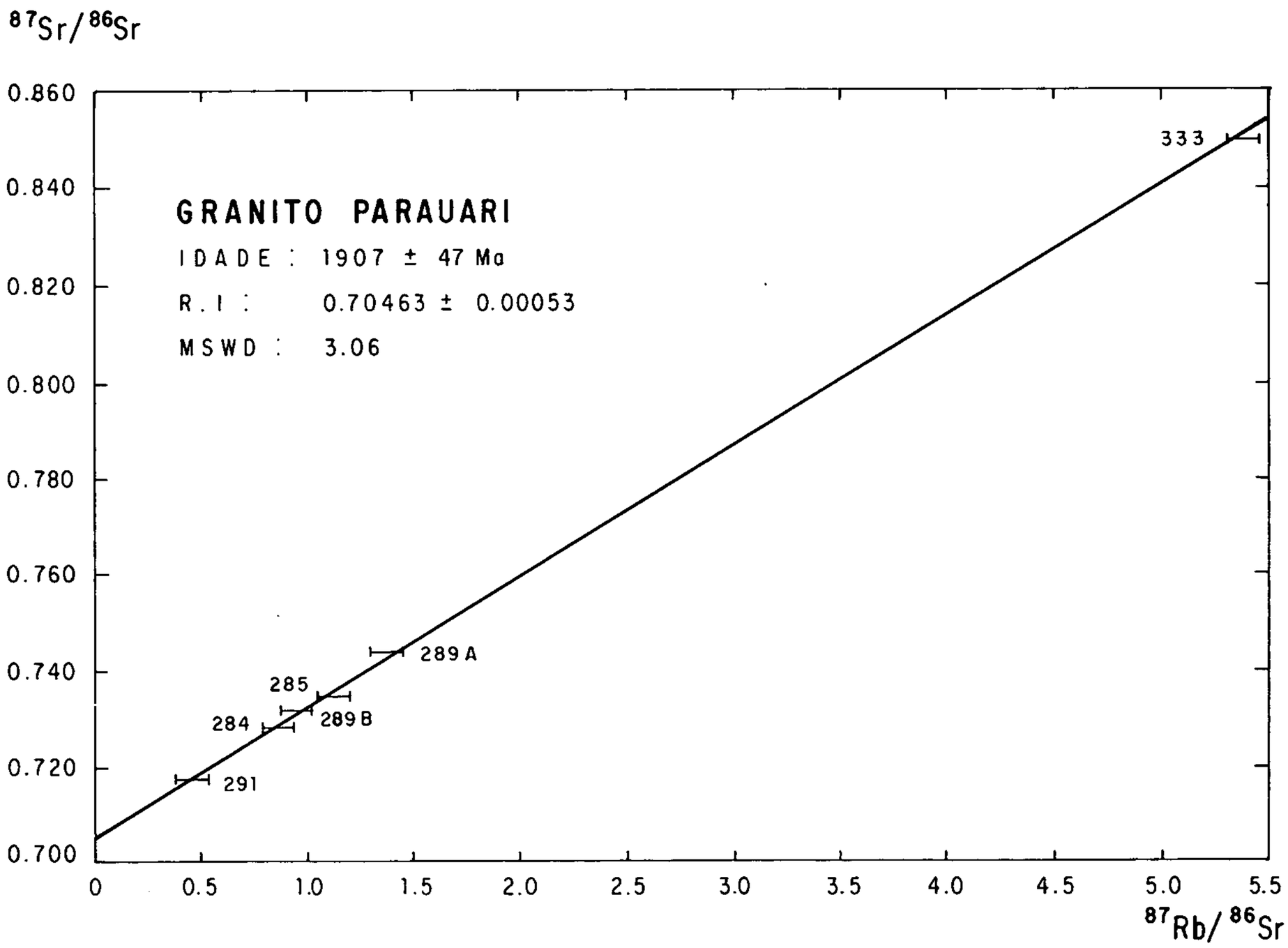


Figura II.8.12 – Diagrama isocrônico para o Granito Parauari.

Tabela II.8.9 – Teores de Rb e Sr e razões Rb/Sr obtidos por fluorescência de raios-X para as amostras de gnaisses do Complexo Xingu.

Amostra	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb/Sr
EM-199	29	470	0,06
EM-200	51	658	0,08
EM-190B	54	472	0,11
EM-189B	43	120	0,36
EM-189A	86	214	0,40
EM-183A	60	141	0,43
EM-193C	54	121	0,45
EM-196A	104	114	0,66
EM-190A	99	151	0,83
EM-193D	130	156	0,91
EM-187	110	110	1,00

Para a seqüência metavulcano-sedimentar denominada de Grupo Sapucaia, embora esta unidade seja correlacionada ao *Greenstone Belt* Seringa (Supergrupo Andorinha-DOCE-GEO), de idade arqueana, a análise de alguns parâmetros litogeoquímicos utilizados por Ryabchikov *et al.* (1988) para separar as rochas komatiíticas da região de Carélia, URSS, como CaO/Al_2O_3, Al_2O_3/TiO_2, Ti/Zr, Ti/Y, Zr/Y, (Ce/Sm)N e (Gd/Yb)N, parece indicar que o conjunto de rochas básico-ultrabásicas do Grupo Sapucaia, ter-se-ia formado numa faixa de idade transicional, entre o Arqueano Superior e o Proterozóico Inferior.

Com relação a Suíte Intrusiva Cateté, os noritos têm sido usado por alguns autores como o marco divisor entre o Arqueano e o Protero-

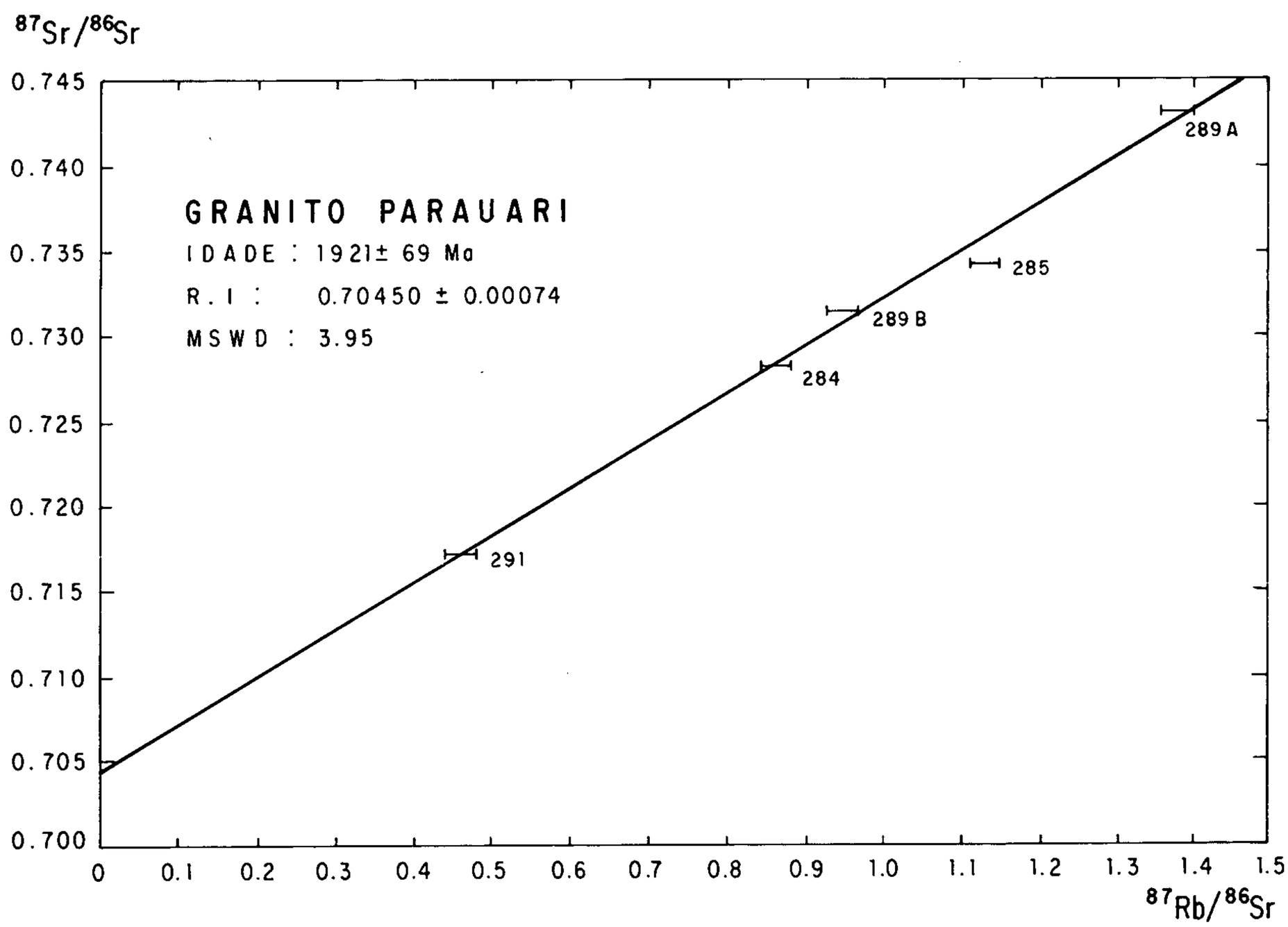


Figura II.8.13 – Diagrama isocrônico para o Granito Parauari sem a amostra 1580-EM-R-333.

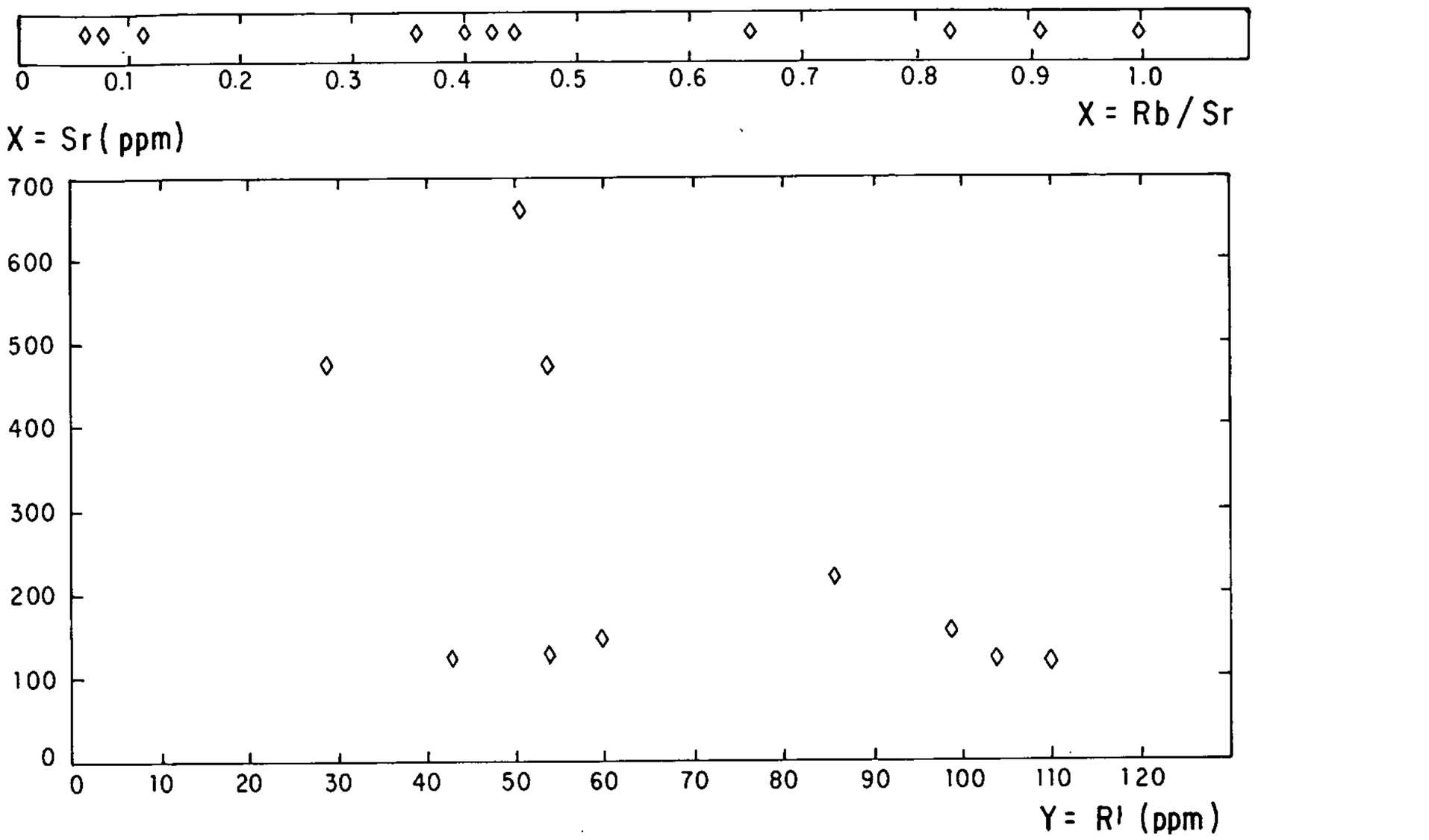


Figura II.8.14 – Diagrama Rb versus Sr e diagrama linear Rb/Sr para as amostras do gnaisse do Complexo Xingu.

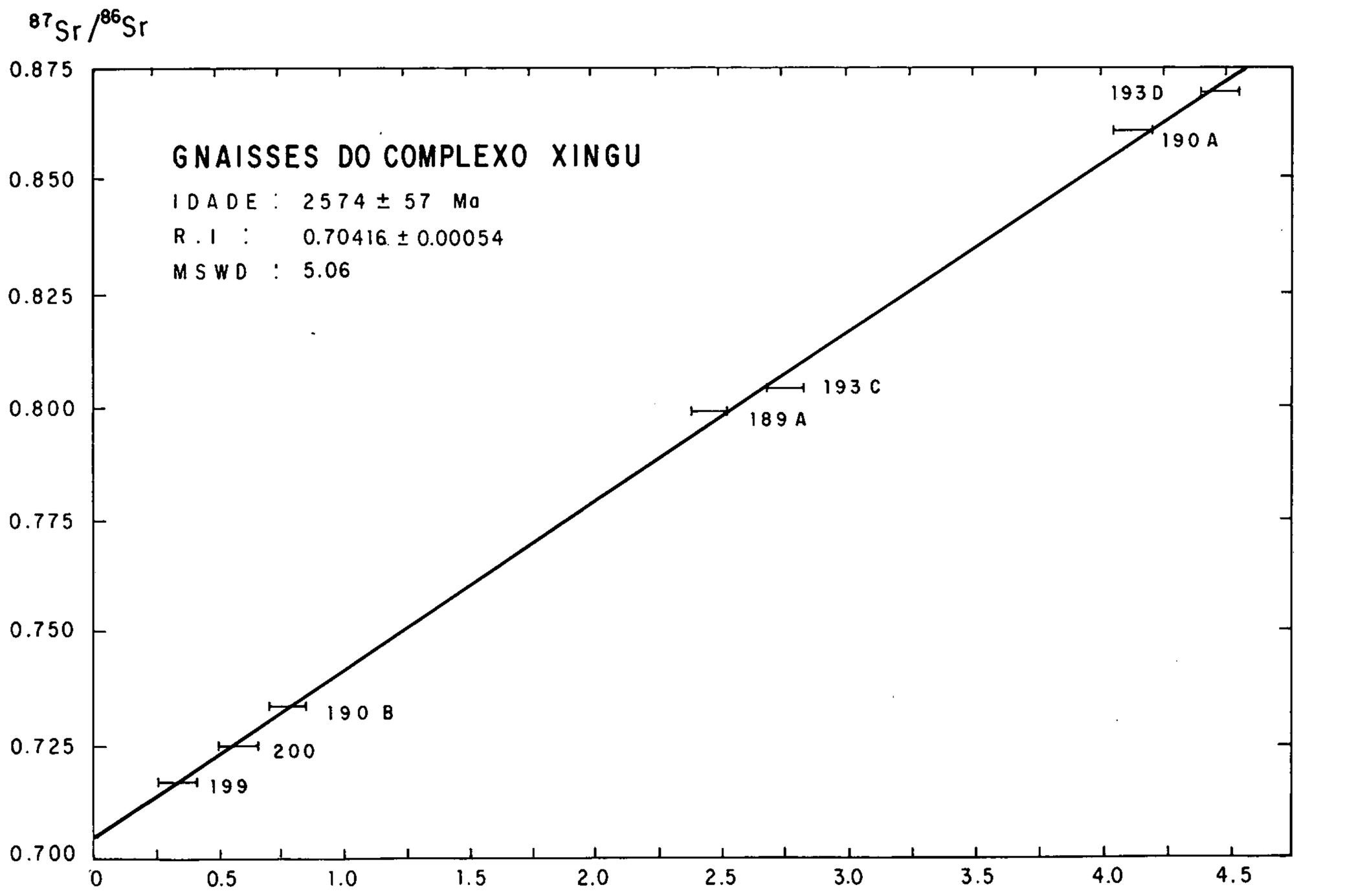


Figura II.8.15 – Diagrama isocrônico para gnaisse do Complexo Xingu.

Tabela II.8.10 – Resultados analíticos para as amostras de gnaisse do Complexo Xingu.

Amostra	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb/Sr	$^{87}Rb/^{86}Sr$	Desvio	$^{87}Sr/^{86}Sr$	Desvio
EM-R-199	72,57	630,7	0,12	0,333	0,005	0,716823	0,000059
EM-R-200	120,70	602,0	0,20	0,581	0,009	0,724329	0,000160
EM-R-190B	97,32	363,4	0,27	0,777	0,012	0,733559	0,000034
EM-R-189A	150,18	178,1	0,84	2,461	0,042	0,798738	0,000164
EM-R-193C	185,53	196,1	0,95	2,763	0,053	0,803815	0,000274
EM-R-190A	176,10	125,3	1,41	4,129	0,076	0,859979	0,000151
EM-R-193D	195,73	128,3	1,53	4,482	0,087	0,869030	0,000071

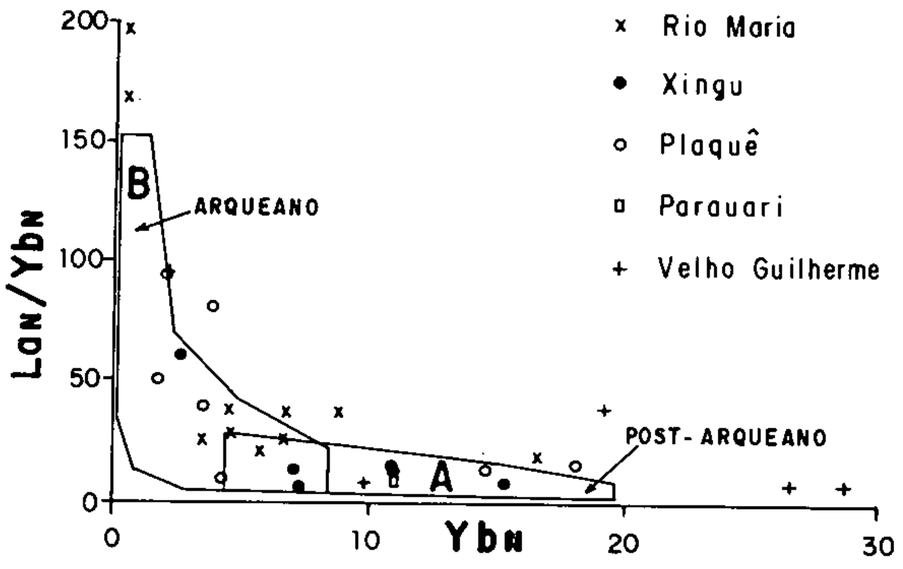


Figura II.8.16 – Diagrama das razões LaN/YbN versus YbN de Martin, 1987, mostrando os campos dos granitóides modernos (A) e Arqueanos (B). Aplicado às unidades graníticas da Folha São Félix do Xingu.

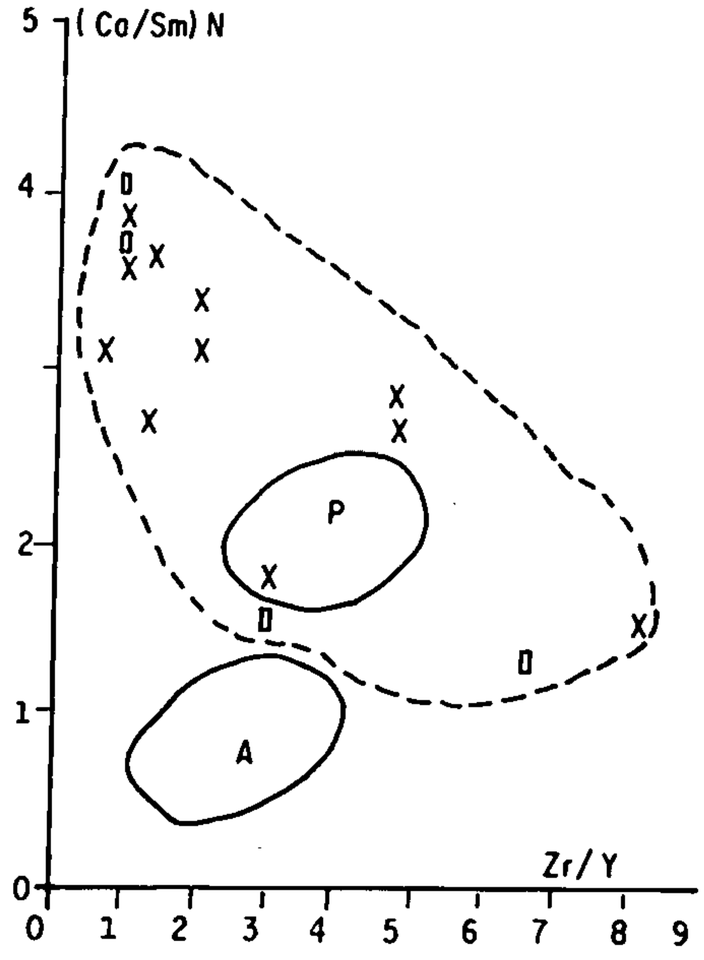


Figura II.8.17 – Diagrama razão Ce/Sm normalizada segundo o Condrito de Evensen, 1978 versus Zr/Y com os campos de rochas komatilíticas arqueanas (A) e proterozóicas (P) segundo Ryabchikov, 1988. Aplicado às rochas máficas e ultramáficas da Suíte Intrusiva Cateté, Folha São Félix do Xingu.

zóico. Nisbet (1982), por exemplo, colocou a intrusão do Great Dyke exatamente no limite Arqueano-Proterozóico. Hall e Hughes (1990) lembram que as suítes komatiíticas e os SHMB (basaltos magnesianos altamente silicosos), vão diminuindo pouco a pouco, ao final do Arqueano, enquanto as intrusões noríticas, tornam-se abundantes neste período.

Ryabchikov *et al.* (1988) a partir da geoquímica de elementos-traço, separou as rochas arqueanas e proterozóicas da Carelia Oriental, URSS. Com base nesses autores, aplicou-se o diagrama (Ce/Sm)N *versus* Zr/Y, figura II.8.17 às rochas de Suíte Intrusiva Cateté, constatando-se que elas coincidem mais predominantemente com o campo das rochas proterozóicas. Outros parâmetros como Ti/Zr, Zr/Y, (Gd/Yb)N, Ti/Y, CaO_2/Al_2O_3 e Al_2O_3/TiO_2, aplicados às rochas da suíte em questão, tendem a padrões proterozóicos.

9

Metalogenia

9.1 Considerações Preliminares

As informações disponíveis acerca das mineralizações no âmbito da Folha São Félix do Xingu, são insuficientes para se estabelecer um panorama seguro de sua metalogenia. Todavia, a interação dessas mineralizações com indícios geoquímicos e geofísicos, permite que se selecione áreas favoráveis à pesquisa mineral, em diversos graus de interesse. A delimitação e caracterização de tais áreas, obedecem as normas para elaboração da Carta Metalogenética/Previsional, na escala 1:250.000, idealizadas pela Coordenação Nacional de Metalogenia, para o Programa Grande Carajás

9.2 Áreas Mineralizadas

Na Carta Metalogenética-Previsional da Folha São Félix do Xingu foram delimitadas 27 áreas para pesquisa mineral (tabela II.9.1 e Carta Metalogenética/Previsional). Algumas dessas áreas são mineralizadas, contendo jazidas e depósitos minerais, como os de níquel (garnierita) das serras do Onça-Puma e Jacaré-Jacarezinho, além do depósito de ferro (hematita) da serra São Félix. Outras, envolvendo rochas supracrustais, encerram garimpos de ouro em atividade, havendo ainda algumas, com minas e garimpos de cassiterita, relacionados a corpos graníticos intrusivos, anorogênicos, da Suíte Intrusiva Velho Guilherme. Existem, igualmente, áreas caracterizadas

Tabela II.9.1 – Relação das áreas mineralizadas ou com indícios de mineralização, e respectivos contextos geológicos.

Áreas	Indícios diretos ou indiretos de mineralizações	Contexto Geológico
I	Cassiterita	Minas e garimpos de cassiterita em aluviões de rios que drenam o batólito da Suíte Intrusiva Velho Guilherme (Granito Antônio Vicente).
XXVI	Cassiterita	Batólito granítico da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, intrusivo em metavulcânicas, máfico-ultramáficas e metassedimentos arqueanos do Grupo Tucumã, contendo garimpo e ocorrência de cassiterita aluvionar.
XXIV	Cassiterita	Batólito granítico da Suíte Intrusiva Velho Guilherme intrusivo nos metassedimentos, metamáficas e formações ferríferas do Grupo São Félix.
XXV	Cassiterita	Teores elevados de Sn (1.200-1.400ppm) em concentrados de bateia coletados em drenagem proveniente de rochas vulcânicas ácidas da Formação Iriri.
II, III, V, IX, X, XVI, IXX e XX	Garnierita	Rochas máfico-ultramáficas da Suíte Intrusiva Cateté.
V, XVII e XVIII	Garnierita	Gabros noríticos, piroxenitos peridotitos e serpentinitos, com ocorrência de depósitos e jazidas de níquel laterítico formando zonas de minério oxidado.
	Ouro	Metavulcânicas ácidas, máficas, ultramáficas, além de formações ferríferas do Grupo São Félix , com vários garimpos de ouro em aluviões de rios que correm sobre as metavulcânicas.
XXIII	Ouro	Compreende rochas de uma seqüência supracrustal do tipo *Greenstone Belt*, em que são registrados vários garimpos de ouro aluvionar.
VII, VIII, XXI e XXII	Ouro	Rochas supracrustais do Grupo São Félix.
XI, XII, XIII, XIV e XV	Ouro	Metassedimentos clásticos e químicos (*BIF*s) do Grupo Sapucaia e subordinadamente metavulcânicas máficas.

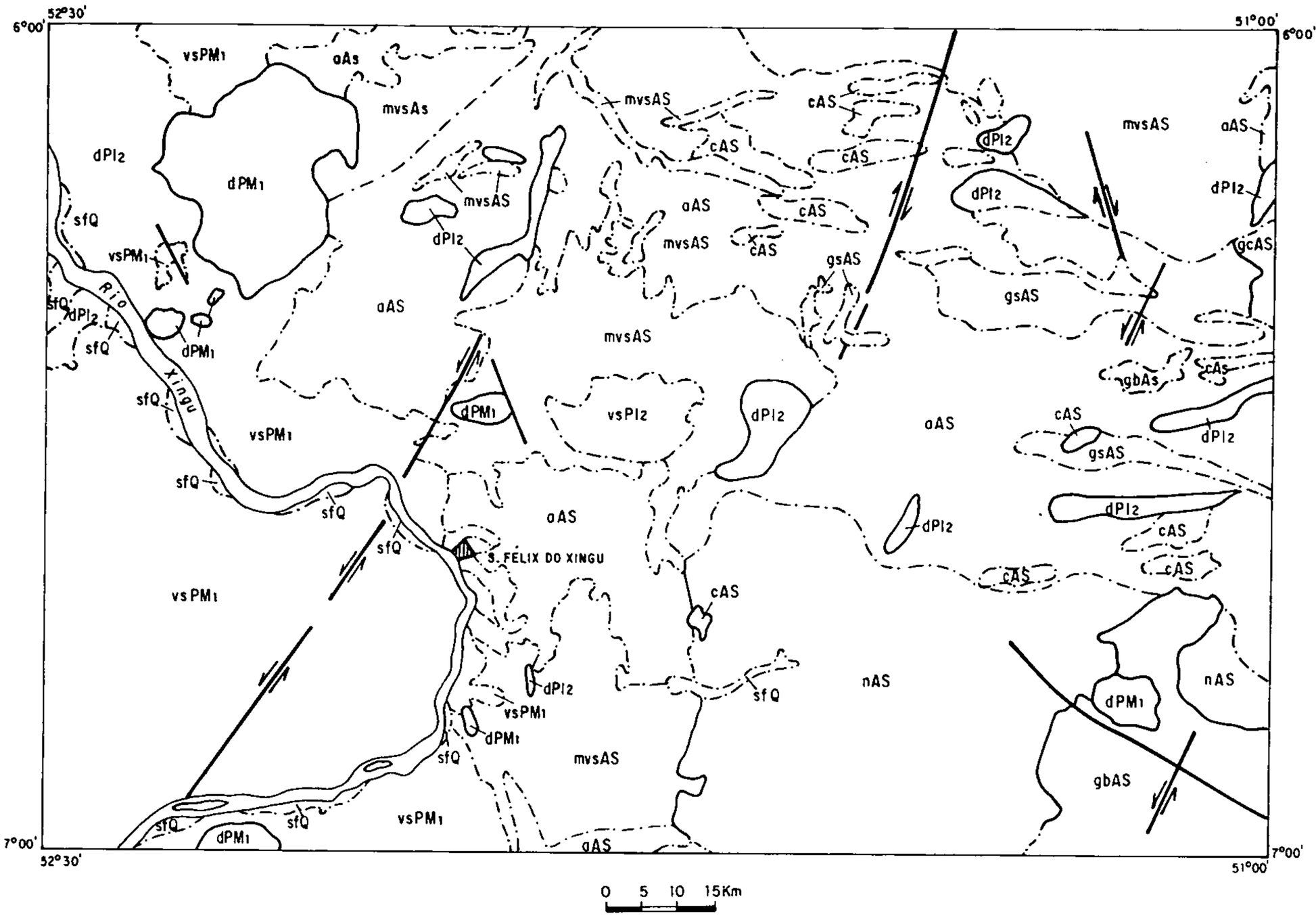
apenas como potencialmente favoráveis à mineralização, uma vez que revelam somente indícios indiretos (geoquímicos/geofísicos) e/ou ambiência, propícios a encerrar concentrações minerais economicamente interessantes.

9.2.1 Mineralizações de Níquel

As lateritas niquelíferas (garnierita) estão entre os principais bens minerais existentes na área estudada. Estão relacionadas aos dunitos e peridotitos serpentinizados, piroxenitos, anortositos e gabros (Heim e Castro Filho, 1986), da Suíte Intrusiva Cateté. As mineralizações estão localizadas no capeamento laterítico dessa unidade, formando zonas de minério oxidado (garnierita, clorita, limonita niquelífera, etc), originadas por alterações supergênicas das rochas duníticas e peridotíticas serpentinizadas.

Na Carta Metalogenética/Previsional (figuras II.9.1 e II.9.2) foram individualizadas três áreas mineralizadas em Ni, sendo que as de números XVII e XVIII, merecem destaque por conterem a jazida de Onça-Puma. Essas áreas situam-se na porção oriental da folha, possuem forma alongada e direção geral E-W, com cerca de 25km de extensão e largura máxima de aproximadamente 4km.

As pesquisas nessas áreas foram realizadas pela MINERASUL (Mineração Serras do Sul Ltda.), consistindo de levantamentos geológico e geoquímico em diversas escalas, além da abertura de 311 poços (perfazendo 2.338,85m lineares), e 371 furos de trado (2.207,70m lineares). A parte analítica envolveu cerca de 33.000 determinações químicas, análises petrográficas e mineralógicas, além de ensaio preliminar de extração metalúrgica (Heim e Castro Filho, 1986).



DIVISÃO ESTRATIGRÁFICA

- Q — Quaternário - Q
- T — 1,8 — Terciário - T — 65
- Mz — Mesozóico Indiviso - Mz
- PM1 — 1500 — Proterozóico Médio, Parte Inferior - PM1
- Pl2 — 1900 — Proterozóico Inferior, Parte Superior - Pl2
- AS — 2600 / 3100 — Arqueano Superior - AS
- Intervalo de tectonismo, magmatismo, erosão

DIVISÃO TECTONO – GEOLÓGICA

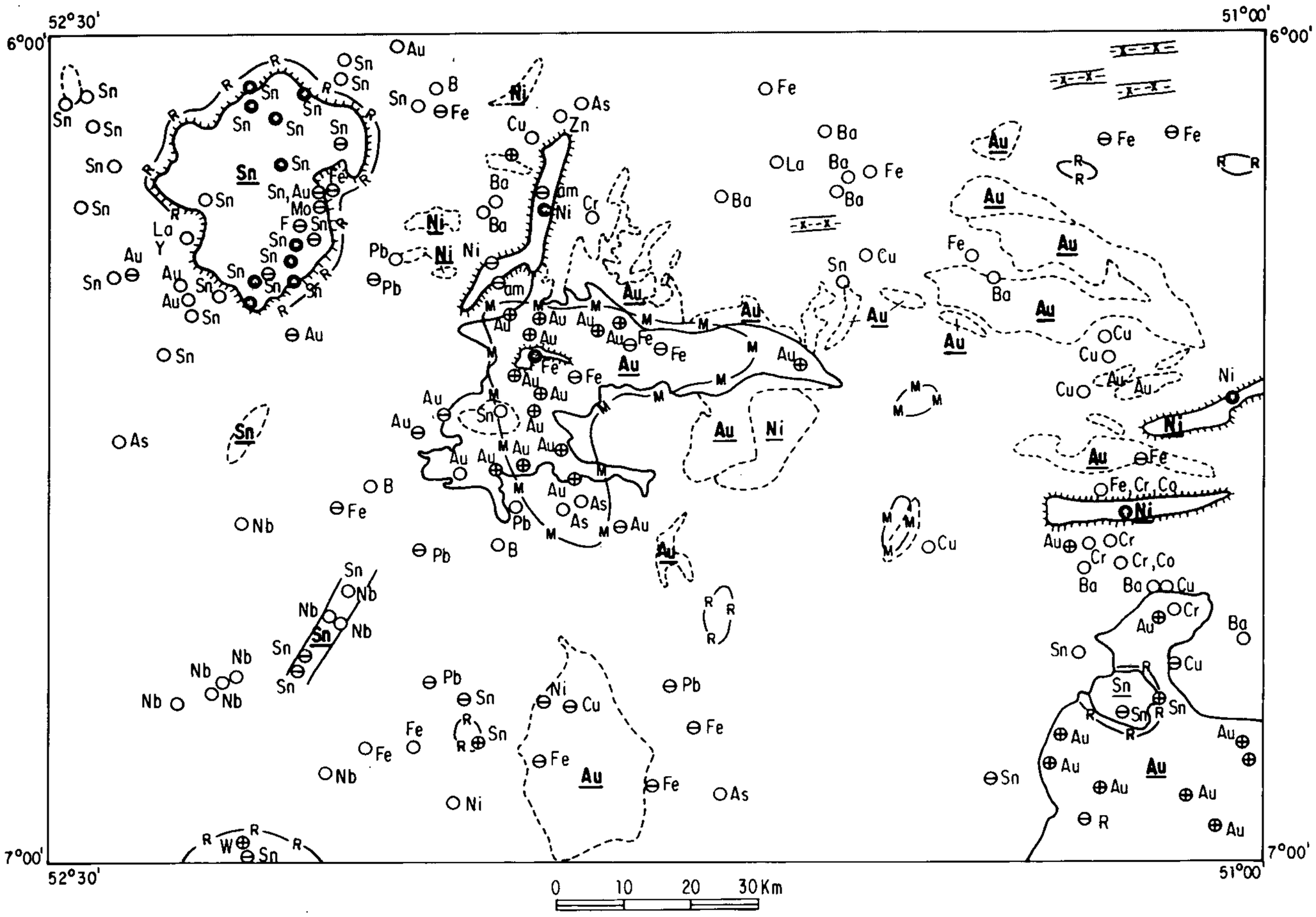
(Indicada a esquerda da idade estratigráfica)

- Sf — Cobertura superimposta final
- vs — Cobertura vulcano - sedimentar não dobrada
- c / d — Plutonismo de regime compressivo (c) ou distensivo (d)
- mvs — Cinturão metamórfico vulcano - sedimentar
- gb / gs — Sequência metavulcano - sedimentar do tipo "greenstone belt" (gb) ou similar (gs)
- n / a — Núcleo (n) ou área (a) de crosta antiga e/ou retrabalhada tectonicamente ou não.
- gc — Cinturão granulítico - charnoquítico

ELEMENTOS ESTRUTURAIS DIVERSOS

- Contato concordante, limite de lentes e corpos intrusivos
- Discordância
- Falha transcorrente
- Falha indiscriminada e fraturas diversas

Figura II.9.1 – Mapa tectono-geológico.



CONVENÇÕES

- Área mineralizada / previsional provável, contendo mina, jazida ou depósito do mineral indicado
- Área mineralizada / previsional possível, contendo garimpo, ocorrência e destaque geoquímico
- Área mineralizada / previsional potencial, contendo destaque geoquímico e/ou ambiente geológico - geotectônico favorável
- Corpo magnético tabular, não modelado
- Anomalia radiométrica
- Anomalia magnética, não modelada
- Zona geoquímica anômala
- Mina, jazida ou depósito
- Garimpo de Au
- Ocorrência mineral
- Destaque geoquímico indicado

Figura II.9.2 – Panorama metalogenético/previsional da Folha SB.22-Y-B.

As mineralizações foram detectadas no capeamento laterítico, através das escavações e perfurações, cujas concentrações economicamente significativas de minério oxidado (principalmente garnierita), revelaram altos teores de Ni. Estas foram caracterizadas como jazidas, apresentando reservas geológicas superiores a 40.106t, com teor médio de 2% de Ni, para um *cut off* de 1,5%.

A Área V situa-se na porção NE da folha, 50km a NNE da cidade de São Félix do Xingu. Ela contém o depósito de Ni de Jacaré-Jacarezinho que, a exemplo da jazida de Onça-Puma, está relacionado às rochas máfico-ultramáficas da Suíte Intrusiva Caeté, situadas em uma elevação alongada, de direção aproximadamente N-S, (serra do Jacaré), com uma deflexão para SE (serra do Jacarezinho).

As pesquisas executadas pela MINERASUL, nessa área, consistiram de mapeamento geológico e amostragem geoquímica. As análises geoquímicas do capeamento laterítico das rochas máfico-ultramáficas, revelaram teor médio acima de 1,3% de Ni (Castro Filho e Mattos, 1986), motivo pelo qual foram realizadas maiores investigações. Estas, ratificaram a geração da mineralização através de enriquecimento secundário, a partir de lateritização de rochas serpentinizadas, com desenvolvimento de depósito de Ni, cuja estimativa do potencial de laterita niquelífera é de 53,9 $x10^6$t para Jacaré e 23,4 $x10^6$t, para Jacarezinho, ambos com teor de 1,0% de Ni. Esses valores, entretanto, são insuficientes para caracterizar uma reserva economicamente explotável (Castro Filho e Mattos, *op. cit.*).

9.2.2 Mineralizações de Ferro

Os depósitos de hematita de nºs 32 e 37, estão englobados na Área XXVII (Carta Metalogenética/Previsional) e localizam-se na serra São Félix. Esses depósitos foram gerados a partir da lateritização de formações ferríferas bandadas, do Grupo São Félix, propiciando um considerável capeamento laterítico, que recobriu toda a área de exposição das formações ferríferas, formando serras de topos planos, ravinadas, com encostas de alta declividade. Os dados fornecidos pelo DNPM relativos a janeiro de 1990 acerca desse depósito, acusam uma reserva medida de 78.000.000t (66,08% Fe), uma reserva indicada de 66.000.000t (62,82% Fe), e uma reserva inferida de 225.000.000t (62,82% Fe).

9.2.3 Mineralizações de Cassiterita

Quatro áreas favoráveis contendo mineralização de cassiterita, foram individualizadas na Folha São Félix do Xingu (Carta Metalogenética/Previsional e figura II 9.2). A Área I situa-se a NW da folha, no âmbito de um batólito da Suíte Intrusiva Velho Guilherme (Maciço Antonio Vicente), onde estão registrados minas, garimpos e ocorrências de cassiterita, em aluviões de rios que correm sobre esse batólito. Os direitos minerários das minas 2,5 e 8 (Carta Metalogenética/Previsional) pertencem à MIBREL (Grupo Paranapanema) e à CVRD, que avaliaram a reserva medida em 3.480.000kg/Sn, para 5.353.846kg de SnO_2 e teor médio de SnO_2 de 0,892kg/m^3. A produção anual em 1989 foi de 630.500kg de Sn, para uma capacidade instalada de 122.500m^3/mês de aluvião mineralizado. Em 1990 houve queda de produção.

Na Área XXVI (Carta Metalogenética/Previsional), a SE da folha, observa-se um garimpo abandonado e uma ocorrência de cassiterita (nºs 57 e 58, respectivamente), em aluviões de rios que drenam rochas da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, encaixada em metamafitos do Gru-

po Tucumã, considerado como uma seqüência de rochas supracrustais do tipo *greenstone belt*. Nessa área, os trabalhos da Mineração Fluminorte Ltda, abandonados e posteriormente retomados em julho de 1990, indicaram 550.000m^3, 400.000m^3 e 229.000m^3, respectivamente, de reservas medidas, indicadas e inferidas de aluvião mineralizado, com teor médio de 0,330kg Sn/m^3.

Além das áreas já comentadas, existem mais duas mineralizadas em cassiterita aluvionar, ambas em terrenos da Suíte Intrusiva Velho Guilherme. Uma delas situa-se na localidade Mocambo (nº 62, Carta Metalogenética/Previsional), com portaria de lavra em nome da Mineração São Francisco de Assis Ltda, cujos trabalhos revelaram 3.900.000m^3, 5.400.000m^3 e 750.000m^3, respectivamente, para as reservas medidas, indicadas e inferidas, dos aluviões mineralizados. Nessa localidade, a reserva medida de Sn é da ordem de 2.340.000kg, e a de SnO_2 é de 3.391.304,2kg, para um teor de 0,87kg SnO_2/m^3.

A outra área mineralizada localiza-se na porção S-SW da folha, na localidade Bom Jardim (nº 73, Carta Metalogenética/ Previsional), com portaria de lavra em nome da Mineração CANOPUS Ltda, cujos trabalhos, atualmente paralisados, indicaram uma reserva média de minério da ordem de 1.400.000m^3. A reserva de Sn é 1.120.000kg; a de SnO_2 é de 1.750.000kg com um teor de 1,25kg de SnO_2/m^3.

No entanto, essas áreas (Mocambo e Bom Jardim) não foram caracterizadas como favoráveis à mineralização, uma vez que ambas estão localizadas na região, que será inundada com a construção de barragem hidrelétrica no rio Xingu.

Na porção central da folha, foi delimitada uma área considerada favorável à mineralização de cassiterita, correspondendo a um batólito granítico da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, cujas rochas cortam as supracrustais do Grupo São Félix, contendo garimpo de cassiterita aluvionar (nº 93, Carta Metalogenética/Previsional). A SW, no âmbito de rochas vulcânicas da Formação Iriri, foi igualmente indicada uma área favorável à cassiterita, em grau possível, cujos teores de Sn em concentrados de bateia, variam de 1.200 a 1.400ppm, enquanto que os teores de Nb detectados em sedimentos de corrente oscilam entre 50 e 70ppm. A associção Sn-Nb, pode indicar depósitos aluvionares de cassiterita e/ou de minerais de Nb, como pirocloro, columbita-tantalita, etc.

9.2.4 Mineralizações de Ouro

Duas áreas foram caracterizadas como favoráveis a concentração aurífera, em grau provável. Uma delas (Área VI, Carta Metalogenética/Previsional), está situada nos domínios de exposição das rochas do Grupo São Félix, constituido de rochas supracrustais do tipo metassedimentos, metabásicas e, subordinadamente, metavulcânicas ácidas e metaultramáficas (Carta Metalogenética/Previsional e figura II.9.2). A outra (Área XXIII, Carta Metalogenética/Previsional), compreende rochas supracrustais do Grupo Tucumã, que caracterizam uma seqüência metavulcano-sedimentar do tipo *greenstone belt*, com metavulcânicas máficas, metassedimentos e intercalações de metaultramáficas e metavulcânicas ácidas.

As mineralizações de ouro registradas na área VI são de natureza secundária, ocorrentes em aluviões que drenam as rochas do Grupo São Félix, atualmente explorados por frentes de garimpos. Na região de Tucumã (área XXIII), a maioria dos garimpos exploram ouro aluvionar (nºs 56, 63, 64, 65, 69, 70 e 71, Carta Metalogenética/Previsional), embora existam dois garim-

pos de ouro primário. No garimpo da Cachoeira (nº 55, Carta Metalogenética/ Previsional), o ouro está concentrado em veios de quartzo, que cortam os metassedimentos. Nos garimpos da Serrinha e do Manelão (nº 66, Carta Metalogenética/Previsional), o ouro é retirado de metassedimentos cisalhados, apresentando um teor de 1,1g/m^3 e produção mensal de 53,78kg/m^3 (Lima e Damasceno, 1988). As demais frentes de garimpos aluvionares cadastrados por esses autores, nessa região são: a) Grota Rica (nº 63), com teor de 0,259gm^3 e produção mensal de 6,87kg/m^3; e b) Cuca (nº 70, Carta Metalogenética/Previsional), com 0,273g/m^3 de teor e produção mensal de 86,09kg/mês.

Além dessas áreas, todos os terrenos de exposição de rochas supracrustais dos grupos Sapucaia, Aquiri, São Sebastião e São Félix, são potencialmente favoráveis a concentrar ouro em quantidades econômicas.

9.2.5 Mineralização de Tungstênio

No extremo SW da folha, há um garimpo abandonado (Bom Jardim) de wolframita, acumulada em aluvião de drenagens que correm sobre um batólito, formado de rochas graníticas da Suíte Intrusiva Velho Guilherme. Segundo informações do DNPM, as reservas de aluvião medidas são da ordem de 800.000m^3, com teor médio de 0,9kg/WO_3/m^3. Além da wolframita, há ocorrência de cassiterita aluvionar, indicando a tendência das rochas da Suíte Intrusiva Velho Guilherme de conter a associação W-Sn.

9.2.6 Indícios de Mineralização de La-Y-Sn

A prospecção geoquímica regional revelou uma significativa zona anômala de La e Y (Área I, Carta Metalogenética/Previsional), em sedimentos de corrente na porção NW da folha, relacionada ao batólito do Maciço Antonio Vicente (Suíte Intrusiva Velho Guilherme). Os valores mais relevantes de La, oscilam entre 300 e 700ppm, enquanto que, os Y situam-se entre 100 e 300ppm. Essas anomalias, estão associadas aos diversos aluviões de drenagens que drenam o batólito. Essa associação nessa área é significativa, uma vez que, pode refletir concentrações de minerais, tais como, monazita, torita, uraninita, allanita, etc, nos granitos da Suíte Intrusiva Velho Guilherme.

9.2.7 Indícios de Mineralização de Nb-Sn

Valores relativamente elevados de Nb (50-70ppm) foram detectados na Área XXV (Carta Metalogenética/Previsional), em sedimentos de corrente, coletados em afluentes do igarapé Santa Rosa (SW da folha). Além do Nb, existe cassiterita aluvionar detectada em concentrados de bateia.

As associações Nb-Sn e La-Y-Sn, em áreas dos granitos da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, são compatíveis com as dos granitos geneticamente provenientes de fusão crustal (Lameyre e Bowden, 1982).

9.2.8 Indícios de Mineralização de Pb

Na Carta Metalogenética há registro de três localidades com mineralização de Pb (nºs 53, 76 e 77, Carta Metalogenética/Previsional). Todas ocorrem sob forma filoneana, como galena disseminada em veios de quartzo, intrusivos nas rochas de Formação Sobreiro (nº 53, Carta Metalogenética/Previsional), ou no Grupo São Sebastião (nºs 76 e 77, Carta Metalogenética/Previsional). Dessas, a mais conhecida e de maior porte, inclusive sendo explotada de maneira rudimentar, é a da localidade Três Ilhotas (rio Xingu), onde, associada à galena, há registro de calcopirita, esfalerita, bornita, pirita, além de prata e ouro.

A maneira de ocorrência e as associações relacionadas às mineralizações de galena, são típicas de processo genético hidrotermal. Os filões cortam tanto rochas supracrustais do Arqueano Superior (Grupo São Sebastião), como rochas vulcânicas do Proterozóico Médio (Formação Sobreiro), caracterizando um hidrotermalismo de grande abrangência, ou até uma superposição de eventos.

Ainda que as mineralizações conhecidas sejam dimensionalmente incipientes, sua presenca é metalogeneticamente interessante pela associação mineralógica. Assim, é de suma importância a procura de áreas susceptíveis de encerrarem associações deste tipo.

9.2.9 Indícios de Mineralização de Ag

A prospecção geoquímica regional em sedimento de corrente, mostrou uma quantidade significativa de estações anômalas em Ag. Estas, correspondem às amostras preferencialmente distribuídas na porção NW da folha, em rios que correm sobre rochas do Granito Parauari (Proterozóico Inferior) e da Suíte Intrusiva Velho Guilherme (Proterozóico Médio). Os teores de Ag nesses sedimentos variam de 0,7 a 2ppm, os quais são significativamente mais elevados que a abundância média de Ag em rochas granodioríticas e graníticas (0,07 e 0,04ppm respectivamente - LEVINSON, 1974). Vale salientar que, em algumas das estações, a Ag está associada a La e Y, também em quantidades anômalas.

9.2.10 Indícios Radiométricos

As interpretações dos dados radiométricos, estão convenientemente discutidas no Capítulo 5. As zonas de maior intensidade de radiação, com valores superiores a 1.400cps (contagem total), estão assinaladas na Carta Metalogenética/Previsional, uma vez que, se localizam intimamente associadas às áreas de domínio das rochas graníticas anorogênicas da Suíte Intrusiva Velho Guilherme (Proterozóico Médio), potencialmente favoravéis à mineralização de cassiterita. Na porção NW da área, o Batólito Antonio Vicente apresenta significativo realce radiométrico, o qual, além de mineralizado em cassiterita, mostra teores anômalos de La, Y e B, detectados em sedimentos de corrente. Assim, na Folha São Félix do Xingu, a aplicação do método radiométrico, mostrou-se como mais um recurso na delimitação de corpos graníticos mineralizados.

A NE da folha, em área de ocorrência dos metarriodacitos e metarriolitos do Grupo Aquiri, foram detectados valores superiores a 1.400cps, em zonas distintas, devidamente contornadas e cartografadas na Carta Metalogenética, indicando as porções onde essas rochas emitem mais radiações.

9.2.11 Indícios Magnéticos

As áreas de intensidades magnéticas mais elevadas (>1.500nT) ocorrem no centro-oeste da folha, associadas às metavulcânicas máfico-ultramáficas, e formações ferríferas do Grupo São Félix (Carta Metalogenética/Previsional). As rochas intrusivas cumuláticas, máfico-ultramáficas, da Suíte Intrusiva Cateté, distribuídas nas porções E e NW da folha, estão relacionadas às feições magnéticas dipolares bem definidas, de formas circular, elíptica ou alongada, cujos contrastes são bem marcantes, geralmente encaixadas em alinhamentos magnéticos, indicando um relacionamento com zonas de fraturas. As formações ferríferas do Grupo Aquiri, ocorrentes na parte NE da folha, exibem também altas intensidades magnéticas.

Assim, as zonas com variáveis intensidades magnéticas estão relacionadas às rochas supracrustais, via de regra, contendo mineralização de ouro, ou às rochas máfico-ultramáficas da Suíte Intrusiva Cateté, mineralizadas à Ni e provavéis à conter elementos do grupo da platina.

