SANTA BRÍGIDA
FOLHA SC. 24-X-C-V

ESCALA: 1:100.000

I96

CPRM — DIDOTE
ARQUIVO TÉCNICO
Relatório n.º 1990_S
N.º de Volumes: 1 V: —
RHL-010508

PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL
ESCALAS 1:250.000 – 1:100.000 – 1:50.000

DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL

COORDENAÇÃO NACIONAL DO PROGRAMA

Carlos Oitf Berbert

SUPERVISÃO TÉCNICA NACIONAL
Carlos Schobbenhaus
Emanuel T. de Queiróz

COLABORAÇÃO
Gilberto Ruÿ Derze
Cláudio Hecht

SUPERVISÃO TÉCNICA REGIONAL

Ronaldo Mossmann
(1º Distrito – Porto Alegre)

Ricardo Motta Strieder
(2º Distrito – São Paulo)

Antonio da Silva Wirz Leite
(3º Distrito – Belo Horizonte)

Alarico Antonio Frota Mont'Alverne
(4º Distrito – Recife)

Taylor Araújo Collier
(5º Distrito – Belém)

Armando da Silva Neiva
(6º Distrito – Goiânia)

Hélio Pinto da Silva
(7º Distrito – Salvador)

José Roberto de Magalhães Franco
(8º Distrito – Manaus)

Pier Luigi Tosatto
(9º Distrito – Rio de Janeiro)

Fernando Antonio da Costa Roberto
(10º Distrito – Fortaleza)

João Awdziej
(11º Distrito – Florianópolis)

Jair de Freitas
(12º Distrito – Cuiabá)

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS

COORDENAÇÃO NACIONAL DO PROGRAMA

Hermes Augusto Verner Inda

COORDENAÇÃO GERAL
Valter José Marques

ASSESSORIAS ESPECIALIZADAS
Léo Schapoval
(Controle e acompanhamento)
Carlos Alfredo Guimarães da Vinha
(Informática)

COORDENAÇÕES TEMÁTICAS

NACIONAL

- Metalogenia
Inácio Delgado
- Geoquímica
Raymundo José Portella Brim
- Geofísica
Ricardo Moacyr de Vasconcellos
- Petrologia
Emiliano Cornélio de Souza
- Treinamento
Eduardo Camozzato
- Cartografia Digital
Mario Fraenkel
- Processamento de Dados
Gilberto Guimarães da Vinha
- Processamento Distribuído e Bases de dados
Ernesto Von Sperling
- Cartografia
Milton Brandt Baptista
Regina Célia Gimenez Armesto
Célio Lima de Macedo
- Editoração
Jurema Ferreira da Silva
- Sensoriamento Remoto
Hélio Canejo
- Estratigrafia
Amadeu Paiva Santos
- Geologia Estrutural
Erich Breitag
- Análises Minerais
Vania Nabuco de Araujo Mello
- Biblioteca
Tânia Regina B. de M. Freire

REGIONAL

- Coordenador Regional
João Dalton de Souza
- Supervisores
Augusto José Pedreira
Reginaldo A. dos Santos
- Geologia Estrutural
João Dalton de Souza
- Metalogenia
João Pedreira das Neves
- Geoquímica
José Erasmo de Oliveira
- Geofísica
Antonio Carlos Mota
- Petrografia
Geraldo V. V. de Souza
- Sensoriamento Remoto
Augusto José Pedreira
- Cartografia
Euvaldo Carvalhal Brito
- Biblioteca
Ana Lúcia Mata Pires

MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA
DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL

PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL

Execução pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM
Superintendência Regional de Salvador, em Convênio com o Departamento Nacional da Produção Mineral

SANTA BRÍGIDA
FOLHA SC. 24-X-C-V

— ESTADOS DA BAHIA E SERGIPE —

TEXTO EXPLICATIVO

ORGANIZADO POR

Nelson Ramos de Menezes Filho
Reginaldo Alves dos Santos
João Dalton de Souza

BRASÍLIA – 1988

CRÉDITO DE AUTORIA DO TEXTO

PARTE I

Capítulo 1
Secção 1.1 Reginaldo Alves dos Santos, João Dalton de Souza e Léo Rodrigues Teixeira

Secção 1.2 Reginaldo Alves dos Santos, João Dalton de Souza e Léo Rodrigues Teixeira

Secção 1.3 Reginaldo Alves dos Santos, João Dalton de Souza e Léo Rodrigues Teixeira

Secção 1.4 Pedro de Alcântara Braz Filho

Capítulo 2 Reginaldo Alves dos Santos, João Dalton de Souza e Augusto José Pedreira

Capítulo 3 João Dalton de Souza

Capítulo 4 João Dalton de Souza, Antonio Carlos Mota, Léo Rodrigues Teixeira e Inácio de Medeiros Delgado

PARTE II

Capítulo 1 João Dalton de Souza
Capítulo 2
Secção 2.1 João Dalton de Souza e Reginaldo Alves dos antos
Secção 2.2 Rômulo Alves Leal e Nelson Ramos de Menezes Filho
Secção 2.3 Nelson Ramos de Menezes Filho
Capítulo 3 Reginaldo Alves dos Santos e Rômulo Alves Leal
Capítulo 4 Antonio Carlos Mota, Ricardo Moacyr de Vasconcellos e Mário Metelo
Capítulo 5 Léo Rodrigues Teixeira
Capítulo 6 Inácio de Medeiros Delgado
Capítulo 7 João Pedreira das Neves e Pedro de Alcântara Braz Filho

PARTE III Reginaldo Alves dos Santos, Antonio Carlos Mota, Léo Rodrigues Teixeira e Inácio de Medeiros Delgado

ACOMPANHAMENTO TÉCNICO

José Admário Santos Ribeiro
DNPM – 7º Distrito/Salvador

CONSULTORES

Ian Davison – UFBA
Gaston Giuliani – UFBA/ORSTOM
João Italo Ghignone e
Cícero Paixão Pereira –Petrobrás

CONSULTOR ESPECIAL
(convidado pelo DNPM para avaliação do trabalho)

Benjamin B. de Brito Neves – USP

Coordenação Editorial a cargo do
Serviço de Edições Técnicas – SETEC
Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM

Publicação do
Departamento Nacional da Produção Mineral – DNPM
Setor de Autarquias Norte, Quadra 1, Bloco B
70040 – Brasília, DF – Brasil
Telex 0611116 DNPM BR

Copyright 1988 – DNPM
Reservados todos os direitos.
Permitida a reprodução parcial,
desde que seja mencionada a fonte.

Depósito legal:
Biblioteca Nacional do Rio de Janeiro
Instituto Nacional do Livro
Biblioteca do Ministério das Minas e Energia
Tiragem: 4.000 exemplares

MENEZES FILHO, Nelson Ramos de

Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil; carta geológica, carta metalogenética/previsional – Escala 1:100.000 (Folha SC.24-X-C–V Santa Brígida) Estado da Bahia. Org. por Nelson Ramos de Menezes Filho, Reginaldo Alves dos Santos, João Dalton de Souza. Brasília, DNPM/CPRM, 1988.
144 p. il., 2 mapas (in bolso). 29,5cm.
"Trabalho executado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais através de Convênio com o Departamento Nacional da Produção Mineral".
1. Geologia – Mapas – Bahia. I. Departamento Nacional da Produção Mineral. II. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. III. Título

CDD: 558.14
CDU: 55(814)

Apresentação

Para muitas pessoas, nada supera a sensação de bem-estar do que aquela do dever cumprido, da promessa mantida.

É assim que nos sentimos, como Diretor-Geral do DNPM, ao lançar este volume relativo aos trabalhos de mapeamento geológico-geoquímico da Folha Santa Brígida, escala 1:100.000.

Com ele, e com os demais relacionados às folhas Piranhas, Jeremoabo, Carira, na Bahia/Sergipe/Alagoas, Santa Filomena, em Pernambuco/Piauí, São Gonçalo do Sapucaí e Heliodora, em Minas Gerais, entregues simultaneamente ao público usuário, vê o Departamento Nacional da Produção Mineral o coroamento de uma luta intensa, iniciada já no final da década de 70, para a retomada efetiva dos levantamentos geológicos básicos no País.

Não fora, no entanto, o denodo dos técnicos do DNPM e CPRM, o apoio inconteste de toda a comunidade do Setor Mineral, e a sensibilidade e compreensão do Exmo. Sr. Ministro das Minas e Energia, Engenheiro Antônio Aureliano Chaves de Mendonça, talvez não pudéssemos ter alcançado aquele objetivo.

Essa primeira vitória apresenta-se com um sabor especial, na medida em que todas as promessas feitas pelo DNPM nas reuniões com representantes das diversas instituições e empresas que constituem aquele Setor, nas grandes capitais do País, foram cumpridas em sua íntegra. A participação direta e indireta dos citados representantes, da fase de planejamento à fase de execução; o acompanhamento constante e a avaliação dos trabalhos em suas etapas intermediárias e finais por renomados consultores do País, independentes do Sistema DNPM/CPRM; a ânsia em oferecer produtos modernos, objetivos, diversificados, de mais fácil acesso ao usuário; e sobretudo o entusiasmo dos técnicos envolvidos, têm-se constituído em pontos fundamentais para o avanço dos trabalhos.

Nunca é demais lembrar, também, que atrás do novo visual e das novas concepções que o leitor poderá apreciar neste e nos demais produtos do PLGB – Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, esconde-se um desenvolvimento tecnológico surpreendente, quer sob o ponto de vista da informação em si, no seu mais amplo conceito (como os inúmeros bancos de dados do Sistema de Informações Geológicas do Brasil – SIGA), quer sob o ponto de vista editorial (texto e mapas digitalizados). Essa tecnologia, hoje à disposição do público, é fruto da tenacidade brasileira, tendo sido implantada pela CPRM, para o DNPM, graças sobretudo ao empenho, criatividade e capacidade do Diretor de Operações daquela Empresa, Dr. Hermes Augusto Verner Inda e sua equipe.

Esses primeiros resultados do PLGB – como o presente volume – representam, ademais, uma mudança da mentalidade e uma conscientização maior dos objetivos do Programa e certamente servirão de base, junto às críticas construtivas que sobre eles advirão, para que os próximos produtos sejam sempre melhores.

Por fim, gostaríamos aqui de expressar os nossos calorosos cumprimentos à CPRM, e os nossos agradecimentos aos consultores externos e à toda comunidade geológica do País pelo estímulo ao DNPM na conquista da meta a que ele se propõe: contribuir para o engrandecimento do Setor Mineral Brasileiro através da união de todos seus integrantes.

Nesse particular, não poderia deixar de mencionar o trabalho profícuo, inteligente e sobretudo eficiente da Divisão de Geologia e Mineralogia do DNPM, na pessoa do seu Diretor Dr. Carlos Oití Berbert e do corpo técnico dessa Divisão, cuja dedicação sobressai no contexto de quem busca a superação das dificuldades por um Brasil mineralmente forte.

Brasília, julho de 1988

José Belfort dos Santos Bastos
Diretor-Geral do DNPM

Sumário

Resumo i
Abstract ii

PARTE I – INTRODUÇÃO

CAPÍTULO 1 – ASPECTOS GERAIS DA REGIÃO 3
1.1 Localização e Acesso 3
1.2 Aspectos Socioeconômicos 3
1.3 Aspectos Fisiográficos: Clima, Hidrografia, Vegetação e Solo 3
1.4 Aspectos Geomorfológicos 4

CAPÍTULO 2 – ANÁLISE DO CONHECIMENTO ANTERIOR 7

CAPÍTULO 3 – HISTÓRICO DO PROJETO CARIRA 11

CAPÍTULO 4 – METODOLOGIA 12

PARTE II – GEOLOGIA DE PARTE DAS REGIÕES NORDESTE DA BAHIA E NOROESTE DE SERGIPE (FOLHA SANTA BRÍGIDA)

CAPÍTULO 1 – GEOLOGIA REGIONAL 17
1.1 Contexto Geotectônico Regional 17
1.2 A Faixa de Dobramentos Sergipana 20
1.3 As Bacias Fanerozóicas do Recôncavo, Tucano e Jatobá 24

CAPÍTULO 2 – ESTRATIGRAFIA 27
2.1 Comentários Gerais 27
2.2 Faixa de Dobramentos Sergipana 29
2.2.1 Domínio Canindé-Marancó 29
2.2.1.1 Migmatitos de Poço Redondo 29
2.2.1.2 Complexo Canindé 31
2.2.1.2.1 Unidade Mulungu 31
2.2.1.2.2 Unidade Garrote 31
2.2.1.2.3 Unidade Novo Gosto 33
2.2.1.3 Complexo Marancó 33
2.2.1.3.1 Unidade Monte Azul 33
2.2.1.3.2 Unidade Belém 35
2.2.1.3.3 Unidade Monte Alegre 36
2.2.1.3.4 Unidad· Morro do Bugi 37
2.2.1.3.5 U idade Minuim 37
2.2.1.4 Granitóides Tipo Serra Negra (Plutonismo Sintectônico) 38
2.2.1.5 Granitóides Tipo Sítios Novos (Plutonismo Tardi a Pós-Tectônico) 40
2.2.1.6 Granitóides Tipo Serra do Catu (Plutonismo Pós-Tectônico) 42
2.2.1.7 Granitóides Tipo Xingó (Plutonismo Pós-Tectônico) 42
2.3 Bacia de Tucano 46
2.3.1 Formação Tacaratu 47
2.3.2 Formação Curituba 52
2.3.3 Formação Santa Brígida 56

2.3.4 Supergrupo Bahia 64
2.3.4.1 Formação Aliança 64
2.3.4.2 Formação Sergi 66
2.3.4.3 Formação Candeias 66
2.3.4.4 Grupo Ilhas 66
2.3.5 Formação Marizal 67
2.3.6 Coberturas Quaternárias 67

CAPÍTULO 3 – TECTÔNICA E ESTRUTURAS 70
3.1 Comentário Gerais 70
3.2 Faixa de Dobramentos Sergipana 70
3.2.1 Domínio Canindé-Marancó 70
3.3 Bacia de Tucano 72

CAPÍTULO 4 – GEOFÍSICA 74
4.1 Sistemática Adotada 74
4.2 Dados Utilizados 74
4.2.1 Aerogeofísica 74
4.2.2 Geofísica Terrestre 75
4.3 Interpretação dos Dados 77
4.3.1 Interpretação Qualitativa 81
4.3.1.1 Aeromagnetometria 81
4.3.1.2 Radiometria 86
4.3.2 Interpretação Quantitativa 90
4.3.2.1 Aerogeofísica 90
4.3.2.2 Geofísica Terrestre 90
4.4 Principais Contribuições da Geofísica à Tectônica da Área 93

CAPÍTULO 5 – GEOQUÍMICA 97
5.1 Sistemática Adotada 97
5.1.1 Amostragem 97
5.1.2 Análises 97
5.1.2.1 Preparação de Amostras 98
5.1.2.2 Sistemática de Análise 98
5.1.3 Controle de Qualidade 98
5.1.4 Interpretação dos Dados 98
5.2 Litogeoquímica 101
5.2.1 Granitóides Tipo Serra Negra 101
5.2.2 Granitóides Tipo Sítios Novos 102
5.2.3 Complexo Canindé 106
5.2.4 Granitóides Tipo Serra do Catu 111
5.2.5 Granitóides Tipo Xingó 115
5.3 Prospecção Geoquímica 116
5.3.1 Características Gerais 117
5.3.2 Zonas Anômalas 118

CAPÍTULO 6 – METALOGENIA 120
6.1 Complexo Marancó 121
6.2 Plutonismo Granitóide 122
6.2.1 Granitóides Tipo Serra Negra 123
6.2.2 Granitóides Tipo Sítios Novos 123
6.2.3 Granitóides Tipo Serra do Catu 123
6.2.4 Granitóides Tipo Xingó 123
6.3 Bacia de Tucano 124
6.3.1 Formações Paleozóicas 124
6.3.2 Formações Mesozóicas 124

CAPÍTULO 7 – GEOLOGIA ECONÔMICA 125
7.1 Panorama Mineral 125
7.2 Projeções e Perspectivas 126
7.3 Aspectos Ambientais 127

PARTE III – CONSIDERAÇÕES FINAIS

CAPÍTULO 1 – CONCLUSÕES/EXTENDED ABSTRACT 131
1.1 Geologia 131
1.1.1 Faixa de Dobramentos Sergipana 131
1.1.2 Sedimentos Paleozóicos 131
1.2 Geofísica 132
1.3 Geoquímica 132
1.3.1 Prospecção Sistemática 132
1.3.2 Litogeoquímica 132
1.4 Metalogenia 133

CAPÍTULO 2 – RECOMENDAÇÕES 134
2.1 Geologia 134
2.2 Geofísica 134
2.3 Geoquímica 134

2.4 Metalogenia 135

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 136

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

ANEXOS:
- Carta Geológica
- Carta Metalogenética/Previsional

Resumo

Este trabalho, integrante do Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, que vem sendo executado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM para o Departamento Nacional da Produção Mineral – DNPM, desde setembro de 1985, compreendeu o levantamento geológico sistemático da Folha Santa Brígida (SC.24-X-C-V), situada na região nordeste do Estado da Bahia e noroeste do Estado de Sergipe. Esse mapeamento, integrado com levantamentos geoquímico e geofísico, resultou na produção de cartas desses temas e mais as cartas geológica e metalogenética/previsional, com densidade de informações compatível com a escala 1:100.000.

A Folha Santa Brígida está inserida em dois contextos geotectônicos de origem e idade distintas: a Faixa de Dobramentos Sergipana, congregando terrenos proterozóicos, e a Bacia de Tucano, compreendendo sedimentos paleozóicos e mesozóicos.

A Faixa de Dobramentos Sergipana, na área abrangida pelas folhas Santa Brígida, Piranhas, Jeremoabo e Carira, compreende três compartimentos ("domínios") distintos, separados por falhas profundas de movimentos transcorrentes sinistral e contracional (falhas São Miguel do Aleixo e Belo Monte-Jeremoabo), os quais apresentam patrimônio litológico, deformação, metamorfismo, atividade ígnea e, provavelmente, história geológica, distintos. Foram nomeados de Domínio Vaza-Barris, Domínio Macururé e Domínio Canindé-Marancó. Na Folha Santa Brígida está representado apenas esse último domínio.

O Domínio Canindé-Marancó inclui três "subdomínios" representados por migmatitos e pelos complexos metavulcano-sedimentares Canindé e Marancó, intrudidos por granitóides sintectônicos tipo Serra Negra, granitóides tardi a pós-tectônicos tipo Sítios Novos e granitóides pós-tectônicos tipos Serra do Catu e Xingó. A deformação é polifásica e o metamorfismo atinge a facies anfibolito de baixa pressão nos complexos metavulcano-sedimentares e a facies anfibolito alto nos migmatitos. Representa um nível crustal inferior em relação aos dois outros domínios.

Os sedimentos mesozóicos não foram objeto de trabalho de campo, enquanto os sedimentos paleozóicos aflorantes na borda leste da Bacia de Tucano sofreram atualização em sua cartografia e interpretação ambiental: a Formação Tacaratu (Siluro-Devoniano) foi depositada em sistema fluvial "braided" associado a leques aluviais; a Formação Curituba (Carbonífero) é dominantemente continental, com influência glaciogênica; e a Formação Santa Brígida (Permiano) foi originada da evolução dinâmica de um sistema desértico para uma planície de marés, pela ingressão rápida do mar.

O reprocessamento de mapas aerogeofísicos (magnetometria e gamaespectrometria), aliado à geofísica terrestre (gravimetria e magnetometria), propiciou a interpretação da forma e profundidade de corpos geológicos e das variações de espessura da crosta superior e das descontinuidades estruturais profundas, corroborando a compartimentação da Faixa de Dobramentos Sergipana nos domínios Vaza-Barris, Macururé e Canindé-Marancó. No Domínio Macururé, a sudeste da área (Folha Carira), a espessura da crosta aumenta de sudeste para noroeste, passando de 4.000m para 13.000m, esse valor próximo à Falha Belo Monte-Jeremoabo. No Domínio Canindé-Marancó, a leste da área (Folha Piranhas), a crosta passa de 13.000m, a sul, até 18.000m, próximo ao rio São Francisco.

A prospecção geoquímica regional, com amostragem de sedimentos de corrente e concentrados de bateia, caracterizou sete zonas anômalas para Cr-Ni-Co, F, Cr-Sn-(Au) e Cr-magnetita, além de fornecer outros subsídios para a análise metalogenética.

A análise metalogenética/previsional permitiu a delimitação de seis áreas de interesse para a prospecção mineral, com base na integração multidisciplinar de informações geológicas, geoquímicas e geofísicas, além do cadastramento mineral. Dentre as mineralizações esperadas, destacam-se as de Cr±Ni±Cu e metais do grupo da platina, e de Au e metais-base.

Para a área estudada foi descartada a aplicação do modelo de "Geossinclinal clássico", pela impossibilidade de correlação entre os domínios Vaza-Barris, Macururé e Canindé-Marancó. A geometria dessa parte da Faixa de Dobramentos Sergipana é resultante de processos de acreção de blocos crustais ("domínios"), devido a uma série de colisões oblíquas dirigidas de nordeste para sudoeste, que produziram dobramentos, empurrões e transcorrências durante o Ciclo Brasiliano.

Abstract

This publication, a part of the Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB (Basic Geological Surveying Program of Brazil) has been carryed out by Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM for Departamento Nacional da Produção Minaral – DNPM (National Department of Mineral Production), since September, 1985, comprises the systematic geological mapping of the Santa Brígida Sheet (SC.24-X-C-V) located at the Northeast and Northwest regions of the states of Bahia and Sergipe, respectively.

This geological mapping in integration with geophysical and geochemical surveys gave rise to thematic maps and also geological and metalogenetic/previsional maps, presenting a degree of information in accordance with the 1:100,000 scale.

Santa Brígida Sheet is inserted in two geological contexts of diferent age and origin. The Sergipana Folding Belt and the Tucano Basin comprising Proterozoic terrains and Mezosoic sediments, respectively.

The Sergipana Folding Belt at the area comprised by the sheets Santa Brígida, Piranhas, Jeremoabo and Carira is formed of three differentes units (dominions) divided the São Miguel do Aleixo and Belo Monte-Jeremoabo regional deep faults that present clock-wise and contractional transcurrent moviments. These three units, nameD Vaza-Barris, Macururé and Canindé-Marancó, present different lithology, degree of deformation and metamorphism, igneous activity and probably also different geological evolution. At the Santa Brígida Sheet only the Canindé-Marancó Dominion is represented.

The Canindé-Marancó Dominion includes three sub-dominions represented by migmatites and by the Canindé and Marancó metavolcano sedimentary complexes which are intruded by syntectonic (Serra Negra type) late to pos-tectonic (Sítios Novos type) and pos-tectonic (Serra do Catu and Xingó types) granite like rocks. This dominion presents multiple deformations and the degree of metamorphism reaches the low pressure amphibolite facies in the metavolcano-sedimentary complexes and the high pressure amphibolite facies in the migmatites. It corresponds to a lower crustal level in relation to the two other dominions.

The Mezosoic sediments hadn't been studyed during the field work while the Paleozoic sediments outcroping in the eastern margin of Tucano Basin were up dated in relation to cartography and environmental interpretation: The Tacaratu Formation (Silurian-Devonian) had been deposited in a fluvial braided system associated to alluvial funs; the Curituba Formation (Carboniferous) mainly continental presents glaciogenic influence. The Santa Briçgida Formation (Permian) was originated from the dynamic evolution of a desertic environment to a tidal plain as a result of a rapid sea ingression.

The reanalyses of magnetometric and gama-espectrometric) aerial geophysical maps in association to gravimetric and magnetometric ground geophysical surveys permited the interpretation of the shape and depth of geologic bodies and variation in thickness of the upper crust and of the deep structural descontinuities emphasizing the divisions of the Sergipana Folding Belt at the dominions Vaza-Barris, Macururé and Canindé-Marancó. At the Macururé Dominion, in the southern area of the Carira Sheet the tickness of the crust increases gradually from southeast to northwest from 4,000 m up to 13,000 m close to the Belo Monte-Jeremoabo Fault.

At the Canindé-Marancó Dominion, easthern part of Piranhas Sheet the thickness of the crust ranges from 13,000 m, at south up to 18,000 m near the São Francisco river.

The regional geochemical prospection including stream sediments sampling and heavy mineral pan concentrates have defined seven Cr-Ni-Co, F, Cr-Sn-(Au) and Cr-magnetite anomalous zones as well as have supplied other background informations for metalogenetic interpretation. Besides the inventory of ore mineral occurrences and deposits the metalogenetical/previsional interpretation has defined six areas of interest for mineral prospection based up the integration of geological, geochemical and geophysic informations.

Among the espected mineralizations the Cr ± Ni ± Cu, Platinum group, Au, and base metals are emphazised.

Due to the impossibility of to stablish correlations between Vaza-Barris, Macururé and Canindé-Marancó dominions, it was not applied to the area the classic geosyncline model. The actual geometry of this particular part of the Sergipana Fold Belt is a result of an adding process of crustal blocks ("dominions") due to a series of crustal colisions from Northeast to Southwest that produced multiple foldings, strike slip, and transcurrent faulting during the Brasiliano Cycle.

PARTE I - INTRODUÇÃO

Redação:

Capítulo 1:
1.1, 1.2, 1.3: Reginaldo Alves dos Santos, João Dalton de Souza e Léo Rodrigues Teixeira.
1.4: Pedro de Alcântara Braz Filho
Capítulo 2: Reginaldo Alves dos Santos, João Dalton de Souza e Augusto José Pedreira.
Capítulo 3: João Dalton de Souza.
Capítulo 4: João Dalton de Souza, Antonio Carlos Mota, Léo Rodrigues Teixeira e Inácio de Medeiros Delgado.

Capítulo 1

Aspectos gerais da região

1.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A região estudada situa-se no Nordeste Oriental do Brasil e engloba parte do nordeste do Estado da Bahia e pequeno segmento do noroeste de Sergipe, perfazendo uma superfície de cerca de 3.000km², limitada pelos meridianos 38°00'e 38°30'de longitude oeste e os paralelos 09°30' e 10°00' de latitude sul (fig.I.1.1). Correspondem à Folha 30'x 30' (escala 1:100.000) Santa Brígida (SC.24-X-C-V).

Na área está localizada apenas uma sede municipal, a cidade de Santa Brígida, na Bahia.

A área é cortada pela rodovia federal BR—110 (totalmente asfaltada), que liga Paulo Afonso, ao norte, a Alagoinhas, ao sul, a partir de onde pode-se alcançar Salvador, através da BA—093 ou das BR—101 e BR—324, todas pavimentadas. Uma malha relativamente densa de estradas secundárias torna o deslocamento na área relativamente fácil, embora a grande maioria delas seja transitável apenas em tempo seco. A cidade de Paulo Afonso, principal ponto de referência da região, dista cerca de 10km além do limite norte da Folha Santa Brígida. Quanto à possibilidade de acesso por via aérea, é servida por vôos regulares da aviação comercial.

1.2 ASPECTOS SOCIOECONÔMICOS

A agropecuária é a principal atividade econômica da área. Como acontece em todo o sertão nordestino, a produtividade primária depende dos rigores das secas que periodicamente atacam a região. A criação de bovinos e caprinos é encontrada em todos os quadrantes da área, embora sejam raras as propriedades que possuam instalações modernas e plantel selecionado. As culturas sazonais de milho e feijão são as mais praticadas, geralmente a nível de subsistência, embora o algodão também seja plantado em algumas propriedades. Também é muito comum o plantio da palma, uma cactácea largamente utilizada como complemento forrageiro para o gado bovino, na época de estiagem.

A cidade de Santa Brígida dispõe de abastecimento de água e é servida por energia elétrica, serviço telefônico interurbano, agência dos Correios e Telégrafos e agências bancárias.

1.3 ASPECTOS FISIOGRÁFICOS (CLIMA, HIDROGRAFIA, VEGETAÇÃO E SOLO)

A região apresenta *clima* semi-árido quente, marcado pelas precipitações escassas e maldistribuídas durante o ano e pelos longos períodos de seca, que geralmente atingem oito meses. O período mais chuvoso vai de maio a julho, com as maiores precipitações em maio, e as mínimas de setembro a novembro. As precipitações anuais na área atingem taxas entre 500mm e 750mm. As temperaturas oscilam muito pouco, com médias anuais em torno de 25°C, ultrapassando 27°C nos meses mais quentes e caindo para menos de 21°C nos meses mais frios.

As *bacias hidrográficas* da região acham-se comandadas pelo rio São Francisco, a norte, e Vaza-Barris, a sul (fig.I.1.1). Na área seus afluentes apresentam escoamento em padrão de drenagem paralelo nos sentidos SW-NE e N-S. As cheias nos seus afluentes são do tipo torrencial, devido às chuvas concentradas (trovoadas). Na área da Bacia de Tucano, grande parte das águas é retida pelas suas formações sedimentares mesozóicas e paleozóicas. No domínio das rochas proterozóicas, sobretudo sobre as rochas graníticas, onde os solos são pouco esparsos e incapazes de reter considerável volume de água, praticamente todas as águas pluviais fluem por escoamento superficial, causando enchentes, por vezes desastrosas.

O rio São Francisco, presente no extremo-nordeste da folha, destaca-se na região pela sua importância energética e como fonte de abastecimento d'água, Na área possui vale bem entalhado e margens escarpadas. Seus principais afluentes, na margem direita, são o rio Curituba e o riacho do Tará. A parte mais sul da folha é dominada por afluentes da margem esquerda do rio Vaza-Barris, destacando-se os riachos Caimbé e Caldeirão do Gado.

Condicionada pelo clima quente semi-árido, a *vegetação* é a típica caatinga, classe de formação vegetal heterogênea, quanto à fisionomia e à composição, caracterizada por formas vegetais xeromórficas e lenhosas, monofoliadas, deciduais. A caatinga apresenta-se ora aberta, ora densa (menos comum) e compõe-se de espécies de porte variado: arbóreo alto, arbóreo, arbustivo e subarbustivo. É comum uma mesma espécie ocorrer tanto com porte arbóreo como arbustivo. Entre as arbóreas são mais comuns: favela, baraúna, aroeira, angico, catingueira, jurema, umburana, um-

buzeiro e oiticica. Cactáceas de alto porte são representadas notadamente por mandacaru e facheiro, enquanto entre as pequenas destacam-se o xique-xique, quipá e a coroa-de-frade. Dentre as espécies arbustivas e subarbustivas destacam-se: macambira, caroá, pinhão, pereiro, velame, jurema, catingueira e gravatá.

Essa vegetação, primitiva, está bem preservada a oeste da BR—110, no Raso da Catarina, domínio fisiográfico parcialmente tombado como reserva ecológica. No restante da área a caatinga apresenta-se bastante desfigurada pelas ações antrópicas.

Os *solos*, segundo o conceito de Domínios Pedogeoquímicos (Nascimento & Teixeira, 1986), distribuem-se regionalmente da seguinte maneira (fig.II.1.2):

a) *Domínio Sem Evolução Pedogeoquímica Definida* - É constituído por solos litólicos pouco espessos, em sua maior extensão com um horizonte A fraco ou moderado, textura média a argilosa e freqüentemente pedregosos. Têm caráter eutrófico, alta capacidade de troca de cátions, saturação em bases elevada e, por conseqüência, pH neutro a alcalino.

b) *Domínio I* - Solos com alto teor de areia, distróficos, com baixa capacidade de troca de cátions e pouca saturação em bases. Via de regra o pH é ácido, em torno de 4,5. A matéria orgânica é importante na capacitação da troca de cátions, uma vez que o argilomineral mais abundante é a caulinita e apenas eventualmente ocorrem as ilitas. São solos tipicamente bem drenados, representados na área quase que exclusivamente por areias quartzosas, que constituem solos muito pouco evoluídos, com horizonte A fraco, ocorrendo em faixas de terrenos onde predominam relevos suaves ou suavemente ondulados. Representa o domínio pedogeoquímico predominante na Folha Santa Brígida.

c) *Domínio II* - Apresenta solos com características de transição entre o Domínio I e o Domínio III. São cambissolos e podzólicos eutróficos com pH em torno de 7 e capacidade de troca de cátions relativamente elevada. Os argilominerais mais importantes são do grupo das caulinitas e das esmectitas. Este domínio não está representado na Folha Santa Brígida.

d) *Domínio III* - Os solos caracterizam-se pela alta capacidade de troca de cátions, bem como pelo elevado grau de saturação em bases. Os teores de Fe_2O_3 e MnO são os mais elevados da área, o mesmo ocorrendo com a razão SiO_2/ Al_2O_3 cuja média é de 2,80. Condicionados pela elevada saturação em bases (acima de 70%), os solos são eutróficos, com pH elevado, podendo atingir até mais de 8,5 em alguns vertissolos. Os argilominerais mais importantes são as esmectitas, podendo ocorrer também as caulinitas. Em função dos argilominerais, distinguem-se os subdomínios "a esmectita" e "a caulinita-esmectita" (fig.I.1.2). No subdomínio "a esmectita" predominam solos tipo bruno não-cálcico, pouco evoluídos, muito argilosos e com horizonte B vértico. No subdomínio "a caulinita-esmectita" os solos são dominantemente planossolos, sendo assinalados, também, cambissolos.

1.4 ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS

Segundo o Projeto Radambrasil (Mapa Geomorfológico 1:1.100.000, folhas SC.24/25 - Aracaju/Recife, 1983) na área e regiões vizinhas ocorrem três domínios morfoestruturais reconhecidos regionalmente: A) Bacias e Coberturas Sedimentares; B) Remanescentes das Raízes de Dobramentos; C) Maciços Remobilizados (fig.II.1.3).

A) O *Domínio das Bacias e Coberturas Sedimentares* é representado pelo Planalto da Bacia de Tucano, situado na parte ocidental da área mostrada na figura I.1.3 e constituído por duas unidades geomorfológicas: os Tabuleiros de Jeremoabo e os Tabuleiros Dissecados de Antas, essa última não-representada na Folha Santa Brígida.

Essas unidades geomorfológicas englobam litótipos das formações paleozóicas e mesozóicas da Bacia de Tucano e os remanescentes siluro-devonianos da Formação Tacaratu que ocorrem isolados e discordantes sobre o embasamento pré-cambriano. Predominam camadas de facies arenosas, pelíticas e raramente conglomeráticas, mergulhos fracos, deslocadas pela tectônica frágil, típica da fossa jurocretácea. As características litológicas e tectônicas dessas formações refletem-se nas condições particulares de elaboração do modelado geomórfico.

Os Tabuleiros de Jeremoabo (fig.I.1.3) são limitados por escarpas em vales controlados por fraturas ou falhas, que constituem os aspectos morfológicos peculiares da unidade. Os topos são restos de uma superfície de aplanamento inumada (Pgi) que acompanha aproximadamente os mergulhos das camadas, passando para planos rampeados, suavemente ondulados, com recobrimento retocado (Pri), em altitudes que variam entre 200m e 400m. A leste, as bordas dos tabuleiros formam divisores de águas, situados a

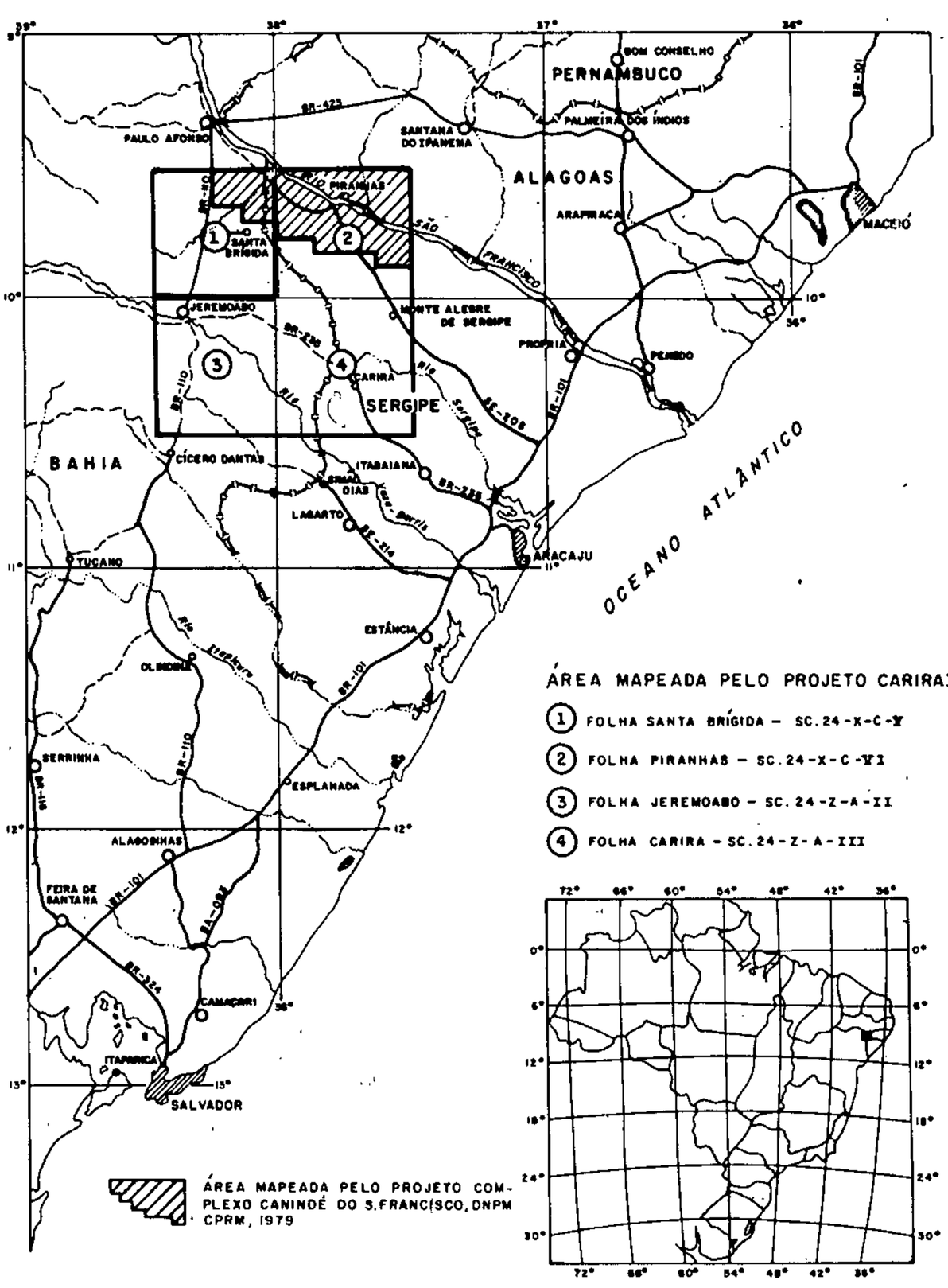


Fig. I.1.1 – Mapa de localização.

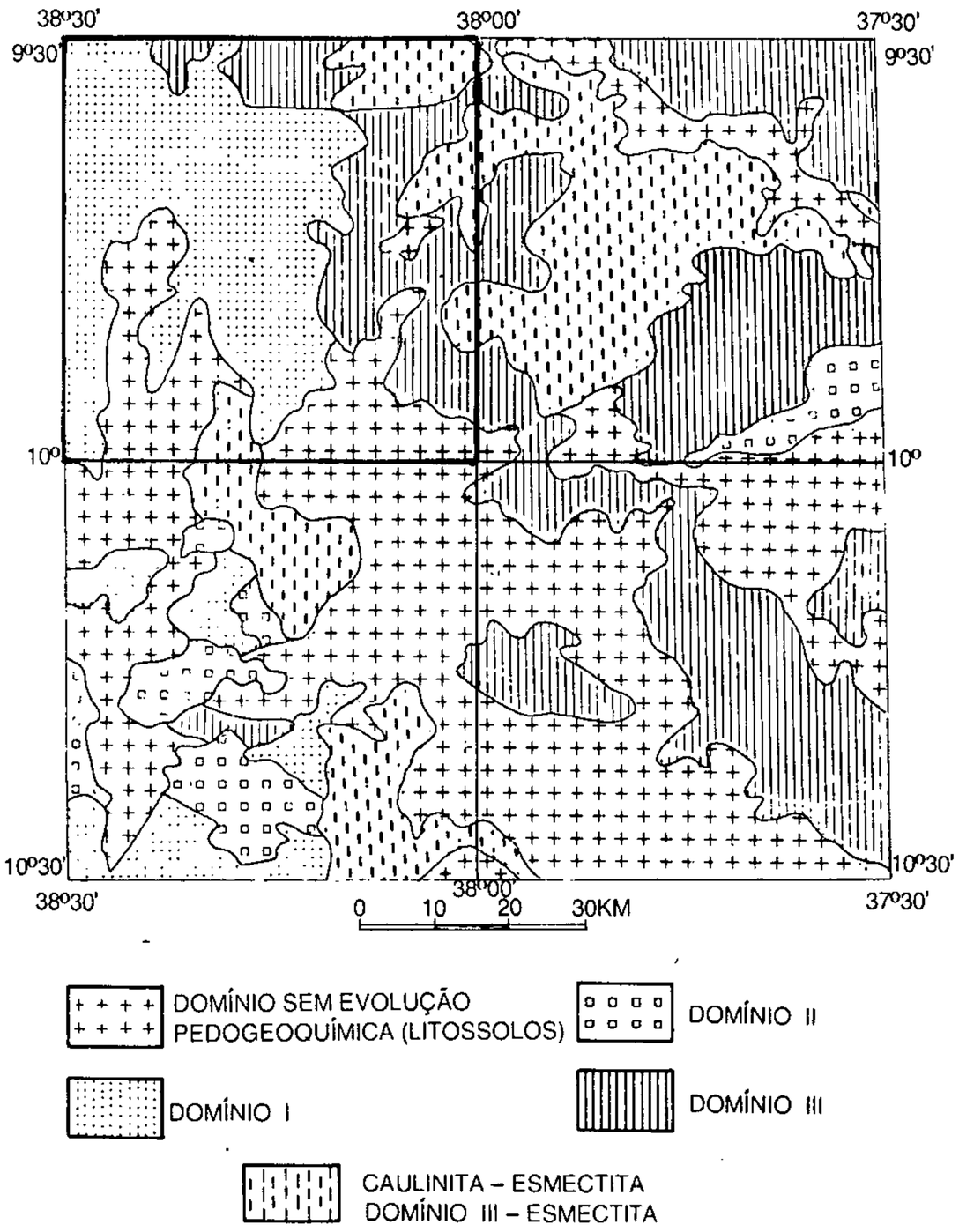


Fig. I.1.2 – Domínios pedogeoquímicos.

600m de altitude. Na base dos ressaltos dos tabuleiros, a sudoeste de Santa Brígida, alguns setores mostram ravinamentos localizados com movimentação de colúvios que se desenvolvem em detrimento de litologias friáveis.

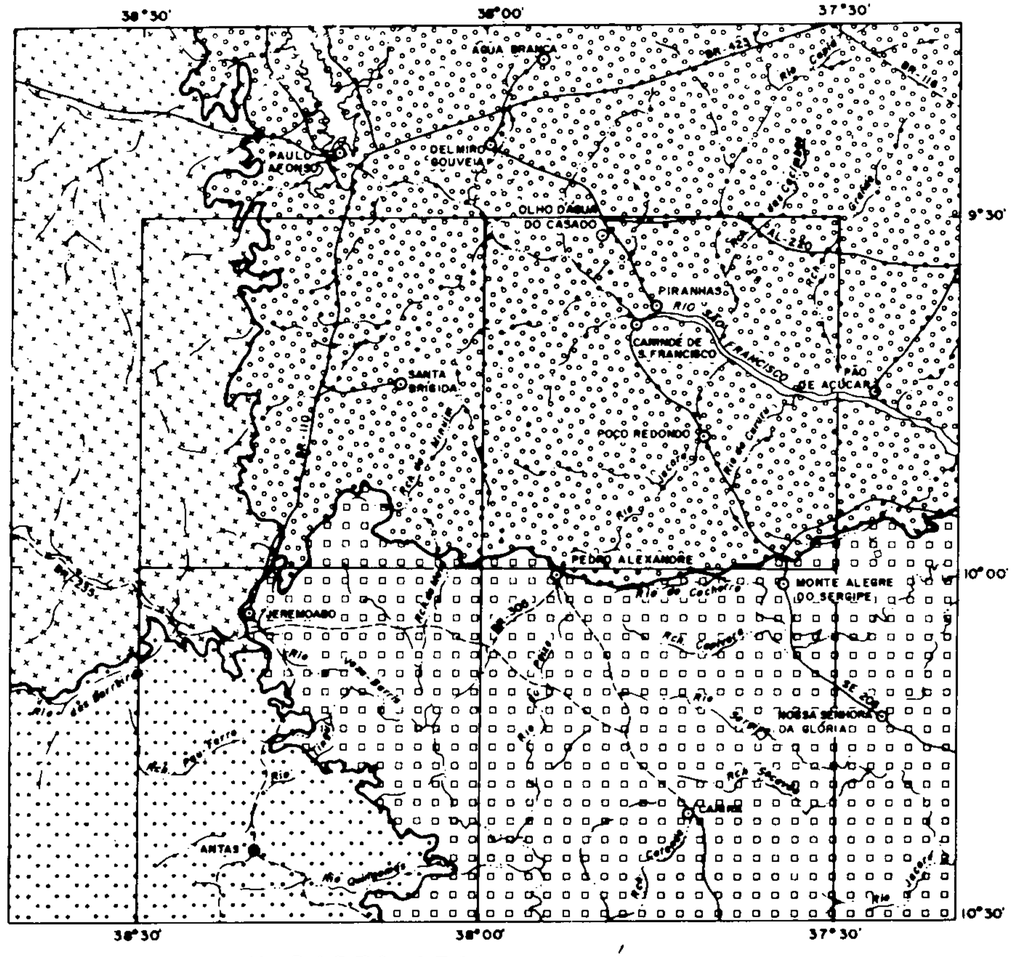
B) O *Domínio Remanescentes das Raízes de Dobramentos*, presente na porção sul da área, nos Baixos Planaltos Marginais à Bacia de Tucano é representado pelo Tabuleiro Dissecado do Vaza-Barris (fig.I.1.3). Essa unidade limita-se a norte com o Pediplano do Baixo São Francisco e é caracterizada pela freqüência de modelados de dissecação diferencial e modelados de aplanamento, que formam um pediplano parcialmente dissecado e inumado (Pri). Localmente ocorrem planos desnudados (Pru) e saliências residuais. A ablação intensa sobre o tabuleiro foi favorecida pela fraqueza das rochas metassedimentares proterozóicas, sob influência do clima recente que permitiu a erosão fluvial.

C) O *Domínio dos Maciços Remobilizados* situa-se na região do Baixo Planalto Pré-Litorâneo e está representado pelo Pediplano do Baixo São Francisco, que ocorre no setor norte da figura I.1.3. Essa unidade tem como característica a uniformidade de feições, exibindo vastos planos e elevações residuais constituindo, no conjunto, uma depressão pediplanada limitada por relevos escarpados. Uma ablação acentuada, favorecida pela alternância de climas distintos durante o Cenozóico, atinge profundamente as rochas metavulcano-sedimentares dos complexos Marancó e Canindé e os granitóides liberados das coberturas preexistentes, conservando restos de antigos aplanamentos (Pgi). A superfície do piso é formada por dois níveis de pedimentação. No primeiro nível, os pedimentos retocados, situados nas bases das elevações, são alterados e dissecados em colinas de formas amplas. O nível mais baixo mostra um plano irregular convergindo para o rio São Francisco. Esse pedimento, fracamente sulcado nas margens do rio, exibe uma superfície rochosa desnudada (Pru) com freqüentes lajedos. A desnudação provém de uma retomada da erosão, evidenciada pela presença de áreas dissecadas (D_1), contornando as margens do rio São Francisco. Os seus afluentes formam, nas suas desembocaduras, "canyons" adaptados à rede de fraturas e falhas que seccionam o rio principal, enquanto nos trechos situados à montante têm seus vales fracamente entalhados nos pedimentos, possuindo setores arenosos e pedregosos. Anota-se, a norte de Pedro Alexandre (Folha Piranhas), uma zona de dissecação D_3 com desníveis da ordem de 121m a 145m. Os relevos residuais constituem blocos isolados de formas arredondadas, alguns representados por intrusões graníticas. Outros são elevações tabuliformes, testemunhos de recobrimento da bacia sedimentar de Tucano, a exemplo do morro do Escondido e serra do Juazeiro, nos arredores de Santa Brígida.

Comparando-se os dados obtidos através de fotointerpretação e do levantamento geológico com dados bibliográficos, foi possível relacionar as características geológico-geomorfológicas contidas nos três domínios. As numerosas unidades litológicas envolvidas em cada um desses domínios apresentam, de modo geral, morfologias distintas, conforme as unidades geomorfológicas onde se encontram. Os tipos de modelados refletem os condicionamentos geológicos combinados às ações climáticas que conduziram a morfogênese no Cenozóico.

A formação do relevo atual é produto das repetidas fases de aplanamentos que ocorreram no Terciário e das sucessivas retomadas de erosão no Quaternário. Há evidências de uma superfície aplanada nos topos dos tabuleiros (400-600m) correspondendo aos vestígios da Superfície Sul-Americana (Pgi) (King, 1956), do Terciário Inferior; os níveis pediplanados (Pri e Pru) encontrados em altitudes mais baixas (200-300m), truncando litologias diversas nos três domínios descritos, são correlacionáveis aos aplanamentos dos ciclos Velhas (Terciário Superior) e Paraguaçu (Pleistoceno), caracterizados por King (1956).

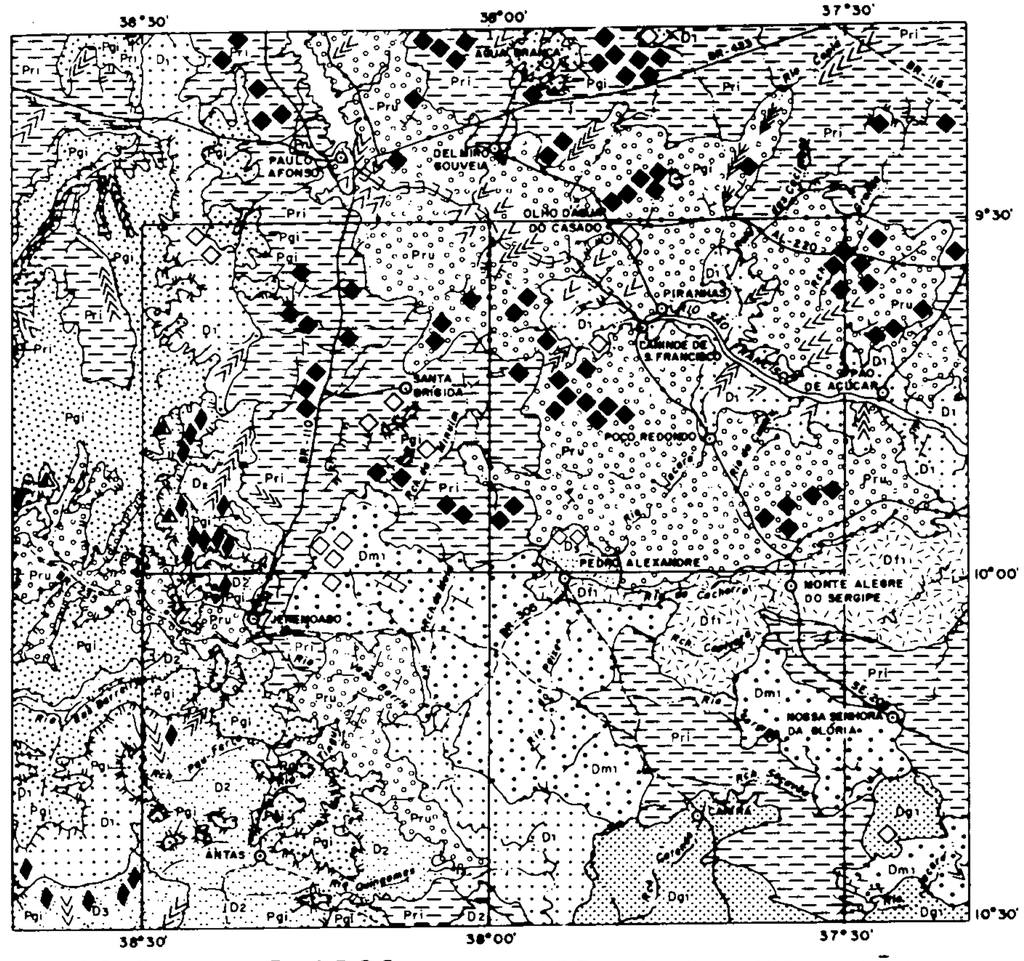
As variações climáticas e do nível de base geral criaram condições para o estabelecimento de processos capazes de promover, por meio das ações fluviais, dissecação remontante a partir do litoral. No Holoceno, com a definição da zonação climática gradando do litoral para o interior, ocorreu uma retomada de erosão muito importante, no decorrer da última regressão marinha, quando os rios desembocavam distante do litoral atual. A erosão regressiva evidencia-se ao longo do curso do rio São Francisco, até a barreira estrutural que marca a Cachoeira de Paulo Afonso, a norte da Folha Santa Brígida, onde o "canyon" tem profundidade de 80m. A dissecação é fortemente controlada por fraturas e falhas. A posição, em relação ao nível de base, e a composição litológica favoreceram a expansão da erosão regressiva atuando ao longo do rio Vaza-Barris, dissecando o tabuleiro em rochas metassedimentares e atingindo os tabuleiros de Antas e Jeremoabo, situados mais a oeste. Nos pedimentos predomina atualmente escoamento superficial, enquanto nos relevos residuais nota-se que as ações de fragmentação e desagregação são mais importantes. As feições de cristas, vales ou sulcos estruturais, morros residuais e bordas de ressaltos dispõem-se aproximadamente segundo as direções NE-SW e NW-SE, estando distribuídas nos vários domínios. Elas indicam as direções estruturais proterozóicas, principalmente falhas e fraturas, que condicionaram a elaboração do arcabouço da bacia fanerozóica de Tucano.



UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS

- TABULEIROS DE JEREMOABO
- TABULEIROS DISSECADOS DE ANTAS
- TABULEIRO DISSECADO DO VAZA-BARRIS
- PEDIPLANO DO BAIXO SÃO FRANCISCO

- PONTÃO
- INSELBERG
- MORRO TESTEMUNHO
- CRISTA SIMÉTRICA
- ESCARPA
- RESSALTO
- CANYON
- VALE OU SULCO ESTRUTURAL
- FENÔMENOS DE EROSÃO E MOVIMENTOS DE MASSAS LOCALIZADOS ESPORÁDICOS



TIPOS DE MODELADOS

MODELADO DE APLAMENTO – P

- SUPERFÍCIE DE APLANAMENTO DEGRADADA INUMADA
- SUPERFÍCIE DE APLANAMENTO RETOCADA DESNUDADA.
- SUPERFÍCIE DE APLANAMENTO RETOCADA INUMADA.

MODELADO DE DISSECAÇÃO – D HOMOGENEA

DENSIDADE:	DIFERENCIAL
FINA	
MÉDIA	
GROSSEIRA	

- LIMITE DO TIPO DE MODELADO
- LIMITE DAS UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS.
- CIDADE

- ESTRADA PAVIMENTADA
- ESTRADA IMPLANTADA
- RIO
- RIACHO

Fig. I.1.3 – Aspectos geomorfológicos.

Capítulo 2

Análise do conhecimento anterior

Para efeito de sistematização, a análise do conhecimento anterior será subdividida e feita em função das duas entidades tectônicas que compõem a área mapeada: a Faixa de Dobramentos Sergipana e a Bacia de Tucano.

A denominação Faixa de Dobramentos Sergipana foi introduzida por Brito Neves (1975), para substituir e ampliar os conceitos de "Geossinclinal de Sergipe" (Humphrey & Allard, 1962) e "Geossinclinal de Propriá" (Humphrey & Allard, 1969).

A área ocupada por essa faixa de dobramentos vem sendo objeto de investigações geológicas desde o trabalho de Hartt (1870). Brito Neves et alii (1978) fizeram uma excelente análise dos conhecimentos prévios sobre essa faixa, dividindo-os em três fases: a fase pioneira, a fase intermediária e a fase recente. Na *fase pioneira*, que se estendeu de 1870 a 1914, foram feitos estudos regionais com a separação de grandes unidades: o embasamento, os xistos sobrepostos ao mesmo, a Formação Estância e os sedimentos cretáceos da costa de Sergipe, destacando-se os trabalhos de Branner (1913) e Derby (1913). A *fase intermediária* começou em 1930 estendendo-se até 1952, e nela os estudos já foram dirigidos para aspectos mais específicos, principalmente os metassedimentos que foram destacados, tanto do embasamento como dos sedimentos cretáceos, e agrupados nas "séries" Canudos e Vaza-Barris (Moraes Rego, 1933 e 1936; Oliveira & Moura, 1942; Moraes & Alves, 1952). Finalmente, na *fase recente* (1958-1977) tiveram início os trabalhos de detalhe sobre os vários domínios geológicos, destacando-se as colaborações da Sudene, do DNPM e da Petrobrás. Os presentes autores estendem essa fase até o ano de 1987, incluindo nela os resultados obtidos dos mapeamentos geológicos efetuados pela CPRM sob o patrocínio do Convênio DNPM-CPRM.

No último período citado destacam-se os trabalhos realizados por Humphrey & Allard (1962, 1969), que apresentaram os primeiros mapeamentos sistemáticos das rochas pré-cambrianas de Sergipe, a partir de estudos de detalhe efetuados nos arredores da cidade de Itabaiana, durante o treinamento de equipes da Petrobrás. Esses autores definiram e nomearam a "Geossinclinal de Sergipe", depois denominada de "Geossinclinal de Propriá", representada por um prisma de metassedimentos de ambiente miogeossinclinal (Grupo Miaba) e eugeossinclinal (Grupo Vaza-Barris), além de sedimentos depositados sobre o Cráton do São Francisco (Formação Estância) e na parte interna do orógeno (Formação Juá) representando, respectivamente, a antefossa e a intrafossa molássica. Referem-se ainda ao "Batólito de Glória", responsável pela formação extensiva de "hornfelses", que seriam estratigraficamente correlacionáveis ao Grupo Vaza-Varris. Um desses autores (Allard, 1969) teceu os primeiros comentários sobre a correlação entre as unidades tectônicas definidas em Sergipe e no lado ocidental da Africa.

Barbosa (1964-1970) descreveu a geologia da região de Canudos, no prolongamento da Faixa de Dobramentos Sergipana a oeste da Bacia de Tucano, caracterizando os grupos Canudos e Macururé e identificando rochas do Grupo Bambuí nessa área, também estudada em detalhe por Jordan (1968, 1971).

Os trabalhos desenvolvidos por Humphrey & Allard (1969) foram estendidos para norte do rio São Francisco por Richter & Ponte (1964), que em reconhecimento efetuado entre as bacias sedimentares de Tucano e Sergipe-Alagoas descreveram os metapelitos e metapsamitos da área como "hornfelses pelíticos" e "hornfelses quartzo-feldspáticos", respectivamente.

Brito Neves & Cordani (1973) levantaram todos os dados geocronológicos da Faixa de Dobramentos Sergipana e adjacências, contestaram algumas idéias de Humphrey & Allard (1969) e discutiram a idade do metamorfismo regional e das intrusões graníticas sin a tarditectônicas (670 mais ou menos 20m.a. e 630 mais ou menos 20m.a., respectivamente).

Santos & Silva Filho (1975) teceram comentários a respeito da compartimentação geotectônica da "Geossinclinal de Propriá", lançaram novas idéias sobre a estratigrafia da área e reconheceram sua extensão a norte do rio São Francisco, em Alagoas.

Silva Filho (1976) caracterizou o Complexo Canindé do São Francisco, situado no extremo-noroeste de Sergipe, como a suíte ofiolítica da geossinclinal.

Silva Filho et alii (Projeto Baixo São Francisco-Vaza-Barris, DNPM-CPRM, 1977-1979) realizaram o mapeamento geológico sistemático da "Geossinclinal Sergipana" e de

seu embasamento, na escala 1:250.000, tendo redefinido a estratigrafia proposta por Humphrey & Allard (1969), reconhecido um zoneamento geossinclinal, onde os grupos Miaba e Vaza-Barris representariam o domínio miogeossinclinal e o Grupo Macururé (ex-"hornfelses" dos autores citados) corresponderia ao domínio eugeossinclinal. Ainda especularam sobre um modelo de evolução baseado na tectônica de placas (geossinclinal tipo "Cordilheirano"); mais tarde,os ao mesmo, a Formação Estância e os sedimentos cretáceos da costa de Sergipe, destacando-se os trabalhos de Branner (1913) e Derby (1913). A *fase intermediária* começou em 1930 estendendo-se até 1952, e nela os estudos já foram dirigidos para aspectos mais específicos, principalmente os metassedimentos que foram destacados, tanto do embasamento como dos sedimentos cretáceos, e agrupados nas "séries" Canudos e Vaza-Barris (Moraes Rego, 1933 e 1936; Oliveira & Moura, 1942; Moraes & Alves, 1952). Finalmente, na *fase recente* (1958-1977) tiveram início os trabalhos de detalhe sobre os vários domínios geológicos, destacando-se as colaborações da Sudene, do DNPM e da Petrobrás. Os presentes autores estendem essa fase até o ano de 1987, incluindo nela os resultados obtidos dos mapeamentos geológicos efetuados pela CPRM sob o patrocínio do Convênio DNPM-CPRM.

No último período citado destacam-se os trabalhos realizados por Humphrey & Allard (1962, 1969), que apresentaram os primeiros mapeamentos sistemáticos das rochas pré-cambrianas de Sergipe, a partir de estudos de detalhe efetuados nos arredores da cidade de Itabaiana, durante o treinamento de equipes da Petrobrás. Esses autores definiram e nomearam a "Geossinclinal de Sergipe", depois denominada de "Geossinclinal de Propriá", representada por um prisma de metassedimentos de ambiente miogeossinclinal (Grupo Miaba) e eugeossinclinal (Grupo Vaza-Barris), além de sedimentos depositados sobre o Cráton do São Francisco (Formação Estância) e na parte interna do orógeno (Formação Juá) representando, respectivamente, a antefossa e a intrafossa molássica. Referem-se ainda ao "Batólito de Glória", responsável pela formação extensiva de "hornfelses", que seriam estratigraficamente correlacionáveis ao Grupo Vaza-Varris. Um desses autores (Allard, 1969) teceu os primeiros comentários sobre a correlação entre as unidades tectônicas definidas em Sergipe e no lado ocidental da África.

Barbosa (1964-1970) descreveu a geologia da região de Canudos, no prolongamento da Faixa de Dobramentos Sergipana a oeste da Bacia de Tucano, caracterizando os grupos Canudos e Macururé e identificando rochas do Grupo Bambuí nessa área, também estudada em detalhe por Jordan (1968, 1971).

Os trabalhos desenvolvidos por Humphrey & Allard (1969) foram estendidos para norte do rio São Francisco por Richter & Ponte (1964), que em reconhecimento efetuado entre as bacias sedimentares de Tucano e Sergipe-Alagoas descreveram os metapelitos e metapsamitos da área como "hornfelses pelíticos" e "hornfelses quartzo-feldspáticos", respectivamente.

Brito Neves & Cordani (1973) levantaram todos os dados geocronológicos da Faixa de Dobramentos Sergipana e adjacências, contestaram algumas idéias de Humphrey & Allard (1969) e discutiram a idade do metamorfismo regional e das intrusões graníticas sin a tarditectônicas (670 mais ou menos 20m.a. e 630 mais ou menos 20m.a., respectivamente).

Santos & Silva Filho (1975) teceram comentários a respeito da compartimentação geotectônica da "Geossinclinal de Propriá", lançaram novas idéias sobre a estratigrafia da área e reconheceram sua extensão a norte do rio São Francisco, em Alagoas.

Silva Filho (1976) caracterizou o Complexo Canindé do São Francisco, situado no extremo-noroeste de Sergipe, como a suíte ofiolítica da geossinclinal.

Silva Filho et alii (Projeto Baixo São Francisco-Vaza-Barris, DNPM-CPRM, 1977-1979) realizaram o mapeamento geológico sistemático da "Geossinclinal Sergipana" e de seu embasamento, na escala 1:250.000, tendo redefinido a estratigrafia proposta por Humphrey & Allard (1969), reconhecido um zoneamento geossinclinal, onde os grupos Miaba e Vaza-Barris representariam o domínio miogeossinclinal e o Grupo Macururé (ex-"hornfelses" dos autores citados) corresponderia ao domínio eugeossinclinal. Ainda especularam sobre um modelo de evolução baseado na tectônica de placas (geossinclinal tipo "Cordilheirano"); mais tarde, com base nos dados obtidos no referido projeto, Silva Filho et alii (1978a) abandonaram o modelo anteriormente proposto e advogaram a evolução da "Geossinclinal Sergipana" em um ambiente de margem continental tipo Atlântico, em que a cadeia mesoceânica estaria representada pelo Complexo Canindé do São Francisco (ofiolitos), e o fechamento da bacia envolveria duas subducções, a primeira para sul e a segunda para norte, culminando no choque entre o Cráton do São Francisco e o Maciço Pernambuco-Alagoas.

Brito Neves et alii (1977a) também propuseram uma evolução geossinclinal à luz da tectônica de placas, que culminaria com a colisão do Maciço Pernambuco-Alagoas com o Cráton do São Francisco, após o primeiro ter sido consumido por uma zona de subducção mergulhando para sul.

Em 1977 foi executado um levantamento aeromagnetométrico e aerogamaespectrométrico (Projeto Baixo São Francisco, DNPM-CPRM/ ENCAL, 1988), abrangendo toda a parte pré-cambriana do presente trabalho, que resultou na apresentação de mapas nas escalas 1:100.000 e 1:250.000.

Silva Filho et alii (1979-1981) executaram o Projeto Complexo Canindé do São Francisco, através do Convênio DNPM-CPRM, consistindo de mapeamento geológico e prospecção geoquímica na escala 1:50.000 do referido complexo, ao qual se associam mineralizações de Cu-Ni e Fe-Ti. O complexo foi mais uma vez considerado como remanescente de um ofiolito, agora admitido como de ambiente de arco-de-ilhas.

Silva Filho & Brito Neves (1979) apresentaram uma síntese sobre a parte do "Sistema de Dobramentos Sergipano" localizada na Bahia e correlacionaram os seus segmentos a leste e a oeste da Bacia de Tucano, quanto à compartimentação tectônica e à estratigrafia.

Tesch et alii (1980) efetuaram pesquisas de detalhe no Complexo Canindé do São Francisco, visando a definir a potencialidade econômica dos jazimentos de Cu-Ni associados ao plutonismo básico da área.

Rand et alii (1980), a partir de perfis gravimétricos e magnetométricos de reconhecimento, incluindo a área objeto deste trabalho, descartaram os modelos de tectônica de placas até então propostos para a Faixa de Dobramentos Sergipana.

Torquato & Cordani (1981) correlacionaram toda a costa oriental brasileira com a costa oposta do continente afri-

cano e reconheceram como análogas da Faixa de Dobramentos Sergipana (grupos Miaba e Vaza-barris) as séries Mbalmayo-Bengbis, Dja e Semba-Ouesso.

Jardim de Sá et alii (1981), com base em estudos específicos de análise estrutural, interpretaram a Faixa de Dobramentos Sergipana como uma entidade geotectônica estruturada no Ciclo Brasiliano, porém constituída por terrenos eoproterozóicos policíclicos (Grupo Macururé) e neoproterozóicos monocíclicos (grupos Miaba e Vaza-Barris).

Gava et alii (Projeto Radambrasil, 1983) efetuaram uma integração dos dados preexistentes nas folhas SC.24/25, adicionados a novos dados analíticos e de campo. Com relação à área do presente trabalho e adjacências, teceram comentários sobre a petrogênese e o ambiente tectônico das rochas granitóides, do plutonismo básico e do complexo metavulcano-sedimentar da região de Canindé do São Francisco etc., e especularam sobre a evolução geotectônica da Faixa de Dobramentos Sergipana. Na mesma época, outros trabalhos de síntese foram realizados por Lopes & Dalton de Souza (1983) e Santos & Dalton de Souza (1984), referentes às análises metalonegética e previsional das folhas Jeremoabo (SC.24-Z-A) e Paulo Afonso (SC.24-X-C), respectivamente, através do Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais (Convênio DNPM-CPRM); e por Santos et alii (1984), Santos & Brito Neves (1984) etc.

Jardim de Sá et alii (1986), com base em análise estrutural associada com o estudo dos ambientes deposicionais, consideraram a Faixa de Dobramentos Sergipana como constituída por terrenos monocíclicos estruturados através de uma tectônica tangencial progressiva, gerada por cisalhamento simples, durante o Ciclo Brasiliano (Proterozóico Superior). Esse modelo tectônico também foi reconhecido por Moraes et alii (1987) na região de Bendengó, no segmento da faixa a oeste da Bacia de Tucano.

Brito Neves et alii (1987) e Campos Neto & Brito Neves (1987) lançaram idéias sobre a organização e a geometria dessa faixa, considerando-a resultante de um sistema de três estruturas maiores de "nappes" que justapõem ambientes paleogeográficos diferentes.

Finalmente, Davison (1987) advogou que a Faixa de Dobramentos Sergipana é formada por um mosaico de quatro terrenos de características distintas, não-correlacionáveis entre si, separados por zonas de cisalhamento, e justapostos por tectônica colisional durante o Ciclo Brasiliano.

Em conclusão, a análise dos trabalhos anteriores demonstra que o estágio do conhecimento geológico atual da Faixa de Dobramentos Sergipana é de nível regional, compatível com a cartografia na escala 1:250.000 disponível, de forma que são ainda necessárias muitas investigações científicas específicas (mapeamento em escala 1:100.000 ou maiores, estudos geocronológicos, litogeoquímicos, geofísicos etc.) para que a história paleogeográfica, estratigráfica e geotectônica da faixa dobrada seja formulada de modo consistente, e à prova de disputas como as atualmente existentes.

Os sedimentos paleozóicos da Bacia de Tucano Norte foram investigados a primeira vez por O.A. Derby, em 1879, durante o reconhecimento levado a efeito ao longo do rio São Francisco pela "Comissão Hidráulica", liderada pelo engenheiro norte-americano William M. Roberts (Sampaio, 1955).

Até 1945 a área da Bacia de Tucano permaneceu desconhecida, salvo por visitas esporádicas, quando então foi iniciado o seu mapeamento, sob os auspícios do Conselho Nacional do Petróleo e da Petrobrás, pelas equipes formadas por J.J. Brazil, L.A. Almeida, P.H. Keller, P.A. Andery, L. Mota, J.I. Ghignone, H. Della Piazza, H. Muhlman e A. Gonçalves, que atuaram na área em diversas épocas. Esses geólogos pioneiros determinaram a estratigrafia da região que abrange o setor da coluna estratigráfica desde o Siluriano até o fim do Eocretáceo.

O Paleozóico aflorante nas bacias de Tucano Central e Tucano Norte compreende as formações Tacaratu (Siluro-Devoniano; Moraes Rego, 1936), Curituba (Carbonífero; Brazil, 1947) e Santa Brígida (Permiano; Brazil, 1947), enquanto o Mesozóico é representado basicamente pelo Supergrupo Bahia, o qual, denominado originalmente pelo Rev. Nicolay em 1866, teve a sua designação restaurada por Vianna et alii (1971). Esse supergrupo abrange os grupos Brotas, Santo Amaro, Ilhas, Massacará e a Formação Salvador, que vão do Jurássico ao Barremiano. A Formação Marizal, do Aptiano, sucede o Grupo Bahia e completa a coluna mesozóica.

Segundo o modelo postulado pela Petrobrás a partir de 1969 para o preenchimento do "rift" do Recôncavo-Tucano (Ghignone, 1979), mais tarde denominado "rift" do Recôncavo-Tucano-Jatobá (Milani, 1985), as unidades litostratigráficas que afloram nas bacias de Tucano Central e Tucano Norte pertencem a quatro fases ou estágios sucessivos:

1) *Fase de Plataforma Estável (Paleozóico)*

Nessa fase inicial depositaram-se as formações Tacaratu, Curituba e Santa Brígida. A primeira pertence ao domínio continental, tendo sido depositada nas partes medial e distal de leques aluviais coalescentes, sugerindo uma superfície deposicional de gradiente elevado. A Formação Curituba, depositada em ambiente fluviolacustre, aflora descontinuamente na borda leste da Bacia de Tucano Norte, sendo constituída por folhelhos cinza a violeta, arenitos finos a siltitos micáceos. A fase de plataforma estável termina com a deposição da Formação Santa Brígida de ambiente fluvial e lacustre. A base dessa formação é discordante das demais, de modo que ela ora repousa sobre a Formação Curituba, ora sobre a Formação Tacaratu. Estes sedimentos constituem uma ampla bacia intracratônica paleozóico-gondwânica ligada à Bacia/Sinéclise do Parnaíba (Ghignone, 1979) e que teria continuidade na África Ocidental. Essa fase não faz parte da evolução tectono-sedimentar do rift do Recôncavo-Tucano-Jatobá.

2) *Fase Pré-Rift (Jurássico Superior-Cretáceo Inferior)*

A fase pré-rift é representada basicamente pelo Grupo Brotas (Jurássico Superior), constituído pelas formações Aliança (basal) e Sergi. Ambas são de origem continental, a primeira de ambiente lacustre, e, a segunda fluvial e em parte eólica. A essa fase também pertencem a Formação Itaparica (Jurássico Superior) e o Membro Tauá da Formação Candeias (Cretáceo Inferior), unidades basais do Grupo Santo Amaro presentes nas bacias do Recôncavo e Tucano Sul. Esses sedimentos tinham uma extensão original que excedia os limites do rift, porém essa fase está relacionada aos estágios iniciais dos processos geodinâmicos que conduziram à individualização tectônica do mesmo e à formação do Oceano Atlântico Sul.

3) *Fase Rift (Cretáceo Inferior)*

Foram depositados durante a fase rift as formações

Candeias (Grupo Santo Amaro) e Salvador e os grupos Ilhas e Massacará (Formação São Sebastião). Enquanto a Formação São Sebastião se restringe à Bacia de Tucano Central, a Formação Salvador se interdigita lateralmente com todas as unidades neocomianas depositadas nessa fase, uma vez que consiste de um fanglomerado, depositado a partir das falhas que limitam o rift.

4) *Fase Pós-Rift (Cretáceo Inferior)*

Essa fase é representada pela Formação Marizal, que repousa em discordância angular sobre o Supergrupo Bahia. A Formação Marizal foi denominada por J.J. Brazil em 1947, e redefinida por Santos (1962), Almeida & Ghignone (1962) e Ghignone (1963), sendo constituída por conglomerados, arenitos e folhelhos. A sua deposição extravasou os limites do rift, consignando um estágio de subsistência crustal regional pós-rift.

Até o início da década de 1980, acreditava-se que o rift do Recôncavo-Tucano-Jatobá consistisse de uma estrutura aproximadamente contínua, estando as diversas bacias separadas por altos do embasamento. Entretanto, estudos recentes baseados em análise de fraturas, modelos gravimétricos bidimensionais, dados de geologia de campo e correlação com os rifts africanos, mostraram que a sua estrutura consiste de sub-bacias depositadas em meio-grabens basculados para leste ou oeste, separados por altos do embasamento e por falhas de transferência ("transfer faults"), que delimitam os diversos depocentros independentes (Milani, 1985; Milani & Davison, 1987 e Magnavita & Cupertino, 1987).

O conhecimento geológico das bacias de Jatobá, Tucano Norte e Tucano Central está muito aquém daquele já auferido nas bacias de Tucano Sul e Recôncavo, onde são conhecidas reservas de petróleo e/ou gás.

Capítulo 3

Histórico do projeto Carira

No início de 1985, a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), por solicitação do Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM) apresentou anteprojeto de levantamento geológico, na escala 1:100.000, das folhas Santa Brígida, Piranhas, Jeremoabo e Carira, através do então denominado "Projeto Carira". A seleção dessas folhas fundamentou-se nos resultados obtidos das análises metalogenética e previsional das folhas Jeremoabo (SC.24-Z-A) e Paulo Afonso (SC.24-X-C), escala 1:250.000, executadas em 1983-1984, pelo Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais (DNPM-CPRM). Esse projeto destacou, na área proposta, ambientes geológicos com potenciálidade para mineralizações de várias substâncias minerais (cromo, cobre, níquel, cobalto, titânio, chumbo, zinco, estanho, molibdênio, flúor etc.), revelada pelos registros minerais existentes ou inferida a partir de metalogenia teórica. Ao mesmo tempo reconheceu que a área necessitava de levantamentos geológicos complementares, para uma melhor definição de tais ambientes e caracterização mais precisa de suas potencialidades metalogenéticas.

Aprovado pelo DNPM, o Projeto Carira teve seu início operacional em maio de 1985. A programação previa apenas mapeamento geológico sistemático, na escala 1:100.000, e o tempo estipulado para sua execução foi de vinte e quatro meses, com um geólogo atuando em tempo integral. Também ficou decidido que dos 12.000km² cobertos pelo projeto, apenas 6.000km² seriam efetivamente mapeados e o restante compilado a partir de mapeamentos geológicos, na escala 1:50.000, já realizados pela Petrobrás (sedimentos fanerozóicos da Bacia de Tucano) e pela CPRM (Projeto Complexo Canindé do São Francisco, DNPM-CPRM, 1979).

Com o advento do Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB, no segundo semestre de 1985, tornou-se necessária uma radical reformulação na programação original do projeto, para adaptá-lo às diretrizes filosóficas e metodológicas do novo programa patrocinado pelo DNPM, que determinavam a utilização e integração de métodos de pesquisa multidisciplinares nos novos levantamentos geológicos sistemáticos. A reprogramação foi apresentada ao DNPM em dezembro de 1985, quando já haviam sido concluídas as etapas de "Coleta e Análise da Documentação Básica" e "Fotointerpretação e Reconhecimento Geológico"; a nova proposta foi implementada já a partir de janeiro do ano seguinte. As principais modificações introduzidas foram: 1) prospecção geoquímica sistemática; 2) prospecção geofísica, incluindo reprocessamento de mapas aerogeofísicos e levantamentos de perfis terrestres estratégicos; 3) análise metalogenético-previsional sistemática; 4) dilatação do prazo de execução para vinte e sete meses; 5) inclusão de outro geólogo em tempo integral, no mapeamento geológico, e um geoquímico e um geofísico em tempo parcial.

O novo cronograma aprovado, contudo, não pôde prever o tempo necessário para a equipe executora do projeto assimilar os novos procedimentos e metodologias de trabalho, algumas só definidas após prolongados debates entre a CPRM, DNPM e a comunidade geológica; nem tampouco o tempo dedicado pelos executores ao intenso programa de treinamento implantado na CPRM a partir de 1985, ao qual deve ser atribuído grande parte do valor científico que possa ser reconhecido neste trabalho. Por outro lado, com o desenvolvimento dos trabalhos de campo ficou patente a necessidade de se realizar perfis adicionais no "Complexo Canindé do São Francisco", para melhor caracterizar suas feições estruturais e petrológicas, e de se atualizar a cartografia dos sedimentos paleozóicos da Bacia de Tucano, devido à flagrante incompatibilidade, em certas áreas, entre a distribuição geográfica assinalada nos mapas existentes e aquela constatada no campo.

Assim, em janeiro de 1987, foram incluídos mais dois geólogos em tempo integral, enquanto o prazo original de execução foi dilatado para trinta e um meses, com término previsto para fevereiro de 1988, data em que foram efetivamente encerrados os trabalhos.

Em termos globais, as atividades programadas para o projeto foram desenvolvidas a contento. Contudo, a redução do número de análises litogeoquímicas e geocronológicas e a suspensão da campanha de revisão final dos trabalhos de campo, motivada pela crise financeira que afetou o sistema DNPM-CPRM, entre maio e setembro de 1987, foram restrições que certamente impediram que os resultados finais do projeto atingissem um nível mais elevado.

Capítulo 4

Metodologia

A utilização simultânea e integrada de métodos multidisciplinares de pesquisa geológica (mapeamento geológico, geofísica, geoquímica e metalogenia), apoiados por diversos tipos de análises laboratoriais (petrográfica, química, geocronológica, geoquímica etc.), define a linha mestra da metodologia adotada pelo PLGB e, portanto, pelo Projeto Carira. Para assegurar o êxito dessa metodologia multidisciplinar, traduzido em produtos de qualificação técnico-científica compatível com as expectativas da comunidade geológica e com os recursos financeiros alocados, foi implantado, a nível nacional, um plano de treinamento intensivo e permanente para os geólogos executores do PLGB, do qual, obviamente, participaram os geólogos vinculados ao Projeto Carira. Treinamento "on the job", através da participação de consultores externos nos trabalhos de campo, também foi implementado.

A etapa preliminar de *Coleta e Análise da Documentação Básica* levou a uma avaliação crítica de todos os trabalhos executados na área, resultando na constatação do verdadeiro estágio do conhecimento e dos problemas geológicos pendentes na mesma, o que permitiu o estabelecimento de uma programação objetiva e dirigida, capaz de promover um incremento real no conhecimento geológico da região. O ponto de partida para execução dessa etapa foi a análise da memória de dados multidisciplinares coligidos pelo Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais (DNPM-CPRM), em 1983-1984, quando da elaboração das folhas, na escala 1:250.000, Jeremoabo (SC.24-Z-A) e Paulo Afonso (SC.24-X-C). Outras importantes fontes de informações consultadas foram: Projeto Baixo São Francisco-Vaza-Barris, DNPM-CPRM, 1977 (mapeamento geológico na escala 1:250.000); Projeto Baixo São Francisco, DNPM-CPRM/ENCAL, 1978 (levantamentos aeromagnético e aerocintilométrico na escala 1:100.000); Projeto Complexo Canindé do São Francisco, DNPM-CPRM, 1979 (mapeamento geológico e prospecção geoquímica na escala 1:50.000); e Projeto Canindé, CPRM, 1980 (pesquisa mineral e mapeamento de detalhe). Foram também analisados os relatórios de pesquisa existentes dentro da área e liberados para consulta pelo DNPM.

A fase seguinte de *Fotointerpretação e Reconhecimento Geológico* foi parcialmente executada "pari passu" com a etapa anteriormente descrita, e a rigor fez parte dessa etapa. Inicialmente procedeu-se à interpretação de imagens de Radar e do Landsat (canais 5 e 7), na escala 1:250.000, com o propósito de se obter uma visão regional, principalmente no que se refere à identificação das macrofeições estruturais. A fotointerpretação geológica sistemática, a partir de aerofotos na escala 1:70.000 e, eventualmente, nas escalas 1:40.000 e 1:25.000, foi realizada de modo criterioso, calcada em elementos compilados de trabalhos anteriores e apoiada por um reconhecimento geológico que abrangeu toda a área a ser mapeada. Às feições fotogeológicas interpretadas foram integrados os mapas geológicos, na escala 1:50.000, da Bacia de Tucano e da área em torno do "Complexo Canindé do São Francisco" (não-previstas para mapeamento efetivo), resultando nos mapas fotogeológicos preliminares das folhas Santa Brígida, Piranhas, Jeremoabo e Carira, elaborados em bases planimétricas na escala 1:100.000. Uma nova campanha de reconhecimento geológico levou ao aprimoramento desses mapas, a partir dos quais foram programados os trabalhos de mapeamento geológico sistemático.

O *Mapeamento Geológico* foi orientado no sentido de se obter o máximo de informações de cada afloramento estudado. Perfis e pontos de observação programados durante a fotointerpretação foram estudados com o maior detalhe possível, visando a alcançar um grau de resolução geológica compatível com a escala 1:100.000. Algumas áreas com melhores exposições foram alvos de análise estrutural mais detalhada para a definição da cronologia dos eventos tectônicos, com identificação das deformações superpostas e suas relações com a época de colocação das rochas plutônicas ácidas, intermediárias e básicas. Especial importância foi dada à interpretação da natureza e do movimento das falhas e zonas de cisalhamento, principalmente aquelas de caráter regional.

Os metassedimentos foram investigados também do ponto de vista paleoambiental, com acurada análise das estruturas sedimentares reliquiares para interpretação dos processos envolvidos na sua deposição. Esse tipo de estudo atingiu maior intensidade no âmbito dos sedimentos da Bacia de Tucano, principalmente aqueles de idade paleozóica, cujo mapeamento foi atualizado e suas unidade

interpretadas à luz dos conceitos atuais de sistemas deposicionais.

Os corpos intrusivos de granitóides e metabásicas, bem como as rochas metavulcânicas, foram estudados do ponto de vista estrutural e petrogenético, inclusive aqueles aflorantes em áreas onde já existe mapeamento geológico na escala 1:50.000 (Projeto Complexo Canindé do São Francisco). Todos os tipos de granitóides foram testados quanto à susceptibilidade magnética, através de "Kappameter".

Durante o mapeamento geológico distribuiu-se a equipe executora de modo que cada geólogo mapeasse determinados ambientes geológicos, independentemente dos limites geográficos das folhas, de acordo com a sua maior especialização e experiência profissional.

Concomitantemente ao mapeamento geológico efetuou-se o estudo dos jazimentos e indícios minerais já conhecidos ou descobertos ao longo do trabalho, com vistas à elaboração da carta metalogenético-previsional.

As atividades de campo foram divididas em duas fases: a Etapa I correspondente ao "mapeamento geológico preliminar", realizado através de quatro campanhas; e a Etapa II compreendendo as três campanhas de "mapeamento geológico final". Entre as duas campanhas procedeu-se à "Interpretação e Consolidação dos Dados", ocasião em que foram tratados os dados geológicos e geofísicos disponíveis, atualizados os mapas geológicos preliminares e feita a programação dos trabalhos subseqüentes tanto de mapeamento geológico como prospecção geoquímica sistemática.

Com relação à *Geofísica*, conforme previa a sistemática adotada, os trabalhos consistiram inicialmente na interpretação qualitativa de mapas aeromagnetométricos e aerogamaespectrométricos na escala 1:100.000, integrando-os com os mapas fotogeológicos preliminares, visando a fornecer subsídios para o mapeamento geológico. Esses dados geofísicos foram posteriormente reprocessados, utilizando-se filtros especiais, gerando novos mapas aeromagnéticos que permitiram interpretar as feições geológicas estruturais mais profundas ("continuação para cima") e as mais superficiais ("primeira derivada"), elementos importantes para a definição do arcabouço tectônico da área. A partir dos registros aerogamaespectrométricos digitais foram gerados, eletronicamente, mapas de contagem total, potássio, urânio, tório e das razões urânio/tório, urânio/potássio e tório/potássio, com o intuito de auxiliar o mapeamento geológico, já que fornecem uma visão epidérmica da crosta, possibilitando delimitar os litótipos em função de sua composição, e dessa forma fornecer elementos para os estudos metalogenéticos, principalmente dos granitóides e rochas sedimentares.

Em seguida, foram programados e executados levantamentos de campo, referentes a perfis gravimétricos, magnetométricos, cintilométricos e de VLF, cujos resultados foram integrados àqueles dos levantamentos aéreos. Os perfis magnéticos e gravimétricos foram processados em microcomputador, com "software" que permitiu o modelamento automático das anomalias e a interpretação da forma dos corpos geológicos subaflorantes, bem como o cálculo da espessura da crosta. Esses estudos objetivaram oferecer contribuição efetiva para a interpretação tectônica da área. Anomalias selecionadas nos mapas aeromagnetométricos de campo total também foram modelados eletronicamente para subsidiar a análise metalogenético-previsional.

A participação da *Geoquímica* deu-se em dois níveis, ambos de importância para os estudos metalogenéticos.

O primeiro nível refere-se à *prospecção geoquímica sistemática executada na área*, excluídas a Bacia de Tucano, que vem sendo prospectada em maior detalhe (escala 1:25.000) pela Petromisa, e a área correspondente ao Projeto Complexo Canindé do São Francisco (DNPM-CPRM, 1979), onde já existe levantamento geoquímico na escala 1:50.000, cujos dados foram reutilizados. Compreendeu amostragem de sedimentos de corrente e concentrado de minerais pesados a uma densidade média de 1 amostra/5,5km² e 1 amostra/17km², respectivamente, mas com a concentração dos pontos variando com os ambientes geológicos e suas potencialidades metalogenéticas, conforme conhecidos na época da programação. Duas áreas anômalas foram posteriormente checadas com amostragem de detalhe. Nos concentrados de minerais pesados, além de análises químicas foram realizadas análises mineralométricas. Os dados analíticos foram tratados segundo os parâmetros analíticos definidos pelo sistema GEOQUANT, desenvolvido pela CPRM.

O segundo nível corresponde aos *estudos litogeoquímicos* efetuados em rochas intrusivas ácidas, intermediárias e básicas, bem como em metavulcânicas básicas. Aos resultados analíticos obtidos nesses trabalhos foram adicionados aqueles de trabalhos anteriores, sendo o conjunto plotado em diagramas e gráficos apropriados, com vistas à identificacão das séries magmáticas a que pertencem as rochas analisadas e a interpretação do ambiente geotectônico.

Maiores detalhes sobre as metodologias e procedimentos utilizados pela geofísica e geoquímica estão descritos nos capítulos correspondentes a esses temas.

Quanto à *Metalogenia* os dados sobre mineralização, estratigrafia, petrologia, estrutura, geomorfologia, geoquímica e geofísica foram levantados, integrados e hierarquizados em uma única carta, provisoriamente denominada *carta metalogenético-previsional*, marcando um novo estágio no tratamento de informações multidisciplinares através do Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, com o objetivo de delimitar, na escala 1:100.000, as áreas com indícios de mineralizações, prioritárias para prospecção e exploração mineral.

A metodologia aplicada, fundamentada nos princípios de Orlova & Shatalov (1960) e consolidada no conhecimento adquirido durante a execução do Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais, escala 1:250.000, através do Convênio DNPM-CPRM, implantado a partir de 1982, constitui a base para a elaboração das novas cartas, na escala 1:100.000.

A concepção da legenda resultou, em parte, de adaptações na simbologia gráfica, utilizada nacional e internacionalmente, segundo critérios de legibilidade e precedência e foi ajustada à escala 1:100.000, tendo em vista:

1) a necessidade de especialização do fundo geológico para torná-lo metalogeneticamente significativo;

2) a importância de se representar o máximo de informações metalogenéticas sobre os jazimentos minerais individuais de forma clara e legível;

3) a conveniência de se estabelecer a distinção entre os dados econômicos e metalogenéticos; e

4) a valorização dos indícios indiretos de mineralização, visando à sua representação cartográfica.

Dentre as referências bibliográficas consultadas mere-

cem destaque: Carta Metalogenética e de Previsão de Recursos Minerais do Brasil, escala 1:250.000 (Siqueira & Dalton de Souza, 1982 e Siqueira, 1984); Mapa Metalogenético da Espanha, escala 1:200.000 (Espanha-PNIM, 1972); Mapa Metalogenético da Austrália, escala 1:250.000 (Buwman & Stevens, 1978; Buwman, 1977; Gilligan, 1975; Matson, 1975); Carta Metalogenética dos Maciços de Vosges e Floresta Negra, escala 1:400.000 (BRGM, 1975); e Carta Metalogenética da Europa, escala 1:2.500.000 (BRGM-UNESCO, 1968-1970). Também foram examinadas as legendas do Mapa de Jazimentos Minerais da França, escala 1:320.000; do Mapa Metalogenético da Bahia, escala 1:1.000.000 (Sá, 1982); do Mapa Metalogenético do Brasil (Suszczynski, 1973) e o Mapa da América do Norte (Guild, 1981), escala 1:5.000.000.

A carta metalogenético-previsional é elaborada sobre uma base geológica especializada dependente do nível de conhecimento da área. Essa especialização contempla a distinção cronológica e/ou espacial das unidades litostratigráficas de maior categoria como complexo, supergrupos e grupos, bem como associações magmáticas cosangüíneas ou as séries toleíticas, calcialcalinas e alcalinas. São também realçados os litótipos especiais (metalotectos prováveis e possíveis), enquanto as unidades de menor categoria, tais como formação, membro e seus equivalentes, sem realce metalogenético, são identificadas apenas pelo uso de letras-símbolo. Os elementos estruturais da carta geológica são integralmente preservados e eventualmente acrescidos de informações geofísicas, como lineamentos, profundidades e contorno do substrato das coberturas etc.

Na representação dos jazimentos minerais estabeleceu-se a distinção entre os caracteres metalogenéticos e os econômicos. Os primeiros constituem a parte interna do símbolo de dimensão constante e de forma geométrica variável em função da morfologia. Os dados econômicos são representados por uma circunferência independente, concêntrica ao símbolo morfológico, de acordo com a forma de representação adotada no Mapa Metalogenético da Espanha, escala 1:200.000 (Espanha-PNIM, 1972).

A simbologia representativa dos caracteres metalogenéticos abrange os dados factuais sobre os jazimentos minerais, como a textura do minério, morfologia, orientação do(s) corpo(s) mineralizado(s), quimismo e associação mineralógica. Adicionalmente, contém informação sobre a classe do jazimento, procurando-se adotar uma classificação para as concentrações minerais, mais geológica do que genética, adaptadas das propostas por Wacrenier & Rouveyrol (1977), Stanton (1972) e Routhier (1963). Essa classificação aproxima-se da utilizada para os depósitos minerais do Brasil (Branco, 1984).

Os dados econômicos dos jazimentos que têm sido objeto de pesquisa e lavra mineral são representados por uma circunferência externa, onde constam informações quanto à situação atual: ativo, inativo ou intermitente; o diâmetro, graduado em três dimensões, expressa a importância econômica do jazimento em três categorias - pequeno, médio e grande. A base para o estabelecimento dos limites dessas categorias é a mesma utilizada no Mapa Geológico do Brasil, escala 1:2.500.00 (Branco, 1984). Um taço aposto acima, abaixo, à direita ou à esquerda dessa circunferência indica a situação atual do jazimento: mina, garimpo, jazida ou depósito, respectivamente.

Os indícios indiretos de mineralizações, a partir de indicações geoquímicas, geofísicas ou zonas de alterações de origem exógena ou endógena, são submetidos a tratamento cartográfico específico, visando a um maior realce.

A integração dos dados multidisciplinares permite reconhecer os metalotectos comprovados, prováveis e possíveis, dependendo se as relações entre eles e os indícios de mineralização foram obtidos por ligação direta, estatística ou de analogia a contexto geológico-metagenético, propiciando a delimitação de áreas mineralizadas prováveis, possíveis e potenciais, de acordo com critérios explícitos na própria carta.

PARTE II - GEOLOGIA DE PARTE DAS REGIÕES NORDESTE DA BAHIA E NOROESTE DE SERGIPE (FOLHA SANTA BRÍGIDA)

~~*FOLHA SANTA BRÍGIDA*~~

Redação:

Capítulo 1: João Dalton de Souza.
Capítulo 2:
2.1: João Dalton de Souza e Reginaldo Alves dos Santos.
2.2: Rômulo Alves Leal e Nelson Ramos de Menezes Filho.
2.3: Nelson Ramos de Menezes Filho.
Capítulo 3: Reginaldo Alves dos Santos e Rômulo Alves Leal.
Capítulo 4: Antonio Carlos Mota, Ricardo Moacyr de Vasconcellos e Mario Metello.
Capítulo 5: Léo Rodrigues Teixeira.
Capítulo 6: Inácio de Medeiros Delgado.
Capítulo 7: João Pedreira das Neves.

Capítulo 1

Geologia regional

1.1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO REGIONAL

A área mapeada insere-se na parte oriental da Região Nordeste do Brasil, segmento da crosta continental que coparticipa de três das províncias estruturais brasileiras, definidas por Almeida et alii (1977): a *Província São Francisco*, a *Província Borborema* e a *Província Costeira e Margem Continental* (fig.II.1.1).

A primeira província abrange a quase-totalidade do Estado da Bahia e corresponde, em extensão e limites, ao Cráton do São Francisco (Almeida, 1977), entidade geotectônica estabilizada ao término do Ciclo Transamazônico (Proterozóico Inferior) e limitada por faixas de dobramentos estruturadas durante o Ciclo Brasiliano, no Proterozóico Superior. Os principais elementos tectonostruturais e unidades geológico-estratigráficas da parte nordeste do Cráton do São Francisco estão representados de forma simplificada nas figuras II.1.2 e II.1.3, respectivamente. As faixas de dobramentos Riacho do Pontal e Sergipana, que constituem os limites norte e nordeste do cráton, pertencem à Província Borborema (fig.II.1.2).