9.2.12 Algumas Considerações Metalogenéticas Acerca dos Diversos Ambientes Geotectônicos

Por razões devidamente assinaladas no item 9.1, não se pode estabelecer um panorama metalogenético seguro, dos diversos ambientes geotectônicos caracterizados na Folha São Félix do Xingu. Desse modo, as considerações acerca das espectativas metalogenéticas, nesses vários ambientes, serão feitas tendo-se como base as informações disponíveis, relativas às mineralizações conhecidas, bem como, aos indícios indiretos.

O domínio das áreas ou núcleos de crosta antiga, tectonicamente afetados ou não, está representado pelas rochas do Complexo Xingu (gnaisses tonalíticos à granodioríticos, com variações graníticas e enclaves de ortoanfibolitos) e por litotipos do Granodiorito Rio Maria, que consiste predominantemente de granodioritos e subordinados tonalitos e monzogranitos, com discretas zonas superpostas de deformação dúctil-rúptil (Carta Metalogenética/Previsional e figura II.9.1). O Complexo Xingu é integrante do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, formado em um regime compressivo oblíquo, mostrando tanto domínios imbricados como transcorrentes, enquanto que o Granodiorito Rio Maria integra o Terreno Granito-*Greenstone* do Sul do Pará. Aparentemente, ambos são estéreis em mineralizações. Todavia, remobilização de Au, por fluidos hidrotermais, em zonas miloníticas a ultramiloníticas do Complexo Xingu, pode ser a causa da fonte primária do ouro, concentrado em aluvião (nº 54) na porção W da folha. Dois garimpos de ouro aluvionar (nºs 39 e 40, Carta Metalogenética/Previsional) ocorrem, na região dos contatos, entre as rochas do Complexo Xingu e vulcânicas andesítica, traquítica e traqui-andesítica da Formação Sobreiro, e entre aquela unidade e o Grupo São Félix. Essas rochas situam-se em região falhada, cuja concentração primária do ouro, provavelmente, decorre da remobilização desse metal por influência de fluidos hidrotermais, em zona de falha transcorrente rúptil sinistral e/ou por influência de intrusão de rochas graníticas da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, situadas nas proximidades. No Granodiorito Rio Maria, há apenas um registro de mineralização de crisocola, em *status* de ocorrência, na zona de contato com as supracrustais, tipo *greenstone belt*, do Grupo Tucumã (nº 84, Carta Metalogenética/Previsional). A crisocola foi identificada através de análises por difração de raios-X e ocorre associada a anfibolito(?), preenchendo fraturas no granodiorito. Embora as informações acerca dessa ocorrência sejam incipientes, para se estabelecer qualquer panorama metalogenético, a presença de crisocola, preceitua a existência de zonas de oxidação de minerais de cobre (sulfetos) no granodiorito.

O domínio das rochas de alto grau, caracterizado como Cinturão Granulítico-Charnoquítico, corresponde a uma porção relativamente restrita no limite NE da Folha São Félix do Xingu, adentrando a E para a Folha Serra dos Carajás (SB.22-Z-A). É constituído por kinzigitos, piriclasitos e granoblastitos, retrometamorfisados à fácies anfibolito e submetidos a cisalhamento dúctil contracional de caráter oblíquo (Carta Metalogenética/Previsional e figura II.9.1). Embora no âmbito da Folha São Félix

do Xingu, não se tenha registro de mineralização nesse cinturão, no seu prolongamento para a folha vizinha (cuja área exposta é consideravelmente superior), há indícios geoquímicos, ocorrências, e um garimpo abandonado de Au. Esse fato, permite que se conclua, que os processos deformacionais-metamórficos retrogressivos, condicionaram as ações dos fluidos hidrotermais, capazes de remobiizar o Au, o qual, seria reconcentrado em depósitos secundários aluvionares. Por esse motivo, as rochas retrometamorfizadas-cisalhadas desse cinturão, são suscetíveis de conterem Au.

O domínio das seqüências vulcano-sedimentares tipo *greenstone belt* ou similar, é caracterizado pelas rochas supracrustais que compõem os grupos Tucumã e Sapucaia, consistindo de sequências metavulcano-sedimentares. As rochas do Grupo Tucumã são integrantes do Terreno Granito-*Greenstone* do Sul do Pará, metamorfizadas em fácies xisto-verde e cisalhadas em regime direcional, enquanto que, as do Grupo Sapucaia são integrantes do Cinturão Itacaiúnas, deformadas em regime compressivo oblíquo, em Domínio Imbricado. O *greenstone belt* do Grupo Tucumã encerra inúmeros garimpos, de onde se extraem ouro aluvionar ou ouro primário, de veios de quartzo ou de metassedimentos cisalhados. As rochas do Grupo Sapucaia contêm ocorrências de ferro, relacionadas às formações ferríferas; além disso, são comuns os garimpos de ouro aluvionar, em drenagens que correm sobre essa unidade, além dos limites da Folha São Félix do Xingu (Carta Metalogenética/Previsional e figura II.9.1).

O domínio dos cinturões metamórficos vulcano-sedimentares, está representado pelas rochas supracrustais dos grupos Aquiri, São Sebastião e São Félix, integrantes do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, depositadas em sistema transcorrente (Carta Metalogenética/Previsional). As rochas que compõem esses grupos, constituem sequências metavulcano-sedimentares, potencialmente favoráveis a conter mineralizações de Fe (relacionadas às formações ferríferas que integram essas seqüências) e de Au. Além dessas, as metavulcânicas máficas do Grupo São Félix contêm calcopirita disseminada (nº 81, Carta Metalogenética/Previsional), e as metavulcânicas do Grupo São Sebastião, estão cortadas por veios de quartzo contendo galena (nºs 76 e 77, Carta Metalogenética/Previsional). Todavia, o Grupo São Félix é o mais favorável a encerrar mineralização aurífera, havendo inúmeros garimpos de Au aluvionar, localizados preferencialmente nas zonas mais cisalhadas. No âmbito desse grupo, verifica-se ainda uma jazida de Fe (nº 32, Carta Metalogenética/Previsional), decorrente de alteração supergênica de formação ferrífera em zonas deformadas. A ocorrência das mineralizações, preferencialmente nas zonas mais cisalhadas, é indicativa de ações de fluidos hidrotermais, através dessas zonas, remobilizando o ouro, chumbo e cobre. Portanto, no atual estágio de conhecimento, as rochas supracrustais dos grupos Tucumã e São Félix são os principais metalotectos de Au na Folha São Félix do Xingu. No entanto, as seqüencias metavulcano-sedimentares que constituem os grupos São Sebastião, Sapucaia e Aquiri, são também potencialmente favoráveis à encerrarem concentrações desse metal. No Grupo São Félix há, igualmente, ocorrência de calcopirita disseminada em rochas metavulcânicas máficas.

O domínio das coberturas vulcano-sedimentares não dobradas é constituído pelas formações Sobreiro, Iriri e Triunfo (todas do Proterozóico Médio). As duas primeiras representam o vulcanismo distensivo do Grupo Uatumã, sendo a Formação Sobreiro composta por andesitos, com traquitos e traqui-andesitos

subordinados, e a Iriri por riolitos e tufos riolíticos, com subordinados riodacitos, dacitos e tufos. A Formação Triunfo, também depositada em regime distensivo, é constituída de quartzo-arenitos, arenitos arcoseanos e conglomerados, que recobrem as vulcânicas do Grupo Uatumã, com distribuição modesta na Folha São Félix do Xingu. Dessas três coberturas, a Formação Iriri é que exibe significativo realce geoquímico, com teores anômalos de Nb detectados em sedimentos de corrente (50-70ppm) e de Sn em concentrados de cascalho de leito ativo (1.200-1.400ppm), quase sempre distribuídos, ao longo de falha transcorrente que acompanha o rio Santa Rosa (Área XXV, Carta Metalogenética/Previsional). Os teores anômalos de Nb, detectados em sedimentos de corrente, podem refletir concentrações primárias em rochas dos tipos pegmatitos, albita-granitos, carbonatitos, etc., que podem estar encaixadas nas vulcânicas. Há ocorrência de veios de quartzo com galena, cortando as formações Sobreiro (nº 53, Carta Metalogenética/Previsional) e Iriri (nº 60, Carta Metalogenética/Previsional), indicando ação de processos hidrotermais pós-magmáticos nessas rochas. A Formação Triunfo não apresenta registro de mineralização, tampouco qualquer realce geoquímico significativo.

O plutonismo de regime compressivo que ocorre no âmbito do Cinturão Itacaiúnas, está representado pelo Granito Plaquê, o qual, consiste de leucogranitos, formando corpos tabulares, estratóides, metamorfizados em fácies anfibolito, originados quando do desenvolvimento do mencionado cinturão. Esses granitos, não mostram qualquer realce geoquímico que permita considerá-los metalogeneticamente interessantes, sendo provavelmente estéreis em mineralização, na área em estudo.

O plutonismo do regime distensivo está representado pelo Granito Parauari, Suíte Intrusiva Cateté (ambos do Proterozóico Inferior), Suíte Intrusiva Velho Guilherme (Proterozóico Médio) e Diabásio Cururu (Mesozóico). Teores anômalos de Ag (0,7-2ppm), às vezes associados a teores também anômalos de La (700ppm) e Y (100-300ppm), foram detectados em sedimentos de corrente de drenagens que correm sobre o Granito Parauari. Além disso, zonas e estações geoquímicas anômalas em Sn, estão assinaladas sobre batólito desse granito. Ocorrências de Au aluvionar foram igualmente detectadas. Assim, não pode ser descartada a hipótese de que, o Granito Parauari possa encerrar concentrações desses elementos. A Suíte Intrusiva Cateté representa uma seqüência cumulática, máfico-ultramáfica, intracratônica, constituída por peridotitos, serpentinitos, piroxenitos e gabros noríticos, que encerra jazidas de lateritas niquelíferas.

Os aluviões quaternários são desenvolvidos de maneira mais expressiva às margens dos rios Xingu, Fresco, e igarapés São Sebastião e Carapanã. Além desses, aluviões mais restritos e não cartografados na escala trabalhada, são metalogeneticamente interessantes porque, dependendo do litótipo que constitui a sua área-fonte, podem conter depósitos secundários de cassiterita, ouro, columbita-tantalita, etc.

9.3 Considerações Petrológicas-Metalogenéticas

Com base nos estudos petroquímicos, procurou-se uma abordagem metalogenética, de maneira que a integração das informações petrológicas e metalogenéticas, também evidenciasse o potencial mineral das diversas unidades litoestratigráficas, que ocorrem na Folha São Félix do Xingu.

Para o Grupo Tucumã, no que tange as espectativas metalogenéticas, pode-se considerar a possibilidade de mineralizações auríferas, especialmente nos basaltos toleiíticos do tipo TH1, já que estes litotipos, via de regra, são freqüentes em terrenos *greenstone belt* de idade arqueana, onde são conhecidos depósitos auríferos e de outros elementos associados, especialmente, Cu e o Ni.

Com relação ao Grupo Sapucaia, que está sendo interpretado como um *greenstone belt* retrabalhado pelo Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, o potencial metalogenético para as rochas vulcânicas analisadas, levando-se em conta o seu carácter toleiítico TH1 (Condie, 1976) característico de *greenstone belts*, seria para Au e associados como Cr-Ni-Cu.

Quanto a expectativa metalogenética do Grupo Aquiri, levando-se em consideração a natureza toleiítica TH1 das rochas da unidade em questão, admite-se a possibilidade de mineralizações de Au do tipo veio *lode*, além de Cu-Zn, tendo em vista, a presença de rochas félsicas, bem como, Fe-Ni associado, sobretudo, aos toleiítos.

Do ponto de vista metalogenético, a sequência vulcano-sedimentar do Grupo São Sebastião, com base na presença de toleiítos TH1, exibe a possibilidade de mineralizações de ouro, do tipo veios, associados as vulcânicas desta unidade.

Shen Jili e Liu Jiayuan (1985) verificaram que as especializações metalogenéticas nas rochas granitóides, podem ser monitoradas de acordo com os padrões de anomalia de európio, que por sua vez, estão relacionados aos tipos de granitóides, se transicionais ou crustais. De acordo com o diagrama ETR *versus* Eu/Eu*, da figura II.6.62, com raras exceções de amostras do Granito Plaquê, Complexo Xingu e Granodiorito Rio Maria (com anomalia menor do que 0,7, portanto, padrão transicional), todo o conjunto dos granitos estudados, de acordo com os seus valores de anomalia de Eu (Eu/Eu* superiores a 0,7), possuem características crustais. Aqueles com anomalias abaixo de 0,7, são predominantemente favoráveis a mineralizações de Cu, Mo, Pb, Zn, Au, Ag e W, do tipo pórfiro, enquanto aqueles, com anomalias entre 0,7 e 0,4 são promissores à mineralizações de W, Sn, Nb, Ta, ETR e U.

Tischendorf (1977) definiu granitos metalogeneticamente especializados em Sn, W, Mo, Be, Li, Nb e Ta, e granitos normais, com base nas razões K/Rb. Aqueles cujas razões são inferiores a 100, pertencem ao primeiro grupo, enquanto ao segundo, estão relacionados os granitos com razões superiores a 100. Com base nesse parâmetro, montou-se a tabela II.9.2, dividindo os granitos estudados no presente caso.

Tabela II.9.2 – Classificação metalogenética dos granitóides da Folha São Félix do Xingu, baseada em Tischendorf (1977).

Unidades	K/Rb	
	Granitos Especializados (<100)	Granitos Normais (>100)
Granodiorito Rio Maria	–	x
Complexo Xingu	–	x
Granito Plaquê	–	x
Granito Parauari	–	x
Suíte Intrusiva Velho Guilherme	x	x

De fato, a Suíte Intrusiva Velho Guilherme apresenta uma série de características que a tornam favoráveis a conter mineralizações de estanho e associados:

a) Altos percentuais de SiO_2, Na_2O e K_2O e baixos de CaO, TiO_2, MgO e P_2O_5. No diagrama K-C-N, figura II.9.3, os pontos deste granito, em sua maioria, estão posicionados no campo dos granitos estaníferos definidos por Juniper

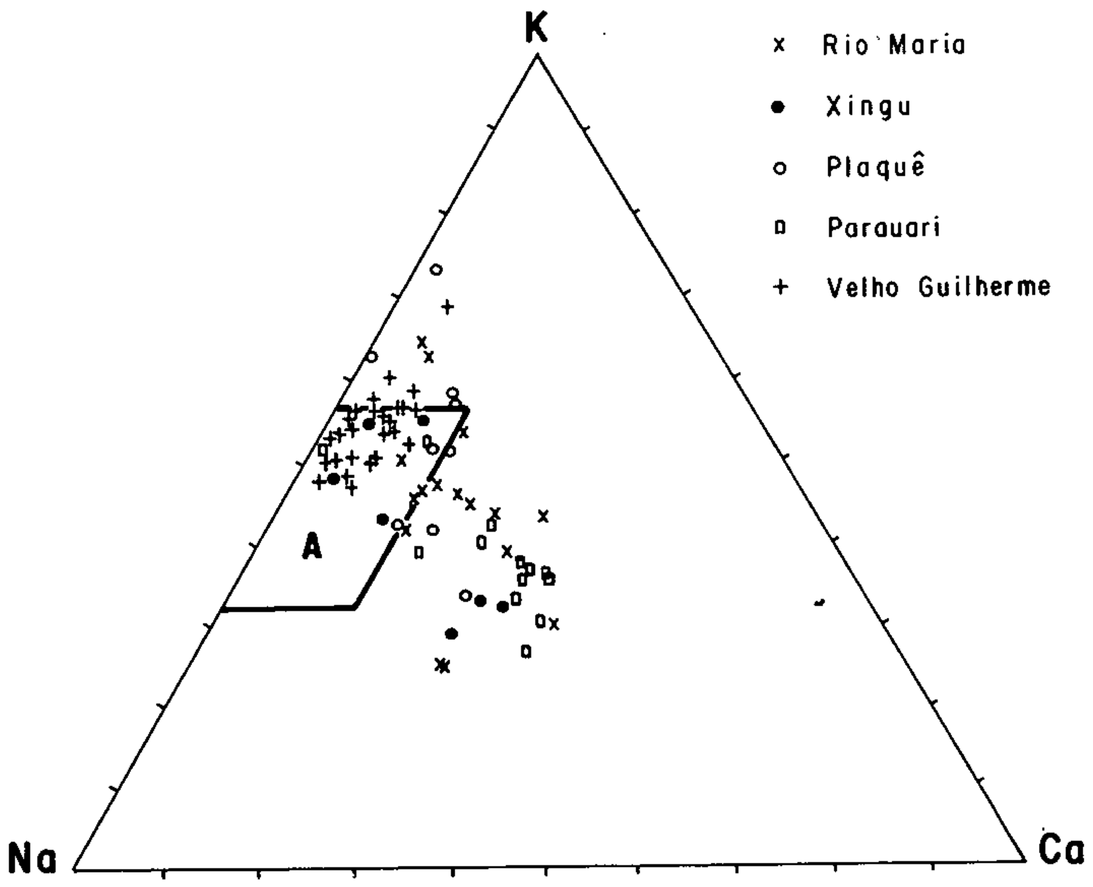


Figura II.9.3 – Diagrama Na-K-Ca segundo Juniper e Kleeman, 1979, mostrando os campos dos granitos mineralizados em estanho (A). Aplicado às unidades graníticas da Folha São Félix do Xingu.

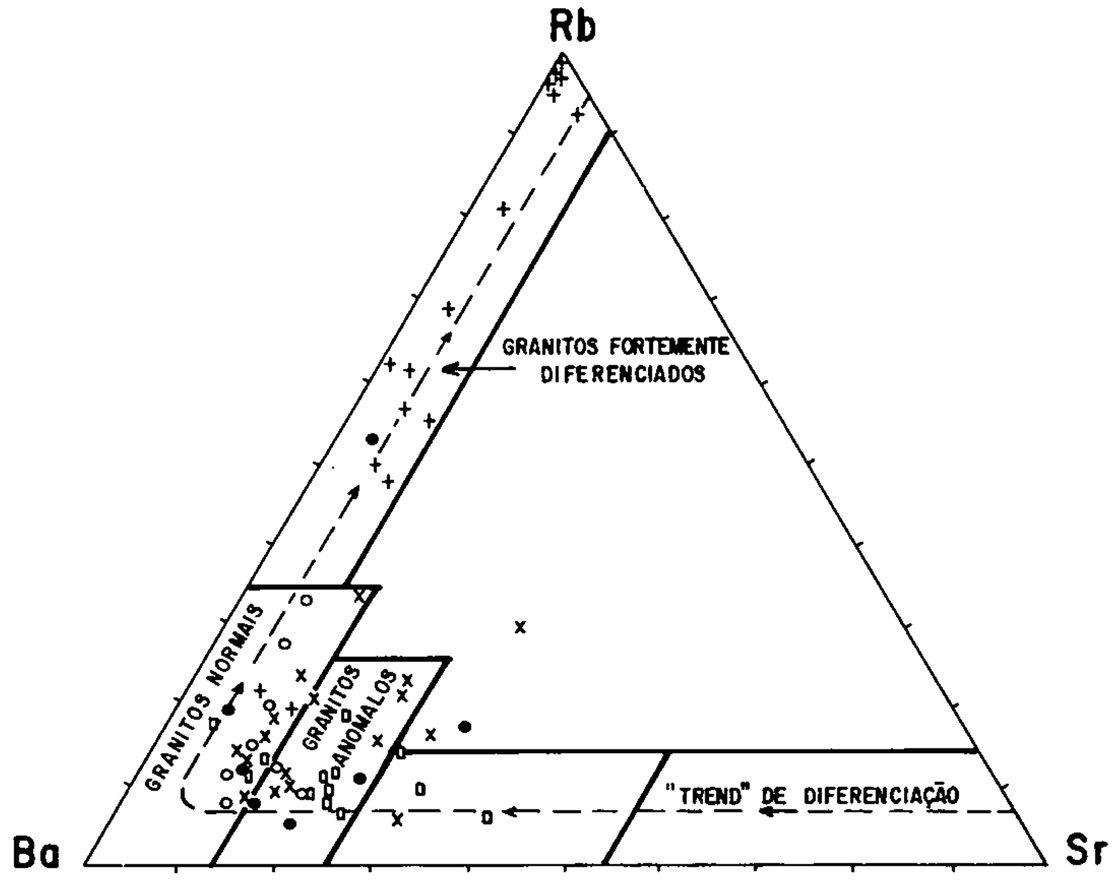


Figura I.9.4 – Diagrama Ba-Rb-Sr segundo Bouseilly e Sokkary, 1975. Aplicado às unidades granítica da Folha São Félix do Xingu.

e Kleemann (1979). Observa-se que o granito é pobre em CaO e rico em Na_2O e K_2O, e que as concentrações de K_2O são superiores às de Na_2O;

b) o caráter alcalino bem demonstrado nos diagramas das figuras II.6.53a, II.6.53b, II.6.55, II.6.56 e II.6.57;

c) caráter leucocrático, conforme indicado na figura II.6.59;

d) posicionamento em alto níve; crustal e relacionamento com ambiente de *rift*.

e) forte enriquecimento em Rb, conforme indicado no diagrama Sr-Rb-Ba de Bouseilly e Sokkary (1975), figura II.9.4;

f) enriquecimento em ETRP (elementos de terras-raras pesadas) e Y, fato que reflete a atuação provável de fluidos especialmente F e Cl, capazes de concentrar íons metalíferos do tipo Sn e seus associados, em processos hidrotermais pós-magmáticos, alometassomáticos (greisenização) e feldspatização tardia. O diagrama Q-Ab-Or normativos, figura II.9.5, demonstra bem que, o processo de greisenização foi atuante nesse granito, especialmente nas fácies de onde procederam as amostras EM-365, EM-86, EM-44A, EM-90 e EM-80.

As fácies representadas pelas amostras EM-363, EM-355, EM-361, EM-367A, EM-360 e EM-534A constituem o granito percursor das fácies mineralizadas.

A partir das características assim realçadas nos ítens a-d, conclue-se que este grupo de granitos corresponde a granitos alcalinos do tipo "A" ou "MD" de *rift* segundo Shen Jili e Liu Jiayuan (1985).

Durante as campanhas de campo realizadas neste projeto, foram identificadas crostas lateríticas enriquecidas em Ni capeando corpos máfico-ultramáficos da Suíte Intrusiva Cateté.

Castro Filho e Mattos (1985), estudaram os depósitos de níquel laterítico, relacionados a

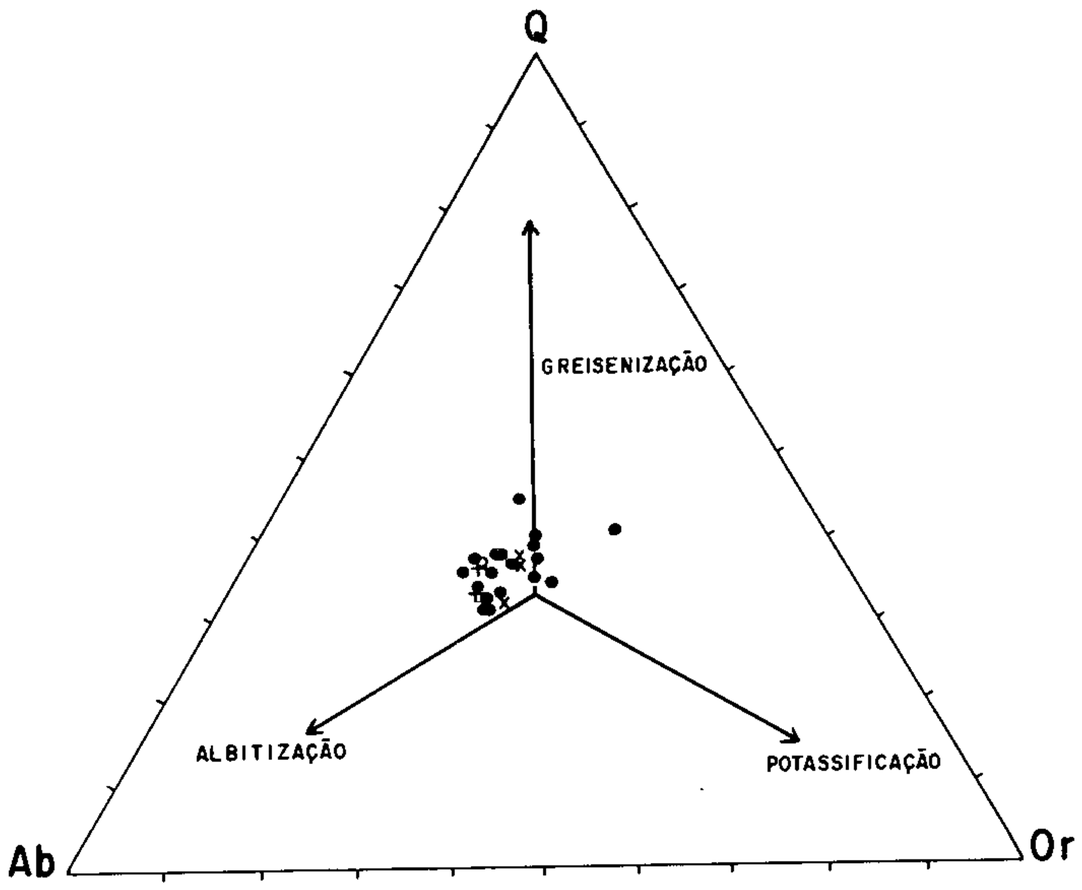


Figura II.9.5 – Diagrama Q-Ab-Or normativos com indicação dos trends dos processos de alterações alometassomáticas. Aplicado às rochas da Unidade Granito Velho Guilherme na Folha São Félix do Xingu.

corpos máfico-ultramáficos das serras do Jacaré e Jacarezinho, no município de São Félix do Xingu. Heim e Castro Filho (1985) estudaram as jazidas de níquel laterítico de Puma-Onça, também situadas no município de São Félix do Xingu. Tratam-se, em ambos os casos, de rochas que fazem parte, da agora denominada Suíte Intrusiva Cateté.

As perspectivas metalogenéticas para estas instrusões máficas e ultramáficas, devem estar voltadas para mineralizações do tipo Ni, Cu, PGE, V, Ti, Fe, Cr e Au, além de minerais secundários como crisotila (serpentina). Eventualmente, até Hg pode estar associado com as rochas serpentinizadas, há semelhança do que ocorre nos depósitos de Cu-Fe de Cyprus, situados em arco magmático, conforme mostrado na figura II.9.6, segundo Mitchell e Garson (1981).

As concentrações dos elementos Ni, Cu, e PGE, estão diretamente relacionadas ao S, normalmente, incompatível com ambientes ricos em sílica, segundo Naldrett (1991). Isto quer dizer, que os magmas básico-ultrabásicos, uma vez contaminados com material crustal (rico em sílica) tende a expulsar o S deste ambiente contaminado, e se concentrar, juntamente com cátions mineralizantes (Ni, Cu, PGE), nas partes não contaminadas.

Como foi visto anteriormente as rochas da Suíte Intrusiva Cateté, sobretudo aquelas de natureza norítica, gabróica e piroxenítica, sofreram contaminação crustal revelada pelos altos percentuais, sobretudo, de SiO_2, álcalis e ETRL. Naldrett *et al.* (1991) estudando as mineralizações de Ni - Cu e PGE (elementos do grupo da platina), dos basaltos continentais mesozóicos da região de Norilsk, USSR, constataram que os depósitos de Ni e Cu, estão, naquela região, associados com o grupo de intrusões ricas em olivina cromitífera e niquelífera, e que apresentam perfis planares (horizontalizados) dos ETR. Por outro lado, as intrusões com enriquecimento dos ETRL e com olivina pobre em Ni - Cr, tem mineralizações apenas antieconômicas, devido a contaminação crustal que provoca a segregação de sulfetos imiscíveis. O mesmo modelo de contaminação – segregação – concentração, é defendido por Naldrett *et al.* (1986), para as intrusões pré-cambrianas de Sudbary, Canadá, onde são conhecidos importantes depósitos de Ni-Cu.

No caso da Suíte Intrusiva Cateté advoga-se também a idéia de contaminação crustal (vide figura II.9.7), e a subseqüente segregação de sulfetos, com cátions mineralizantes em partes da suíte não contaminada. Os padrões dos ETR mostrados nas figuras II.6.33 e II.6.34, referem-se naturalmente a rochas contaminadas, e nelas seria descartada a possibilidade de depósitos econômicos. Estes, deveriam ser formados em níveis inferiores dessas rochas, o que poderia ser monitorado, não só pelo controle petrográfico-mineralógico, como também, litogeoquímico. Em princípio, os sítios onde foram coletadas as amostras EM-482B e AV-123 (vide tabela II.6.11), seriam

os mais favoráveis a iniciar-se tais pesquisas, visando eventuais concentrações de Ni, Cu, Cr e PGE, e ainda, eventualmente, Au.

Por outro lado, foi demonstrado também que o V, Fe e Ti, se enriquecem nos termos mais evoluidos de natureza norítica e gabróide. Haveria assim, a possibilidade de serem encontradas concentrações em forma magnetita, titanomagnetita e magnetita vanadinífera, constituindo camadas (*cumulus*) relacionadas a estes termos petrográficos mais diferenciados.

A semelhança petroquímica que se estabeleceu entre as rochas e o ambiente geotectônico da Suíte Intrusiva Cateté e aqueles do Complexo de Cyprus e da Nova Zelândia (vide figura II.9.6), traz ainda, a expectativa de eventual localização de concentrações de mercúrio (Hg) relacionadas, sobretudo, a rochas gabróides que tenham sofrido processo de alteração hidrotermal. Tal concentração, pode ainda estar relacionada a encaixantes de natureza sedimentar, como os quartzitos do Grupo São Félix.

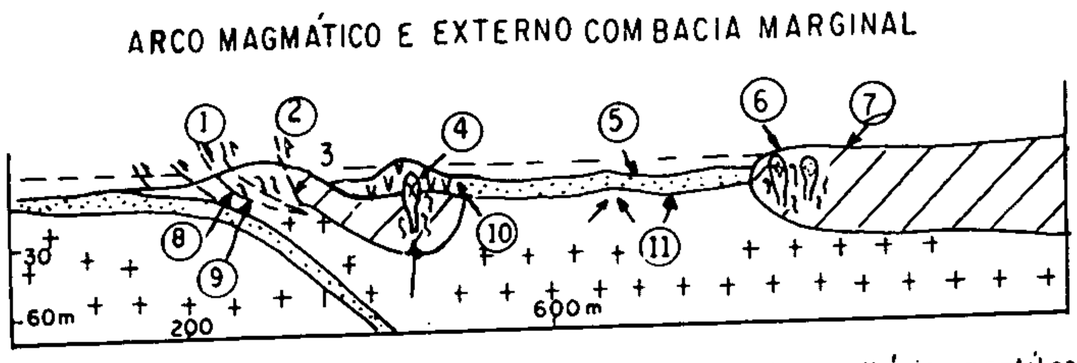


Figura II.9.6 – Seção transversal através de ambiente de arco magmático com Bacia Marginal e as mineralizações associadas. Extraido, com adaptação, de Mitchell e Garson (1981), para comparação das mineralizações associadas a Suíte Intrusiva Cateté e os depósitos de Cyprus.

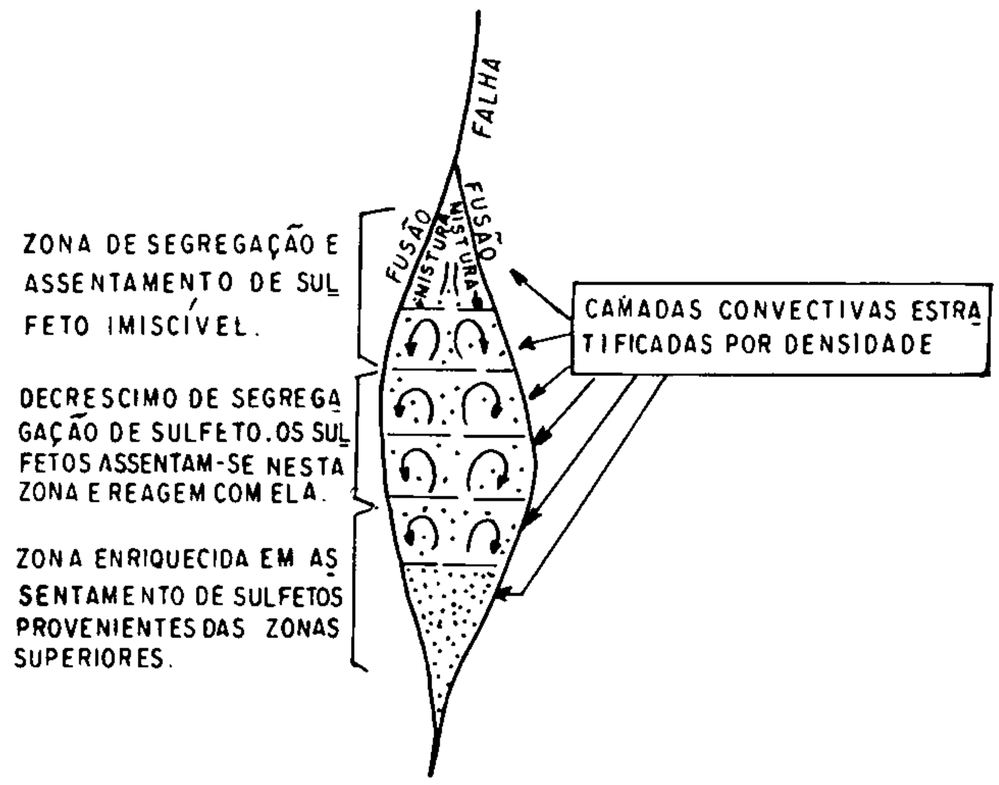


Figura II.9.7 – Câmara magmática vertical esquemática, ilustrando a contaminação de um magma original próxima ao topo, assentamento de sulfetos e enriquecimento do magma primitivo próximo a base. Copiado de Naldrett (1991), para ilustrar a possível mineralização endógena nas rochas máficas-ultramáficas da Suíte Intrusiva Cateté, Folha São Félix do Xingu.

10

Geologia Econômica

10.1 Introdução

As primeiras notícias sobre ocorrências minerais, no âmbito da Folha São Félix do Xingu, remontam ao ano de 1922, quando Avelino Inácio de Oliveira relatou a existência de filões de quartzo, com galena argentífera na localidade de Três Ilhotas (Rio Xingu). No final da década de 60, através de interpretação fotogeológica e trabalho de campo, foram identificados corpos graníticos, exemplificados pelo Maciço Velho Guilherme, cujos aluviões vieram a confirmar-se, posteriormente, como portadores de jazidas de cassiterita. Em meados dos anos 70, a Mineração Serra do Sul Ltda. executou trabalhos de pesquisa sobre os complexos básico-ultrabásicos, denominados de Puma, Onça e Jacaré-Jacarezinho, nos quais detectou jazidas de níquel laterítico. Ainda na década de 70, a DOCEGEO desenvolveu pesquisas na serra de São Félix, onde identificou uma jazida de ferro.

No final da década de 70, as estradas construídas para a implantação de um projeto de colonização, da Construtora Andrade Gutierrez, na porção SW da Folha São Félix do Xingu, permitiram o ingresso de garimpeiros na região. Logo, descobriram ouro aluvionar, o que levou ao estabelecimento de vários garimpos como Cuca, Manelão, Serrinha, etc. Com a expansão do processo de colonização, novas áreas auríferas foram descobertas, particularmente na porção centro-oeste.

A grande importância geoeconômica da Província Mineral do Carajás, na qual está inclusa a Folha São Félix do Xingu, motivou o Governo Brasileiro a implantar o Programa Grande Carajás, visando o fornecimento de informações básicas que permitam a explo-

ração racional dos recursos naturais e a ocupação ordenada da mencionada região.

Atualmente, as minerações de cassiterita nos maciços de Bom Jardim, Mocambo e Antonio Vicente, juntamente com a garimpagem de ouro, constituem as mais importantes atividades minerárias da região.

O níquel laterítico e o ferro constituem outros bens minerais com importantes jazidas. Devem também ser mencionadas, incipientes atividades minerárias na produção de pedras semipreciosas (ametista e topázio), argila para cerâmica vermelha, materiais de construção (areia e seixos) e água subterrânea.

10.2 Cassiterita

Atualmente, é um dos bens minerais mais importantes encontrados nos limites da Folha São Félix do Xingu, sendo extraída dos aluviões provenientes dos maciços graníticos Antonio Vicente, Mocambo, Bom Jardim e Velho Guilherme. Estes corpos foram inicialmente identificados no final da década de 60 e início da década de 70, em trabalhos realizados pelo IDESP, DOCEGEO e PROMIX – Produtora de Minério do Xingu. Estas pesquisas, foram prejudicadas por invasões de garimpeiros que se instalaram nos aluviões, retirando o minério de forma rudimentar e embarcando-o em aviões monomotores, para as cidades de Redenção e Conceição do Araguaia e, em seguida, para o sul do país. O litígio entre os garimpeiros e as mineradoras, encerrou com a retirada dos primeiros e o restabelecimento dos direitos minerários das empresas.

Maciço Antonio Vicente

A MIBREL – Mineração Brasileira de Estanho Ltda, do grupo Paranapanema, detém o controle minerário do Maciço Antonio Vicente, sendo a cassiterita estraída na Mina São Raimundo. No total, são 7 títulos de lavra, sendo 2 pertencentes a MIBREL, 3 arrendados da CVRD e 2 da Mineração Iriri Ltda.

Com base no Relatório Anual de Lavra-1990, obtido no DNPM-5º Distrito, o maciço Antonio Vicente encerra cerca de 4.736.520m^3 de cascalho estanífero, com um teor médio de 0,604kg de Sn/m^3, fornecendo aproximadamente 2.865.072kg de Sn.

A lavra aluvionar é feita a céu aberto, por metódo totalmente mecanizado. Quase sempre, a mineralização ocorre ao longo do leito de igarapés. A zona mineralizada, com teores econômicamente viáveis à exploração em escala industrial, é comumente isolada a jusante e a montante, drenando-se as águas por canais laterais. A área isolada é desmatada e limpa em uma extensão lateral capaz de assegurar a implantação de linha de transmissão, vias de acesso, etc. A lavra é empreendida mediante o emprego de uma planta flutuante, sendo o desmonte feito por retroescavadeira hidráulica disposta sobre flutuadores. A retroescavadeira alimenta o silo da planta, onde o material sofre desagregação através da utilização de um monitor hidráulico. O minério é concentrado através de um processo integrado envolvendo peneiras rotativas, tanque deslamador, um sistema de jigues e um separador eletromagnético.

Em 1990, a usina de tratamento instalada na Mina São Raimundo, produziu 605.901m^3 de concentrado de cassiterita, com um teor médio de 62,52% de Sn, o que fornece cerca de 378.844kg de Sn. Esta produção é destinada totalmente ao mercado nacional, sendo a Mamoré Mineração e Metalurgia a única compradora.

Maciço Mocambo

Este corpo é abrangido por duas portarias de lavra pertencentes a Mineração São Francisco de Assis Ltda. Segundo o Relatório Anual de Lavra-1990, fornecido pelo DNPM-5º Distrito, calcula-se para esse maciço, uma reserva medida de cascalho estanífero de 4.403.600m^3, com um teor médio de 0,52kg de Sn/m^3, o que resulta em 2.319.941kg de Sn. A lavra é feita a céu aberto, mecanizada, e com um teor mínimo de corte de 0,5kg de Sn/m^3. Após o desmatamento, a limpeza e a remoção do capeamento, os tratores de lâmina cortam e empurram a camada mineralizada, para o alcance dos monitores hidráulicos. Desta operação, resulta o material empolpado que é transportado para uma planta móvel, locada à margem da área de lavra. A concentração do minério é feita através de um sistema de peneiras, *surgebin*, um conjunto de jigues e mesas vibratórias. No ano de 1990 a produção de cascalho estanífero foi de 683.732m^3, com um teor médio de 75%, fornecendo 516.864kg de Sn. Desta produção cerca de $\frac{2}{3}$ é vendido para a Rhodia S/A, que é o único comprador nacional, enquanto que, o restante é exportado pela Silex Trading.

Maciço Bom Jardim

O controle minerário desse corpo é exercido pela Mineração Canopus Ltda, que é integrante do Grupo da Caeté Participações S/C Ltda. Possui uma única portaria de lavra para cassiterita e wolframita. A reserva medida de cassiterita é da ordem de 1.418.739m^3 de cascalho estanífero, com um teor médio de 0,938kg/m^3 o que resulta em um total de 1.330.777kg de Sn, segundo o Relatório Anual de Lavra-1990/DNPM-5º Distrito. As instalações no Maciço Bom Jardim permitem uma lavra a céu aberto, totalmente mecanizada. Ainda de acordo com o mencionado relatório, durante o ano de 1990 a lavra esteve paralisada.

Maciço Velho Guilherme

Este corpo foi um dos pioneiros na produção de cassiterita no sul do Pará, inicialmente, pela Produtores de Minério do Xingu Ltda – PROMIX, e atualmente, pela Mineração Fluminorte Ltda. As atividades de pesquisa e lavra estão paralizadas há vários anos. Atualmente, existe apenas um incipiente e irregular processo de garimpagem, produzindo mensalmente cerca de 2,5t, estando as atividades extrativas restritas aos meses menos chuvosos (maio a dezembro). A produção dos garimpeiros é totalmente comprada pela Mineração Fluminorte.

10.3 Ouro

Nesta região o ouro começou a ser extraído na década de 70, através de garimpagem por métodos rudimentares. Os garimpeiros concentraram-se, inicialmente, na região sudeste da Folha São Félix do Xingu, cujo acesso foi favorecido pela abertura da estrada PA-279, para a implantação do projeto de colonização da Construtora Andrade Gutierrez. Com a abertura de vicinais para a extração de madeiras e para a implantação de fazendas, os garimpeiros expandiram-se em direção W e NE.

A partir de 1984, a extração do ouro passou a ser feita predominantemente por "chupadeiras", termo pelo qual são conhecidos os conjuntos de moto-bombas, usadas para desmonte dos sedimentos aluviais e concentração do ouro nas "cobras-fumando".

Como é comum na garimpagem na Amazônia, esta atividade é sazonal, atingindo o ponto máximo de produção nos meses de agosto a outubro, diminuindo sensivelmente, e as vezes tornando-se nula, nos meses onde a incidência pluviométrica é maior (fevereiro a abril).

As frentes de garimpagem tem uma população extremamente flutuante e, portanto, os números sobre a quantidade de garimpeiros e a produção de ouro, são válidos apenas para o momento de coleta dos dados. A notícia da descoberta de uma nova grota, ou de um filão, gera, imediatamente, uma "corrida" de homens para o local, que pode transformar-se em uma nova frente garimpeira e, em seguida, esvaziar-se em poucos dias. Raras são as frentes que conseguem originar pequenas vilas e povoados, como é o caso da vila do Cuca, instalada no garimpo homônimo, e de Ourilândia do Norte que cresceu a ponto de transformar-se, recentemente, em sede municipal. Nas áreas indígenas, com permissão e até incentivo das lideranças caiapós, também estão estabelecidos inúmeros garimpos.

É desnecessário dizer que esta atividade mineral, atualmente em declínio na região de Tucumã, é responsável pela poluição da bacia do rio Branco e por extenso trecho do rio Fresco. Este, exibia outrora, águas extremamente piscosas e de uma transparência incomum, e hoje, apresenta águas barrentas e vida aquática contaminada pelo mercúrio.

Entre as principais frentes de trabalho, citam-se os garimpos do Manelão, do Abelha, do Cuca e da Serrinha. Todos envolvem trabalhos manuais, semimecanizados, sempre nos aluviões, com exceção do da Serrinha, onde, além do aluvionar, se processa desmonte em filitos e xistos intemperizados. Apenas em raros locais foi identificada a extração de ouro em veios de quartzo. De uma maneira generalizada, os garimpos estão instalados em aluviões, gerados do intemperismo e da erosão de rochas supracrustais dos grupos Tucumã, São Félix, Sapucaia e Aquiri (ao norte da área mapeada).

Na região de Tucumã e Ourilândia do Norte foram cadastrados os seguintes dados, em 1988, por Costa e Damasceno:

Região	Produção Mineral	Teor (g/m^3)	População (habitantes)
Grota Rica	6,874g	0,259	200
Cuca	86,081g	0,273	5.590
Serrinha	42,899g	0,292	4.328
Manelão	8,550g	0,344	870
Filão Pindaiba	2,333g	0,464	190
Abelha	8,485g	0,230	557
Adivail	1,937g	0,409	155
Felipe	200g	0,338	-
Cabano	2,871g	0,349	292

10.4 Níquel

Duas áreas, selecionadas através do estudo de aerofotos e imagens de radar, e denominadas de Puma-Onça e Jacaré-Jacarezinho, foram objeto de prospecção e pesquisa para metais base, entre os anos de 1973 e 1978, por geólogos da Mineração Serra do Sul Ltda. – MINERASUL. A pesquisa resultou na descoberta de expressivos depósitos de níquel, associados a lateritos oriundos de rochas básico-ultrabásicas, situadas em complexos estratificados (Suíte Intrusiva Cateté). Os dados sobre essas jazidas foram extraídos em sua grande parte, dos trabalhos de Heim e Castro Filho e Castro Filho e Mattos, ambos de 1986.

Área Puma-Onça

A serra do Puma situa-se na bacia do rio Cateté, limitada aproximadamente pelas seguintes coordenadas: 6°15'/6°30'S e 50°45'/51°10'W. A área da serra do Onça (conhecida localmente como Mutuquinha) situa-se a 15km a SW da do Puma. Essas serras, podem ser atingidas por estradas de madeireiros e vicinais de colonos, que partem para N, da rodovia PA-279: na cidade de Ourilândia do Norte e a cerca de 15km a W da cidade de Tucumã. A serra do Puma é uma elevação alongada na direção ENE-WSW, com um comprimento aproximado de 23km e largura média de 3km, com altura média de 160m e máxima de 220m. A serra da Onça tem direção E-W, com comprimento de cerca de 25km e largura média de 3km, com altura média de 170m e máxima de 200m.

Ambas as serras são constituídas de rochas máfico-ultramáficas, diferenciadas (Suíte Intrusiva Cateté), encaixadas em gnaisses de composição granodiorítica a tonalítica, do Complexo Xingu e em granitos, da unidade Plaquê. Na serra do Puma predominam dunitos e peridotitos serpentizados e rochas gabróicas com composições variáveis, anortositos e piroxenitos. Na serra da Onça ocorrem dunitos serpentinizados, piroxenitos, anortositos e gabros.

O minério de níquel está associado a lateritas desenvolvidas sobre as rochas máfico-ultramáficas, e cujo enriquecimento do metal está controlado, principalmente, pela topografia e litologia. As várias faixas do minério niquelífero estão associadas a dunitos, harzburgitos e piroxenitos serpentizados, situados em posições geralmente elevadas.

Os trabalhos de pesquisa consistiram na abertura de um sistema de malhas, onde se efetuaram os reconhecimentos geológico e geoquímico iniciais, cujos resultados balizaram a localização de 311 poços abertos manualmente e 371 furos de trado. Estes trabalhos mostraram a existência de níquel na forma laterítica e permitiram a seguinte avaliação das reservas: Reservas Medidas: 19,4 milhões de toneladas métricas, com 2,30% Ni; Reservas Indicadas: 9,1 milhões de toneladas métricas com 2,23% Ni; Reservas Inferidas: 15,4 milhões de toneladas métricas com 2,00% Ni.

Área Jacaré-Jacarezinho

Situa-se na bacia do igarapé São José (ou São Sebastião), limitada pelos paralelos 6°12' e 6°20' de latitude S e meridianos 51°50' e 51°58' de longitude W, e, aproximadamente, a 45km a NNE da cidade de São Félix do Xingu. É formada pela serra do Jacaré, alongada segundo N-S, com comprimento de 19km, largura máxima de 4km, e com diferença de altura de até 200m; e pela serra do Jacarezinho, orientada na direção NNE-SSW com comprimento de 4km e largura máxima de 2km, com diferença de cotas nos pontos culminantes de 100m. Essas serras são interligadas, porém com direções diferentes, podendo uma ser considerada o prolongamento da outra e vice-versa.

Ambas as serras são constituídas de rochas máfico-ultramáficas diferenciadas (Suíte Intrusiva Cateté), encaixadas em gnaisses de composição granodiorítica a tonalítica do Complexo Xingu. São serpentinitos, gabros, diabásios e gabros-noritos, sobre os quais, o processo de intemperismo propiciou o desenvolvimento de um capeamento laterítico, com enriquecimento em níquel com 15-30m de espessura, sobre rochas serpentinizadas situadas nas cotas mais elevadas.

Após a abertura de uma malha de picadas, mapeamento geológico e amostragem geoquí-

mica, foram abertos manualmente 21 poços e estabelecido o seguinte potencial: para o depósito do Jacaré – 53,9 milhões de toneladas com teor de 1,41% Ni, sendo o teor mínimo de 1,0% Ni; para o depósito de Jacarezinho – 23,4 milhões de toneladas com teor de 1,19% Ni, sendo o teor mínimo de 1,0% Ni.

10.5 Ferro

As jazidas de ferro de São Félix são parte integrante da extremidade ocidental do Distrito Ferrífero da Serra dos Carajás, descoberto no final da década de 60, por geólogos da Companhia Meridional de Mineração. Posteriormente, esse distrito foi pesquisado por uma associação, da mencionada empresa, com a Vale do Rio Doce, que resultou na Amazônia Mineração S.A. – AMZA. Os dados apresentados são, em grande parte, do Relatório de Pesquisa, apresentado em 1972, por essa última companhia.

As jazidas de São Félix estão localizadas a cerca de 30km da cidade de São Félix, na direção NNE. Estas jazidas são constituídas por 3 clareiras designadas, de W para E, de SF1, SF2 e SF3. Na realidade a SF1 é a única que pode ser considerada como jazida; as demais são ocorrências destituidas de maior valor econômico.

Em planta, a jazida SF1 forma um arco convexo para N, com cerca de 10km de extensão na direção E-W. Em seção transversal, aproxima-se de um *hogback*, com o lado norte mais íngreme que o do Sul. A linha de cume da clareira forma uma seqüência de picos arredondados, e o mais alto deles estando em posição central, com cerca de 750m de altitude, sendo que nas extremidades da clareira a linha de cume apresenta-se inferior a 640m.

Além dos convencionais trabalhos de topografia e de mapeamento geológico, foram executados uma galeria e 11 furos de sonda, sendo que, os mais profundos atingiram uma média de 110m.

De acordo com os geólogos da AMZA, as jazidas de São Félix abrangem rochas da Seqüência Paleovulcânica Superior, da Formação Carajás e da Seqüência Paleovulcânica Inferior, englobadas no Grupo Grão-Pará. Entretanto, na visão dos autores deste relatório, as mencionadas jazidas são resultante de processos de laterização que atuaram sobre a seqüência vulcano-sedimentar do Grupo São Félix. O minério é caracterizado pela presença de hematita indiferenciada, hematita dura, hematita semidura e itabirito.

Em termos de reservas, as pesquisas revelaram o seguinte quadro:

Reserva Medida
Alto Teor: Tonelagem – 36.646t
Teor – 66,9% de Fe
Médio Teor: Tonelagem – 41.848t
Teor – 59,4% de Fe
Reserva Indicada
Alto Teor: Tonelagem – 28.549t
Teor – 66,8% de Fe
Médio Teor: Tonelagem – 36.941t
Teor – 59,4% de Fe
Reserva Inferida
Alto Teor: Tonelagem – 109.943t
Teor – 66,3% de Fe
Médio Teor:Tonelagem – 115.153t
Teor – 59,6% de Fe
Total
Alto Teor: Tonelagem – 175.138t
Teor – 66,5% de Fe
Médio Teor: Tonelagem – 193.942t
Teor – 59,5% de Fe

10.6 Galena

Em 1922, o geólogo Avelino I. de Oliveira mencionou a ocorrência de veios de quartzo leitoso, associados com massas de galena argentífera, com malaquita, azurita, cerussita e pirita cuprífera, na localidade de Três Ilhotas, no rio Xingu, à cerca de 4km a jusante da cidade de São Félix do Xingu. Esta é a mais importante ocorrência de galena no domínio da área de trabalho. Trata-se basicamente de um veio de quartzo, branco-leitoso, fraturado, com cerca de 2 a 2,5m de espessura, com uma extensão de 80m (quando as águas estão em baixo nível) e uma profundidade, nas escavações, em torno de 5m; o veio está disposto segundo N60°-65°W e com um mergulho subvertical para NE e SW. A rocha encaixante é um andesito, de cor cinza-escuro (Formação Sobreiro) e a mineralização de Cu e Pb somente se faz presente na ilha do Meio. Segundo o projeto Araguaia, a análise de uma amostra desse material, acusou o seguinte resultado: Cu-0,8%, Pb-6,8%, Au-20g/t e Ag-1.920g/t.