A Província Borborema equivale à Região de Dobramentos Nordeste (Brito Neves, 1975; Almeida et alii, 1976) e ocupa segmentos do norte da Bahia e sudeste do Piauí e a maior parte dos estados de Sergipe, Alagoas, Pernambuco, Paraíba, Rio Grande do Norte e Ceará, perfazendo uma

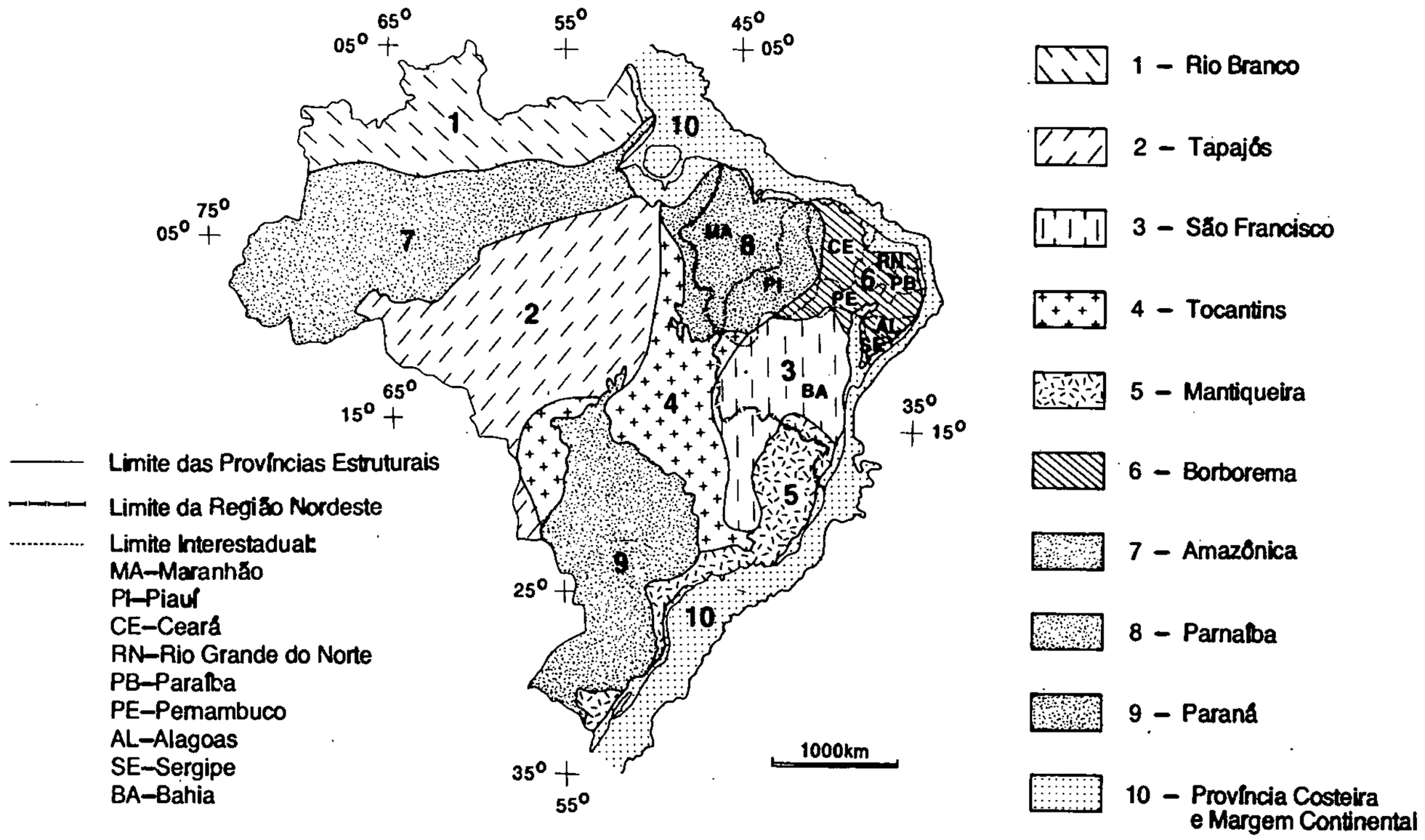
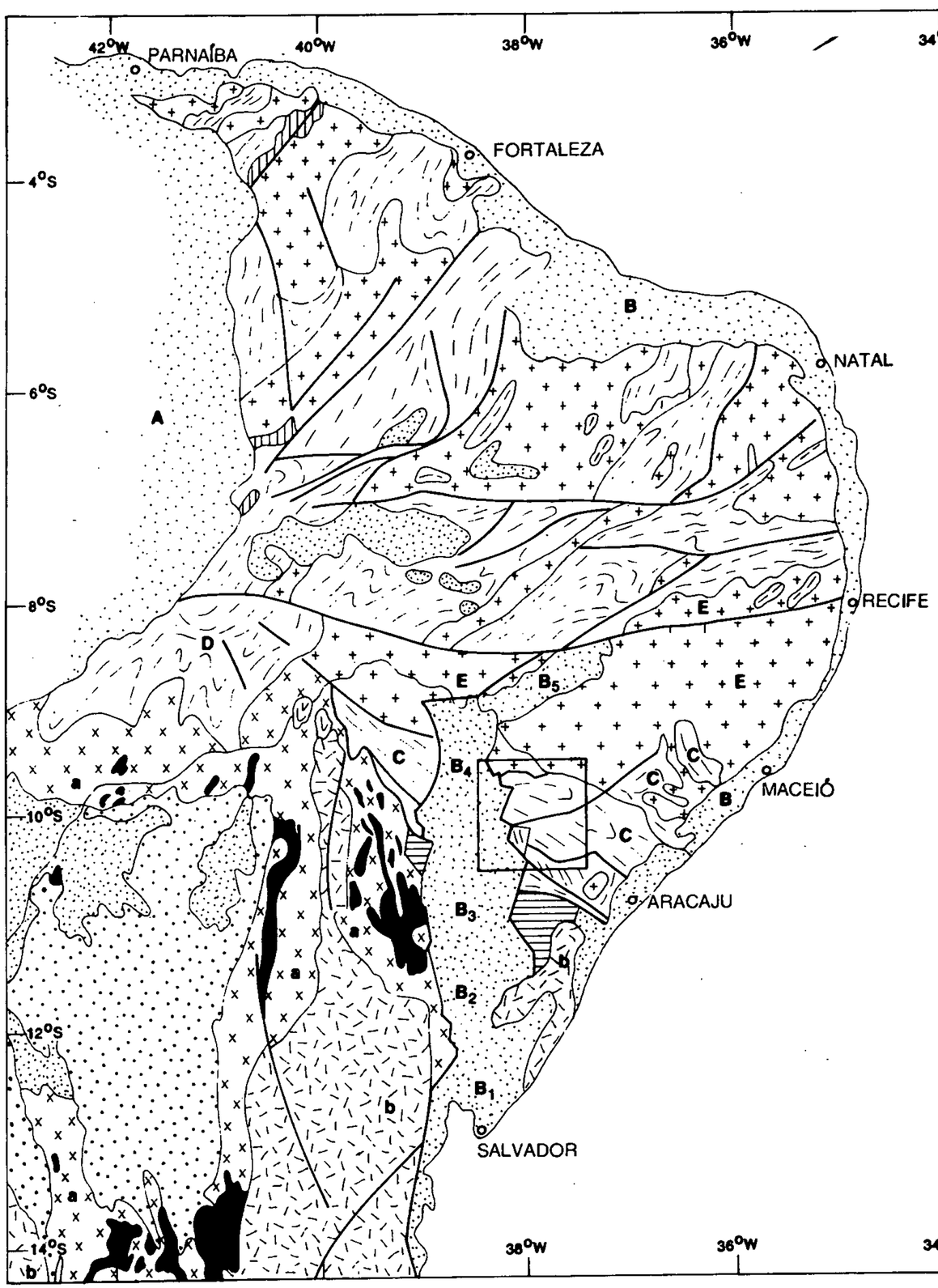


Fig. II.1.1 – Províncias estruturais do Brasil (segundo Almeida et alii, 1977).



COBERTURAS FANEROZÓICAS

A – Província (Bacia do) Parnaíba; **B** – Província Costeira (**B_1** – Bacia do Recôncavo; **B_2, B_3, B_4** – Bacias de Tucano Sul, Central e Norte; **B_5** – Bacia de Jatobá)

PROVÍNCIA BORBOREMA/REGIÃO DE DOBRAMENTOS NORDESTE (DOMÍNIO DO CICLO OROGÊNICO BRASILIANO)

Intrafossas molássicas associadas com a evolução das faixas de dobramentos

Faixas de dobramentos metavulcano-sedimentares ou metassedimentares, em geral polideformadas, retrabalhadas ou geradas no Proterozóico Superior/Ciclo Brasiliano (**C** e **D** – Faixas Sergipana e Riacho do Pontal)

Maciços gnáissico-granítico-migmatíticos do Arqueano–Proterozóico Inferior retrabalhados no Ciclo Brasiliano (**E** – Maciço Pernambuco–Alagoas)

PROVÍNCIA (CRÁTON DO) SÃO FRANCISCO

Cobertura sedimentar pericratônica e de antefossa molássica associada com a evolução da Faixa Sergipana

Coberturas plataformais dobradas do Proterozóico Superior (carbonatos e pelitos) e do Proterozóico Médio (metapsamitos-pelitos e metavulcânicas félsicas)

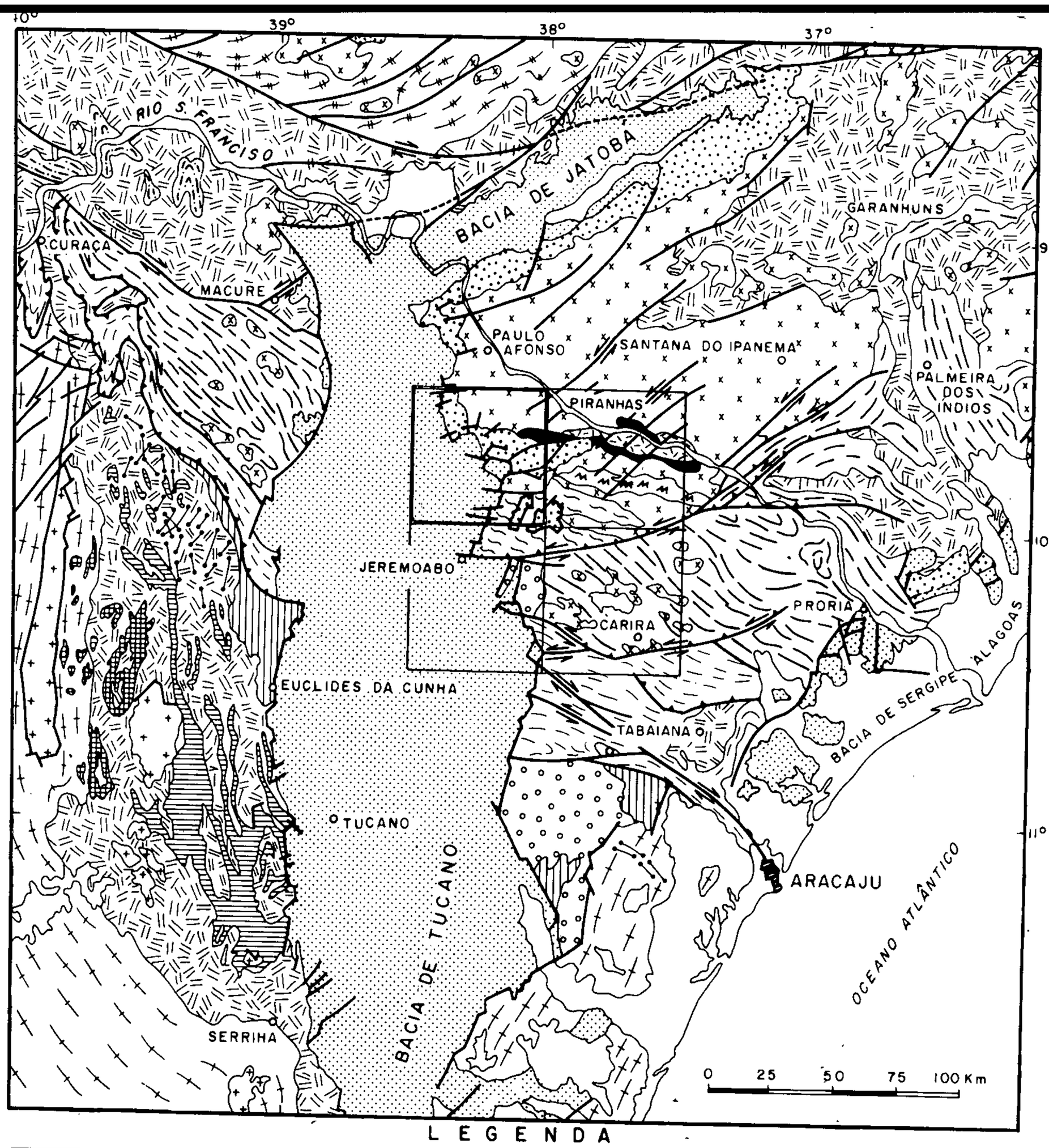
Seqüências metavulcano-sedimentares do Proterozóico Inferior e/ou Arqueano, incluindo verdadeiros *Greenstone Belts*

Infra-estrutura do Cráton: Terrenos arqueanos gnáissico-granítico-migmatíticos **a** e dominantemente granulíticos **b**, em parte rejuvenescidos e/ou retrabalhados no ciclo Transamazônico

Zonas de cisalhamentos e falhas maiores

Esboço tectônico de parte da região Nordeste do Brasil (baseado em Almeida et alii, 1977; Inda et alii, 1982; Brito Neves, 1986)

Fig. II.1.2 – Esboço tectônico de parte da região Nordeste do Brasil (baseado em Almeida et alii, 1977; Inda et alii, 1982; Brito Neves, 1986).



LEGENDA

DEPÓSITOS CENOZÓICOS

COBERTURAS MESOZÓICAS

COBERTURAS PALEOZÓICAS

PROTEROZÓICO

FAIXA DE DOBRAMENTOS SERGIPANA

FORMAÇÕES PALMARES E JUÁ

1 - GRUPO ESTÂNCIA; 2 - GRUPOS MIABA / VAZA-BARRIS; 3 - GRUPO MACURURÉ; 4 - COMPLEXO MARANCÓ; 5 - MIGMATITOS; 6 - COMPLEXO CANINDÉ; 7 - SUITE INTRUSIVA DE CANINDÉ; 8 - GRANITÓIDES BRASILIANO.

PROTEROZÓICO INFERIOR

VULCANISMO FISSURAL DE UAUÁ E ARAUÁ

GRUPO IBÓ

COMPLEXO MONTEIRO

GRANITÓIDES TRANSAMAZÔNICOS

ARQUEANO - PROTEROZÓICO INFERIOR

1 - COMPLEXO GRANULÍTICO; 2 - COMPLEXOS GNÁISSICOS - GRANÍTICOS - MIGMATÍTICOS; 3 - GREENSTONE BELTS (SERRINHA E RIO CAPIM); 4 - NÍVEIS DE ANFIBOLITO, ROCHAS MÁFICAS - ULTRAMÁFICAS, CALCISSILICÁTICAS.

FALHAS E ZONAS DE CISALHAMENTOS:
a - TRASCORRENTES; b - EMPURRÕES; c - TRANSPURRÕES; d - INDISCRIMINADAS

Fig. II.1.3 – Mapa geológico simplificado de parte da região Nordeste Oriental do Brasil (baseado nos mapas geológicos do Brasil 1:2.500.000, DNPM, 1981; e das Folhas SC. 24/25, 1:1.000.000, Radambrasil, 1983).

extensão da ordem de 380.000km² (fig.II.1.1). Configura uma unidade geotectônica de grande complexidade estrutural e longa história crustal, cuja evolução culminou no Ciclo Tectono-Orogênico Brasiliano (Santos et alii, 1984).

Na Província Borborema são encontrados dois tipos fundamentais de terrenos (Brito Neves, 1975; Santos & Brito Neves, 1984; Brito Neves, 1986): 1) os "maciços" gnáissico-granítico-migmatíticos pré-brasilianos; e 2) as faixas de dobramentos compostas por seqüências supracrustais metavulcano-sedimentares e metassedimentares proterozóicas, às quais podem se associar seqüências plataformais, não ou fracamente metamorfizadas e suaves ou nada dobradas, sobrepostas aos domínios cratônicos adjacentes, bem como sedimentos pós-orogênicos do tipo molassóide (fig.II.1.2). Plutonismo granítico do Ciclo Brasiliano é uma característica marcante da Província Borborema (Brito Neves, 1986). Os terrenos gnáissico-granítico-migmatíticos são de idade arqueano-eoproterozóica (Brito Neves et alii, 1982) e exibem estruturas e atividades magmáticas dos ciclos Transamazônico e Brasiliano (Jardim de Sá, 1987). A idade e a evolução das faixas de dobramentos constituem questão de controvérsia. Para alguns autores, como Brito Neves (1975 e 1986) e Almeida et alii (1976), trata-se de faixas supracrustais monocíclicas depositadas no Proterozóico Superior e estruturadas no Ciclo Brasiliano. Outros pesquisadores (Caby, 1984, 1985; Arcanjo & Salim, 1986; apud Jardim de Sá, 1987) advogam que as estruturas identificáveis são exclusivamente do Ciclo Brasiliano, embora reconheçam a participação de coberturas plataformais eoproterozóicas, além de supracrustais neoproterozóicas (no caso da "faixa" Seridó). Finalmente, outros autores (Jardim de Sá & Hackspacher, 1980; Dalton de Souza et alii, 1979; Jardim de Sá, 1984, 1987; etc.) defendem uma evolução policíclica para algumas faixas, reconhecendo nelas estruturas, deformação e granitogênese transamazônicas e brasilianas (caso da Faixa Riacho do Pontal e supracrustais Seridó). A figura II.1.3 mostra os principais elementos geológico-estratigráficos da parte sudeste da Província Borborema.

Finalmente, a Província Costeira e Margem Continental (fig.II.1.1) representa a mais nova das províncias estruturais brasileiras, de Almeida et alii (1977), estando constituída por pequenas bacias sedimentares costeiras mesocenozóicas, e as suas extensões submersas na margem continental (bacias de Sergipe-Alagoas, Pernambuco-Paraíba etc.) desenvolvidas a partir do Jurássico Superior. Inclui, também, os sedimentos fanerozóicos que se estendem de Salvador para o interior do continente, preenchendo o sistema de bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá (figs.II.1.2 e II.1.3).

Dentro desse amplo contexto geotectônico provincial afiguram-se dois domínios geotectônicos, a seguir comentados, que são de particular interesse para este trabalho: a Faixa de Dobramentos Sergipana e as Bacias Fanerozóicas do Recôncavo, Tucano e Jatobá.

1.2 A FAIXA DE DOBRAMENTOS SERGIPANA

A Faixa de Dobramentos Sergipana está geotectonicamente posicionada entre o Cráton (Província) do São Francisco, a sul, e o Maciço Pernambuco-Alagoas, a norte, sendo este e a faixa entidades tectônicas da Província Borborema (figs.II.1.1 e II.1.2). Apresenta uma forma grosseiramente triangular, com largura máxima da ordem de 200km no litoral dos estados de Sergipe e Alagoas, de onde se estende por cerca de 400km na direção oeste (segmento oriental) e depois noroeste (segmento ocidental), sendo cada vez mais adelgaçada ao longo do seu eixo, até terminar em forma de cunha ao sul da cidade de Curaçá, no Estado da Bahia. Os segmentos oriental e ocidental são definidos pela Bacia de Tucano (Central e Norte), do rift mesozóico do Recôncavo-Tucano-Jatobá, que secciona na direção norte-sul a Faixa de Dobramentos Sergipana. A extensão da faixa para leste é mascarada pelos sedimentos juro-cretáceos da Bacia Sergipe-Alagoas, contudo, sua continuidade nos sistemas de dobramentos africanos marginais ao Cráton do Congo é constantemente defendida na literatura. Alguns autores, como Torquato & Cordani (1981) e Trompette (1982) advogam o prolongamento da faixa no sistema Oubanguides, ao norte do referido cráton, enquanto outros reconhecem a sua continuidade no Cinturão Dobrado do Oeste do Congo (Coward, 1981).

A Faixa de Dobramentos Sergipana (Brito Neves, 1975), também denominada de "Geossinclinal de Sergipe" (Humphrey & Allard, 1962), "Geossinclinal de Propriá" (Humphrey & Allard, 1969), Sistema de Dobramentos Sergipano (Brito Neves, et alii, 1977a e 1978), e "Geossinclinal Sergipana" (Silva Filho et alii, 1977), é tradicionalmente considerada como uma entidade geotectônica constituída por terrenos monocíclicos gerados, deformados e metamorfizados no Proterozóico Superior/Ciclo Brasiliano durante o Proterozóico Superior (Brito Neves, 1975 e 1986; Almeida et alii, 1977; Almeida, 1977; Brito Neves et alii, 1977a e 1978); Silva Filho et alii, 1977-1979; Silva Filho et alii, 1978a; Silva Filho & Brito Neves, 1979; Brito Neves et alii, 1987; etc.). Todos os autores supracitados reconheceram na Faixa de Dobramentos Sergipana uma compartimentação geotectônica marcada pelas variações e zoneamento da sedimentação, pela polaridade da deformação e metamorfismo e pela natureza e posicionamento do magmatismo, ao longo da direção meridiana, que os levou a admitir uma evolução geossinclinal, nos moldes clássicos ou calcada na tectônica de placas.

Dessa forma, a organização/evolução geossinclinal de sul para norte, caracterizada pela progressão de sedimentos continentais e de águas rasas para sedimentos de águas profundas, com aumento do metamorfismo, taxa de deformação e importância do vulcanismo e plutonismo, é atualmente o modelo mais aceito para a faixa, sendo amplamente reconhecidos nela os compartimentos a seguir descritos, definidos por Silva Filho et alii (1978a) e Silva Filho & Brito Neves (1979) (figs.II.1.4 e II.1.5).

A *antefossa* está posicionada na porção marginal sul da faixa dobrada e preenchida por sedimentos plataformais e molassóides. A cobertura plataformal corresponde ao domínio estratigráfico do Grupo Estância, assentado em não-conformidade sobre o embasamento "granito-greenstone" da borda nordeste do Cráton do São Francisco, e caracterizado por expressiva sedimentação carbonática plataformal, inexistência de tectônica com encurtamento crustal, deformação restringindo-se a dobramentos localizados rasos e a blocos falhados e basculados, ausência de magmatismo e caráter incipiente ou ausência de metamorfismo. O Grupo Estância compreende as formações Juetê (continental), Acauã (marinha) e Lagarto (continental) (fig.II.1.5). As paleocorrentes da Formação Lagarto, que aflora exclusivamente no segmento oriental da faixa, indicam aporte sedimentar de sul para norte (Silva Filho et alii, 1978b).

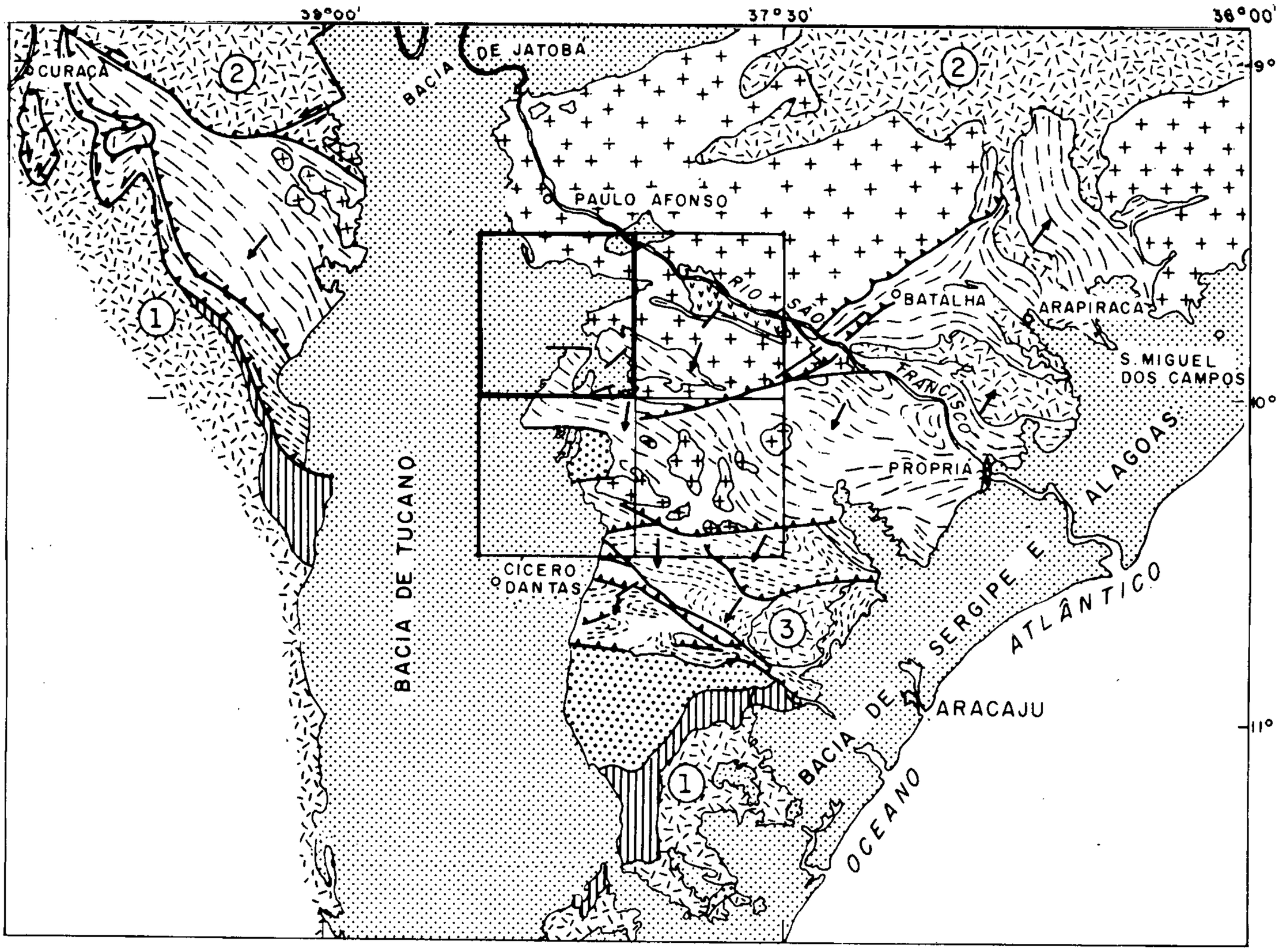


Fig. II.1.4 – Compartimentação geotectônica da Faixa de Dobramentos Sergipana (Silva Filho et alii, 1978a; Silva Filho e Brito Neves, 1979; modificado).

Idade isocrônica de 490 mais ou menos 11m.a. ($R_0 = 0,7161$), obtida por Brito Neves et alii (1977b) a partir de cerca de 30 análises Rb/Sr (fração fina e rocha total) nos sedimentos da Formação Lagarto, é interpretada por esses autores como a época do anquimetamorfismo do Grupo Estância, representando, portanto, a idade mínima para a deposição de seus sedimentos. Esta pode ser considerada com relativa segurança como posterior ao Ciclo Transamazônico, já que seus sedimentos basais no segmento ocidental da faixa apresentam relação de não-conformidade com o enxame de diques básicos de Uauá (Bahia), datados pelos métodos K/Ar e Rb/Sr isocrônico, em cerca de 2,0-1,9b.a., idades que devem representar o limite máximo para a deposição do Grupo Estância (Jardim de Sá et alii 1986). A maioria dos autores admite a deposição do grupo no Proterozóico Superior e, segundo Brito Neves et alii (1977b), ocorreu no intervalo de tempo posterior a 650m.a. e bem anterior a 490 mais ou menos 11m.a. (anquimetamorfismo).

No trecho da antefossa a leste da Bacia de Tucano, depositados discordantemente sobre os sedimentos plataformais do Grupo Estância, ocorrem os conglomerados, grauvacas seixosas e turbiditos da Formação Palmares (fig.II.1.4). As paleocorrentes indicam área-fonte a norte, no interior da Faixa de Dobramentos Sergipana (Silva Filho et alii, 1978b), para esses sedimentos interpretados como pós-orogênicos e molássicos (Silva Filho et alii, 1978b; Silva Filho & Brito Neves, 1979).

A *zona miogeossinclinal*, posicionada a norte da ante-

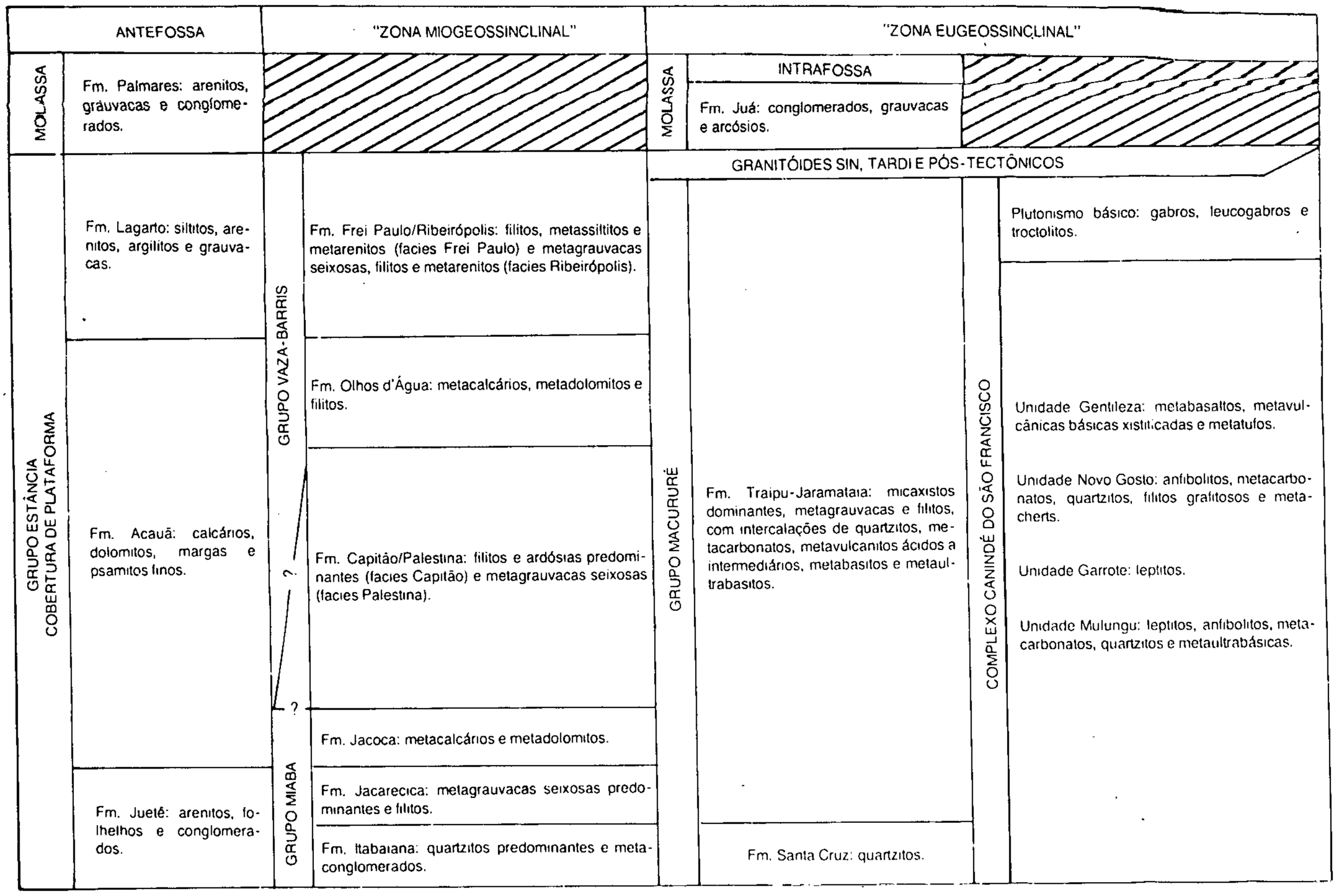


Fig. II.1.5 – Sinopse Estratigráfica da Faixa de Dobramentos Sergipana (baseada em Silva Filho et alii, 1978a, Silva Filho & Brito Neves, 1978, e Silva Filho et alii, 1981).

fossa (fig.II.1.4), é constituída por facies sedimentares tidas como de plataforma continental e talude (grupos Miaba e Vaza-Barris) e como equivalentes cronostratigráficos, distais, das facies continentais e plataformais do Grupo Estância (Silva Filho et alii, 1978a; Silva Filho & Brito Neves, 1979) (figs. II.1.5 e II.1.6). O Grupo Miaba só foi individualizado no segmento oriental da faixa, mais estudado e melhor conhecido que o segmento ocidental. Contudo, nesse segmento existem litologias análogas e passíveis de serem correlacionadas àquelas que constituem as suas formações (fig.II.1.5). A Formação Capitão/Palestina, que para Silva Filho et alii (1978a), Silva Filho & Brito Neves (1979), entre outros, encerra o ciclo sedimentar do Grupo Miaba, é considerada por outros autores (Humphrey & Allard, 1969; Brito Neves et alii, 1987; etc.) como pertencente ao Grupo Vaza-Barris, que recobre aquele (fig. II.1.5).

Na *zona miogeossinclinal* o magmatismo é inexpressivo e o metamorfismo é de grau fraco e pressão baixa-intermediária, dominantemente na facies xisto-verde baixo. A deformação é caracterizada por dobras cilíndricas, de estilo e morfologia variadas, que apresentam de forma generalizada as seguintes feições: orientação na direção WNW-ESE a NW-SE, eixos com caimento fraco, ora para E ou ESE, ora para W ou WNW, planos axiais de mergulhos fortes para N ou NE e presença de redobramentos localizados. Essas características são persistentes no segmento oriental da faixa, contudo Jardim de Sá et alii (1986) reconheceram ali (na região de Mocambo, Sergipe) e principalmente no segmento ocidental do cinturão, dobras recumbentes e até três fases de dobramentos progressivos, gerados por cisalhamento simples (seguido de cisalhamento puro) tangencial, com deslocamento de massa de norte para sul. Três fases de deformação também foram detectadas localmente por Brito Neves et alii (1986) nos dois segmentos da *zona miogeossinclinal*. Jardim de Sá et alii (1986) também demonstraram que as seqüências sedimentares situadas no interior cratônico marginal à faixa dobrada, a noroeste de Patamuté, na Bahia (serras da Canabrava e da Borracha, sinclinório de Curaçá etc.), antes consideradas como coberturas plataformais da antefossa (Grupo Estância), são na realidade massas alóctones tranportadas de norte para sul, que exibem tectônica recumbente e metamorfismo da facies xisto-verde e anfibolito baixo, constituindo "nappes" das supracrustais da *zona miogeossinclinal* (grupo Miaba/Vaza-Barris) (fig.II.1.4). Falhas e zonas de cisalhamento com mergulhos forte são feições marcantes do segmento oriental da *zona miogeossinclinal*, delimitando-a, inclusive, em relação aos sedimentos plataformais e molássicos da antefossa e à *zona eugeossinclinal*.

A *zona eugeossinclinal* (fig.II.1.4) é caracterizada por uma sedimentação dominantemente grauvaco-pelítica (Grupo Macururé, Formação Traipu-Jaramataia) tida, por Silva Filho et alii (1978a) e Silva Filho & Brito Neves (1979), como de mar profundo (facies de talude e sopé continental) e cronocorrelata dos grupos Miaba/Vaza-Barris e Estância (figs.II.1.5 e II.1.6), que assim completaria o zoneamento sedimentar observado nas margens continentais do tipo Atlântico. Contudo, essa interpretação de ambiência de mar profundo franco é comprometida pela presença no Grupo Macururé de litofacies que denunciam

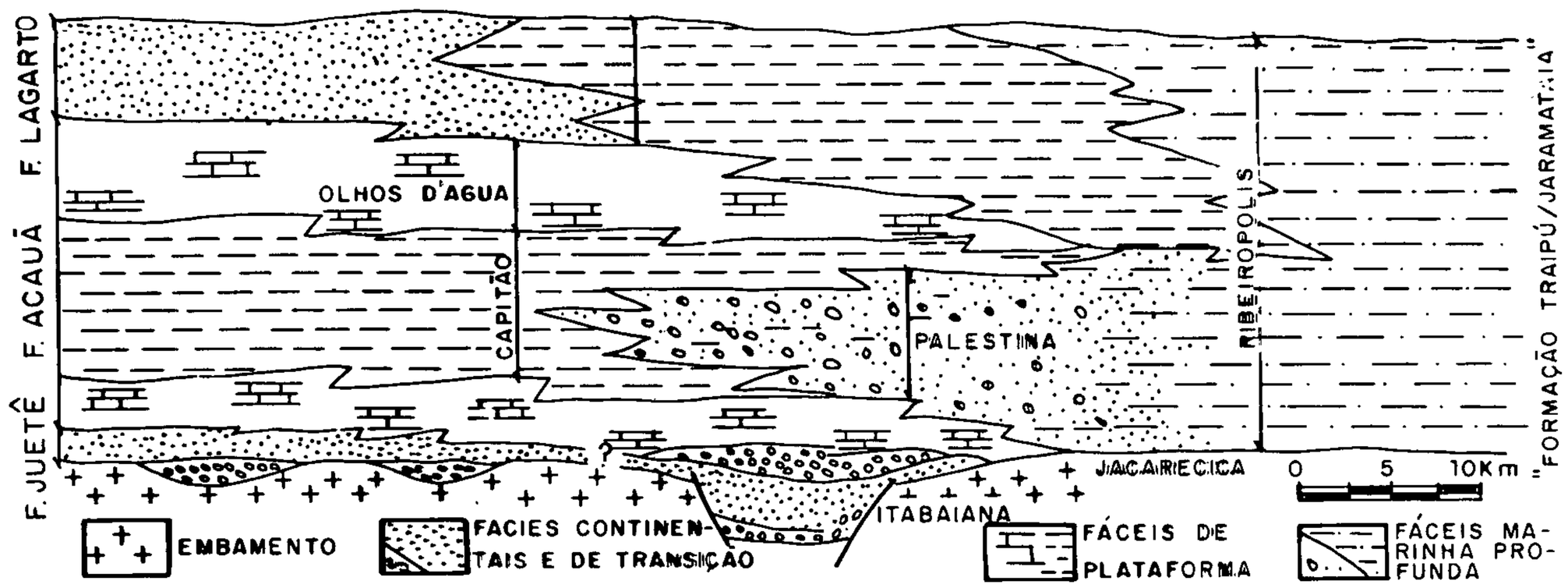


Fig. II.1.6 – Distribuição esquemática das facies sedimentares na Faixa de Dobramentos Sergipana (Silva Filho et alii, 1978a; Silva Filho e Brito Neves, 1979).

claramente a contribuição terrígena de altos, próximos ou interiores, à *zona eugeossinclinal* (Brito Neves et alii, 1987).

A oeste da Bacia de Tucano, o Grupo Macururé é indiviso e está representado por xistos, paragnaisses e quartzitos. No segmento oriental da faixa, o grupo está dividido na Formação Santa Cruz, que ocorre exclusivamente em Alagoas, e na Formação Traipu-Jaramataia (fig.II.1.5).

Intensa atividade magmática é reconhecida na *zona eugeossinclinal*, com destaque para o expressivo plutonismo granítico sin, tardi e pós-tectônico, materializado em diversos "stocks" e batólitos, para os quais as poucas datações radiométricas disponíveis (K/Ar; Rb/Sr convencional e isócronas de referência) fornecem valores entre 660-500m.a. Metavulcanitos ácido-intermediários pré-tectônicos ocorrem intercalados nos metassedimentos em diversos locais da *zona eugeossinclinal* (Jeremoabo e Marancó, na Bahia; Carira, Itabi e Propriá, em Sergipe; etc.), enquanto os termos básico-ultrabásicos estão bem representados em Jaramataia e Batalha (Alagoas) e no Complexo de Canindé (Silva Filho et alii, 1977) (fig.II.1.4). Este representa uma seqüência vulcano-sedimentar com plutonismo básico associado (rochas gabróicas diferenciadas, com mineralizações de ferro-titânio e cobre-níquel) (fig.II.1.5) e foi considerado por Silva Filho et alii (1981) como uma "seqüência ofiolítica" gerada em arco-de-ilhas. O caráter ofiolítico do Complexo de Canindé é descartado por Jardim de Sá et alii (1986) que, contudo, defendem um ambiente de arco-de-ilhas para o complexo. Plutonismo ultrabásico com mineralização de cromo associada é conhecido em Marancó.

A deformação é nitidamente mais enérgica que aquela verificada nos compartimentos anteriormente descritos, sendo reconhecidas três ou mesmo quatro fases de dobramentos em ambos os segmentos da faixa (Jardim de Sá et alii, 1981, 1986; Brito Neves et alii, 1987). Dobramentos recumbentes F_1 são redobrados pela fase F_2, que gerou dobras de morfologia variada, orientadas na direção geral NW-SE. Uma terceira fase de dobramentos ("trend" NW-SE), fortemente desenvolvida no segmento ocidental da faixa, é menos conspícua no segmento oriental. Na parte sul desse segmento as dobras reconhecidas como F_3 têm orientação NE-SW. Falhas e zonas de cisalhamento (empurrão e/ou transcorrência) geram aloctonismo de massa na *zona eugeossinclinal*, que se mostra empurrada sobre a *zona miogeossinclinal*. Falhamentos e cisalhamentos também são reconhecidos em grande parte do contato com o Maciço Pernambuco-Alagoas (fig.II.1.4). Da mesma forma que na *zona miogeossinclinal*, a vergência das dobras que definem os "trends" regionais é para sul. Contudo, na parte norte do segmento ocidental da faixa, em Alagoas, as dobras F_2 e F_3 da *zona eugeossinclinal* mostram vergência contrária, para norte, explicada como devida a retrocavalgamentos tardios gerados pelo choque (e subducção) do Cráton do São Francisco contra o Maciço Pernambuco-Alagoas (Jardim de Sá et alii, 1986).

O metamorfismo reconhecido como plurifacial atingiu no seu ápice a facies anfibolito de pressão baixa-intermediária, chegando a alcançar a isógrada da anatexia, a norte do rio São Francisco, em Alagoas (Jardim de Sá et alii, 1986). Esse último fato parece ser determinante na interpretação, amplamente admitida na literatura, de que o metamorfismo aumenta progressivamente de sul para norte na *zona eugeossinclinal* (e em toda a faixa dobrada).

Na borda oriental da Bacia de Tucano a *zona eugeossinclinal* abriga uma seqüência de grauvacas e conglomerados (Formação Juá) limitada por falhas e de caráter pós-tectônico, interpretada como a intrafossa molássica da Faixa de Dobramentos Sergipana (fig.II.1.4).

Os modelos de evolução da Faixa de Dobramentos Sergipana, à luz da tectônica de placas, são ainda altamente especulativos. Uma das linhas de interpretação especula uma evolução geossinclinal com a instalação de uma bacia com margens "atlânticas" a sul (Cráton do São Francisco) e a norte (Maciço Pernambuco-Alagoas), resultando, ao final, no choque entre essas duas massas continentais (Brito Neves et alii, 1977; Silva Filho et alii, 1978; Silva Filho et alii, 1981; Jardim de Sá et alii, 1986; Brito Neves et alii, 1987). No primeiro trabalho foi aventada uma subducção dirigida para sul, nos dois seguintes foram postulados dois eventos de subducção, o primeiro para sul e o segundo para norte; o primeiro incorporaria um arco-de-ilhas (Complexo de Canindé) ao Maciço Pernambuco-Alagoas (Silva Filho et alii, 1981). Dois episódios de subducção também são aludidos por Brito Neves et alii (1987). Jardim de Sá et alii (1986) mostraram que os dados de campo (estruturais, metamórficos etc.) são incompatíveis com uma subducção para sul, e especularam sobre uma subducção dirigida para norte, do cráton contra o maciço.

Alternativamente, postula-se um modelo de evolução

ensiálico com a formação de uma bacia sem ruptura ou com separação limitada da litosfera, envolvendo no final subducção A e colisão entre o Cráton do São Francisco e o Maciço Pernambuco-Alagoas (Jardim de Sá et alii, 1986) ou a colisão sem subducção entre o Batólito (granítico) de Glória (norte de Sergipe e sul de Alagoas) e o Maciço Pernambuco-Alagoas (Gava et alii, 1983); e deformação, metamorfismo e granitogênese.

Estudos recentes, ainda em andamento, apresentados preliminarmente por Davison (1987), têm levado esse autor a não reconhecer uma evolução geossinclinal, com zoneamento simples em antefossa, miogeossinclinal e eugeossinclinal, e a propor um modelo alternativo para a Faixa de Dobramentos Sergipana que admite a sua estruturação a partir de, pelo menos, quatro "terrenos" ou microplacas (Vaza-Barris, Macururé, Poço Redondo e Canindé), os quais teriam sido acrescidos e soldados durante a colisão oblíqua com o Cráton do São Francisco, no Ciclo Brasiliano.

1.3 AS BACIAS FANEROZÓICAS DO RECÔNCAVO, TUCANO E JATOBÁ

As bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá (fig.II.1.3) constituem um rift intracontinental, cuja origem está relacionada aos estágios iniciais dos processos geodinâmicos que levaram à formação do Atlântico Sul e da margem continental brasileira, culminando com a separação definitiva entre a América do Sul e a África.

O rift do Recôncavo-Tucano-Jatobá evoluiu a partir do Jurássico Superior concomitantemente às bacias que constituem a margem leste brasileira, como a Bacia Sergipe-Alagoas. Porém, ao contrário destas, cessou seu desenvolvimento no Cretáceo Superior, quando veio a ser abortado em conseqüência do deslocamento para as bacias costeiras, do eixo principal de rifteamento do Atlântico Sul. Dessa forma, na Bacia Sergipe-Alagoas e demais bacias costeiras a evolução prosseguiu com a implantação de condições típicas de margem continental divergente (Lana & Milani, 1986).

Em conseqüência, o rift do Recôncavo-Tucano-Jatobá foi preenchido exclusivamente por sedimentos continentais, nele faltando as seqüências marinhas francas, depositadas, a partir do Albiano, na fase pós-rift da Bacia Sergipe-Alagoas e demais fossas marginais.

No rift, mais especificamente na borda oriental das bacias de Tucano e Jatobá, bem como em áreas isoladas sobre o embasamento pré-cambriano e próximas à referida borda, são encontrados sedimentos paleozóicos continentais e marinhos (fig.II.1.3) referidos como formações Tacaratu (Siluro-Devoniano); Inajá e Ibimirim (Devoniano; a última não-aflorante); Moxotó (não-aflorante) e Curituba (Carbonífero); e Santa Brígida (Permiano). No nordeste do Brasil, sedimentos paleozóicos são também encontrados na Bacia do Parnaíba e na Bacia Sergipe-Alagoas, bem como na Chapada do Araripe (Ceará-Pernambuco) e em outras áreas esparsas sobre o embasamento pré-cambriano do oeste de Pernambuco (Mirandiba, São José do Belmonte, Betânia e Sítio do Nunes-Afogados da Ingazeira), o que sugere a ligação dos mesmos e a existência de ampla bacia intracratônica gondwânica, que teria continuidade na África Ocidental (por exemplo, sedimentos permocarboníferos da Bacia do Gabão). Compondo a evolução sedimentar das bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá, distinguem-se (fig.II.1.7):

1) O *estágio pré-rift*, representado por uma seqüência continental de *red-beds* fluviolacustres do Jurássico Superior-Cretácio Inferior (Grupo Brotas, Formação Itaparica e Membro Tauá da Formação Candeias). Esses sedimentos, que atingem 1.500m de espessura na Bacia do Recôncavo, diminuem progressivamente de espessura para norte, em direção à Bacia de Jatobá (Milani & Davison, 1987). Esse estágio antecedeu a individualização tectônica das bacias do Recôncavo-Tucano-Jatobá, com seus sedimentos depositando-se em uma ampla depressão denominada *Depressão Afro-Brasileira* (Ponte et alii, 1971), mas está relacionado aos estágios precoces dos processos geodinâmicos que conduziram à instalação do rift Recôncavo-Tucano-Jatobá e culminaram com a abertura e formação do Atlântico Sul.

2) O *estágio rift*, iniciado a partir do Valanginiano (Cretácio Inferior), com a instalação de um lago tectônico onde se depositaram os folhelhos com intercalações de calcários e, esporadicamente, arenitos da Formação Candeias (lacustre/pró-deltaica) e os arenitos com intercalações de siltitos, folhelhos e calcários do Grupo Ilhas (lacustre/frente deltaica). Concomitantemente, na borda falhada do rift, depositava-se o espesso pacote de conglomerados da Formação Salvador; o estágio culminou com a deposição da seqüência arenosa fluvial do Grupo Massacará (Formação São Sebastião), no final do Neocomiano.

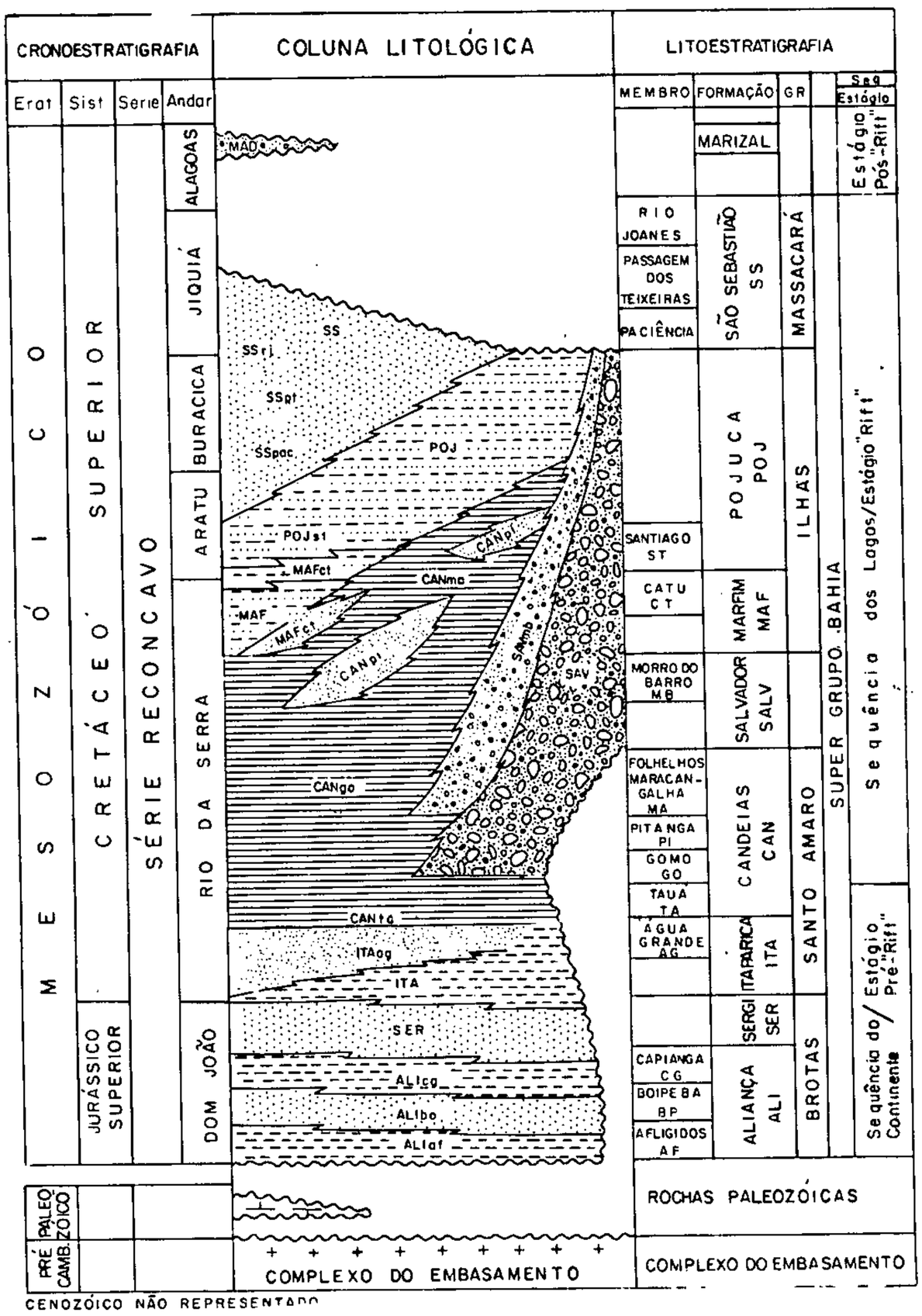


Fig. II.1.7 – Coluna estratigráfica da Bacia do Recôncavo.

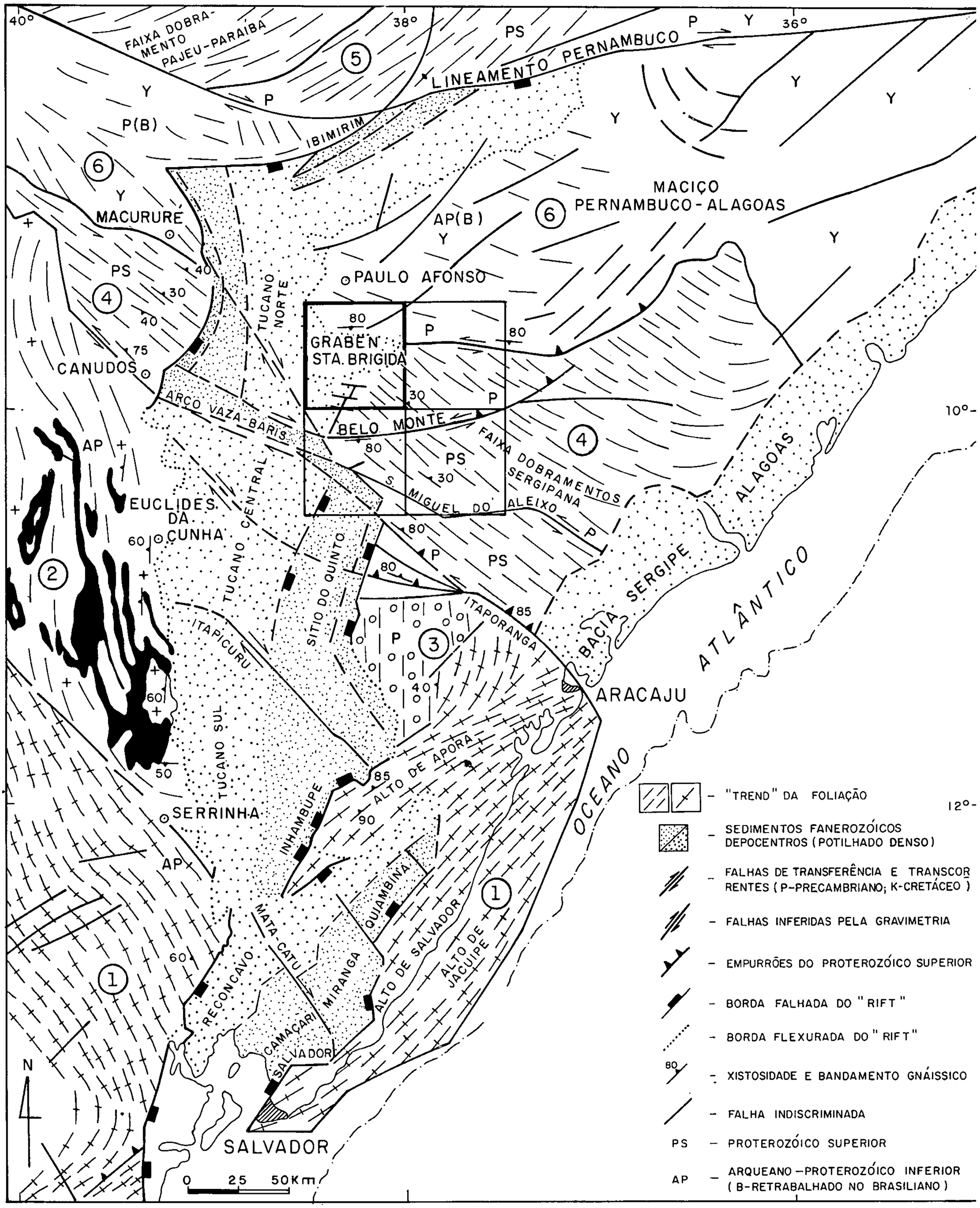


Fig. II.1.8 – Mapa estrutural simplificado do "rift" do Recôncavo-Tucano-Jatobá e do embasamento adjacente (adaptado de Milani e Davison, 1987) – Craton do São Francisco: (1) granulitos e (2) terrenos "granito-greenstone", com o "greenstone belt" de Serrinha em negro. (3) Sedimentos molassóides do Proterozóico Superior. (4) e (5) Faixas dobradas brasilianas. (6) Terrenos gnáissicos-graníticos migmatíticos retrabalhados no Brasiliano.

3) O *estágio pós-rift*, representado pelos conglomerados e arenitos fluviais da Formação Marizal, depositados discordantemente sobre as seqüências preexistentes, durante o Albiano-Aptiano. A deposição desses sedimentos culminou com o preenchimento da bacia e ultrapassou os limites do rift (Medeiros & Ponte, 1981) configurando um estágio de subsidência crustal regional pós-rift.

A sucessão estratigráfica mostrada na figura II.1.7, e sumariamente comentada, é de modo geral observada ao longo do rift do Recôncavo-Tucano-Jatobá, porém, as correlações estratigráficas entre os diversos segmentos da fossa nem sempre são fáceis. Conforme demonstram os trabalhos recentes realizados pela Petrobrás, as dificuldades de correlação devem-se ao fato do rift ter evoluido a partir de bacias e sub-bacias assimétricas, isoladas e separadas por falhas de transferência (''transfer faults'') e por altos do embasamento, cada uma com seu depocentro independente e alimentado por sistemas fluviodeltaicos implantados em plataformas laterais, estáveis durante toda a evolução do rift (Milani, 1985; Lana & Milani, 1986; Magnavita & Cupertino, 1987; Braga, 1987; Milani & Davison, 1987; etc.). Esse modelo evolutivo tectono-sedimentar, elaborado com suporte decisivo dos dados geofísicos (gravimetria, sísmica de refração e de reflexão), contrapõe-se e representa uma grande evolução em relação às idéias defendidas até o início dos anos oitenta, quando acreditava-se que as bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá teriam evoluído interligadas desde a fase inicial do rift, com preenchimento sedimentar fluviodeltaico axial, progradante, de norte - Bacia de Jatobá para sul - Bacia do Recôncavo (Ponte et alii, 1978).

As estruturas do embasamento exerceram papel fundamental no desenvolvimento do rift e no estabelecimento do padrão estrutural de suas bacias (Cordani et alii, 1984; Milani, 1986; Magnavita & Cupertino, 1987; Milani & Davison, 1987) (fig.II.1.8). A Bacia do Recôncavo, que constitui o segmento meridional do rift, é separada da Bacia de Tucano pelo Alto de Aporá, projeção do embasamento de direção nordeste-sudoeste. Esse alto continua para sudoeste, nos altos de Boa União e Dom João (embasamento não-aflorante), os quais conjuntamnte dividem a Bacia do Recôncavo nas sub-bacias do Recôncavo Ocidental e Recôncavo Oriental. Falhas transcorrentes do tipo falha de transferência, de direção NW-SE (Mata-Catu, Itanagra-Araçás e Palmeira) são elementos estruturais importantes na Sub-Bacia do Recôncavo Oriental, subdividindo-a nos compartimentos sul, central e norte (Milani, 1985; Milani & Davison, 1987).

A Bacia de Tucano, por seu turno, está subdividida nas sub-bacias de Tucano Sul, Tucano Central e Tucano Norte, através da falha de transferência do Itapicuru e do Arco do Vaza-Barris, respectivamente, ambos de direção noroeste-sudeste (fig.II.1.8). O Alto de São Francisco, por sua vez, separa a Bacia de Tucano Norte da Bacia de Jatobá, que constitui o extremo-norte do rift.

Todas essas bacias e sub-bacias configuram grabens assimétricos com características estruturais próprias, como o padrão dos sistemas de falhas, que revelam uma história tectônica individual para cada bacia e sub-bacia. Ademais, existe uma diferença tectonostrutural fundamental entre aquelas situadas, respectivamente, a sul e a norte do Arco do Vaza-Barris.

O Arco do Vaza-Barris, um alto de embasamento durante toda a evolução do rift, é interpretado por Milani & Davison (1987) como uma zona de transferência dextral mesozóica, que bem reflete a influência da estrutura do embasamento na evolução tectônica de rift, já que para ela convergem várias zonas de cisalhamento proterozóicas que afetam a Faixa de Dobramentos Sergipana, a leste e a oeste do rift. Uma dessas zonas de cisalhamento reativada no Mesozóico (Falha de Itaporanga) constitui inclusive o limite sul da Bacia Sergipe-Alagoas (Fig.II.1.8).

A sul do Arco do Vaza-Barris, os meio-grabens (bacias do Recôncavo e Tucano Sul e Central) possuem embasamento mergulhando para sudeste e têm depocentros localizados na margem leste do rift, sendo estes limitados e controlados por falhas normais de direção nordeste-sudoeste e mergulho forte para noroeste, enquanto na margem oposta do rift os sedimentos estão estruturados em suaves flexuras, sem grandes falhamentos (Milani & Davison, 1987). O oposto é verificado a norte do arco, isto é, na Bacia de Tucano Norte, onde o embasamento mergulha para noroeste e o depocentro localiza-se na borda oeste da bacia, limitada por falha, enquanto a margem flexurada situa-se na margem oposta do rift, situação que permanece até a Bacia de Jatobá (fig.II.1.8).

A influência das estruturas do embasamento também se reflete na geometria geral do rift (Cordani et alii, 1984; Milani, 1986; Magnavita & Cupertino, 1987; Milani & Davison, 1987). Assim, a estruturação geral norte-sul das bacias do Recôncavo e Tucano seria controlada pelas estruturas planares pré-cambrianas do núcleo cratônico de Serrinha, que funcionariam como planos de fraqueza reativados no Mesozóico. A disposição nordeste-sudoeste da Sub-Bacia do Recôncavo Oriental estaria influenciada pela direção nordeste-sudoeste do bandamento e zonas de cisalhamento dos granulitos da faixa costeira a norte de Salvador. Por seu turno, a estruturação es-nordeste/oés-sudoeste da de Bacia Jatobá está nitidamente controlada pelo Lineamento Pernambuco e zonas de cisalhamento associadas do pré-cambriano, reativadas no Mesozóico, como a Falha de Ibimirim que constitui o limite noroeste da Bacia de Jatobá e controla o seu depocentro (fig.II.1.8).

Segundo Milani & Davison (1987), a abertura do rift do Recôncavo-Tucano-Jatobá processou-se sob a ação de esforços distensivos N30°-40°W, aproximadamente paralelos à direção geral das falhas de tranferências, no caso das bacias do Recôncvo e Tucano, e norte-sul no caso da Bacia de Jatobá.

A Bacia do Recôncavo abriga as maiores reservas de petróleo já descobertas na área continental do território brasileiro, enquanto na Bacia de Tucano Sul existem campos de gás, razão pela qual são mais bem conhecidas geologicamente que as baciàs de Tucano Central e Norte e de Jatobá, onde não foram encontradas até o momento reservas de petróleo/gás. Contudo, o refinamento do conhecimento sobre o arcabouço tectônico do rift evidencia que essas últimas bacias ainda não foram adequadamente testadas para hidrocarbonetos (Magnavita & Cupertino, 1987).

Capítulo 2

Estratigrafia

2.1 COMENTÁRIOS GERAIS

A parte das regiões nordeste da Bahia e noroeste de Sergipe abrangida pela Folha Santa Brígida está inserida em dois domínios geotectônicos de origem e idade distintas. O primeiro congrega os terrenos proterozóicos que compõem a Faixa de Dobramentos Sergipana e o segundo refere-se à Bacia de Tucano Norte, compreendendo sedimentos paleozóicos e mesozóicos. Nesses dois domínios regionais assinala-se ainda a presença, em áreas isoladas e restritas, de coberturas detríticas do Quaternário, representadas por depósitos eluvionares e coluvionares.

Na Faixa de Dobramentos Sergipana, os dados geológicos mutidisciplinares coligidos levaram os autores deste trabalho a constatações semelhantes àquelas obtidas por Davison (1987), ao identificarem na área compreendida pelas folhas Santa Brígida, Carira, Jeremoabo e Piranhas três compartimentos, limitados por descontinuidades estruturais regionais, profundas, os quais apresentam feições geológicas próprias que denunciam diferentes níveis crustais e provavelmente refletem histórias geológicas distintas. Assim, a análise do patrimônio sedimentar e dos paleoambientes deposicionais, da deformação, metamorfismo, natureza e intensidade do vulcanismo e plutonismo de cada um desses três compartimentos, limitados pelas zonas de cisalhamento São Miguel do Aleixo e Belo Monte-Jeremoabo (grandes transcorrências sinistrais, com componente de empurrão diagonal - "transpurrões"), demonstra que não há evidências de polaridade nem correspondência desses elementos através dos compartimentos, sendo impraticáveis as correlações entre os lados opostos das citadas descontinuidades estruturais, pelo menos com o acervo de dados multidisciplinares atualmente disponíveis. Esses compartimentos foram denominados de *Domínio Vaza-Barris, Domínio Macururé e Domínio Canindé-Marancó* (Fig.II.2.1).

Domínios são aqui definidos como "entidades geológicas limitadas por falhas regionais profundas e caracterizadas por patrimônio litológico, deformação, metamorfismo e provavelmente história geológica, diferentes daquelas dos terrenos contíguos" ou seja, num sentido semelhante à definição de "terrenos" (Jones et alii, 1986).

As relações cronogeológicas entre os três domínios são apenas suspeitadas, a rigor desconhecidas, já que os dados geocronológicos disponíveis são limitadíssimos, permitindo reconhecer apenas que os mesmos foram afetados pelos eventos tectonomagmáticos do Ciclo Brasiliano, durante o Proterozóico Superior.

Em conseqüência, na elaboração da legenda do mapa geológico optou-se por uma concepção não-convencional, em que os domínios da Faixa de Dobramentos Sergipana foram posicionados verticalmente em função dos níveis crustais relativos, constatados na área estudada, evitando-se assim um empilhamento estratigráfico especulativo e fadado a críticas indefensáveis. Essa legenda funcional é também bidimensional, na medida em que assinala, na horizontal, as relações geográficas entre os "subdomínios" bem como a interação entre as diversas unidades litológicas e eventos plutônicos constatados em cada "subdomínio", na Folha Santa Brígida.

As principais feições geológicas desses domínios, dos quais apenas o Domínio Canindé-Marancó está presente na Folha Santa Brígida, são a seguir apresentadas (ver fig.II.2.1).

Domínio Vaza-Barris: fragmento marginal de paleobacia com sedimentação tipicamente plataformal, facies de submarés, plataforma profunda e bacial (Grupo Vaza-Barris); deformação monofásica, com redobramentos localizados; metamorfismo da facies xisto-verde; vulcanismo muito restrito; ausência de plutonismo; nível crustal superior.

Domínio Macururé: fragmento interno de paleobacia de substrato desconhecido; metapelitos e metapsamitos finos ritmíticos (turbiditos), depositados em ambiente de águas profundas (Grupo Macururé, com área de distribuição redefinida); deformação polifásica generalizada; ápice do metamorfismo na facies anfibolito de média pressão; vulcanismo ácido-intermediário pouco expressivo; intenso plutonismo granítico sin a tardi e pós-tectônico, em relação à fase de deformação mais importante (F_2); nível crustal médio-inferior em relação aos outros dois domínios.

Domínio Canindé-Marancó: inclui três subdomínios com feições gerais comuns, mas com peculiaridades inter-

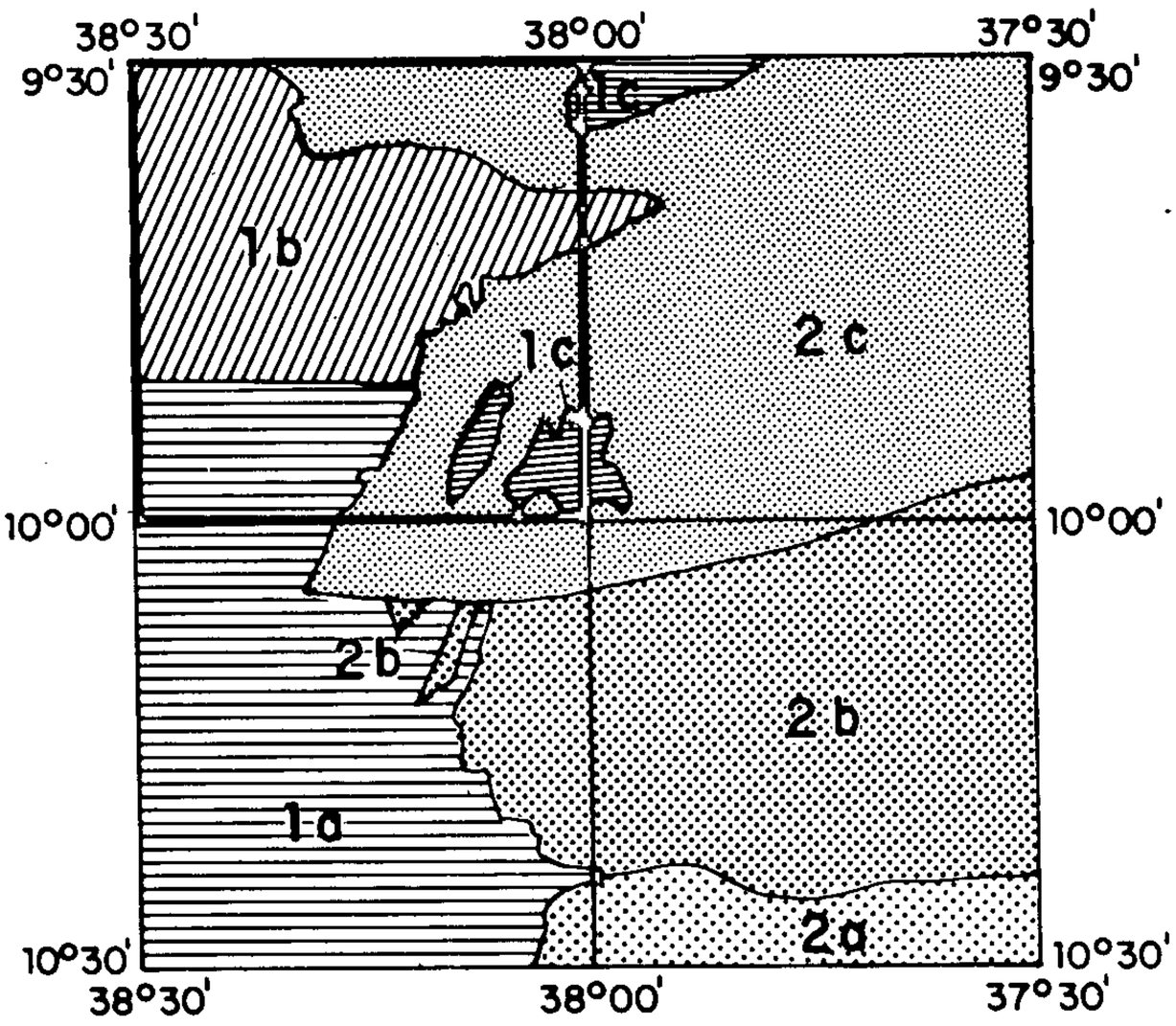


Fig. II.2.1 – Distribuição dos domínios geológicos.

nas, representados pelos complexos vulcano-sedimentares de Canindé e Marancó e pelos migmatitos geralmente bandados que separam os dois complexos; o primeiro subdomínio contém essencialmente metavulcânicas básicas, metassedimentos químicos, pelíticos e psamíticos muito subordinados e plutonismo básico associado; o segundo mostra expressivo vulcanismo ácido a intermediário e metassedimentos químicos, pelíticos e psamíticos subordinados, além de plutonismo básico-ultrabásico; três fases de deformação, melhor registradas nos migmatitos e no subdomínio Canindé; metamorfismo nas facies xisto-verde e anfibolito, mais enérgico nos migmatitos (anfibolito alto); intensa granitogênese sin, tardi e pós-tectônica; nível crustal inferior em relação aos dois domínios anteriores. Admite-se que dados geológicos adicionais poderão levar, no futurro, à subdivisão do compartimento em dois ou mesmotrês domínios distintos, conforme a conceituação aqui utilizada (ver subitem 2.2.1 deste capítulo).

A Bacia de Tucano co-participa do rift do Recôncavo-Tucano-Jatobá cuja origem está relacionada à abertura do Oceano Atlântico Sul durante o Jurássico-Cretáceo. Os sedimentos paleozóicos a ela geograficamente associados não estão relacionados à evolução tectono-sedimentar da bacia, contudo, serão referidos como componentes dessa fossa, para facilitar a sua apresentação ao longo deste trabalho.

Na Bacia de Tucano não foram programados estudos específicos e sistemáticos de mapeamento geológico, geoquímica, geofísica e metalogenia, julgados pelo DNPM como de responsabilidade da Petrobrás e de suas subsidiárias. Entretanto, com o desenvolvimento dos trabalhos de campo, constatou-se naturalmente a necessidade de se atualizar a cartografia dos sedimentos fanerozóicos, mais especificamente daqueles de idade paleozóica. Havia marcantes discrepâncias, em certas áreas, entre a distribuição geográfica desses sedimentos mostrada nos mapas existentes e aquela verificada no campo. Assim, foram coletadas informações paleoambientais dos sedimentos paleozóicos, processadas a partir do estudo das diversas facies, de sua geometria interna e externa e das estruturas sedimentares preservadas, segundo o enfoque dos conceitos modernos de sistemas deposicionais.

Neste trabalho foi mantida, para as rochas paleozóicas, a coluna estratigráfica proposta por Ghignone (1963; 1979) e feito um estudo comparativo com a coluna da Bacia do Parnaíba.

A cartografia geológica dos sedimentos mesozóicos da Bacia de Tucano foi mantida geralmente sem alteração, sendo realizadas apenas verificações de contatos na sua borda.

Em consonância com a concepção funcional e bidimensional utilizada para a Faixa de Dobramentos Sergipana, a legenda do mapa geológico mostra os sedimentos fanerozóicos da Bacia de Tucano arranjados na horizontal segundo três áreas geográficas com patrimônios estratigráficos distintos, enquanto na vertical é registrada a sucessão estratigráfica normal de cada área. As relações de contato entre as formações em cada área, bem como a sua distribuição regional e os estágios tectônicos em que foram depositadas, também são assinalados. Essas áreas, mostradas na figura II.2.1, apresentam as seguintes feições geológicas:

Área de Caritá: ocorre a seção estratigráfica completa dos sedimentos jurássicos e cretáceos da Bacia de Tucano (Central e Norte).

Área de Santa Brígida: afloram os sedimentos paleozóicos das formações Tacaratu (Siluro-Devoniano), Curituba (Carbonífero) e Santa Brígida (Permiano) e os sedimentos juro-cretáceos, com exceção da Formação São Sebastião (Grupo Massacará).

Área da Serra do Retiro, constituída por três pequenas zonas isoladas sobre os terrenos pré-cambrianos a leste da Bacia de Tucano, onde ocorrem apenas sedimentos paleozóicos.

A seguir serão descritas as diversas unidades litostratigráficas e litológicas, individualizadas em cada domínio geológico da área mapeada.

2.2 FAIXA DE DOBRAMENTOS SERGIPANA

2.2.1 DOMÍNIO CANINDÉ-MARANCÓ

Esse domínio é caracterizado litologicamente pela presença de migmatitos e complexos metavulcano-sedimentares injetados por intenso plutonismo ácido, intermediário, básico e ultrabásico, indicando a exposição de um nível crustal inferior relativamente àquele do Domínio Macururé, adjacente a sul. O limite entre os dois domínios é marcado pela Falha Belo Monte-Jeremoabo, que desenvolve expressiva zona de cisalhamento onde critérios de campo indicam um movimento transcorrente sinistral com componente contracional (''transpurrão''), resultante de transporte tectônico dirigido de nordeste para sudoeste. Essa falha situa-se fora da área em pauta, no âmbito das folhas Jeremoabo, Carira e Piranhas (fig.II.2.1).

Além dos migmatitos de Poço Redondo, das rochas plutônicas e do Complexo Canindé, que já foram alvo de citações em trabalhos anteriores, é caracterizado no presente trabalho o Complexo Marancó, em área antes considerada pertencente ao Grupo Macururé, que por sua vez teve sua área de distribuição redimensionada e restrita ao domínio de mesmo nome.

O Domínio Canindé-Marancó abrange a totalidade das rochas pré-cambrianas da Folha Santa Brígida (Fig.II.2.1).

O fato de existirem expressivas zonas de cisalhamento no limite sul do Complexo Canindé, principalmente a leste da área, na Folha Piranhas, enquanto o limite norte do Complexo Marancó é mascarado por granitóides, com os migmatitos constituindo uma faixa localizada entre os dois complexos, sugere a possibilidade desse domínio poder vir a ser subdividido em dois ou mesmo três (como defendido por Davidson, 1987), a partir de trabalhos de maior detalhe. No caso do *suddomínio Canindé*, a sua individualização imediata com domínio independente parece ser, à primeira vista, justificável pela presença das citadas zonas de cisalhamento (contracionais), um dos critérios utilizados para a conceituação de ''domínio'' (vide subitem 2.1, da parte II). Contudo, com relação a outros critérios (patrimônio litológico, metamorfismo, deformação), os dados disponíveis não evidenciam dissimilaridades suficientemente marcantes entre os ''subdomínios'' Canindé e Marancó, para autorizar a individualização de outro ''domínio'', conforme definiddo neste trabalho (vide, por exemplo, as grandes semelhanças litológicas entre a Unidade Minuim do Complexo Marancó e as unidades Mulunga, Garrote e Novo Gosto, do Complexo Canindé; a presença de granitóides tipos Sítios novos e Serra do Catu nos subdomínios Canindé e Marancó etc.).

As unidades cartografadas no domínio receberam denominações informais, e serão descritas a seguir.

2.2.1.1 Migmatitos de Poço Redondo

As primeiras referências a essas rochas devem-se a Silva Filho et alii (1977-1979), que as descreveram exclusivamente na Folha Piranhas como um conjunto de rochas migmatíticas homogêneas e heterogêneas, resultantes, em parte, da granitização de metassedimentos da Faixa de Dobramentos Sergipana. Foram incluídas no que denominaram Complexo Granítico-Migmatítico. Silva Filho et alii (1979-1981) voltaram a se referir a essas rochas, considerando-as cronocorrelatas às unidades inferiores do Complexo Canindé.

Os migmatitos distribuem-se por uma faixa de direção WNW-ESE, situada próximo ao sítio Tará, além de aparecerem em duas pequenas áreas no limite leste e no extremo-nordeste da folha (fig.II.2.2). Ocorrem ainda associados ou não a gnaisses bandados e metabasitos, em inúmeras áreas irregulares de contatos sinuosos, nem sempre mapeáveis na escala adotada, representando megaxenólitos, englobados por leucogranitos pós-tectônicos. Esses megaxenólitos são muito freqüentes nas partes norte e nordeste da folha, e também observados nos arredores de Paulo Afonso, fora do seu âmbito.

As melhores exposições dos migmatitos na Folha Santa Brígida estão distribuídas ao longo do trecho da rodovia BR—110 a norte da vila Riacho, bem como na região a norte da fazenda Salobro. Quando estão cartografados, representam áreas de predominância de seus afloramentos em relação aos granitóides.

Os afloramentos têm sempre a forma de lajedos, por vezes atingem dezenas de metros de extensão, sem expressão topográfica que possa destacá-lo das rochas graníticas e granodioríticas, contíguas.

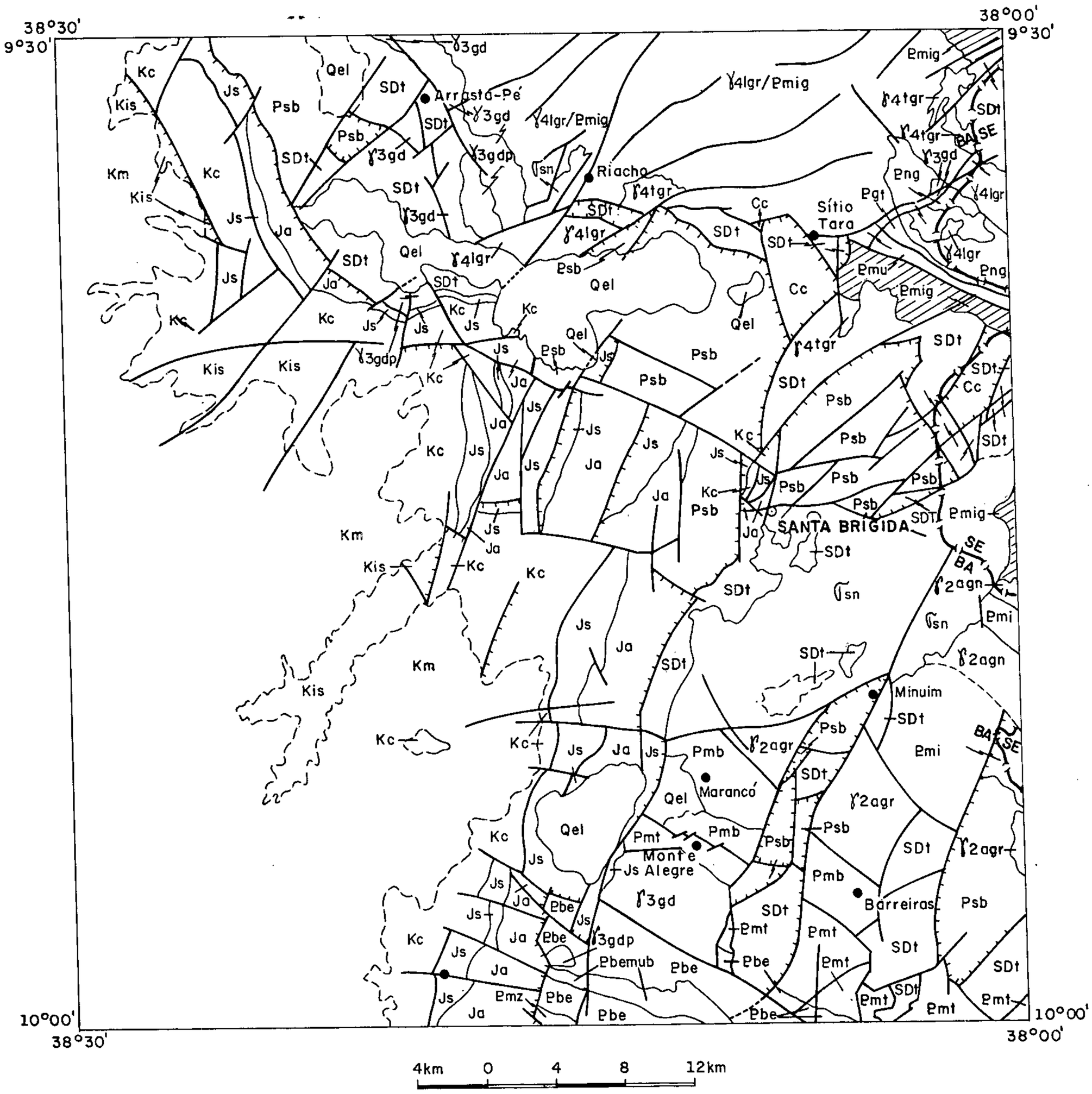
Os contatos dos migmatitos são irregulares e se fazem com corpos intrusivos granodioríticos tardi a pós-tectônicos freqüentemente porfiríticos, tipo Sítios Novos, e com as intrusões sintectônicas tipo Serra Negra. Veios aplíticos e aplopegmatíticos contendo freqüentemente granada e turmalina são muito comuns, cortando os migmatitos em direções variadas e apresentando espessuras em geral decimétricas. Intrusões de leucogranitos por vezes englobam xenólitos angulosos dos migmatitos.

Os migmatitos são geralmente bandados e às vezes com estruturas ''schlieren'' e nebulítica. Os dobramentos presentes são muito irregulares, às vezes isoclinais ou então sugerindo padrões de interferência de redobramentos coaxiais. As superfícies axiais S_{n+1} têm direções em torno de N120° e mergulhos fortes a subverticais para NE, enquanto os eixos apresentam mergulhos moderados para NW. Veios pegmatíticos quartzo-feldspáticos cortam a foliação S_n, e mostram dobras com planos axiais de atitude N120°/80°NE, ou seja, com a mesma orientação da deformação regional da Faixa de Dobramentos Sergipana.

O paleossoma dos migmatitos é constituído por biotita-gnaisses, biotita-xistos, por vezes com granada, e anfibolitos, enquanto o neossoma é granitóide grosseiro a pegmatóide e quartzo-feldspático.

A grande quantidade de biotita, e a presença de granada no paleossoma desses migmatitos em alguns afloramentos, sugerem que os mesmos sejam paraderivados, pelo menos em parte. Eles são sem dúvida mais antigos que os granodioritos gnáissicos sintectônicos tipo Serra Negra, não se podendo afirmar o mesmo em relação aos complexos Canindé e Marancó. Faz-se necessário um programa de datações radiométricas para tentar elucidar as relações temporais entre essas unidades litostratigráficas. Podemos concluir apenas que os migmatitos representam um nível crustal mais profundo que aqueles pertinentes aos domínios onde afloram os grupos Macururé e Vaza-Barris, tendo atingido a facies metamórfica anfibolito alto.

Esses migmatitos podem corresponder àqueles que ocorrem a norte de Macururé, Bahia, no prolongamento no-



CONVENÇÕES

Qel – Coberturas eluvionares; Km – Formação Marizal; Kis – Grupo Ilhas; Kc – Formação Candeias; Js – Formação Sergi; Ja – Formação Aliança; Psb – Formação Santa Brígida; Cc – Formação Curituba; SDt – Formação Tacaratu; $\gamma_4$tgr, $\gamma_4$lgr – Granitóides tipo Xingó; $\gamma_4$lgr/Pmig – Granitóides tipo Xingó e Migmatitos; σsn – Granitóide tipo Serra do Catu; $\gamma_3$gdp, $\gamma_3$gd – Granitóides tipo Sítios Novos; $\gamma_2$agr, $\gamma_2$agn – Granitóides tipo Serra Negra; Pmu, Pgt, Png (Unidades Mulungu, Garrote e Novo Gosto) – Complexo Canindé; Pmi, Pmb, Pmt, Pbe, Pmz (Unidades Minuim, Morro do Bugi, Monte Alegre, Belém e Monte Azul) – Complexo Marancó; Pmig – Migmatitos.

Contato definido, transicional e aproximado

Falha indiscriminada e normal

Limite estadual

Cidade

Povoados e vilas

Fig. II.2.2 – Distribuição geográfica e relações de contato dos Migmatitos.

roeste da Faixa de Dobramentos Sergipana, considerados também paraderivados em trabalhos não-sistemáticos (Jardim de Sá, comunicação verbal, 1986).

2.2.1.2 Complexo Canindé

As seqüências litológicas aqui agrupadas como Complexo Canindé foram descritas pela primeira vez de modo sistemático por Silva Filho et alii (1977-1979), durante os trabalhos do Projeto Baixo São Francisco-Vaza-Barris (DNPM-CPRM). Eles definiram o "Complexo de Canindé" como formado por metassedimentos e metavulcanitos (metarcósios, mármores, filitos, metabasitos, metaultrabasitos) e por gabros, metassomatitos e agmatitos; e associaram essas rochas ao "magmatismo ofiolítico" da Faixa de Dobramentos Sergipana. A tentativa de estabelecimento de uma estratigrafia para o complexo é creditada a Silva Filho et alii (1979-1981), que agruparam essas rochas em unidades informais, de acordo com suas afinidades genéticas ou em função da íntima associação espacial, apesar de aparentemente terem origens diversas. Assim, foram nomeadas as unidades Mulungu, Garrote, Novo Gosto e Gentileza - esta última não-aflorante na Folha Santa Brígida -, restringindo o termo "Complexo de Canindé do São Francisco" para o plutonismo básico que ocorre na região, bem como para as rochas básicas parcialmente granitizadas associadas. Também, consideraram essas rochas como fragmentos de corpos de natureza ofiolítica, gerados em um arco-de-ilhas posteriormente incorporado a uma margem continental (Maciço Pernambuco-Alagoas).

Gava et alii (Projeto Radambrasil, Folhas SC.24/25, Aracaju/Recife, 1983) propuseram os termos Complexo Entremontes para os metavulcanitos e metassedimentos e Suíte Intrusiva Canindé para o plutonismo básico. No presente trabalho preferiu-se conservar o termo Canindé tanto para o complexo metavulcano-sedimentar como para a suíte intrusiva, bem como as designações originais das unidades propostas por Silva Filho et alii (1979-1981). A Suíte Intrusiva Canindé não aflora na folha em pauta, estando bem representada mais a leste no âmbito da Folha Piranhas.

O Complexo Canindé constitui uma faixa metavulcano-sedimentar mais ou menos contínua, com direção WNW-ESE, na parte nordeste da Folha Santa Brígida, prolongando-se para a Folha Piranhas, a leste, onde está melhor representado e situam-se os perfis mais representativos de suas unidades.

A distribuição geográfica e as relações de contato do Complexo Canindé estão mostradas na figura II.2.3.

2.2.1.2.1 Unidade Mulungu

Constitui uma faixa contínua de direção WNW-ESE e largura média de 1km, que se estende das proximidades do sítio Tará, para além do limite oriental da folha.

A área de ocorrência da Unidade Mulungu possui relevo colinoso e solo castanho a castanho-avermelhado, argiloso, contrastantes com o relevo plano e solo cinza-claro, arenoso, das rochas migmatíticas com as quais a unidade mantém contato.

Essa unidade assinala o contato sul e provavelmente inferior do complexo, marcado localmente por uma zona de cisalhamento transcorrente sinistral, muito bem exposta próximo ao rio Curituba, onde lineações de estiramento mineral mostram "rake" fraco.

A passagem para a Unidade Garrote é gradacional e freqüentemente marcada por um nível de quartzito associado a mármore e anfibolito. Mostra-se cortada por corpos de leucogranitos ($\gamma_4$lgr) e granodioritos ($\gamma_3$gd), na terminação oeste-noroeste de sua área de ocorrência.

Estimativas sobre a espessura da unidade são impraticáveis, devido às deformações que a afetaram e à ausência de níveis-guia e critérios de topo e base.

A Unidade Mulungu, na Folha Santa Brígida, é composta por uma seqüência de intercalações de anfibolitos, leptitos, quartzitos, hornblenda-biotita-gnaisses e metacalcários.

Os *leptitos* apresentam cor creme, granulação fina e foliação invariavelmente milonítica; compõem-se de quartzo, feldspato potássico, microclina, biotita, sericita e clorita; e, por vezes, mostram um bandamento marcado por níveis de maior concentração de biotita. As espessuras aparentes (larguras de afloramentos com foliação verticalizada) variam de centímetros a dezenas de metros. Esses leptitos alternam-se com bandas de anfibolitos de espessuras centimétricas.

Os leptitos da Unidade Mulungu diferem daqueles que dominam na Unidade Garrote pela sua granulometria mais fina, por estarem intimamente relacionados com intercalações de anfibolito e por se apresentarem estirados por cisalhamento, essa última característica dificultando a definição de seu caráter orto ou paraderivado.

Os *anfibolitos* são de cor cinza-esverdeada a preta, granulação fina e finamente laminados ou maciços. Compõem-se mais freqüentemente de actinolita e/ou hornblenda, plagioclásio (oligoclásio-andesina) e epidoto-clinozoisita, e têm esfeno e opacos como os acessórios mais comuns. São interpretados como rochas basálticas metamorfizadas.

Os *metacalcários* são rochas de cor branca a cinza, granulação média a grosseira, marmorizadas, com laminação pouco desenvolvida, que ocorrem sempre associadas a anfibolito e micaxisto milonítico.

Os *quartzitos* constituem, na folha, um nível estreito e muito contínuo e ocorrem sempre muito cisalhados e por vezes com algum feldspato na composição. Em alguns locais parecem representar uma variedade mais quartzosa dos leptitos, enquanto em outros lembram metacherts.

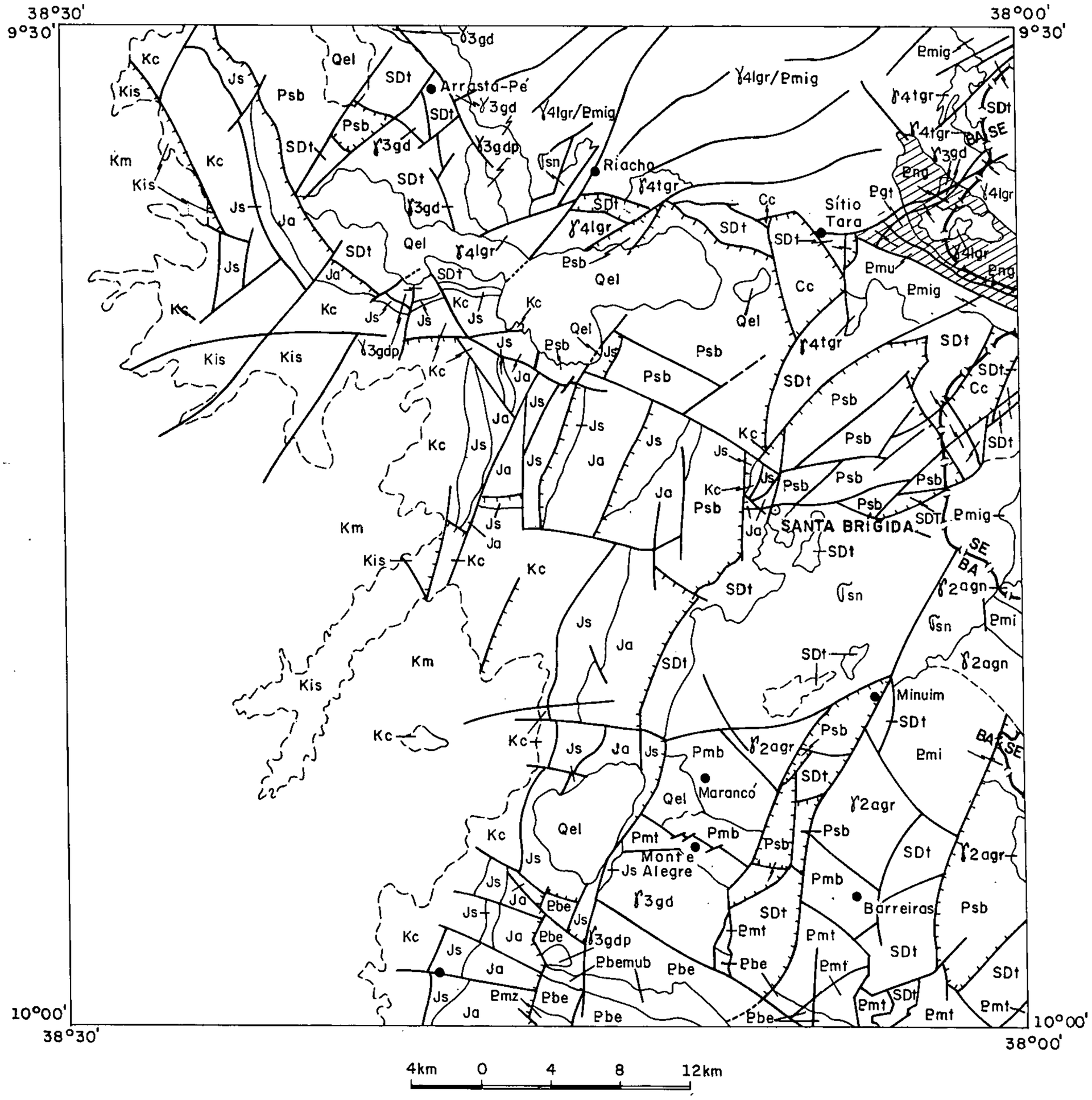
A Unidade Mulungu guarda muitas similaridades litológicas e estruturais com a Unidade Minuim, do Complexo Marancó, descrita adiante.

2.2.1.2.2 Unidade Garrote

Essa unidade constitui uma faixa contínua, com largura máxima de 1,5km, acompanhando a Unidade Mulungu e prolongando-se da região do sítio Tará para o limite leste da área, adentrando na Folha Piranhas, onde estão suas melhores exposições (fig.II.2.3).

A unidade é composta quase exclusivamente de *leptitos* de cor creme a cinza, granulação fina a média e por vezes grosseira; os leptitos adquirem freqüentemente estrutura de augengnaisses. Estão sempre foliados e muitas vezes cisalhados ou com fino bandamento. São essencialmente formados por quartzo, feldspato potássico e plagioclásio (oligoclásio), e contêm muscovita, biotita e granada como acessórios.

Na fazenda Garrote, local-tipo da unidade, na Folha



CONVENÇÕES

Qel – Coberturas eluvionares; Km – Formação Marizal; Kis – Grupo Ilhas; Kc – Formação Candeias; Js – Formação Sergi; Ja – Formação Aliança; Psb – Formação Santa Brígida; Cc – Formação Curituba; SDt – Formação Tacaratu; $\gamma_4$tgr, $\gamma_4$lgr – Granitóides tipo Xingó; $\gamma_4$lgr/Pmig – Granitóides tipo Xingó e Migmatitos; σsn – Granitóide tipo Serra do Catu; $\gamma_3$gdp, $\gamma_3$gd – Granitóides tipo Sítios Novos; $\gamma_2$agr, $\gamma_2$agn – Granitóides tipo Serra Negra; Pmu, Pgt, Png (Unidades Mulungu, Garrote e Novo Gosto) – Complexo Canindé; Pmi, Pmb, Pmt, Pbe, Pmz (Unidades Minuim, Morro do Bugi, Monte Alegre, Belém e Monte Azul) – Complexo Marancó; Pmig – Migmatitos.

Contato definido, transicional e aproximado

Falha indiscriminada e normal

Limite estadual

Cidade

Povoados e vilas

Fig. II.2.3 – Distribuição geográfica e relações de contato do Complexo Canindé.

Piranhas, os leptitos estão cisalhados, cortados por pegmatitos, também cisalhados, têm granada , e apresentam uma foliação S_n exibindo dobras fechadas com eixos de mergulhos fracos a moderados para várias direções, mas com predomínio para N325°.

A origem desses leptitos sempre gerou controvérsias desde o trabalho de Silva Filho et alii (1979-1981), onde foi aventada a possibilidade dos mesmos serem derivados de sedimentos arcosianos ou de vulcanismo ácido, essa última hipótese alicerçada nas conclusões de Barbosa (1979), a partir de estudos petrográficos e químicos.

A ausência de estruturas sedimentares ou vulcânicas, a uniformidade composicional, a presença de "olhos" de microclina caracterizando augen-gnaisses e os estudos petrográficos disponíveis sugerem que os leptitos são rochas ortoderivadas originadas a partir de plutonismo granítico, como já defendido por Gava et alii (1983). Entretanto, a disposição em faixas estreitas, contínuas e estruturalmente concordantes dessas rochas são mais sugestivas de protólitos vulcânicos, provalmente riolíticos. Esses litótipos foram posicionados durante a primeira deformação do Complexo Canindé e dobrados pela segunda deformação, como se observa na fazenda Garrote, referida anteriormente, onde a unidade está estruturada em um antiforme invertido com duplo caimento.

As variedades de granulação mais fina são semelhantes aos leptitos da Unidade Mulungu, descrita anteriormente. Na Unidade Minuim do Complexo Marancó existem leptitos e augengnaisses muito semelhantes, em afloramentos e em análise petrográfica, aos da unidade aqui descrita.

2.2.1.2.3 Unidade Novo Gosto

Essa unidade distribui-se na Folha Santa Brígida de modo análogo às unidades já descritas do Complexo Canindé (fig.II.2.3), constitui uma faixa de direção WNW-ESE com largura média de 3km, sendo seus contatos norte e noroeste feitos de modo brusco com granitóides tipo Xingó, como pode ser visto próximo à fazenda Salobro. Também são freqüentes intrusões de granitóides tipo Sítios Novos na Unidade Novo Gosto, como se observa nos riachos Xingozinho e Tará.

Essa unidade é composta predominantemente de anfibolitos ortoderivados, com intercalações de metacalcários, micaxistos, quartzitos, metacherts e rochas calcissilicáticas. Dessas intercalações, apenas lentes de metacalcário foram cartografadas na Folha Santa Brígida.

Os *anfibolitos* são de cor preta a cinza-esverdeada, granulação fina, freqüentemente bandados e compostos essencialmente por hornblenda, plagioclásio (andesina) e, às vezes, epidoto e quartzo. Como acessórios mais comuns ocorrem epidoto, esfeno e opacos (pirita), além de calcita secundária. Algumas intercalações muito subordinadas de leptitos podem sem observadas.

Os *metacalcários* ocorrem sempre associados aos anfibolitos e são muito semelhantes àqueles da Unidade Mulungu. São dolomitos marmorizados de cor branca a cinza, que constituem níveis mais contínuos e expressivos no contato entre essa unidade e a Unidade Garrote, como está bem caracterizado em observações efetuadas na Folha Piranhas.

Os *quartzitos* às vezes constituem níveis estreitos e contínuos, que formam cristas destacáveis na topografia colinosa, suave, do restante da unidade. São de cor creme, granulação fina, laminados, muitas vezes sericíticos, e apresentam turmalina, zirconita e opacos como acessórios. Algumas rochas descritas como quartzitos puros, muito recristalizados, devem corresponder a cherts tectonizados.

As *rochas calcissilicáticas* ocorrem associadas aos anfibolitos ou aos metacarbonatos, sendo de pouca expressão na unidade. São de cor cinza, granulação fina a média, foliadas, e compostas por diopsídio, epidoto, microclina, plagioclásio, calcita, granada, e raros grãos de escapolita. Algumas dessas rochas assemelham-se ao epidoto-escapolita-"hornfels" descrito na Unidade Mulungu.

O Complexo Canindé foi afetado por três fases de dobramentos superpostos, sendo a fase F_1 representada por dobras intrafoliais transpostas, muito localizadas; na fase F_2, as dobras são bem mais preservadas, estilo isoclinal, com planos axiais S_2 de direção NW-SE e mergulhos subverticais para NE; as dobras F_3 são abertas, só observadas localmente, com foliações S_3 de direção em torno de N15° e caimento subvertical para NW.

As paragêneses das rochas metabásicas e metassedimentares do Complexo Canindé indicam que o grau metamórfico atingiu a facies epidoto-anfibolito a anfibolito, localmente retroagida para a facies xisto-verde.