Em 1989 a galena estava sendo extraída pela Extratora de Minério do Xingu Ltda. As escavações eram feitas com dinamite e britadores, e o material retirado era separado manualmente em: minério (galena pura), misto (galena e quartzo) e estéril (quartzo). O minério era diretamente ensacado e o misto era moído, na granulometria areia, e colocado em uma "cobra-fumando", onde se separava o quartzo, da galena, sendo esta última ensacada. Na ocasião, havia uma produção diária de 1t de galena com um teor de 83% de Pb (segundo o proprietário da mineradora), sendo o minério vendido para uma empresa do Paraná.

Existem outras ocorrências de galena na mesma região, como na cachoeira do Atravessado, todas no mesmo contexto geológico/metalogenético, porém com base nos dados disponíveis, sem maiores significados econômicos.

10.7 Wolframita

A mais importante ocorrência de wolframita ocorre na porção SW da Folha São Félix do Xingu, associada ao maciço Bom Jardim. Atualmente, esta área é abrangida por uma Portaria de Lavra, da Mineração Canopus Ltda, para produção de cassiterita e wolframita. Segundo o Relatório Anual de lavra – 1990 do DNPM–5º Distrito, o aluvião mineralizado em wolframita apresenta uma reserva medida de 708.552m^3, com teor de 0,910kg/m^3, o que fornece 644.782kg de WO_3. Na ocasião do estudo dessa ocorrência, a lavra está paralisada, entretanto, na década de 80, a wolframita foi retirada pelos garimpeiros.

Nos trabalhos de campo da Folha São Félix do Xingu, foram observados veios de quartzo branco-leitoso, com espessuras inferiores a 1m e comprimentos menores do que 10m, dispostos de maneira irregular no Maciço Bom Jardim. A wolframita ocorre em cristais centimétricos disseminados na massa quartzosa.

10.8 Pedras Semipreciosas

Foram observadas no domínio da Folha São Félix do Xingu, pequenas ocorrências de pedras semipreciosas, algumas objetos de incipiente processo de garimpagem.

A presença de ametista foi constatada na porção setentrional da área de trabalho, no domínio do Complexo Xingu, em forma de drusas centimétricas, fragmentos e rolados. Aparentemente, as amostras observadas não apresentam maior interesse econômico.

Associado aos corpos graníticos da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, particularmente, no domínio do maciço homônimo, foram localizados nos aluviões estaníferos, cristais centimétricos de topázio. Apesar de já terem sido encontrados cristais de até 5 cm, e de já ter sido feito uma garimpagem rudimentar desse mineral, não existe, atualmente, uma importante perspectiva econômica.

10.9 Argila Vermelha

Em vários locais, particularmente às proximidades das cidades de Tucumã, Ourilândia e São Félix do Xingu, observa-se a extração de argila vermelha para fabricação de tijolos. O material utilizado é proveniente dos níveis de argila, dos aluviões quaternários, associados a rede de drenagem. Entre esses empreendimentos, salienta-se a Cerâmica Tucumã, situada na rodovia PA-279, a cerca de 10km de Tucumã em direção a São Félix do Xingu.

10.10 Água Subterrânea

Na área de trabalho os parâmetros hidrogeológicos não são favoráveis a ocorrência de grandes aqüíferos. Entretanto, algumas tentativas tem sido feitas, particularmente para atender os principais núcleos populacionais e os empreendimentos industriais. Em poços feitos sobre diferentes litotipos, geralmente com profundidades inferiores a 100m, tem-se obtido pequenas vazões de aqüíferos associados a sistema de fraturas.

10.11 Material de Construção

Nos arredores dos principais centros urbanos observa-se a extração de areia, seixos e barro, objetivando atender as necessidades da construção civil. Este material é produzido em pequena escala, por métodos rudimentares e confinado aos coluviões e aluviões associados a rede de drenagem. Observa-se, também, as proximidades de Tucumã, uma rudimentar extração de brita e lages para calçamento, tendo como fonte o Granodiorito Rio Maria.

Parte III

Considerações Finais

1

Conclusões

O presente trabalho, executado na Folha São Félix do Xingu, é parte componente do Projeto Especial Mapas de Recursos Minerais, de Solos e de Vegetação para a Área do Programa Grande Carajás e compreendeu o mapeamento geológico sistemático, integrado com levantamento geofísico e geoquímico, resultando na produção das cartas geológica e metalogenética/previsional, com densidade de observações e solução compatíveis com a escala 1:250.000.

1.1 Geologia

Em um contexto geotectônico regional, a Folha São Félix do Xingu, situa-se no Cráton Amazônico, mais particularmente, no interior do Bloco Araguacema, abrangendo porções do Terreno Granito-*Greenstone* do Sul do Pará, do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas e da Bacia do Médio Xingu. Comparecem também, nos limites da mencionada folha, corpos intrusivos proterozóicos, mesozóicos e coberturas sedimentares cenozóicas.

O Terreno Granito-*Greenstone* do Sul do Pará, de idade arqueana, ocorre na porção sul/sudeste da área de trabalho, como uma faixa orientada segundo NW-SE; constitui-se de um domínio de supracrustais representadas pelo Grupo Tucumã e um domínio granitóide, intrudido nas supracrustais, designado de Granodiorito Rio Maria. A estruturação interna dessa província geotectônica é definida por zonas de cisalhamento oblíquas e transcorrentes, formadas em condições de fácies xisto-verde, cuja intercalação esboça um quadro definido por hemiflores positivas.

Ocupando a maior porção da área mapeada, comparece o Cinturão de Cisalhamento

Itacaiúnas, também de idade arqueana, caracterizado por um regime tectônico compressivo oblíquo, representado por um Domínio Imbricado e outro Transcorrente, sendo este último constituído pelos sistemas Anaporã e Araraquara.

O Domínio Imbricado, está composto pelos complexos Pium (granulitos) e Xingu (gnaisses e migmatitos), pelas supracrustais do Grupo Sapucaia e pelo Granito Plaquê. A arquitetura interna desse domínio é fornecida por zonas de cisalhamento de caráter de cavalgamento oblíquo, de direção geral WNW/ESE, com fortes mergulhos para NNE, com uma cinemática sinistral, uma lineação de estiramento orientada segundo NE/SW e com deslocamento de massas de SW para NE.

O Sistema Anaporã, está localizado na porção setentrional da área de trabalho e compreende, essencialmente, as supracrustais dos grupos Aquiri e São Sebastião, com intercalações de "fatias" do Complexo Xingu. Nessas rochas, comparecem zonas de cisalhamento de caráter de cavalgamento oblíquo que fornecem a orientação geral do Sistema Anaporã, segundo E-W, na região de abrangência do Grupo Aquiri e NE-SW na região do Grupo São Sebastião. As *shear zones* desenham estruturas elípticas, apresentam um padrão divergente, exibem mergulhos no sentido do centro do embaciamento, incorporam uma movimentação sinistral e compõem duas estruturas que se assemelham a um duplex compressivo.Na porção centro-oeste da área estudada, desenvolve-se na direção N/S o Sistema Araraquara, representado essencialmente por metamorfitos do Grupo São Félix, porções do Complexo Xingu e corpos do Granito Plaquê. Zonas de cisalhamento de cavalgamento oblíquo, com movimentação dextral, compõem a arquitetura interna do mencionado sistema, o qual consiste de duas estruturas divergentes separadas por um alto estrutural do Complexo Xingu. Ainda relacionadas ao Sistema Araraquara são observadas Zonas de Cisalhamento Transcorrentes Discretas, subverticalizadas e orientadas segundo a direção norte/sul.

O regime essencialmente cisalhante arqueano foi substituído no Proterozóico, por um regime distensivo, que implantou na porção ocidental da área em estudo a Bacia do Médio Xingu, representada pelo Grupo Uatumã e pela Formação Triunfo. Como conseqüência do predominante estiramento na direção NE-SW, desenvolveram-se nessa bacia e em toda a área mapeada falhas normais segundo NW/SE e falhas de transferência na direção NE/SW.

O regime distensivo proterozóico abrangeu os diversos quadrantes da área mapeada e proporcionou a ascenção de magmas básico-ultrabásicos que originaram os corpos da Suíte Intrusiva Cateté. Esse adelgaçamento crustal, também resultou na fusão da crosta granulítica básica cujos produtos resultaram no Granito Parauari e da crosta siálica superior que originou os diversos corpos graníticos da Suíte Intrusiva Velho Guilherme.

Os movimentos distensivos foram reativados no Mesozóico, originando diques básicos, orientados segundo NW/SE e NE/SW, que receberam a denominação de Diabásio Cururu.

As unidades sedimentares cenozóicas estão representadas por extensas coberturas lateríticas e aluvionares, relacionadas as elevações topográficas e aos principais cursos d'água, respectivamente.

1.2 Geofísica

O apoio geofísico ao mapeamento geológico se fez através da interpretação qualitativa de mapas aeromagnéticos, aerorradiométricos e de perfís terrestres gravimétricos.

Procurou-se adequar os métodos as necessidades das informações requerida e então, explorar ao máximo os dados geofísicos, para uma compatibilização com as informações do mapeamento geológico.

Os mapas aeromagnéticos, permitiram caracterizar os sistemas de lineamentos, e/ou zonas de cisalhamentos, demarcando feições de grande importância metalogenética, associada a ambientes metavulcano-sedimentares (grupos São Félix, São Sebastião, Aquiri, Tucumã e Sapucaia). Os eixos magnéticos das anomalias, indicam o comportamento das camadas, facilitando os trabalhos de prospecção. Outras feições, associadas a intrusões básicas e/ou ultrabásicas e a diques básicos encaixados em fraturas, puderam ser distinguidas, sendo ainda melhor caracterizadas quando compatibilizadas com a radiometria.

Bons resultados foram obtidos através da radiometria na caracterização de rochas ácidas, como as vulcânicas da Formação Iriri, o Granito Plaquê, os maçicos da Suíte Intrusiva Velho Guilherme e feições associadas a metassedimentos como aqueles do Grupo São Sebastião, na porção nordeste da área de trabalho. Também foi uma ótima ferramenta, para indicar variações composionais nos terrenos gnássicos-migmatíticos e nos granitóides.

1.3 Geoquímica

Os dados gerados pelo levantamento geoquímico regional permitiram concluir que:

1 – Os resultados analíticos foram confiáveis para a interpretação geoquímica – com exceção do Mn - visto que, com a aplicação dos testes de variabilidade (ANOV 1) obteve-se índices perfeitamente toleráveis (abaixo de 35%), para 18 dos 20 elementos selecionados para a interpretação.

2 – Delimitação de três amplas zonas anômalas nas quais, após a integração de dados analíticos, informações advinhas da cartografia geológica e da interpretação dos padrões aerogeofísicos, foi possível separar áreas mais restritas (subzonas), com vocações metalogenéticas diferenciadas.

Na Zona II, a Subzona II.1A, na faixa de contato, entre o Terreno Granito-*Greenstone* do Sul do Pará e o Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, abrangendo litologias do Granodiorito Rio Maria e do Grupo Tucumã, é anômala de primeira ordem para Cu/Zn/Ba e de segunda ordem para Ni e Co. Na Subzona II.3A, a mineralização de Ni da serra da Onça, também está refletida através dos sedimentos de corrente com elevados valores para Ni.

Na Zona V, que apresenta uma direção geral N-S, na parte central da área de trabalho, destaca-se a Subzona V.4A, com elevados valores para Ni e Cu, refletindo as mineralizações niquelíferas da serra do Jacaré. Mais ao sul, também destaca-se a Subzona V.3A, anômala de primeira ordem para Ni e Cu com inúmeros garimpos de ouro. Na Subzona V.1A salienta-se uma área delimitada através da amostragem de concentrados de minerais pesados, em bacias contíguas, com teores entre 5.000 e 10.000ppm de Sn. Ocorrem pontos isolados de concentrados de minerais pesados, onde foram registrados valores entre 1.000 e 4.500ppm do mencionado elemento.

A terceira zona mais importante é bastante ampla e encontra-se no extremo NW da área de trabalho, onde a amostragem de concentrados de minerais pesados, além de confirmar as ocorrências de cassiterita, registrando teores acima do limite de detecção do método (G 10.000ppm), registrou também outros locais, onde os resultados variam entre 5.000 a 8.000ppm. Ressalta-se nessa zona, a Subzona VII.1A, na qual um conjunto de amostras de

sedimentos de corrente, coletadas em drenagens contíguas, revelaram teores definidos para Ag, variando entre 0,7 e 2ppm, em análises por espectrografia de emissão, em litologias do Granito Parauari.

A amostragem em áreas de captação acima de 30km^2, refletiu perfeitamente as mineralizações já conhecidas de Ni, como as das serras da Onça, do Puma e do Jacaré, refletidas por valores de segunda ordem em área de captação de até 100km^2.

1.4 Metalogenia

Ainda que as potencialidades metalogenéticas das rochas na Folha São Félix do Xingu tenham sido discutidas quando da escolha das áreas mais favoráveis a encerrar mineralizações, tomando-se como base as informações disponíveis, o estudo mais profundo das relações entre as mineralizações e os ambientes geotectônicos, pode mostrar potencialidade ainda não concebidas neste trabalho.

No entanto, dentro do que é conhecido, pode-se dizer que as sequências supracrustais, tanto do tipo *greenstone belt* (Grupo Tucumã), depositados em regime direcional, como as que integram os cinturões metamórficos vulcâno-sedimentares (especialmente as relacionadas no Grupo São Félix), são as que exibem maior favorabilidade de mineralização aurífera. Aparentemente essa mineralização está mais acentuada nas porções cisalhadas, onde houve ações de fluidos hidrotermais, responsáveis pela mobilização e concentração do ouro.

O domínio plutônico distensivo é outro pólo de mineralização. Em que no magmatismo máfico-ultramáfico destaca-se a Suíte Intrusiva Cateté, consistindo de uma seqüência intrusiva cumulática com jazidas supergênicas de níquel. Além da mineralização de Ni secundário, as rochas que compõem essa seqüência são susceptíveis de acumular minerais do grupo da Pt e sulfetos de Ni, Cu e Co. No magmatismo ácido se destacam os granitos diferenciados anorogênicos, especializados e estaníferos da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, no qual além das minas e garimpos de cassiterita, há garimpo de wolframita e ocorrências de fluorita e molibdenita .

Existem ainda as coberturas superpostas finais, representadas pelas coberturas lateríticas terciárias, com mineralizações de Fe e Ni, e os depósitos aluvionares com acumulações de ouro e cassiterita (principalmente).

2

Recomendações

Apoiado nos dados adquiridos nesse trabalho, e objetivando um melhor entendimento do quadro geológico e um maior conhecimento da potencialidade mineral da Folha São Félix do Xingu, apresenta-se as seguintes recomendações, visando a continuação dos trabalhos.

2.1 Geologia

1 – Mapeamento Geológico sistemático na escala 1:100.000 das seguintes folhas, em ordem de prioridade: SB.22.Y-B-VI, SB.22-Y-B-III, SB.22-Y-B-II, SB.22-Y-B-V, Sb.22-Y-B-I e SB.22-YB-IV.

2 – Estudos geocronológicos pelos métodos U/Pb, nas seguintes unidades estratigráficas, dispostas em ordem de prioridade: Granito Plaquê, Suíte Intrusiva Cateté, Complexo Xingu, Granodiorito Rio Maria, Suíte Intrusiva Velho Guilherme (Maciço Velho Guilherme), Formação Sobreiro, Diabásio Cururu, metabásicas dos grupos Tucumã, Aquiri, São Félix e São Sebastião. Pelo método Rb/Sr recomenda-se datações na Formação Iriri e nos maciços Bom Jardim, Mocambo e Serra Queimada.

3 – Estudos sedimentológicos específicos visando conhecer a real natureza da Formação Triunfo, bem como a sua correlação e/ou continuidade com as demais coberturas sedimentares proterozóicas ocorrentes nesta porção do Craton Amazônico.

4 – Mapeamento Geológico sistemático, na escala 1:250.000, nas folhas vizinhas à presente área mapeada, na seguinte ordem de prioridade: SB.22-Y-D, SB.22-V-D, SB.22-Y-A, visando uma integração regional tectono-estrutural dessa porção da crosta.

5 – Reinterpretação dos atuais dados estruturais, juntamente com os provenientes da Folha Serra dos Carajás e com a coleta de novas

medidas, particularmente no domínio do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas e do Terreno Granito-*Greenstone* do Sul do Pará, para uma melhor visualização da estruturação interna dessas unidades, bem como, um maior entendimento das relações entre as mesmas.

2.2 Geofísica

Com o intuito de dar continuidade aos estudos geológicos e geofísicos na região de trabalho, apresenta-se as seguintes recomendações.

1) Integrar em maior detalhe, os dados geofísicos com informações petrológicas e geoquímicas visando buscar alvos metalogenéticos.

2) Estudar as feições anômalas que ocorrem nas zonas de cisalhamento que, eventualmente, podem apresentar mineralizações significativas.

3) Realizar estudos geofísicos, em perfís terrestres, para detalhar alvos detectados nos mapas aéreos e nos perfís de reconhecimento.

4) Analisar as variações radiométricas dos corpos intrusivos (Suíte Intrusiva Velho Guilherme), associando-as com zonas pegmatíticas e *greisens*, visando mineralizações em Sn e W.

5) Utilizar os eixos das anomalias magnéticas, na orientação de prospecção de minerais associados as formações ferríferas e as rochas metamáficas e metaultramáficas.

6) Executar um estudo aerogeofísico integrado, com as folhas vizinhas, através da análise das feições lineares magnéticas e radiométricas e da disposição dos eixos magnéticos, visando elaborar o arranjo estrutural regional.

7) Utilizar as feições magnéticas planares verificadas no Domínio D_{21} do Grupo Tucumã nas prospecções auríferas.

8) Estudar as anomalias magnéticas do Domínio D_1, objetivando detectar mineralizações de Fe, Cu, Ni e Cr.

9) Analisar as quatro principais direções de lineamentos das isodinâmicas, associados à corpos na forma de diques, estabelecendo correlações litológicas e observando aspectos metalogenéticos.

10) No Maciço Granítico Antonio Vicente, enfatizar o estudo dos lineamentos das isodinâmicas, possivelmente associados a zonas de fraqueza, importantes na concentração de mineralizações.

11) Estudos de campo nas anomalias magnéticas isoladas, tipo máximo/mínimo e máximo/mínimo/máximo, entre as rochas dos grupos São Félix e Sapucaia, possivelmente, relacionadas a rochas básicas e/ou ultrabásicas, importantes como alvos na prospecção de metais como: Cr, Ni, Cu, etc.

12) Verificar com maior detalhe, no campo, os locais com anomalia radiométrica visando mineralizações de elementos radioativos.

2.3 Geoquímica

Os resultados dos trabalhos de geoquímica realizados na área, permitem sugerir uma série de investigações, que conduzam a uma melhor resolução na aplicação da prospecção geoquímica, neste tipo de panorama fisiográfico e geológico, contemplando as seguintes investigações:

1 – Realização de uma fase de verificação de anomalias, com o objetivo de checar a amostragem realizada pelos técnicos de nível médio, recoletando-se e realisando-se o material anômalo da amostragem original.

2 – Adensamento de amostragem, tanto de sedimentos de corrente como de concentrados de minerais pesados, nas subzonas prioritárias e nas influências dos destaques geoquímicos, visando trabalhos de semi-deta-

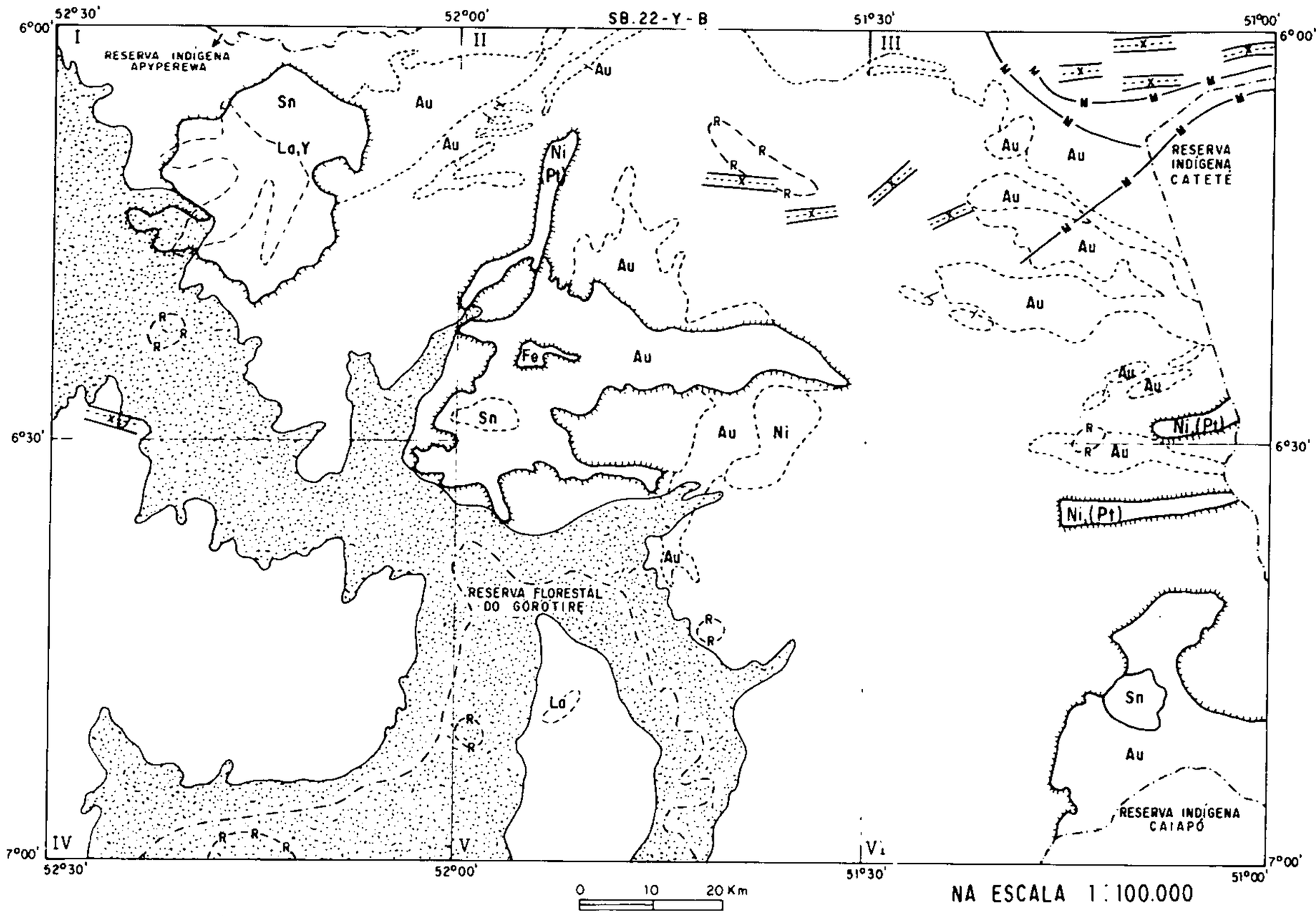
lhe para definir com melhor precisão, áreas possivelmente mineralizadas.

3 – Adensamento de concentrados de bateia em áreas possivelmente mineralizadas a cassiterita em áreas com teores acima de 500ppm.

4 – Análises dirigidas e específicas para avaliar o potencial de mineralizações sulfetadas, auríferas, cromitíferas, estaníferas, argentíferas e de terras-raras.

2.4 Metalogenia

Tomando-se como base as considerações discutidas no Capítulo 8, foi elaborado o Cartograma para Planejamento de Ações Governamentais, onde se discrimina as áreas para mapeamento geológico e prospecção geoqímica, na escala 1:100.000 no âmbito da Folha São Félix do Xingu (figura III.2.1).



ÁREAS PRIORITÁRIAS PARA MAPEAMENTO GEOLÓGICO E PROSPECÇÃO GEOQUÍMICA

JUSTIFICATIVAS FOLHA SB.22-Y-B-I

GEOLÓGICA – A área encerra o batólito granítico Antônio Vicente, da parte inferior do Proterozóico Médio, intrusivo nos monzonitos, sienogranitos e granodiorito do Proterozóico Inferior, no Complexo Xingu, rochas vulcânicas do Grupo Uatumã e em seqüência metavulcano-sedimentar do Grupo São Sebastião. Em decorrência disso esta folha está sendo indicada para mapeamento em escala 1:100.000, com objetivo de se obter um melhor conhecimento das relações estratigráficas entre as diversas rochas e da sua metalogenia.

METALOGENÉTICA / PREVISIONAL — No batólito Antônio Vicente estão assinalados vários garimpos de cassiterita bem como ocorrência de molibdenita, fluorita e ouro. Além desses, há estações geoquímicamente anômalas para La, Y e Ag. As rochas metavulcano-sedimentares do Grupo São Sebastião são potencialmente favoráveis a conter mineralização de ouro, principalmente na zona de contato com o Granito Velho Guilherme.

FOLHA SB.22-Y-B-II

GEOLÓGICA — Compreende rochas metamórficas do Complexo Xingu, rochas supracrustais dos Grupos São Felix e São Sebastião, além de granitos intrusivos do Proterozóico Inferior (Granito Plaquê), gabros noríticos, piroxenitos e peridotitos (Suíte Intrusiva Cateté), tambem do Proterozóico Inferior. Rochas vulcânicas ácidas do Grupo Uatumã (Proterozóico Médio), também ocorrem na folha.

METALOGENÉTICA / PREVISIONAL — Presença de garimpos de ouro em área das supracrustais, depósito de garnierita e ocorrência de amianto associados às rochas máfica-ultramáficas da Suíte Intrusiva Cateté, além de ferro em BIF lateritizada. Em decorrência disso, foram selecionadas áreas previsionalmente possíveis a encerrar mineralizações de ouro, níquel e ferro. Além de áreas potencialmente favoráveis de conterem estanho, níquel e ouro.

FOLHA SB.22-Y-B-III

GEOLÓGICA — Esta folha contém granulitos do Complexo Pium (aflorantes na Reserva Indígena Cateté), rochas plutônicas granodioríticas, tonalíticas e monzograníticas da unidade Granodiorito Rio Maria (Arqueano Superior), metamorfitos do Complexo Xingu, supracrustais dos Grupos Sapucaia e Aquiri, além de rochas máfico-ultramáficas da Suíte Intrusiva Cateté.

METALOGENÉTICA / PREVISIONAL — Áreas previsionalmente potenciais para ouro e possivel para níquel.

FOLHA SB.22-Y-B-VI

GEOLÓGICA — A folha envolve rochas supracrustais e plutônicas do terreno granito-"greenstone", rochas do Complexo Xingu, rochas metavulcano-sedimentares do Grupo Sapucaia, além de metamáfica-ultramáficas da Suíte Intrusiva Cateté e rochas graníticas intrusivas anorogênicas da Suíte Intrusiva Velho Guilherme. O mapeamento na escala 1:100.000 condicionará um melhor conhecimento acerca da distribuição de tais rochas, de suas relações de contato e de seu potencial metalogenético.

METALOGENÉTICA/ PREVISIONAL — Há uma área previsionalmente possível de conter ouro em quantidades econômicas, uma vez que compreende rochas supracrustais arqueanas do tipo "greenstone belt". Existe igualmente uma área previsionalmente possível de conter concentrações de estanho e uma outra caracterizada como previsionalmente possível de encerrar mineralização de níquel.

— CONVENÇÕES —

- Ni — Área previsional provável
- Au — Área previsional possível
- Sn — Área previsional potencial
- Limite de reserva indígena e florestal
- Área inundável por constução de hidrelétrica
- La — Zona geoquímica anômala para La
- X — Corpo magnético tabular não modelado
- R — Anomalia radiométrica
- M — Lineamentos geofisicos expressivos (possiveis falhas profundas) obtidas da magnetometria

Figura III.2.1 – Cartograma para planejamento de ações governamentais.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABREU, F.A.M. de, RAMOS, C.R. – Estanho no Sul do Pará. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, 1974, Porto Alegre. *Anais do* ... Porto Alegre: SBG, 1974. v.6, p. 11-23.

AGUE, J.J., BRIMHALL, G. H. – Granites of the batholiths of California: productos of local assimilation and regional – scale crustal contaminations. *Geology*, v.15, p.63-65, 1987.

AGUE, J.J.P., BRIMHALL, G.H. – Magmatic arc asymmetry and distribuition of anomalous plutonic belts in the batholiths of California: effects of assimilation, crustal thickness, and depth of cristalization. *Bulletin Geological Soc. of America*, v.100, p.912-927, 1988.

AGUE, J.J.P., BRIMHALL, G. H. – Regional variations in bulk chemistry, mineralogy, and the compositions of mafic and acessory mineral in the batholiths of California. *Bulletin Geological Soc. of América*, v.100, p.891, 1988.

ALBUQUERQUE, C.A. – Geochemistry of the tonalitic and granitic rocks of the Nova Scotia southern plutons. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 41, p. 1-13, 1987.

ALBUQUERQUE, O.R. de. – Reconhecimentos geológicos no valle do Amazonas (Campanhas de 1918 e 1919) *Boletim do Sgm*, Rio de Janeiro, nº 3, p. 1-84, 1922.

ALMARAZ, J.S.U. – Determinação K-Ar na região do curso médio do Tocantins. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*. São Paulo, v.16, nº 1, p. 121-126, nov. 1967.

ALMEIDA, F.F.M. de. – Geochronologyc division of the Précambrian of South America. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo v.1, nº 1, p. 13-21, 1971.

ALMEIDA, F.F.M. de. – Origem e evolução da plataforma brasileira. *Boletim da Dgm*, Rio de Janeiro: nº 241, 1967. 36p. il.

ALMEIDA, F.F.M. de *et al.* O Pré-Cambriano Superior na América do Sul. Boletim do Instituto de Geociências-USP, v.7, nº 45, 1976. il.

ALMEIDA, F.F.M. de, NOGUEIRA FILHO, J. do V. – Reconhecimento Geológico no Rio Aripuanã. *Boletim da Dgm*. Rio de Janeiro, nº 199, p.1-43, 1959.

AMARAL, G. – Considerações sobre a evolução tectônica da Amazônia no Pré-Cambriano. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, 1971, São Paulo, *Resumo das* ... São Paulo: SBG, 1971. p.161 (Boletim Especial, 1).

AMARAL, G. – Geologia Pré-Cambriana da Região Amazônica. Tese (Livre Docência), Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo) São Paulo: 1974, 212 p. il.

AMARAL, G. – Nota prévia sobre o reconhecimento geocronológico do Pré-Cambriano da região Amazônica. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23, Salvador, 1969, *Resumo das...* Salvador: SBG, 1969, p.81-82 (Boletim Especial, 1).

ARAÚJO, H.J.T. de *et al.* – Folha SB.20 – PURUS; Geologia...Rio de Janeiro, Projeto RADAM, 1978. p.17-128 (Levantamento de Recursos Naturais, 15).

ARAÚJO NETO, H., BONOW, C.W., AMARAL, J.A. *et al.* – Projeto Tapuruquara. Relatório Final. Texto. Manaus, CPRM/DNPM, 1977. vol. 1

ARAÚJO, O.J.B. de *et al.* – A megaestrutura Arqueana da Folha Serra dos Carajás. *In*: CONGRESSO LATINO AMERICANO DE GEOLOGIA, 7, 1988, Belém, *Anais do ...* Belém: SBG, 1988, p. 324-338. il.

ARAÚJO, O.J.B. de, MAIA, R.G.N. – *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil*; *Programa Grande Carajás*. Folha SB.22-Z-A. Estado do Pará. Brasília: DNPM/CPRM, 1991. 164p. il. 30cm.

ARNDT, N.T., NALDRETT, A.J., PYKE, D.R. – Komatiitic and iron-rick tholeiitic lavas of Munro Township, northeast. Ontario, *J. Petrol*, v.18, p.319-369, 1977.

ARNDT, N.T.; NISBET, E.G. – Komatiitic and iron-rich tholeiitic lavas of Munro Township, Northeast Ontario, *J. Petrol*, v.18, p.319-369, 1977.

ARTH, J.G. – Some trace elements in trondhjemites their implications to magma genesis and paleotectonic setting. *In*: *Trondjemites, Dacites and Related Rocks.* Amsterdam, Elsevier Scientific Publishing Company, 1977, p.123-131.

BARBOSA, O. – Geologia básica e econômica da região do Médio Tapajós, Estado do Pará . Boletim do DFPM, Rio de Janeiro, nº 126, 1-55, 1966.

BARBOSA, O. *et al.* Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia. Rio de Janeiro: Monografia da DFPM, nº 19, 1966, 94p. il.

BARBOSA, O. *et al.* – Projeto Cobre-Pará; relatório final, 2ª etapa. Belém: DNPM-5º Distrito-PROSPEC, 1970. 179p. il. mapas.

BARKER, F. – Thondhjemite: definition, environment and hypothesis of origin *In*: *Trhondhjemites Dacites and Related Rocks.* Amsterdam, Elsevier Scientific Publishing Company, 1979 p.1-11.

BARKER, F., ARTH, J.G., MILLARD JR., H.T. – Archean trhondhjemites of the Southwestern Big Horn Mountains, Wuoming: preliminary report. *In*: *Trhondhjemites Dacites and Related Rocks*. Amsterdam Elsevier Scientific Publishing Company, 1979. p.275-296.

BASEI, M.A.S. – Estudo geocronológico preliminar do magmatismo ácido da região meridional da Amazônia. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, 1974, Porto Alegre. *Anais do...* Porto Alegre: SBG, 1974. v.6 p. 287-296.

BASEI, M.A.S. – Geocronologia das Folhas SB.22/SC.22. Belém: Projeto RADAM, 1973 (Relatório Inédito).

BASEI, M.A.S. – Geocronologia do Território Federal de Roraima e Parte do Norte do Estado do Amazonas. Belém: Projeto RADAM, 1975. (Relatório Interno, 24G).

BASEI, M.A.S., TEIXEIRA, W. – Considerações Geomorfológicas e Estratigráficas Preliminares da Folha Sa.21 Santarém-belém. Belém: Projeto RADAM/BRASIL, 1975a 15p. (Relatório Interno, 62G).

BATCHELOR, R.A., BOWDEN, P. – Petrogenetic interpretation of granitoid rock series

using multicationic parameters. *Chemical Geology*, v.43, p.43-55, 1985.

BAVINTON, D.A., TAYLOR, S.R. – Rare earth element geochemistry of Archean metasedimentary rocks from Kambalda, Western Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.44, p. 639-648, 1980.

BEISIEGEL, G. – Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás. REVISTA BRASILEIRA DE GEOCIÊNCIAS, São Paulo, v.3, nº 4, p. 215-242; dez. 1973.

BEISIEGEL, V. de R., FARIAS, N.F. – Ocorrência de cobre na Serra dos Carajás, *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, 1978, Recife. *Anais do* ...Recife: SBG, 1978. v.4 p. 1419-1430.

BESWICK A.E. – Some geochemical aspects of alteration and genetic relations in komatiitic suites. *In*: *Komatiites*. Editores by N.T. ARNDT E.G. NISBET. George Allen & Unwin. UK. 1982. p.283-307

BIZINELLA, G.A. *et al.* – *Projeto Tapajós Sucunduri*; relatório final, Manaus, DNPM/CPRM, 1980. 8 v.

BOAVENTURA, R.S. *et al.* – *Folha SB.22 – Araguaia e Parte da Folha SC.22 – Tocantins ... Geomorfologia...* Rio de Janeiro: Projeto RADAM, 1974. p. 111/3-111/129 (Levantamento de Recursos Naturais, 4).

BOUSEILY, A.M., EL SOKKARY, A.A. – The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. *Chemical Geology*, v.16, p.207-219, 1975

BRASIL. – Departamento Nacional da Produção Mineral. *Mapa Geológico do Brasil*. Esc. 1:5.000.000. Rio de Janeiro: DGM, 1960.

BRASIL. – Departamento Nacional da Produção Mineral. *Projeto Especial*; Mapas de Recursos Minerais de Solo e de Vegetação para a Área do Programa Grande Carajás /s.l.p./ DNPM/EMBRAPA, 1984. 5v. (Relatório Inédito).

BRASIL. – Superintendência do Desenvolvimento da Amazônia-SUDAM. *Pesquisa Mineral no Iriri/curuá*; relatório preliminar. Belém: APC. 1972. 62p. il. (Divisão de Recursos Naturais).

BRASIL. – Superintendência do Desenvolvimento da Amazônia-SUDAM. *Pesquisa Mineral no Tapajós – Jamanxim*; relatório preliminar. Belém: APC, 1972. 172p. il. (Divisão de Recursos Naturais).

BROWN, G.C. – Calc-alkaline intrusive rocks. their diversity, evolution, and relation to volcanic areas. *In*: *Andesites. Orogenic Andesites and Related Rocks*. R.S. Thorpe (ed.) 1982. p.437-461.

BUMA, G., FREY, F.A., DAVID, W. – New England granites trace element evidence regarding their origin and differentiation. *Contrib. Mineral and Petrol*, v.31, p.300-320, 1971.

CAPUTO, M.V. *et al.*– Nomenclatura estratigráfica da bacia do Amazonas; história e atualização. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26, 1972, Belém. *Anais do* ... Belém: SBG, 1972 v.3 p.35-46.

CASTRO FILHO, L. W. de; MATTOS, S.C. – DEPÓSITOS DE NÍQUEL LATERÍTICO DE JACARÉ E JACAREZINHO, município de São Félix do Xingu, Pará . *In*: *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, 1986. Brasília: DNPM/CVRD, 1986, v.2 p. 369-384.

CATTELL A.C., TAYLOR, R.N. – Archean basic magmas. In: *Early Precambrian Basic Magmatism*. R.P. HALL, D.J HUGHES. Scotland Blackie & Son. 1990. p.486

CHAOQUN, Y. – On specialization of granitoids of diferent genetic types in South China. *In*: *The Crust* – The significance of granites gneisses in the lithosphere. Athens, Theophrastus, 1985. p.365-387

CHIODI, C.Fº., MORETZHON, J.S., SANTOS, J.F. dos. *et al.* – Aspectos geológicos e me-

talogenéticos dos granitos Morro Grande, Piedade e Varginha – Vale do Ribeira – Paraná. [S.N.T]

COLEMAN, R.G. – *Ophiolites*. Berlin, Springer – Verlag. 1977. 229p.

COLLERSON, K.D., BRIDGWATER, D. – Metamorphic development of Archean tonalitic and trhondhjemitic gneisses: Saglek sea, labrador *In*: *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks*. Amsterdam Elsevier Scientific Publishing Company, 1979. p. 205-265.

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS-CPRM. – *Projeto São Félix do Xingu*, relatório final de pesquisa; texto. Belém: CPRM/DVPES, 1977. 4v. il.

CONDIE, K.C. – *Archean Greenstone Belts*. Amsterdam, Elsevier, 1981. 434p. (Development in Precambrian Geology, 3).

CONDIE, K.C. – Geochemical characteristics of Precambrian Basaltic Greenstones. *In*: *Early Precambrian Basic Magmatism*. R.P. HALL, D.J. HUGHES. Scotland Blackie e Son. 1990. 486 p.

CONDIE, K.C. – *Plate Tectonics and Crustal Evolution*. New York, Pergamon Press, 1976. 288p.

COOKE, R.U., DOORNKAMP, J.C. – *Geomorfology in Environmental Management*. Oxford: Clarendon Press, 1978. 413p.

CORDANI, V.G. *et al.* A Serra dos Carajás como região limítrofe entre províncias tectônicas. *Ciência da Terra*. Salvador, nº 9, p. 6-11, 1984 /Ciência e Tecnologia/.

CORDEIRO, A.A.C. – Geologia preliminar da região de Andorinhas. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1, 1982, Belém. *Anais do*... Belém: SBG, Núcleo Norte, 1982. v.1 p. 45-49.

COSTA, J.B.S. *et al.* – Esboço estrutural do Proterozóico Médio da Amazônia Oriental /S.N.T./.

COSTI, H. T., SANTIAGO, A.F., PINHEIRO, S.S. – PROJETO UATUMÃ-JATAPU. Relatório Final. Manaus: DNPM/CPRM, 1984, 1v.

COWARD, M.P. – Heterogeneous Stractching, simple shear and basins development, *Earth and Planetary Science Better* nº 80, p. 325-336, 1986.

COX, K.G. – A model for flood basalt volcanism. *Journal of Petrology*, v.21, p. 629-50. 1980

CUNHA, B.C.C. *et al.* – *Folha SC.22 – Tocantins*; Geologia ... Rio de Janeiro: Projeto RADAM, 1981. 524p. p. 21-196 (Levantamento de Recursos Naturais, 22).

DALL'AGNOL, R. – Etudes sur des granites du type "Rondonian" en Amazonie Orientale et leurs transformations tardimagmatiques Tese (M.C. Geológicas) – Université Paul Sabatier, Toulouse: 1980. 348 p.

DALL'AGNOL, R. – Os Granitos anorogênicos da Amazônia Brasileira; suas analogias com os younger granitos do Oeste da África. *In*: CONGRESSO LATINO AMERICANO DE GEOLOGIA, 5, 1982, Buenos Aires. Buenos Aires: 1982, v.2. p. 113-131.

DALL'AGNOL, R. – Novos dados geocronológicos e estudo dos elementos traços de maciços graníticos anorogênicos da Amazônia Oriental, Estado do Pará (Brasil) *In*: SYMPOSIUM AMAZÔNICO, 2, 1984, Manaus. *Anais do* ... Manaus: MCC-DNPM, 1984 p. 59-74.

DALL'AGNOL, R. BITTENCOURT, J.S., JORGE JOÃO, X.S. – Granitogenesis in Northern Brazilian Region a review. *Rev. Bras. Geoc.*, São Paulo v.17, nº 14, p.382-403, 1987.

DALL'AGNOL, R. *et al.* – Estado atual do conhecimento sobre as rochas granitóides da porção sul da Amazônia Oriental. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.16, nº 1, p.11-23, mar. 1986.

DALL'AGNOL, R. *et al.* – Estudo comparativo de alguns maciços graníticos pós-transama-

zônico da Amazônia Oriental. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, 1982, Salvador. *Anais do* ... Salvador: SBG, 1982 v.2. p. 500-513.

DARDENNE, M.M. e*t al.* – The Role of shoshonitic and calc-alkaline suites in tectonic evolution of the Carajás District, Brazil. *In*: *Final Meeting of The Working Group Project* 204, 1987, Carajás-Pa. Extendec Abstracts... Carajás-Pa: IUGS-UNESCO, 1987 (Precambrian Evolution of the Amazonian Region).

DEBON, R., LE FORT. P. A – Chemical mineralogical classification of common plutonic rocks and association. *Earth Sciences*, v.73, p. 135-149, 1983.

DEER, W.A.F.R.S., HOWIE, R.A., ZUSSMAN, J. – *An Introduction to the Rock-forming Minerals*. Longman Group, 1974. p. 528

DOCEGEO – Província Mineral de Carajás; litoestratigrafia e principais depósitos minerais. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, 1988, Belém. *Anexo aos Anais*... Belém: CVRD/SBG, 1988. 165p. il.

DOCEGEO-IGCP – Lithostratigraphic review of the Carajás District and Southern Pará – Brasil. *In*: *Final Meeting of the Working Group - Project* 204, 1987, Carajás-Pa. *Extended Abstracts...* Carajás-Pa: IUGS-UNESCO, 1987 p. 11-18 (Precambrian, Evolution of the Amazonian Region).

EVENSEN, N.M., HAMILTON, P.J, O'NIONS, R.K. – Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Acta,* v.42, p. 1199-1212, 1978.

FLOYD, P.A., WINCHESTER, J.A. – Magma type tectonic setting, discrimination using immobile elements. *Earth and Planetary Science Letters*, Amsterdam, v.27, p.211-18, 1975.

FORMOSO, M.L.L., NARDI, L.V.S., HARTMANN, L.A. A – *Geoquímica dos Elementos Terras-Raras no Brasil.* Rio de Janeiro, CPRM/DNPM/SBGq, 1989.

FOURCADE, S., ALLEGRE, C. – Trace elements behavior in granite genesis: a case study the calc-alkaline plutonic association from the Querigyt Complex (Pyrénees, France). *Contrib. Mineral Petrol*, v.76, p. 177-195, 1981

GLIKSON, A.Y, JAHN, B.M. – REE and LIL elements, eastern Kaapvaal Schield, South Africa: evidence of crustal evolution by 3 estage melting. *In*: *Evolution or Archean Supracrustal Sequences...Geological Association of Canadá Special Paper.* 28, 1985. p. 303-324.

GOLDSCHMIDT, V.M. – *Geochemistry*. Oxford, University Press. 730 p. 1958.

GOMES, C.B. e*t al.* – Geocronologia da área dos Carajás-Pa. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, 1971, São Paulo. *Resumo das* ... São Paulo: SBG, 1971. p.162-163 (Boletim Especial, 1).

GOMES, C.B. e*t al.* – Radiometric ages from Serra dos Carajás área, Northern Brazil. *Geological Society of America Bulletim,* nº 86, p. 939-942, july, 1975.

GUIMARÃES, D. – Rochas do Rio Fresco, Estado do Pará. *Boletim do Serviço Geológico Mineralógico*, Rio de Janeiro, v. 29, p. 45-55, 1928.

GUIMARÃES, D. – Rochas do Rio Xingu, Estado do Pará. *Boletim do Serviço Geológico Mineralógico*, Rio de Janeiro, nº 29, p. 29-41, 1928 il.

HALL, R.P., HUGHS, D.J. – Noritic dykes of Southern West Greenland Early Proterozoic boninitic magmatism. *Contrib. Mineral Petrol*, v.97, p. 169-182, 1987.

HALL, R.P., HUGHS, D.J. Noritic magmatism, an Early Precambrian layered intrusions. *In*: *Early Precambrian Basic Magmatism...* Hall, R.P; Hughs, J. New York, Blackie. 1990. 486p.

HARRIS, N.N.W, PEARCE, J.A, TINDLE, A.G. – Geochemical characterístics of collision-

zone magmatism. *In*: *Collision Tectonics. Geological Society Special Publication*, 19, p.67-81, 1986.

HASUI, Y. e*t al.* – Elementos geofísicos e geológicos da Região Amazônica: subsídio para o modelo geotectônico. *In*: SYMPOSIUM AMAZÔNICO, 2, 1984, Manaus, *Anais do* ... Manaus: DNPM-CNPq. 1984. p. 129-141. il.

HASUI, I., HARALYI, N.L.E. – Integração de informações geofísicas e geológicas na definição de estruturas crustais brasileiras. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO OESTE, 2, Goiânia, 1985, *Atas do* ... Goiânia: SBG, 1985.

HATTON, C.J, VON GRUENE WALDT, G. – Early Precambrian layered intrusions. *In*: *Early Precambrian Basic Magmatism*. Hall, R.P; Hughes, J., New York, Blackie. 1990. 486 p.

HEIN, S.L., CASTRO FILHO, L.W. de – Jazida de níquel laterítico de Puma-Onça, município de São Félix do Xingu – Pará. *In*: *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, 1986. Brasília: DNPM-CVRD, 1986. v.2, p. 147-368.

HENDERSON, P. – Geochemistsry of Precambrian basal gneisses Vesteralen. *Precambrian Research,* Morathen Norway, v. 14, p. 135-166, 1981.

HENDERSON, P. – *Rare Earth Element Geochemistry*. Amsterdam, Elsevier, 1984. 510p.

HIDROSERVICE. – Engenharia de Projetos Ltda. Álbum de desenhos. *In*: *Plano de Desenvolvimento Integrado da Área da Bacia do Rio Tocantins,* relatório HE-156T 10-0872. Belém: SUDAM, 1973. 35 v. il.

HIRATA, W.K. e*t al.* – Geologia regional da Província Mineral de Carajás. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1, 1982, Belém. *Anais do* ... Belém: SBG, Núcleo Norte,1982, v.1. p. 100-110. il.

HUNH, S.R.B. e*t al.* – Caracterizações petrográficas, texturais e estruturais dos fluxos máficos-ultramáficos do *greenstone belt* Serra, Sul do Estado do Pará. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, 1980, Camboriu-SC. *Anais do* ... Camboriu-SC: SBG, 1980, v.5 p. 2648-2658.

IANHEZ, A.C. e*t al.* – Vulcano plutonismo da extremidade sudeste da Plataforma Amazônica. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1, 1982, Belém. *Anais do* ... Belém: SBG, 1982. v.1 p.128-146.

INSTITUTO do Desenvolvimento Econômico Social do Pará – *Programa de Pesquisa de Carvão Mineral na Bacia do Rio Fresco*, afluente do Xingu, Estado do Pará; relatório técnico de pesquisa II, 2ª fase. Belém, CPCAN, 1969/70. 21p. (Recursos Naturais).

INSTITUTO do Desenvolvimento Econômico Social do Pará – *Programa de Pesquisa de Carvão Mineral na Bacia do Rio Fresco,* afluente do Xingu, Estado do Pará; relatório técnico de pesquisa II, 3ª fase-sondagem. Belém: CPCAN, 1971 24p. (Recursos Naturais).

INSTITUTO do Desenvolvimento Econômico Social do Pará – Projeto Rio Fresco; contribuição à geologia do Pré-Cambriano da Amazônia. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26, 1972, Belém. *Resumo das ... Simpósios*. Belém: SBG, 1972. 100p. p. 73-75 (Boletim, 2).

IRVINE, T.N., BARAGAR, R.A. – A Guide to chemical classification of the common rocks. *Canadian Journal Earth Science*, v.8, p. 523-548, 1971.

IRVINE, T.N., FINLDLAN, T.C. – Alpine-type peridotite with particular reference to the Bay of Islands Complex. *Pub. Earth Physics Branch Dept Energy, Mines Res. Can.* V. 42, p, 97-128. 1972.

ISHIHARA, S. – The Granitoid series and mineralization. *Economic Geologic*, v. 75, 458-484, 1981.

ISSLER, R.S. – Esboço geológico tectônico do Cráton do Guaporé. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 7, nº 3, p. 177-211, set. 1977.

ISSLER, R.S. e*t al. – Folha SA.22 – Belém*; Geologia ... Rio de Janeiro: Projeto RADAM, 1974. p. 1-60 (Levantamento de Recursos Naturais, 5).

ISSLER, R.S., LIMA, M.I.C. de. – Amazonic Cráton Brazil granitogenesis and its relation to geotectonic units. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo v. 17, nº 7, p. 426-441, dezembro de1987.

JAHN, B.M. – Early Precambrian basic rocks of China. *In*: *Early Precambrian Basic Magmatism* Hall, R.P, Hughes, S., New York, Blackie, 1990. 486 p.

JENSEN, L.S. – A New cation plot for classifying subaljalinic volcanic rocks. *Div. Mnes Misc. Papp,* 66, 1976. 22 p.

JILI, S., JIAYUAN, L. – REE geochemical characteristics of the two types of granitoid in Jiangsei Province and their metallogenic implication *In*: *The Crust* – The Significance of granites gneisses in the lithosphere Arthens, Theophrastus Publications, 1985, p. 345-364.

JORGE JOÃO, X. da S. – *Projeto Especial Mapas de Recursos Minerais de Solos e de Vegetação para a Área do Projeto Grande Carajás*: Subprojeto Recursos Minerais; folha SA.22-Y-D, Altamira ... Brasília, DNPM/CPRM, 1987, 31p. il.

JORGE JOÃO, X. da S. e*t al.* – *Projeto Trombetas Mapuera*; relatório final, texto. Belém, DNPM-CPRM, 1984. Relatório Inédito.

JUNIPER, D.N., KLEEMAN, J.D. – Geochimica characterization of some TIN mineralizing granites of New South Wales. *Journal of Geochimical Exploration,* v. 11; p. 321-333, 1979.