2.2.1.3 Complexo Marancó

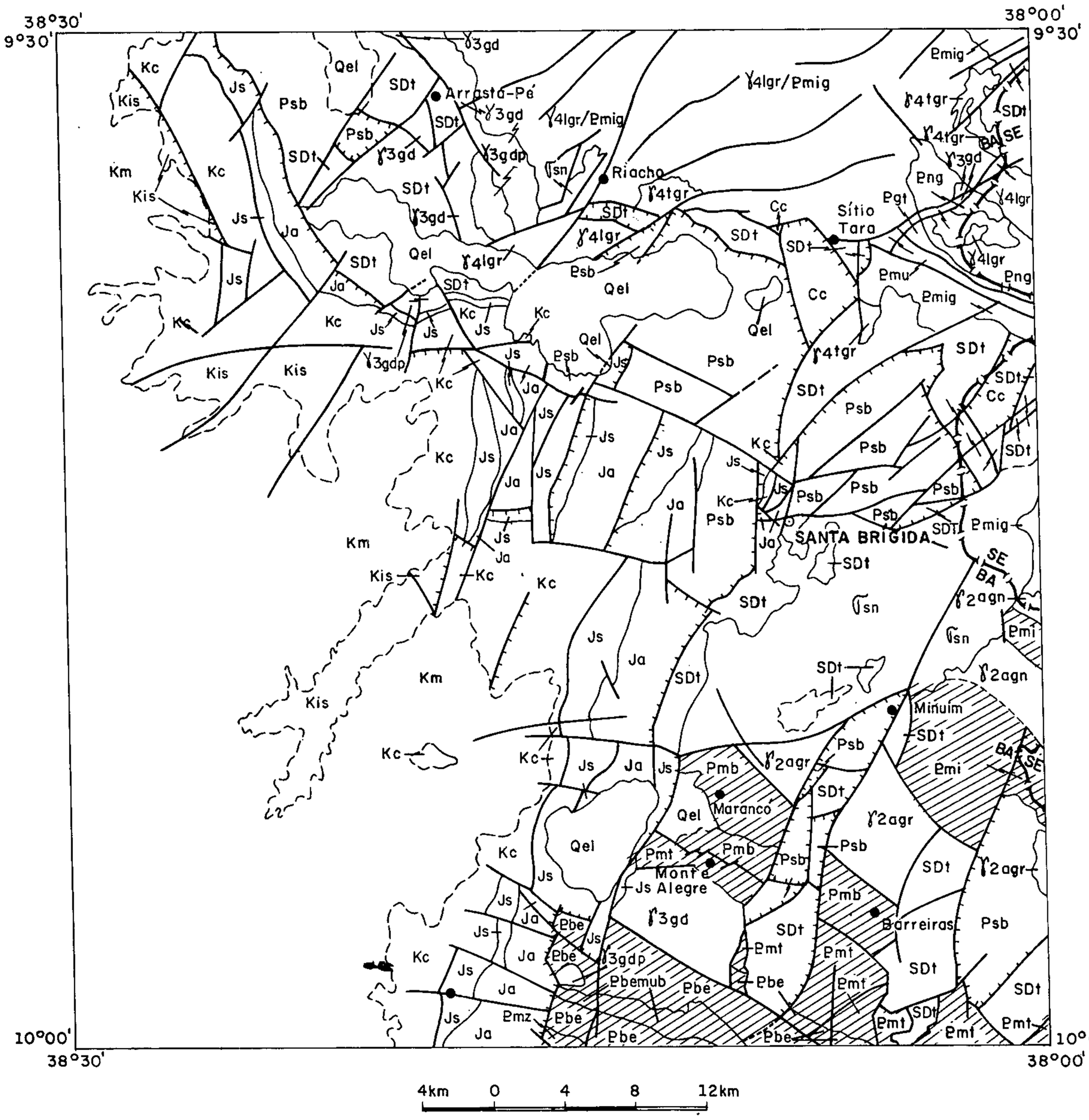
As primeiras referências a metavulcanitos intercalados em metapelitos na região entre Jeremoabo (Folha Jeremoabo) e Pedro Alexandre (Folha Carira) são devidas a Silva Filho et alii (1977-1979). Esses autores também citaram a presença de metapórfiros e serpentinitos na região de Marancó, na folha em foco, e posicionaram todas essas rochas na Formação Traipu-Jaramataia, do Grupo Macururé.

O presente trabalho individualizou, uma complexa associação de rochas dominantemente vulcânicas, na Folha Santa Brígida, com extensões consideráveis nas folhas Jeremoabo, Carira e Piranhas (fig.II.2.4). Um cisalhamento intenso obliterou grande parte das feições primárias dos litótipos vulcanogênicos, o mesmo ocorrendo com relação às intercalações metassedimentares subordinadas. Assim, a tentativa de empilhamento baseou-se apenas em seu posicionamento estrutural relativo, ou seja, como as atitudes de foliações têm mergulhos fortes para o quadrante nordeste, considerou-se a unidade mais a sudoeste como a "basal", o que pode não ser verdadeiro do ponto de vista estratigráfico.

É aqui proposta a denominação Complexo Marancó para esse conjunto de rochas intrinsecamente relacionadas, nome alusivo à vila e à serra Marancó, situadas na parte sudeste da folha, locais onde existem boas exposições. Esse complexo foi subdividido em unidades informais, e em função de suas afinidades petrológicas e/ou sedimentológicas ou ainda de suas inter-relações espaciais. Assim, foram individualizadas as unidades Monte Azul, Belém, Monte Alegre, Morro do Bugi e Minuim, que serão descritas a seguir.

2.2.1.3.1 Unidade Monte Azul

A designação de Unidade Monte Azul deve-se ao fato de suas melhores exposições ocorrerem nos arredores da fazenda Monte Azul, na Folha Jeremoabo. Sua maior área



CONVENÇÕES

Qel – Coberturas eluvionares; Km – Formação Marizal; Kis – Grupo Ilhas; Kc – Formação Candeias; Js – Formação Sergi; Ja – Formação Aliança; Psb – Formação Santa Brígida; Cc – Formação Curituba; SDt – Formação Tacaratu; $\gamma_4$tgr, $\gamma_4$lgr – Granitóides tipo Xingó; $\gamma_4$lgr/Pmig – Granitóides tipo Xingó e Migmatitos; σsn – Granitóide tipo Serra do Catu; $\gamma_3$gdp, $\gamma_3$gd – Granitóides tipo Sítios Novos; $\gamma_2$agr, $\gamma_2$agn – Granitóides tipo Serra Negra; Pmu, Pgt, Png (Unidades Mulungu, Garrote e Novo Gosto) – Complexo Canindé; Pmi, Pmb, Pmt, Pbe, Pmz (Unidades Minuim, Morro do Bugi, Monte Alegre, Belém e Monte Azul) – Complexo Marancó; Pmig – Migmatitos.

Contato definido, transicional e aproximado

Falha indiscriminada e normal

Limite estadual

Cidade

Povoados e vilas

Fig. II.2.4 – Distribuição geográfica e relações de contato do Complexo Marancó.

de distribuição situa-se na parte nordeste dessa folha, com prolongamentos para norte na Folha Santa Brígida, onde tem área muito restrita. Limita-se a oeste com sedimentos mesozóicos, através de falhas limítrofes da Bacia de Tucano Norte, e a norte com a Unidade Belém (fig.II.2.4).

A Unidade Monte Azul é essencialmente constituída de metassedimentos pelíticos e psamíticos com níveis subordinados de rochas metavulcânicas. Foi subdividida, em função dos tipos litológicos predominantes, em três litofacies, sendo que na Folha Santa Brígida ocorre apenas a litofacies Pmz*fma*.

A litofacies Pmz*fma* apresenta relevo de colinas e consiste em uma seqüência de *filitos, metassiltitos e metarenitos* finos a médios, com características deposicionais de ritmitos. Os filitos têm cor cinza-prateada quando inalterados e castanho quando alterados, enquanto os metassiltitos e metarenitos quartzosos exibem cor cinza-clara, e "boxworks" minúsculos preenchidos por um resíduo ocre. Toda a seqüência apresenta conspícua foliação, gerada por cisalhamento predominantemente puro, com suas rochas partindo-se em placas milimétricas a submilimétricas.

São freqüentes corpos estreitos e alongados de *metavulcanitos ácidos a intermediários* e alguns veios de quartzo leitoso, estruturados concordantemente com os metarritmitos não-cartografáveis, na escala deste trabalho, na Folha Santa Brígida.

Macroscopicamente, as rochas metavulcânicas são de cor cinza-esverdeada, faneríticas médias e maciças, ou afaníticas e foliadas quando cisalhadas. Microscopicamente são definidas como *metadacitos pórfiros*, constituídos por agregados de plagioclásios deformados e recristalizados, substituídos por calcita e sericita ou muscovita, e entremeados por clorita, muscovita e pseudomorfos de biotita primária. O plagioclásio e a clorita somados sempre perfazem mais que 70%. Muscovita, quartzo, opacos (magnetita, rutilo, leucoxênios) e esfeno ocorrem em quantidades sempre inferiores a 15%.

Do cisalhamento impresso nessas litofacies resultam *milonitos, protomilonitos e ultramilonitos*, com cor cinza, aspecto sedoso, textura afanítica e algumas vezes com microveios preenchidos por calcita. São formados por microfenoclastos de quartzo e andesina com sericita associada e traços de clorita marcando os planos de xistosidade das rochas. Os opacos são zircão, pirita e leucoxênio.

2.2.1.3.2 Unidade Belém

A Unidade Belém ocorre no extremo-sul da folha, em uma faixa com direção WNW-ESE e aproximadamente com 6,5km de largura média (fig.II.2.4). O seu nome se deve às boas exposições que ocorrem nas regiões circunvizinhas do povoado de Belém, localizado no extremo-sul da folha. Suas rochas condicionam um relevo de serras, orientadas paralelamente segundo NW-SE, que se sobressaem na paisagem geomórfica da região.

Os principais afloramentos visitados estão distribuídos ao longo das estradas fazenda Floresta-fazenda Caldeirão e fazenda Santana-Monte Alegre.

Consiste em uma seqüência de metassedimentos, metabasitos, serpentinitos, metadiabásios e cloritítos, ocupando uma posição geométrico-estrutural imediatamente acima das litofacies da Unidade Monte Azul e abaixo das litofacies da Unidade Monte Alegre. As suas rochas estão penetradas por granitóides tardi a pós-tectônicos tipo Sítios Novos, e truncadas a oeste pelas falhas limítrofes da Bacia de Tucano.

A expressiva variação litológica da unidade foi agrupada em várias litofacies, informalmente denominadas de Pbe*mca* para individualizar os metacarbonatos; Pbe*mrt*, os metarenitos, ardósias, metassiltitos e quartzitos conglomeráticos piritosos (metarritmitos); Pbe*ard*, as ardósias e filitos; Pbe*ma*, os metarenitos e metaconglomerados; Pbe*mub*, os metabasitos, serpentinitos e cloritítos; e finalmente Pbe*mst*, para os metarenitos finos e metassiltitos.

O metacalcário da litofacies Pbe*mca* foi descrito na borda sul da serra do Poção, constituindo camadas finas interestratificadas com leitos de *metachert* de cor esbranquiçada. Localmente essa ritmicidade é composta por estratos finos de metacarbonatos silicificados com granulação de silte e argila, sendo a geometria externa de prováveis esteiras de algas. Quando não muito recristalizados, esses metacalcários apresentam cor cinza-escura a preta, a depender do teor da matéria orgânica presente.

A litofacies Pbe*mrt* é uma seqüência de metarritmitos constituída por estratos finos e leitos subordinados de *metassiltitos, metarenitos finos* de cor cinza e *ardósias* esverdeadas. Localmente há níveis de *ortoquartzitos* de cor cinza, com granulação média a grosseira, e *metaconglomerados líticos* de grânulos e seixos pequenos de quartzo, por vezes apresentando embainhamento, e de pequenos fragmentos de quartzitos arredondados e alongados. A matriz dos metaconglomerados é composta por quartzo poligonizado, clorita, sericita, opacos e óxido de ferro.

Os quartzitos e metaconglomerados são piritosos, destacando-se a ocorrência localizada 1km a sul da fazenda Campos (Folha Jeremoabo), onde esses últimos mostram cubos de pirita alterada com até 1cm.

Ocorrem também níveis subordinados de *metabasitos* (diabásios) de cor cinza-esverdeada, textura fanerítica fina, com o plagioclásio parcialmente substituído por calcita e imerso numa matriz cloritizada com quartzo e opacos.

A origem dessa litofacies é incerta, mas os ortoquartzitos e metaconglomerados sugerem intenso retrabalhamento seletivo na área-fonte.

A litofacies Pbe*ard* é essencialmente metapelítica predominando *ardósias*, com intercalações subordinadas de camadas finas a médias de *filitos, quartzitos, metassiltitos e metaconglomerados*.

As *ardósias* têm cor cinza-escura a preta, localmente esverdeada ou arroxeada (intempérica), e quando parcialmente intemperizadas evidenciam estruturação interna rítmica, devido ao interleitamento de minerais com granulometria de argila e de silte com tonalidades mais escura e mais clara, respectivamente. Apresentam por vezes cor vermelho-tijolo característica, não havendo evidências conclusivas se essa coloração é primária ou de intemperismo. Essas ardósias não mostram organização interna e são praticamente formadas por minerais tamanho argila, sericita e concentrações milimétricas de pirita.

Os *quartzitos* têm cor cinza-clara, constituem camadas descontínuas, finas a espessas, e em amostra de mão apresentam aspecto de metarenito micáceo, médio a grosseiro, localmente conglomerático. Apresentam cavidades retangulares, milimétricas, de material residual, cor ocre, de prováveis sulfetos lixiviados. É notória a presença de quartzo com características vulcânicas, levantando dúvidas quanto à origem orto ou paraderivada dessas rochas, principalmente quando estão milonitizadas.

Os metapelitos rítmicos indicam sedimentação por decantação e/ou suspensão em ambiente de águas quietas, provavelmente lacustrinas. Não se constatou, em campo, evidências indicativas de exposição subaérea para as ardósias vermelhas.

A litofacies Pbe*ma* é uma seqüência essencialmente arenosa, predominando quartzitos associados a estratos médios a espessos de metassiltitos e raros níveis de filitos de cor cinza-escura e de metabasitos.

Os *metassiltitos* são rochas de cor cinza-clara a esverdeada, placosas, constituídas por grãos de quartzo envolvidos por matriz sericítica, resultante da alteração dos feldspatos e da biotita, está geralmente alterada para clorita; é comum a pirita hexaedral.

Os *quartzitos* são micáceos, de cor cinza-clara a esbranquiçada, granulação média a grosseira, malclassificados e com grãos subangulares de quartzo. São freqüentes camadas irregulares em que grânulos e seixos pequenos de quartzo estão concentrados, sem organização interna preservada, constituindo provavelmente forma de leitos de preenchimentos de paleocanais fluviais ou pavimentos seixosos. Localmente há disseminações de minerais metálicos pretos (magnetita).

Análises petrográficas evidenciam que esses quartzitos micáceos foram depositados como arcósios/arenitos líticos, sendo que atualmente os feldspatos estão alterados para minerais micáceos (sericita e rara biotita). Os fragmentos são derivados da desagregação de rochas de tendência andesítica.

Na região entre a serra do Poção e riacho Caldeirão do Gado estudos petrográficos evidenciam que essa subfacies é constituída em parte por cinzas vulcânicas, além de quartzo, sericita e opacos acamadados.

Essa subfacies arenosa provavelmente representa o registro sedimentar de sistema fluvial entrelaçado, nas porções distais, já em transição para o sistema anastomosado. A área-fonte certamente era constituída pelo menos em parte por rochas vulcânicas de caráter ácido/intermediário. Não há indicações das prováveis paleocorrentes, o clima certamente era árido e houve pouco transporte em relação à área-fonte.

A litofacies Pbe*mub* é caracterizada por rochas metaplutônicas básicas e ultrabásicas; afloramentos são escassos, comumente na forma de blocos rolados, de forma que na maioria das vezes a litofacies é denunciada quase exclusivamente pelo espesso regolito argiloso, amarronzado e/ou avermelhado. É constituída por um arranjo complexo, ainda não-definido, de metadiabásios, cloritítos e serpentinitos.

O *metadiabásio* é de cor cinza-esverdeada, fanerítico a afanítico e aspecto maciço, sendo constituído por restos de plagioclásio imersos em matriz de actinolita levemente cloritizada e opacos alterados.

O *cloritito* é cinza-esverdeado, afanítico, denso, com xistosidade pronunciada e mineralogia essencialmente composta por clorita e aglomerados de esfeno.

O *serpentinito (peridotito serpentinizado)* é de cor cinza-esverdeada, fanerítico, aspecto maciço. Tem textura hipidiomórfica com cristais cumulados de olivina serpentinizada, envolvidos por piroxênios alterados para tremolita e clorita.

A litofácies Pbe*mst* consiste de metassiltitos filonitizados e filitos de cor cinza, com níveis associados de metarenitos/quartzitos médios a grosseiros, metabasitos e metadacitos pórfiros, concordantes com a foliação regional.

Esses *filitos/filonitos* são formados por quartzo em grãos angulares e bordas escavadas, envoltos por matriz recristalizada em sericita, tendo como mineral varietal o plagioclásio; os acessórios são biotita, opacos, turmalina e zircão.

Ao norte do povoado Belém, em filitos arenosos micáceos, foram localmente identificadas possíveis estruturas de "wavy" e "linsen", em estado precário de preservação devido à foliação milonítica superimposta; essas rochas, com freqüência, transicionam para extensos intervalos constituídos por *ortoquartzitos* finos, de cor esbranquiçada, pouco micáceos, com marcas ondulares.

As análises petrográficas dessa litofacies, em amostras coletadas nas proximidades dos riachos Caldeirão do Gado e Santana, evidenciam que os "filitos" são constituídos por associação mineralógica característica de rocha vulcânica andesítica, com cristais desenvolvidos de feldspatos e quartzo com embainhamento, imersos em material tufáceo.

As estruturas primárias preservadas sugerem para o provável sítio deposicional um ambiente misto de planície de marés com extensivas planícies de areais, em provável ligação física com a litofacies dos metarenitos líticos (Pbe*ma*).

2.2.1.3.3 Unidade Monte Alegre

A Unidade Monte Alegre representa a porção média do Complexo Marancó, geometricamente sobreposta à Unidade Belém e sotoposta à Unidade Morro do Bugi. Constitui uma faixa de direção WNW-ESE e largura máxima em torno de 4,5km , situada no extremo-sudeste da área (fig.II.2.4) e com prolongamento nas folhas vizinhas (Jeremoabo e Piranhas). As suas melhores exposições estão nas circunvizinhanças do povoado Monte Alegre e da fazenda Boa Esperança.

Essa unidade é predominantemente constituída por uma íntima associação de metarritmitos finos e rochas de derivação vulcânica, exibindo todo o conjunto pronunciada foliação milonítica. Essa coexistência de metassedimentos e metavulcanitos está bem evidenciada ao longo do riacho Fundo. Ali os metassedimentos são constituídos por interlaminações alternadas de metassiltitos e de metapelitos. A organização interna cíclica e persistente confere às rochas um caráter idêntico aos clássicos turbiditos distais tipo Bouma Td-e, provavelmente de franja de leques.

As rochas metavulcânicas foram petrograficamente identificadas como *efusivas intermediárias e ácidas*, predominando as de tendência *andesíticas* e algumas delas aproximando-se da composição *dacítica* (foto 1). Em amostra de mão, esses metavulcanitos têm aspecto xistoso, textura porfirítica, e compõem-se de minerais micáceos (clorita e/ou biotita recristalizada) contornando grãos de quartzo estirados de cor azulada. Em termos de análise petrográfica, a composição mineralógica que predomina é dada por pórfiros de plagioclásio (andesina), geralmente estirados, e quartzo com embainhamentos, imersos em matriz fina constituída por quartzo, sericita, plagioclásio, fragmentos de rocha e opacos (pirita). São comuns impregnações de calcita, por vezes recristalizada em zonas de sombras de pressão. Uma das feições desses metavulcanitos é a alta percentagem de vacúolos milimétricos, em formas retangulares, preen-

chidos parcialmente por material amarelo-ocre residual, provavelmente resultante da alteração de pirita.

Metabasitos filonitizados também ocorrem na Unidade de Monte Alegre, apresentando cor cinza-esverdeada, textura afanítica, aspecto filítico e sedoso, contendo por vezes fenoclastos formados por plagioclásio e opacos alterados, imersos numa matriz afanítica. Clorita, epidoto, quartzo e sericita são os outros constituintes mais freqüentes.

Englobados nos metassedimentos rítmicos referidos anteriormente, ocorrem lente de *quartzitos* bastante recristalizados e cisalhados, por vezes ferruginosos, sobressaindo-se no relevo, e lentes de *mármores* de cores cinza e rósea-clara, com foliação marcada por filmes milimétricos e submilimétricos de clorita e sericita.

A origem da Unidade Monte Alegre é incerta, principalmente no que diz respeito aos processos deposicionais e/ou área-fonte dos metarritmitos. Aqui é aventada a hipótese de que possam representar sedimentação por correntes de densidade, em sítios deposicionais distais, associadas à contribuição de material piroclástico, proveniente do vulcanismo intermediário a ácido.

2.2.1.3.4 Unidade Morro do Bugi

A denominação advém do morro do Bugi, situado próximo a Marancó, sudeste da Folha Santa Brígida, onde ocorrem as melhores exposições das rochas metaultrabásicas pertencentes à unidade. Tem distribuição geográfica principal entre os povoados de Marancó e Monte Alegre, e nos arredores do povoado Barreiras (fig.II.2.4). Seus contatos com as outras unidades são geralmente por falha, tais como com as formações Tacaratu (Siluro-Devoniano), Santa Brígida (Permiano) e Sergi (Jurássico), a Unidade Monte Alegre, descrita anteriormente, e granitóides (sienitos, augengranitóides gnáissicos e granodioritos).

A unidade caracteriza-se por apresentar composição litológica bem heterogênea, tendo sido cartografadas rochas metaultrabásicas serpentinizadas (Pmb*mub*), metavulcânicas ácidas a intermédiárias (Pmb*mva*), metacalcários (mca) e metabasitos com metarritmitos subordinados (Pmb*mb*).

As *rochas metaultrabásicas* ocorrem em duas faixas orientadas na direção NW-SE, nos arredores de Marancó, onde por vezes despontam elevações destacadas na topografia, tais como o morro do Bugi e a serra de Marancó. Nesse último local afloram principalmente na encosta sul da serra, com contatos bruscos, provavelmente intrusivos ou por falha, com os metabasitos, metarritmitos e rochas metavulcânicas ácidas a intermediárias dessa mesma unidade, estando também capeadas localmente por areias lateríticas não-individualizadas em mapa.

Os *metaultrabasitos* são identificados como peridotitos serpentinizados e talcificados, apresentando cor cinza-esverdeada a amarelada, granulação média a grosseira, contendo anfibólio intergranular e opacos disseminados na serpentina e no talco. Esses opacos são principalmente cromitas anédricas, alongadas, atingindo 1mm, e magnetita, impregnando planos de clivagem ou fraturas.

A essas rochas estão associadas ocorrências de *cromita* sob a forma de rolados no solo, concentrados ao redor do morro do Bugi e da serra de Marancó.

Anota-se na encosta sul da serra de Marancó uma zona de espessura métrica com geometria irregular, apresentando desenvolvimento de talco-xisto, resultante de alteração hidrotermal das rochas metaultrabásicas.

As *rochas metabásicas* da Unidade Morro do Bugi afloram nas cercanias da serra de Marancó e do morro do Bugi, constituindo pequenos corpos nem sempre individualizados. Macroscopicamente são rochas de cor cinza-esverdeada granulação fanerítica média a fina, cisalhadas, constituídas por piroxênio alterado, hornblenda, plagioclásio, quartzo e esfeno, além de epidoto ao longo dos planos de fratura.

Os *metacalcários* ocorrem 2km a sul de Marancó, constituindo lente com 1,2km de comprimento e largura de 100m, com extremos limitados por falhas de direção NE-SW, no domínio das rochas metavulcânicas ácidas a intermediárias. Possuem textura sacaroidal, coloração rósea a cinza, em lâminas centimétricas alternadas (acamadamento), com dobras isoclinais simétricas; são muito fraturados.

As *rochas metavulcânicas ácidas a intermediárias* apresentam-se em faixas orientadas segundo NW-SE a sul de Marancó, na região do povoado Barreiras, e a sul da fazenda Bonsucesso, ocorrendo intercaladas com metarritmitos e metabasitos. Litologicamente são rochas de cor cinza-esbranquiçada, finas a afaníticas, constituídas por quartzo escuro em cristais arredondados, feldspatos e sericita; apresentam foliação milonítica com direção NW-SE e mergulhos fortes para NE.

2.2.1.3.5 Unidade Minuim

A Unidade Minuim tem sua área de distribuição na parte sudeste da Folha Santa Brígida, constituindo faixas orientadas na direção WNW-ESE, entremeadas por granitóides sintectônicos do tipo Serra Negra, freqüentemente transformados em augen-gnaisses (fig.II.2.4). Os contatos são bruscos e estruturalmente concordantes com essas rochas. Essa unidade é truncada a norte por maciço sienítico tipo Serra do Catu, estando ainda em contato discordante ou por falha com sedimentos paleozóicos (fig.II.2.4).

Suas melhores exposições são observadas no trecho da estrada BA—305 a sul do povoado Minuim e ao longo da estrada que acompanha a rede elétrica da CHESF, na parte sudoeste da Folha Piranhas, adjacente a leste da Folha Santa Brígida.

Como é generalizado em todo o Complexo Marancó, os efeitos de um cisalhamento com alta taxa de deformação estão presentes, e raramente observam-se estruturas primárias nos metassedimentos e nas rochas metavulcânicas. Critérios de topo e base estratigráficos também estão ausentes.

Essa unidade também caracteriza-se pela diversidade de litótipos intimamente relacionados e nem sempre individualizáveis em mapa, quais sejam: metarritmitos, metarriolitos, metaquartzo-latitos, metaquartzo-monzonitos e anfibolitos representados pelo símbolo Pmi quando indivisos.

Os *metarritmitos* predominam na região a sul e sudeste de Minuim, de onde se estendem até a Folha Piranhas. São metassedimentos de cor cinza, granulação fina, localmente com acamadamento rítmico preservado, compostos por alternâncias de bandas milimétricas de filitos e metassiltitos.

Os *metarriolitos* são muito freqüentes em toda a área de ocorrência da unidade. Macroscopicamente apresentam cor rósea, textura afanítica, matriz microcristalina consti-

tuída de quartzo e feldspato, microlentes formadas por fenocristais de quartzo, orientadas e paralelas às lineações proporcionadas por concentrações de opacos, e microlentes de fenocristais de feldspato formando sombras de pressão. Os opacos, em porcentagem razoável, são ilmenita e magnetita.

Os *metaquartzo-latitos pórfiros* possuem cor rósea e compõem-se de fenocristais de feldspatos potássicos pertíticos, quartzo embainhado e raramente plagioclásio, imersos numa matriz poligonizada e estirada de quartzo incluindo microbolhas, microclina e plagioclásio. Os opacos, provavelmente magnetita, em proporção razoável, estão concentrados e alinhados, sugerindo linhas de fluxo magmático.

Intercalados nessas rochas aparecem níveis de metabasito (metabasalto?) com cor cinza-escura e textura afanítica, constituído predominantemente por plagioclásio, biotita às vezes concentrada, orientada e desenvolvendo uma xistosidade incipiente, e epidoto em porcentagem razoável associado com clorita e biotita. Como traços ocorrem opacos, provavelmente magnetita e ilmenita, esfeno, quartzo e calcita.

Os *metaquartzo-monzonitos* e *metamonzonitos pórfiros* ocorrem restritamente a nordeste de Minuim, próximo ao contato da Unidade Minuim com os sienitos tipo Serra do Catu. São rochas de cor cinza-escura, textura fanerítica fina a média, foliadas, com fenocristais de quartzo, microclina e plagioclásio, imersos numa matriz composta por esses minerais, além de biotita associada com epidoto, esfeno, muscovita e opacos ou concentrada em níveis e conferindo às rochas uma feição bandada.

Os *anfibolitos* constituem as rochas predominantes na extensão sudeste da Unidade Minuim (Folha Piranhas). São de cor cinza-esverdeada a preta, granulação fina, foliados, compostos de hornblenda, plagioclásio e quartzo. Estão freqüentemente associados a metacalcários marmorizados, de cor cinza a rosa, calcíticos e quartzosos. Na Folha Santa Brígida, níveis de anfibolito (metabasaltos) são também freqüentes, apesar de suas exposições serem raras. Possuem cor verde-acinzentada, textura afanítica, e são constituídos de hornblenda, quartzo e fenoclastos de plagioclásio.

Actinolita xistos, observados em afloramento de condição precária, na região de Minuim, têm cor cinza-escura-esverdeada e ao microscópio apresentam textura nematoblástica, com actinolita orientada e microdobrada e traços de opacos, provavelmente ilmenita ou magnetita primária.

O conjunto de litótipos dessa unidade guarda muitas semelhanças com aquele do Complexo Canindé, e são provavelmente correlacionáveis às unidades Mulungu, Garrote e Novo Gosto.

As unidades do Complexo Marancó foram afetadas por três deformações superpostas. A fase F_1 é representada por uma xistosidade S_1, definida pela sericita e biotita, e paralela a S_0. A fase F_2 é caracterizada por dobras isoclinais com vergências sempre para SW, planos axiais com mergulhos subverticais para NE e eixos de mergulhos fracos para NW ou SE. São raríssimos os afloramentos onde se observam charneiras dessas dobras; quando isso ocorre estas mostram flancos rompidos por cisalhamento que provoca transposição e impede a reconstituição das megadobras. A fase F_3 é a mais bem preservada nesse complexo, representada por dobras tipo "kink" nos litótipos pelíticos, afetando também as rochas miloníticas originadas pelo cisalhamento anteriormente referido (provavelmente tardi-F_2).

Os efeitos de cisalhamente contracional e localmente transcorrente dextral, gerando foliação milonítica paralela ao "trend" regional das dobras F_2 (N100°-135°), estão impressos de forma generalizada nos litótipos do Complexo Marancó, mascarando quase por completo as estruturas primárias.

Quanto ao metamorfismo regional que afetou o Complexo Marancó, as paragêneses minerais geralmente são indicativas da facies xisto-verde. A deformação F_1 desenvolveu uma xistosidade de biotita, clorita, sericita nas rochas metavulcânicas ácidas a intermediárias e nos metassedimentos pelítico-psamíticos. Actinolita, epidoto e clorita são características das rochas metavulcânicas básicas e ultrabásicas. Entretanto, o cisalhamento intenso que afetou o Complexo Marancó deve ter influenciado largamente no processo de retrometamorfismo, evidenciado pela cloritização e sericitização de biotita em metarritmitos das unidades Monte Azul e Morro do Bugi.

Na Unidade Minuim a facies anfibolito está bem caracte- rizada, com a presença da paragênese estaurolita-andaluzita-granada em micaxistos intercalados em anfibolitos no canto sudoeste da Folha Piranhas. A presença da facies anfibolito em outras partes do complexo é também atestada pela presença generalizada desses aluminossilicatos em análises mineralométricas de concentrados de minerais pesados, cuja distribuição está mostrada em ilustração no Capítulo 5 (fig.II.3.49).

2.2.1.4 Granitóides Tipo Serra Negra (Plutonismo Sintectônico)

As rochas granitóides descritas como tipo Serra Negra ocorrem na parte este-sudeste da Folha Santa Brígida ocupando cinco áreas descontínuas (fig.II.2.5).

Possuem contatos geralmente bruscos e estruturalmente concordantes ou através de falhas com litótipos do Complexo Marancó. Estão também em contato por falha com sedimentos paleozóicos da Bacia de Tucano Norte.

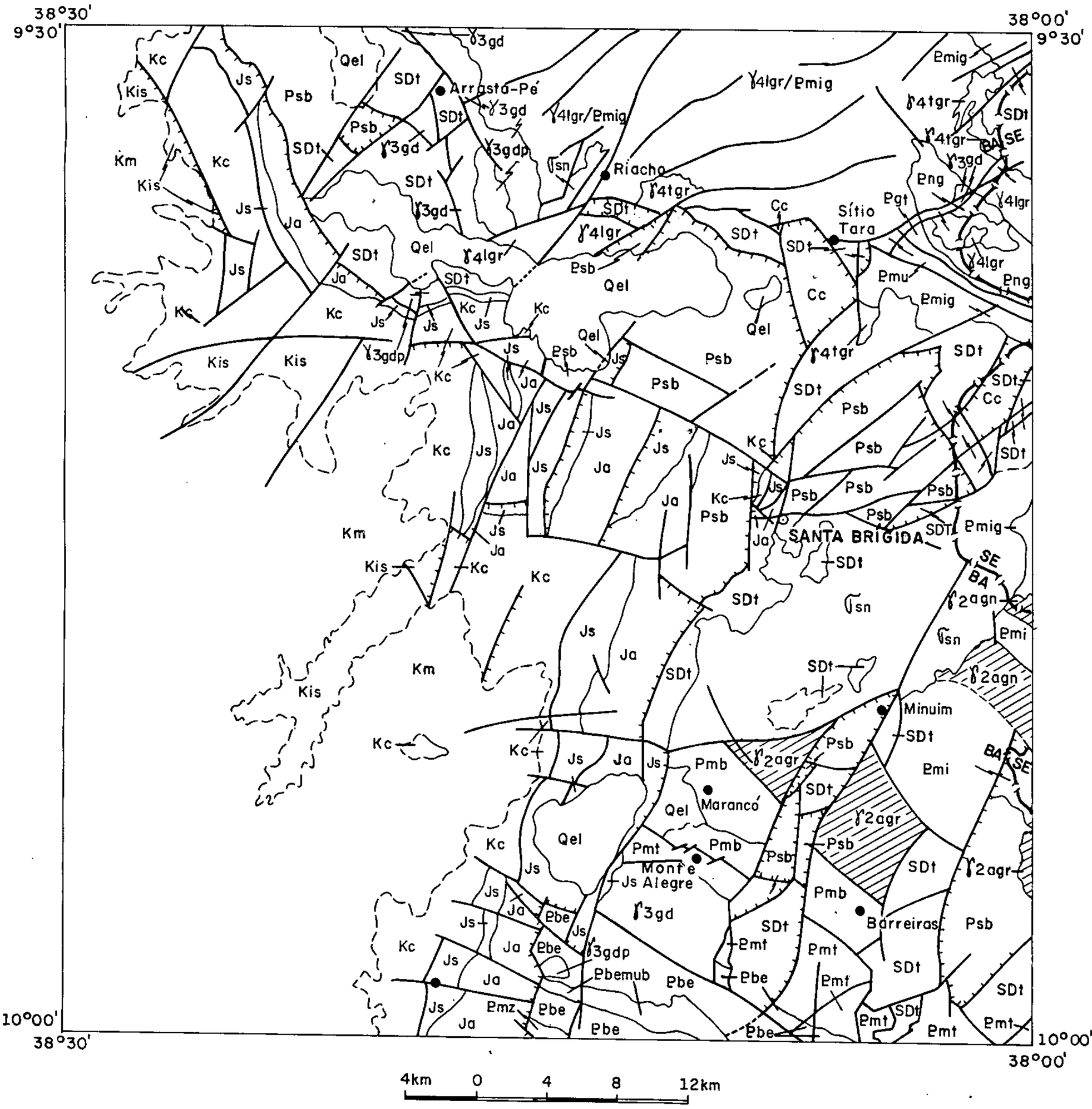
Os granitóides tipo Serra Negra por vezes constituem relevos proeminentes, destacando-se a serra homônima, com altitude máxima de 700m e desnível da ordem de 300m, localizada no canto sudoeste da Folha Piranhas.

Compõem-se das seguintes variedades petrográfico-estruturais: augengranitóides gnáissicos e augengnaisses.

Os augengranitóides gnaisses ($\gamma_2$agr) são rochas de cor rosa, grosseiras, com foliação milonítica e porfiroclastos de microclina, plagioclásio e quartzo, por vezes atingindo 5cm, imersos numa matriz quartzo-sericítica, com alguma biotita. Zircão e granada são os acessórios mais comuns. Algumas facies mostram em análise petrográfica características texturais de granitos subvulcânicos.

Na Folha Santa Brígida os augengranitóides gnáissicos são identificados como *quartzo-monzonitos*, com variedades porfiríticas, e *quartzo-latitos pórfiros*. Ocupam as áreas localizadas a nordeste de Marancó, a norte do povoado Barreiras e, muito restritamente, no extremo-leste da folha (serra dos Bonitos), de onde prolongam-se para a Folha Piranhas. Os seus limites com as rochas vizinhas são feitos geralmente através de falhas.

Os *quartzo-monzonitos* com tipos porfiríticos apresentam cor rósea, textura fanerítica média a grossa e são constituídos por fenocristais de K-feldspato ou K-feldspato e



CONVENÇÕES

Qel – Coberturas eluvionares; Km – Formação Marizal; Kis – Grupo Ilhas; Kc – Formação Candeias; Js – Formação Sergi; Ja – Formação Aliança; Psb – Formação Santa Brígida; Cc – Formação Curituba; SDt – Formação Tacaratu; $\gamma_4$tgr, $\gamma_4$lgr – Granitóides tipo Xingó; $\gamma_4$lgr/Pmig – Granitóides tipo Xingó e Migmatitos; σsn – Granitóide tipo Serra do Catu; $\gamma_3$gdp, $\gamma_3$gd – Granitóides tipo Sítios Novos; $\gamma_2$agr, $\gamma_2$agn – Granitóides tipo Serra Negra; Pmu, Pgt, Png (Unidades Mulungu, Garrote e Novo Gosto) – Complexo Canindé; Pmi, Pmb, Pmt, Pbe, Pmz (Unidades Minuim, Morro do Bugi, Monte Alegre, Belém e Monte Azul) – Complexo Marancó; Pmig – Migmatitos.

Contato definido, transicional e aproximado

Falha indiscriminada e normal

Limite estadual

Cidade

Povoados e vilas

Fig. II.2.5 – Distribuição geográfica e relações de contato dos Granitóides Tipo Serra Negra.

quartzo, imersos numa matriz estirada de quartzo e feldspatos microcristalinos e poligonizados, com biotita e muscovita orientadas. Como acessórios ocorrem opacos, epidoto, esfeno e clorita resultante da alteração de biotita.

Os *quartzo-latitos pórfiros* têm cores rósea, violácea e avermelhada, apresentam matriz afanítica e compõem-se de andesina, microclina e quartzo sob a forma de fenocristais e também constituindo a matriz. Subordinadamente existe sericita ou muscovita, resultante da alteração dos feldspatos. O quartzo compõe mais de 50% da rocha, ocorrendo sempre embainhado. As micas junto com a magnetita, marcam a xistosidade e as linhas de fluxo da rocha (foto 2).

Os augen-granitóides gnáissicos passam gradativamente a *augengnaisses ($\gamma_2 agn$)*, que constituem apenas variedade de petrográfico-estrutural onde o cisalhamento foi mais intenso, gerando maior estiramento dos pórfiros e bandamentos descontínuos. São freqüentes faixas centimétricas a decimétricas de milonitos, paralelas à foliação geral da rocha, geralmente de direção N90° a N120° e verticalizadas, como pode ser visto na serra Negra, no canto sudoeste da Folha Piranhas.

Os *augengnaisses ($\gamma_2 agn$)* mostram muitas semelhanças texturais e composicionais com os granitóides descritos anteriormente, embora estejam tectonicamente mais afetados.

São rochas de cor rosa a cinza, granulação média, bandadas, cisalhadas, com "olhos" de feldspato potássico e plagioclásio, em quantidades relativas muito variáveis, embora no geral este último predomine. Os porfiroclastos estão envolvidos por cristais estirados de quartzo, biotita e sericita. Os acessórios mais frequentes são zircão, granada, clorita e apatita. Foram identificados como gnaisses miloníticos e blastomiloníticos, de composição granodiorítica a quartzo-monzonítica.

A foliação milonítica, que é uma constante nessas rochas, foi gerada por cisalhamento contracional resultante de uma compressão dirigida de NE para SW, muito bem evidenciada pela simetria dos pórfiros estirados e por lineações de estiramento com "rake" em torno de 90°.

As duas variedades de granitóides porfiróides descritos caracterizam-se pela ausência de enclaves básicos ou xenólitos das encaixantes, tão freqüentes nos demais tipos de granitóides da área.

As medidas de susceptibilidade magnética dessas rochas variam em torno de $0{,}079.10^{-3}$ e.m.u., dentro dos valores aceitos para os granitóides a ilmenita, segundo a classificação de Ishihara (1977).

A ausência de hornblenda, magnetita e inclusões básicas e a presença de granada sugerem que os augen-granitóides gnáissicos e augengnaisses sejam granitóides do tipo S, de acordo com os critérios de Chappell & White (1974).

Algumas variedades dos augengnaisses com granulação mais fina guardam similaridades com os leptitos da Unidade Garrote, do Complexo Canindé.

Os granitóides tipo Serra Negra foram colocados durante a deformação regional F_2, estando impressos neles a foliação de direção N115°-N120°, vertical a subvertical para NE, coincidente com os planos axiais dos dobramentos da referida deformação. Observa-se também que esses granitóides estão restritos ao Domínio Canindé-Marancó.

2.2.1.5 Granitóides Tipo Sítios Novos (Plutonismo Tardi a Pós-Tectônico)

As rochas granitóides descritas neste trabalho como tipo Sítios Novos têm quatro áreas principais de distribuição na Folha Santa Brígida, duas na parte sul-sudeste e duas na parte norte, além de constituírem várias outras áreas menores e de formas irregulares neste último segmento da folha (fig.II.2.6). Apresentam contatos bruscos e nitidamente intrusivos com rochas metavulcano-sedimentares dos complexos Marancó e Canindé. Estão freqüentemente cortadas por leucogranitos pós-tectônicos tipo Xingó, como se observa na região do riacho Xingozinho, parte nordeste da folha.

As áreas cartografadas na parte norte da folha correspondem a zonas de predominância de afloramentos desses granitóides em relação àqueles de migmatitos e leucogranitos.

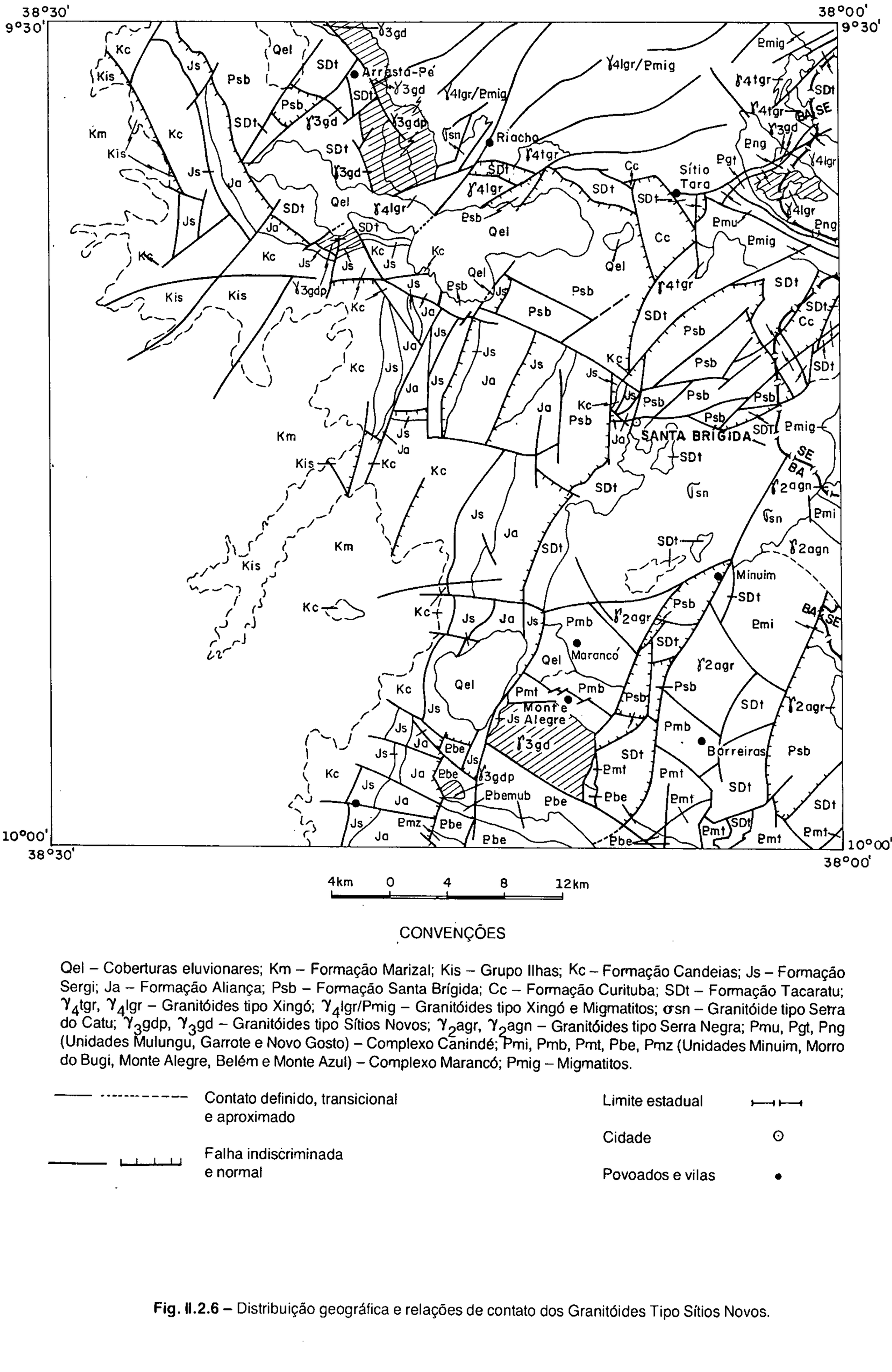
Nos granitóides tipo Sítios Novos foram diferenciadas em mapa,duas litofacies principais, por área de predominância: $\gamma_3 gd$, correspondendo a rochas de composição granodiorítica a quartzo-monzonítica, eqüigranulares ou fracamente porfiríticas, com raros enclaves básicos, e cujo mineral máfico francamente dominante é a biotita; e $\gamma_3 gdp$, de composição geral semelhante ao tipo anterior, diferindo pela presença de abundantes pórfiros de felspato potássico e de plagioclásio, que atingem dimensões centimétricas, e às vezes de hornblenda subordinada, bem como de freqüentes enclaves básicos.

São rochas de cor cinza a rósea, isotrópicas, ou localmente com anisotropia originada por fluxo magmático, que orientou os pórfiros e os enclaves básicos. Também, podem mostrar fraca foliação, conferida pela orientação da biotita. São compostas de fenocristais de feldspato potássico e plagioclásio, em proporções variadas, e biotita e quartzo. Esfeno, zircão, epidoto, apatita, calcita e opacos são os acessórios presentes, sendo que o esfeno destaca-se pela constância com que aparece, em cristais de até 8mm e em quantidades que chegam a perfazer 5% em algumas amostras analisadas.

Como citado anteriormente, a presença de enclaves básicos é característica da litofacies porfirítica. Nos arredores de Sítios Novos (Folha Piranhas), onde esses granitóides foram descritos com maior detalhe, os enclaves básicos mostram-se deformados, e bordejados por acumulações de biotita e principalmente por fenocristais de feldspato potássico zonado que também ocorrem no interior dos enclaves (mistura mecânica). Isso evidencia que os enclaves básicos estavam ainda em estado plástico durante a colocação da massa granítica, caracterizando um fenômeno de mistura de dois magmas, um básico e outro ácido.

Na parte nordeste da folha foram identificadas outras variedades petrográficas desses granitóides tais como quartzo-monzonitos e dioritos, os primeiros com incidência bem maior, não-diferenciados em mapa.

Os *quartzo-monzonitos* são caracterizados por cores cinza a rosa, textura fanerítica, média, às vezes fina, isotropismo ou fraca foliação dada pela orientação de biotita. Ao microscópio mostram-se ineqüigranulares e compostos por plagioclásio, feldspato potássico, biotita, quartzo, às vezes muscovita, além de traços de epidoto, apatita, calcita, esfeno, zircão e opacos. Quando apresentam pórfiros, estes são de microclina.



CONVENÇÕES

Qel – Coberturas eluvionares; Km – Formação Marizal; Kis – Grupo Ilhas; Kc – Formação Candeias; Js – Formação Sergi; Ja – Formação Aliança; Psb – Formação Santa Brígida; Cc – Formação Curituba; SDt – Formação Tacaratu; $\gamma_4$tgr, $\gamma_4$lgr – Granitóides tipo Xingó; $\gamma_4$lgr/Pmig – Granitóides tipo Xingó e Migmatitos; σsn – Granitóide tipo Serra do Catu; $\gamma_3$gdp, $\gamma_3$gd – Granitóides tipo Sítios Novos; $\gamma_2$agr, $\gamma_2$agn – Granitóides tipo Serra Negra; Pmu, Pgt, Png (Unidades Mulungu, Garrote e Novo Gosto) – Complexo Canindé; Pmi, Pmb, Pmt, Pbe, Pmz (Unidades Minuim, Morro do Bugi, Monte Alegre, Belém e Monte Azul) – Complexo Marancó; Pmig – Migmatitos.

Contato definido, transicional e aproximado

Falha indiscriminada e normal

Limite estadual

Cidade

Povoados e vilas

Fig. II.2.6 – Distribuição geográfica e relações de contato dos Granitóides Tipo Sítios Novos.

Na parte norte-nordeste da folha, nos granodioritos, granodioritos pórfiros e quartzo-monzonitos, às vezes ocorrem concentrações de biotita com aspecto de "schlieren", ou então enclaves escuros constituídos de biotita, quartzo e feldspato e em parte orientados segundo a foliação imposta pela biotita nos granitóides. A foliação dessas rochas, comumente evidenciada pelas orientações dos fenocristais dos termos porfiríticos, está em geral orientada na direção NW-SE.

Os granitóides tipo Sítios Novos têm área de ocorrência limitada ao Domínio Canindé-Marancó, sendo interpretados como tardi a pós-tectônicos em relação à principal fase de deformação regional (F_2) do domínio.

Os estudos litogeoquímicos efetuados em amostras provenientes de corpos aflorantes na Folha Piranhas evidenciam que os granitóides tipo Sítios Novos são metaluminosos e de tendência claramente subalcalina, provavelmente resultantes da cristalização fracionada de um magma mantílico com alguma contribuição crustal (ver capítulo 5, da Parte II).

Datação geocronológica K/Ar (em biotita), efetuada em quartzo-diorito pórfiro aflorante em Canindé do São Francisco (Folha Piranhas), forneceu idade de 611 mais ou menos 18m.a. (Gava et alii, 1983).