KEGIN, X, NAI, S., DEZI, W. e*t al.* – Petrogenesis of the granitoids and their metalogenetic relations in South China. *In*: *Geology of Granites and their Metalogenetic Relations.* Science Press, Beijeng, 1984. p. 1-32.

KOLJONEN, T., ROSEMBERG, R.J. – Rare earth elements in granitic rocks. *Lithos*, v.7, p. 249-261, 1974.

KUND, H. – Differentiation of basalt magmas. *In*: *Hess, Poldervaart* (eds): BASALTS: The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition. New York:-Willey-Interciense, (1967-1968). p.

LA ROCHE, H. – A Classification of volcanic and plutonic rocks using R1 R2 – diagram and major – element analysis – its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, v.29, p. 183-210, 1980.

LAVAL, M. – Felsic plutonism in the Amar - Idsas area, Kingdom of Saudi Arabia. *In*: *Felsic Plutonic Rocks and Associated Mineralization of the Kingdom of Saudi Arabia*, Bul 29, Jiddah: Deputy Ministry for Mineral Resources, 1985 p. 87-103.

LEAL, J.W.L. e*t al. – Folha Sc.20 – Porto Velho;* Geologia... Rio de Janeiro, Projeto RADAM, 1978. p. 19-184 (Levantamento de Recursos Naturais, 16).

LE BAS, M.J., LE MAITRE, R. W., STRECKEISEN, A. e*t al.* – A Chemical classification of volcanic rocks basedon the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, v.27, p. 745-750, 1986.

LE MAITRE, R.W. – The Chemical variability of some common igneous rocks *Journal of Petrology*, v. 17, p. 589-637, 1976.

LE MAITRE, R.W. – *Mineral Petrology*. Amsterdam: Elsevier scientific publishing company, 1982. 281 p.

LEMOS, V.P., VILLAS, R.N. – Alteração supergênica das rochas básicas do Grupo Grão Pará-Implicações sobre a gênese do depósito de bauxita de N5, Serra dos Carajás. *Rev. Bras. de Geoc*. São Paulo, v.13, nº 3, p. 165-177. 1983.

LEVINSON, A.A. – *Introduction to Exploration Geochemistry*. Illinois: Applied Publishing, 1974, 612 p.

LIBERATORE, G. *et al.* – *Projeto Aripuanã-Sucunduri*; relatório final. Manaus: DNPM/CPRM, 1972. 8v. /Relatório Inédito/.

LINDENMAYER, Z.G. – *Aspectos Geológicos da Província Mineral de Carajás*. Rio de Janeiro: DOCEGEO, 1981. 12p. /Relatório Interno/.

MACAMBIRA, M.J.B., LAFON, J.M., DALL'AGNOL, R. *et al.* – Geocronologia e granitogênese da província Amazônica Central Brasileira: uma revisão. *Rev. Bras. Geoc.*, São Paulo v.20 ns. 1,2,3,4 p. 158-266, 1990

MACDONALD, G.A., KATSURA, T. – Chemical composition of Havaiian lavas. *Journal of Petrology*, v.5, p. 82-133, 1972.

MACHADO, N. *et al.* – Geocronologia U-Pb da Província Metalogenética de Carajás, Pará : resultados preliminares. *In*: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7, 1988, Belém. *Anais do* ... Belém: SBG, 1988. p. 339-344.

MACGREGOR, V.R. – Archean gray gneisses and the continental crust: evidence from the Godthab region, West Greenland. *In*: *Dacites And Related Rocks*. Amsterdam: Elsevier Scentifica Publishing Company. 1979, p. 123-131.

MC LENNAN, S.M., TAYLOR, S.R. – Geochemistry of Archean metasedimentary rocks from West Greenland. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 48, p. 1-13, 1983.

MAMEDE, L. *et al. Folha SC.22* – Tocantins ... Geomorfologia ... Rio de Janeiro, Projeto RADAM, 1981. 524p. p.197-248 (Levantamento de Recursos Naturais, 22).

MARINHO, P.A. da C. *et al.* – *Projeto Xingu – Araguaia*; relatório de fotointerpretação preliminar, 1ª etapa. Belém: SUDAM/CPRM, 1973 34p. il. mapas /Relatório Inédito/.

MARINHO, P.A. da C. *et al.* – *Projeto Xingu – Araguaia*; relatório de fotointerpretação preliminar; 2ª etapa. Belém: SUDAM/CPRM, 1974. il. mapas. [Relatório Inédito]

MARINHO, P.A. da C. *et al.* – *Projeto Xingu – Araguaia*; relatório de fotointerpretação preliminar; 3ª etapa. Belém: SUDAM/CPRM, 1975. 56p. [Relatório Inédito]

MARTINS, L.P.B. *et al.* – Aspectos petrográficos das principais litologias da Sequência Salobo. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1, Belém, 1982. *Anais do* ... Belém: SBG-Núcleo Norte, 1982. v. 2 p. 253-262.

MARTINS, R.C., ARAÚJO, O.J.B. de. – *Projeto Integração Geológico-Geofísica Sul do Pará*, texto. Belém: DNPM/CPRM, 1979, v.1. il.

MEDEIROS FILHO, C.A., MEIRELES, E. de M. Dados preliminares sobre a ocorrência de cromita na área Luanga. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2, Belém, 1985. *Anais do* ... Belém: SBG, 1985. v.3 p. 90-96.

MEDEIROS, H. de. – Petrologia da porção leste do Maciço Granodiorítico Rio Maria, Sudoeste do Pará (Tese, M.C. Geológicas, UFPa) Belém: 1987, il.

MEIRELES, E. de M. *et al.* – Geologia das folhas Carajás e Rio Verde, Província Mineral dos Carajás, Estado do Pará. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33. 1984, Rio de Janeiro, 1984. *Anais do* ... Rio de Janeiro: SBG. 1984. v.5. p. 2164-2174.

MENEZES FILHO, N.R. – *Projeto Cobre-Pará*; relatório final dos trabalhos de campo; prospecção geoquímica e mapeamento geológico de detalhe. Belém: DNPM 5º DN, 1970. /s.p./ il. mapas.

MEYER, D.J.K., GONZALEZ, R.A. – A Descoberta da jazida de cobre SALOBO 3A através da geoquímica. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, 1982, Salvador. *Anais do* ... Salvador: SBG, 1982. v.5 p. 1995-1800.

MIDDLEMOST, E. A. K. – The basalt clan. *Earth Sci. Rev.*, v.11, p. 337-364. 1975

MINERAÇÃO SERRA DO OESTE LTDA. – Relatório final de pesquisa /s.n.t./ 1978. (DNPM 808067/74).

MINERAÇÃO SERRA DO SUL LTDA. – Relatório final de pesquisa /s.n.t./(DNPM 5080/77, 5882/77 e 5916/77).

MITCHELL, A.H.G., GARSON, M.S. – *Mineral Deposits and Global Tectonic Setting*. London: Academic Press. 1981. 405 p.

MONTALVÃO, R.M.G. de. – Grupo Uatumã no Cráton Guianês. *In*: *Conferência Geológica Interguianas*, 10, Belém, 1975. Belém: Departamento Nacional da Produção Mineral, 1975. p. 286-339.

MONTALVÃO, R.M.G. de *et al.* – Geocronologia dos granitóides e gnaisses das regiões de Rio Maria, Fazenda Mata Geral e Rio Itacaiunas, Sul do Pará (Distrito Carajás-Cumaru). *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais do ...* Rio de Janeiro: SBG, 1984. v.6 p. 2757-2766.

MOORHHOUSE, N.W – *The Study of Rocks in Thin Section*. New York, Harper e Brothers. 1959, 514 p.

NALDRETT, A. J. – *Programa Nacional de Prospecção de Metais do Grupo da Platina*. Apostila (preliminar) sobre Geologia Econômica e Prospecção de Metais do Grupo da Platina. CPRM, 1991.

NALDRETT, A.J., RAO, B.V., EVENSEN, N.N. – Contamination at Sudbury and its role in ore formation. *In*: *Metallogeny of Basic and Ultrabasic Rocks*. Gallagher, M.J, Ixer R.A, Neary, C.R, Prichard, H.M. London: The Institution of Mining and Metallurgy, 1986. 522 p.

NESBIT, R.W., SUN, S.S. – Geochemical feature of some Archaean and post – Archaean high-magnesian – low – alkalic liquids. *Phil. Trans. Roy Soc.*, v. 297A, p.365-381, 1980.

NESBIT, R.W, SUN, S.S., PURVIS, A.C. – Komatiítes, geochemistry and genesis. *Can. Mineral*, v. 17, p.165-186,1979.

OHTANI, E. – Generation of komatite magma and gravitational differentiation in the deep upper mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 67, p. 261-272. 1984.

OLIVEIRA, A.I. de, LEONARDOS, O.H. – *Geologia do Brasil*. Rio de Janeiro, Comissão Brasileira dos Centenários de Portugal, 1940, 472p.

OLIVEIRA, A.J. de. – Reconhecimento geológico do rio Xingu, Estado do Pará. *Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico*, Rio de Janeiro, nº 29 p. 3-22, 1928, il. (Perfil Geológico).

OLSZEWSKI, W.J. *et al.* – The Age, origin and tectonics of the Grão Pará and associated rocks, Serra dos Carajás, Brasil; Archean Continental volcanism and rifting. *Precambrian Research*, v.42, 229-254, 1989.

PEACOCK, M.A. – *Classification of Igneous Rock Series*. [S.N.T.]

PESSOA, M.R. *et al.* – *Projeto Jamanxim*; Relatório Final, Manaus: DNPM/CPRM, 1977, 8 v.

PINHEIRO, M.M., JORGE JOÃO, X. da S. – *Relatório da 2ª Etapa do Projeto Cobre-Pará*; relatório preliminar. Belém: DNPM-5º DN, 1970. 19p. mapas.

PONÇANO, W.L. *et al.* – O Conceito de sistemas de relevo aplicado ao mapeamento geomorfológico do Estado de São Paulo. *In*: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2, 1979. Rio Claro-SP. *Atas do ...* Rio Claro - SP: IPT, 1979. v. 2.

PROSPEC S.A. – PROJETO CARAJÁS; área I; relatório final; levantamento e processamento dos dados; fase I /Rio de Janeiro: DNPM/CPRM, 1987. 3v.

PUTY, C.O.F. *et al.* – *Projeto Marabá*, Belém: Convênio DNPM/CPRM, 1972. 12v. (Relatório Ostensivo, 024).

RENNE, P.R. *et al.* – $^{40}Ar/^{39}Ar$ and paleomagnetic results from the Carajás region on the Guaporé Shield. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, 1988, Belém, *Resumos* ... Belém: SBG, nov.1988. p. 395.

REZENDE, N.P. de, BARBOSA, A.L. de M. – *Relatório de Pesquisa de Minério de Ferro.* Distrito Ferrífero da Serra dos Carajás. Estado do Pará; relatório final de pesquisa. Belém: AMZA, 1972. 5v.

ROGERS, D. – Analysis of pull-apart basin development produced by en echelon strike-slip faults. *In*: *Sedimentation in Oblique-slip Mobile Zones* (Edt. P.F. Ballance e H.G. Reading) 1980.

SÁ, C.A.S. de. – Esboço da geologia da área do granito Antonio Vicente, São Félix do Xingu(Pa). *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2, 1985, Belém. *Anais do* ... Belém: SBG, 1985. p. 182-191. v.2.

SÁ, C.A.S. de, ZANOL, K.M.R. – Cronologia Regional do Maciço Granítico Antonio Vicente, São Félix do Xingu-Pa. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, 1984, Rio de Janeiro. *Resumos* ... Rio de Janeiro: SBG, 1984, p. 168.

SANTOS, B.A. dos. – *Geologia e Potencial Mineral da Região dos Carajás*. Rio de Janeiro: DOCEGEO, 1980 46p. il. (Trabalho apresentado no Simpósio sobre a Província Mineral da Serra dos Carajás).

SANTOS, D.B. dos *et al.* – *Folha SB.21 – Tapajós;* Geologia ... Rio de Janeiro: PROJETO RADAM, 1975. 524p. p. 21-196 (Levantamento de Recursos Naturais, 7).

SANTOS, L.R.J. – Complexo Uatumã. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31. 1980, Camboriu-SC. *Resumos* ... Camboriu-SC: SBG, 198. (Boletim, 2) p.112.

SANTOS, R.O.B. dos. – *Folha SD.20* – Guaporé; geologia ... Rio de Janeiro: Projeto RADAM, 1979 (Levantamento de Recursos Naturais, 19).

SCHOBBENHAUS, C. *et al.* – *Geologia do Brasil;* texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Esc. 1:2.500.000. Brasília: DNPM, 1984. il.

SCHOBBENHAUS, C. *et al.* – *Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente Incluindo Depósitos Minerais*. Escala 1:2.500.000. Brasília: DNPM, 1981.

SILVA, G.C. da *et al.* – FOLHA SB.22 – Araguaia e parte da Folha SC.22 – Tocantins, geologia geomorfologia, solos e uso potencial da terra. Rio de Janeiro: Projeto RADAM, 1974. (Levantamento de Recursos Naturais, 4).

SILVA, G.H. *et al.* – Esboço geológico de parte da Folha SC.21 – Juruena. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, 1974, Porto Alegre, *Anais do* ... Porto Alegre: SBG, 1974. v.4 p. 309-320.

SILVA, G.H. *et al.* – FOLHA SC.21 – Juruena; geologia ... Rio de Janeiro, Projeto RADAM, 1980 (Levantamento de Recursos Naturais, 20).

SILVA, M. da R.e. – *Projeto Cobre Xingu*; relatório preliminar dos trabalhos de campo, na bacia do Médio Xingu. Belém, DNPM 5º DN, 1969.

SILVA NETO, C.S. *et al.* – *Projeto Apiacás;* relatório de progresso II, texto. Belém, Convênio DNPM/CPRM, 1980, il. mapas.

SOARES, A.D.V. *et al.* – Geologia regional das cabeceiras do igarapé Aquiri, extremo oeste da Província Carajás-Pa *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, 1988, Belém: *Anais do* ... Belém: SBG, 1988. p. 2704-2712.

SOHL, N.F. – Stratigraphic commission - note 45 aplication for amendment concerning terminology for igneous and highgrade metamorphic rocks. *The American Association Of Petroleum Geologists Bulletin* v. 61, nº 2, p. 248-251, fev. 1977.

SOUZA, A.M.S. de, AMARAL, M.A.M. – *Evolução e Possibilidades Metalogenéticas da Associação Máfica-ultramáfica de Gradaus*. Belo Horizonte: CVRD/SUTEC/DETEG, 1986. (Relatório Inédito).

SRIKANTAPPA, C.; HORMANN, PK; RAIT. M. – Petrology and geochemistry of Layred Ultramafic to Mafic Complexes. *In*: *The Archaean Geochemistry*. Kroner, A. Hansen, G.N; Goodwin, A. M. Berlin, Springer Verlag. 1984, p. 286.

STANLEY, C.R. PROBPLOT – An interactive program to fit mixtures of normal (or lognormal) distributions with maximum likelihood optimization proceedures. *The Association Explor. Geochemists*, Rexdale, v. 14, 1987.

SUDAM – Projeto de Hidrologia e Climatologia da Amazônia. *Atlas Climatológico da Amazônia Brasileira*. Belém: 1984. (Publicação, 39).

SUN, S.S. – Geochemical characteristics of archaean ultramafic and mafic volcanic rocks: implications for mantle compositions and evolution. *In*: *Archaean Geochemistry*. Kroner, A; Hansen, G. N. Goodwin, A.M. Berlin: Springer Verlag. 1984. 286p.

SUN, S.-S., NESBITT, R.W. – Geochemical regularities and genetic significance of ophiolitic basalts. *Geology*, v.6, p. 689-693. 1978.

SUSZCZYNSKY, E.F. – La Geologie et la tectonique de la plateforme Amazonienne. *Geologische Rundschau*, v.59 nº 3, p. 1232-1253, jul. 1970.

SUSZCZYNSKY, E.F. – A Origem vulcânica do minério de ferro primário da serra dos Carajás - Estado do Pará, Região Amazônica. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26, 1972, Belém. *Anais do* ... Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, 1972. v.1 p. 103-120.

TARNEY, J., WEAVER, B.L. – Geochemistry of the Scourian complex: petrogenesis and tectonic models *In*: *Evolution of the Lewisian and Comparable Precambrian High Grade Terrains*. Oxford: Published by the Geological Society. Blakwel Scientific Publications, 1987, p. 45-55.

TARNEY, J., WEAVER, B.L., DRURY S.A. – Geochemistry and tonalitic gneisses from Scotland and related rock. *Elsevier, Scientific Publishing Company*, Amsterdam, p. 275-296, 1979

TASSINARI, C.C.G., BASEI, M.A.S. – Primeiros resultados arqueanos em migmatito: da região da serra do Tapirapé-Mato Grosso. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Camboriu-SC 1980. *Anais do* ... Camboriu: SBG, 1980. v.5 p. 2744-2751, il.

TASSINARI, C.C.G. *et al.* – Geological evolution and evaluation of recent geochronlogical date in Amazonian Craton. *In*: *Final Meeting of the Working Group Project* 204, IUGS – UNESCO, 1987, Carajás-Pa: Extended abstract, 1987. p.20-31. il. (Precambrian, evolution of the Amazonian Region).

TAYLOR, S.R., MCLENNAN, S.M. – *The Continental Crust*: its composition and evolution. Oxford: 1985, 312p.

THOMAZ FILHO, A. *et al.* – Idades K-Ar de rochas basálticas da bacia Amazônica e sua significação tectônica regional. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, 1974, Porto Alegre. *Anais do* ... Porto Alegre: SBG, 1974. v.6 p. 273-278.

THURSTON, P.C. – Early Precambrian Basic Rocks of the Canadian Shield. *In*: *Early Precambrian Basic Magmatism Hall*, R.P., HUGHES, D.J., New York: Blackie, 1990. 486 p.

TISCHENDORF, G. – Geochemical and petrographic characterístics of silic magmatic rock associated with rare – element mineralization. *In*: *Metallization Associated With Acid Magmatism*. Praga: Published by Czechoslovak Geological Survey, 1977. v. 2, p. 41-96.

VENTURA, M.S. *et al.* – *Garimpagem de Ouro na Região Do Tapajós.* Belém: DNPM-FAG, 1973. 130p.

VIEIRA, A.B. – *Notas sobre a Interpretação Qualitativa de Mapas Aerogeofísicos.* Rio de Janeiro: CPRM, 1986.

VILLAS BOAS, J.M. *et al.* – *Projeto Prospecção de Carvão Energético nas Áreas de Ocorrência da Formação Rio Fresco*; relatório final; texto. Belém, Convênio DNPM/CPRM, 1980. il. mapas.

VILJOEN, M. J., VILJOEN, R.P. – Komatiites - an historical review. *In*: *Komatiites*. Arndt, N. T.; Nisbet, E.G., London: George Allen and Unwin. 1982. p. 3-17.

VILJOEN, M. J., WILJOEN, R.P., PEARTON, T.N. – The Nature and distribution of Archaean Komatiites volcanic in South Africa. *In*: *Komatiites*. Arndt, N. T.; Nisbet, E.G. London: George Allen and Unwin, 1982.

WEAVER, B.L., TARNEY, J. -- Lewisian gneiss geochemistry and Archean crustal development models. *Earth and Planetary Science Letters*, v.55, p. 171-180, 1981.

WILSON, M. – Igneous Petrogenesis - A Global tectonic Approach - London: Unwin Hymam. 1989. 466p.

WIRTH, K.R. – The Geology and geochemistry of Grão Pará Group, Serra dos Carajás, Pará, Brazil. Tese (Mestrado em Ciências) Cornell University, Ithaca-Ny. 1986. 284 P.

WIRTH, K.R., OLIVEIRA, E.P., SILVA SÁ, J.H. *et al.* – Early Precambrian basic rocks of South America. *In*: *Early Precambrian Basic Magmatism*. Hall, R.P., Hughes, D.J. New York: Blackie, 1990.

APÊNDICES

SÚMULA DE DADOS DE PRODUÇÃO

1 Mapeamento Geológico

Área Mapeada (km^2)	18.337
Caminhamento Geológico (km)	1.816
Estrada (km)	1.398
Rios (km)	323
Picada (km)	95
Afloramentos Estudados	974
Amostras Coletadas	1.444
Ocorrências Minerais Cadastradas	85

2 Amostragem Geoquímica

Sedimentos de Corrente	417
Concentrados de Bateia	417

3 Geofísica Terrestre

Gravimetria (km)	546

4 Análises

Rocha

Petrográficas	631
Calcográficas	18
Geocronológicas	23

ILUSTRAÇÕES FOTOGRÁFICAS

Foto 1

Foto 2

Foto 3

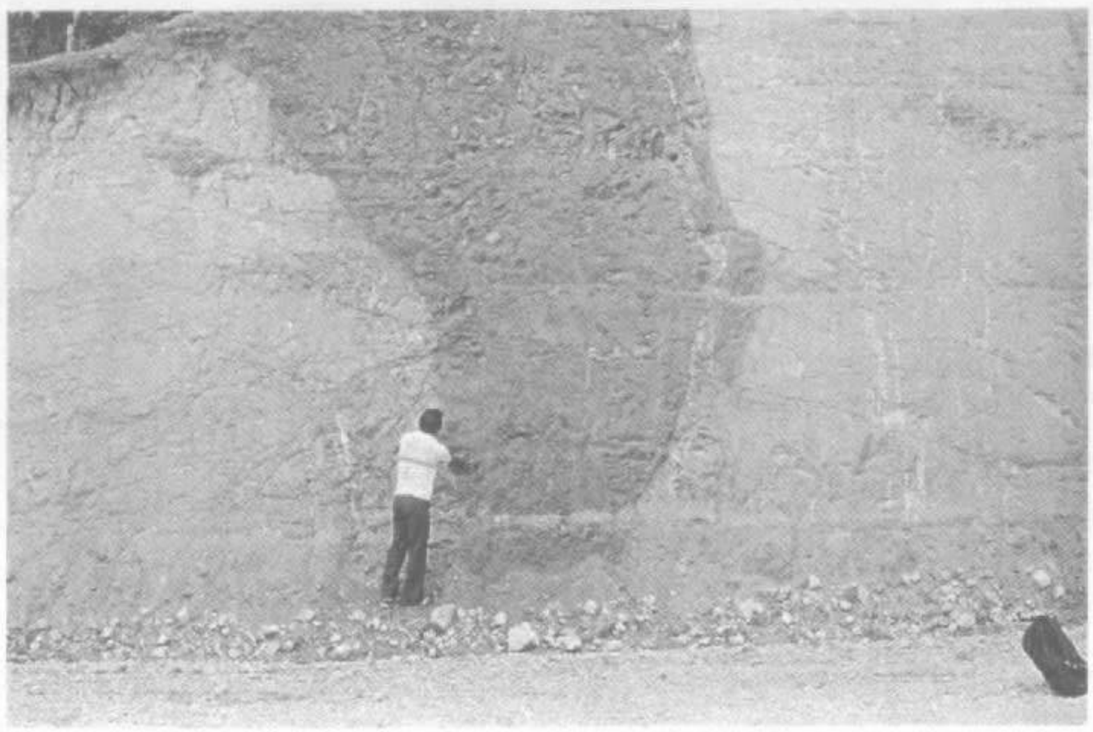


Foto 4

Foto 5

Foto 1 – Grupo Tucumã - Afloramento localizado na cidade de Tucumã, onde se observa um metabasito do Terreno Granito - Greenstone do Sul do Pará, que exibe uma estrutura xistosa materializada por uma pronunciada foliação milonítica, em escala penetrativa. A identificação das superfícies S_1 e S_2 caracteriza, uma deformação polifásica. É freqüente a presença de feições elipsóidais assimétricas, surgerindo a existência de pretéritos pillows deformados. Foto 2 – Grupo Tucumã – Afloramento situado na Bica do Bosquinho, cidade de Tucumã, onde se observa um clorita-biotita-xisto, com deformação polifasica mostrando em escala mesoscópica seixos achatados e estirados desenhando uma superfície S_1. Os aspectos texturo-estruturais e composicionais são indicativos de um protólito do tipo conglomerático, como parte componente do grupo sedimentar que completa o empilhamento da seqüência Tucumã. Foto 3 – Granodiorito Rio Maria – Exposição presente na Rodovia PA-279, onde se bserva um facie com mais acentuada deformação milonítica, mostrando, adicionalmente, a intrusão de delgados e regulares diques de thondhjemitos. Fotos 4 e 5 – Granodiorito Rio Maria – Afloramento de granodiorito intensamente alterado, próximo ao contato com intrusão granítica da Suíte Intrusiva Velho Guilherme. Nessa zona proximal ao contato são freqüentes os efeitos de um a tectônica ruptural, cujos planos de fragilidade são preenchidos por magmatismo básico e material ácido do tipo quartzo leitoso de vieiro.

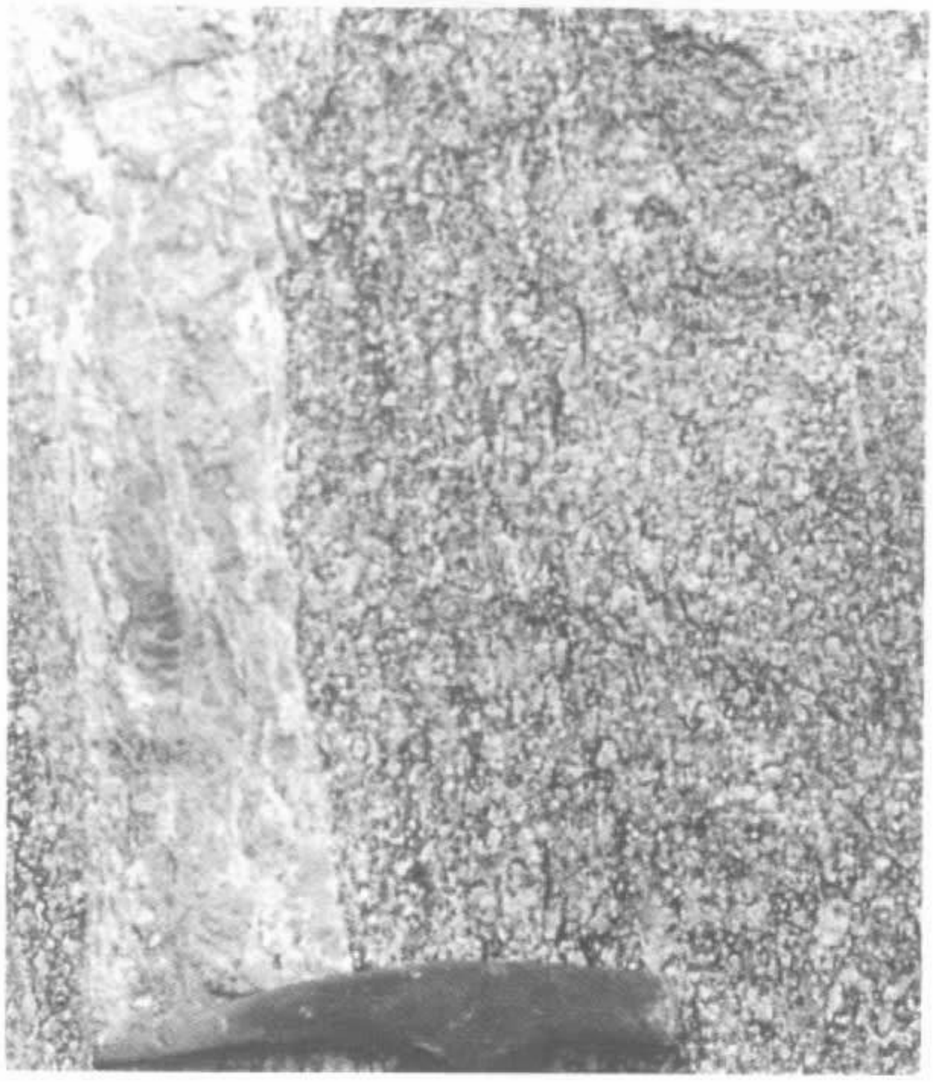


Foto 6

Foto 7

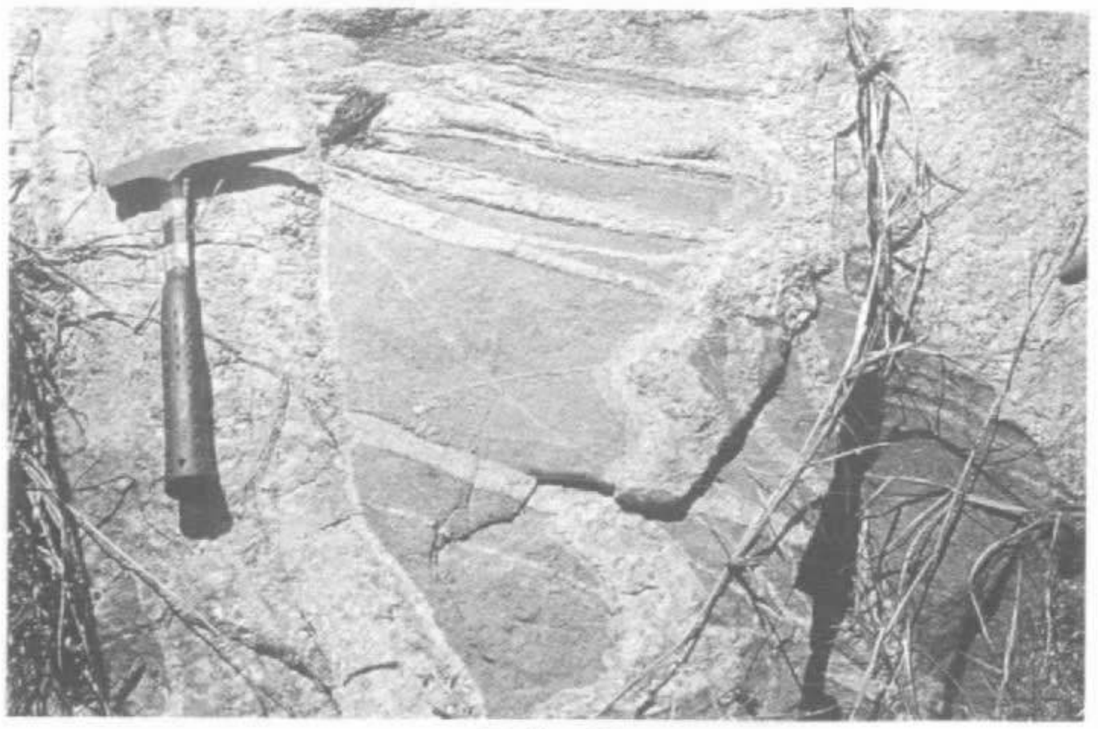


Foto 8

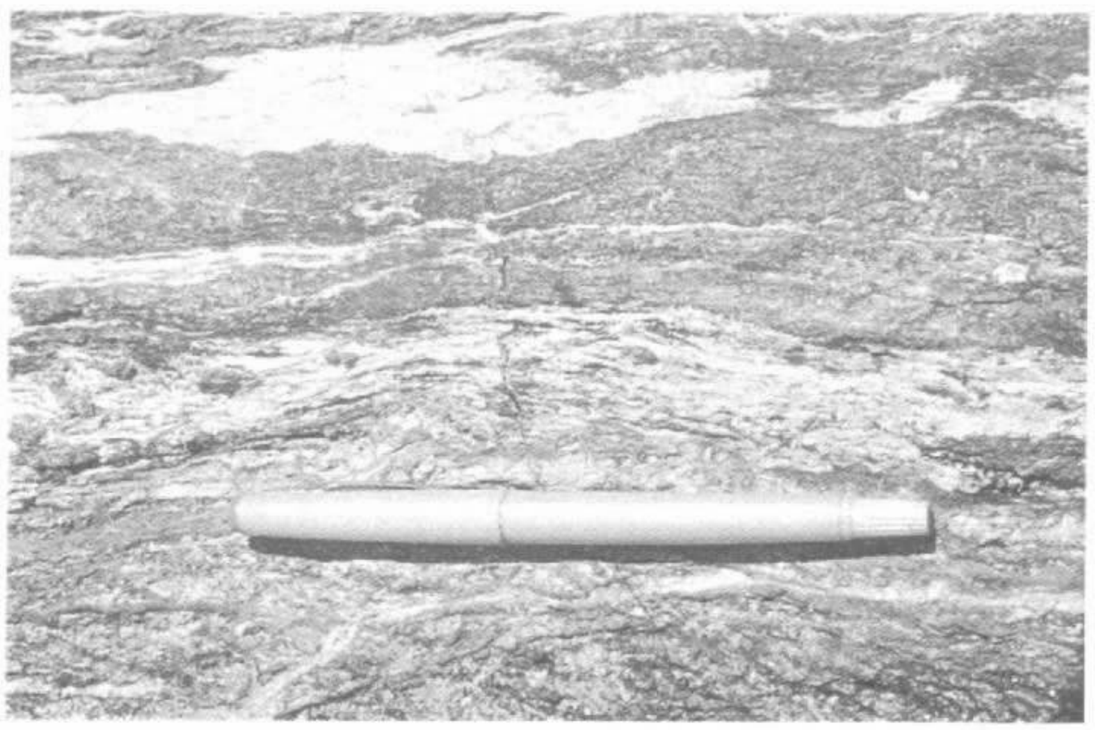


Foto 9

Foto 6 – Complexo Xingu – Afloramento situado no Ramal da Fazenda Campos Altos. Detalhe de afloramento de granitoide do Complexo Xingu, mostrando diferentes leitos de diferentes composições, em concordância estrutural, sugerindo um processo de migmatização de injeção lit-parlit ou um processo de gnaissificação tectônica, por aleitamento composicional, resultante da superimposição de extremas taxas deformacionais. Tonalitos-granodioritos, mesotipos alternam-se com leucotonalitos-trondhjemitos, com certa regularidade ao longo dos planos de contato. Foto 7 – Complexo Xingu – Afloramento situado no Ramal da Fazenda Campos Altos. Granodiorito com pronunciada foliação milonitica, mostrando mesoenclave anfibolítico de característica paleossomática. O acentuado grau de digestão do xenólito, é indicativo de que a rocha granitoide, atingiu temperaturas proximas do liquidus. Em adição são freqüentes os diques ou veinlets de leucogranitóides em arranjo flebítico. Foto 8 – Complexo Xingu – Afloramento situado no Ramal da Fazenda Campos Altos. Detalhe de um xenólito anfibolítico encravado em granodiorito da Unidade Xingu atuando como paleossomas, atravessado por diquelets de leucogranito, de similaridade composicional com a rocha englobante. Foto 9 – Complexo Xingu – Afloramento situado no Ramal da Fazenda Campos Altos. Granodiorito-tonalito fortemente deformado, com desenvolvimento de foliação milonitica e realçando marcantes planos de cisalhamento, com desenvolvimento de milonitos, em que os planos S e C, mostram uma forte tendência a um paralelismo.

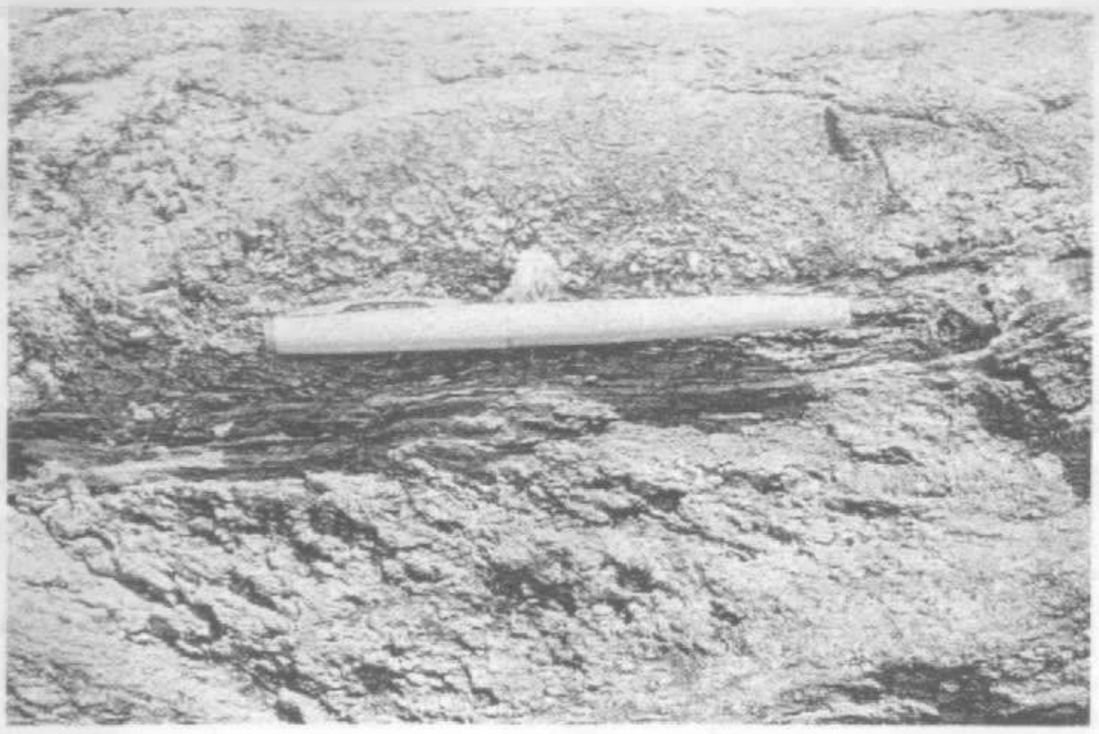


Foto 10

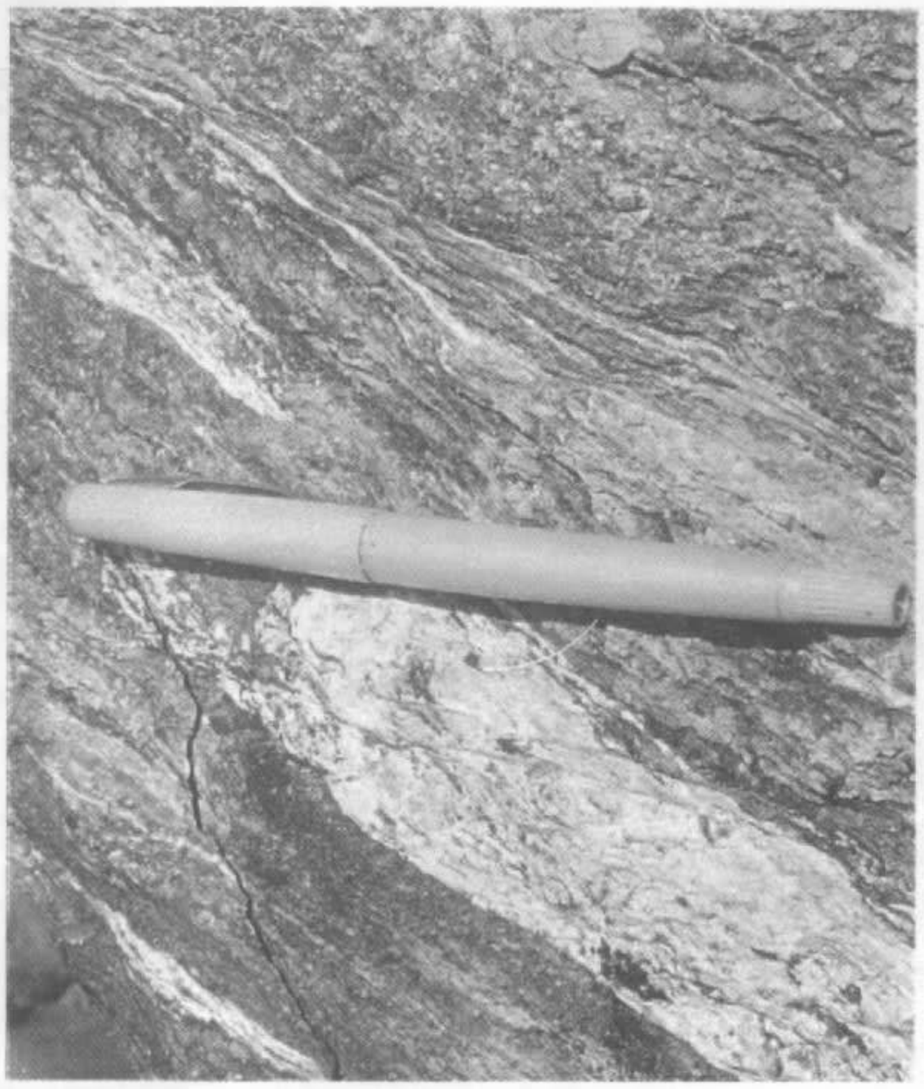


Foto 11

Foto 12

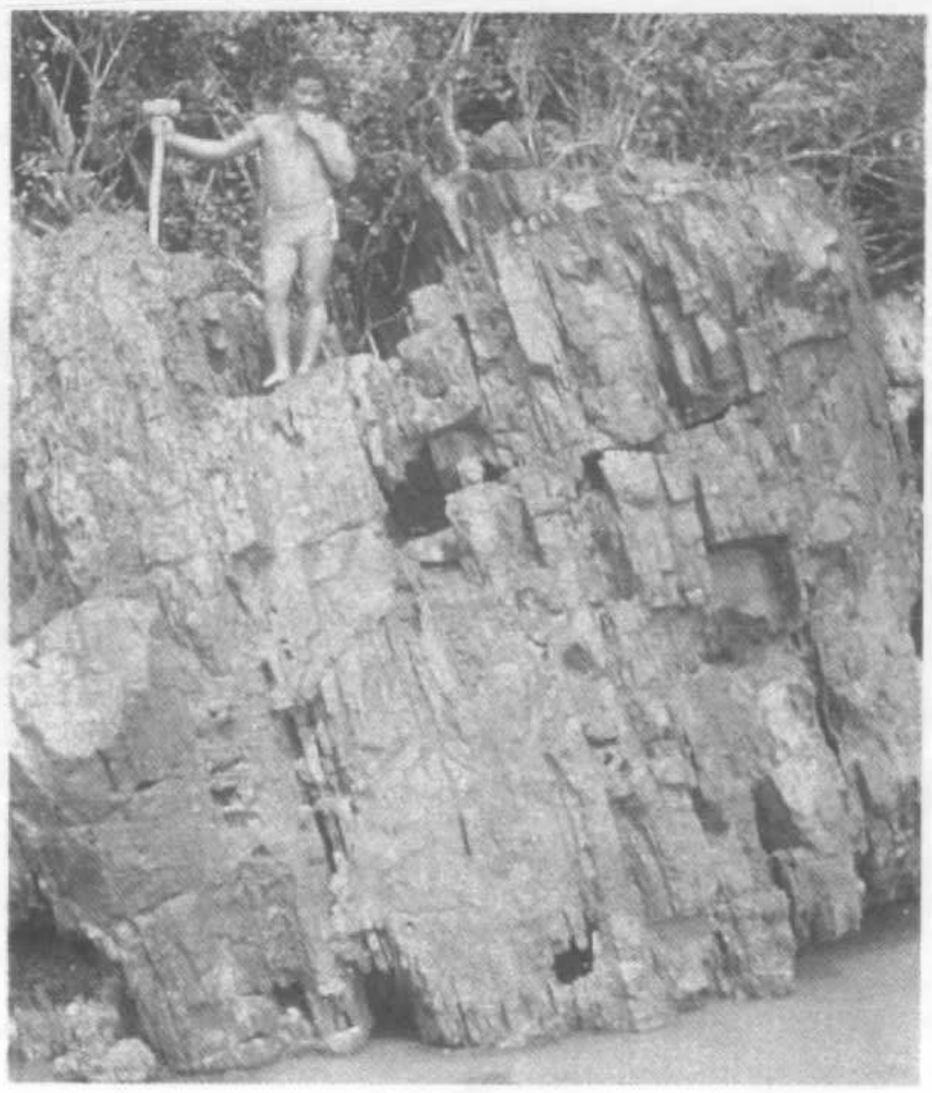


Foto 13

Foto 10 – Complexo Xingu – Afloramento situado no Ramal da Fazenda Campos Altos. Granodiorito-tonalito fortemente deformado, com desenvolvimento de foliação milonitica e realçando marcantes planos de cisalhamento, com desenvolvimento de milonitos, em que os planos S e C, mostram uma forte tendência a um paralelismo. Foto11 – Complexo Xingu – Afloramento situado no Ramal da Fazenda Campos Altos. Tonalito com alta taxa deformacional, gerando uma foliação milonítica a metamilonítica confinada a níveis altamente cisalhado, em alternância com níveis mostrando isotropismo estrutural e denunciando uma deformação heterogenea e progressiva. Foto 12 – Complexo Xingu – Afloramento situado no ramal da Fazenda Campos Altos. Granitóide da unidade Xingu, exibindo efeitos de extrema deformação, com promunciada segregação de níveis quartzosos. No plano da foliação – seção paralela a XY – pode ser observada a lineação de estiramento, em posição horizontal, indicando a superimposição de um regime direcional. No plano XZ a extrema deformação está materializada por dobras tubulares, cujo eixo maior está paralelo á foliação milonítica e/ou a lineação de estiramento. Foto 13 – Grupo São Félix – Afloramento situado no Rio Xingu, onde se observa a formação ferrífera bandada do Grupo São Félix, materializada pela alternância milimétrica a centimétrica de leitos silicosos e ferríferos, dispostos, nesse afloramento, em posição sub-verticalizada.

Foto 14

Foto 15

Foto 16

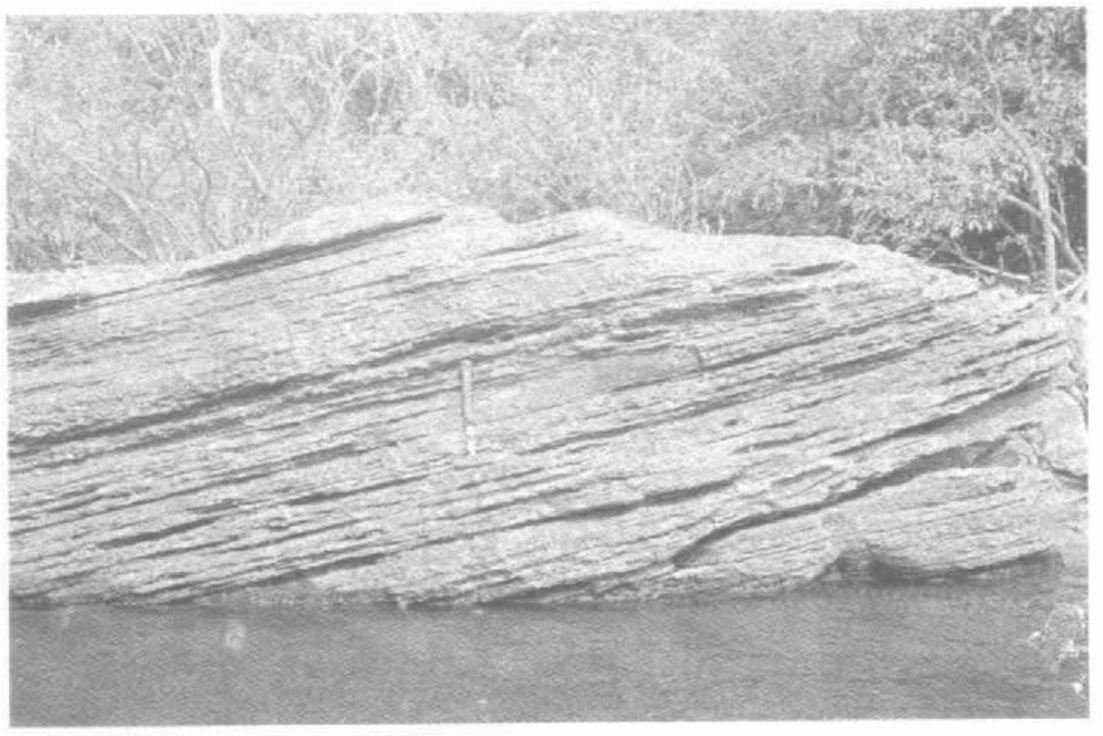


Foto 17

Foto 18

Foto 14 – Grupo São Félix – Afloramento situado no Rio Xingu, em que se enfoca um detalhe de fotografia anterior (Foto13) onde se observa a foliação milonitica impressa na formação ferrífera bandada no Grupo São Félix. Foto 15 – Formação Iriri – Afloramento localizado no Rio Xingu, exibindo os vulcanitos ácidos da unidade Iriri, marcada pelos efeitos ruptuais distensivo do Proterozóico Médio. Foto16 – Formação Iriri – Afloramento situado no Rio Xingu, em que se observa um riolito da Formação Iriri, fortemente afetado pelo tectonismo rúptil proterozóico. Foto 17 – Formação Iriri – Afloramento situado no Rio Xingu, onde se observa um tufo ácido com estratificação plano-paralela, centimétrica a milimétrica, depositado em ambiente continental. Foto 18 – Formação Iriri – Afloramento situado no rio Xingu, onde se observa um tufo ácido exibindo um contato faciológico. Na parte superior verifica-se uma estratificação plano-paralela, semelhante a observada na fotografia anterior, enquanto que na parte inferior predomina o aspecto maciço.

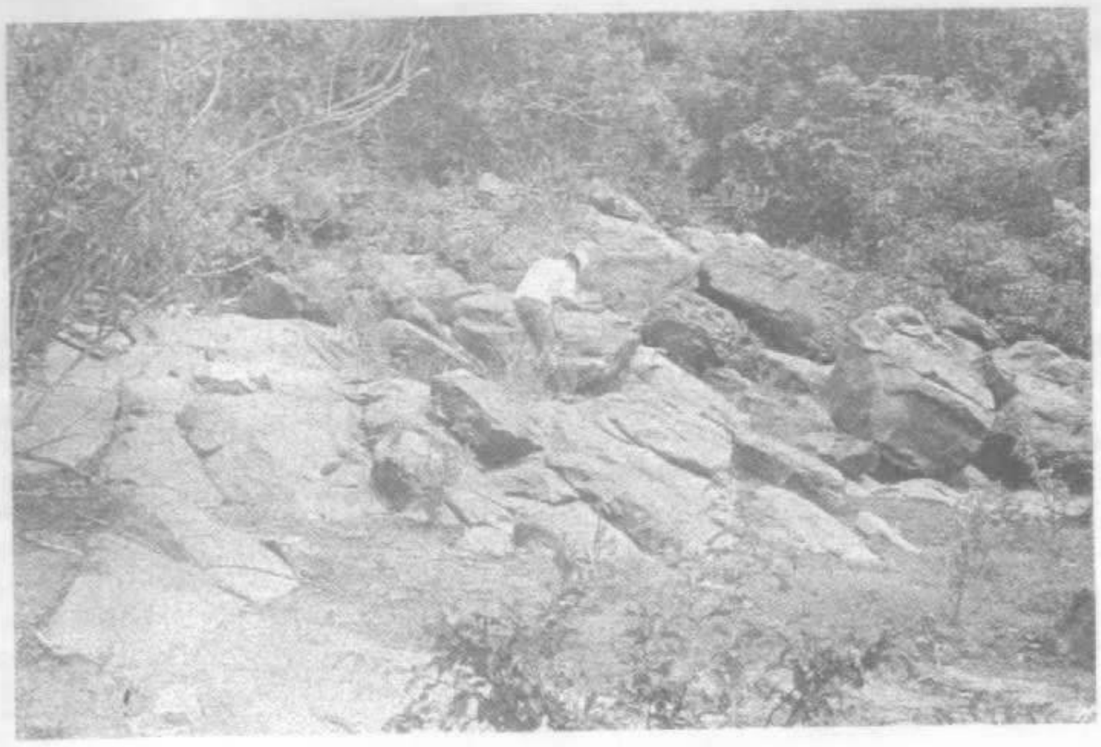
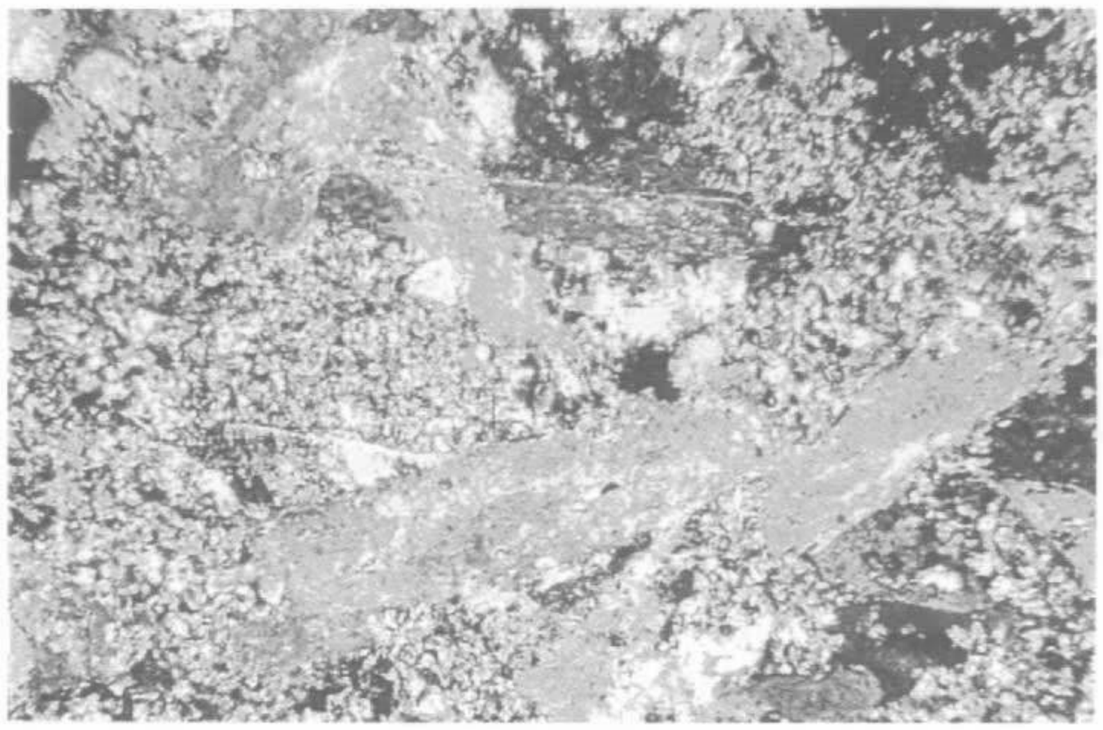


Foto 19

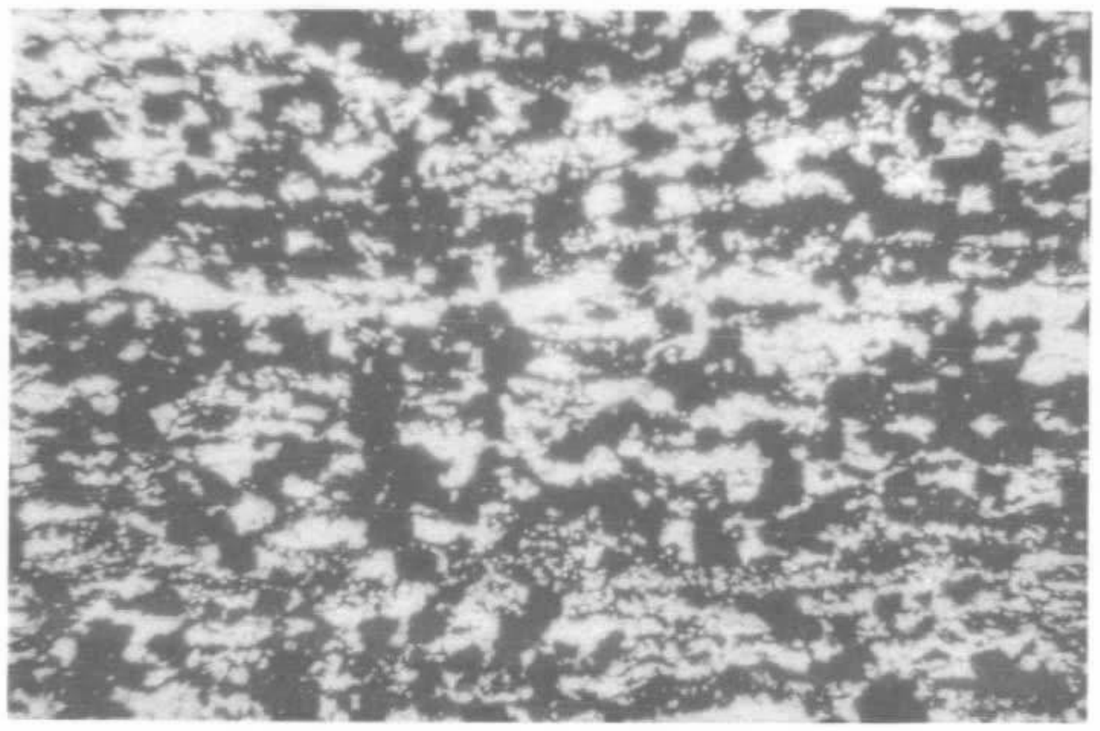
Foto 20

Foto 21

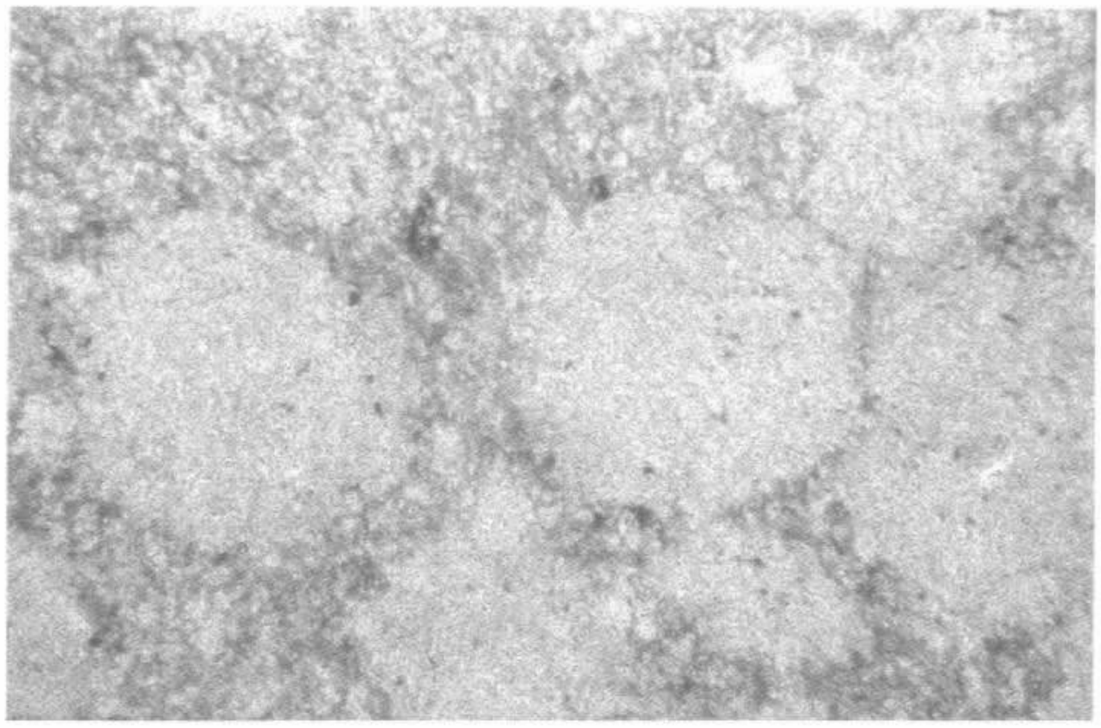
Foto 19 – Formação Triunfo – Afloramento situado no Igarapé São Sebastião exibindo blocos de arenitos, com estrutura maciça, exibindo uma acamadamento com mergulho para sul. Foto 20 – Formação Triunfo – Afloramento situado no Igarapé São Sebastião mostrando o arenito da Formação Triunfo com uma estratificação cruzada de grande porte assintótica na base. Foto 21 – Suite Intrusiva Velho Guilherme - Afloramento situado em uma clareira no alto do Maciço Velho Guilherme, em que se observa o aspecto isotrópico do alcali-feldspato granito.



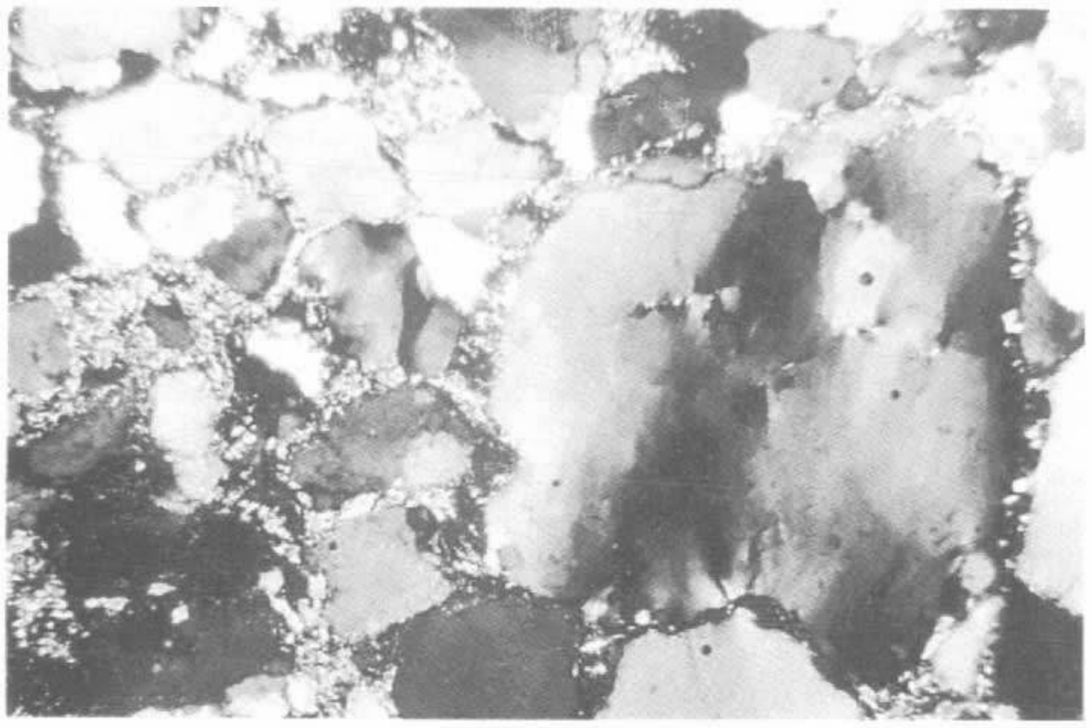
Fotomicrografia 1



Fotomicrografia 2

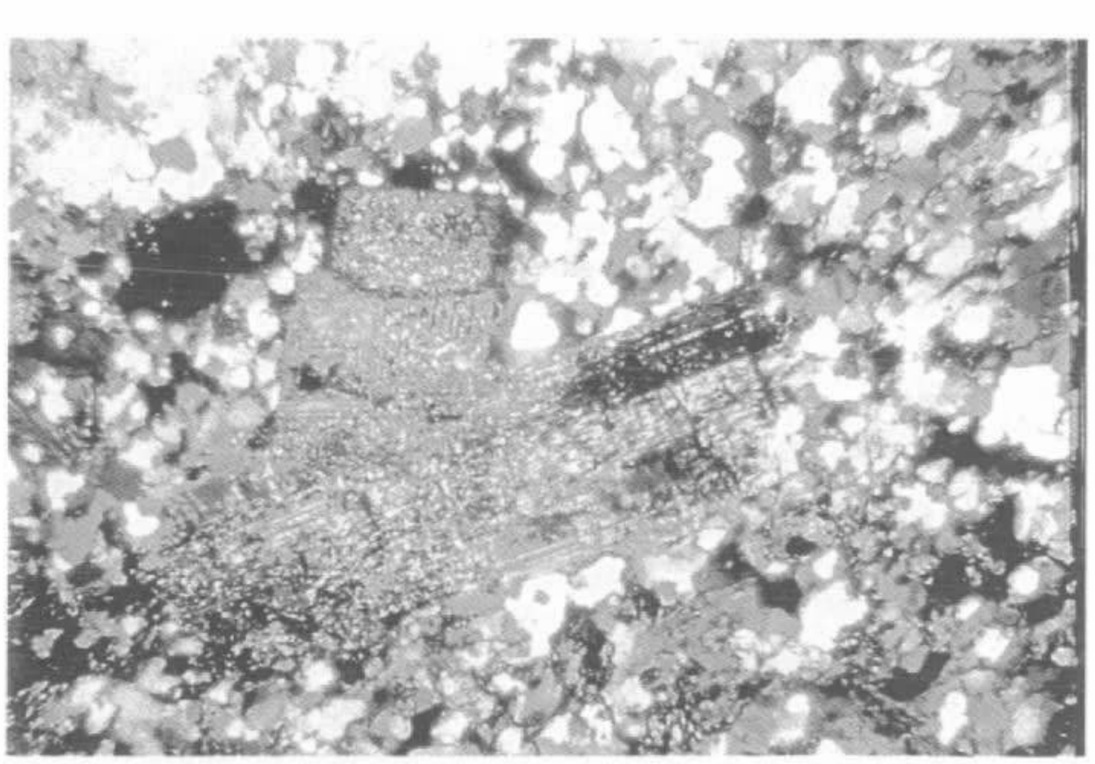


Fotomicrografia 3

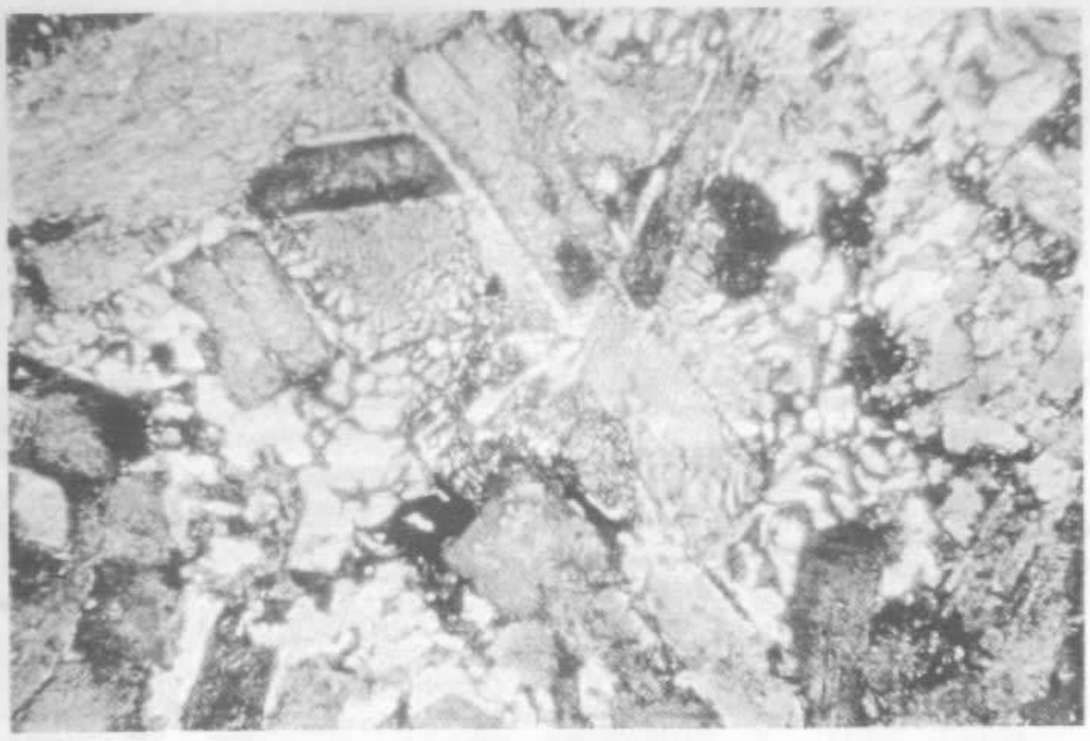


Fotomicrografia 4

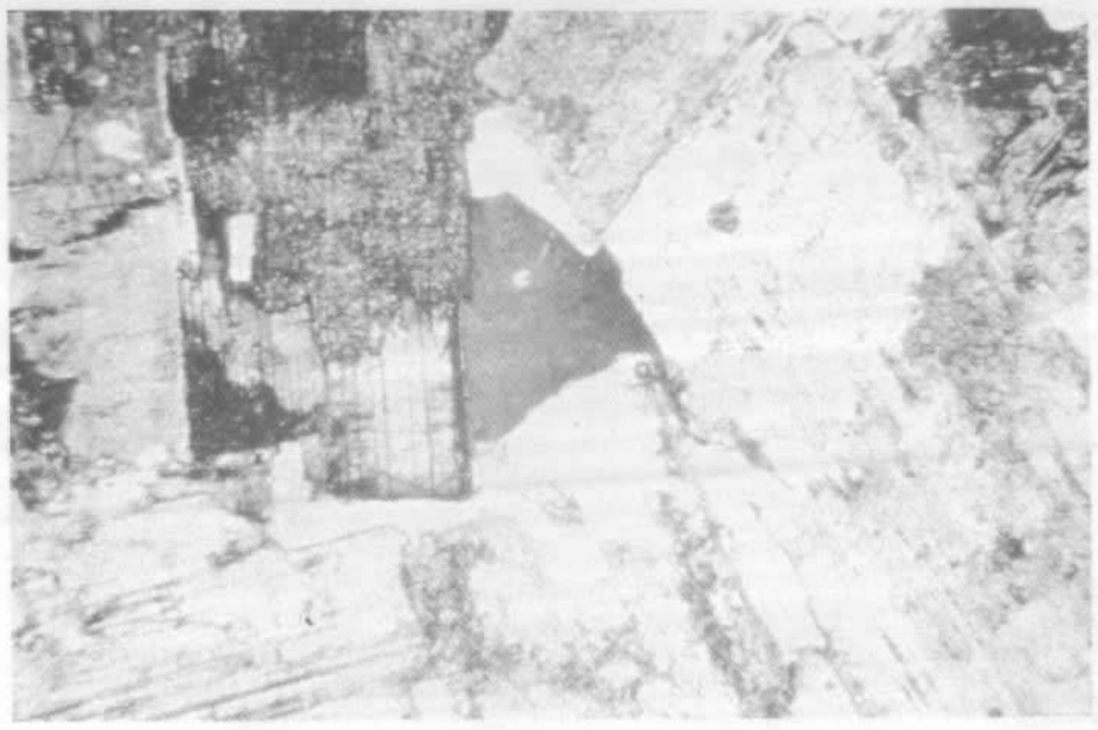
Fotomicrografia 1 – Grupo Tucumã – Aumento 15X-LP. Cristais de actinolita e de plagioclásio intensamente sericitizado e epidotizado constituindo uma paragênese inerente à fácie xisto-verde, caracterizando os metabasitos do Grupo Tucumã. Estação geológica 1580-EM-28. Fotomicrografia 2 – Grupo Tucumã – Aumento 15X-LN. Formação ferrífera com tendência a um zoneamento regular em que são discerníveis cristais de óxido de ferro e de quartzo, com moderada diferenciação. Estação geológica 1580-EM-15. Fotomicrografia 3 – Grupo Tucumã – Aumento 15 X-LP. Vista parcial de um hornfels pelítico da seqüência metassedimentar, pertencente ao greenstone belt Tucumã exibindo uma textura tipo spoted. Estação geológica 1580-EM-29. Fotomicrografia 4 – Grupo Tucumã – Aumento 15X-LP. Vista parcial do metaquartzo-arenito, sub-arcosiano, exibindo grãos detríticos de quartzo, mal selecionados e associados a uma matriz sericítica. Estação geológica 1580-EM-532. Fotomicrografia 5 – Granodiorito Rio Maria – Aumento 15X-LP. Fenocristais tabulares e hipidiomórficos de plagioclásio parcialmente sericitizado, imerso em matriz microcristalina de composição, monzogranítica, caracterizando um monzogranito pórfiro, sem evidências deformacionais. Estação geológica 1580-AV-251.



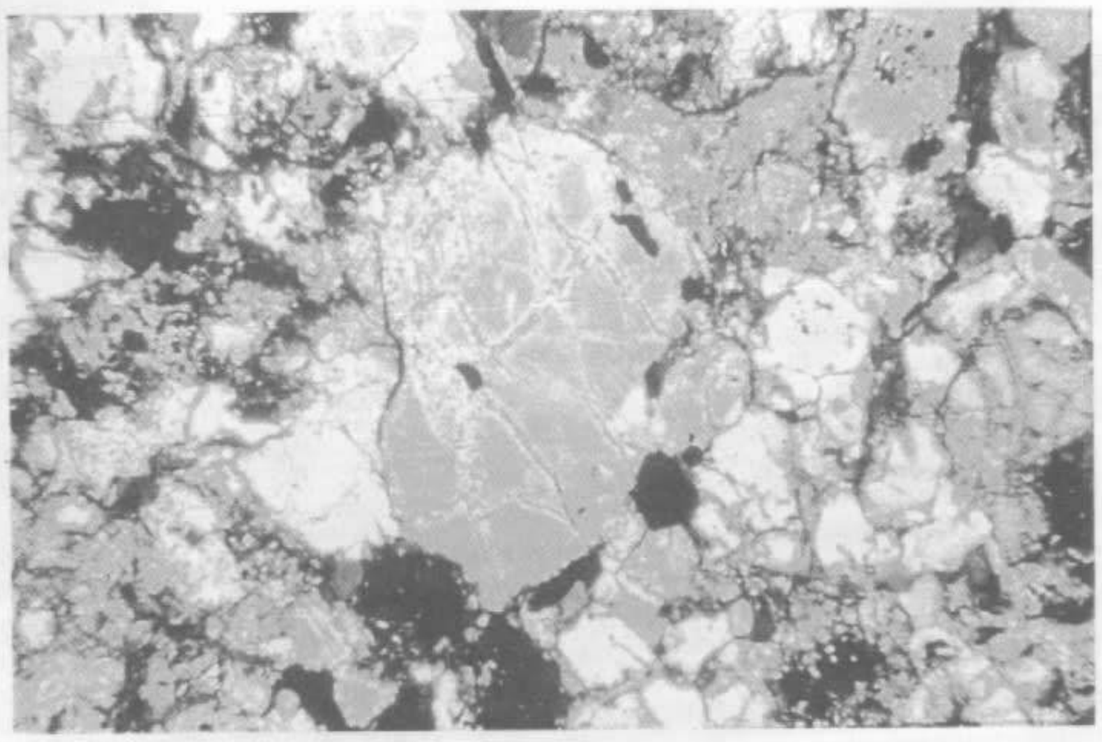
Fotomicrografia 5



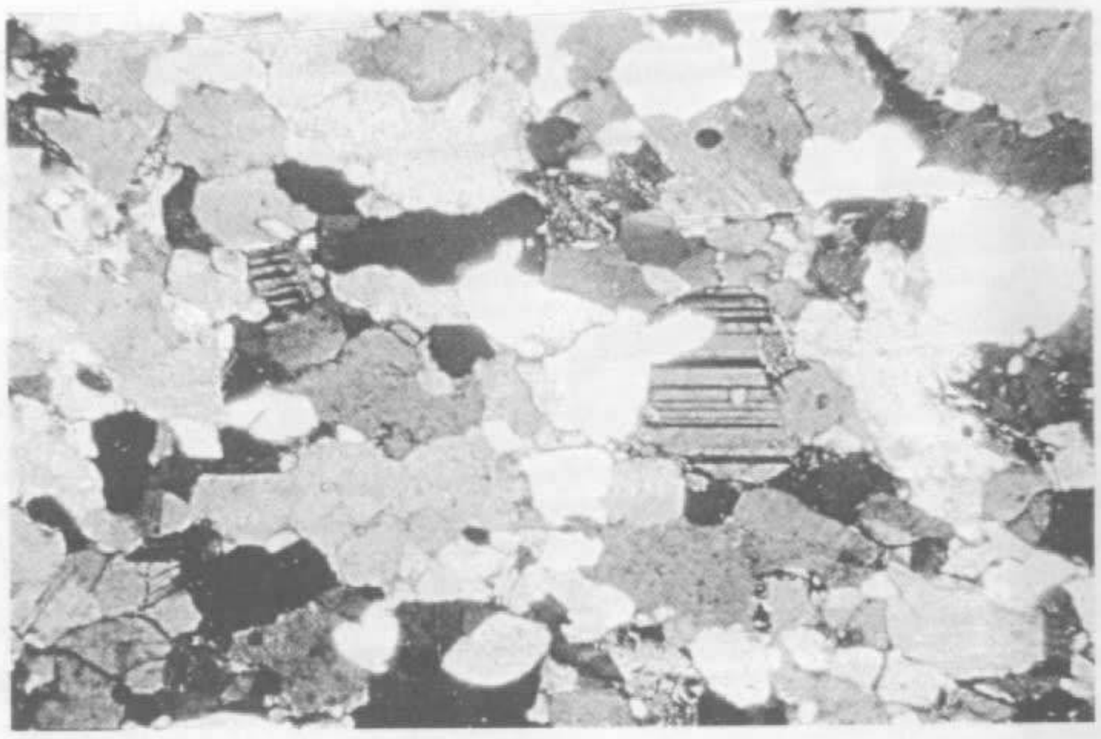
Fotomicrografia 6



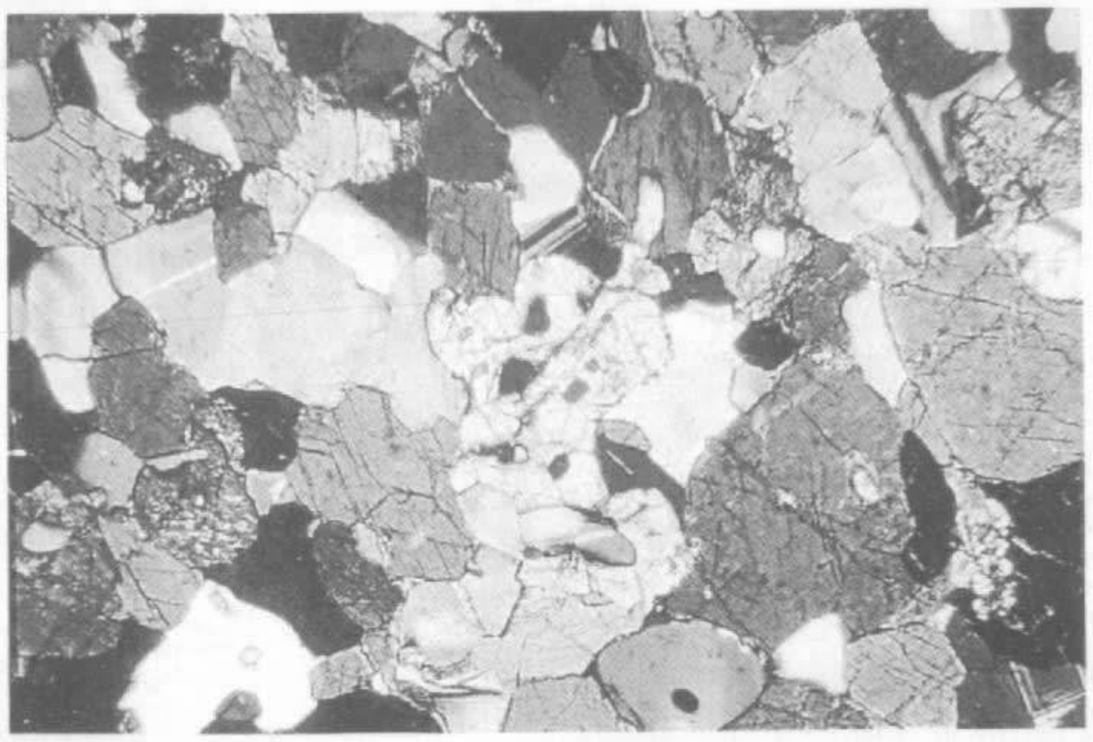
Fotomicrografia 7



Fotomicrografia 8

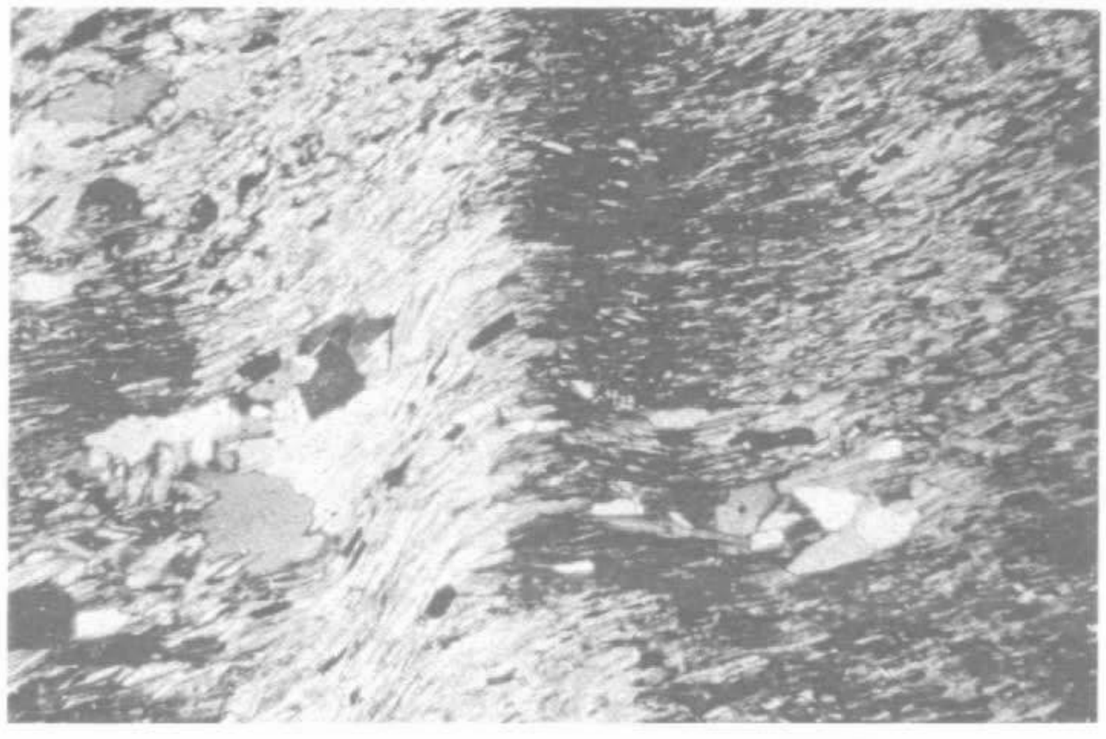


Fotomicrografia 9

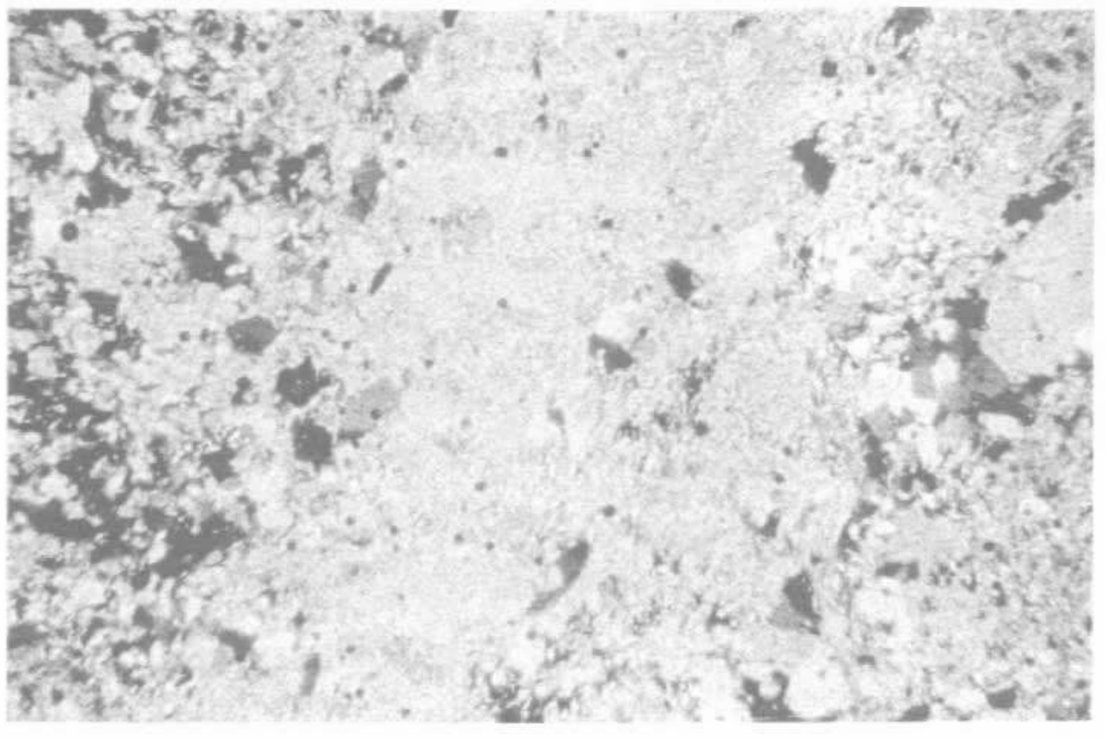


Fotomicrografia 10

Fotomicrografia 6 – Granodiorito Rio Maria – Aumento 15X-LP. Vista parcial de um granodiorito granofírico exibindo cristais tabulares de plagioclásio associados a intercrescimento micrográfico. Estação geológica: 1580-AV-216. Fotomicrografia 7 – Granodiorito Rio Maria – Aumento 15X-LP. Cristais tabulares idiomorfos de plagioclásio, associados a cristais de microclina e quartzo intersticial, em arranjo mútuo intergranular do tipo hipidiomórfico granular, caracterizando uma cristalização magmática não deformada. Estação geológica 1580-AV-69. Fotomicrografia 8 – Complexo Pium – Aumento 15X-LP. Litotipo paraderivado metamorfizado em fácies granulítica, com características kinsigíticas, em que se observa no centro da foto, um cristal bem desenvolvido de cordierita parcialmente piritizada. Estação geológica 1580-AV-29. Fotomicrografia 9 – Complexo Xingu – Aumento: 15X-LP. Vista parcial da variedade petrográfica tonalítica, bastante comum no Complexo Xingu, no qual o quartzo, o plagioclásio e a biotita cloritizada, constituem as fases minerais majoritárias, arranjadas em um padrão textural granoblástico, com acentuado processo de recristalização sin-cinemático. Estação geológica: 1580-AV-250. Fotomicrografia 10 – Complexo Xingu – Aumento 15X-LP. Hornblenda e plagioclásio, como paragênese de fácies anfibolítica, constituem os anfibolitos ocorrentes como enclaves nos granitóides do Complexo Xingu. Ocasionalmente, cristais de clinopiroxênio (centro da foto) se associam a essa paragênese. Estação geológica 1580-EM-239.



Fotomicrografia 11

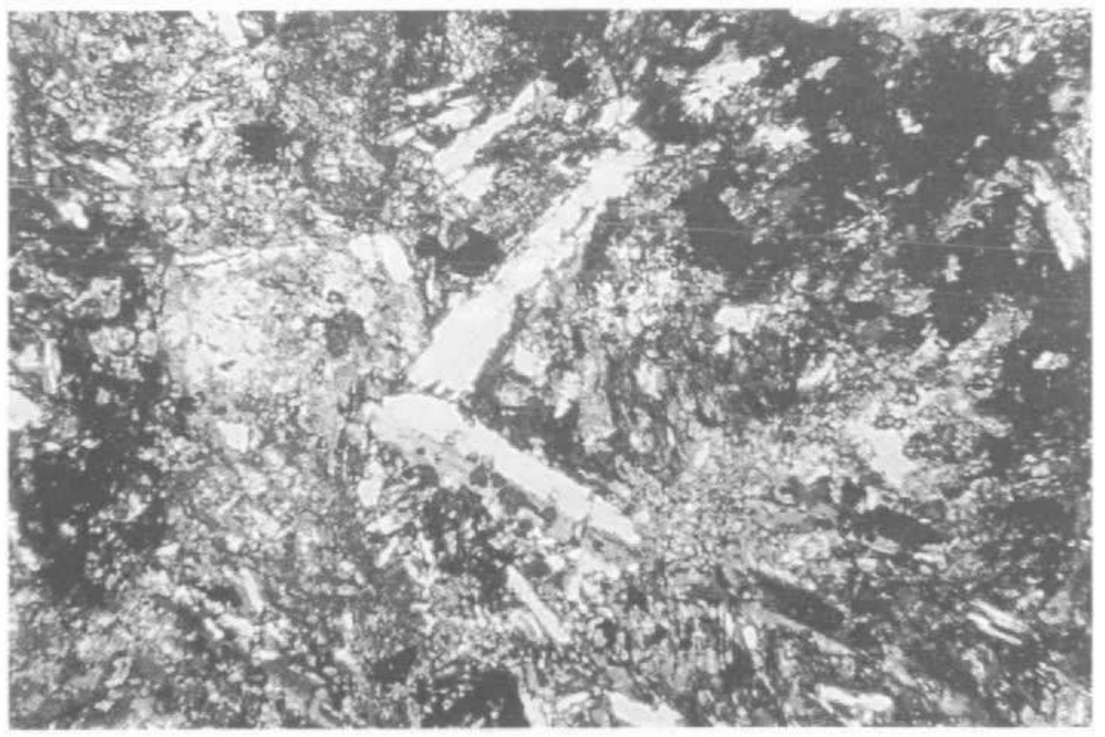


Fotomicrografia 12

Fotomicrografia 13

Fotomicrografia 14

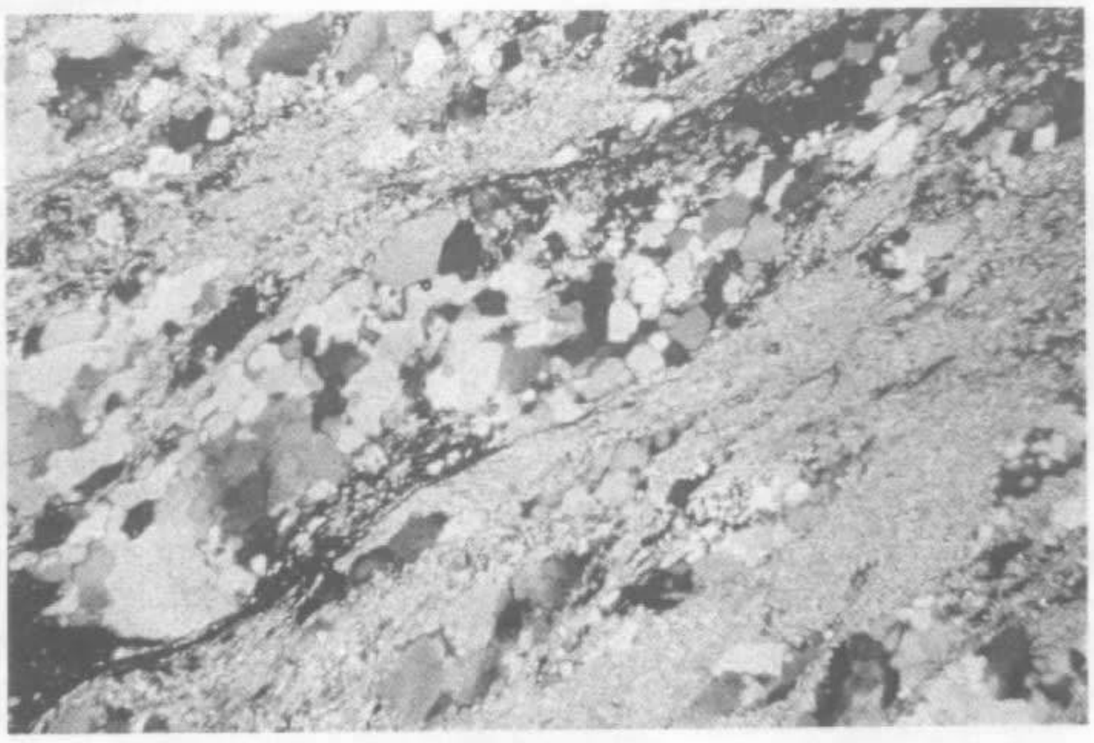
Fotomicrografia 11 – Grupo Sapucaia-Aumento 15X-LP. Quartzo-clorita-xisto mostrando uma forte xistosidade realçada pelas palhetas curvadas de clorita. Estação geológica 1580-AV-355. Fotomicrografia 12 – Grupo Sapucaia – Aumento 15X-LP. Quartzo-muscovita-xisto, como componente metassedimentar do Grupo Sapucaia, mostrando grãos de quartzo recristalizados dinamicamente e um aglomerado de palhetas de muscovita, deformadas, polifasicamente, com desenvolvimento de clivagem de crenulação. Estação geológica 1580-AV-59. Fotomicrografia 13 – Grupo Sapucaia – Aumento 15X-LP. Metadacito mostrando fenocristal reliquiar de plagiolclásio com intenso micro-fraturamento, associado a uma matriz microcristalina, em que se observam intercrescimentos micrográficos preservados. Estação geológica 1580-AV-61. Fotomicrografia 14 – Grupo Aquiri – Aumento 15X-LP. Vista parcial de uma metavulcânica ácida mostrando intercrescimento micrográfico reliquiar preservado da deformação. Estação geológica 1580-AV-342. Fotomicrografia 15 – Grupo Aquiri – Aumento 15X-LP. Vista parcial de um actinolita-xisto mostrando textura ofítica reliquiar. Estação geológica 1580-AV-132.



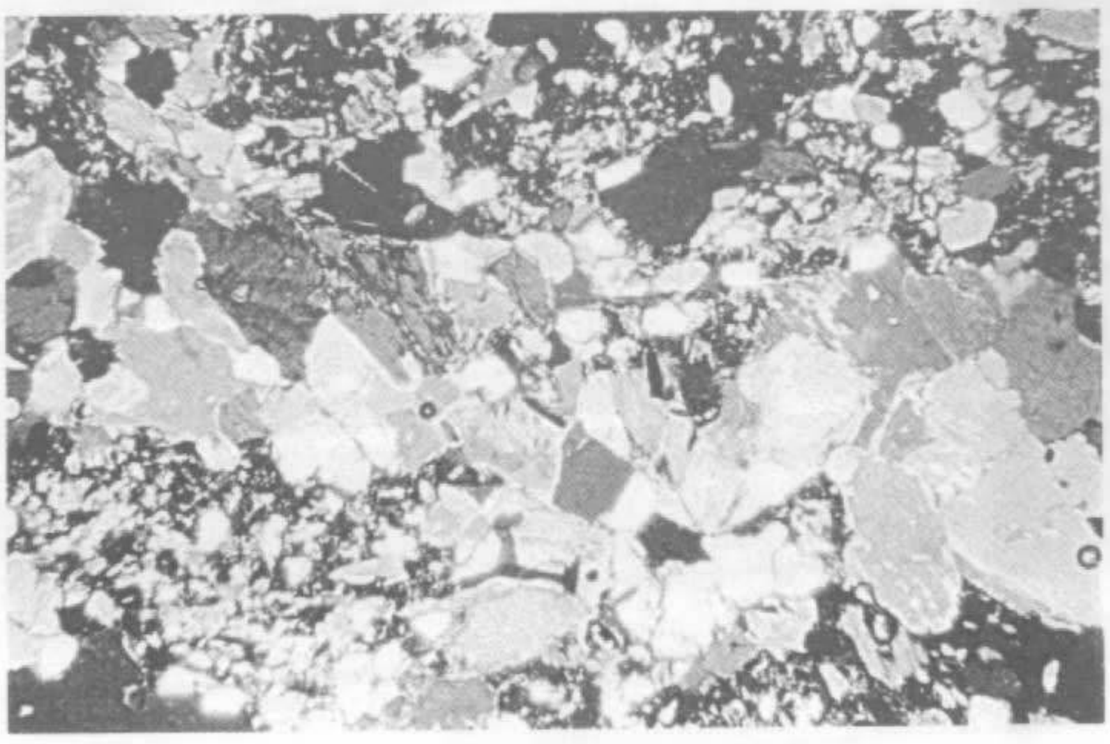
Fotomicrografia 15

Fotomicrografia 16

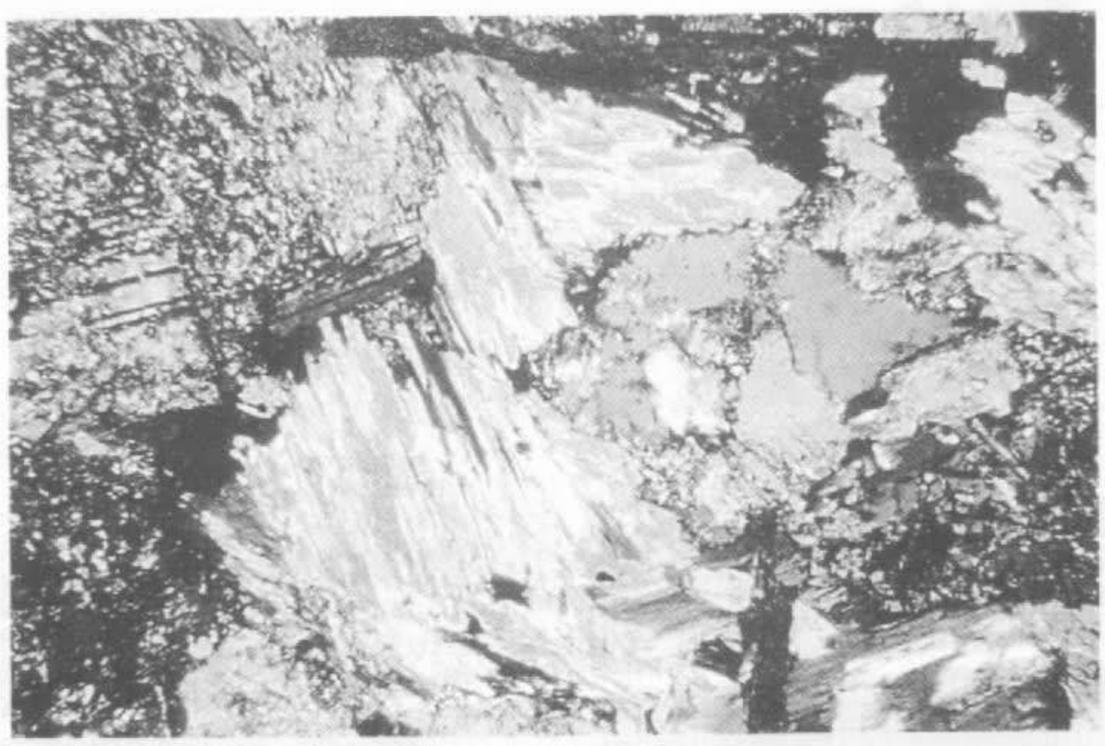
Fotomicrografia 16 – Grupo Aquiri – Aumento 15X-LP. Vista parcial de um filito, exibindo uma forte anisotropia estrutural. Estação geológica 1580-AV-354. Fotomicrografia 17 – Grupo São Sebastião – Aumento 15X-LP. Muscovita-quartzito mostrando aglomerados de grãos de quartzo, recristalizados e poligonizados, se alternando com níveis muscovíticos que marcam os planos de cisalhamento. Estação geológica 1580-EM-442. Fotomicrografia 18 – Grupo São Sebastião – Aumento 15X-LP. Cristais de plagioclásio associados a tremolita-actinolita como paragênese dos metabasitos. Estação geológica 1580-EM-518. Fotomicrografia 19 – Grupo São Sebastião – Aumento 15X-LP. Actinolita e plagioclásio alterado, como fases minerais majoritárias e quartzo subordinado, em arranjo textural granonematoblástico como feições comuns aos anfibolitos. Estação geológica 1580-EM-451. Fotomicrografia 20 – Grupo São Félix – Aumento 15X-LP. Metarcósio lítico com grãos detríticos de quartzo e de intercrescimento mirmequítico, associados a uma matriz dominantemente sericítica. Estação geológica 1580-EM-216.