2.2.1.6 Granitóides Tipo Serra do Catu (Plutonismo Pós-Tectônico)

Os granitóides referidos neste trabalho como tipo Serra do Catu, nome tirado de uma elevação proeminente situada na parte nordeste da Folha Piranhas, foram descritos inicialmente por Santos & Silva Filho (1975) como tipo "Águas Belas", que também englobava os hornblenda-granitóides da região de Águas Belas (PE) e os quartzo-sienitos que ocorrem em Água Branca (AL). Descrições mais detalhadas foram efetuadas por Silva Filho et alii (1977-1979) e principalmente por Silva Filho et alii (1979-1981), que cartografaram esses granitóides na área em foco com um nível de resolução compatível com a escala 1:100.000.

Os granitóides tipo Serra do Catu constituem um expressivo corpo situado na parte centro-leste da folha, orientado na direção NE-SW, que se prolonga além do limite oriental da área. Corpo menos extenso foi cartografado próximo ao povoado Riacho, parte norte da folha, com mesma orientação do anterior (fig.II.2.7). Geralmente constituem relevos destacados na topografia regional, constituindo as serras das Salinas, da Formiga e do Coité, essas duas últimas encimadas por sedimentos paleozóicos da Formação Tacaratu (Siluro-Devoniano).

Estão em contato brusco com um grande número de outras unidades, principalmente granitóides tipos Xingó e Sítios Novos e migmatitos. O caráter intrusivo desses granitóides está claramente evidenciado no corpo situado na parte centro-leste da folha, que trunca a Unidade Minuim, do Complexo Marancó, e os granitóides tipo Serra Negra, e está ainda em contato por falha com esses granitóides e com a Unidade Morro do Bugi, do citado complexo. Esse corpo, parcialmente recoberto por sedimentos paleozóicos, teve, neste trabalho, sua área de exposição bastante ampliada, pois estava em grande parte cartografado em mapas anteriores como coberturas paleozóicas.

Essas rochas são de composição sienítica, de cor rosa a cinza-escura, granulação média a grosseira, localmente pegmatóide, freqüentemente porfiríticas, isotrópicas e raramente foliadas.

No mais expressivo *corpo sienítico (Tsn)*, situado na parte centro-leste da Folha Santa Brígida, observa-se grande uniformidade textural e composicional. Compõe-se em geral de feldspato potássico (microclina e pertita) em torno de 45%, oligoclásio em torno de 10%, hornblenda com cerca de 15%, quartzo de 5% a 15%, e biotita muito variável, geralmente em torno de 10%; aparecem esporadicamente clinopiroxênio sódico e epidoto; esfeno, allanita, apatita, calcita e opacos (magnetita) são os acessórios presentes (foto 3). São freqüentes enclaves (autólitos) arredondados, centimétricos a decimétricos, hiperanfibolíticos, por vezes biotitizados e cloritizados. As variedades petrográficas reconhecidas nesse corpo incluem hornblenda-sienitos, quartzo-sienitos e sienitos pórfiros.

A disposição e formas alongadas dos corpos dos granitóides tipo Serra do Catu, orientados segundo a direção preferencial NE-SW, na Folha Santa Brígida e na parte ocidental da Folha Piranhas, sugerem que os mesmos foram colocados ao longo de sistemas de falhas. O seu caráter isotrópico, aliado ao fato de truncarem as foliações S_1 e S_2 dos complexos metavulcano-sedimentares, atesta o posicionamento pós-F_2 para esses corpos.

Estudos litogeoquímicos efetuados pelo Projeto Radambrasil (Gava et alii, 1983) evidenciam a natureza alcalina desses granitóides, os quais foram classificados como do tipo I, na conceituação de Chappell & White (1974), e incluídos na série a ilmenita, de Ishihara et alii (1979). Aqueles autores concluíram que os granitóides, aqui descritos como do tipo Serra do Catu, têm derivação mantélica.

Conclusões semelhantes foram obtidas nas interpretações litogeoquímicas do presente trabalho, com a ressalva de que esses granitóides também possuem características compatíveis com a série shoshonítica (ver Capítulo 5 - Geoquímica).

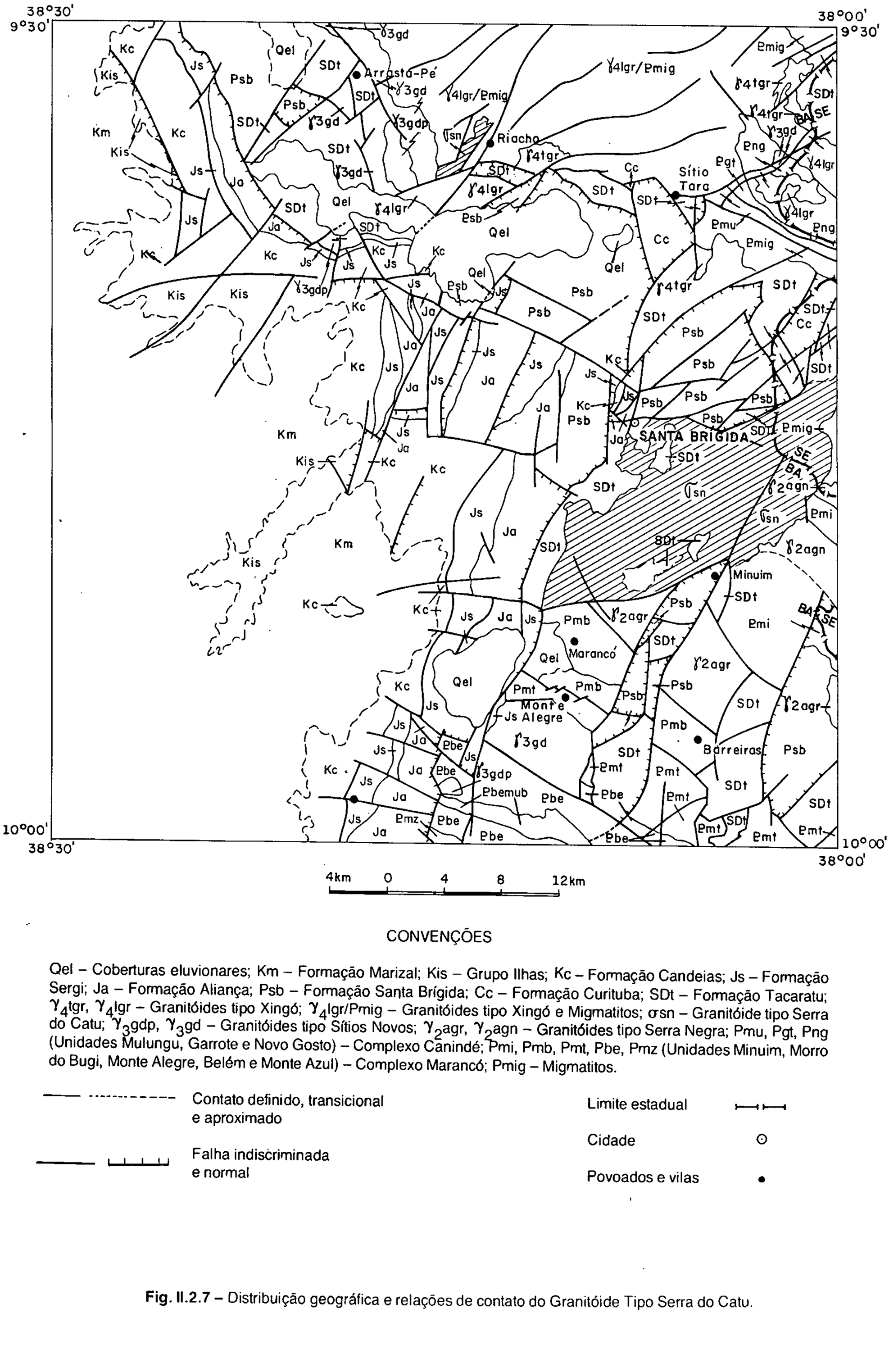
Uma datação K/Ar em biotitas de sienito localizado na parte nordeste da Folha Piranhas, efetuada pelo Projeto Radambrasil (Gava et alii, 1983), forneceu idade mínima de 617 mais ou menos 18 m.a. para o plutonismo alcalino tipo serra do Catu.

2.2.1.7 Granitóides Tipo Xingó (Plutonismo Pós-Tectônico)

Esses granitóides têm ampla área de distribuição nas partes norte e nordeste da Folha Santa Brígida, constituindo numerosos corpos de formas irregulares e dimensões extremamente variadas (fig.II.2.8). Foram referenciados pela primeira vez por Alves & Moraes (1952), ao descreverem os granitóides da área da cachoeira de Paulo Afonso como granitos róseos, de granulação fina, com freqüentes lentes de calcário cristalino e de rochas de metamorfismo de contato. Silva Filho et alii (1977-1979) referem-se a esses granitóides como "tipo Mata Grande".

As suas melhores exposições estão nas adjacências das fazendas Xingó, Salobro e Tiririca, e na região a norte das localidades sítio Tará e Riacho, parte nordeste da folha.

Alguns corpos maiores mapeados representam, em realidade, áreas de predominância do tipo Xingó em relação a outros granitóides e migmatitos, procedimento largamente utilizado na região nordeste da folha. Também. ocorrem



CONVENÇÕES

Qel – Coberturas eluvionares; Km – Formação Marizal; Kis – Grupo Ilhas; Kc – Formação Candeias; Js – Formação Sergi; Ja – Formação Aliança; Psb – Formação Santa Brígida; Cc – Formação Curituba; SDt – Formação Tacaratu; $\gamma_4$tgr, $\gamma_4$lgr – Granitóides tipo Xingó; $\gamma_4$lgr/Pmig – Granitóides tipo Xingó e Migmatitos; σsn – Granitóide tipo Serra do Catu; $\gamma_3$gdp, $\gamma_3$gd – Granitóides tipo Sítios Novos; $\gamma_2$agr, $\gamma_2$agn – Granitóides tipo Serra Negra; Pmu, Pgt, Png (Unidades Mulungu, Garrote e Novo Gosto) – Complexo Canindé; Pmi, Pmb, Pmt, Pbe, Pmz (Unidades Minuim, Morro do Bugi, Monte Alegre, Belém e Monte Azul) – Complexo Marancó; Pmig – Migmatitos.

Contato definido, transicional e aproximado

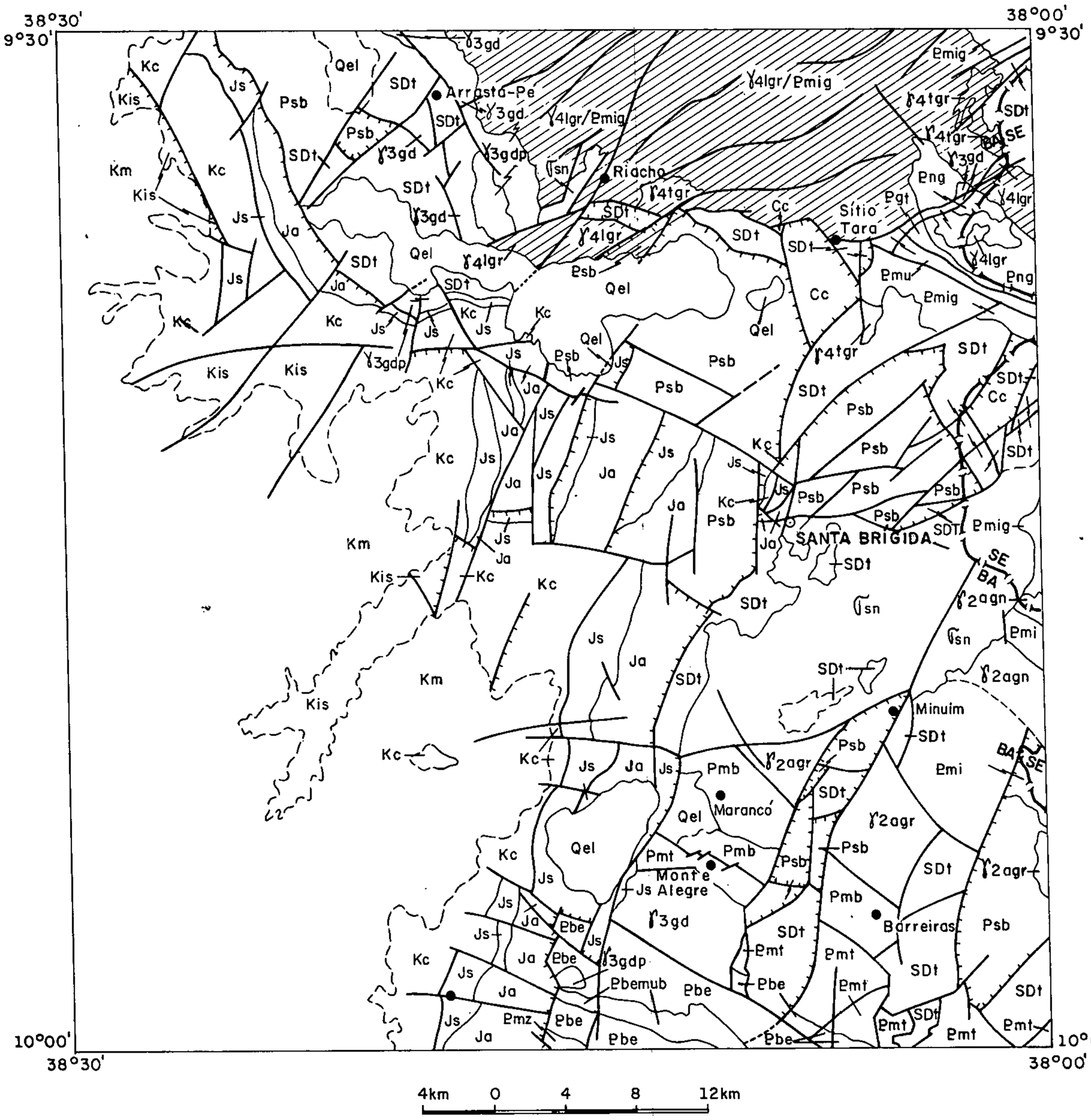
Falha indiscriminada e normal

Limite estadual

Cidade

Povoados e vilas

Fig. II.2.7 – Distribuição geográfica e relações de contato do Granitóide Tipo Serra do Catu.



CONVENÇÕES

Qel – Coberturas eluvionares; Km – Formação Marizal; Kis – Grupo Ilhas; Kc – Formação Candeias; Js – Formação Sergi; Ja – Formação Aliança; Psb – Formação Santa Brígida; Cc – Formação Curituba; SDt – Formação Tacaratu; $\gamma_4$tgr, $\gamma_4$lgr – Granitóides tipo Xingó; $\gamma_4$lgr/Pmig – Granitóides tipo Xingó e Migmatitos; σsn – Granitóide tipo Serra do Catu; $\gamma_3$gdp, $\gamma_3$gd – Granitóides tipo Sítios Novos; $\gamma_2$agr, $\gamma_2$agn – Granitóides tipo Serra Negra; Pmu, Pgt, Png (Unidades Mulungu, Garrote e Novo Gosto) – Complexo Canindé; Pmi, Pmb, Pmt, Pbe, Pmz (Unidades Minuim, Morro do Bugi, Monte Alegre, Belém e Monte Azul) – Complexo Marancó; Pmig – Migmatitos.

Contato definido, transicional e aproximado

Falha indiscriminada e normal

Limite estadual

Cidade

Povoados e vilas

Fig. II.2.8 – Distribuição geográfica e relações de contato dos Granitóides Tipo Xingó.

sob forma de diques decimétricos e pequenos corpos não-mapeáveis na escala do presente trabalho.

O caráter intrusivo desses granitóides é evidenciado pela presença de xenólitos angulosos das rochas encaixantes em diversos afloramentos.

Englobam abundantes megaxenólitos de mármore e de anfibolitos, guardando a mesma orientação regional do Complexo de Canindé, do qual provavelmente representam resistatos. São também muito freqüentes megaxenólitos de migmatitos e gnaisses dobrados, muitas vezes diferenciados em mapa.

Na Folha Santa Brígida foram identificadas e cartografadas duas variedades petrográficas de granitóides tipo Xingó: *turmalina granitos ($\gamma_4$tgr)* e *leucogranitos ($\gamma_4$lgr)*.

No conjunto são rochas de cor rosa, granulação variando de fina a média, de um modo geral isotrópicas, às vezes com diferenciações pegmatíticas. O tipo petrográfico mais freqüente corresponde a um granito leucocrático, contendo essencialmente microclina, plagioclásio e quartzo. Biotita ocorre muito freqüentemente, mas quase sempre como acessório, à exceção do maciço situado a leste de Entremontes, caracterizado como formado por biotita-granitos descritos adiante. Do mesmo modo, a muscovita, apesar de muito freqüente, só ocorre em quantidades maiores quando associadas a turmalina, como nos pequenos corpos diferenciados na região da fazenda Xingó. A granada-almandina é outro componente muito freqüente, quase sempre em quantidades menores que 5%.

Os *turmalina-granitos ($\gamma_4$tgr)* da fazenda Xingó apresentam características originais e sistemáticas dos leucogranitos a turmalina. São rochas de cor rósea-clara, com textura fanerítica fina a pegmatóide, geralmente sem orientação primária, às vezes cisalhadas, diferenciadas em vários tipos texturais. Consistem de leucogranitos "sensu strictu", com granulação fina a média, e abundantes aplopegmatitos bandados, aplitos e pegmatitos verdadeiros, com passagens progressivas ou transições rítmicas. São mineralogicamente caracterizados pela turmalina preta (ferrífera tipo "schorlita"), granada, plagioclásio (albita), muscovita abundante, biotita em proporções variáveis, feldspato potássico e quartzo. A abundância relativa dos diferentes minerais é acompanhada pela mudança de textura, com a turmalina preferencialmente concentrada em níveis pegmatíticos e nas cavidades, originando as texturas miarolíticas e "cocardes".

Os turmalina-granitos ocorrem também sob a forma de diques de dimensões reduzidas, freqüentes nas áreas cartografadas como leucogranitos ($\gamma_4$lgr).

Os leucogranitos a turmalina são muitas vezes agrupados com o nome de granitos tardios ou pneumatolíticos, com seus caracteres texturais e sua composição química particular indicando condições de saturação em fluidos.

A cristalização dos leucogranitos é subsolvus e, pelo menos em parte, a muscovita pode ser considerada como primária ou magmática. As suas composições químicas são sempre homogêneas para cada maciço (Lameyre, 1980), com um caráter alcalino e aluminoso; e mais potássico para os pegmatitos. As composições normativas ocupam os mínimos do sistema Qz-Or-Ab-H_2O para baixas pressões de água (Le Fort, 1981).

Os dados geológicos, mineralógicos e geoquímicos comprovam que as pressões de cristalização dos leucogranitos a turmalina são da ordem de P = PH_2O menor que 2 Kbar (Pichavant, 1981). O boro tem o poder de transferir os sólidos do sistema aplogranítico para baixas temperaturas, possibilitando a cristalização de muscovita primária, nessas condições de pressão. As temperaturas de cristalização são, então, anormalmente, pouco acima da temperatura de cristalização dos magmas pegmatíticos (T(700°C)).

A presença de "greisen" fissurais, por vezes com turmalina, e de fissuras centimétricas com turmalina, justifica a indicação de um estudo geológico e geoquímico de detalhe sobre os corpos plutônicos da área de Xingó, cujas características condizem com granitóides tardios, potencialmente favoráveis a mineralizações de Sn-W-Mo.

Os *leucogranitos ($\gamma_4$lgr)* definidos como de composição diversa, são melhores observados ao longo das estradas que ligam Sítio Tará a Paulo Afonso, à BR-110 e às fazendas Poço Fundo e Tiririca. São corpos intrusivos com contatos irregulares com os migmatitos e outros granitóides ou então sob forma de diques. A variação mais comum corresponde a granitos de cor rósea, textura fanerítica fina a média, com variações grosseiras a pegmatóides, isotrópicos, localmente com anisotropia originada por cisalhamento e freqüentemente fraturados. São constituídos essencialmente de microclina com plagioclásio incluso (oligoclásio) e quartzo, este intercrescido com outros minerais e com inclusões de plagioclásio e opacos. Como acessórios ocorrem zircão e apatita.

Como referido anteriormente, xenólitos de *metacalcários* estão distribuídos com freqüência em áreas de ocorrência dos *leucogranitos ($\gamma_4$lgr)*, principalmente nas localidades conhecidas como sítio Baixa do Caroá e fazenda Salobro. São definidos petrograficamente como dolomita-mármores e olivina-dolomita-mármores. Ocorrem sob a forma de níveis inclusos nos leucogranitos e orientados na direção NW-SE, com o acamadamento S_0 posicionado segundo N140°/75°-85°NE atravessado por planos de clivagem com direção N265°/65°-85°SE. O dolomita-mármore é de cor cinza-clara, textura ineqüigranular fanerítica média, e composto predominantemente por dolomita e calcita, atravessados por placas paralelas de grafita. O olivina-dolomita-mármore apresenta cor branca, textura fanerítica média, xenoblástica e ineqüigranular, e compõe-se de carbonato com poucas manchas amareladas, de pseudomorfos de olivina, formadas por carbonato e serpentina.

Como estão em contato com os leucogranitos, sofreram metamorfismo de contato com formação de quartzo-idiocrásio-clinozoisita-andesina-diopsídio-"hornfels" de cor verde, textura maciça, fanerítica média e ineqüigranular.

Os xenólitos de *anfibolitos* nos leucogranitos ($\gamma_4$lgr) estão representados em locais distintos, a noroeste do Sítio Tará, norte da fazenda Salobro, nordeste da fazenda Arrasta Pé e a norte da fazenda Tiririca. São rochas de textura fanerítica e bandamento proporcionado por faixas com espessuras milimétricas, claras, formadas por plagioclásio e piroxênio, alternadas com faixas escuras, também milimétricas, formadas por hornblenda. Uma lâmina delgada revelou piroxênio-hornblenda-anfibolito constituído por hornblenda e clinopiroxênio (80%) e oligoandesina (20%). Algumas vezes, os anfibolitos estão associados aos mármores e, muito localmente, a rochas calcissilicáticas.

O posicionamento dos níveis de mármores e anfibolitos mostra que eles devem representar restos do Complexo Canindé, que certamente prolongava-se bem mais na direção noroeste.

Os granitóides tipo Xingó são pós-tectônicos em relação à deformação regional F_2 e foram posicionados numa fase distensiva. A sua composição quartzo-feldspática, com

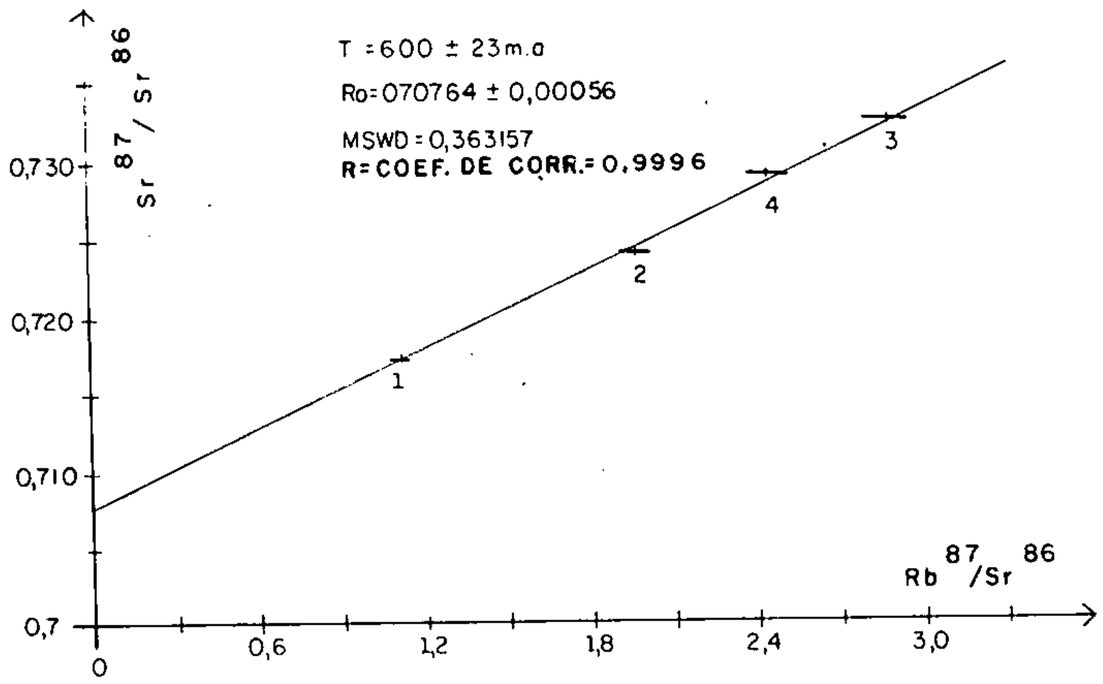


Fig. II.2.9 – Diagrama isocrônico Rb/S para os Granitóides Tipo Xingó da fazenda Queimada Grande (Folha Piranhas).

muscovita, turmalina e granada, e a ausência de enclaves básicos, são características de granitóides tipo S de Chappell & White (1974), embora vários critérios geoquímicos não corroborem essa assertiva (ver discussão no Capítulo 5 da Parte II).

Diagrama isocrônico de quatro pontos obtido no presente trabalho, através de análises radiométricas Rb/Sr de leucogranitos provenientes de afloramento da fazenda Queimada Grande, a sudeste de Poço Redondo (Folha Piranhas), forneceu a idade de 600 +/-23m.a., (R_0 = 0,7076) para os granitóides tipo Xingó (tabela II.2.1 e fig. II.2.9) confirmando a atuação do Ciclo Brasiliano da área.

Tabela II.2.1 – Dados Analíticos Rb/Sr para os Granitóides tipo Xingó, da Fazenda Queimada Grande. (Folha Piranhas)

Nº REF.	Nº DE LAB.	Nº DE CAMPO	ROCHA	MAT	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb^{87}/Sr^{86}	Sr^{87}/Sr^{86}
1	9135	1564-RS-R-271a	Leucogranito	RT	154,4	401,6	1,114 ± 0,031	0,71721 ± 0,00003
2	9136	1564-RS-R-271b	Leucogranito	RT	211,4	310,6	1,973 ± 0,056	0,72418 ± 0,00003
3	9027	1564-ID-R-03	Leucogranito	RT	304,3	305,6	2,890 ± 0,081	0,73240 ± 0.00002
4	9028	1564-ID-R-07	Leucogranito	RT	247,1	291,7	2,456 ± 0,069	0,72893 ± 0,00018

2.3 BACIA DE TUCANO

A Bacia de Tucano, representada na área mapeada pela Sub-Bacia de Tucano Norte, faz parte do rift intracontinental mesozóico do Recôncavo-Tucano-Jatobá, ao qual associa-se expressivo pacote de sedimentos continentais juro-cretáceos. Os sedimentos paleozóicos aflorantes na borda oriental do rift e em áreas isoladas do embasamento adjacente, embora não façam parte da evolução tectono-sedimentar da Bacia de Tucano, são aqui considerados como componentes da mesma, para fins de apresentação de suas formações, já que atualmente não há qualquer designação formal para agrupá-las.

Neste trabalho foi mantida, para as rochas paleozóicas, o empilhamento estratigráfico proposto por Ghignone (1963, 1979), embora os membros Caldeirão e Ingá da Formação Santa Brígida, estejam sendo correlacionados com as formações Piauí (Carbonífero Superior) e Pedra de Fogo (Permiano) da Bacia do Parnaíba (fig.II.2.10).

Na análise das formações paleozóicas da área foram feitas correlações com aquelas já definidas na Bacia do Parnaíba (fig.II. 2.11), a partir de estudo comparativo e discussões com os geólogos da Petrobrás Jorge Della Fávera e Rodi Medeiros, visto que durante a sedimentação paleozóica havia uma ligação entre os dois sítios deposicionais e prevaleciam condições físicas e climáticas semelhantes nas duas regiões.

Para os sedimentos juro-cretáceos da Bacia de Tucano foi adotada a mesma coluna estratigráfica estabelecida pela Petrobrás (fig.II.2.10) e conservada quase intacta a cartografia geológica dos mapas elaborados por aquela

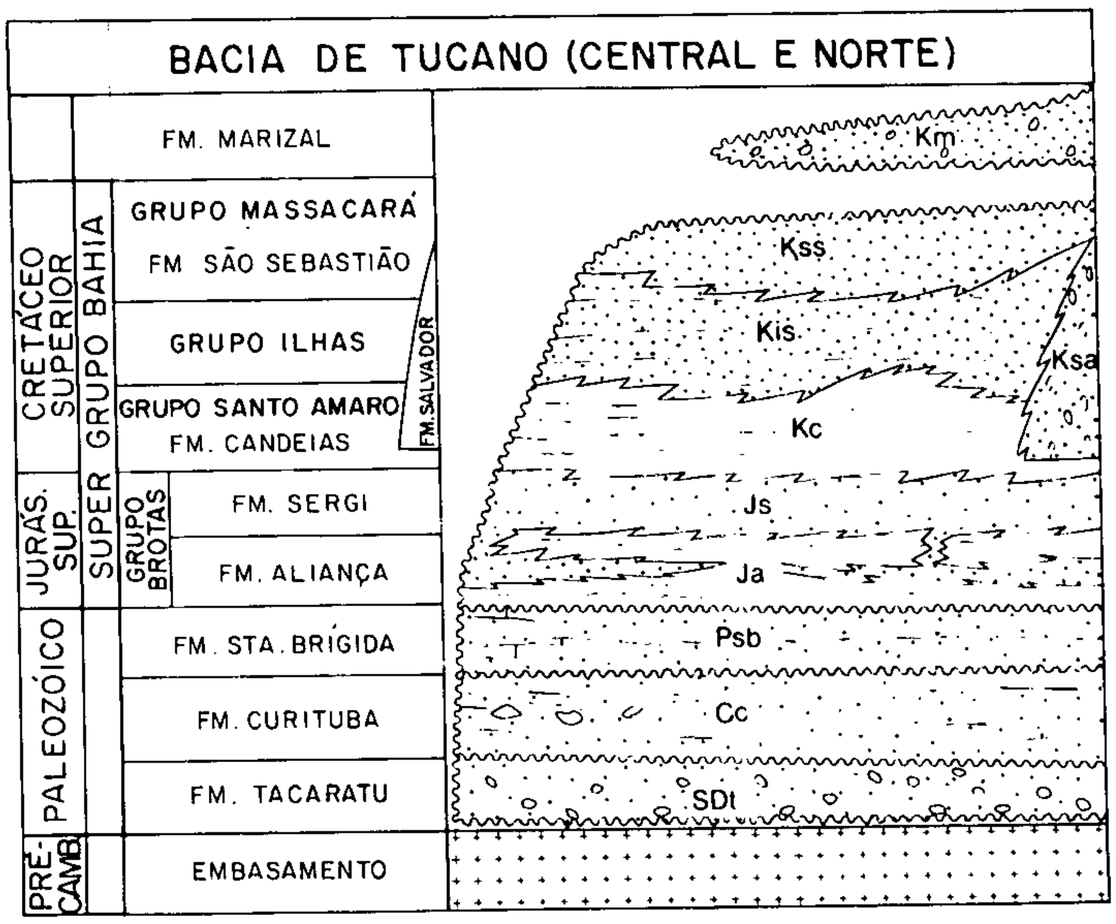


Fig. II.2.10 – Relações entre as unidades litoestratigráficas fanerozóicas.

empresa. Como já citado anteriormente, em observância às determinações do Departamento Nacional da Produção Mineral - DNPM os trabalhos de campo nesses sedimentos limitaram-se a alguns perfis para verificação de contatos com as rochas proterozóicas, na borda oriental da Bacia de Tucano.

2.3.1 FORMAÇÃO TACARATU

Esses sedimentos paleozóicos receberam inicialmente a denominação informal de Unidade A, em trabalhos de mapeamento da Petrobrás (Almeida, 1963), e foram em seguida chamados de Formação Tacaratu (Barbosa, 1964, 1970) e Formação Manari (Barreto, 1968). Braun (1970) evocou o Código de Nomenclatura Estratigráfica para defender a manutenção do termo Tacaratu que, além de ter prioridade por ter sido utilizado primeiro, refere-se simultaneamente à serra e à localidade onde ocorrem as melhores exposições da unidade. A argumentação foi aceita, de forma que a designação Formação Tacaratu passou a ser adotada em todos os trabalhos posteriores.

A Formação Tacaratu aflora na Folha Santa Brígida em áreas irregulares, descontínuas, ao longo da borda oriental da Bacia de Tucano Norte, ou em depressões encravadas nas rochas pré-cambrianas, ou ainda encimando as principais elevações (fig.II.2.12).

Quando ocupa as depressões rebaixadas por falhas de gravidade, o relevo é de superfície horizontalizada, recoberta por espesso solo arenoso, onde são raros os afloramentos, como está bem representado nas proximidades das vilas de Minuim, Barreiras, Belém nas cabeceiras do riacho Cascavel e próximo à vila do Arrasta Pé.

Na região delimitada pelos extensos corpos de sienito do riacho Picão das Flores e pelo complexo migmatítico, respectivamente a sul e a norte de Santa Brígida, a Formação Tacaratu constitui extensas cristas alinhadas com forte diaclasamento colunar. Um outro tipo de relevo bastante acidentado é constituído por serras e escarpas de falha. Os extensos tabuleiros que bordejam a Bacia de Tucano Norte em forma de "cuestas", delimitadas por escarpas tectônicas, correspondem a compartimentos levantados por falhamentos. A Formação Tacaratu também se apresenta na forma de tabuleiros residuais, isolados, constituindo morros-testemunhos ("inselbergs") assentados em altos do embasamento pré-cambriano (morro do Encantado e as serras da Velharia, do Coité, da Formiga, do Retiro, da Canastra, de São Domingos e do Umbuzeiro).

Ritcher (1966, apud Silva Filho et alii, 1977-1979) estimou sua espessura em menos de 150m, sem especificar o local e o método de medição. Devido ao comportamento tectono estrutural, a Formação Tacaratu sempre se apresenta em contato por falha com as formações paleozóicas e mesozóicas, o que também é freqüentemente observado em relação às rochas pré-cambrianas. Quando forma os tabuleiros e morros-testemunhos, o contato com as rochas pré-cambrianas é por não-conformidade; no entanto essa relação não está sempre exposta nos lugares visitados, devido à espessa faixa de cobertura de tálus que circunda essa interface. Do exposto conclui-se que é impraticável avaliar-se a espessura da Formação Tacaratu na área de estudo.

Ghignone (1979) afirma que na "serra do Minuim (BA) pode atingir de 400 a 500m, e certamente esse valor é ultrapassado na região da serra de São Domingos ao sul de Pau-lo Afonso". Durante os trabalhos de campo, constatou-se que a serra do Manuim é constituída por sienitos e a serra de São Domingos é sustentada por granitóides porfiríticos, e que apenas uma delgada capa residual de não mais de 30m da Formação Tacaratu recobre essas feições topográficas.

A seção mais completa foi verificada no morro do Cruzeiro, na cidade de Santa Brígida, embora nesse local não esteja exposto o contato com as rochas pré-cambrianas (fig.II.2.13).

Na porção basal há um franco predomínio de arenitos seixosos e conglomerados de seixos imaturos, de cor cinza-clara a branca, com variações locais para bege, em espessos pacotes com "sets" de estratos cruzados de grande porte. O arenito é maturo, essencialmente constituído por grãos de quartzo, médios e grosseiros, mal-classificados, angulares a arredondados. Feldspato e minerais pesados ocorrem em frações subordinadas, sempre em proporções menores que 10%. Não há matriz primária e em geral não existe cimento silicoso intempérico. A fração grosseira dos conglomerados é constituída unicamente por grânulos grosseiros e seixos de quartzo arredondados.

A seqüência mais basal aflorante consta de espessos pacotes de conglomerados de grânulos suportados pelos clastos, com espessuras de até 3m. A organização interna é estabelecida pelo arranjo imbricado dos seixos dispostos em estratos planoparalelos, que se estendem lateralmente por dezenas de metros, e ao longo do seu comprimento evidenciam estratificações com ângulos muito baixos. Tais formas de leito podem ter aspecto homogêneo, maciço, com acamadamento mais espesso e textura mais uniforme. No contexto geral, apresentam conformação de lençóis de

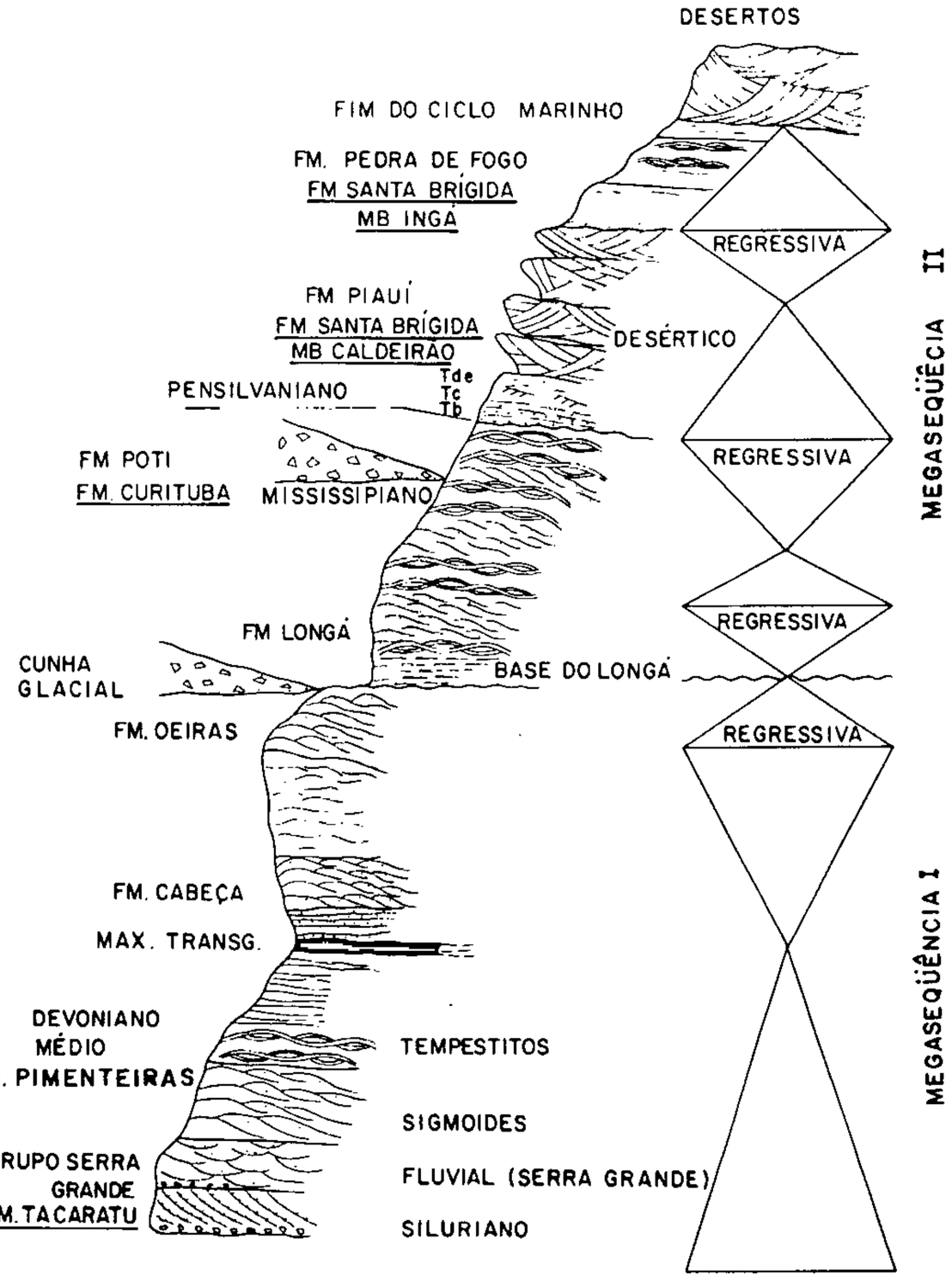
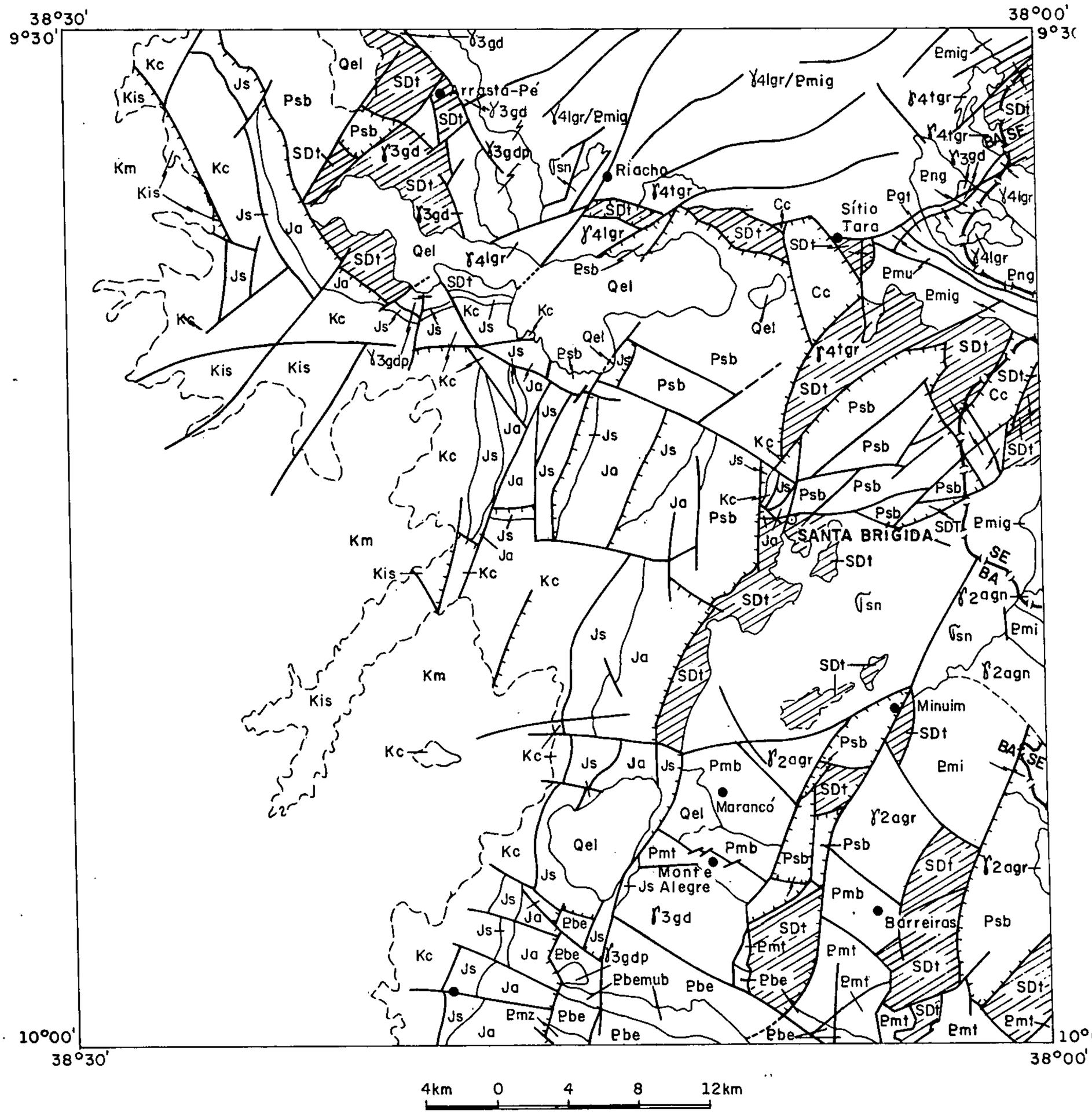


Fig. II.2.11 – Evolução comparativa da Bacia do Parnaíba e do "graben" de Santa Brígida.



CONVENÇÕES

Qel – Coberturas eluvionares; Km – Formação Marizal; Kis – Grupo Ilhas; Kc – Formação Candeias; Js – Formação Sergi; Ja – Formação Aliança; Psb – Formação Santa Brígida; Cc – Formação Curituba; SDt – Formação Tacaratu; $\gamma_4$tgr, $\gamma_4$lgr – Granitóides tipo Xingó; $\gamma_4$lgr/Pmig – Granitóides tipo Xingó e Migmatitos; σsn – Granitóide tipo Serra do Catu; $\gamma_3$gdp, $\gamma_3$gd – Granitóides tipo Sítios Novos; $\gamma_2$agr, $\gamma_2$agn – Granitóides tipo Serra Negra; Pmu, Pgt, Png (Unidades Mulungu, Garrote e Novo Gosto) – Complexo Canindé; Pmi, Pmb, Pmt, Pbe, Pmz (Unidades Minuim, Morro do Bugi, Monte Alegre, Belém e Monte Azul) – Complexo Marancó; Pmig – Migmatitos.

Contato definido, transicional e aproximado

Falha indiscriminada

Falha normal

Limite estadual

Cidade

Povoados e vilas

Fig. II.2.12 – Distribuição geográfica e relações de contato da Formação Tacaratu.

CONGLOMER.	ARENITO GROSSO	ARENITO MÉDIO	ARENITO FINO	SILTITO FOLHELHO	SUMÁRIO DAS LITOLOGIAS	UNIDADE	INTERPRETAÇÃO
					Arenito fino a médio com estratos festonados.	FORMAÇÃO TACARATU	Depósitos associados de barras longitudinais e dunas em mudanças periódicas nos regimes de fluxos. Sistema fluvial entrelaçado ("braided").
					Arenito médio com "sets" de cuzadas acanaladas de porte médio e festonadas. Pavimentos de grânulos nas bases.		
					Conglomerado de grânulos.		
					Arenito médio com "sets" de cruzadas acanaladas e festonadas. Pavimentos seixosos nas bases.		
					Arenitos médios/grosseiros com superfícies de reativações e lençóis de seixos.		Barras compostas (transversais e longitudinais) desenvolvidas por acreção lateral. Sistema fluvial entrelaçado com interferência de leques aluviais distais.
					Arenitos médios/grosseiros com "sets" de cruzadas tabulares.		
					Conglomerado com seixos embricados.		
					Arenitos médios/grosseiros com cruzadas tabulares e acanaladas. Pavimentos seixosos.		
					Seqüência de arenitos médios e grosseiros com "sets" de cruzadas acanaladas de médio porte. Pavimentos seixosos nas bases. Camadas irregulares de conglomerados. Superfícies de reativações.		
					Arenito grosseiro com "sets" de cruzadas acanaladas. Lençol de seixos na base.		
					Arenitos médios e grosseiros com intercalações de "sets" de cruzadas acanaladas e tabulares. Pavimentos seixosos nas bases.		
					Arenito grosseiro com "sets" de cruzadas acanaladas de grande porte; pavimentos seixosos nas bases. Superfícies de reativações.		Barras longitudinais. Sistema fluvial entrelaçado.
					Arenito feldspático, grosseiro a seixoso com "sets" de cruzadas tabulares. (Foto 5)		Barras transversais e/ou lingóides.
					Conglomerado suportado pela matriz com seixos imbricados.		Enxurradas de leques aluviais.
					Arenito feldspático, grosseiro a seixoso com "sets" de cruzadas tabulares.		Barras transversais e/ou lingóides.
					Conglomerado suportado pela matriz com seixos imbricados. (Foto 4)		Enxurradas. Leques aluviais.
					Granitóides.		

200m aproximados

Fig. II.2.13 – Coluna Estratigráfica Composta.

conglomerados, resultantes das condições de fluxo superior que prevaleceram durante as inundações, quando as águas espraiavam-se dos principais canais, através das superfícies das barras e depósitos de canais abandonados, fluindo em alta velocidade para as áreas superiores e médias do leque (foto 4).

No topo desses estratos passa gradualmente a predominar a facies arenosa conglomerática (arenito conglomerático seixoso), com estratos cruzados tabulares/planares de grande porte e cruzadas acanaladas, as quais compõem as feições mais típicas dessa unidade, quando adquirem as características de sistema fluvial entrelaçado (foto 5).

Essa associação forma barras compostas por duas subfacies que se interpõem e transicionam lateralmente: arenitos seixosos com "sets" de cruzadas tabulares com até 2m de altura e arenitos com "sets" de cruzadas acanaladas, com dimensões menores e ocupando extensas áreas. Os primeiros são limitados por superfícies irregulares de reativação, formadas por variações sazonais no estágio de inundação, ou quando as "formas de leito" ("bed forms") menores movem-se em direção à face de avalanche (Haszeldane, 1983). Esses "sets" de cruzadas tabulares são depositados por barras transversais ou linguóides, com a face de avalanche compondo suas margens corrente abaixo, e são oblíquas à direção principal do canal e à direção de migração da duna. A migração dessas barras, por acreção lateral, produziu o empilhamento de umas sobre as outras, resultando extensos complexos de planícies de areia tipicamente constituídas por "sets" de estratos cruzados tabulares.

A subfacies de arenitos com estratos cruzados acanalados inicia-se sempre através de um lençol ou pavimento irregular de conglomerado horizontalmente estratificado. Os "sets" tangenciais das acanaladas têm, na estrutura interna, leitos gradacionais do tipo Bouma(Ta) - gradação normal - e constituem as barras longitudinais que crescem sobre o assoalho de cascalho; desenvolvem-se em canais alongados e paralelos com o fluxo, deslocando-se, com paradas periódicas nessa migração.

A coexistência transicional entre os "sets das cruzadas acanaladas e tabulares pode ser explicada pela deposição em canais distintos, sem interferência mútua. No entanto, em alguns locais esse relacionamento dá-se por superfície erosional e uma possível explicação é que as formas de leito das cruzadas tabulares (barras transversais e/ou linguóides) se desenvolveram excessivamente, seja por acreção lateral, unindo-as com outras formas de leito, seja pela criação de obstáculos, tipo barreiras, que impediram a migração da face de avalanche. Em conseqüência houve condições favoráveis para o desenvolvimento das cruzadas acanaladas (Ramos et alii, 1986).

Em direção ao topo da seqüência há uma mudança na granulometria e seleção dessa facies, acompanhada pela redução nas dimensões dos "sets" dos estratos cruzados e da espessura das camadas. O arenito passa a ter predominantemente cor cinza a rósea (intempérica), e é constituído por grãos de quartzo angulares, feldspatos e minerais micáceos, com granulometria média a fina e selecionamento regular a bom. Compõe "sets" de cruzadas acanaladas de porte médio a pequeno, com lençol de seixos na base, associados a "sets" de cruzadas festonadas com base côncava para cima.