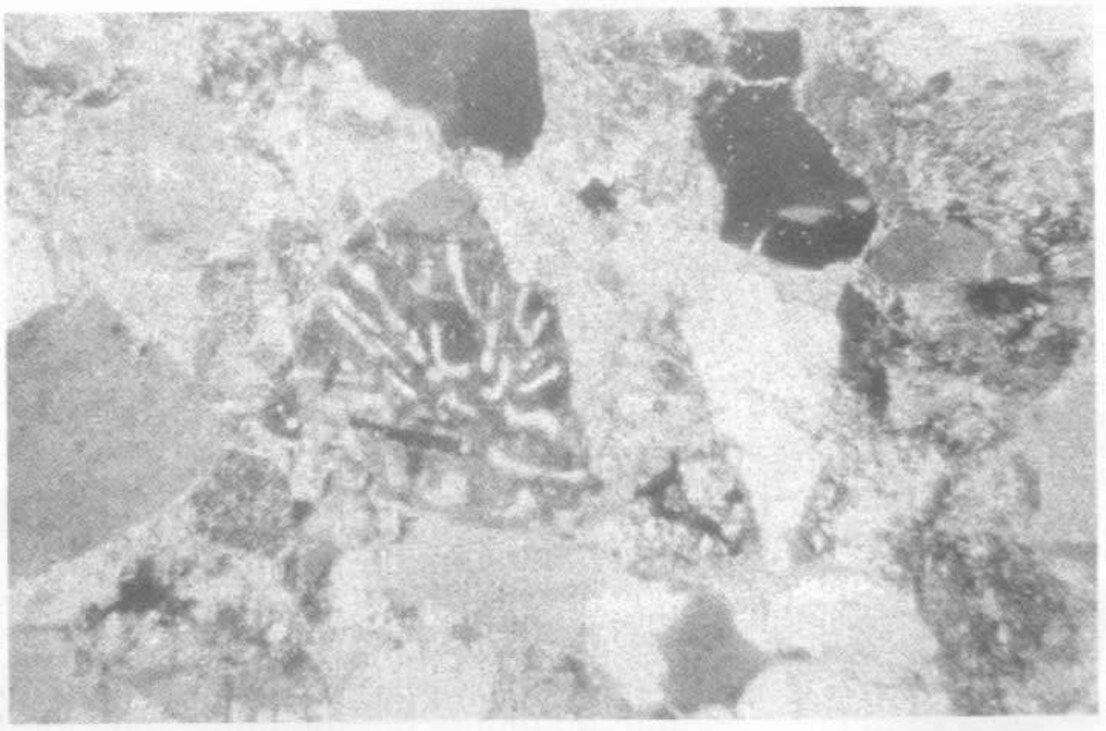
Fotomicrografia 17



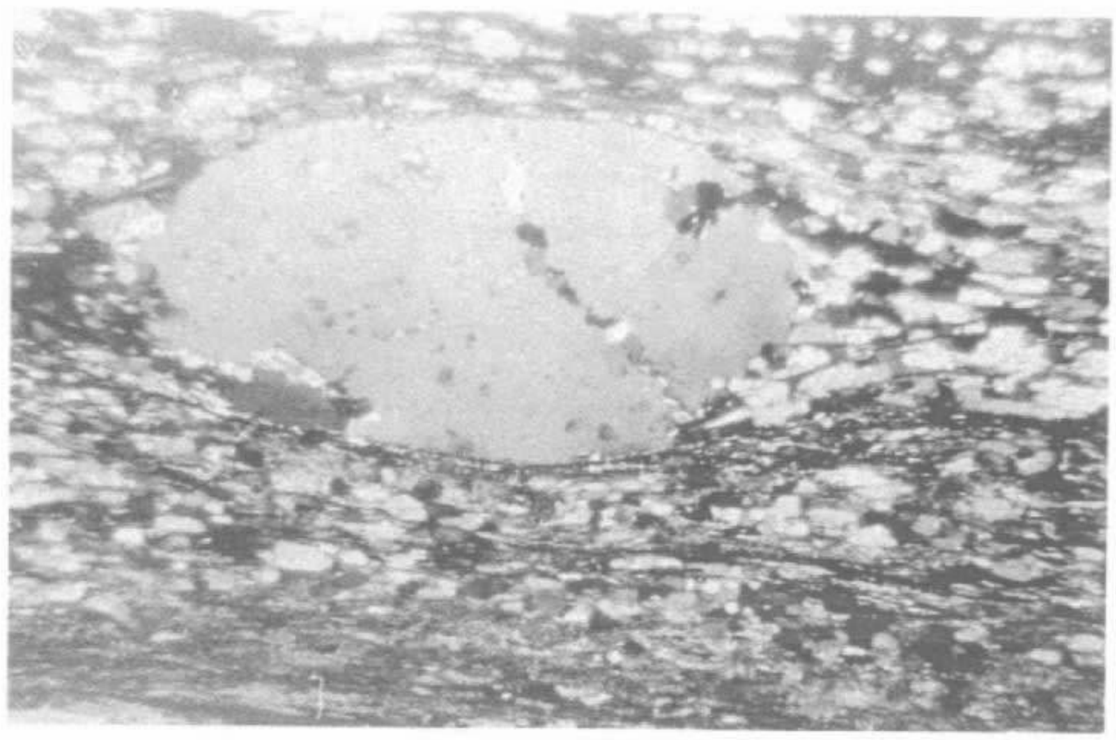
Fotomicrografia 18



Fotomicrografia 19

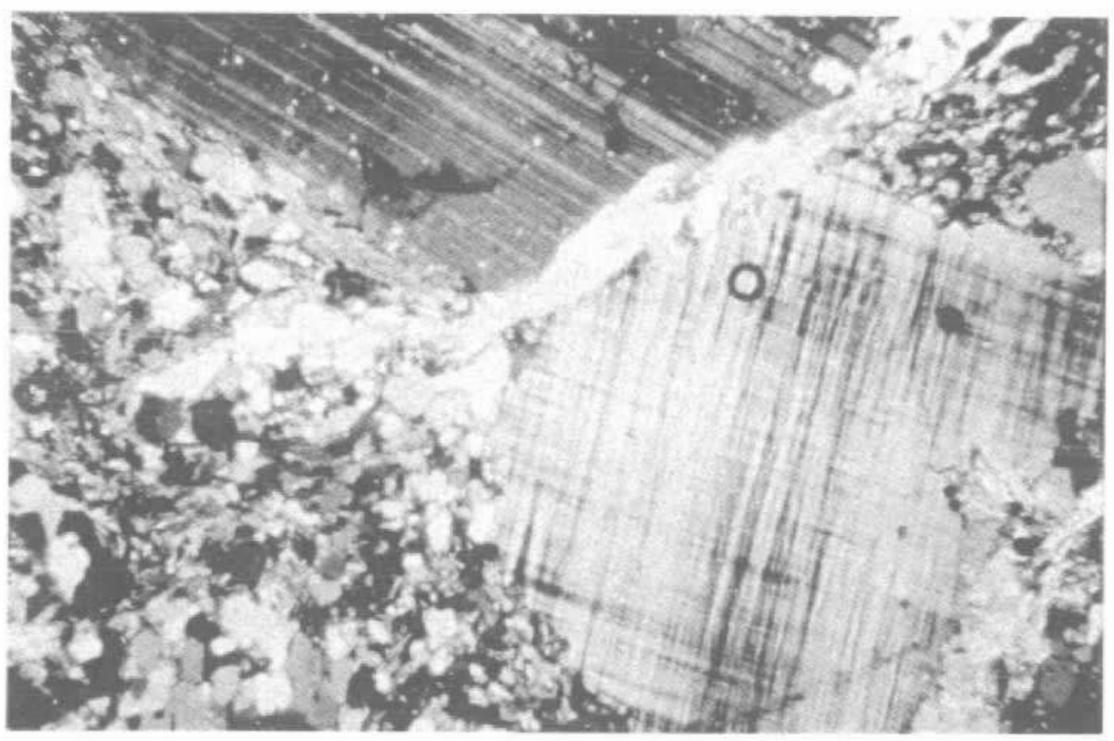


Fotomicrografia 20



Fotomicrografia 21

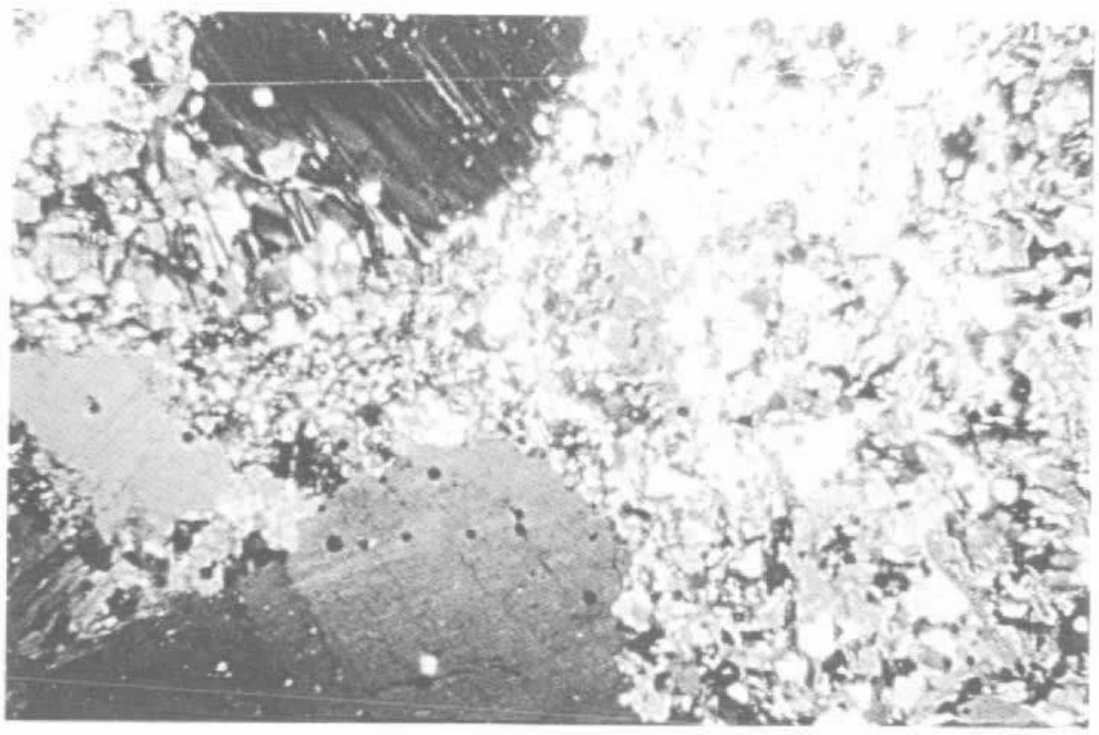
Fotomicrografia 22



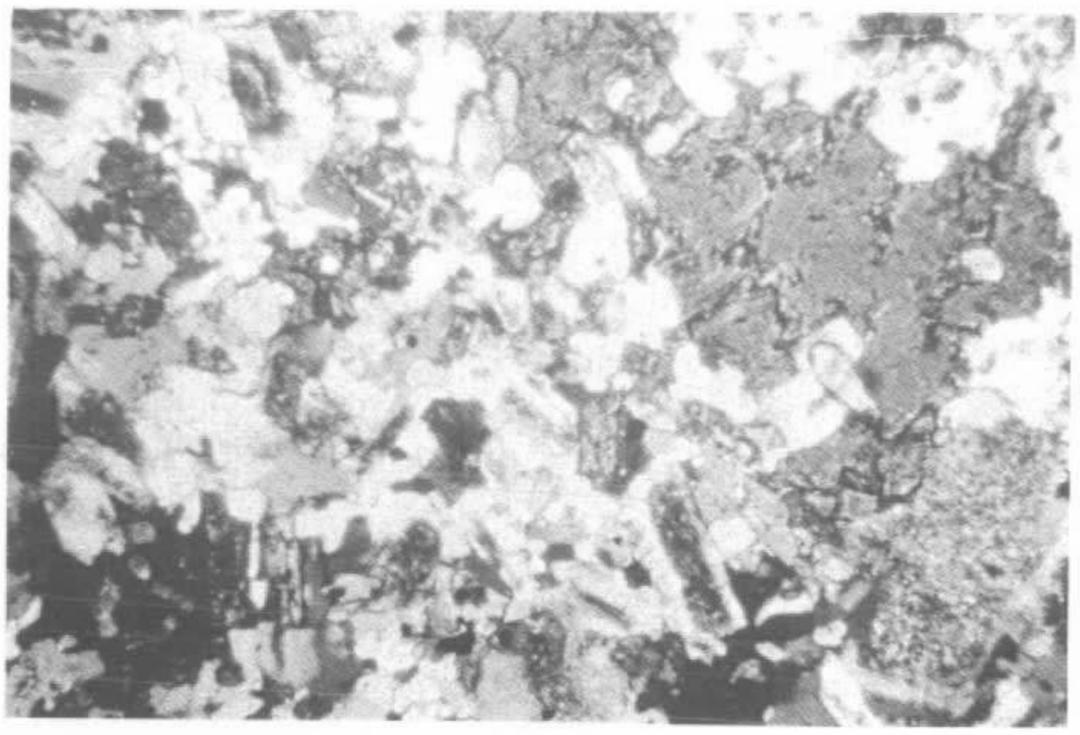
Fotomicrografia 23

Fotomicrografia 25

Fotomicrografia 21 – Grupo São Félix – Aumento 15X-LP. Vista parcial de um muscovita-quartzo-xisto, apresentando uma forte xistosidade, com o estabelecimento de uma pronunciada foliação milonítica, onde se observa um cristal de quartzo amendoado, orientado paralelamente a xistosidade com desenvolvimento de sombra de recristalização. Estação geológica 1580-AV-363. Fotomicrografia 22 – Grupo São Félix – Aumento 15X-LP. Aglomerado de talco, tremolita e clorita como assembléia mineral comum dos metaultramáfitos polideformados. Estação geológica 1580-AV-180. Fotomicrografia 23 – Granito Plaquê – Aumento 15X-LP. São observados fenoclastos de microclina e plagioclásio; palhetas de muscovita e biotita; quartzo cominuido e recristalizado, como os aspectos mais frequentes. Estação geológica 1580-AV-81. Fotomicrografia 24 – Granito Plaquê – Aumento 15X-LP. Observam-se fenoclastos de feldspato potássicos, triclinico, contrastando dimensionalmente com uma matriz cominuida compatível com o estádio deformacional milonítico. Associado a matriz ocorrem diminutas palhetas de muscovita e biotita, em íntima associação, formando concentrações ou níveis dispersos pela rocha. Estação geológica 1580-AV-81. Fotomicrografia 25 – Granito Parauari – Aumento 15X-LP. Vista parcial de um monzogranito pórfiro mostrando uma tendência textural algo granofírica. São frequentes e peculiares os diminutos cristais de plagioclásio, tabulares e idiomorfos, associados a quartzo e hornblenda, xenomórficos, como constituintes mineralógicos matriciais. Em adição a essa paragênese é freqüente a ocorrência de palhetas bem desenvolvidas de biotita marrom, xenomórfica e intersticial. Estação geológica 1580-EM-257.

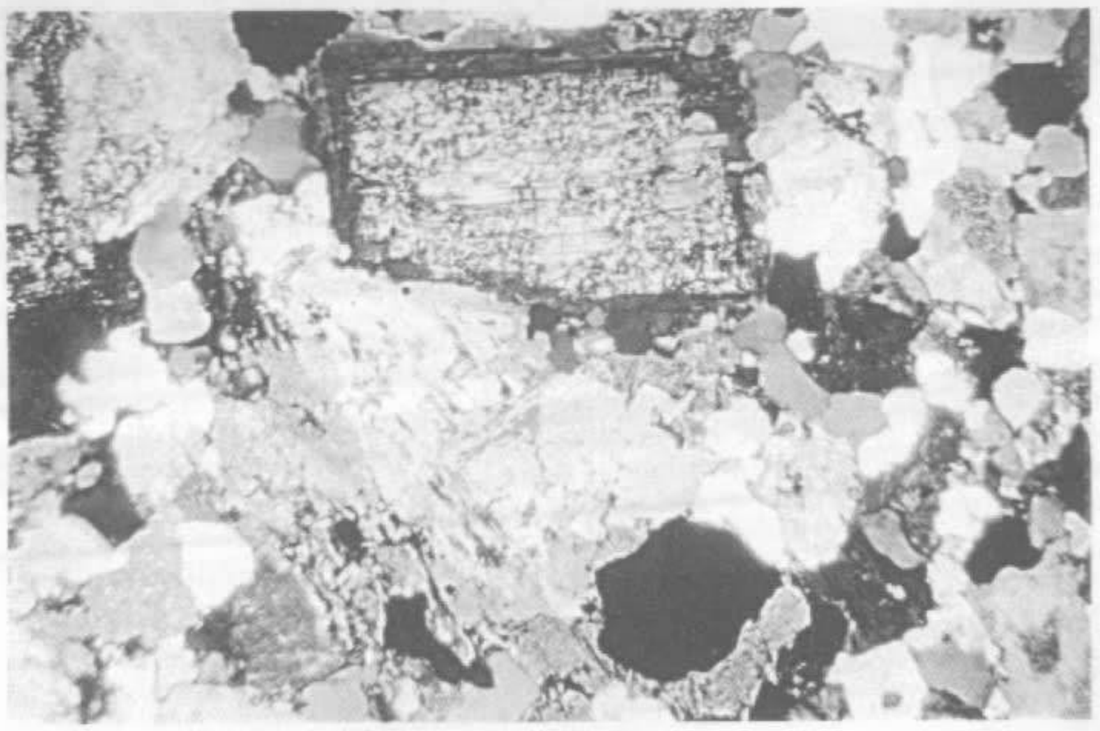


Fotomicrografia 24

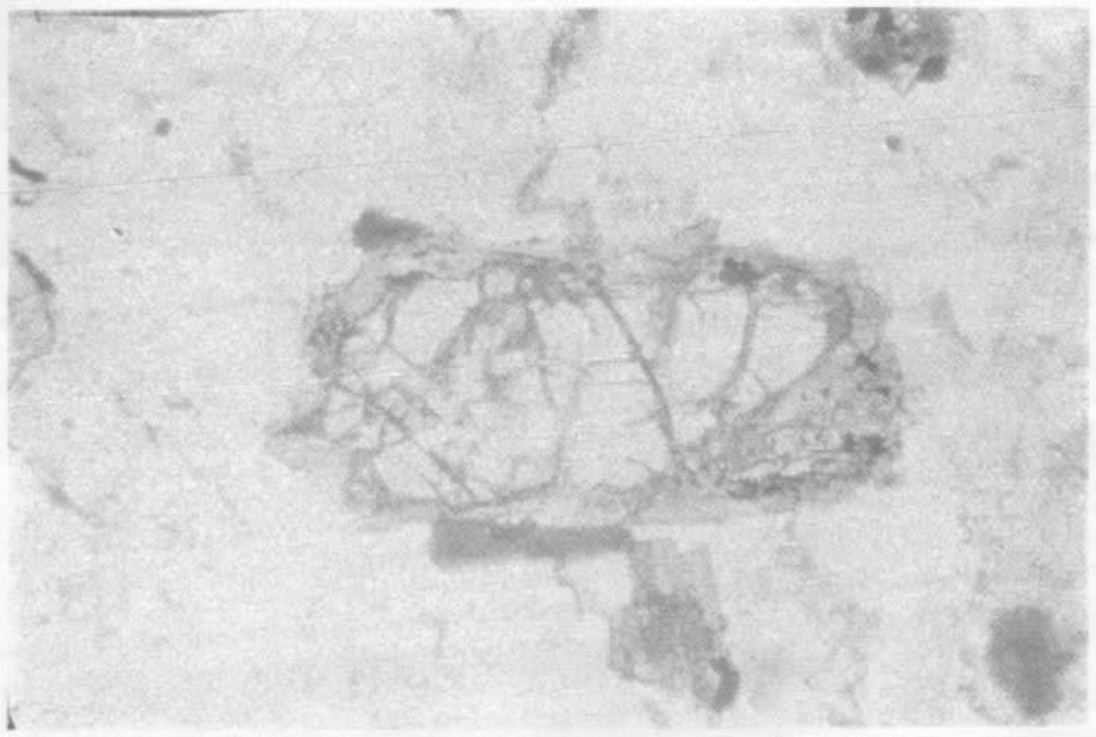


Fotomicrografia 25

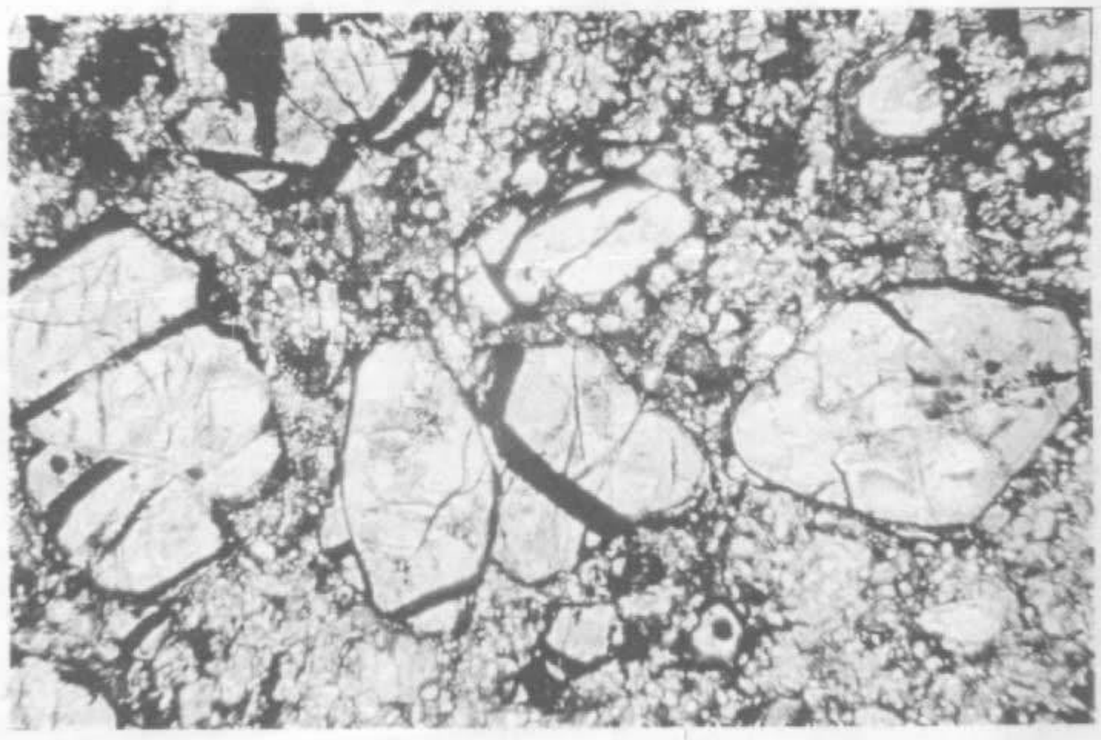
Fotomicrografia 26



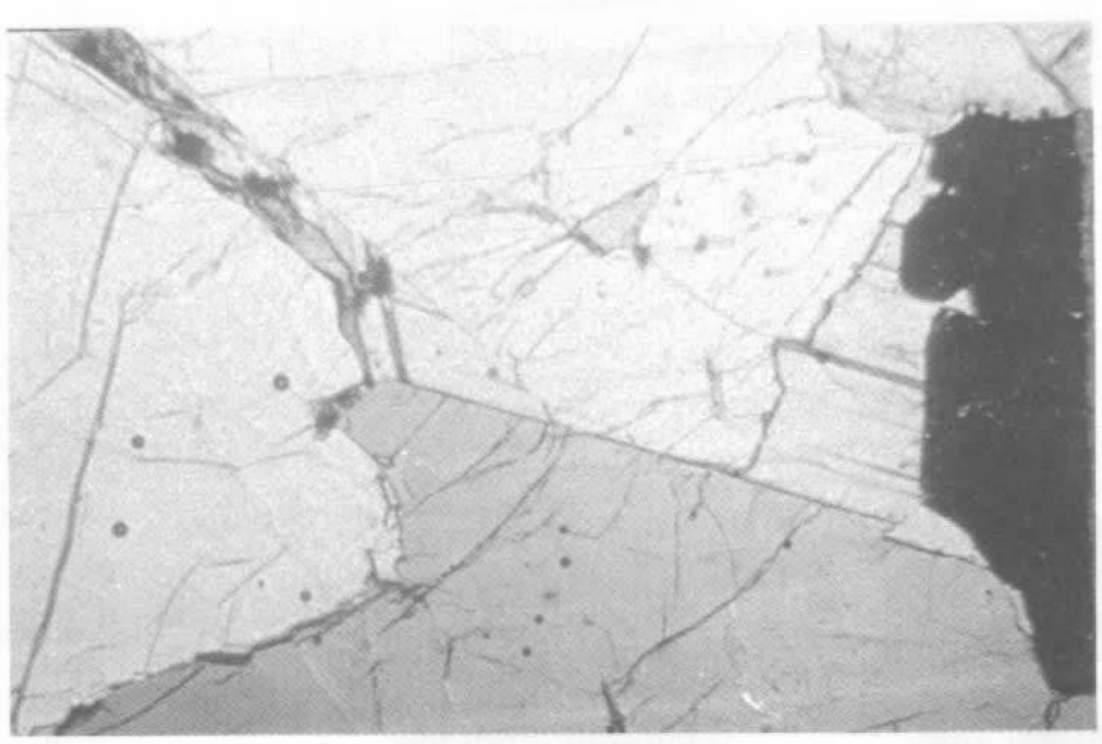
Fotomicrografia 27



Fotomicrografia 28

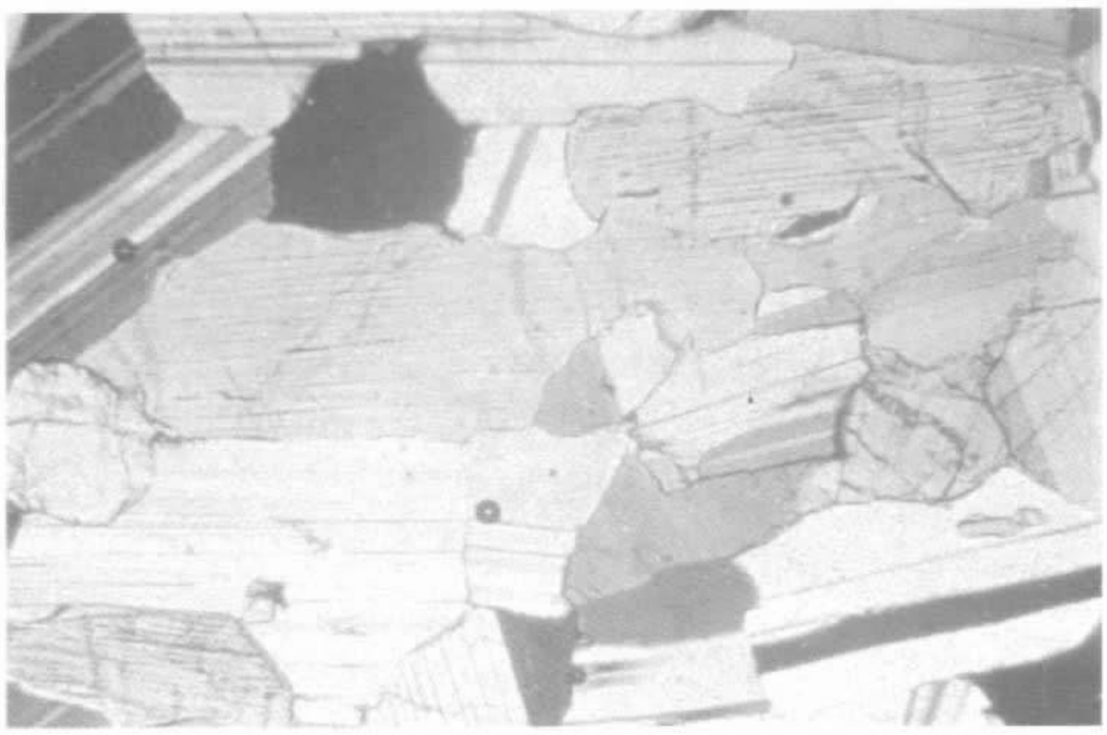


Fotomicrografia 29

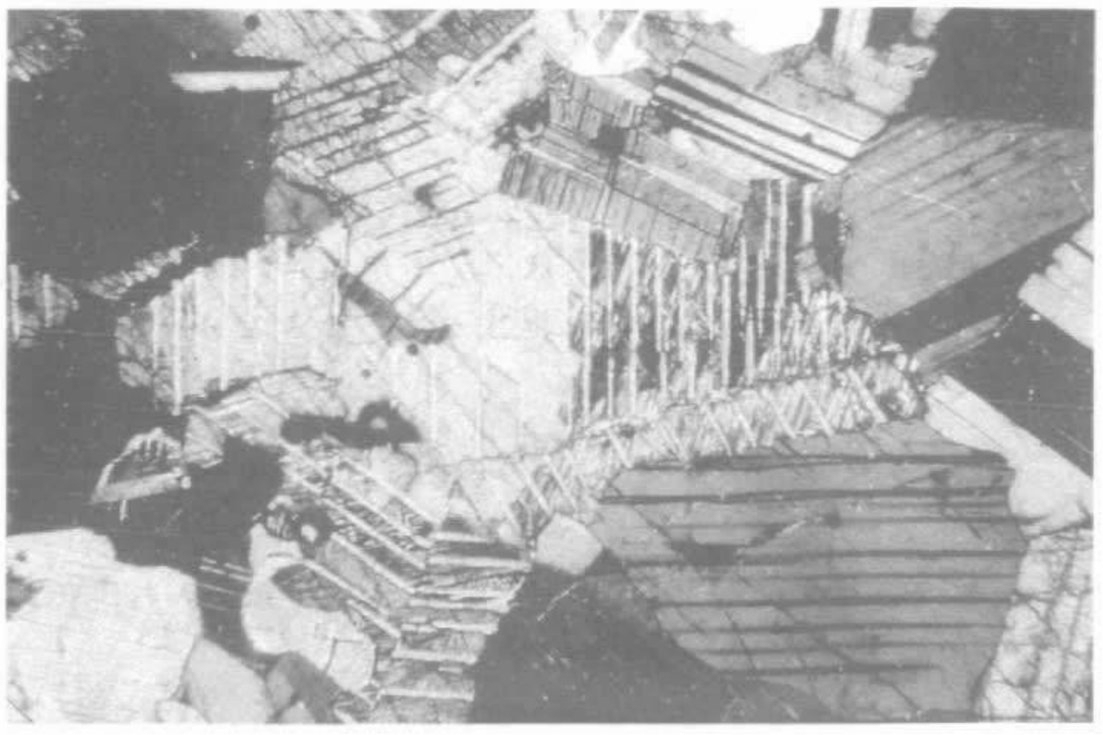


Fotomicrografia 30

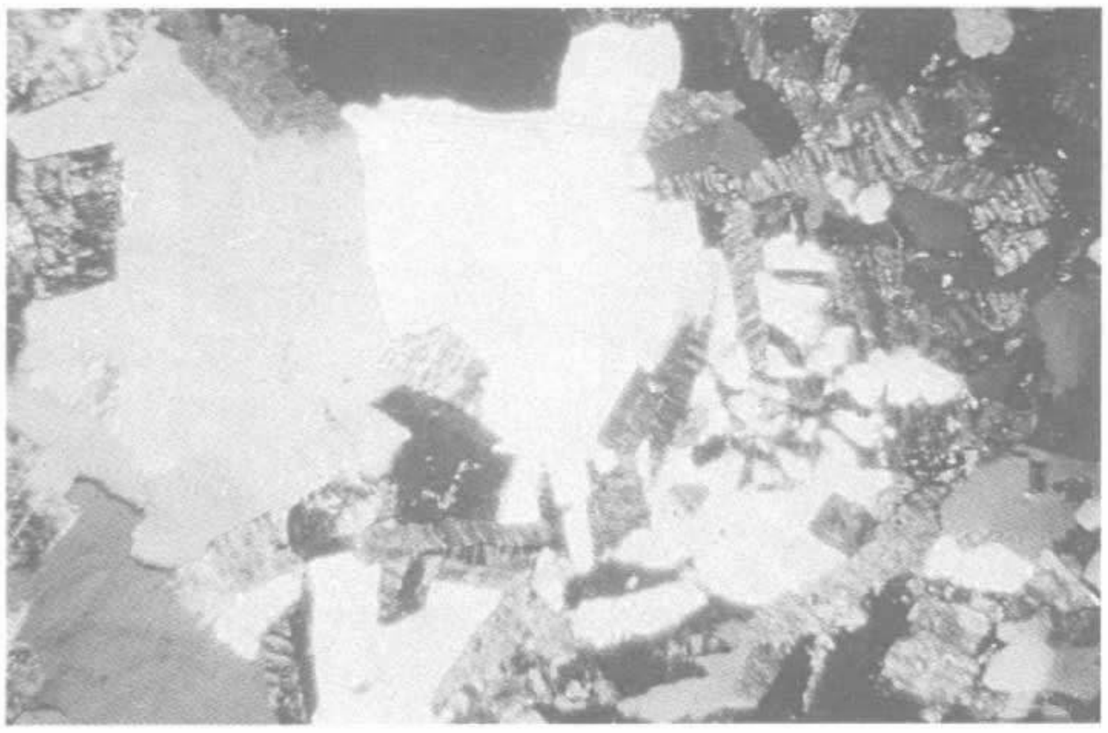
Fotomicrografia 26 – Granito Parauari – Aumento 15X-LP. Monzogranito pórfiro mostrando um fenocristal tabular e idiomorfo de plagioclásio, parcialmente sericitizado, em contato com um agregado máfico, constituído de hiperstênio bastitizado, hornblenda e biotita marrom, resultante de transformaçõ-es magmáticas segundo a série de reações descontínuas de Bowen, ou de reações retrometamórficas. Neste caso, materializaria uma fase mineral reliquiar oriunda do granulito básico protolítico. Estação geológica 1580-EM-276. Fotomicrografia 27 – Granito Parauari – Aumento 15X-LP. Outro aspecto do monzogranito pórfiro mostrando um fenocristal tabular e idiomórfico de plagioclásio, parcialmente sericitizado, em contato com hiperstênio bastitizado, hornblenda e biotita marrom. Estação geológica 1580-EM-276. Fotomicrografia 28 – Granito Parauari – Aumento 15X-LP. Cristal de hiperstênio coronado ou manteado por hornblenda verde, ocorrente em um monzogranito charnoquítico da unidade Parauari. Representa uma reação por decréscimo de temperatura, em processo de cristalização fracionária do magma Parauari ou um par de fase mineral em ajustamento reacional por retrometamorfismo, denunciando uma paragênese reliquiar de um protólipo granulítico, atuando como uma rocha parental possivelmente relacionada aos retrocatametamorfitos do Complexo Pium. Estação geológica 1580-EM-287. Fotomicrografia 29 – Suíte Intrusiva Cateté – Aumento 15 X-LP. Peridotito exibindo cristais idiomórficos de olivina imersos em uma matriz finamente granular, dominada por cristais de augita. Estação geológica 1580-AV-368. Fotomicrografia 30 – Suite Intrusiva Cateté – Aumento 15X-LP. Piroxenito exibindo cumulato de ortopiroxenito mostrando cristais de plagioclásio xenomórficos intercumulos. Estação geológica 1560-AV-128.



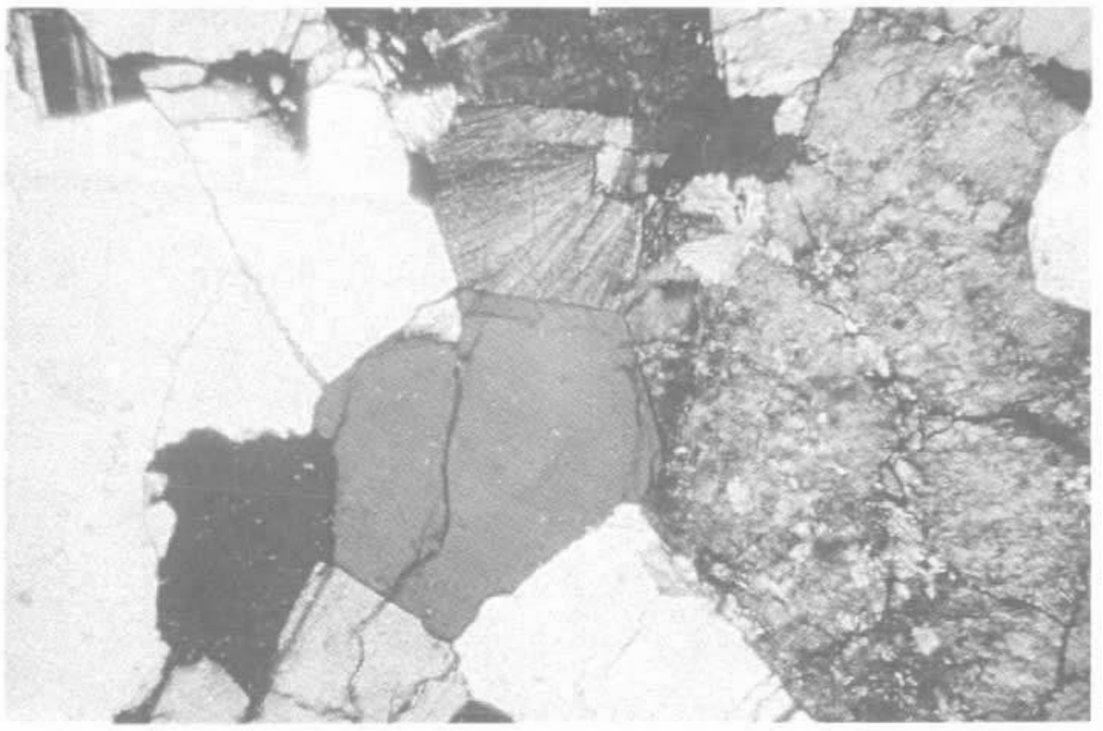
Fotomicrografia 31



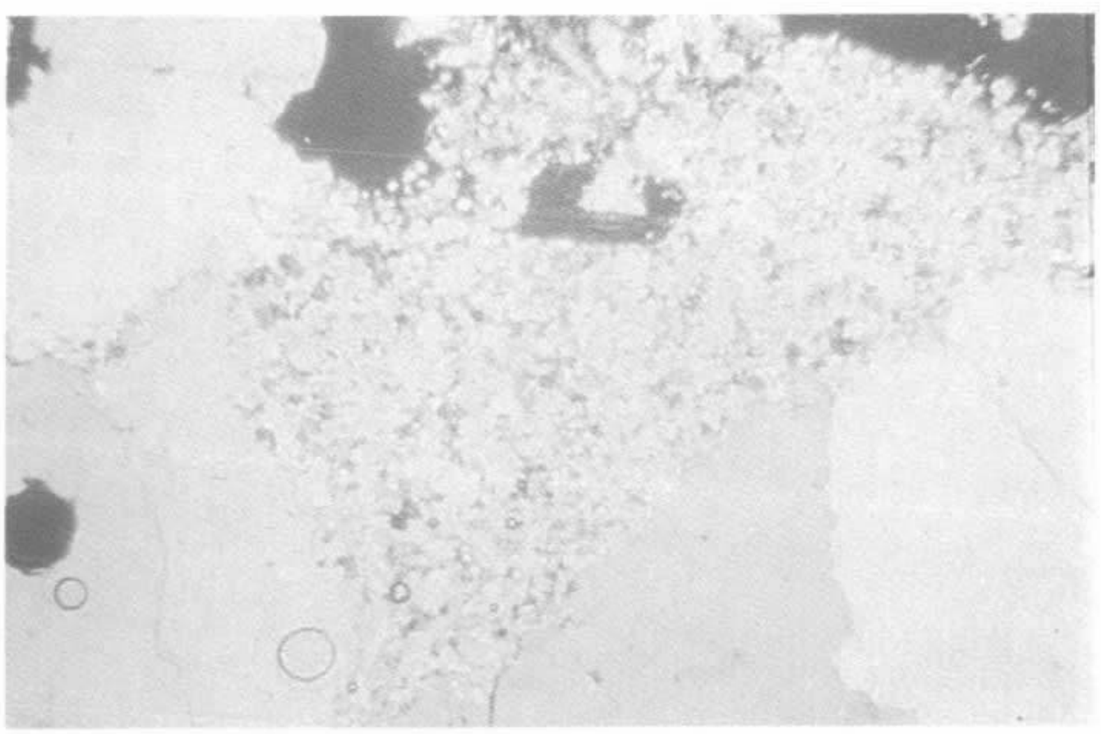
Fotomicrografia 32



Fotomicrografia 33



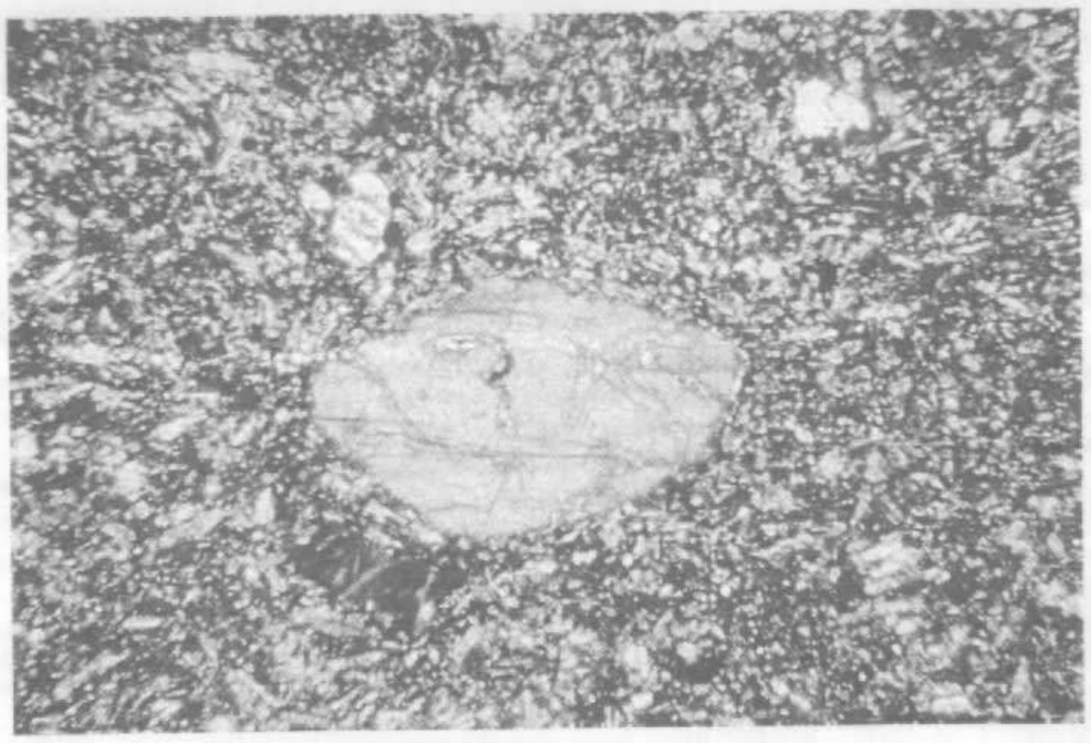
Fotomicrografia 34



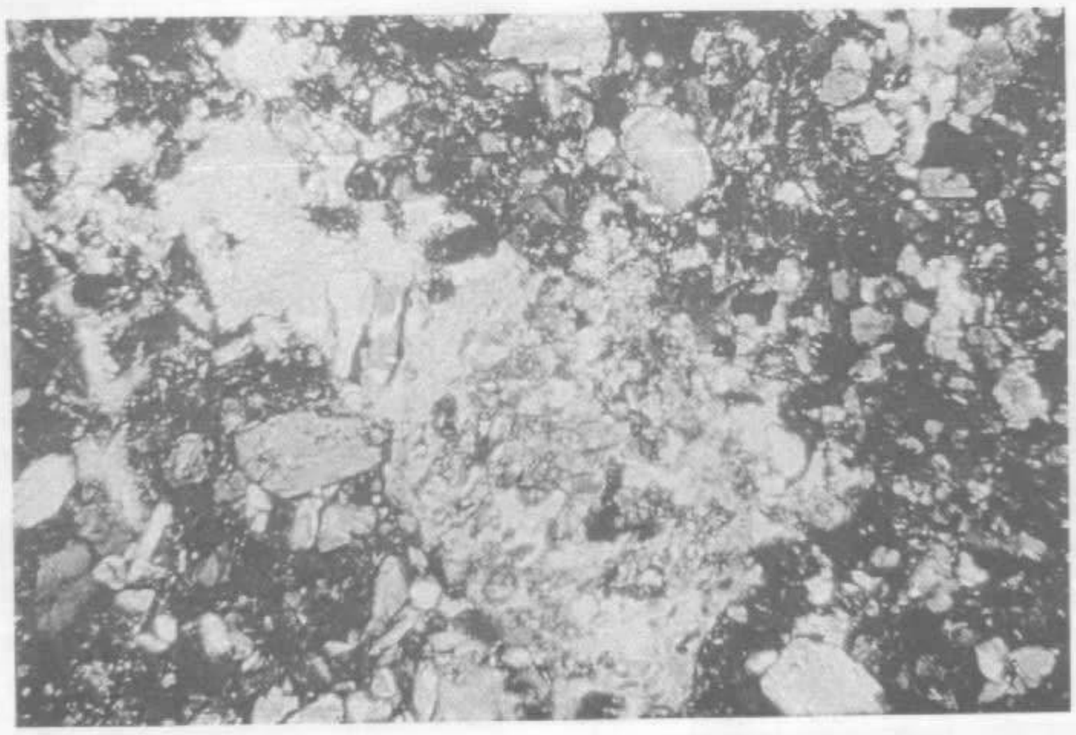
Fotomicrografia 35

Fotomicrografia 31 – Suite Intrusiva Cateté – Aumento 15X-LP. Gabro norítico em que se observam os cristais de augita e labradorita, em nítida orientação preferencial caracterizando uma foliação magmática primária. Estação geológica 1580-AV-129. Fotomicrografia 32 – Suite Intrusiva Cateté – Aumento 15X-LP. Gabro norítico exibindo lamelas de exsolução de augita, formando um padrão em espinha de peixe, paralelo ao plano 001 do hiperstênio hospedeiro (pigeonita invertida). Finíssimas lamelas de augita podem ser observadas paralelas ao plano 100, do ortopiroxênio. Este plano apresenta-se paralelo ao plano de geminação (100) reliquiar da pigeonita original sugerindo uma relativa facilidade no processo de inversão. Estação geológica 1580-AV-131. Fotomicrografia 33 – Suite Intrusiva Velho Guilherme. – Aumento 15X-LP. Quartzo e ortoclásio como intercrescimento micrográfico caracterizando os alcali-feldspato granitos pórfiro granofíricos como variedades petrográfica e textural do Maciço Benedita. Estação geológica 1580-EM-268. Fotomicrografia 34 – Suite Intrusiva Velho Guilherme – Aumento 15X-LP. Quartzo e ortoclásio como fases minerais majoritárias, em associação a cristais de biotita e muscovita fibrorradiada xenomórfica, de localização tardia e intersticial, caracterizando os granitóides do tipo A, relacionados ao Maciço Velho Guilherme. Estação geológica 1580-EM-84.Fotomicrografia 35 – Suite Intrusiva Velho Guilherme – Aumento 15X-LN. Vista parcial de rocha greisenizada, mostrando quartzo e muscovita, associados aos granitos do Maciço Antonio Vicente. Estação geológica 1580-EM-346.

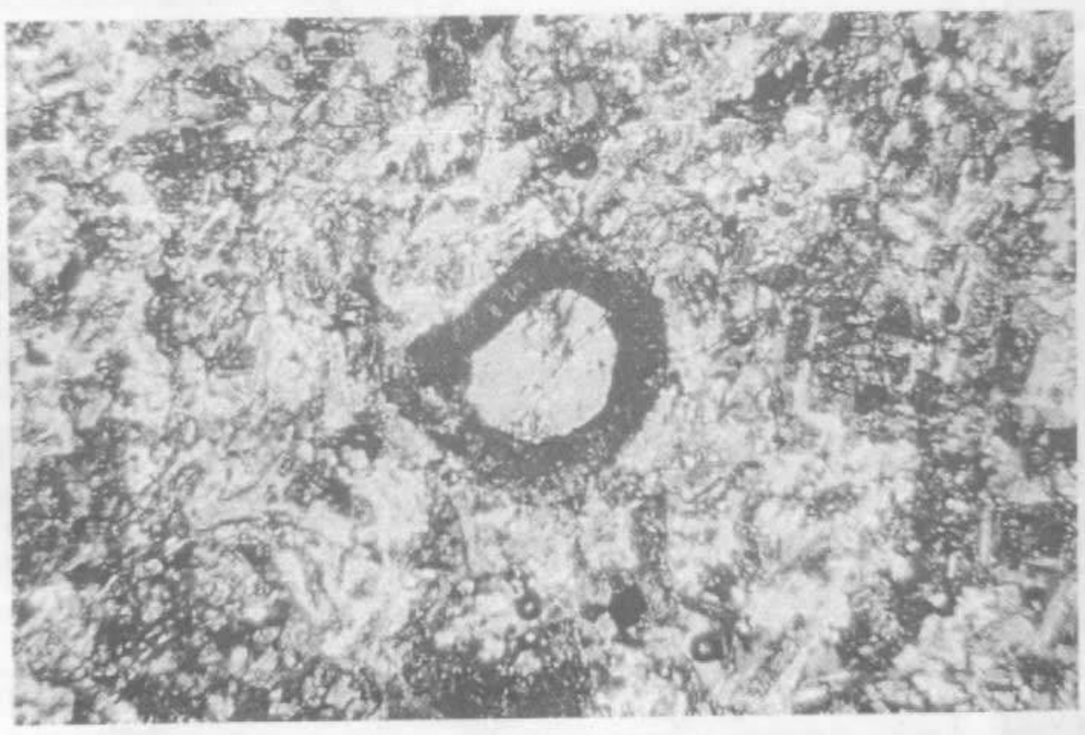
Fotomicrografia 36



Fotomicrografia 37



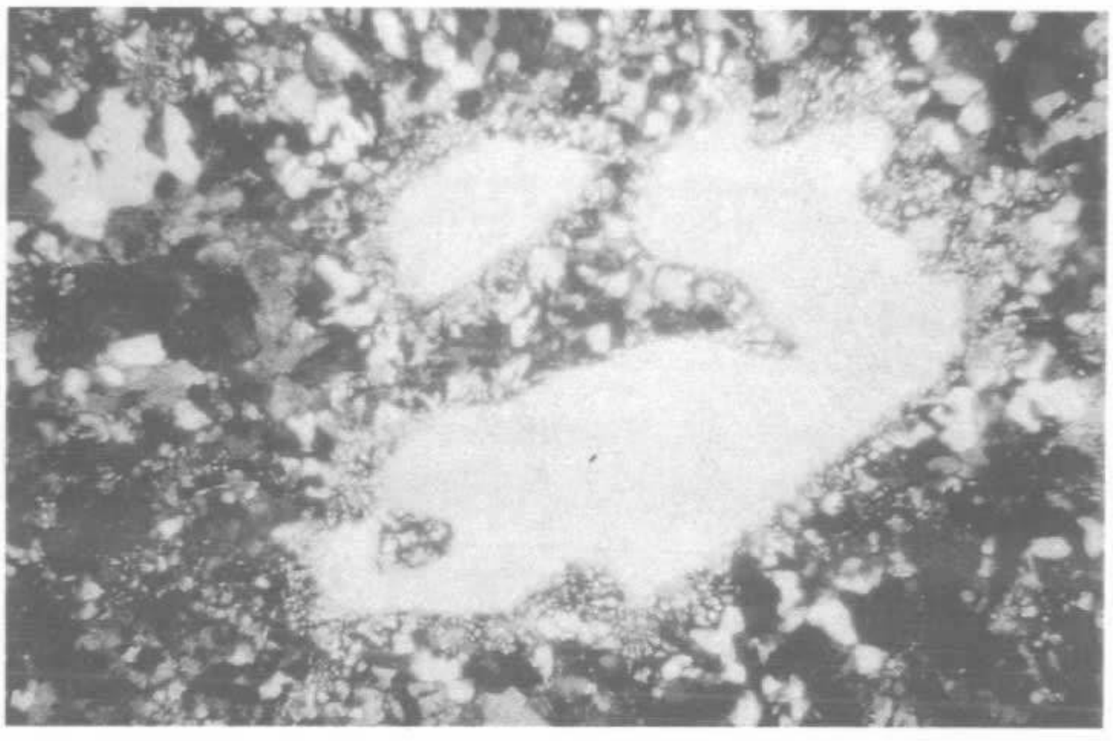
Fotomicrografia 38



Fotomicrografia 39

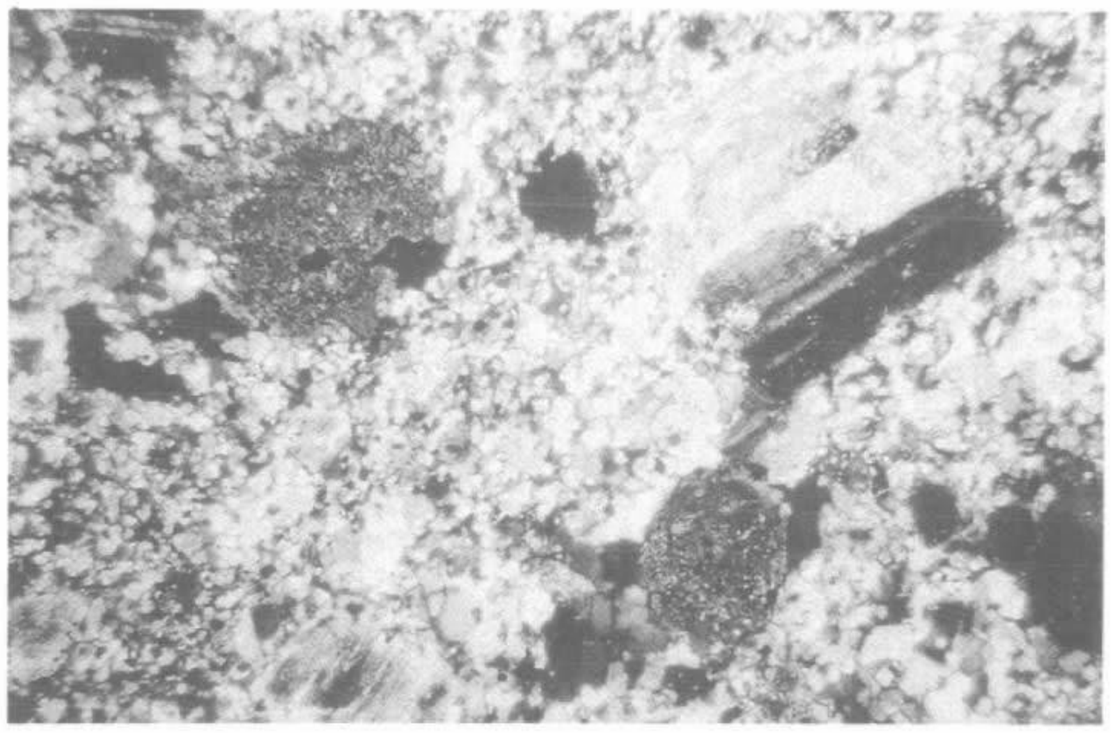
Fotomicrografia 36 – Suite Intrusiva Velho Guilherme – Aumento 15X-LN. Associação de fluorita e biotita como fases minerais varietais e acessórias, observadas nos alcali-feldspato granitos ocorrentes no Maciço Bom Jardim. Estação geológica 1580-EM-128. Fotomicrografia 37 – Formação Sobreiro – Aumento 15X-LP. Fenocristal idiomórfico de augita, imerso em matriz composta por microlitos feldspáticos, em arranjo textural pilotaxítico. Esta estação geológica marca os augita andesitos ou andesitos basálticos de ocorrência algo comum entre os andesitos da unidade Sobreiro. Estação geológica 1580-EM-201. Fotomicrografia 38 – Formação Sobreiro – Aumento 15X-LP. Processos de calcitização e epidotização como alterações mais comuns nos andesitos Sobreiro, denunciando incipiente processo de propilitização. Estação geológica 1580-EM-164. Fotomicrografia 39 – Formação Sobreiro – Aumento 15X-LP. Fenocristal idiomórfico de oxi-hornblenda ou hornblenda basáltica, imerso em mesóstase microcristalina de composição andesítica. Fotomicrografia 40 – Formação Iriri – Aumento 15X-LP. Aspecto parcial de um tufo riolítico, exibindo uma textura vitroclástica, em que fragmentos de vidro contrastam com uma matriz criptocristalina, associada a cristais de calcita. Estação geológica 1580-EM-143.