A redução gradual desses componentes é interpretada mais como resposta às mudanças nos regimes e na energia dos fluxos e inundaçoes que predominavam (autociclos), do que a eventos catastróficos provocados.

A diminuição progressiva das dimensões dos "sets" das cruzadas corresponde à gradual redução da lâmina d'água, devido ao afastamento da área-fonte ou a diferenças nos regimes das cheias. Os estratos festonados são o resultado de pequenos canais que dissecam e modificam as formas de leito, menores, durante os períodos de decréscimo da descarga (fig.II.2.14).

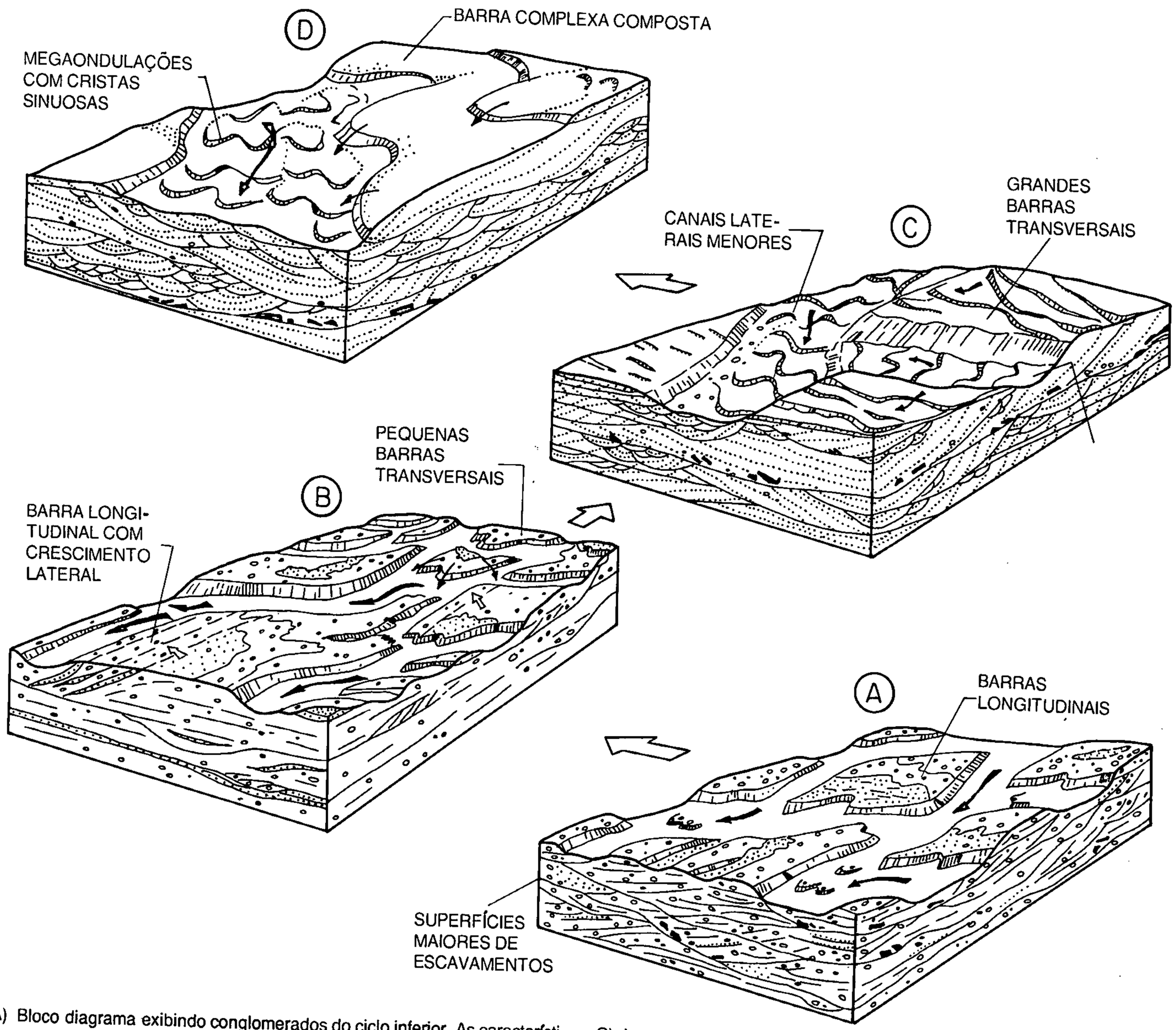
A coexistência lateral e vertical dos "sets" das cruzadas acanaladas com as festonadas, inclusive com relacionamento de superfície de erosão, deu-se em decorrência da diminuição da profundidade das águas sobre as barras e canais seixosos ativos, quando eles cresceram acompanhados por, ou em resposta, à migração de trechos. Pela mudança periódica no regime de fluxo e das cheias, a migração de ondulações com cristas curvas (dunas) gerou os festões e criou as planícies de areias, quando as ôndulas ocuparam áreas extensas. A sedimentação das cruzadas acanaladas e festonadas pode se processar por retrabalhamento das águas rasas sobre as superfícies das barras, e estas crescem nos locais mais fundos.

Há uma concordância generalizada entre os diversos estudiosos a respeito da correlação temporal e pretérita ligação física entre a Formação Tacaratu e o Grupo Serra Grande, este último descrito na Bacia do Parnaíba e subdividido nas formações Ipu (basal), Tianguá e Jaicós.

Ghignone (1979) propõe que a origem da facies Tacaratu-Serra Grande pertença ao domínio continental com características de transporte torrencial, provavelmente em leques aluviais médio e distal, coalescentes em regime de canais anastomosados. Esse autor visualiza o quadro paleogeográfico supondo as regiões cratônicas, pertencentes aos domínios do Bloco Tectônico Bahia Oriental e da Bacia de Lençóis (Inda & Barbosa, 1978), soerguidos e assim constituindo-se em fontes de sedimentos para a região periférica que, depois do Siluriano, se individualizaria como sinéclise.

Grande parte dos pesquisadores dessa formação tem advogado um ambiente deposicional associado com glaciação distante, utilizando evidências indiretas que ainda não são conclusivas. A ausência de calcários e de outros indicadores de clima quente tem sido citada como critério para essa suposição. A questão em si é que a facies de sistema fluvial entrelaçado seixoso está relacionada a ambientes paraglaciais ou a ambientes de clima árido. Na realidade essa facies reflete apenas uma baixa razão entre o tamanho médio da partícula e a profundidade da água da qual é função, no relevo baixo das barras e canais nos trechos proximais (Walker, 1984). Outro aspecto é que sucessões de leques paraglaciais mostram seqüências de granocrescência ascendente, durante períodos de avanços de geleiras, e granodecrescência durante épocas de retração. Essa situação é complicada pelo fato de que os detritos grosseiros resultam não somente da proximidade da geleira, mas também de arqueamentos isostáticos, em conseqüência da retração de capas de gelo continentais. As supostas sucessões de leques aluviais, gerados em resposta aos avanços episódicos glaciais, com ciclos simétricos de granocrescência e granodecrescência, não foram constatadas na Formação Tacaratu.

No entanto, os estudos das estruturas sedimentares primárias concluíram que os clásticos grosseiros da Formação Tacaratu materializam sedimentação continental a partir de sistema fluvial entrelaçado; inicialmente predominou a fa-



A) Bloco diagrama exibindo conglomerados do ciclo inferior. As caracterísi-cas incluem pequenas barras, preenchimento de canais, barras com topo convexo para cima, largas superfícies escavadas e raros depósitos de transbordamentos.

B) Conglomerados do ciclo superior, com grandes barras longitudinais com crescimentos laterais; canais sinuosos, barras preservadas com topo convexo para cima, largas superfícies escavadas e raros canais de transbordamentos.

C) Largos canais, grandes barras transversas, pequenos canais com me-nores formas de leitos.

D) Canais profundos com grandes metaondulações, barras compostas e compostas–completas.

* Modificado de Ramos, Sopeña e Perez–Alucea, 1986

Fig. II.2.14 – Esquema evolutivo simplificado dos Sítios deposicionais da Formação Tacaratu.

cies proximal, com nítida influência de leques aluviais, que evoluiu no final do ciclo para uma facies distal, sem haver indicações paleoclimáticas definitivas.

A nível dos conceitos modernos, pode-se afirmar apenas que esse tipo de depósito é característico de regiões de climas extremos (semi-árido ou paraglacial), com cobertura vegetal esparsa ou inexistente.

A respeito da área-fonte, os valores de paleocorrentes indicam uma direção geral para NW, em concordância com as estriações de gelo com "trend" N45°W na Bacia Sergipe-Alagoas (Rocha Campos &Hasui, 1981), que segundo Caputo (1984) correspondem às estrias glaciais dos sedimentos neo-ordovicianos/eo-silurianos com "trend" N90°E, que ocorrem no Gabão (Micholet et alii, 1971). Esses "trends" de estriações constituem parâmetros indicadores de relacionamento com aqueles já bem documentados na região sul do Saara, onde provavelmente haviam regiões arqueadas que serviram de área-fonte para os leques aluviais e sistemas entrelaçados, que hoje compõem a facies Tacaratu-Serra Grande. Estudos de paleocorrentes no continente africano mostram, claramente, que na época do Ordoviciano-Siluriano havia um sistema de leques aluviais para todo o mundo, a partir da África.

Outra evidência dessa área-fonte está nos diamictitos, de suposta origem glacial, que ocorrem na Formação Ipu (basal do Grupo Serra Grande), e são correlacionados com os similares (em posição estratigráfica equivalente) que existem no noroeste da África Neo-Ordoviciano/Eo-Siluriano

(Caputo, 1984). Ainda, segundo esse autor, a Formação Ipu também inclui depósitos originais do intemperismo de terras altas da África.

Esses dados se contrapõem à ideia de Ghignone (1979) que advoga, como área-fonte para a facies Tacaratu-Serra Grande, as regiões cratônicas dos domínios do Bloco Tectônico Bahia Oriental e da Bacia de Lençóis.

A Formação Tacaratu é também correlacionada (litologia e idade) com as formações Furnas (Bacia do Paraná) e Água Bonita (Goiás), parte do Grupo Trombetas (Bacia do Amazonas) e com os arenitos El Carmem (Uruguai) e Table Mountain (África do Sul).

2.3.2 FORMAÇÃO CURITUBA

Essa unidade foi descrita originalmente por Brazil (1947) e redefinida por Almeida & Ghignone (1962), em um sentido mais restrito que o conceito original, mas mantendo a hierarquia de formação.

As áreas de ocorrência são restritas ao "Graben de Santa Brígida", com destaque para aquela situada ao longo do rio Curituba, nordeste de Santa Brígida. A outra área de exposição situa-se na região entre a fazenda Lagoa Seca e o sítio Tará, também banhada pelo citado rio (fig.II.2.15).

Essa formação não expõe integralmente toda a sua seção, aflora apenas parcialmente em áreas restritas e com muitas falhas, o que impossibilita a avaliação da sua espessura e as relações estratigráficas com outras formações fanerozóicas. Na Formação Curituba os arenitos com fragmentos de folhelho vermelhos estão em não conformidade com os metamorfitos do Complexo Canindé, próximo a Curituba (Folha Piranhas). Gava et alii(1983) consideraram uma provável discordância com os sedimentos siluro-devonianos da Formação Tacaratu, subjacente, e atribuíram também uma suposta discordância com a Formação Santa Brígida, sobreposta, sem contudo, indicarem os locais em que foram feitas tais observações.

Devido à reduzida área de afloramentos e à falta de relevo, não foi possível se determinar o empilhamento seqüencial das facies, que com freqüência estão interdigitadas com passagens lateral/vertical abruptas. A descrição a seguir é feita da facies de águas mais profundas para a continental, baseada em informações puntuais (fig.II.2.16).

A facies de águas mais profundas está representada por ciclos de tempestitos com paraciclos e granocrescência positiva. Da base para o topo, cada ciclo é constituído por (fig.II.2.17):

1) Conglomerados de seixos e grânulos, com os clastos angulares, discóides, platiformes e arredondados de rochas granitóides, embutidos em arenito lítico, médio, malselecionado e constituído por quartzo, feldspatos e fragmentos de rochas. Os conglomerados formam corpos irregulares, descontínuos, com pequena extensão e provavelmente representam leques de "washover". São provocados por correntes de alta energia que defletem na costa, originando escavações no retorno e construindo canais meandrantes que são preenchidos por sedimentos mais grosseiros.

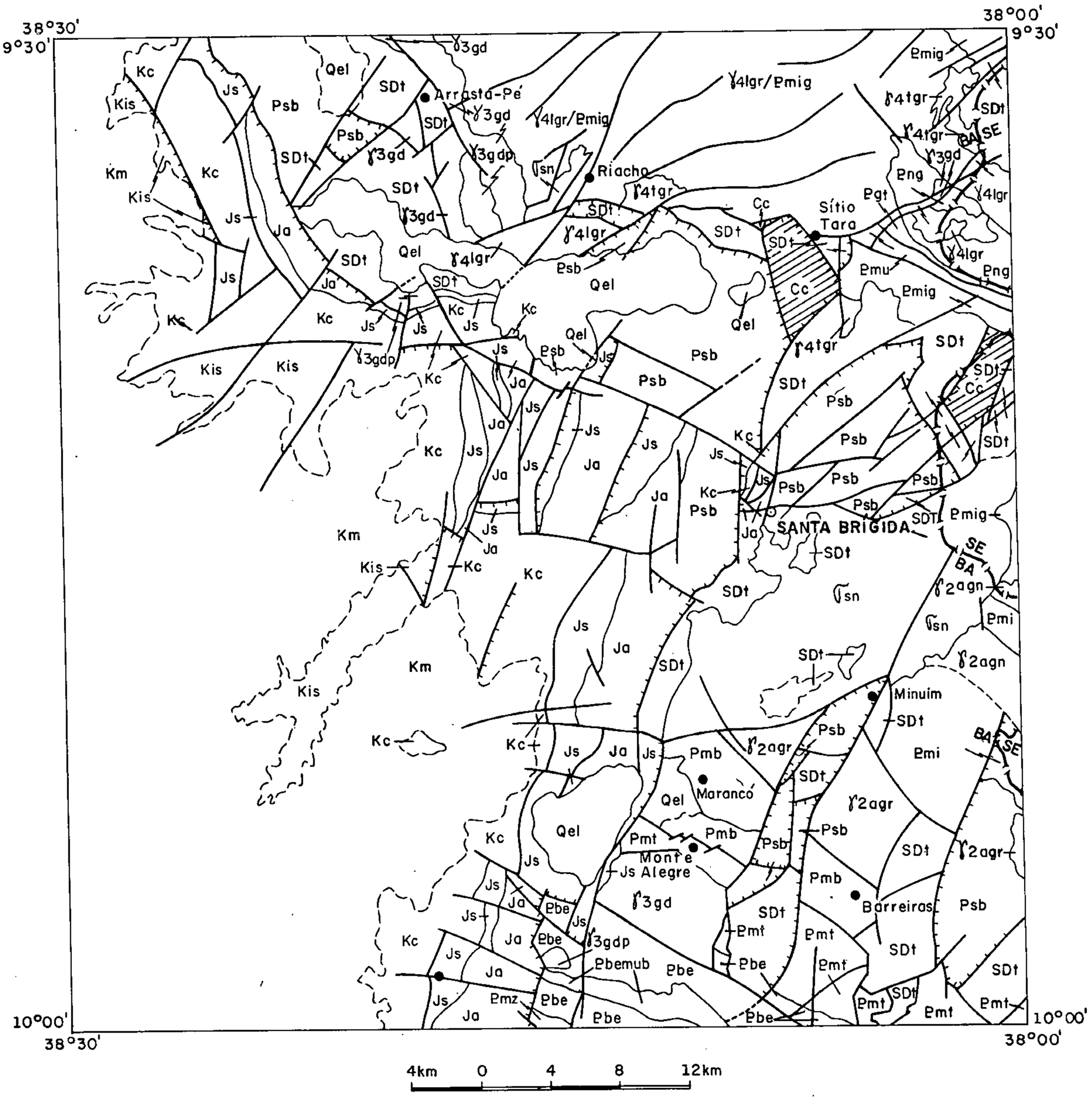
2) Ritmitos constituídos por folhelhos esverdeados e avermelhados (quando intemperizados) com camadas lenticulares de siltito e arenito fino compondo ondulações e com pequenos seixos e grânulos de quartzo e de granitóides pingados nos folhelhos e nos arenitos (foto 6). No topo do ciclo, camadas de arenito fino/médio bem-selecionado, com geometria de lobos imbricados, superpostos, de pequena extensão, por vezes amalgamadas com marcas ondulares no topo, e/ou superfícies de retrabalhamento extensas com bioturbação por icnofósseis (tassilóides) (foto 7). Internamente essas camadas de arenito apresentam "sets" de ondulações truncadas, às vezes com grande amplitude e pequeno comprimento de onda. Esses corpos de areia podem representar pequenas barras alongadas, paralelas à costa, ou lobos de pequeno porte retrabalhados por ondas de tempestades, enquanto os "hardgrounds" registram eventos de "bom tempo" em que não havia retrabalhamento e/ou sedimentação grosseira e os organismos sobreviviam.

Os ciclos se repetem na seqüência e raramente se repetem os níveis conglomeráticos dos leques de "washover". No leito do rio Curituba, nas proximidades da fazenda Pedra de Amolar (limite leste da Folha Santa Brígida), é onde esta facies está melhor exposta, constituindo grandes dobras recumbentes atectônicas (foto 8). Estas estruturas sinsedimentares são classicamente consideradas resultantes da deformação por cavalgamento (empurrão) de gelo (Hansen, 1971); entretanto, nos locais visitados não se constataram evidências de cisalhamento por agentes glaciais ou a existência de qualquer componente vertical pronunciada, resultante dessa deformação, como era de se esperar. Conclui-se, em conseqüência, que essas dobras foram certamente geradas pela passagem de fluxos de detritos, cavalgando os sedimentos glaciolacustres.

A facies mais proximal da Formação Curituba, detectada nas cercanias da fazenda Pedra de Amolar, é dominada por espessos pacotes com geometria lobada de arenito lítico, médio a grosseiro, mal-selecionado, com fragmentos e lascas de folhelho verde e pequenos seixos dispersos (foto 9); não apresenta organização interna, devido à fluidização generalizada que gerou freqüentes estruturas de pires, sendo apenas perceptível uma granodecrescência ascendente grosseira, com os grânulos e pequenos seixos da base gradando para areia média no topo, e esta às vezes encimada por uma camada de arenito fino com ondulações de corrente, internamente com estruturas de ondulações cavalgantes (foto 10).

Nos locais menos fluidizados há vestígios de um provável conjunto de "sets" de cruzadas tabulares de médio porte. Esses arenitos estão intercalados com finas camadas de ritmitos várvicos (folhelhos e siltitos alternados em lâminas) com pequenos seixos pingados, através de contato erosivo e irregular. Em geral, há fragmentos desses pelitos na base dos arenitos. Localmente aparecem marcas de escavação e estrias na base dos arenitos, com indicações prováveis da direção de paleofluxos (foto 11) ou então inexiste a camada dos ritmitos finos e os arenitos ficam amalgamados, originando uma série de camadas arenosas, lateralmente persistentes e soldadas. Ocorrem estruturas de ôndulas cavalgantes muito sinuosas, com aspecto tridimensional de festões, bastante semelhantes a estratificações cruzadas acanaladas de pequeno porte, de sistema fluvial.

Essa facies de arenitos maciços pode ser visualizada como uma seqüência típica de Bouma, caracterizada por Ta-a, Ta-b ou Ta-c, sem a geometria típica dos turbiditos clássicos, em que o acanalamento por fluxos é a feição mais característica. A estrutura sedimentar mais comum e típica desses arenitos é em pires, que indica o escape de fluido durante a deposição (Lowe, 1976) e caracteriza sedimentação rápida de uma grande quantidade de areia de um fluxo fluidizado. Isso implica que a corrente de turbidez, que nor-



CONVENÇÕES

Qel – Coberturas eluvionares; Km – Formação Marizal; Kis – Grupo Ilhas; Kc – Formação Candeias; Js – Formação Sergi; Ja – Formação Aliança; Psb – Formação Santa Brígida; Cc – Formação Curituba; SDt – Formação Tacaratu; $\gamma_4$tgr, $\gamma_4$lgr – Granitóides tipo Xingó; $\gamma_4$lgr/Pmig – Granitóides tipo Xingó e Migmatitos; σsn – Granitóide tipo Serra do Catu; $\gamma_3$gdp, $\gamma_3$gd – Granitóides tipo Sítios Novos; $\gamma_2$agr, $\gamma_2$agn – Granitóides tipo Serra Negra; Pmu, Pgt, Png (Unidades Mulungu, Garrote e Novo Gosto) – Complexo Canindé; Pmi, Pmb, Pmt, Pbe, Pmz (Unidades Minuim, Morro do Bugi, Monte Alegre, Belém e Monte Azul) – Complexo Marancó; Pmig – Migmatitos.

Contato definido, transicional e aproximado

Falha indiscriminada e normal

Limite estadual

Cidade

Povoados e vilas

Fig. II.2.15 – Distribuição geográfica e relações de contato da Formação Curituba.

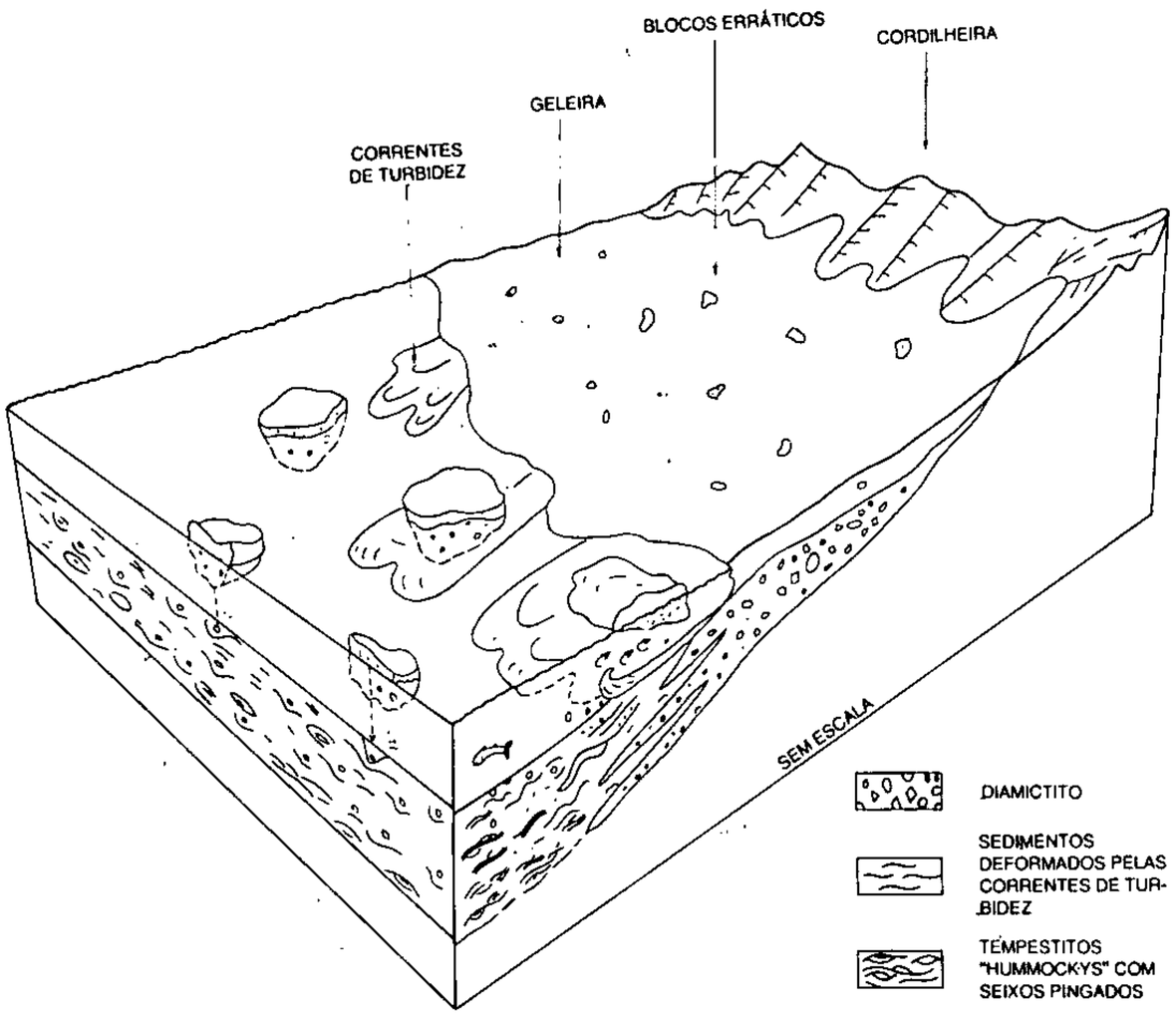


Fig. II.2.16 – Paleografia simplificada da Formação Curituba.

malmente mantém sua carga de areia em suspensão por turbulência do fluido, passou por um estágio de fluxo fluidizado, imediatamente após a sua deposição (Walker, 1984). O estado generalizado de fluidização é conseqüência do rápido assentamento dos grãos em suspensão, em que a água é rapidamente expelida para cima e a mistura grão/água torna-se fluidizada, destruindo as possíveis estruturas sedimentares existentes.

A facies continental está bem exposta na região circunvizinha à fazenda Lagoa Seca e ao sítio Tará, onde a Formação Curituba é constituída por espessa seqüência de paraconglomerados (''diamictons'') pobremente selecionados, em que a matriz é de arenito argiloso, amarronzado, lítico, constituído por quartzo, feldspatos, minerais micáceos, fragmentos de folhelhos, arenitos e rochas diversas, com distribuição polimodal.

Os megaclastos variam de seixos a matacões, com valores de arredondamento e esfericidade oscilando entre os extremos, embora os blocos exóticos maiores sejam preferencialmente angulares). A composição mineralógica é bem diversificada, com distribuição caótica sem qualquer padrão ou organização. Predominam os megaclastos extrabaciais (granitos alcalinos, granitos porfiríticos, granitóides, migmatitos, pegmatitos, quartzo, quartzitos, rochas efusivas intermediárias e ácidas, metabasitos, rochas carbonáticas, filitos e filonitos) e em menor proporção ocorrem seixos de rochas sedimentares intrabaciais retrabalhadas (arenitos, siltitos e folhelhos) (fotos 12 e 13).

Apesar da falta generalizada de estruturação interna, localmente há predominância do arenito lítico seixoso, com estratos cruzados tabulares de grande porte, seixos imbricados nos ''sets'' e feições típicas de preenchimento de canais fluviais por conglomerados com gradação normal da fração grosseira (concentração de calhaus na base da camada e cascalhos e areias no topo) (foto 14). Raros locais com gradação inversa foram observados; por vezes, os clastos grosseiros constituem intervalos irregulares em camadas espessas, que podem terminar abruptamente em concentrações lobadas de grandes calhaus e matacões, ou então há coexistência de conglomerados com arcabouço aberto e fechado em um arranjo complexo de superfícies escavadas.

Na fazenda Pedra de Amolar, na margem direita do rio Curituba, existem espessos pacotes de arenito cinza claro, médio a grosseiro, malclassificado, com ''sets'' de estratos cruzados tabulares e acanalados de porte médio e fragmentos/lascas de folhelhos/siltitos vermelhos, dispersos. Localmente esses pelitos são corpos relativamente extensos de lamitos com gretas de ressecamento de grandes dimensões (foto 15). Suas feições sedimentares primárias são típicas de sistema fluvial entrelaçado com retrabalhamento de ''red beds'' intrabaciais. A posição estratigráfica e temporal desses arenitos não está bem esclarecida. Aventaram-se duas prováveis explicações para o sítio deposicional desses arenitos, descartando-se por enquanto a possibilidade deles serem integrantes da Formação Tacaratu: a) Representam uma fase de aquecimento climático interglacial (melioriza ção) dos sedimentos glaciogênicos da Formação Curituba, na qual houve instalação de pequenos lagos com ''red beds'' retrabalhados por sistema fluvial; b) Constituem uma subfacies da sedimentação permiana (Membro Ingá) da Formação Santa Brígida, em que os lagos secaram e foram retrabalhados por correntes fluviais entrelaçadas.

Estudos sistemáticos posteriores em escala de trabalho adequada, e com suporte paleontológico, poderão esclarecer esse questionamento.

A Formação Curituba representa uma sedimentação continental com nítida influência de uma glaciação próxima. Os sedimentos periglaciais foram retrabalhados por processos de água fluentes e enxurradas, durante e após o retrocesso das geleiras. Posteriormente, com a lavagem dos entulhos acumulados (morenas), foram redistribuídos em planícies de ''sandur'' e ressedimentados em corpos extensos ou não, de aguas geladas , provavelmente lacustrinos (não há indicações seguras de sedimentação marinha), com ondas de tempestades de inverno.

Embora se tenha feito a identificação de muitas características típicas de sedimentos glaciais, o reconhecimento de um ambiente específico é freqüentemente difícil. Variações nos tipos das rochas e reciclagem dos detritos através de muitos ambientes produziram mudanças significativas nos diversos componentes, resultando em sítio deposicional final um tanto obscuro.

A facies desses arenitos seixosos, tipo Bouma, pode retratar sedimentação deltaica dominada por ação fluvial, com frente deltaica tipo ''flysch'' e ausência de barras de embocadura. O material era despejado em lençóis de suspensão turbulenta, resultando subfacies semelhantes a turbiditos (Della Favera, comunicação oral, 1986). Uma forte indicação é a presença de camadas arenosas portando intervalos Bouma Ta-a, Ta-b e Ta-c, sendo que o intervalo Ta-a apresenta as maiores espessuras (foto 10).

As supostas ondulações de festões são indicativas de que houve uma grande resistência ao fluxo hiperpicnal de águas frias provocado pelo degelo no meio receptor. Essas condições favorecem a formação de turbiditos proximais em águas rasas, de caráter ambiental semelhante ao que forma as sigmóides das frentes deltaicas.

A presença dos tempestitos com seixos pingados indica sedimentação glaciolacustrina com influência glacial, na forma de pequenos blocos de gelos desgarrados e flutuantes (''icebergs''), e fortes e freqüentes tempestades de inverno associadas.

Os ritmitos finos, várvicos, resultaram da deposição marginal em bacias rasas, em que as camadas argilosas eram

CONGLOMERADO / ARENITO (GROSSO, MÉDIO, FINO) / SILTITO, FOLHELHO	SUMÁRIO DAS LITOLOGIAS	UNIDADE	INTERPRETAÇÃO
	Diamictons desorganizados. O material exótico é constituído por seixos a matacões de rochas extrabaciais (granitos, efusivas, metabasitos) e sedimentares paleozóicas. Localmente com cruzadas tabulares. Variações para graduações normais e inversas. (Fotos 12 e 13)		Acumulações de detritos glaciogênicos retrabalhados e ressedimentados.
	Intervalo sem informações.		
	Espessos pacotes de arenitos conglomeráticos, na base, e médio no topo. Fluidização generalizada. Estruturas de pires, chamas, marcas de estrias. Localmente com cruzadas acanaladas.		Turbiditos proximais com acanalamentos. Fluxos de turbulência em lençóis, hiperpicnais. Bouma Ta–a, Ta–b.
	Intervalo sem informações.		
	Ritmitos finos (siltitos, folhelho) varvíticos com seixos pingados.		Lagos periglaciais.
	Intervalo sem informações.		
150m aproximados	Espessos pacotes de arenitos líticos, médios/grosseiros, conglomeráticos na base, com fragmentos de folhelhos. Fluidização generalizada; estruturas de pires. Granodecrescência ascendente pouco percepitível. Marcas de escavamentos e estrias. Localmente com ondulações transladantes festonadas, e cruzadas acanaladas. Ritmitos finos várvicos intercalados ou ausentes. (Foto 11)	FORMAÇÃO CURITUBA	Turbiditos proximais (Bouma Ta–a, Ta–b, Ta–c) com acanalamentos. Sedimentação tipo delta dominado por ação fluvial com frente deltaica tipo "flysch". Fluxo hiperpicnal em águas frias provavelmente lacustrinas.
	Conglomerados de grânulos e seixos na base, com granodecrescência ascendente para arenito fino/médio, em estratos plano–paralelos. No topo ondulações transladantes festonadas. Superfícies escavadas separando os lobos. Marcas de estrias. Turbiditos (Bouma Ta–a, Ta–b). (Fotos 9 e 10)		Turbiditos proximais tipo Bouma (Ta–a, Ta–b) com facies canais. Marcas de sola e ondulações transladantes.
	Intervalo sem informações.		
	Ritmitos finos com "wavy" e "linsen'. Arenitos com "hummockies". Superfície de "hardgraund"com bioturbações. Seixos pingados. (Foto 7)		
	Ritmitos finos com "wavy" e "linsen". Corpos de arenitos com "hummockies". Seixos pingados. Dobras recumbentes a tectônicas. (Fotos 6 e 8)		Pequenas barras e/ou lobos retrabalhadas por ondas de tempestades. Sedimentação episódica, provavelmente lacustrina, associada a geleiras.
	Ritmitos (folhelho, siltito, arenito) com "wavy" e "linsen". Arenitos com "hummockies". "Hardgraunds" com bioturbações. Seixos pingados.		
	Conglomerados de seixos.		Leques de arrombamentos.

Fig. II.2.17 – Coluna Estratigráfica Composta.

assentadas por decantação em lagos proglaciais, enquanto as camadas mais silto-arenosas podem ter sido depositadas por correntes de baixa energia, durante períodos de rápidos influxos.

Os extensos depósitos de "diamictons" podem representar os detritos acumulados em forma de "eskers", "drumlins", morenas etc. pela retração de cordilheiras de gelo que liberavam correntes caudalosas de degelos e ressedimentavam o material abandonado sobre grandes distâncias laterais, certamente na forma de cones superpostos e adjacentes (planícies de lavagem). A facies arenosa com estratos cruzados indica formação em ambiente fluvial, com rápida deposição da carga transportada pela corrente. Tais condições deposicionais geralmente ocorrem na porção superior da planície de lavagem, onde os sedimentos movem-se nos períodos de inundação seguindo-se rápida deposição, formando barras transversais, e/ou ocorre acreção lateral de cunhas desenvolvidas nas margens das barras longitudinais (Franser, 1986).

A presença das glaciações paleozóicas no Nordeste do Brasil tem sido estudada e debatida por diversos pesquisadores, sendo por muitos questionada. Assim é que Mayerhoff (1972; apud Caputo, 1984) questionou a existência das imensas capas de gelo no supercontinente Gondwana, argumentando que elas poderiam estar muito interiorizadas neste, e não serem alcançadas pela "moisture". Segundo Caputo (1984), a presença de grandes quantidades de evaporitos, nas bacias dos Andes, Solimões, Amazonas, Parnaíba e do Norte da África, sugerem que os mares paleozóicos interiores podem ter contribuído para a "moisture", na construção das capas de gelo do Permocarbonífero do Gondwana. Crowell (1978) concluiu que a glaciação permocarbonífera não foi sincrônica e quando o supercontinente Gondwana moveu-se através do pólo sul rotacional, uma intermitente glaciação impressa seguiu seu curso nesse tempo.

Devido aos processos físicos de ressedimentação, os registros de atividades glaciogênicas na Formação Curituba estão pouco preservados. Entre os mais indicativos, foram constatados:

a) Presença extensiva de "diamictons" tipo "flat-lying", com diversificação petrográfica muito grande, ocorrendo no mesmo intervalo de tempo em diferentes bacias intracratônicas. Acima e abaixo, em relação de conformidade, existem formações arenosas e/ou argilosas com as mesmas características sobre extensas áreas, indicando falta de atividade tectônica no intervalo;

b) Pavimentos estriados, que ocorrem no leito do rio Curituba, próximo à vila homônima, interpretados como de origem glacial (L.P. Magnavita, comunicação oral, 1988). O mergulho dessas estrias e das camadas glaciogênicas é praticamente horizontal, o que não condiz com depósitos de leques de enxurradas de detritos em áreas extensas;

c) Seixos pingados nos sedimentos várvicos e glaciolacustrinos;

d) Seqüências sedimentares com dobras atectônicas, recumbentes e apertadas, intercaladas com outros sedimentos planoparalelos sem dobras;

e) Ausência generalizada de indicadores de clima quente, árido, nos "diamictons" e nas unidades adjacentes.

Os únicos registros fósseis são dados por bioturbação de icnofósseis (tassilóides) nos "hardgrounds" dos tempestitos.

Segundo citação de Silva Filho et alii (1977-1979), a Formação Curituba é considerada como de idade neopensilvaniana (Carbonífero), face à identidade litológica com os folhelhos várvicos da Formação Batinga (Bacia Sergipe-Alagoas), e também correlacionada com as formações Piauí (Bacia do Parnaíba), Itaituba (Bacia do Amazonas) e Rio Bonito (Bacia do Paraná). Entretanto, parece mais segura a sua correlação com as formações Poti e Faro, das bacias do Parnaíba, e do Amazonas, respectivamente, com idades do Tournaisiano ao Viseano (Neo-Carbonífero) (Caputo, 1984).

2.3.3 FORMAÇÃO SANTA BRÍGIDA

Essa unidade foi inicialmente descrita por Brazil (1947), nos afloramentos existentes próximos à cidade de Santa Brígida. Ghigone (1963), em trabalhos de mapeamento geológico para a Petrobrás, redefiniu a formação subdividindo-a nos membros Ingá e Caldeirão.

Sua área de afloramento restinge-se praticamente à Folha Santa Brígida, com as melhores exposições localizadas a oeste e nordeste da cidade homônima. Esta formação também se expõe em três pequenas áreas isoladas: a noroeste da vila do Arrasta Pé, entre a vila de Minuim e a fazenda Lagoa de Pedra; e na faixa de direção sudoeste-nordeste que se inicia próximo da barragem Bonsucesso e adentra 2km na Folha Piranhas, até próximo à serra Negra (fig. II.2.18).

Essas áreas de ocorrência compõem um relevo pediplanizado, sem qualquer destaque morfológico e quase sempre recoberto por sedimentos arenosos, alúvio-coluviais, oriundos principalmente da Formação Tacaratu que forma os altos chapadões circunzivinhos.

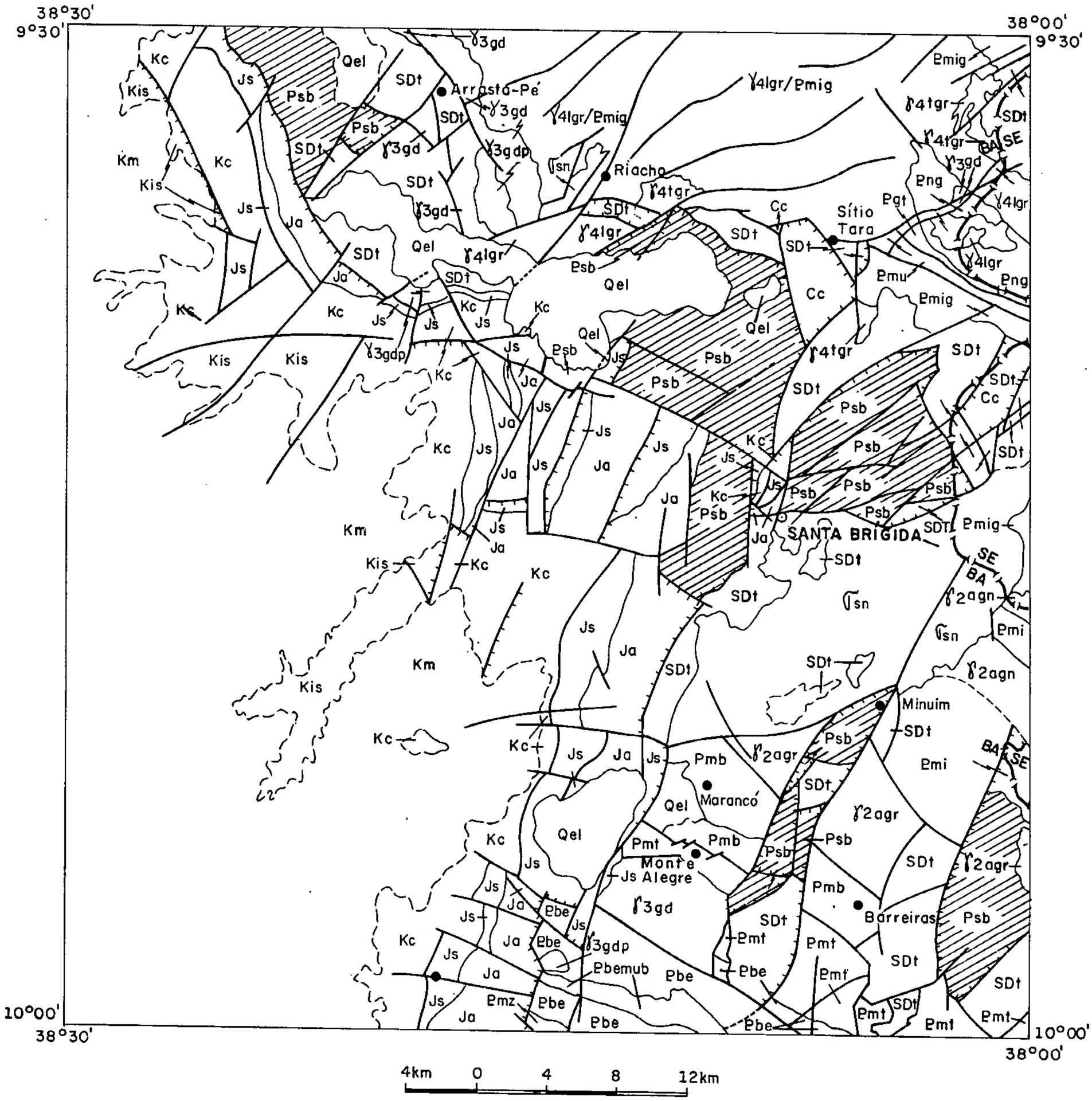
A Formação Santa Brígida está quase que invariavelmente limitada por falhas, o que inviabiliza estimativas de sua espessura e das relações estratigráficas com as demais unidades fanerozóicas, a partir exclusivamente de dados de geologia de superfície.

Segundo Ghignone (1979), ela repousa em discordância, ora sobre a Formação Curituba, ora sobre a Formação Tacaratu, ou diretamente sobre o embasamento pré-cambriano. Seu contato superior é marcado por uma discordância erosiva, após longo hiato de sedimentação.

A divisão nos membros Ingá (superior) e Caldeirão (basal) foi reconhecida neste trabalho, embora tenha sido cartografada como unidade indivisa. Os dados de campo e as feições fotogeológicas mostram que os membros Ingá e Caldeirão poderiam ter sido cartografados, caso tivessem sido realizados trabalhos sistemáticos de mapeamento geológico nos sedimentos fanerozóicos.

Medições realizadas pela Petrobrás em Santa Brígida indicaram uma espessura de 269m para o Membro Caldeirão e 172 para o Membro Ingá, num total de 441m (Silva Filho et alii, 1977-1979).

Membro Caldeirão - Constitui uma seqüência de "red beds" com facies de ambientes áridos e semi-áridos (desérticos) relacionados a diversos sistemas deposicionais. Tais sistemas, condicionados por sedimentação subaquosa e eólica, estão interligados entre si numa sucessão vertical e horizontal, de forma que é impraticável, na escala de trabalho adotada, a sua delimitação (fig.II.2.19). A facies mais característica corresponde aos espessos pacotes de eolianitos vermelhos, com estratos cruzados de porte muito gran-



CONVENÇÕES

Qel – Coberturas eluvionares; Km – Formação Marizal; Kis – Grupo Ilhas; Kc – Formação Candeias; Js – Formação Sergi; Ja – Formação Aliança; Psb – Formação Santa Brígida; Cc – Formação Curituba; SDt – Formação Tacaratu; $\gamma_4$tgr, $\gamma_4$lgr – Granitóides tipo Xingó; $\gamma_4$lgr/Pmig – Granitóides tipo Xingó e Migmatitos; σsn – Granitóide tipo Serra do Catu; $\gamma_3$gdp, $\gamma_3$gd – Granitóides tipo Sítios Novos; $\gamma_2$agr, $\gamma_2$agn – Granitóides tipo Serra Negra; Pmu, Pgt, Png (Unidades Mulungu, Garrote e Novo Gosto) – Complexo Canindé; Pmi, Pmb, Pmt, Pbe, Pmz (Unidades Minuim, Morro do Bugi, Monte Alegre, Belém e Monte Azul) – Complexo Marancó; Pmig – Migmatitos.

Contato definido, transicional e aproximado

Falha indiscriminada e normal

Limite estadual

Cidade ⊙

Povoados e vilas •

Fig. II.2.18 – Distribuição geográfica e relações de contato da Formação Santa Brígida.

SUMÁRIO DAS LITOLOGIAS	UNIDADE	INTERPRETAÇÃO
Eolianitos com "sets" de cruzadas eólicas óbvias, internamente com fluxos de grãos, linhas de grãos e ondulações transladantes subcríticas. Arenitos argilosos. Cruzadas festonadas e ôndulas de adesão.	FORMAÇÃO SANTA BRÍGIDA (MEMBRO CALDEIRÃO)	Campo de dunas eólicas. Sedimentação por vento. Sedimentos fluviais interdúnicos.
"Red beds" pelíticos.		Sedimentação lacustrina
Eolianitos com "sets" de cruzadas eólicas óbvias. Fluxos e queda de grãos.		Dunas eólicas. Sedimentação por vento.
"Red beds" pelíticos.		Sedimentação lacustrina.
Arenito grosseiro com "sets" de cruzadas tabulares e acanaladas. Pavimentos seixosos. (Foto 17)		Sistema fluvial "braided" ("wadis"). Sedimentação por água.
Arenito argiloso com cruzadas festonadas.		Sedimentos fluviais interdúnicos.
Eolianitos com "sets" de cruzadas eólicas óbvias. Fluxos e linhas de grãos.		Campo de dunas eólicas.
"Red beds" pelíticos com inversão textural.		Sedimentação lacustrina.
Ritmitos (siltito, folhelho, arenito) com "hummockies", "wavy", e "linsen". (Foto 21)		Tempestitos em sedimentação lacustrina.
Eolianitos com "sets" de cruzadas eólicas óbvias. Fluxos e quedas de grãos. Ondulações transladantes subcríticas. Superfícies de deflação.		Campo de dunas eólicas. Sedimentação por vento.
Arenito grosseiro com "sets" de cruzadas acanaladas. Pavimentos seixosos.		Sistema fluvial entrelaçado ("braided").
"Red beds" pelíticos.		Sedimentos em ponds.
Eolianitos com "sets" de cruzadas eólicas. Superfícies de deflação, fluxos e quedas de grãos. Intervalos com cruzadas festonadas e ôndulas de adesão.		Campo de dunas eólicas com sedimentos interdúnicos. Sedimentação por vento e água.
Arenito grosseiro com "sets" de cruzadas tabulares e acanaladas. Pavimentos seixosos.		Sistema fluvial entrelaçado.
Conglomerados polimictos com seixos, calháus e matacões, suportados pela matriz e/ou pelos clastos.		Leques aluviais ou diamictons ressedimentados.
Eolianitos com "sets" de cruzadas eólicas óbvias, superfícies de deflação, fluxos de grãos. Intervalos compondo camadas de seixos e grãos e sedimentos fluviais.		Dunas eólicas. Sedimentos interdúnicos e fluviais. Sedimentação por vento e águas.
Arenitos com geometria lobada sigmoidal. Marcas ondulares e ondulações transladantes. (Fotos 19 e 20)		Frente deltaica lagunar.
Paraciclos com ondulações truncantes, com "wavy" e "linsen".		Tempestitos em sedimentação lacustrina.
Arenitos feldspáticos com cruzadas eólicas óbvias. Superfícies de deflação, fluxos de grãos, linhas de grãos e ondulações transladantes. (Foto 16)		Dunas eólicas.

Fig. II.2.19 – Coluna Estratigráfica Composta.

de, apresentando "sets" nas formas tabular e acanalada, em geral com terminação assintótica, o que os torna horizontalizados na base. Há grande dispersão nos valores das paleocorrentes (paleovento). É comum o truncamento dos "sets" nas superfícies de deflação horizontalizadas, as quais são conseqüência da retirada dos grãos de areia, situados acima do nível freático. São freqüentes estratificações cruzadas acanaladas com formas cuneiformes e tangenciais. O ângulo dos "foresets" é em geral alto, com valores de até 35 (foto 16).

Os eolianitos são bem selecionados, de granulometria fina a média e constituídos essencialmente por quartzo e feldspatos arredondados; mesmo nas frações mais finas, há ausência generalizada de material argiloso, a não ser quando constitui cimento diagenético.

A organização interna dos eolianitos é dada por largas faixas em forma de línguas e/ou cunhas de arenitos, nos quais os grãos mais grosseiros, frouxamente empacotados, recobrem a porção superior, como resultado da pressão dispersiva, em estruturas de avalanche. Essas cunhas estão separadas por finos leitos de grãos de quartzo com bimobilidade textural, em que cada superfície é constituída por fileiras de grãos com o mesmo tamanho. Em geral as grandes cunhas se superpõem e seus limites são indistintos. Outras estruturas sedimentares que ocorrem subordinadas são ondulações espaçadas de baixa amplitude, com grãos grosseiros nas cristas e ôndulas cavalgantes transladantes subcríticas, provocadas pelo vento.

Os tipos de estratificação cruzada, associados com as demais estruturas sedimentares primárias, foram as evidências utilizadas na dedução de que esses arenitos feldspáticos constituem antigos depósitos eólicos espessos, em formas composta ou "draas". Uma das características desses eolianitos é a freqüente associação com sedimentos depositados por água e por fluxos de detritos (leques de "oueds").