Fotomicrografia 40

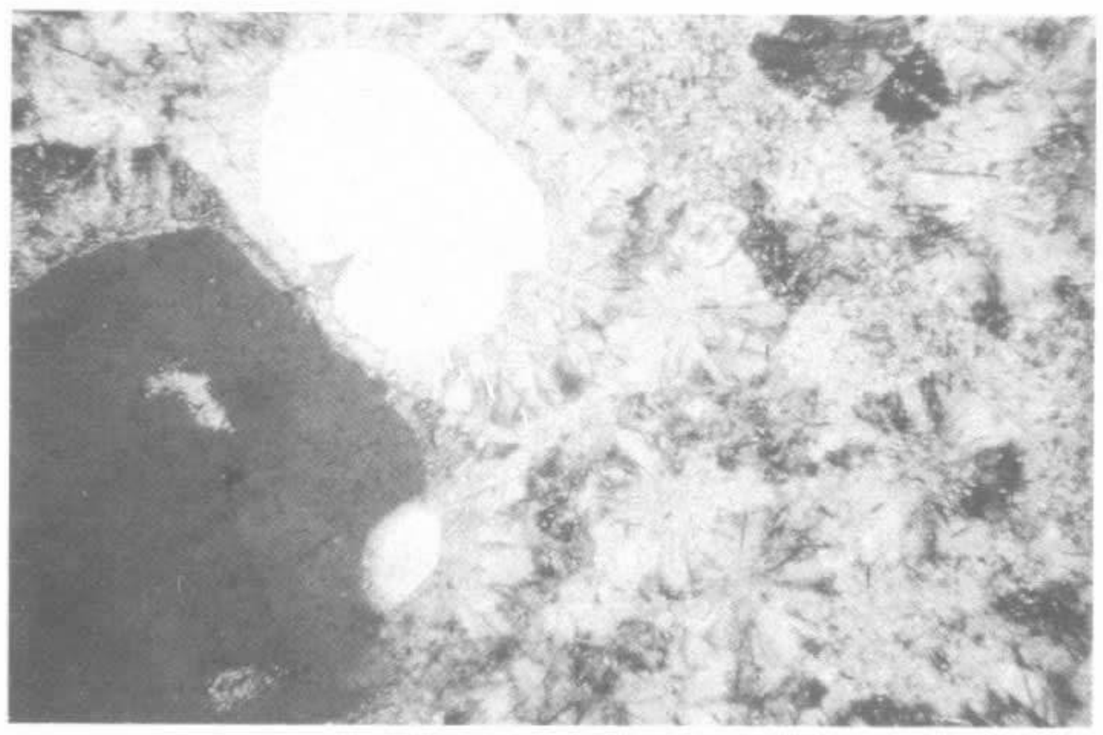


Fotomicrografia 41 – Formação Iriri – Aumento 15X-LP. Observam-se fenocristais de quartzo amebóide, como conseqüência do processo de reabsorção magmática, em contraste com uma matriz riolítica com tendência textural granofírica. Estação geológica 1580-Em-109. Fotomicrografia 42 – Formação Iriri – Aumento 15X-LP. Vista parcial de um dacito mostrando fenocristais de plagioclásio e hornblenda em uma matriz micro-cristalina quartzo-feldspática. Estação geológica 1580-EM-275. Fotomicrografia 43 – Formação Iriri – Aumento 15X-LP. Vista parcial de um riolito mostrando fenocristais idiomórficos de quartzo em matriz riolítica de textura esferulítica. Estação geológica 1580-EM-351. Fotomicrografia 44 – Formação Triunfo – Aumento 15X-LP. Estação geológica 1580-EM-115. Fotomicrografia 45 – Formação Triunfo – Aumento 15X-LP. Estação geológica 1580-EM-170.

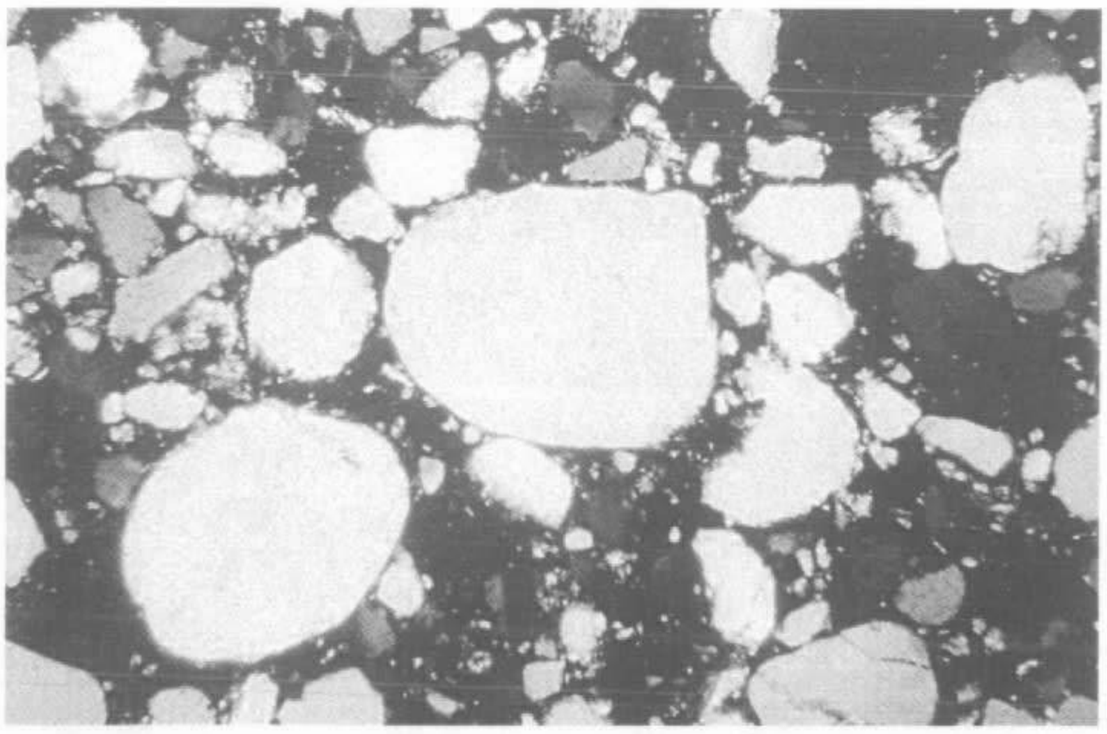
Fotomicrografia 41



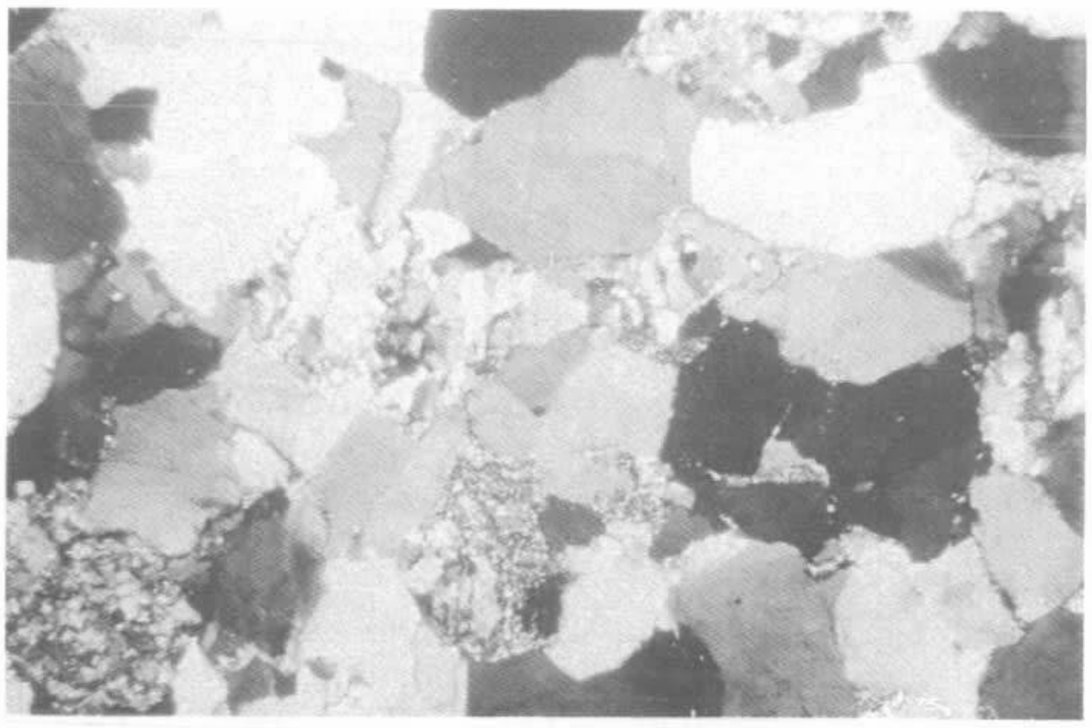
Fotomicrografia 42



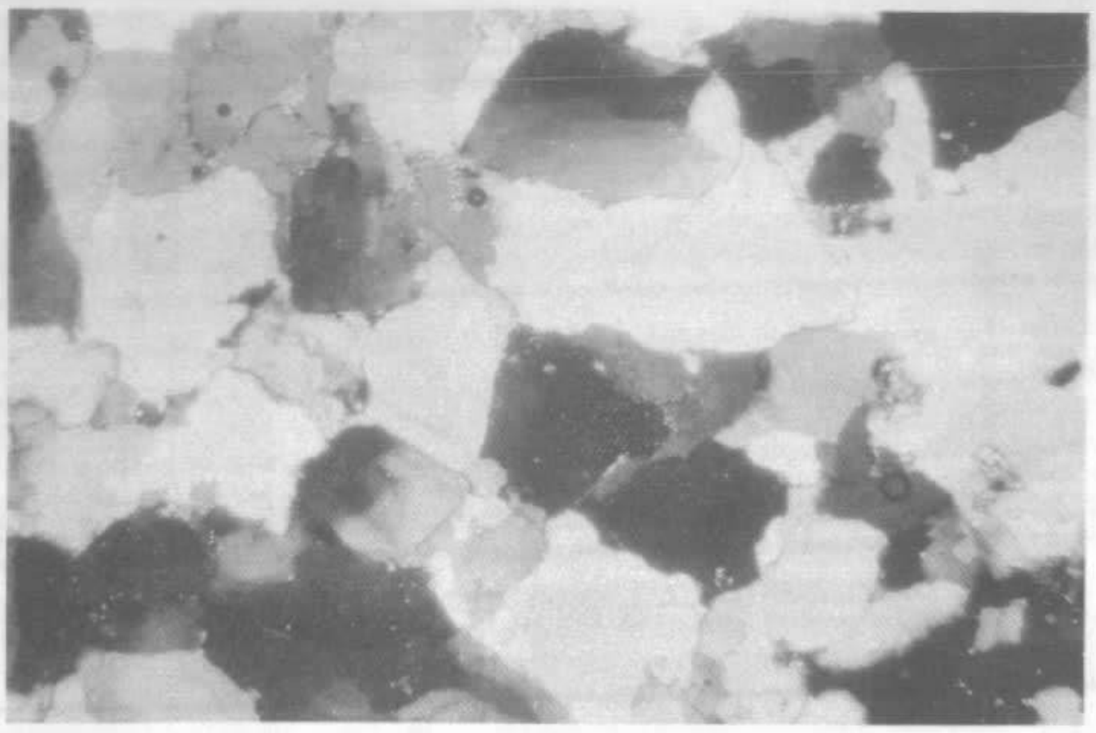
Fotomicrografia 43



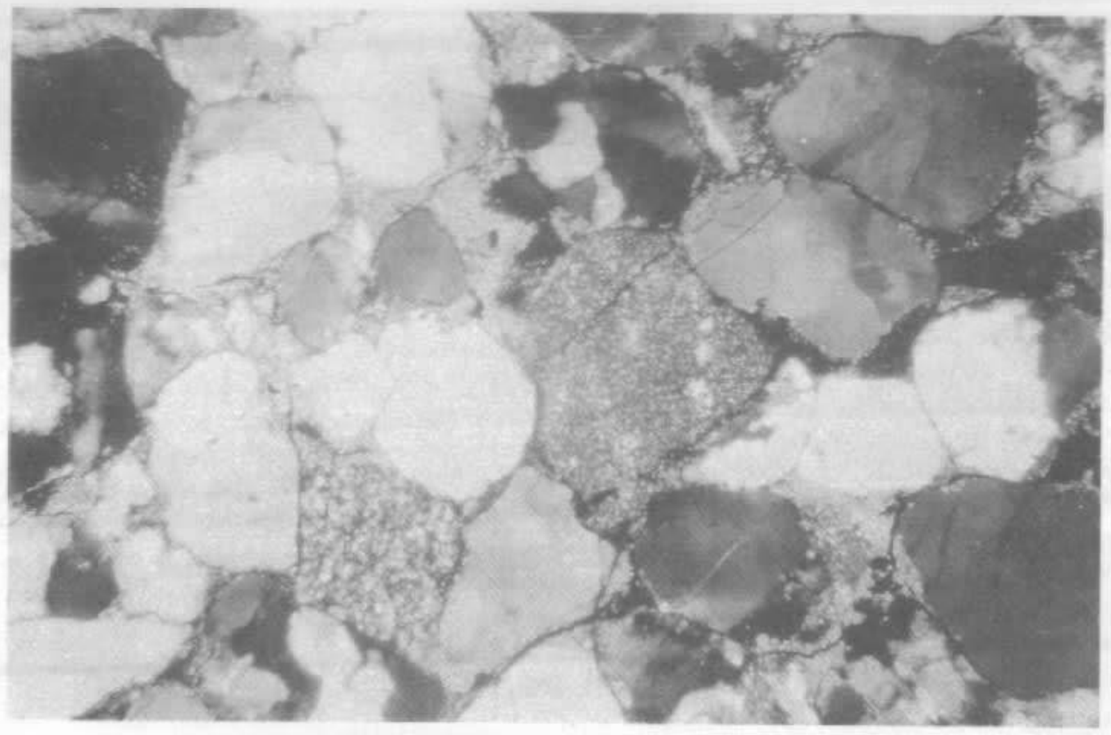
Fotomicrografia 44



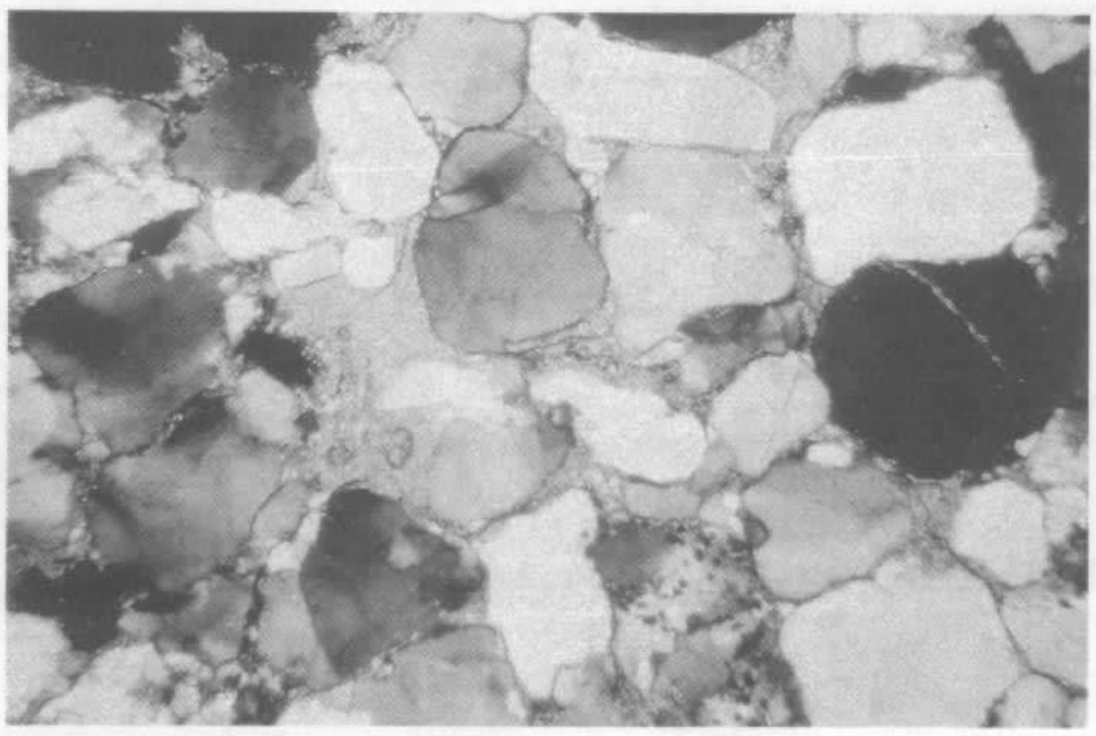
Fotomicrografia 45



Fotomicrografia 46



Fotomicrografia 47



Fotomicrografia 48

Fotomicrografia 46 – Formação Triunfo – Aumento 15X-LP. Estação geológica 1580-EM-170. Fotomicrografia 47 – Formação Triunfo – Aumento 15X-LP. Estação geológica 1580-EM-437. Fotomicrografia 48 – Formação Triunfo – Aumento 15X-LP. Estação geológica 1580-EM-437. As fotomicrografias 44, 45, 46, 47, e 48, ilustram vários aspectos texturais e composicionais dos quartzo-arenitos constituintes da Formação Triunfo. De um modo geral são rochas com grãos de quartzo moderadamente bem arredondados e selecionados, associados a um cimento ferruginoso (fotomicrografias n.s 44 e 47) ou silicoso (fotomicrografias n.s 45 e 47), contendo por vezes abundante material matricial de natureza argilo-sericítica (fotomicrografias n.s 47 e 48). Localmente, a formação Triunfo apresenta porções ou domínios ortoquartzíticos, em sobrecrescimento de sílica secundária, em continuidade ótica e cristalina com o grão detrítico original (fotomicrografias n.s 45 e 46). Circunstancialmente, os quartzo-arenitos assumem características líticas com abundantes fragmentos de quartzitos (fotomicrografia n. 45) e chert (fotomicrografia n. 47). A textura é sedimentar clástica por deposição e os diferentes aspectos texturais e composicionais, refletem os vários condicionamentos deposicionais no curso do desenvolvimento da sedimentação da bacia Triunfo.

Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil

Folhas em Execução

NA.19-Z	Alto Rio Negro[9]
NA.20	Boa Vista[8]
NA.20-X	Roraima Central[9]
NA.20-Z	Caracaraí[9]
SA.22-X-D	Belém[4]
SA.23	São Luís[8]
SA.23-V-C	Castanhal[4]
SA.24-Y-D-V	Irauçuba[3]
SB.22-X-B	Rondon do Pará[4]
SB.24	Jaguaribe[8]
SB.24-Z-C	Serra Talhada[1]
SB.24-Z-D-V	Sumé[1]
SC.20	Porto Velho[8]
SC.21-Z-A	Ilha 24 de Maio[1]
SC.22-X-A	Redenção[4]
SC.23-X-D-IV	Campo Alegre de Lourdes[1]
SC.23-Z-A/Y-B	Curimatã/Corrente[1]
SC.24	Aracaju[8]
SC.24-V-A-I	Riacho Queimadas[1]
SC.24-X-A	Floresta[1]
SC.24-Y-C	Jacobina[1]
SD.22-Z-A	Itapaci[1]
SD.22-Z-B	Uruaçu[1]
SD.22-Z-C-V	Sanclerlândia[1]
SD.24-Y-B	Ilhéus[1]
SE.22	Goiânia[8]
SE.22-V-A	Guiratinga[1]
SE.22-V-B	Iporá[1]
SE.22-X-B	Goiânia[1] (rev.)
SE.23-Z-B-IV	Serro[1]
SE.23-Z-C-VI	Belo Horizonte[1]
SE.23-Z-D-I	Conceição do Mato Dentro[1]
SE.23-Z-D-IV	Itabira[1]
SF.21	Apa[8]
SF.21-X-A	Aquidauana[1]
SF.23	Rio de Janeiro[8]
SG.22-X-B	Itararé[1]
SH.22	Porto Alegre[8]
SH.22-X-B-IV	Criciúma[1]
SH.22-Y-A	Cachoeiro do Sul[1]
SH.22-Y-C	Pedro Osório[1]

Folhas Impressas

NA.20-X-C-III	Paredão[1]
NA.20-X-C-VI	Serra do Ajarani[1]
NB.20-Z-B-V	Monte Roraima[1]
NB.20-Z-B-VI	Monte Caburaí[1]
NB.20-Z-D-II	Rio Quinô[1]
NB.20-Z-D-III	Rio Cotingo[1]
NB.20-Z-D-V	Vila Pereira[1]
NB.20-Z-D-VI	Rio Viruquim[1]
NB.21-Y-A-IV	Sem denominação
NB.21-Y-C-I	Sem denominação
SA.23-Z-C	Itapecuru-Mirim[4]
SA.22-Y-D	Altamira[4]
SA.23-V-D	Turiaçu[4]
SA.23-X-C	Cururupu[4]
SA.23-Y-B	Pinheiro[4]
SA.23-Z-A	São Luís[4]
SA.23-Y-D	Santa Inês[4]
SB.22-X-C	Serra Pelada[4]
SB.22-Y-B	São Félix do Xingu[4]
SB.20-Z-B-VI	Mutum[1]
SB.22-X-D	Marabá[4]
SB.22-Z-A	Serra dos Carajás[4]
SB.22-Z-B	Xambioá[4]
SB.22-Z-D	Araguaína[4]
SB.23-V-B	Vitorino Freire[4]
SB.23-V-C	Imperatriz[4]
SB.24-V-C-III	Crateús[1]
SB.23-V-D	Barra do Corda[4]
SB.23-X-A	Bacabal[4]
SB.23-X-C	Presidente Dutra[4]
SB.24-V-D-V	Mombaça[1]
SB.24-X-B/D	Areia Branca/Mossoró[2]
SB.24-Y-B-II	Catarina[1]
SB.24-Y-C-V	Patos[1] (PI)
SB.24-Y-C-VI	Simões[1]
SB.24-Z-B-II	Currais Novos[3]
SB.24-Z-B-V	Jardim do Seridó[3]
SB.24-Z-C	Serra Talhada
SB.24-Z-C-VI	Afogados da Ingazeira[1]
SB.24-Z-D-I	Patos[1] (PB)
SB.24-Z-D-II	Juazeirinho[1]
SB.24-Z-D-IV	Monteiro[1]
SB.25-V-C	Natal[2]
SB.25-V-C-IV	João Câmara[1]
SB.25-Y-C-V	Limoeiro[1]
SC.20-V-B-V	Porto Velho[1]
SC.20-V-C-V	Abunã[1]
SC.20-V-C-VI	Mutumparaná[1]
SC.20-V-D-I	Jaciparaná[1]
SC.22-X-B	Conceição do Araguaia[4]
SC.23-Y-D	Formosa do Rio Preto[1]
SC.23-Z-C	Santa Rita de Cássia[1]
SC.24-V-A-II	Paulistana[1]
SC.24-V-A-III	Santa Filomena[1]
SC.24-V-A-IV	Barra do Bonito[1]
SC.24-V-A-V	Afrânio[1]
SC.24-V-A-VI	Riacho do Caboclo[1]
SC.24-V-B-IV	Cristália[1]
SC.24-V-C-III	Petrolina[1]
SC.24-V-D	Uauá[2]
SC.24-V-D-I	Itamotinga[1]
SC.24-X-C-V	Santa Brígida[1]
SC.24-X-C-VI	Piranhas[1]
SC.24-X-D-V	Arapiraca[1]
SC.24-Y-B	Senhor do Bonfim[2]
SC.24-Y-B-VI	Euclides da Cunha[3]
SC.24-Y-C	Jacobina[2]
SC.24-Y-D	Serrinha[1] (rev.)
SC.24-Y-D	Serrinha[2]
SC.24-Y-D-II	Gavião[1]
SC.24-Y-D-IV	Mundo Novo[1]
SC.24-Y-D-V	Pintadas[1]
SC.S4-Y-D-VI	Serrinha[1]
SC.24-Z-A-II	Jeremoabo[1]
SC.24-Z-A-III	Carira[1]
SC.25-V-A-II	Vitória de Santo Antão[1]
SD.21-Y-C-II	Pontes e Lacerda[1]
SD.21-Z-A	Rosário do Oeste[2]
SD.21-Z-C	Cuiabá[2]
SD.22-X-D	Porangatu[2]
SD.22-Z-B	Uruaçu[2]
SD.22-Z-C	Ceres[2]
SD.22-Z-D	Goianésia[2]
SD.22-Z-D-IV	Jaraguá[1]
SD.22-Z-D-V	Pirenópolis[1]
SD.23-X-B	Ibotirama[2]
SD.23-X-D	Bom Jesus da Lapa[2]
SD.23-Y-C	Brasília[2]
SD.23-Y-D	Buritis[2]
SD.23-Z-D-II	Monte Azul[3]
SD.23-Z-D-IV	Janaúba[3]
SD.23-Z-D-V	Rio Pardo de Minas[3]
SD.24-V-A-II	Utinga[1]
SD.24-V-A-V	Lençóis[1]
SD.24-V-C	Livramento do Brumado[2]
SD.24-V-C-II	Mucugê[1]
SD.24-Y-A	Vitória da Conquista[2]
SD.24-Y-B-V	Ibicaraí[1]
SD.24-Y-B-VI	Itabuna[1]
SE.22-V-B	Iporã[2]
SE.22-X-A	São Luís de Montes Belos[2]
SE.22-X-A-VI	Nazário[1]
SE.22-X-B	Goiânia[2]
SE.22-X-B-I	Nerópolis[1]
SE.22-X-B-II	Anápolis[1]
SE.22-X-B-IV	Goiânia[1]
SE.22-X-B-V	Leopoldo de Bulhões[1]
SE.22-X-B-VI	Caraíba[1]
SE.22-X-D	Morrinhos[2]
SE.23-V-B	São Romão[2]
SE.23-Z-B	Guanhães[2]
SE.23-Z-C	Belo Horizonte[2]
SE.23-Z-D	Ipatinga[2]
SE.24-Y-C-V	Baixo Guandu[1]
SE.24-Y-C-VI	Colatina[1]
SF.23-V-D-V-4	São Gonçalo do Sapucaí[1]
SF.23-X-B-I	Mariana[1]
SF.23-X-B-II	Ponte Nova[1]
SF.23-X-B-IV	Rio Espera[1]
SF.23-X-C-III	Barbacena[1]
SF.23-X-C-VI	Lima Duarte[1]
SF.23-X-D-I	Rio Pomba[1]
SF.23-Y-B-II-2	Heliodora[1]
SF.24-V-A-II	Afonso Cláudio[1]
SF.24-V-A-III	Domingos Martins[1]
Sf.24-V-A-V	Cachoeiro de Itapemirim[1]
Sf.24-V-A-VI	Piúma[1]
SG.22-Z-B	Joinville[2]
SG.22-Z-D-I-2	Botuverá[1]
SG.22-Z-D-II-1	Brusque[1]
SH.22-V-C-IV	Santa Maria[3]
SH.22-Y-A	Cachoeira do Sul[2]
SH.22-Y-A-I-4	Passo do Salsinho[1]

Folhas em Editoração

NA.20-Y	Rio Marauiá[1]
SA.20-V	Rio Cuiuni[1]
SB.22-Z-C	Xinguara[4]
SB.23-V-A	Açailândia[4]
SB.23-X-B	Caxias[1]
SB.24-Y-B	Iguatu[1]
SB.24-Z-B	Caicó[1]
SC.20-Z-C-VI	Rio Pardo[1]
SC.20-Z-C-V	Paulo Saldanha[1]
SC.24-V-A	Paulistana[1]
SC.24-V-C	Petrolina[1]
SC.24-Y-C-V	Morro do Chapéu[1]
SD.22-Z-C-VI	Itaguaru[1]
SD.23-X-C-V	Coribe[1]
SD.24-V-A-I	Seabra[1]
SE.24-V-A	Almenara[1]
SE.21-Y-D	Corumbá[1]
SE.22-X-A-III	Itaberaí[1]
SF.21-V-B	Aldeia Tomásia[1]
SF.21-V-D	Porto Murtinho[1]
SF.24-V-A	Cachoeiro de Itapemirim[1]
SG.22-Z-D-V	Florianópolis[1]
SH.22-Y-B	Porto Alegre[1]
SH.22-Y-C-II	Piratini[1]

1Levantamento Geológico/Geoquímico/Metalogenético nas escalas 1:500.000, 1:250.000, 1:100.000, 1:50.000; [2]Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais escala 1:250.000; [3]Mapas de Previsão de Recursos Hídricos Subterrâneos escala 1:100.000; [4]Projeto Especial Mapas de Recursos Minerais, de Solos e de Vegetação para a Área do Programa Grande Carajás – Subprojeto Recursos Minerais; [5]Levantamento geológico visando ao meio meio ambiente; [6]Levantamentos aerogeofísicos; [7]Integração geológico/geoquímica de regiões metropolitanas; [8]Integração geológica/metalogenética na escala 1:1.000.000; [9]Mapeamento Geológico/Metalogenético da Região Amazônica na escala 1:500.000.

Folhas Concluídas

Disponíveis para consulta

NA.20-X-B	Uraricoera[2]
NA.21-V-A	Conceição do Maú[2]
NA.20-X-D	Boa Vista[2]
NA.20-Z-B-	Caracaraí[2]
NB.20-Z-B e NB.21-Z-A	Monte Roraima[2]
NB.20-Z-D	Vila Surumu[2]
NB.21-Y-C	Rio Maú[2]
NA.21-Z-B	Rio Citaré[2]
NA.22-V-B	Rio Oiapoque[2]
NB.22-Y-D	Cabo Orange[2]
NA.22-V-D	Lourenço[2]
NA.22-Y-A	Serra do Tumucumaque[2]
NA.22-Y-B	Rio Araguari[2]
NA.22-Y-D	Macapá[2]
SA.21-X-B	Rio Maicuru[2]
SA.24-Y-A	Parnaíba[2]
SA.24-Y-B	Acarau[2]
SA.24-Y-C	Granja[2]
SA.24-Y-D	Sobral[2]
SA.24-Z-C	Fortaleza[2]
SB.22-X-C	Rio Itacaiúnas[2]
SB.22-X-D	Marabá[2]
SB.22-Z-A	Rio Paraopebas[2]
SB.24-V-A	Piripiri[2]
SB.24-V-B	Quixadá[2]
SB.24-V-C	Crateús[2]
SB.24-V-D	Quixeramobim[2]
SB.24-X-A	Aracati[2]
SB.24-X-C	Morada Nova[2]
SB.24-Y-A	Valença do Piauí[2]
SB.24-Y-B	Iguatu[2]
SB.24-Y-C	Picos[2]
SB.24-Y-D	Juazeiro do Norte[2]
SB.24-Z-A	Souza[2]
SB.24-Z-B	Caicó[2]
SB.24-Z-D	Patos[2]
SB.25-Y-A	Cabedelo[2]
SB.25-Y-C	João Pessoa[2]
SC.20-V-C	Abunã[2]
SC.20-V-D	Ariquemes[2]
SC.20-Y-B	Alto Jamari[2]
SC.20-Y-D	Serra dos Uopianes[2]
SC.20-Z-A	Rondônia[2]
SC.20-Z-B	Rio Branco[2]
SC.20-Z-C	Presidente Médici[2]
SC.20-Z-D	Pimenta Bueno[2]
SC.21-Z-B	Vila Guarita[2]
SC.22-X-D	Miracema do Norte[2]
SC.22-Z-B	Porto Nacional[2]
SC.22-Z-D	Gurupi[2]
SC.23-X-D	São Raimundo Nonato[2]
SC.23-Y-C	Natividade[2]
SC.23-Z-B	Xique-Xique[2]
SC.23-Z-D	Barra[2]
SC.24-V-A	Paulistana[2]
SC.24-V-B	Salgueiro[2]
SC.24-X-A	Floresta[2]
SC.24-X-B	Garanhuns[2]
SC.24-X-C	Paulo Afonso[2]
SC.24-X-D	Santana do Ipanema[2]
SC.24-Y-A	Mirangaba[2]
SC.24-Z-A	Jeremoabo[2]
SC.24-Z-B/D	Aracaju/Estância[2]
SC.24-Z-C	Tobias Barreto[2]
SC.25-V-A	Recife[2]
SC.25-V-C	Maceió[2]
SD.20-V-B	Príncipe da Beira[2]
SD.20-X-A	Pedras Negras[2]
SD.20-X-B	Vilhena[2]
SD.20-X-C	Ilha do Sossego[2]
SD.20-X-D	Pimenteiras[2]
SD.21-Y-C	Mato Grosso[2]
SD.21-Y-D	Barra do Bugres[2]
SD.22-X-A	Araguaçu[2]
SD.22-X-B	Alvorada[2]
SD.22-X-C	São Miguel do Araguaia[2]
SD.22-Y-D	Barra do Garças[2]
SD.22-Z-A	Mozarlândia[2]
SD.23-V-A	Arraias[2]
SD.23-V-C	Campos Belos[2]
SD.23-X-A	Barreiras[2]
SD.23-X-C	Santa Maria da Vitória[2]
SD.23-Y-A	São João d'Aliança[2]
SD.23-Z-A	Manga[2]
SD.23-Z-B	Guanambi[2]
SD.24-V-A	Seabra[2]
SD.24-V-B	Itaberaba[2]
SD.24-V-D	Jequié[2]
SD.24-X-C	Jaguaribe[2]
SD.24-X-A	Salvador[2]
SD.24-Y-B	Ilhéus[2]
SD.24-Z-A	Itacaré[2]
SD.24-Y-C	Rio Pardo[2]
SD.24-Y-D	Itapetinga[2]
SD.24-Z-C	Canavieiras[2]
SE.21-V--D-V	Morraria do Ínsua[1]
SE.21-Y-B-II	Lagoa de Mandioré[1]
SE.21-Y-B-III	Amolar[1]
SE.23-V-A	Unaí[2]
SE.23-V-C	Paracatu[2]
SE.23-V-D	João Pinheiro[2]
SE.23-X-A	Montes Claros[2]
SE.23-X-B	Araçuaí[2]
SE.23-X-C	Pirapora[2]
SE.23-X-D	Capelinha[2]
SE.23-Y-A	Patos de Minas[2]
SE.23-Y-B	Três Marias[2]
SE.23-Y-C	Uberaba[2]
SE.23-Y-D	Bom Despacho[2]
SE.23-Z-A	Curvelo[2]
SE.24-V-C	Teófilo Otoni[2]
SE.24-Y-A	Governador Valadares[2]
SE.24-Y-C	Colatina[2]
SF.21-V-B	Baía Negra[2]
SF.21-X-A	Miranda[2]
SF.23-V-A-II.2	Rio São Lourensinho[7]
SF.23-V-A-III.1	Itanhaem[7]
SF.23-V-A-III.2	Mangagua[7]
SF.23-Y-A-V.4	Campinas[7]
SF.23-Y-A-VI.3	Valinhos[7]
SF.23-Y-C-II.2	Indaiatuba[7]
SF.23-Y-C-II.4	Cabreúva[7]
SF.23-Y-C.III.1	Jundiaí[7]
SF.23-Y-C-III.2	Atibaia[7]
SF.23-Y-C-III.3	Santana do Parnaíba[7]
SF.23-Y-C-III.4	Guarulhos[7]
SF.23-Y-C-V.2	São Roque[7]
SF.23-Y-C-V.4	Juquitiba[7]
SF.23-Y-C.VI.1	Itapecerica da Serra[7]
SF.23-Y-C-VI.2	São Paulo[7]
SF.23-Y-C-VI.3	Imbu-Guaçu[7]
SF.23-Y-C-VI.4	Riacho Grande[7]
SF.23-Y-D-I.1	Piracaia[7]
SF.23-Y-D-I.2	Igaratá[7]
SF.23-Y-D-I.3	Itaquaquecetuba[7]
SF.23-Y-D-I.4	Santa Isabel[7]
SF.23-Y-D-II.3	Jacareí[7]
SF.23-Y-D-IV.1	Suzano (Mauá)[7]
SF.23-Y-D-IV.2	Mogi das Cruzes[7]
SF.23-Y-D-IV.3	Santos[7]
SF.23-Y-D-IV.4	Bertioga[7]
SF.23-Y-D-V.1	Salesópolis[7]
SF.23-Y-D-V.2	Pico do Papagaio[7]
SF.23-V-A	Franca[2]
SF.23-V-B	Furnas[2]
SF.23-V-C	Ribeirão Preto[2]
SF.23-V-D	Varginha[2]
SF.23-X-A	Divinópolis[2]
SF.23-X-B	Ponte Nova[2]
SF.23-X-C	Barbacena[2]
SF.23-X-D	Juiz de Fora[2]
SF.23-Y-A	Campinas[2]
SF.23-Y-B	Guaratinguetá[2]
SF.23-Y-C	São Paulo[2]
SF.23-Y-D	Santos[2]
SG.22-X-A	Telêmaco Borba[2]
SG.22-X-B	Itararé[2]
SG.22-X-C	Ponta Grossa[2]
SG.22-X-D	Curitiba[2]
SG.23-V-C	Cananéia[2]
SG.23-V-A	Iguape[2]
SG.22-Z-D	Florianópolis[2]
SH.21-Z-D	Bagé[2]
SH.21-Z-B	São Gabriel[2]
SH.22-X-B	Criciúma[2]
SH.22-Y-D	Pelotas[2]
SH.22-Z-C	Mostarda[2]
SI.22-V-A	Jaguarão[2]
SI.22-V-B	Rio Grande[2]

Memória Técnica

- Mapas de serviço disponíveis para cópias heliográficas (*)
- Disquetes de computador com análises químicas, petrográficas, mineralógicas etc (*)
- Sistema de informações Geológicas do Brasil – SIGA (**)
- Bases de Dados:

GEOB e GTM	— Bibliografia	SIGEO	— Projetos de Geologia, Geoquímica, Geofísica
META	— Ocorrências Minerais	SISON	— Dados de Sondagem
AFLO	— Descricão de Afloramento	DOTE	— Acervo Bibliográfico da CPRM
PETR	— Análises Petrográficas	PROJ	— Carteira de Projetos da CPRM

Locais de acesso: (*) DNPM: Brasília e Distrito Regional; (**)Brasília e Distritos Regionais e CPRM: Rio de Janeiro

EQUIPES DE PRODUÇÃO

Cartografia Digital

Carlos Alberto da Silva Copolillo
Carlos Alberto Navarro
Carlos Alberto Ramos
Ivan Soares dos Santos
Ivanilde Muniz Caetano
João Carlos de Souza Albuquerque
José Barbosa de Souza
José Carlos Ferreira da Silva
José de Arimatheia dos Santos
José Henrique da Silva
José Pacheco Rabelo
Luiz Cláudio Ferreira
Luiz Guilherme A. Frazão
Marco Antonio de Souza
Maria Luiza Poucinho
Marília Santos Salinas do Rosário
Paulo Henrique M. Menezes
Paulo José da Costa Zilves
Paulo Roberto Machado Bastos
Samuel dos Santos Carvalho
Wilhelm Petter de Freire Bernard
Sueli Mendes Sathler

Editoração

Antonio Lagarde
Edaloir Rizzo
Erika Rosa
Hélio Tomassini Filho
Jean Pierre Souza Cruz
José Luiz Coelho
Marília Asfura Turano
Pedro da Silva
Sandro José Castro

IMPRESSÃO
Gráfica Barbero

CARTA METALOGENÉTICA/PREVISIONAL
FOLHA SÃO FÉLIX DO XINGU - SB.22-Y-B
ESCALA 1:250.000 - CPRM - 1994

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE MINAS E METALURGIA
COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS

PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL
CARTA METALOGENÉTICA / PREVISIONAL - ESCALA 1:250 000 - ANEXO II

CONVENÇÕES METALOGENÉTICAS

ÁREAS MINERALIZADAS / PREVISIONAIS

PROVÁVEL: Área de rocha hospedeira e/ou estrutura favorável com mina, jazida e depósito mineral, além de garimpo, ocorrências, indícios e/ou anomalias geoquímicas/geofísicas.

POSSÍVEL: Área de rocha hospedeira e/ou estrutura favorável com garimpos ocorrências além de indícios e/ou anomalias geoquímicas/geofísicas.

POTENCIAL: Área de rocha hospedeira e/ou estrutura favorável, sem registro direto ou indireto de mineralização.

CARACTERÍSTICAS DAS ÁREAS

ESTANHO

ÁREA I - Corresponde ao batólito da Suíte Intrusiva Velho Guilherme (Granito Antônio Vicente), constituído de granitos, sienogranitos e monzogranitos anorogênicos e pós-cinemáticos, cujo contorno é coincidente com a zona de susceptibilidade radiométrica anômala. Além do mais, no âmbito do corpo estão registradas zonas geoquimicamente anômalas para La, Y, Cu, Pb e indícios de Ag e Ba em sedimentos de corrente, além de zonas anômalas para Sn em concentrado de bateia, havendo amostras com teores superiores a 10.000 ppm de Sn. Em adição a esses dados, existem inúmeros garimpos e ocorrências de cassiterita aluvionar. Fluorita filoniana e molibdenita disseminada são igualmente assinaladas.
A interação de todos esses dados diretos e indiretos, faz com que essa área seja considerada como provável contentora de concentrações minerais relacionadas a rochas graníticas e pegmatíticas, sendo comum a associação de Y e La, com Sn, Mo, Ba e F. Os indícios de Pb, Cu, Ag e Ba são igualmente interessantes pois podem indicar depósitos de Pb relacionados às rochas graníticas.

ÁREA XXVI - Na porção SE da área, representando um batólito granítico da Suíte Velho Guilherme, intrusivo em metavulcânicas máfico-ultramáficas e metassedimentos arqueanos do Grupo Tucumã. Esse batólito, além de poder encerrar mineralizações estaníferas, pode conter igualmente concentrações economicamente interessantes de ouro. Há registro de uma ocorrência de cassiterita aluvionar e um garimpo inativo desse mesmo mineral.

ÁREA XXV - Compreende uma faixa paralela ao Rio Santa Rosa onde foram registrados teores elevados de Sn (1200-1400 ppm) em concentrado de bateia e de Nb (50-70 ppm) em sedimento de corrente. Essa associação Sn-Nb pode indicar depósitos aluvionares de cassiterita e/ou de minerais de Nb, como pirocloro, columbita-tantalita, etc. A área está inserida no âmbito de rochas vulcânicas da Formação Iriri.

Área XXIV - Batólito do Granito Velho Guilherme intrusivo nos metassedimentos, metamáficas e formações ferríferas do Grupo São Félix, sem indícios nem ocorrências minerais registradas, mas susceptível a conter mineralizações estaníferas e/ou outros tipos de minérios ligados às rochas graníticas.

NÍQUEL

Áreas V, XVII e XVIII - Rochas integrantes da Suíte Intrusiva Cateté, são formadas por gabros noríticos e piroxenitos e mais raramente peridotitos e serpentinitos, consistindo de intrusões acamadadas, com porções cumuladas. Na área V e nas áreas XVII e XVIII há occorrências de depósitos de níquel laterítico, formando zonas de minério oxidado, com garnierita e limonita-niquelífera. Na área V (Jacaré e Jacarezinho) o teor médio de Ni da ordem de 1,3%, com reserva de minério estimada em 77 milhões de toneladas. Enquanto que nas áreas XVII e XVIII (Onça e Puma), o teor médio de Ni é superior a 2% para um "cut-off "de 1,5%, configurando uma jazida desse elemento. Além do Ni laterítico a área é potencialmente favorável a conter elementos do grupo da Pt, com sulfetos de Ni e Cu disseminados.

ÁREAS II, III, IV, IX, X, XVI, XIX e XX - Áreas de afloramentos de rochas da Suíte Intrusiva Cateté, sem registro de mineralização niquelífera, mas potencialmente favorável a contê-las a exemplo do ocorrente nas áreas V, XVII e XVIII.

OURO

ÁREA VI - Rochas supracrustais do Grupo São Félix, consistindo de metavulcânicas ácidas, máficas e ultramáficas, além de formações ferríferas bandadas. Vários garimpos de ouro aluvionar são registrados em rios que ocorrem sobre as metavulcânicas. A presença desses garimpos é uma indicação que as rochas metavulcano-sedimentares do Grupo São Félix provavelmente sejam portadoras de ouro, condicionando a caracterização da mencionada área como favorável a conter mineralização aurífera.

ÁREA XXIII - Compreende rochas do Grupo Tucumã, consistindo de metavulcânicas e metassedimentos integrantes de um terreno granito-*greenstone*, em que são registrados vários garimpos de ouro aluvionar. Esse grupo contém rochas metavulcânicas máfico-ultramáficas deformadas em regime de cisalhamento dúctil em sistema direcional (Formação Igarapé Cuca). A deformação aliada ao aporte de fluidos nessas rochas, pode condicionar remobilização e concentração de ouro, tornando-as favoráveis à mineralização.

ÁREAS VII, VIII, XXI e XXII - Envolvem rochas do Grupo São Félix, sem registro de mineralizações auríferas, mas consideradas potencialmente favoráveis a contê-las, a exemplo do ocorrente na área VI .

ÁREAS XI, XII, XIII, XIV e XV - Áreas de afloramento do Grupo Sapucaia. constituídas por metassedimentos clásticos e químicos (BIFs) e subordinadamente metavulcânicas máficas. Embora não se tenha registro de mineralizações, essas rochas são potencialmente favoráveis a conter concentrações de ouro, uma vez que o Grupo Sapucaia corresponde à porção cisalhada, em regime compressivo oblíquo, das rochas que constituem um terreno granito-*greenstone* (Grupo Tucumã), este comprovadamente portador de concentrações de ouro.

ÁREA XXVIII - Contém rochas supracrustais integrantes de uma seqüência vulcano-sedimentar do Arqueano Superior, metamorfizadas na fácies xisto verde, essencialmente constituídas por metapsamitos e metabasitos com BIFs associadas. Atualmente apenas um garimpo de ouro (nº 9) aluvionar relacionado a essa unidade, está registrado. Todavia, a área é potencialmente favorável a conter mineralizações auríferas.

ÁREA XXIX - Corresponde às rochas supracrustais do Grupo Aquiri, constituído por metavulcânicas ácidas-intermediárias, actinolita-xisto, quartzitos, filitos, BIFs e quartzo-arenitos metamorfizados até a fácies xisto verde com ocorrências de hematita relacionadas às BIFs e de garimpos de ouro aluvionar. Não obstante os garimpos de ouro ocorrem fora dos limites da folha trabalhada, esta área está sendo considerada materialmente favorável a conter concentrações desse metal.

FERRO

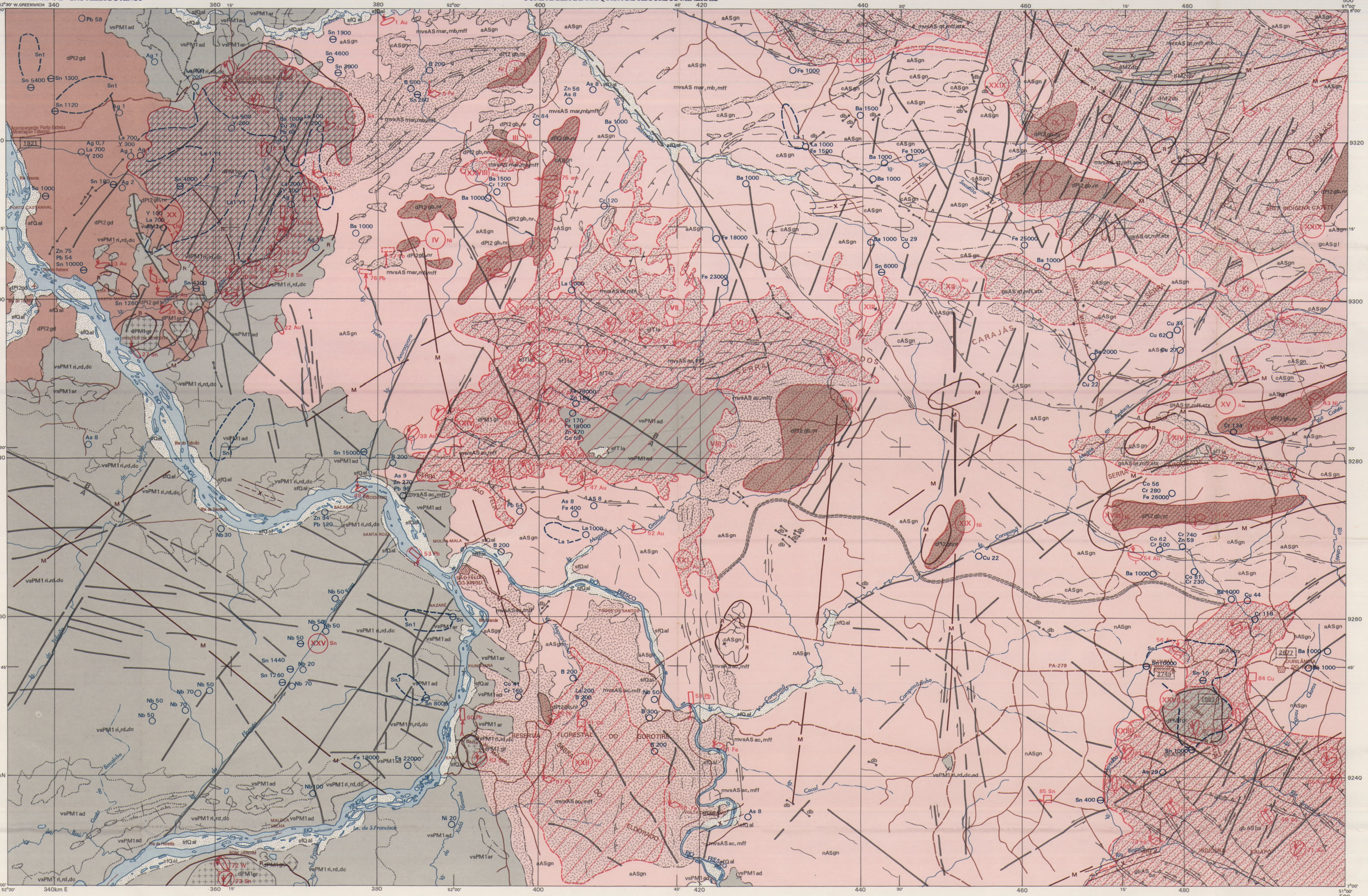
ÁREA XXVII - Nesta área são assinalados depósitos de Fe (nº 32 e 37) originados por sedimentação química, responsável pela geração das formações ferríferas. Essas BIFs posteriormente foram deformadas e lateritizadas originando concentrações supergênicas de minerais de Fe. As reservas medidas de hematita na Serra São Félix são de 78.000.000t com 66,08% de Fe. Por esse motivo, a área é aqui considerada altamente favorável a conter Fe em quantidade economicamente interessante.

LISTAGEM DE RECURSOS MINERAIS

NºDE REF	SUBSTÂNCIA MINERAL	"STATUS" DA MINERALIZAÇÃO	TOPONÍMIA	MORFOLOGIA	ROCHA ENCAIXANTE E/OU HOSP. ASSOCIADA	DADOS ECONÔMICOS
01	Ouro	Ocorrência	Ig. S. José	Lenticular	Sedimento Aluvionar	
02	Estanho	Mina a céu aberto	Ig. S. Raimundo	Lenticular	Sedimento Aluvionar	
03	Estanho	Mina a céu aberto	Ig. do Pium	Lenticular	Sedimento Aluvionar	
04	Estanho	Mina a céu aberto	Ramal da Taboca	Lenticular	Sedimento Aluvionar	
05	Estanho	Mina a céu aberto	Ig. S. Raimundo	Lenticular	Sedimento Aluvionar	
06	Ferro	Ocorrência	Sa. da Virgínia	Estratiforme	BIF	
07	Estanho	Ocorrência	Afl. do Ig.S.José	Lenticular	Sedimento Aluvionar	
08	Estanho	Mina a céu aberto	Ig. do Pium	Lenticular	Sedimento Aluvionar	
09	Ouro	Garimpo	Garimpo do Ditão	Lenticular	Sedimento Aluvionar	
10	Ferro	Ocorrência	Bacia do Ig. Mel	Estratiforme	BIF	
11	Ferro	Ocorrência	Bacia do Ig. Raul	Estratiforme	BIF	
12	Ferro	Ocorrência	Ramal da Taboca	Estratiforme	BIF	
13	Estanho, Ouro,Molib.	Ocorrência	Ramal da Taboca	Lent(Sn,Au) Irreg. (Mo)	Sed. Aluv./Granito	RG:77.10^6t
14	Níquel	Depósito	Jacaré/Jacarezinho	Estratiforme	Rochas Máfico-Ultramáficas	Tm: >1,3% de Ni
15	Flúor,Estanho	Ocorrência	Ramal da Taboca	Filoniana/Lent.	Granito/Sed. Aluvionar	
16	Estanho	Mina a céu aberto	Ramal da Taboca	Lenticular	Sedimento Aluvionar	
17	Estanho	Mina a céu aberto	Ig. Antonio Vicente	Lenticular	Sedimento Aluvionar	RM:6.000.000m^3 SnO_2
18	Estanho	Mina a céu aberto	Ig. Antonio Vicente	Lenticular	Sedimento Aluvionar	RI: 130.000m^3 SnO_2
19	Estanho	Ocorrência	Ig. Antonio Vicente	Lenticular	Sedimento Aluvionar	Tm:0,58Kg Sn/m^3
20	Estanho	Mina a céu aberto	Ig. Antonio Vicente	Lenticular	Sedimento Aluvionar	
21	Estanho	Mina a céu aberto	Ig. Antonio Vicente	Lenticular	Sedimento Aluvionar	
22	Ouro	Ocorrência	Afl. do Ig.Ant. Vicente	Lenticular	Sedimento Aluvionar	
23	Ouro	Ocorrência	Afl. do Rio Xingu	Lenticular	Sedimento Aluvionar	
24	Ouro	Ocorrência	Ig. Ant. Vicente	Lenticular	Sedimento Aluvionar	
25	Ouro	Ocorrência	Ig. Ant. Vicente	Lenticular	Sedimento Aluvionar	
26	Estanho	Ocorrência	Ig. Ant. Vicente	Lenticular	Sedimento Aluvionar	
27	Estanho	Ocorrência	Margem do R. Xingu	Lenticular	Sedimento Aluvionar	
28	Ouro	Garimpo	Ramal do Tancredo	Lenticular	Sedimento Aluvionar	
29	Ouro	Garimpo	Serra dos Carajás	Lenticular	Sedimento Aluvionar	
30	Ouro	Garimpo	Serra dos Carajás	Lenticular	Sedimento Aluvionar	
31	Ouro	Garimpo	Ramal Tancredo Neves	Lenticular	Sedimento Aluvionar	RM:78.10^6tTm:66,08%
32	Ferro	Jazida	Sa. de S.Félix do Xingu	Estratiforme	BIF	RI:66.10^6t Tm:62,32%
33	Ferro	Ocorrência	Afl. do Ig. S.José	Estratiforme	BIF	RI:225.10^6tTm:62,82%
34	Ferro	Ocorrência	Afl . do Ig. S. José	Estratiforme	BIF	
35	Ferro	Ocorrência	Sa. dos Carajás	Estratiforme	BIF	
36	Ouro	Garimpo	Garimpo do Nestor	Lenticular	Sedimento Aluvionar	
37	Ferro	Ocorrência	Ig. Araraquara	Estratiforme	BIF	
38	Ouro	Garimpo	Faz. Cachoeira	Lenticular	Sedimento Aluvionar	
39	Ouro	Garimpo	Bacia do Ig.Araraquara	Lenticular	Sedimento Aluvionar	
40	Ouro	Garimpo	Ig. Araraquara	Lenticular	Sedimento Aluvionar	
41	Ouro	Garimpo	Ig. Araraquara	Lenticular	Sedimento Aluvionar	
42	Ouro	Garimpo	Garimpo da Pista Nova	Lenticular	Sedimento Aluvionar	RM:5,4.10^6t
43	Níquel	Depósito	Puma	Estratiforme	Rochas Máfico-Ultramáficas	RI:6,9.10^6tTm:2,45%
44	Ouro	Garimpo	Ramal Tancredo Neves	Lenticular	Sedimento Aluvionar	Ri:12,4.10^6t
45	Ouro	Garimpo	Garimpo do Natal	Lenticular	Sedimento Aluvionar	
46	Ouro	Garimpo	Garimpo da Viúva	Lenticular	Sedimento Aluvionar	
47	Ouro	Garimpo	Garimpo da Viúva	Lenticular	Sedimento Aluvionar	
48	Ferro	Ocorrência	Faz. Cruzeiro	Estratiforme	BIF	
49	Ferro	Ocorrência	Rio Xingu	Estratiforme	BIF	
50	Ferro	Ocorrência	Ramal do Jipe	Estratiforme	BIF	RM:14,03.10^6t
51	Níquel	Depósito	Onça	Estratiforme	Rocha Máfico-Ultramáfica	RI: 2,14.10^6Tm:2,26%
52	Ouro	Ocorrência	Ig. Maguari Grande	Lenticular	Sedimento aluvionar	Ri: 2,96.10^6t
53	Chumbo, Cobre, Zinco, Prata	Garimpo	Rio Xingu (três ilhotas)	Filoniana	Veio de Quartzo intrusivos na Formação Sobreiro	
54	Ouro	Garimpo	Ramal da Morada do Sol	Lenticular	Veio de Quartzo intrusivos na Formação Sobreiro	
55	Ouro	Garimpo	Garimpo Castanheira	Filoniana	Veio de Quartzo	
56	Ouro	Garimpo	Garimpo do Japonês	Lenticular	Veio de Quartzo	
57	Estanho	Garimpo	Ramal P1	Lenticular	Veio de Quartzo	
58	Estanho	Garimpo	Granito V. Guilherme	Lenticular	Veio de Quartzo	
59	Chumbo	Ocorrência	Rio Fresco	Filoniano	Veio de Quartzo	
60	Chumbo	Ocorrência	Rio Xingu	Filoniano	Veio de Quartzo	
61	Ferro	Ocorrência	Margem do R. Fresco	Estratiforme	BIF	
62	Estanho	Mina a céu aberto	Mocambo	Lenticular	Sedimento Aluvionar	RM:39.10^6m^3; RI: 5,4.10^6m^3Ri:0,7.10^6m^3; Tm: 0,6kg Sn/m^3
63	Ouro	Garimpo	Garimpo Grota Rica	Lenticular	Rocha Máfico-Ultramáfica	Teor: 0,259g/m^3 - Prod. 6,87/kg/m^3
64	Ouro	Garimpo	Garimpo do Cabano	Lenticular	Sedimento Aluvionar	
65	Ouro	Garimpo	Ig. do Índio	Lenticular	Sedimento Aluvionar	
66	Ouro	Garimpo	Garimpo Serrinha/ Manelão	Lenticular	Metassedimento Cisalhado	Teor:1,1g/m^3- Prod. 53,78kg/m^3
67	Ferro	Ocorrência	Ramal Faz. Primavera	Estratiforme	BIF	
68	Ferro	Ocorrência	Rio Fresco	Estratiforme	BIF	
69	Ouro	Garimpo	Rio Branco	Lenticular	Sedimento Aluvionar	
70	Ouro	Garimpo	Garimpo do Cuca	Lenticular	Sedimento Aluvionar	Teor: 0,273g/m^3 Prod: 86,08kg/mês
71	Ouro	Garimpo	Garimpo do Mutum	Lenticular	Sedimento Aluvionar	
72	Tungstênio	Garimpo	Sa. do Bom Jardim	Lenticular	Sedimento Aluvionar	RM: 800.10^3m^3 SnO_2; Tm: 0,9WO_3/m^3
73	Estanho*	Mina a céu aberto	Sa. do Bom Jardim	Lenticular	Sedimento Aluvionar	RM: 14.10^6m^3 SnO_2;
74	Ferro	Ocorrência	Ramal do Cuca	Lenticular	BIF	Tm: 0,8kg Sn/m^3
75	Amianto	Ocorrência	Jacaré/Jacarezinho	Lenticular	Serpentinito	
76	Chumbo	Ocorrência	A. Curso do Ig.Ant.Vic.	Filoniano	Veio de Quartzo	
77	Chumbo	Ocorrência	A. Curso do Ig.Ant.Vic.	Filoniano	Veio de Quartzo	
78	Níquel	Ocorrência	Bacia do Ig. Araraquara	Estratiforme	Rocha Máfico-Ultramáfica	
79	Amianto	Ocorrência	Bacia do Ig. Araraquara	Lenticular	Serpentinito	
80	Níquel	Ocorrência	Serra do Eldorado	Estratiforme	Rocha Máfico-Ultramáfica	
81	Cobre	Ocorrência	Serra do Eldorado	Irregular	Metavulcânica Máfica	
82	Ouro	Garimpo	Serra dos Carajás	Lenticular	Sedimento Aluvionar	
83	Estanho	Garimpo	Serra dos Carajás	Lenticular	Sedimento Aluvionar	
84	Cobre	Ocorrência	Ramal P1	Irregular	Granodiorito	
85	Estanho	Ocorrência	Ramal P3	Irregular	Granodiorito	

RM: Reserva Medida RI: Reserva Indicada Ri: Reserva Inferida RG: Reserva Geológica Estimada Tm: Teor médio

FOLHA SB.22-Y-B - SÃO FÉLIX DO XINGU



BASE TECTONO-GEOLÓGICA

DIVISÃO ESTRATIGRÁFICA

Q	Quaternário
T	Terciário
Mz	Mesozóico Indiviso
PM1	Proterozóico Médio, Parte Inferior
PI2	Proterozóico Inferior, Parte Superior
As	Arqueano Superior

(1.8; 65; 1500; 1900; 2600; 3100)

Intervalo de tectonismo magmatismo, erosão.

DIVISÃO TECTONO-GEOLÓGICA

(indicada à esquerda da idade estratigráfica)

sf	Cobertura superimposta final.
vb	Vulcanismo básico (diques e soleiras).
vs	Cobertura vulcano-sedimentar não dobrada.
d	Plutonismo de regime distensivo.
c	Plutonismo de regime compresivo.
mvs	Cinturão metamórfico vulcano-sedimentar.
gb/gs	Seqüência metavulcano-sedimentar do tipo "greenstone-belt" (gb) ou similar (gs).
n/a	Núcleo (n) ou área (a) de crosta antiga e/ou retrabalhada tectonicamente ou não.
gc	Cinturão granulítico-charnockítico.

EVENTOS TECTONO-TERMAIS / MAGMÁTICOS

IDADES RADIOMÉTRICAS — Isocrônica Rb/Sr 1653 — Rejuvenescimento Rb/Sr 2749

ASSOCIAÇÕES DE LITÓTIPOS

ROCHAS SEDIMENTARES

ar, ac, al	Quartzo-arenitos; arcósio; aluvião.
la	Coberturas lateríticas.

ROCHAS EFUSIVAS E PIROCLÁSTICAS CORRESPONDENTES

ri, rd, dc	Ácidas: riólito; riodacito; dacitos e tufos associados.
ad	Intermediárias: andesito.

ROCHAS ÍGNEAS

gd	Ácidas: granodiorito.
gb, nr, db	Básicas: gabro; norito; diabásio.
gr	Granito anorogênico e pós-cinemático.
db	Pequenas intrusões básicas: diabásios.

ROCHAS METAMÓRFICAS

mar, mgv, qt	Metarenito; matagrauvacas; quartzito.
mff	Formações ferríferas metamorfisadas.
mv	Metavulcânicas.
atx	Actinolitaxisto.
mb, mub	Metabásicas; metaultrabásicas.
ac	Seqüência metavulcano-sedimentar com predominância de emissões ácidas e intermediárias.
bs	Seqüência metavulcano-sedimentar com predominância de emissões básicas.
gn	Granitóides.
gl	Rochas granulíticas.

Contato concordante, limite de lentes e corpos intrusivos.
Limite de fácies litológicas e/ou petrográficas.
Discordância.
Falha transcorrente rúptil com cinemática indicada.
Falha normal com indicação do bloco alto (A) e do bloco baixo (B).
Falha indiscriminada e fraturas diversas.
Zona de cisalhamento contracional com cinemática indicada.
Zona de cisalhamento discreta transcorrente dextral
Zona de cisalhamento transcorrente com cinemática indicada.
Zonas de milonitização. Limite entre o terreno granito - "greenstone" do sul do Pará e o Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas.
Zona de cisalhamento contracional
Lineamentos representando foliação milonítica
Atitude de estratificação indicada.
Atitutde de foliação indicada.
Atitude de foliação vertical.

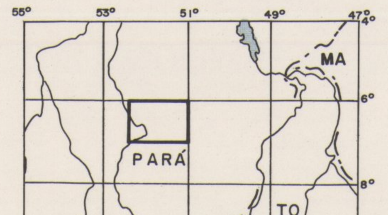
CIDADE
Outras localidades
Estrada sem pavimentação, tráfego permanente
Estrada sem pavimentação, tráfego periódico
Áreas especiais
Campo de pouso
Curso de água permanente
Curso de água periódico
Lago permanente
Lago periódico

ARTICULAÇÃO DA FOLHA

RIO PARDO SB.22-V-C	BARRA DO BACAJÁ SB.22-V-D	SERRA PELADA SB.22-X-C
IGARAPÉ TRIUNFO SB.22-Y-A	SÃO FÉLIX DO XINGÚ SB.22-Y-B	SERRA DOS CARAJÁS SB.22-Z-A
RIO IRIRI SB.22-Y-C	RIO FRESCO SB.22-Y-D	XINGUARA SB.22-Z-C

(54°00' 52°30' 51°00' 49°30'; 5°00' 6°00' 7°00' 8°00')

LOCALIZAÇÃO DA FOLHA



CARACTERES DOS JAZIMENTOS

SUBSTÂNCIAS MINERAIS

Au, Ag, As - ouro, prata, arsênio
Cr - cromo
Cu - cobre
F - flúor
Fe - ferro
La, Nb - lantânio, nióbio
Mo - molibdênio
Ni - níquel
Pb, Zn - chumbo, Zinco
Sn - estanho
w - tungstênio
am - amianto

ASSOCIAÇÃO MINERALÓGICA (mineral-minério sublinhado)

Ni (14, 43) : garnierita, clorita, limonita niquelífera
Pb (53) : galena, calcopirita, malaquita, esfalerita, prata
Sn (13) cassiterita, molibdenita, ouro
Cu (84) : crisocola, feldspato, clorita, mica

QUIMISMO

Au, Sn, Fe, W : metal nativo, óxido ou hidróxido
Mo, Pb : sulfeto
F : fluoreto
Ni, am : silicato

CLASSE DOS JAZIMENTOS

detríticos em pláceres
de alteração superficial
sedimentares e/ou associados a seqüências sedimentares
vulcanogênicos e/ou associados a seqüências vulcano-sedimentares
ligados a rochas básico-ultrabásicas
ligados a rochas alcalinas, carbonatitos e kimberlitos
associados a rochas granitóides
ligados a pegmatitos
filonianos-hidrotermais
metamórfico-metassomaticos

MORFOLOGIA (orientada na direção dos corpos).
estratiforme; filoniana; lenticular; irregular (amas); colunar, *pipe*, chaminé; indeterminada ou não conhecida; filoniana (sem orientação)
O símbolo morfológico, quando tracejado, representa jazimento subaflorante.

INDÍCIOS INDIRETOS DE MINERALIZAÇÕES

INDÍCIOS GEOQUÍMICOS

Zonas estatisticamente anômalas ou com significância geoquímica.
La1 Y1 — em sedimento de corrente para lantânio e ítrio (1ª ordem).
Sn1 — em concentrado de bateia para cassiterita (1ª ordem).
Estações Anômalas
Valores (em ppm, em % e em mg).
Ag 1 — em sedimento de corrente com indicação do elemento e do valor.
Sn 4000 — em sedimento de bateia com indicação do elemento e do valor.

INDÍCIOS GEOFÍSICOS

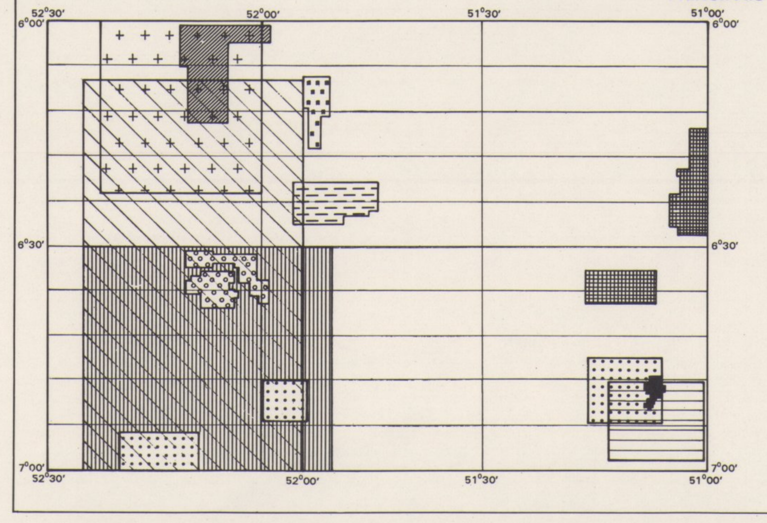
Corpos magnéticos tabulares não limitados.
Contorno de zona de susceptibilidade magnética (M) anômala.
Contorno de zona radiométrica (R) anômala.
Alinhamentos magnéticos associados a falhas ou fraturas.

DADOS ECONÔMICOS

TAMANHO: pequeno; médio; grande
SITUAÇÃO ATUAL (STATUS): mina; jazida; depósito; garimpo; ativo; inativo; intermitente

Substância	Pequeno	Médio	Grande	Unidade
Ouro		< 10	100 >	t
Níquel		< 25 x 10^3	250 x 10^3 >	t
Ferro		< 50 x 16^6	500 x 10^6 >	t
Estanho		< 5 x 10^3	50 x 10^3 >	t

PRINCIPAIS FONTES DE INFORMAÇÕES



Projeto RADAMBRASIL. Folha SB.22 - Araguaia e parte da Folha SC.22 - Tocantins; geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra.1974.

PINHEIRO, M. M. & JORGE JOÃO, X. da S. - Relatório da 2ª. Etapa do Projeto Cobre-Pará; Relatório Preliminar. 1970.

MENEZES FILHO, N. R. - Projeto Cobre-Pará; Relatório Final dos Trabalhos de Campo, Prospecção Geoquímica e Mapeamento Geológico de Detalhe. 1970.

SÁ, C. A. S. de - Esboço da Geologia da Área do Granito Antonio Vicente, São Félix do Xingú (PA). 1985.

VILAS BOAS, J. M.; QUARESMA, J. B.; JORGE JOÃO, X. da S. - Projeto Prospecção de Carvão Energético nas Áreas de Ocorrência da Formação Rio Fresco. Relatório de Progresso I - CPRM/DNPM. 1980.

ABREU, F. de A. M. de & RAMOS C. R.- Mapa de Previsão da Província Estanífera do Sul do Pará. 1973.

Relatório Final de Pesquisa DNPM nº 807.390/74, 807.391/74, 807.394/74. Rio Doce Geologia e Mineração.

Relatório Final de Pesquisa. Alvará de Pesquisa nº 5.880/77, 5.881/77, 5.882/77, 5.916/77. Mineração Serra do Sul Ltda.

Relatório Final de Pesquisa. Mineração Serra do Oeste Ltda. Alvará de Pesquisa nº 1166.1978.

RESENDE, M. P. de & BARBOSA A. L. de M. - Relatório de Pesquisa de Minério de Ferro, Distrito Ferrífero da Serra dos Carajás - Estado do Pará. 1972.

Projeto São Felix do Xingú. Relatório Final de Pesquisa. Alvará de Pesquisa nº 653/76 e 011/77. 1977.

Relatório Final de Pesquisa do Alto Rio Branco (Granito Velho Guilherme). Alvará de Pesquisa nº 735 e 736. 1973.

Base planimétrica digitalizada pelo Centro de Cartografia-CECAR a partir da folha SB.22-Y-B São Félix do Xingu, escala 1:250.000, 1ª edição, 1ª impressão, IBGE, 1985.
Dados temáticos e atualização da base planimétrica , foram transferidos pelos técnicos da SUREG/BE, responsáveis pelos trabalhos de campo, visualmente, a partir da interpretação de aerofotos e imagens de satélite.
Compilação e orientação na SUREG/BE: Armínio G. Vale.
Tratamento cartográfico dos elementos da base e do tema sob a responsabilidade do Centro de Cartografia - CECAR/ Superintendência de Apoio e Desenvolvimento Tecnológico - SUDETE.
Superintendente da SUDETE: Giuseppina Giaquinto de Araújo.
Chefe do CECAR: Manoel Leite de Sá.
Supervisão da digitalização: Paulo Roberto Macedo Bastos.
Editoração cartográfica: Marília Gomes dos Santos, Wilhelm Petter de Freire Bernard, Carlos Alberto da S. Copolillo e Maria Luiza Poucinho.
Revisão do tema na SUDETE/NUTEC: Antonio Lagarde

O Programa Grande Carajás - PGC, vem sendo executado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM, para o Departamento Nacional da Produção Mineral - DNPM, desde o ano de 1983.
Coordenador nacional do PLGB: Inácio de Medeiros Delgado.
Coordenador nacional do PGC: Orlando José Barros de Araújo.
Coordenador da Superintendência Regional de Belém : Paulo Augusto da Costa Marinho.
Coordenador geral de Metalogenia: Inácio de Medeiros Delgado.
Técnicos responsáveis por esta Folha:
Metalogenia: Maria Telma Lins Faraco.
Geoquímica: Eric dos Santos Araújo.
Geofísica: João Batista Freitas de Andrade e Rui Célio Martins.
Para a realização deste tema foi utilizado, como base, o mapa geológico da Folha São Félix do Xingu.

ESCALA 1:250.000
5 0 5 10 15 20km
PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANSVERSA DE MERCATOR

Origem da quilometragem UTM: Equador e Meridiano Central 51°W.Gr., acrescida as constantes: 10 000 e 500km, respectivamente
Datum horizontal: SAD-69 - MG
Declinação magnética do centro da folha em 1994: 16°46'W.,cresce 7' anualmente.

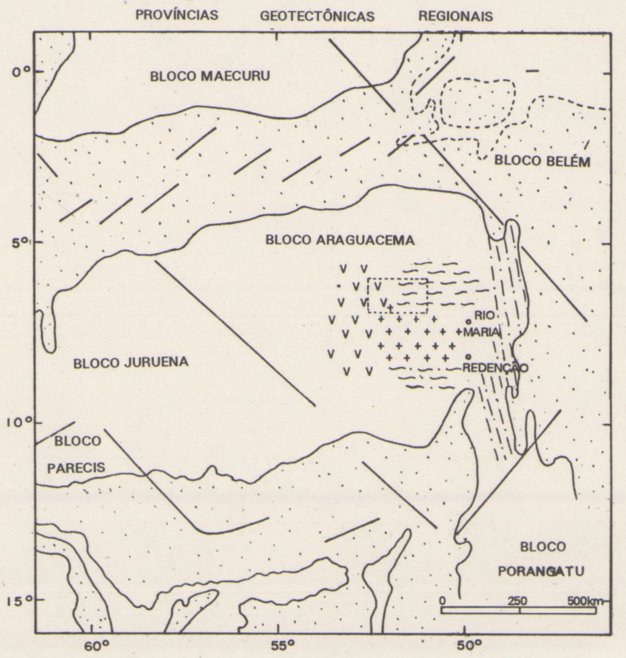
CPRM
1994

CARTA GEOLÓGICA
FOLHA SÃO FÉLIX DO XINGU - SB.22-Y-B
ESCALA 1:250.000 - CPRM - 1994

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE MINAS E METALURGIA
COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS

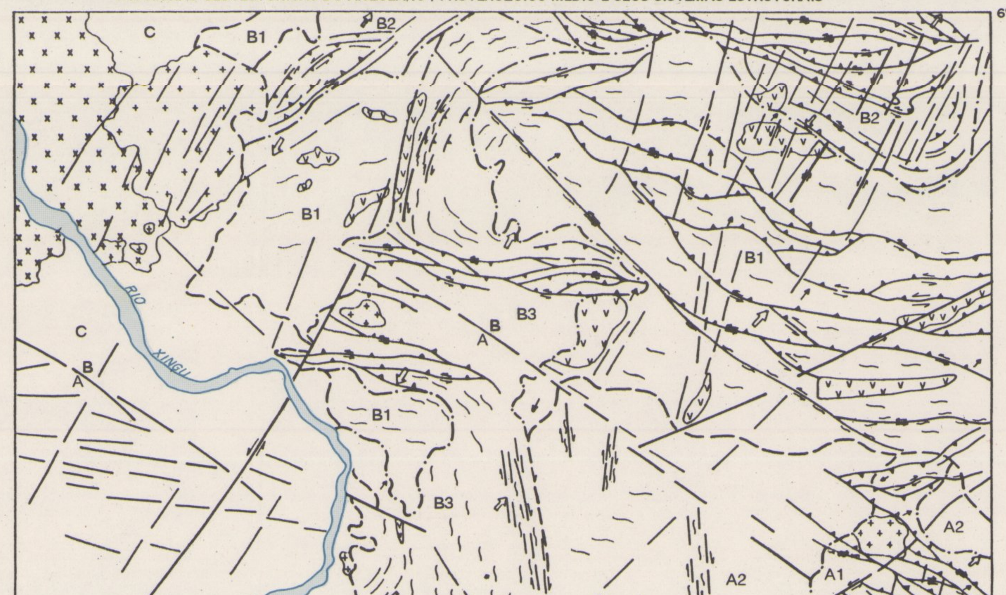
PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL
CARTA GEOLÓGICA - ESCALA 1:250 000 - ANEXO I

PROVÍNCIAS GEOTECTÔNICAS REGIONAIS



Localização da folha São Félix do Xingu.
Coberturas Fanerozóicas.
Bacia do Médio Xingu.
Cinturão de Cisalhamento Araguaia.
Cinturão de Cisalhamento Redenção.
Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas.
Terreno Granito "Greenstone" do Sul do Pará.
Descontinuidades Crustais.

PROVÍNCIAS GEOTECTÔNICAS DO ARQUEANO / PROTEROZÓICO MÉDIO E SEUS SISTEMAS ESTRUTURAIS

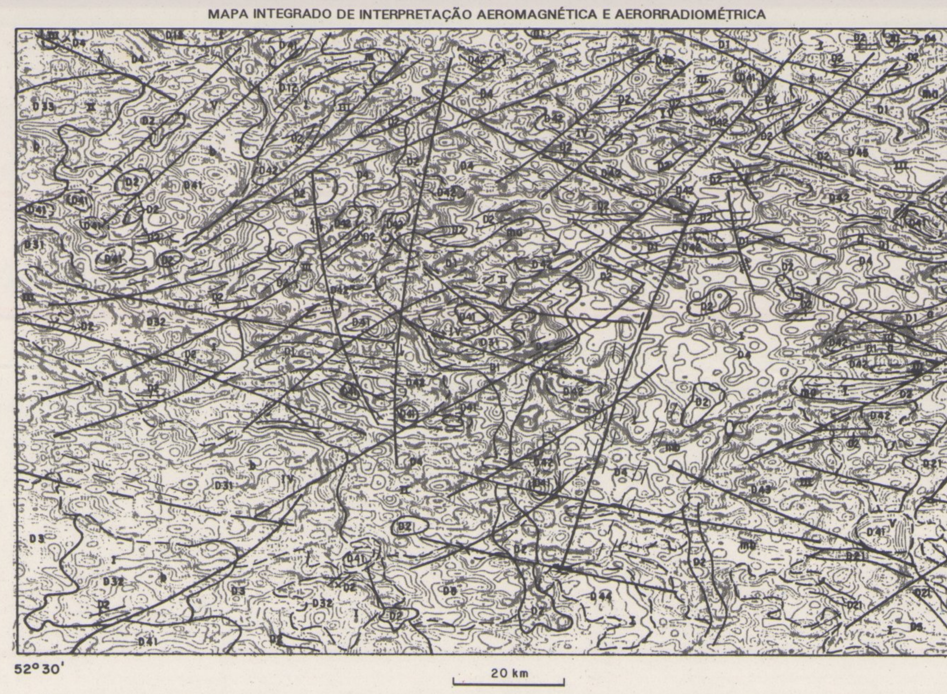


A - Terreno Granito - "Greenstone" do Sul do Pará (Regime Direcional)
A1 - Hemiflores positivas
A2 - Granitoídes intrusivos
B - Cinturão de cisalhamento Itacaiúnas (Regime Compressivo Oblíquo)
B1 - Domínio Imbricado
Domínio Transcorrente:
B2 - Sistema transcorrente Anaporã
B3 - Sistema Transcorrente Araraquara
C - Bacia do Médio Xingu
Obs.: A, B e C representam a ordem de instalação das províncias geotectônicas

Intrusões Proterozóicas
Composição Alcalina
Composição Calcio-Alcalina
Composição Básico-Ultrabásica

Limite entre as Províncias.
Limite entre Sistemas.
Fraturas indiscriminadas.
Falha normal rúptil.
Falha transcorrente rúptil sinistral.
Falha transcorrente rúptil dextral.
Zona de cisalhamento dúctil com cavalgamento oblíquo sinistral.
Zona de cisalhamento dúctil com cavalgamento oblíquo dextral.
Zona de cisalhamento dúctil direcional dextral discreta.
Zona de cisalhamento dúctil transcorrente sinistral.
Zona de cisalhamento dúctil transcorrente dextral.
Lineamento definido por traços da foliação milonítica.
Lineação de estiramento.
Sentido do transporte de massas rochosas nos diferentes sistemas estruturais.

MAPA INTEGRADO DE INTERPRETAÇÃO AEROMAGNÉTICA E AERORRADIOMÉTRICA



FEIÇÕES LINEARES
Fraturas, falhas, cisalhamentos.
Lineamento ou alinhamento magnético.
Eixo de anomalia

FEIÇÕES PLANARES
Limite entre domínios magnéticos.
Contorno radiométrico.

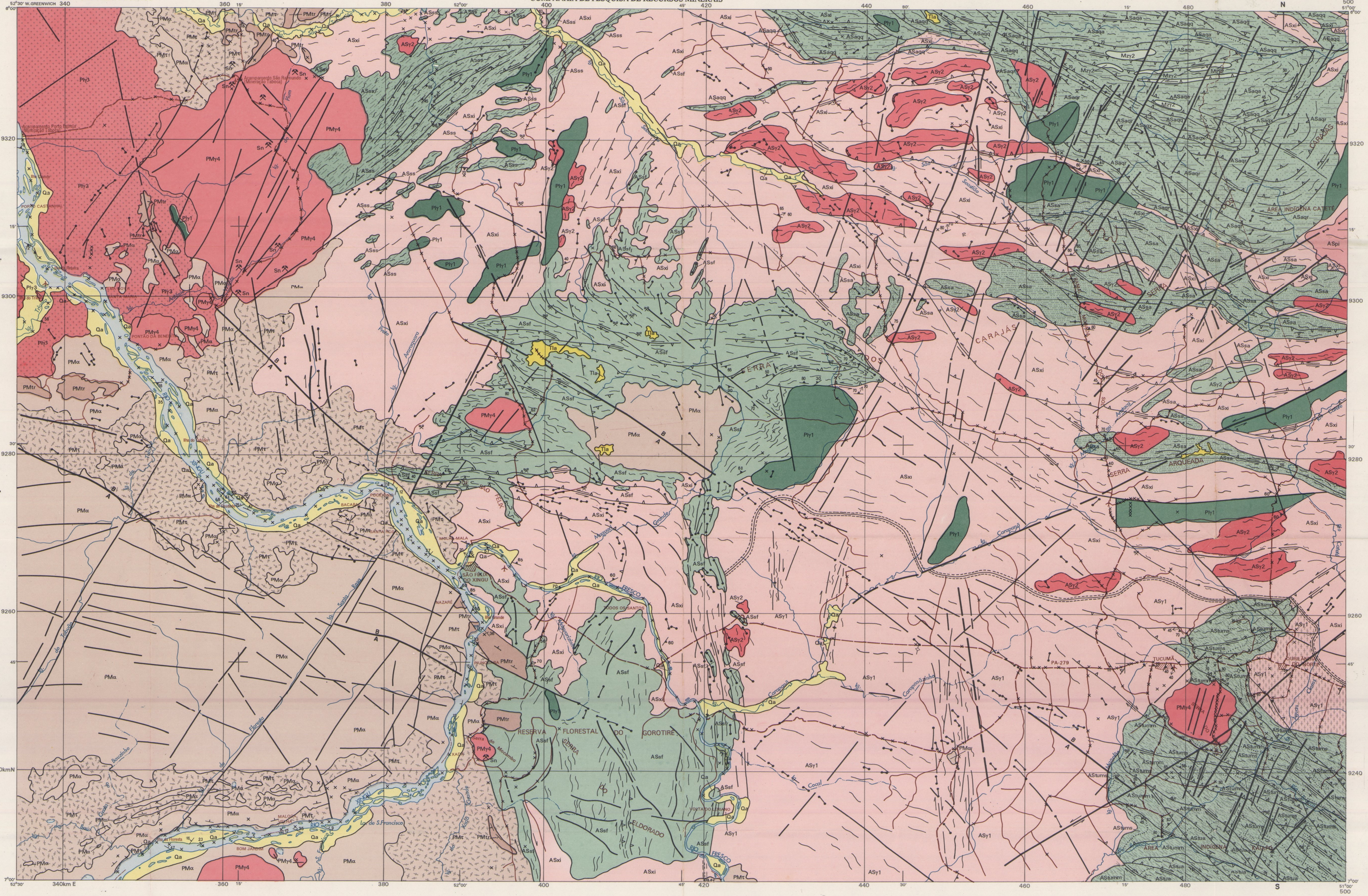
INTENSIDADES MAGNÉTICAS
mb - muito baixa <150nt
b - baixa 150 - 500nt
m - média 500 - 1000nt
a - alta 1000 - 1500nt
ma - muito alta >1500nt

NÍVEIS RADIOMÉTRICOS
I <850cps
II 850-1000cps
III 1000 - 1200cps
IV 1200 - 1400cps
V > 1400cps

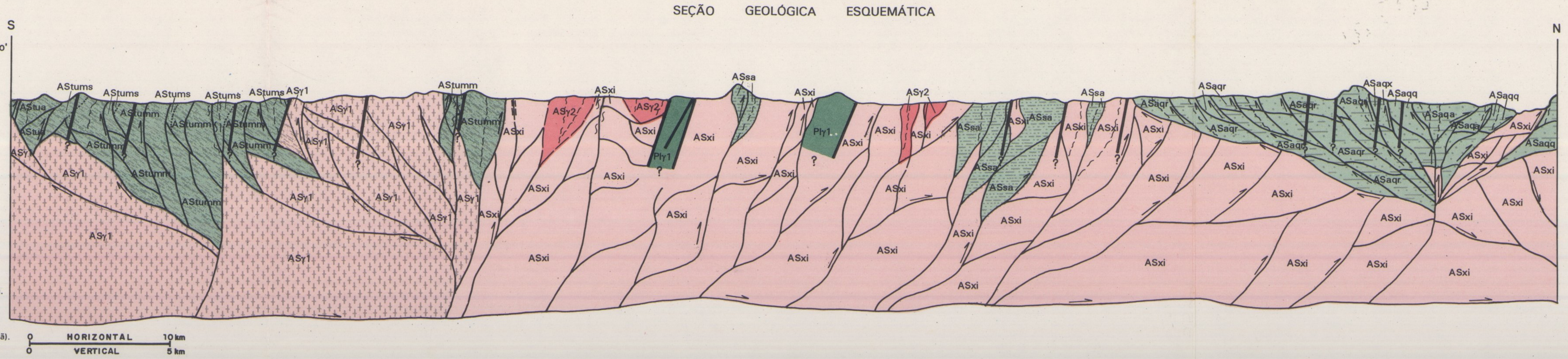
CORRELAÇÃO GEOFÍSICA / GEOLÓGICA

D1 - Metamáficas, metaultramáficas e formações ferríferas (Grupos São Félix e Sapucaia).
D12 - Metamáficas e formações ferríferas (Grupo São Sebastião).
D2 - Suíte Cateté e Diabásio Cururu.
D21 - Xistos máficos (Grupo Tucumã).
D3 - Grupo Uatumã
D31 - Vulcânicas Ácidas (Formação Iriri).
D32 - Vulcânicas Intermediárias (Fm. Sobreiro).
D33 - Granito Parauari.
D4 - Complexo Xingú e Granodiorito Rio Maria.
D41 - Suíte Intrusiva Velho Guilherme.
D42 - Granito Plaquê.
D43 - Porção mais potássica do Granodiorito Rio Maria.
D44 - Porção mais sódica do Granodiorito Rio Maria.
D45 - Metavulcânicas máficas do Grupo Aquiri.
D46 - Complexo Pium.
D5 - Metassedimentos (Grs. São Félix e Tucumã).

FOLHA SB.22-Y-B - SÃO FÉLIX DO XINGU



SEÇÃO GEOLÓGICA ESQUEMÁTICA

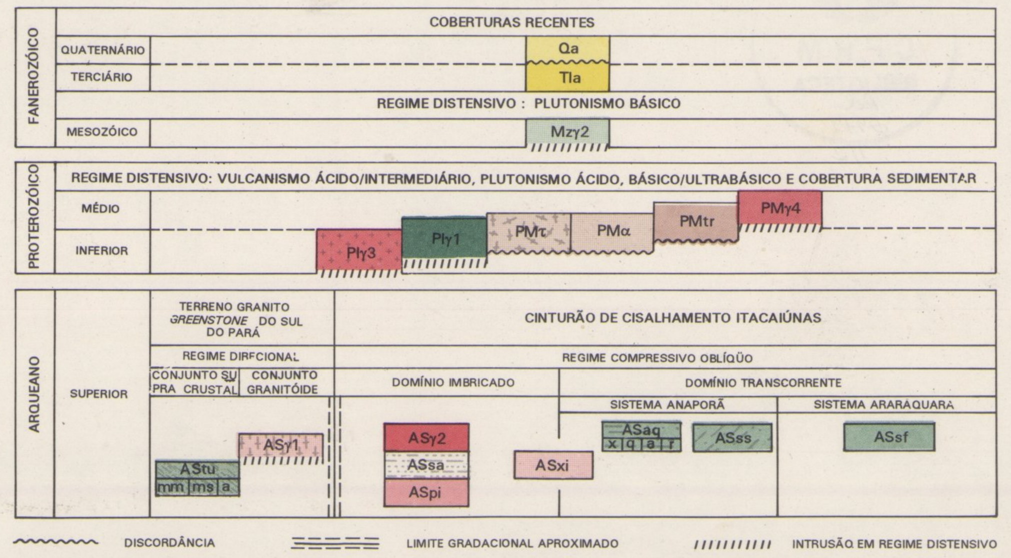


ARTICULAÇÃO DA FOLHA

LOCALIZAÇÃO DA FOLHA

Base planimétrica digitalizada pelo Centro de Cartografia-CECAR a partir da folha SB.22-Y-B São Félix do Xingu, escala 1:250.000, 1ª edição, 1ª impressão, IBGE, 1985.
Dados temáticos e atualização da base planimétrica, foram transferidos pelos técnicos da SUREG/BE, responsáveis pelos trabalhos de campo, visualmente, a partir da interpretação de aerofotos e imagens de satélite.
Compilação e orientação na SUREG/BE: Armínio G. Vale.
Tratamento cartográfico dos elementos da base e do tema sob a responsabilidade do Centro de Cartografia - CECAR/ Superintendência de Apoio e Desenvolvimento Tecnológico - SUDETE.
Superintendente da SUDETE: Giuseppina Giaquinto de Araújo.
Chefe do CECAR: Manoel Leite de Sá.
Supervisão da digitalização: Paulo Roberto Macedo Bastos.
Editoração cartográfica: Marília Gomes dos Santos, Wilhelm Petter de Freire Bernard, Carlos Alberto da S. Copolillo e Maria Luiza Poucinho.
Revisão do tema na SUDETE/NUTEC: Antonio Lagarde

O Programa Grande Carajás - PGC, vem sendo executado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM, para o Departamento Nacional da Produção Mineral - DNPM, desde o ano de 1983.
Esta folha do PGC foi executada pela Superintendência Regional de Belém, tendo sido concluída em fevereiro de 1992.
Coordenador nacional do PLGB: Inácio de Medeiros Delgado.
Coordenador nacional do PGC: Orlando José B. de Araújo.
Coordenador regional: Paulo Augusto da Costa Marinho.
Supervisor: Raimundo Geraldo Nobre Maia.
Responsável técnico: Armínio Gonçalves Vale.
As informações cartográficas e demais dados gerados e utilizados para a execução deste documento, estão disponíveis em meios convencionais e magnéticos nos sistemas de Cartografia Digital - SCD e de Informações Geológicas do Brasil - SIGA, ambos concebidos e implantados pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM para o Departamento Nacional da Produção Mineral - DNPM.



UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS			LITÓTIPOS / METAMORFISMO / DEFORMAÇÃO / METALOGENIA
COBERTURA ALUVIONAR		Qa	Areias, siltes e argilas em proporções variadas, com subordinados níveis de cascalho, situados nos vales das drenagens e de grande importância metalogenética para minerais pesados, principalmente para cassiterita e ouro.
COBERTURA LATERÍTICA		Tla	Lateritos predominantemente ferruginosos, localmente niquelíferos ou aluminosos, com perfis com diferentes graus de evolução, particularmente bem desenvolvidos em alguns dos corpos de rochas máfico-ultramáficas e sobre formações ferríferas bandadas. O processo laterítico pode originar jazidas de níquel, ferro ou bauxita.
DIABÁSIO CURURU		Mzγ2	Diabásios a augita e/ou uralita, de jazimento hipabissal, anorogênicos, relacionados ao regime distensivo do Mesozóico. Ocorrem em forma de extensos diques. Não há registro de ocorrências minerais associadas.
SUÍTE INTRUSIVA VELHO GUILHERME		PMγ4	Granitóides fortemente diferenciados, com predominância de alcali-feldspatos granitos e subordinados tipos evoluídos a *greisens*. São granitos do tipo A, com características rapakivíticas, situados em vários maciços fortemente fraturados. Representam um plutonismo de caráter ácido, intraplaca, de jazimento hipabissal a subvulcânico. Processsos de albitização e associações geoquímicas indicam favorabilidade para Sn, Ta, Nb, W, F e Mo. Jazidas de cassiterita e ocorrências de tantalita-columbita, fluorita e molibdenita são comuns nos diversos maciços.
FORMAÇÃO TRIUNFO		PMtr	Quartzo-arenitos, arenitos arcoseanos e conglomerados, com incipiente estratificação cruzada de grande porte tangencial na base, depositados em ambiente continental, provavelmente de origem fluvial / eólica, deformados por tectônica rúptil, não-metamorfizados. Podem conter mineralizações de urânio e minerais pesados.
GRUPO UATUMÃ	FORMAÇÃO IRIRI	PMα	Riólitos e tufos riolíticos, com riodacitos, dacitos, tufos riodacíticos e dacíticos subordinados; freqüentemente brechados e silicificados por tectonismo rúptil. Corresponde a uma manifestação magmática de caráter extrusivo e composição ácida, constituída pela associação de rochas vulcânicas e piroclásticas, com características de magmatismo continental, subaéreo, fissural, pós-cinemático, relacionado ao evento distensivo do Proterozóico. Sem mineralizações conhecidas.
	FORMAÇÃO SOBREIRO	PMτ	Rochas andesíticas com traquitos e traqui-andesitos subordinados e raras clastolavas, muito fraturados e epidotizados, raramente propilitizados. Corresponde a uma manifestação magmática de caráter extrusivo e composição intermediária, com características de magmatismo continental, subaéreo, fissural, pós-cinemático, relacionada ao evento distensivo do Proterozóico. Ocorrem veios de quartzo mineralizados a galena, calcopirita, blenda, bornita e pirita e mineralização de cobre associada aos níveis propilitizados.
SUITE INTRUSIVA CATETÉ		Plγ1	Gabros noríticos, piroxenitos e mais raramente peridotitos e serpentinitos, com feições cataclásticas relacionadas a tectônica rúptil, estrutura de fluxo ou foliação primária magmática e porções cumuladas típicas de intrusões acamadadas. A suíte representa um processo de cristalização magmática a nível plutônico com características intrusivas atectônicas. Alguns corpos apresentam capeamento laterítico com enriquecimento residual em níquel, formando pequenas jazidas.
GRANITO PARAUARI		Plγ3	Monzogranitos associados a sienogranitos e granodioritos, isotrópicos, sem deformação dúctil e metamorfismo, resultante de anatexia de crosta granulítica. Jazimento plutônico/subvulcânico sob condições de quietude tectônica. Sem mineralizações conhecidas.
GRANITO PLAQUÊ		ASγ2	Granitos leucocráticos, sódi-potássicos, a duas micas, formando corpos lenticulares e estratóides, sincolisionais, metamorfizados em fácies anfibolito baixo-médio, com diferentes intensidades na taxa deformacional. Gerados e evoluídos durante o desenvolvimento do Cinturão Itacaiúnas, em ambiente magmático-tectônico sin a tardi-cinemático, em regime de cisalhamento dúctil. Sem mineralizações conhecidas na área trabalhada.
GRUPO SÃO FÉLIX		ASsf	Seqüência metavulcano-sedimentar instalada no Sistema Transcorrente Araraquara, depositada em dois depocentros distintos e submetida a condições metamórficas da fácies xisto-verde e a diferentes estádios de deformação. Na região norte predominam metavulcânicas ácidas e formações ferríferas bandadas, com subordinadas metamáficas, metaultramáficas e micaxistos. Ocorrem jazidas de ferro resultante do intemperismo das formações ferríferas em zonas de grande concentração de deformação. Na região sul predominam os metassedimentos com subordinadas metamáficas e formações ferríferas. Aluviões auríferos são comuns nas drenagens situadas nesta unidade.
GRUPO SÃO SEBASTIÃO		ASss	Seqüência metavulcano-sedimentar, metamorfizada na fácies xisto-verde, dominada por uma associação de metapsamitos e metabasitos com formações ferríferas associadas. Nos metapsamitos predominam quartzo-arenitos, metarcóseos e quartzitos micáceos. As metabásicas são gabroderivadas, com forte constância nas características texturais, composicionais e deformacionais. O conjunto foi instalado em bacia desenvolvida ao longo do Sistema Transcorrente Anaporã, e submetido a regime de cisalhamento dúctil. Aluviões auríferos são comuns em igarapés que drenam as rochas da unidade.
GRUPO AQUIRI		ASaqx ASaqq ASaqa ASaqr	Seqüência supracrustal de natureza vulcano-sedimentar, depositada em bacia desenvolvida ao longo do Sistema Transcorrente Anaporã, metamorfizada sob condições de fácies xisto-verde a anquimetamorfismo, submetida a deformação heterogênea e progressiva em regime de cisalhamento dúctil. Cartografadas quatro unidades estratigráficas informais caracterizadas pelas características litológicas : ASaqx - predominância de xistos actinolíticos, ortoderivados; ASaqq - quartzitos, filitos e *BIF;* ASaqa - quartzo-arenitos, folhelhos e siltitos, anquimetamorfizados; ASaqr - metarriolitos e metarriodacitos. Além das ocorrências de ferro, ocorrem garimpos de ouro nos aluviões situados em rochas da unidade, fora dos limites da área trabalhada. Correlacionável ao Grupo Grão-Pará (Formação Parauapebas).
GRUPO SAPUCAIA		ASsa	Seqüência metavulcano-sedimentar metamorfizada em fácies xisto-verde, com padrões e taxas de deformações variáveis impostos por cisalhamento dúctil. Predominam xistos quartzosos e micáceos de origem sedimentar, com subordinados quartzitos e formações ferríferas bandadas. Menos comuns são os actinolitaxistos, actinolita-tremolitaxistos, talco-antofilitaxistos, ortoderivados, e raros metadacitos. Os vários tipos litológicos estão fortemente imbricados. Além de grande potencial para ferro são comuns garimpos de ouro aluvionar em drenagens situadas no âmbito da unidade.
COMPLEXO XINGU		ASxi	Predominam gnaisses de composição tonalítica a granodiorítica, com variações graníticas e enclaves de ortoanfibolitos. Exibem feições de anatexia com geração de estruturas migmáticas localizadas, e fácies anfibolito. Mostram variada anisotropia estrutural resultante e cisalhamento dúctil de baixo ângulo e estão estruturados segundo imbricações, localmente com transcorrências. Não se conhece mineralizações relacionadas a litótipos dessa unidade.
GRANODIORITO RIO MARIA		ASγ1	Granodioritos com subordinados tonalitos e monzogranitos submetidos a incipiente metamorfismo com preservação dos caracteres petrográficos originais. Corresponde a uma manifestação magmática plutônica, consolidado em ambiente anorogênico, com superposição de deformação cisalhante rúptil-dúctil através de zonas discretas não pervasivas e constitui a componente granítica do Terreno Granito - *Greenstone* do Sul do Pará. Observa-se mineralização de cobre (crisocola) disseminado e em fraturas.
GRUPO TUCUMÃ		AStumm AStums AStua	Seqüência vulcano-sedimentar que constitui as supracrustais do Terreno Granito - *Greenstone* do Sul do Pará, submetida à condições de fácies xisto-verde, em regime de cisalhamento dúctil em sistema direcional. Cartografadas três unidades informais, caracterizadas pela predominância de determinados tipos rochosos, a saber : AStumm - constituída essencialmente de actinolitaxistos ortoderivados, com subordinados antofilita-cordieritaxistos, metasserpentinitos, talcoxistos, filitos e biotitaxistos. Aluviões auríferos são comuns; AStums-predominam filitos, micaxistos, metarenitos, *BIF* e metarcóseos. Ocorre ouro em filões de quartzo em zonas de cisalhamento; AStua - metarenitos, metarcóseos e conglomerados.
COMPLEXO PIUM		ASpi	Rochas de fácies granulítica compreendendo kinzigitos, piriclasitos e granoblastitos graníticos, alçados à superfície através de zonas de cisalhamento dúctil contracionais e caráter oblíqüo. Marcante retrometamorfismo a fácies anfibolito. Não se conhece mineralizações associadas.

Contato geológico
Contato geológico aproximado
Contato Litológico
Limite aproximado entre o terreno Granito-*Greenstone* do Sul do Pará e o Cinturão de cisalhamento Itacaiúnas
Falha transcorrente rúptil dextral
Falha transcorrente rúptil sinistral
Falha normal com indicação do bloco alto (A) e do bloco baixo (B)
Feição fotogeológica indicando fratura
Zona de cisalhamento contracional oblíqua sinistral
Zona de cisalhamento contracional oblíqua dextral
Zona de cisalhamento contracional oblíqua
Zona de cisalhamento discreta, transcorrente dextral
Zona de cisalhamento transcorrente sinistral
Zona de cisalhamento transcorrente dextral
Lineamento representado a foliação milonítica
Foliação milonítica com indicação do sentido do mergulho obtido por fotointerpretação
Foliação milonítica vertical fotointerpretada
Foliação milonítica com mergulho indicado e lineação de estiramento com mergulho de valor medido
Foliação milonítica com mergulho vertical
Foliação milonítica com mergulho indicado
Foliação milonítica com mergulho de valor medido
Foliação milonítica com mergulho de valor medido e lineação de estiramento com mergulho e valor medido
Camada com mergulho fotointerpretado
Camada com mergulho de valor medido
Seção geológica
Dique ou veio
Garimpo em atividade
Jazida
Afloramento descrito
CIDADE
Outras localidades
Estrada sem pavimentação, tráfego permanente
Estrada sem pavimentação, tráfego periódico
Áreas especiais
Campo de pouso
Curso de água permanente
Curso de água periódico
Lago permanente
Lago periódico

ESCALA 1:250.000
5 0 5 10 15 20km
PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANSVERSA DE MERCATOR

Origem da quilometragem UTM: Equador e Meridiano Central 51°W.Gr., acrescida as constantes: 10. 000 e 500km, respectivamente
Datum horizontal: SAD-69 - MG
Declinação magnética do centro da folha em 1994: 16°46'W., cresce 7' anualmente.

CPRM
1994