Os primeiros são principalmente depositados por sistema fluvial entrelaçado e representados por arenito feldspático grosseiro, malselecionado, com estratos cruzados, tabulares e acanalados, de porte médio a pequeno e pavimentos seixosos na base (foto 17).

Os "sets" das cruzadas acanaladas têm internamente seqüência típica de Bouma em pequena escala, com grânulos mais grosseiros na base e granodecrescência ascendente, retratando sedimentação associada a "oueds". Localmente, aparecem formas de canais fluviais preenchidos por arenitos seixosos e conglomerados, com seixos subangulares e subarredondados de quartzo, lascas de cloritaxistos e fragmentos de quartzitos. Os níveis conglomeráticos podem ter seixos imbricados e evidências da coexistência de vários ciclos de deposição superpostos, faltando a fração areia no topo de cada ciclo, eliminada por deflação.

Na facies arenosa fluvial é freqüente a transição abrupta na granulometria, especialmente para sedimentos argilosos, e a presença de seixos e flocos de argila, ôndulas de aderência e superfície de deflação com concentração de seixos de quartzo.

Os arenitos fluviais também mostram freqüente alternância com quartzo-arenitos finos, bem-classificados, com feições típicas de sedimentação eólica. Esse conjunto compõe estratos cruzados de grande porte, descontínuos, com base abrupta, resultante da migração de dunas em ambas as facies (fluvial e eólica), em que uma substitui lateralmente e se sobrepõe à outra, refletindo constante retrabalhamento por água e vento. As ondulações eólicas são uma feição bem típica desses processos, indicando retrabalhamento das superfícies dos canais dos "oueds". A presença associada de laminações quase horizontais, em intercalações alternadas de grãos bem-selecionados de areia grossa e fina, reforça a interpretação da coexistência desses dois processos de sedimentação (foto 18).

Em associação com essas duas últimas facies coexistem sedimentos pelíticos vermelhos, tabulares, com granulometria de silte a argila e laminação proeminente constituindo depósitos de suspensão. As camadas de folhelhos apresentam grânulos de areia fina/média (inversão textural) e localmente camadas colapsadas, verticalizadas e línguas de arenito fino/síltico.

Os grãos de areia foram soprados pelo vento para dentro dos pequenos lagos, a partir das dunas circunvizinhas, e as camadas verticalizadas são conseqüência do colapso por dissolução de prováveis sulfatos e outros sais, associados a esse clima desértico. Os leitos lenticulares de arenito fino/síltico provavelmente constituem lobos de suspensão, alimentados por cursos de água que adentravam o corpo lacustrino. São freqüentes gretas de ressecamento de pequeno porte. Essa associação retrata deposição típica em pequenos lagos temporários de deserto ("sabkas" continentais), que podem ter sido originados no centro de uma bacia, devido à obstrução dos canais de "oueds" por dunas (Glennie, 1970).

Os depósitos de leques de "oueds" são acumulações extensivas de fluxos de detritos e de lamas, sem organização interna, em que o material exótico (seixos e matacões) de rochas graníticas (predominantes), quartzo e arenitos provavelmente paleozóicos (Formação Curituba), estão dispersos em uma matriz arenosa, lítica, mal-classificada. Localmente, estão preenchendo paleocanais ou então predomina o arenito fluidizado com estratos irregulares de diamictitos. Os clastos têm arredondamento variando entre os extremos.

Lateralmente, esses depósitos de leques adquirem, de forma abrupta, feições fluviais típicas, que por sua vez transicionam para arenito fino/síltico com geometria de lobos sigmoidais superpostos e coalescentes, separados por superfícies com marcas ondulares assimétricas (foto 19). Internamente essas sigmóides apresentam caracteres estruturais associados a processos de tração e suspensão e constituem feições deposicionais típicas em um corpo d'água compondo pequenos deltas (fig.II.2.20). Nas porções terminais desses lobos sigmóides há estruturas de marcas de migração de correntes resultantes dos processos de suspensão.

Nas porções mais distais e interiores desse lago pretérito há predomínio de intercalações de ritmitos (silte e argila) e pacotes de arenitos. O conjunto constitui paraciclos de turbiditos oscilatórios, caracterizados por estruturas de tempestades com ondas oscilatórias truncantes. Os arenitos têm coloração vermelha, são bem-selecionados, com geometria planoconvexa e granodecrescência ascendente. São ciclos amalgamados, constituindo lobos imbricados, em que as camadas se espessam e afinam rapidamente, e a topografia deposicional de um lobo controla a deposição do outro. Esses lobos apresentam grande comprimento de onda, pequena amplitude e organização interna dada por "sets" de laminações de ondas truncadas (foto 20). Em direção ao topo, o comprimento de onda diminui e as formas das ondulações e calhas se individualizam, compondo feições tridimensionais típicas de domos e bacias (foto 21). Localmente essas formas se superpõem e transicionam sem truncamen-

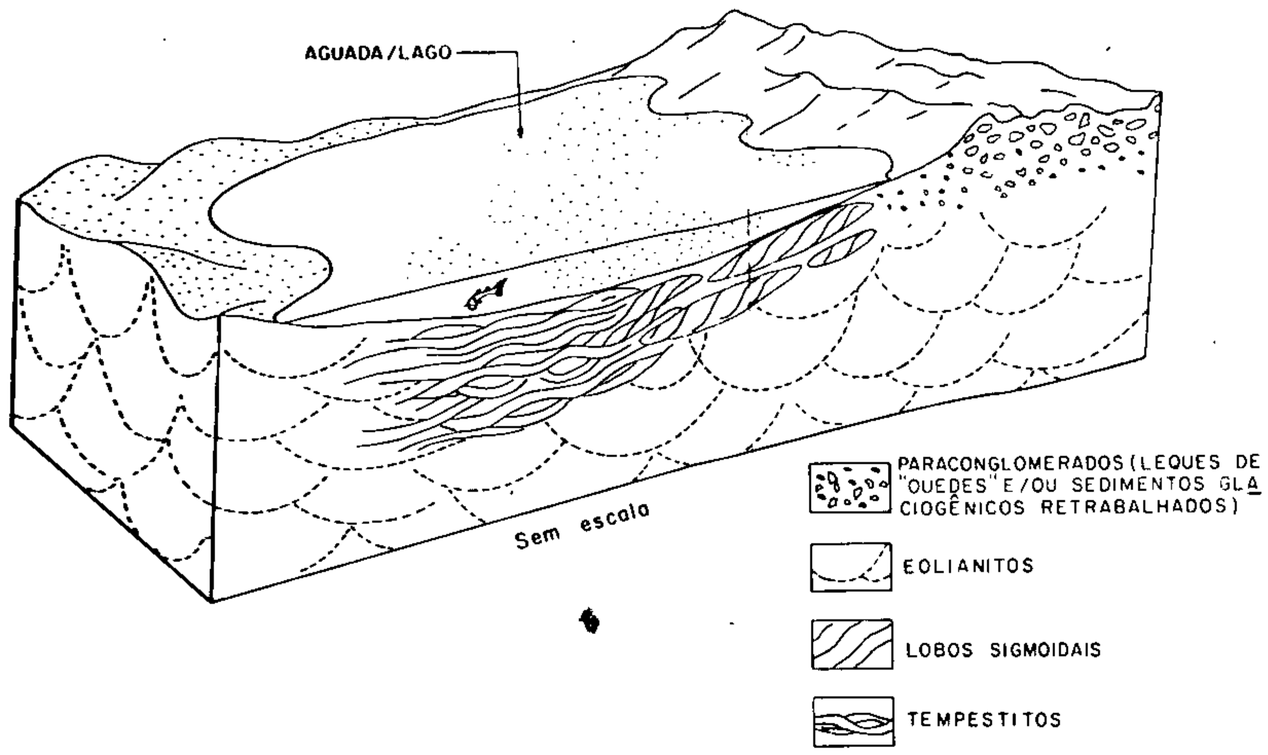


Fig. II.2.20 – Paleogeografia deposicional simplificada de uma sub-facies do Membro Caldeirão (Formação Santa Brígida).

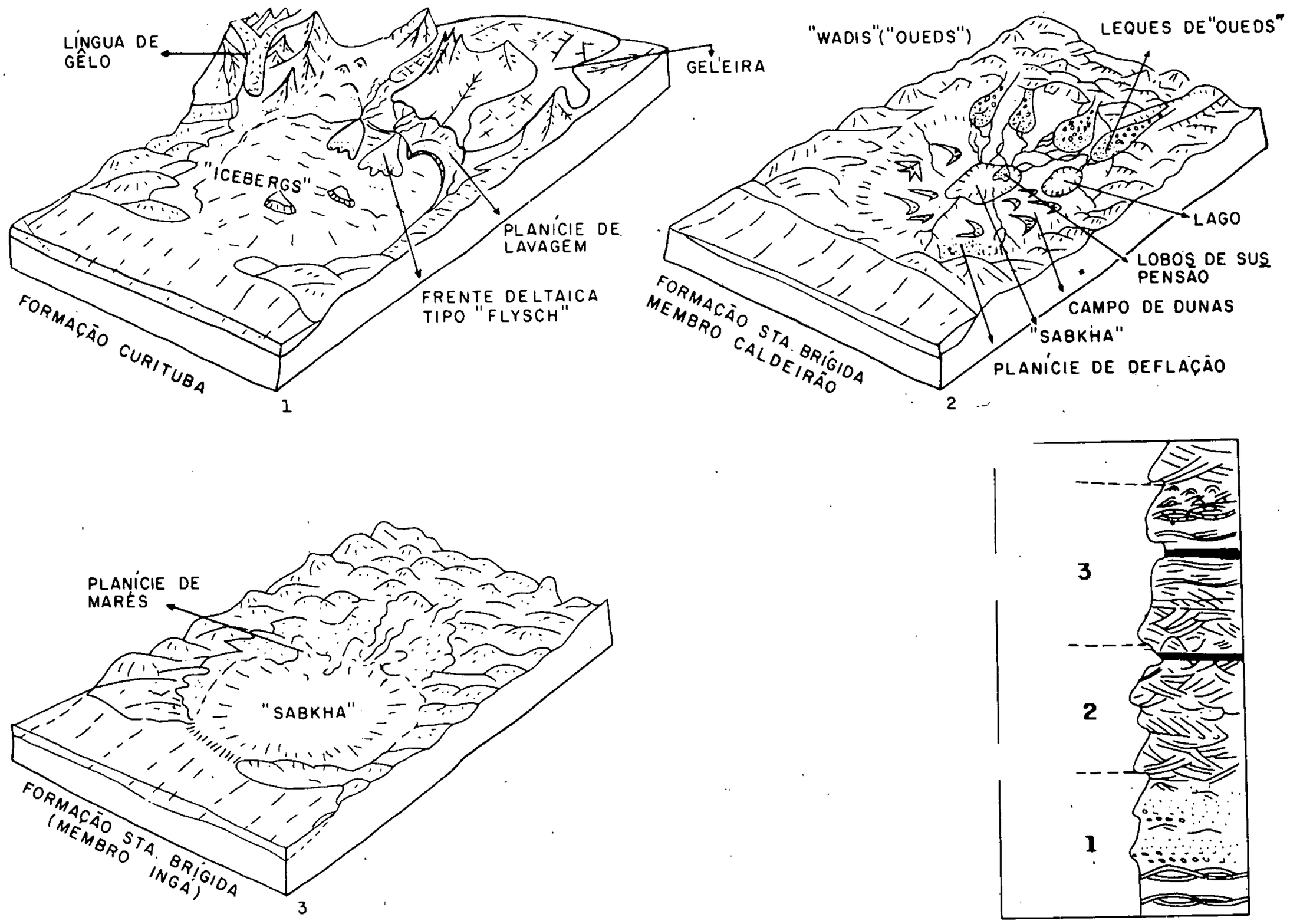


Fig. II.2.21 – Esquema evolutivo das paleogeografias e sítios deposicionais das Formações Curituba e Santa Brígida (Membros Ingá e Caldeirão).

to das laminações internas, indicando que as ondas coexistiram na mesma fase (foto 22); as calhas e depressões estão preenchidas por lama. No topo da seqüência esses tempestitos estão praticamente horizontalizados, as ondulações são bem suaves, com comprimento de onda muito grande, e o truncamento dos "sets" internos é pouco perceptível. Toda essa unidade volta a ser recoberta pelos arenitos de dunas eólicas.

Essa facies composta retrata a passagem de sedimentos detríticos grosseiros, provavelmente derivados de leques aluviais adentrando uma grande aguada ("pond") delimitada por eolianitos, constituindo pequenos deltas. Certamente esses corpos d'água não eram profundos ou extensos e as estruturas de tempestades podem ter sido ocasionadas por fortes ventos do deserto e redemoinhos que agitavam as águas, originando formas semelhantes às verdadeiras ondulações truncadas, geradas em ambientes abaixo do nível das ondas normais.

Um fato ainda não totalmente esclarecido é a origem dos diamictitos que ocupam extensa área, associados com as demais facies desse sistema desértico, e que contêm seixos de arenitos paleozóicos na fração dos clastos grosseiros exóticos.

Em certos locais, como nas proximidades da vila Araújo, os clastos grosseiros são de granitos similares àqueles aflorantes nas serras de Marancó e da Velharia, as quais constituem altos topográficos limitados, com os sedimentos paleozóicos rebaixados, através de falhas. Nem sempre esse relacionamento da área-fonte dos megaclastos é claro e, na maioria das vezes, é questionável a origem desses fluxos de detritos, porque é praticamente impossível distinguir-se depósitos de leques aluviais proximais daqueles de planícies de lavagem ou planície de rios estrelaçados, ressedimentados.

Fica assim, em aberto, a questão sobre a origem desses diamictitos, considerando-se também a hipótese que sua derivação pode estar relacionada com retrabalhamento e redeposição de sedimentos glaciogênicos do Carbonífero (Formação Curituba).

A ausência de fósseis marinhos ou traços destes comprova uma origem não-marinha do Membro Caldeirão.

O estudo conjugado dessas associações de facies, através das estruturas sedimentares, revela no Membro Caldeirão a existência de formas de leito encontradas em "ergs", de bacias fechadas, associadas com depósitos subaquosos e depósitos aluviais (leques aluviais ou planícies de lavagem ressedimentados) (fig.II.2.21).

O Membro Caldeirão é correlacionado (litologia e posição na seqüência) neste trabalho com a Formação Piauí da Bacia do Parnaíba (Westphaliano a Stephaniano - Carbonífero Superior); em conseqüência, também admite-se sua correlação com as formações Itaituba e Monte Alegre (Bacia do Amazonas) e com as camadas inferiores do Efia Nkwanta da Bacia Accra, de Gana (Caputo, 1984).

Membro Ingá - Situado na parte superior da Formação Santa Brígida, esse membro representa a instalação de um braço do mar epicontinental afogando o sistema desértico do Membro Caldeirão (fig.II.2.21).

O Membro Ingá inicia-se com espessos pacotes de arenitos finos avermelhados, bem selecionados, constituídos por grãos de quartzo e feldspatos arredondados, cimento carbonático ou argiloso, com a geometria interna desorganizada. Localmente, os arenitos preservam remanescentes de estratos cruzados tabulares e acanalados de grandes dimensões, seguramente de origem eólica. Em geral, há mudança gradual das laminações e estratos cruzados dessas dunas eólicas, para intervalos com laminações deformadas e horizontes de arenitos desestruturados ou indistintos. Em outros locais, essa passagem é abrupta ou compõe espessos intervalos com a perda total das feições estruturais primárias ou, ainda, pode ter estruturas originais internas dos eolianitos remanescentes (foto 23). Também apresentam intervalos preservados com as características primárias de sedimentação por água em sistema fluvial provavelmente entrelaçado (pavimentos seixosos e estratos cruzados acanalados em arenitos grosseiros/seixosos).

Em termos petrográficos, esses arenitos são constituídos por grãos clásticos arredondados de quartzo, microclina, plagiocásio, quartzitos, quartzitos ferruginosos e sericíticos. Os feldspatos estão levemente alterados para minerais do grupo das argilas impregnados com óxidos de ferro. O material secundário é a calcita, preenchendo os poros, hematita, alterada para óxidos e hidróxidos de ferro, e quartzo autigênico na forma de sílica amorfa (opala). A rocha também apresenta-se "suja", com impregnação de material argiloso.

Esses arenitos deformados são interpretados como dunas eólicas posteriormente afogadas por uma transgressão marinha. Esse evento proporcionou a parcial homogeneização dos eolianitos, com a criação de estruturas de deformação de sedimentos em pequena e larga escala, e retrabalhamento dos flancos das dunas. Não há qualquer evidência a respeito da profundidade da lâmina d'água que proporcionou essa deformação, mas acredita-se que o nível da água deve ter sido muito baixo e presumivelmente a deformação aconteceu logo após a submergência, em mar transgressivo marginal.

As evidências também sugerem que a transgressão pode ter sido extremamente rápida em termos geológicos, o que é indicado pela falta de estruturas de retrabalhamento por ondas nas areias e escassez ou ausência de fauna marinha. Isto sugere que o centro da bacia tornou-se tão rapidamente o sítio de deposição de águas mais profundas que impediu o desenvolvimento de organismos marinhos de águas rasas, e talvez devido à falta de luz, nenhuma outra biota estabeleceu-se (Glennie e Buller, 1983).

Um fato notável é a existência de extensas formas de dunas eólicas, com suas estruturas internas praticamente preservadas, ao lado das mesmas areias eólicas desestruturadas. Uma provável explicação é que a deformação desses eolianitos deu-se preferencialmente em dunas do tipo transversal, constituídas por depósitos de avalanche com mergulhos íngremes, metaestáveis, e assim susceptíveis à deformação.

Um aspecto sintomático do afogamento transgressivo desse campo de dunas eólicas é a pequena porcentagem de argilas associadas aos arenitos. Estas podem ter sido concentradas pelo efeito de peneiramento, quando as partículas fôram carreadas para cima (eleutricidade), pela rápida ascenção do nível freático que substituia o ar. Isto resultou, localmente, na formação de arenito "sujo" e horizontes anômalos com enriquecimento de argila, o que não pode ser explicado como simples produto de processos normais de sedimentação eólica.

A cor vermelha dos eolianitos foi certamente adquirida antes do processo de afogamento das dunas.

Nos trabalhos de campo constatou-se a existência de depósitos pelíticos de cor verde intempérica, finamente la-

minados, predominando a fração argila com cimento carbonático e resíduos de uma provável cor preta primária. A posição estratigráfica desses pelitos, em relação aos eolianitos desorganizados, não ficou claramente estabelecida. Eles podem representar sedimentação pelágica, em depressões interdúnicas, quando a bacia foi inundada, possivelmente em condições de restrição.

Lateralmente os eolienitos deformados apresentam-se com a estruturação interna original totalmente transformada e evoluída para novas formas de leito. Embora tais formas sejam claramente definíveis, as suas relações de contato com os arenitos eólicos não estão bem expostas. Elas apresentam-se como ritmitos com aspecto "varvítico" e como corpos de arenito com formas de lobos de suspensão sigmoidais. Os primeiros são finamente estratificados e cada intervalo tem na base arenito fino/médio com micrograda̧ções a siltito e argilito/folhelho no topo. Formam seqüências tipo Bouma, em escala de camadas finas que se repetem, conferindo feições de ritmitos cíclicos, persistentes em áreas extensas. Internamente, todo o conjunto é levemente ondulado. Essa facies é interpretada como resultado de sedimentação subaquosa, em que ondas normais agitavam o substrato, removendo os sedimentos que posteriormente eram assentados por gravidade.

Os últimos estão empilhados com geometria imbricada, e em planta têm aspecto de "dorsos de arraias" superpostos (foto 24). Nas porções terminais da cauda há ondulações cavalgantes. Em geral existem quebramentos de forma poligonal nas zonas de imbricamento. Genericamente são ondas de areias resultantes de uma grande massa de fluxo hipopicnal, derivadas certamente de retrabalhamento de dunas eólicas afogadas (Della Favera, 1986, comunicação oral).

Em ambas as formas de leito descritas, análises petrográficas evidenciam que o arenito é fino, bem-selecionado, constituído por grãos arredondados e com boa esfericidade, de quartzo, microclina, quartzito, quartzito sericítico, zircão, turmalina e opacos. Esses caracteres composicionais e texturais são idênticos aos dos eolianitos deformados, o que torna mais sugestiva a derivação dessas facies por retrabalhamento dos sedimentos das dunas eólicas afogadas.

O registro sedimentar implantado, já sob condições marinhas, está melhor documentado no perfil de riacho da Quixabeira, na sinclinal da serra das Furnas, cuja seqüência, da base para o topo, é a seguinte (fig.II.2.22):

a) Arenito fino a médio bem-selecionado, constituído por quartzo e feldspatos arredondados, fluidizado, com estruturas de deformação (foto 25). Apresenta intervalos preservados com cruzadas tangenciais de grandes dimensões, internamente com estratos cruzados e laminações formadas por fluxo de grãos. Constitui dunas eólicas afogadas, intercaladas com sedimentos interdúnicos. O topo é uma superfície irregular, com evidências de retrabalhamento por ondas (foto 26);

b) Corpos com geometria sigmoidal lobada, agrupados, com marcas onduladas no topo e presença de lama nos espaços vazios entre os "sets". Esses "tide bundles" compõem ciclos com adelgaçamento progressivo das camadas para topo ("thinning up") e representam pulsos transgressivos com afastamento da frente deposicional. São barras de plataforma de inframaré posicionadas em área de baixa energia com ocasionais períodos de alta energia, formando paraciclos (foto 27). Há recorrência dos eolianitos deformados no meio dessa subfacies;

c) Ritmitos com granodecrescência ascendente constituídas por uma facies pelítica laminada com intercalações de silte, areia fina compondo estruturas do tipo "wavy" "linsen" e "flaser"(?), e camadas finas e descontínuas de areias com ondas truncantes (acamadamento de marés; foto 28).

d) Conglomerado basal descontínuo com fragmentos de "tepees" (leques de arrombamento?) e seixos placóides e discóides indicativos da proximidade da costa.

e) Paraciclos de tempestitos com granocrescência ascendente. Na base, ritmitos com estruturas do tipo "wavy" e "linsen". No topo, arenito grosseiro a fino com fragmentos de sílica ("tepees"), internamente com ondas truncantes de grande comprimento e pequena amplitude. Localmente, os truncamentos nessas barras são pouco perceptíveis e ficam semelhantes a laminações planoparalelas. Na superfície das ondulações truncadas há estruturas laminadas irregulares, de prováveis tapetes algais, e marcas ondulares de interferência, em ciclos alternados, caracterizando sedimentação episódica recíproca (Della Fávera, comunicação oral, 1986). Nesse ambiente, as tempestades eram bem violentas e retiravam pedaços de "tepees" da zona supramaré. Os restos de vertebrados freqüentemente concentrados formando brechas ósseas, descritas por Ghignone (1979) no Membro Ingá, provavelmente estariam associados a essa subfacies. J.C. Della Fávera (comunicação oral, 1986) relata a existência de dentes de tubarão associados aos fragmentos de "tepees" e gretas de contração em intervalos equivalentes, na Formação Pedra do Fogo da Bacia do Parnaíba.

f) Seqüência pelítica de cores cinza-escura e preta constituída por interlaminações de folhelhos, siltitos e arenitos carbonáticos muito finos e calcários. No topo, camadas isoladas de tempestitos com estruturas "wavy" e "linsen".

g) Tempestitos com prováveis estromatólitos não-colunares intercalados, típicos de sedimentação episódica. São constituídos por arenitos bem-selecionados, de granulometria fina a média. Por vezes esses arenitos de barras de costa afora não apresentam truncamentos internos preservados ou estes são pouco perceptíveis.

h) Nível de "tepees" e brechas de silicificação.

i) Tempestitos em rochas carbonáticas dolomitizadas parcialmente silicificadas. Tapetes algais associados.

j) Horizontes silicificados com estromatólitos colunares provavelmente dos tipos LH e LLH subordinado (tipo Collenia). Estruturas orgânicas em conformações dômicas, e discóides em forma de bolachas, associadas com ritmitos (folhelhos, margas, carbonatos, arenitos) com estruturas do tipo "wavy" e "linsen", além de pequenas formas ovaladas e associadas com arenitos com marcas onduladas (prováveis calcários oolíticos). Essa subfacies está intensamente silicificada, o que impede estudos pormenorizados das bioconstruções (foto 29).

l) "Tepees" e brechas de dissecação de prováveis laminitos algais, dolomitos e evaporitos silicificados, constituindo pavimento com extensão regional (foto 30).

A norte da Folha Santa Brígida, 10,5km a sul da vila do Juá, o Membro Ingá está recoberto por eolianitos provavelmente do final do Permiano.

Ghignone (1979) concluiu, em referência ao Membro Ingá, que o "ambiente gerador foi claramente fluvial e lacustre, com deposição extracanais, sendo os dolomitos provenientes de margas depositadas em águas duras, nos lagos de planície de inundação das várzeas fluviais com vegetação abundante"

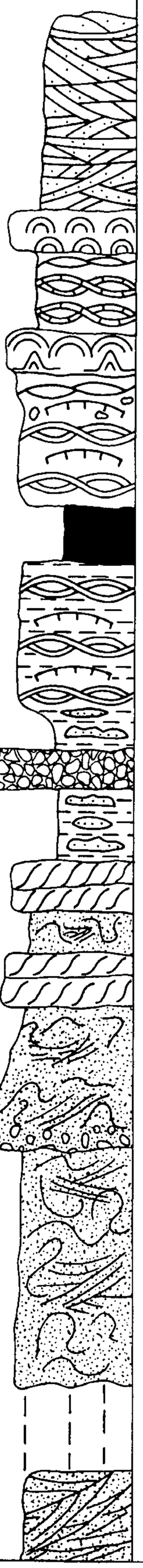
CONGLOMER. / ARENITO (GROSSO, MÉDIO, FINO) / SILTITO FOLHELHO		SUMÁRIO DAS LITOLOGIAS	UNIDADE	INTERPRETAÇÃO
	150m aproximados	Eolianitos finos, com "sets" de cruzadas eólicas óbvias, internamente com fluxos de grãos. (Foto 23)	MEMBRO INGÁ (FORMAÇÃO SANTA BRÍGIDA)	Campo de dunas eólicas
		Estromatólitos colunares silicificados. (Foto 29)		
		Tempestitos em rochas carbonáticas.		Intermarés a submarés.
		"Tepees" e brechas de dissecação. (Foto 30)		Intermarés a supramarés.
		Ciclos de tempestitos com esteiras algálicas associadas. Fragmentos de "tepees".		Supramarés com exposições subaérea.
		Lamitos pretos.		Sedimentação episódica, de intermarés a supramarés.
		Associasção de tempestitos com esteiras de algas. Fragmentos de "tepees". "Wavy" e "linsen" na base. (Foto 28)		Sedimentação pelágica, com restrição.
		Conglomerado intrabacial.		Leques de arrombamentos.
		Ritmitos finos com "wavy", "linsen" e "flaser" (mareitos). Arenitos com "hummockies".		Planície de marés.
		Sigmóides de marés.		Barras de inframarés.
		Eolianitos deformados.		Dunas eólicas afogadas.
		Sigmóides de marés. (Fotos 26 e 27)		Barras de inframarés.
		Eolianitos com geometria interna deformada. (Foto 25)		Dunas eólicas afogadas.
		Arenito médio/grosseiro deformado internamente, com feições fluviais preservadas.		Interdúnicos e "wadis".
		Eolianitos finos com laminações internas deformadas. Remanescentes preservados de "sets" de cruzadas eólicas óbvias.		Campo de dunas eólicas afogadas.

Fig. II.2.22 – Coluna Estratigráfica Composta.

A conclusão obtida pelo trabalho de campo é que o Membro Ingá da Formação Santa Brígida representa típica sedimentação episódica em plataforma terrígena, rasa, trabalhada por ondas, ocasionalmente de tempestades, e por marés de grande amplitude. O caráter episódico é bem evidenciado pela coexistência de intervalos com tempestitos, separados por horizontes com esteiras de algas. Em referência ao paleoclima e ao sítio deposicional do Membro Ingá, pode-se emitir as seguintes considerações:

a) A ocorrência das prováveis bioconstruções estromatolíticas, colunares e dômicas, pode ser indicativa de ambiente de submarés que se estabeleceu no final da deposição.

b) A associação das bioconstruções com brechas de dissecação evidencia exposição subaérea; estudos comparativos com modelos algálicos atuais permitem supor o Membro Ingá como originado em ambiente submetido a condições climáticas provavelmente áridas.

c) O sílex ocorre em abundância, principalmente no topo da seqüência, sempre associado com rochas carbonáticas, e sua origem pode estar relacionada a ambiente de intermarés (Eriksson & Warren, 1983).

d) A ocorrência das camadas de rochas carbonáticas dolomitizadas, de provável origem diagenética inicial, também constitui evidência da sedimentação intermarés, em clima árido a semi-árido (Faria Jr., 1980).

e) A ocorrência dos estromatólitos, em mais de um intervalo do Membro Ingá, é indicativa de periódicas oscilações do nível do mar, durante a deposição dessa unidade.

f) As estruturas sigmoidais da seção inferior podem representar barras submersas de inframarés.

g) As construções orgânicas circulares, conhecidas com o nome de "bolachas", são similares àquelas encontradas em depósitos de "playas" áridas. Algumas das camadas dolomíticas podem também indicar praias lacustrinas pretéritas (Caputo, 1984).

h) Em geral, as estruturas de ondulações truncadas caracterizam barras de plataforma, com ondas que se mantinham por muito tempo em atividade e lateralmente dissipavam areias para a formação de estruturas do tipo "wavy" e "linsen". Essas areias certamente resultaram do retrabalhamento dos eolianitos do Membro Caldeirão.

Não se encontrou qualquer registro fóssil, a não ser as estruturas estromatolíticas e prováveis esteiras de algas, cuja silicificação e/ou dolomitização diagenética mascaram as feições diagnósticas internas. Ghignone (1979) refere-se à existência de esporomorfos Striatites e Leuchisparites, o que permitiu posicionar o Membro Ingá no Permiano.

Essa unidade é correlacionável (litologia e idade) com as formações Pedra de Fogo (Bacia do Parnaíba) e Aracaré (Bacia Sergipe-Alagoas) e com os sedimentos existentes na Série D'Angola, Membro Bekan, no Gabão (Ghignone, 1979).

2.3.4 SUPERGRUPO BAHIA

O Supergrupo Bahia reúne todos os sedimentos jurocretáceos do rift do Recôncavo Tucano-Jatobá, com exceção da Formação Marizal. O segmento da Bacia de Tucano, incluso na área em foco, compreende as seguintes unidades aflorantes: formações Aliança e Sergi (Grupo Brotas), Formação Candeias (Grupo Santo Amaro) e Grupo Ilhas (fig.II.2.10)

As descrições, a seguir apresentadas, foram coligidas da literatura (Ghignone, 1978; Silva Filho et alii, 1977, 1979; entre outros), já que as formações mesozóicas não foram objeto de trabalhos de campo sistemáticos neste levantamento geológico.

2.3.4.1 Formação Aliança

O termo foi primeiro utilizado por Shearer (1942, apud Ghignone, 1979) em referência à vila de Mata da Aliança, situada na Bacia do Recôncavo, e formalizado pelo "Grupo de Estudo da Bacia", em 1958, que dividiu a formação nas unidades Aliança Inferior, Aliança Médio e Aliança Superior. Mais tarde, a "Comissão de Revisão Estratigráfica da Petrobrás" (Viana et alii, 1971), formalizou essas unidades, denominando-as de membros Afligidos, Boipeba e Capianga. As suas áreas de ocorrência, sempre na forma de faixas extensas e estreitas, situam-se ao longo da borda oriental da Bacia de Tucano (fig.II.2.23).

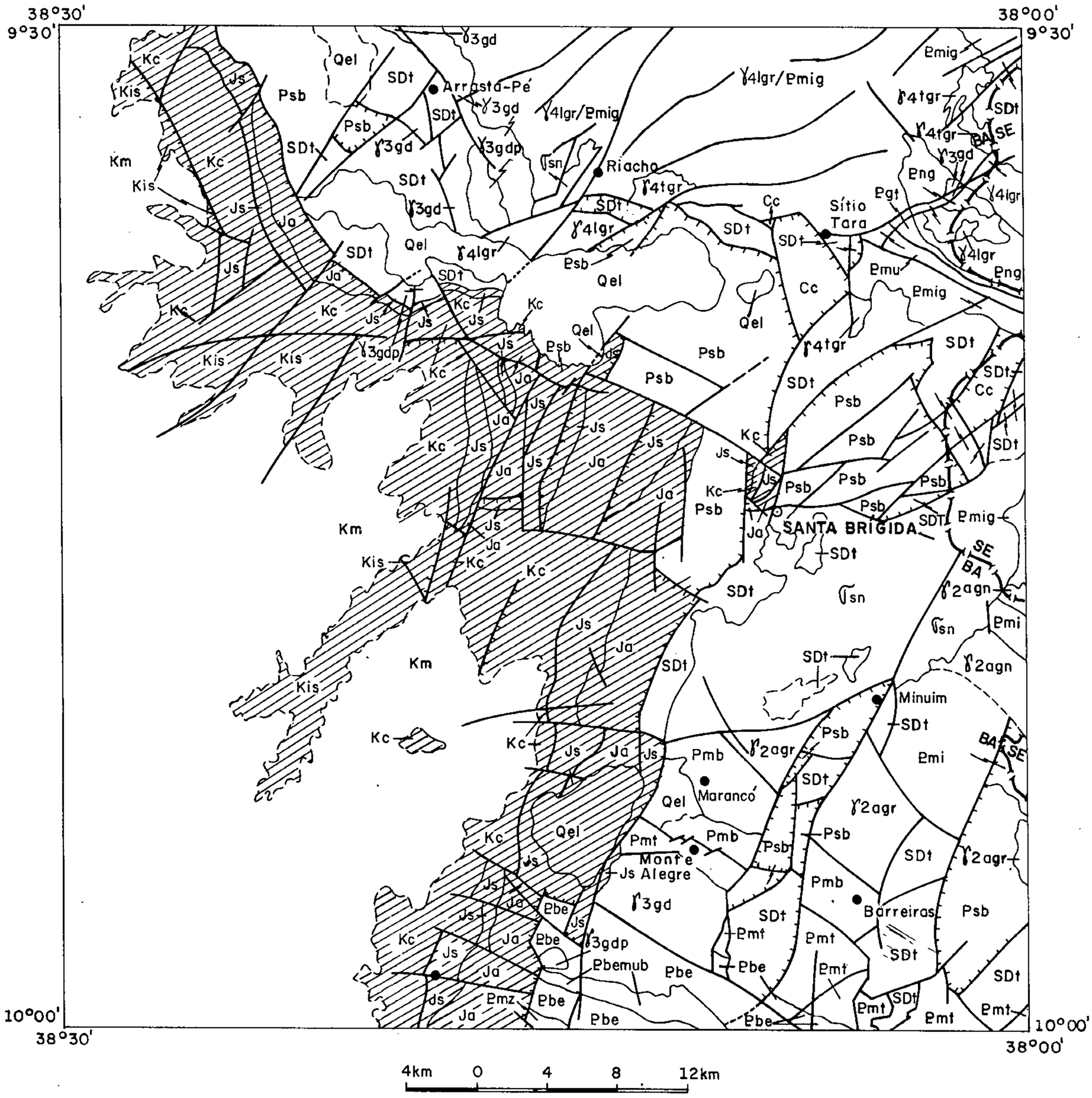
O contato inferior é sempre discordante, quer com as rochas pré-cambrianas, quer com as formações paleozóicas aflorantes na Bacia de Tucano Norte, enquanto o contato superior com a Formação Sergi é gradacional.

O nome Membro Afligidos advém da Estação da Rede Ferroviária Federal, localizada a cerca de 19km a oeste da cidade baiana de Santo Amaro, na Bacia do Reconcâvo, próxima à qual ocorrem seus sedimentos. Como seção de referência é tida aquela atravessada pelo poço da Petrobrás 1-CG-1-B (Capianga), entre 1378 e 1510m. Seus sedimentos compreendem conglomerados e arenitos conglomeráticos cinza-avermelhados, constituídos de grânulos e seixos de rochas pré-cambrianas e sílex, disseminados em matriz argilosa, com raras intercalações de evaporitos na base, seguidos por uma seqüência de folhelhos vermelhos, micáceos, com ocasionais intercalações de siltitos micáceos avermelhados. Esses sedimentos gradam para os arenitos do Membro Boipeba.

O Membro Boipeba tem a denominação oriunda da fazenda Boipeba, município de Catu (Bacia do Recôncavo) local onde foi definida a sua seção-tipo, na perfuração do poço 1-BP-2-BA(Petrobrás), no intervalo 2.050 a 2.172m. Em direção à Bacia de Tucano há gradual diminuição de sua espessura, que se reduz a poucos metros. Predominam arenitos médios a grosseiros com estratos cruzados tabulares e acanalados, típicos de depósitos fluviais entrelaçados. Na seção basal há conglomerados polimícticos, com seixos de rochas granitóides.

O Membro Capianga tem o seu nome derivado da vila Capianga, no município de Entre Rios (Bahia). Neste local, no poço 1-CG-1-BA, perfurado pela Petrobrás, foi estabelecida sua seção-tipo no intervalo de 1.190 a 1.300m. É constituído predominantemente de folhelhos vermelhos sangüíneos, com raros leitos de calcário cristalino no topo.

O Membro Boipeba retrata progradação das areias do sistema fluvial entrelaçado sobre as lamas vermelhas do Membro Afligidos, depositadas no fundo de um lago de pequena profundidade e grande extensão. A inundação das áreas emersas, onde dominava a sedimentação fluvial, proporcionou a sua cobertura por novas camadas de lamas vermelhas, lacustres (Membro Capianga). Posteriormente, as areias grosseiras, fluviais, associadas com areias eólicas da Formação Sergi, progradaram sobre os pelitos lacustrinos. Essa evolução deu-se sob condições de clima árido a desértico (Medeiros & Ponte, 1981).



CONVENÇÕES

Qel – Coberturas eluvionares; Km – Formação Marizal; Kis – Grupo Ilhas; Kc – Formação Candeias; Js – Formação Sergi; Ja – Formação Aliança; Psb – Formação Santa Brígida; Cc – Formação Curituba; SDt – Formação Tacaratu; $\gamma_4$tgr, $\gamma_4$lgr – Granitóides tipo Xingó; $\gamma_4$lgr/Pmig – Granitóides tipo Xingó e Migmatitos; σsn – Granitóide tipo Serra do Catu; $\gamma_3$gdp, $\gamma_3$gd – Granitóides tipo Sítios Novos; $\gamma_2$agr, $\gamma_2$agn – Granitóides tipo Serra Negra; Pmu, Pgt, Png (Unidades Mulungu, Garrote e Novo Gosto) – Complexo Canindé; Pmi, Pmb, Pmt, Pbe, Pmz (Unidades Minuim, Morro do Bugi, Monte Alegre, Belém e Monte Azul) – Complexo Marancó; Pmig – Migmatitos.

Contato definido, transicional e aproximado

Falha indiscriminada e normal

Limite estadual

Cidade

Povoados e vilas

Fig. II.2.23 – Distribuição geográfica e relações de contato do Supergrupo Bahia.

A Formação Aliança é desprovida de fósseis, na Bacia do Recôncavo. Os ostracodes começam a surgir na Bacia de Tucano Sul, tornando-se muito abundantes em direção à de Tucano Norte. As conchas formam coquinas, com espessura métrica e relativa continuidade lateral, constituídas das espécies Bisulcocypris e Darwinula (Ghignone, 1979).

Atualmente, essa formação é posicionada no Andar Dom João, do Jurássico Superior. É correlacionada(litologia e idade) à Formação Bananeira (Bacia Sergipe-Alagoas) e à série M'Vone da Bacia do Gabão, na África.

2.3.4.2 Formação Sergi

A denominação advém do rio Sergi, local onde foi descrita a seção-tipo da formação, entre a cidade de Santo Amaro e a vila de Afligidos (Bacia do Recôncavo). Esses sedimentos, juntamente com as camadas vermelhas (Formação Aliança), foram denominados de "Formação Brotas" por Pack & Almeida (1945). Posteriormente, em 1958, o "grupo de Estudo da Bacia" da Petrobrás, formalizou a denominação Grupo Brotas, composto das formações Aliança (base) e Sergi (topo).

A Formação Sergi aflora na Folha Santa Brígida (fig. II.2.23), sempre ao longo da borda oriental da Bacia de Tucano. Constitui espigões e serras alinhadas e irregulares, que se destacam na topografia regional. Tem contato gradacional e interdigitado com a Formação Aliança, que lhe é sobposta.

Segundo Ghignone (1979), a Formação Sergi tem a mesma polaridade sedimentar da Formação Aliança, com espessuras aumentando para sul, atingindo 440m na ilha de Itaparica e 530m no poço Boipeba (Bacia do Recôncavo).

A litologia predominante é representada por arenitos feldspáticos argilosos, médios a grosseiros e de coloração cinza-clara, com horizontes conglomeráticos. Os arenitos apresentam freqüentes estruturas sedimentares características de deposição em sistema fluvial entrelaçado, interligado com as porções distais de leques aluvionares (estratos cruzados, estratificações acanaladas e tabulares, marcas onduladas, pavimentos seixosos etc.). São também comuns arenitos finos, bem-selecionados, feldspáticos, formando dunas eólicas e sedimentos interdúnicos.

A formação é afossilífera, sendo apenas encontrados restos de troncos silicificados, provavelmente de coníferas Dadoxylon e Curirici.

A Formação Sergi e a Formação Aliança, e por conseguinte o Grupo Brotas, constituem a "Seqüência do Continente", depositada em uma ampla bacia intracratônica sem falhas sin-sedimentares associadas, que documenta o estágio pré-rift da fossa do Recôncavo-Jatobá-Tucano.

A Formação Sergi é atualmente posicionada no Jurássico Superior (Andar Dom João). Correlaciona-se com a Formação Serraria (Bacia Sergipe-Alagoas) e com a série M'Bombo da Bacia do Gabão.

2.3.4.3 Formação Candeias

O termo foi utilizado por Pack & Almeida (1945) para nomear o folhelho cinza-escuro que ocorre sobreposto ao folhelho Itaparica. Em 1971, a "Comissão de Revisão Estratigráfica", da Petrobrás, redefiniu a Formação Candeias e formalizou a sua subdivisão nos membros Tauá, Gomo, Pitanga e Maracangalha (Vianna et alii, 1971).

Na Folha Santa Brígida, a Formação Candeias aflora em forma de manchas irregulares, distribuídas em vários pontos das bacias de Tucano Norte (fig.II.2.23).

A Formação Candeias repousa concordantemente sobre a Formação Itaparica (Bacia do Recôncavo), sendo que esta se adelgaça para norte e desaparece na Bacia de Tucano Central. Em conseqüência, na área estudada, os folhelhos da Formação Candeias assentam-se diretamente, e, em discordância, sobre a Formação Sergi. Na Bacia de Tucano, a formação apresenta espessura média de 400m, entretanto, devido ao tectonismo ativo na época da deposição, a sua espessura varia muito, atingindo mais de 3.000m na região de Camaçari (Bacia do Recôncavo).

Nessa última bacia, onde a formação foi definida, predominam sedimentos pelíticos representados por folhelhos cinza-escuros a negros e, castanho-escuros orgânicos, e bem laminados na base (Membro Tauá); folhelhos cinza-esverdeados com rochas calcárias associadas (Membro Gomo) e folhelhos cinza e pretos desprovidos de calcários, no topo (Membro Maracangalha). Ao longo da seção podem ocorrer camadas de arenitos maciços, localmente com bolas de argila (Membro Pitanga).

Na Bacia de Tucano os três membros da Formação Candeias estão descaracterizados, prevalecendo as litologias do Membro Gomo. Este é composto por folhelhos de cor cinza-esverdeada a verde-oliva, com intercalações de calcários cinzentos e espessas lentes de arenitos amarelados, finos a muito finos, às vezes conglomeráticos ou grosseiros.

Os folhelhos da Formação Candeias representam a fração argila transportada em suspensão para a porção distal e mais profunda de um lago de águas doces e circulação restrita, em condições de clima úmido. Durante a deposição dos membros superiores, houve gradual evolução para ambiente prodeltaico, devido a uma transgressão do lago na direção norte, seguindo-se o avanço do delta no sentido contrário. A deposição da formação relaciona-se aos processos sedimentares iniciais do estágio rift (Seqüência dos Lagos) do sistema de bacias Recôncavo-Tucano-Jatobá.

O seu rico patrimônio fossilífero é composto por coquinas de ostracodes, pelecípodes, gasterópodes, troncos silicificados e restos de vertebrados. Ghignone (1979), com base nesse conteúdo fossilífero, atribuiu idade cretácea inferior para a Formação Candeias. É correlacionada (litologia e idade) com as formações Barra do Itiúba (Bacia Sergipe-Alagoas) e Kissenda de Sette Cama e Mayumba, da Bacia do Gabão (África).

2.3.4.4 Grupo Ilhas

Pedro de Moura, em 1943 (apud Viana et alii, 1971), designou os sedimentos aflorantes nas ilhas de Maré, Frades e outras, situadas na Baía de Todos os Santos, de "Formação das Ilhas". Em 1958, o "Grupo de Estudos da Bacia do Recôncavo-Tucano" formalizou o termo, que passou a designar, também, outros sedimentos não-incluídos na definição original. Em 1971, a "Comissão de Revisão Estratigráfica", da Petrobrás, elevou-a ao "status" de grupo, subdividido nas formações Pojuca (Superior) e Marfim. A seção-tipo da Formação Marfim foi definida no intervalo 1.105-1.510m do poço L-MF-1-BA, localizado no município de Catu (Bahia), enquanto a da Formação Pojuca foi escolhida no trecho entre 552-1.440m do poço 8MG-142-BA,

situado no município de Pojuca (Bahia). Nas bacias de Tucano e Jatobá, o Grupo Ilhas foi mantido indiviso por ser impraticável separar-se as duas formações definidas, na Bacia do Recôncavo.

Na área em pauta, o Grupo Ilhas aflora de forma descontínua (fig.II.2.23).

O contato basal com a Formação Candeias é transicional. Segundo Ghignone (1979), é possível o reconhecimento do contato inferior com o Grupo Santo Amaro, até o vale do Itapicuru; daí para o norte torna-se impraticável essa demarcação, devido ao súbito incremento da fração arenosa, que invade todas as unidades superiores à Formação Itaparica.

Em termos litológicos, na área da Bacia do Recôncavo, esse grupo é constituído por folhelhos com intercalações de camadas finas e médias de arenitos finos amarelados, com marcas e ondulações cavalgantes, laminações planoparalelas, estratos cruzados de pequeno porte, ondulações simétricas, estruturas de convoluções, marcas de sola e "pillow ripples". Na porção superior da unidade ocorrem ritmitos centimétricos com feições de acanalamento. Grande parte dos arenitos mais espessos intercalados está convolucionada por fluidização e escape de fluidos.

Na Bacia de Tucano Central, o Grupo Ilhas é composto por uma seqüência de arenitos com cores variegadas e folhelhos de coloração cinza-esverdeada e avermelhada. Por vezes, esses arenitos compõem espessos pacotes de estratos cruzados acanalados, com conglomerados intraformacionais na base , separados por estratos de folhelhos , com a seqüência mostrando granodecrescência ascendente (Ghignone, 1979).

As estruturas primárias indicam sedimentação em regime de fluxo inferior e superior, sugerindo deposição em planície e frente deltaica, por correntes provenientes das embocaduras do sistema fluvial deltaico, constituindo as frentes deltaicas dos lagos do estágio rift da evolução da fossa do Recôncavo-Tucano-Jatobá.

O conteúdo fossilífero é composto por coquinas de ostracodes e restos de vertebrados e *Lepidotus*. Essa formação é datada como do Cretáceo Inferior (Neocomiano), com base nos estudos da população dos ostracodes.

A Formação Pojuca, superior, do Grupo Ilhas, é correlacionada com a Formação Penedo da Bacia Sergipe-Alagoas; enquanto a Formação Marfim é equivalente à seqüência intermediária dos sedimentos da Formação Barra de Itiúba, dessa mesma bacia.

2.3.5 FORMAÇÃO MARIZAL

O termo Formação Marizal foi proposto originalmente por Brazil (1947) para designar os arenitos e conglomerados horizontalizados, que afloram nas proximidades da cidade de Tucano (Bahia). No mesmo trabalho o citado autor denominou de Formação Cícero Dantas aos sedimentos psefíticos aflorantes em torno da cidade homônima. Posteriomente, por estudos comparativos, essas duas unidades foram reunidas sob a denominação de Formação Marizal, sendo o termo formalizado em 1971, pela "Comissão de Revisão Estratigráfica" da Petrobrás.

A Formação Marizal aflora de forma contínua ao longo de todo o setor ocidental da Folha Santa Brígida (fig.II.2.24) compondo chapadões, mesas e tabuleiros com bordos irregulares. Jaz em discordância angular sobre o Supergrupo Bahia, apresentando espessura bastante irregular, tendo em média 300m no centro da Bacia de Tucano.

Em termos litológicos é uma unidade essencialmente psamítico-psefítica, com leitos argilosos subordinados. Na base predominam conglomerados polimícticos imaturos com freqüentes estruturas de corte e preenchimento de canais fluviais, largos e pouco profundos. Os arenitos são de cores variegadas (parda, amarela, ou avermelhada com pintas e manchas claras), grosseiros a conglomeráticos, feldspáticos, líticos, imaturos, e constituídos, em grande parte, por material pouco retrabalhado das rochas granitóides precambrianas. Apresentam freqüentes estratificações cruzadas acanaladas de médio e grande porte. Os folhelhos e argilitos sílticos constituem intervalos irregulares. Localmemte ocorrem camadas descontínuas de calcário, por vezes em níveis silicificados, ou de folhelho betuminoso e finas lâminas de barita.

Esses sedimentos retratam sedimentação de sistemas de leques aluviais e fluviais, que preencheram as depressões logo após o estágio tafrogênico do rift do Recôncavo-Tucano-Jatobá e das bacias costeiras, quando toda região da costa brasileira estava soerguida e experimentava rigoroso aplanamento.

O conteúdo fossilífero se restringe a restos de peixes e ostracodes.

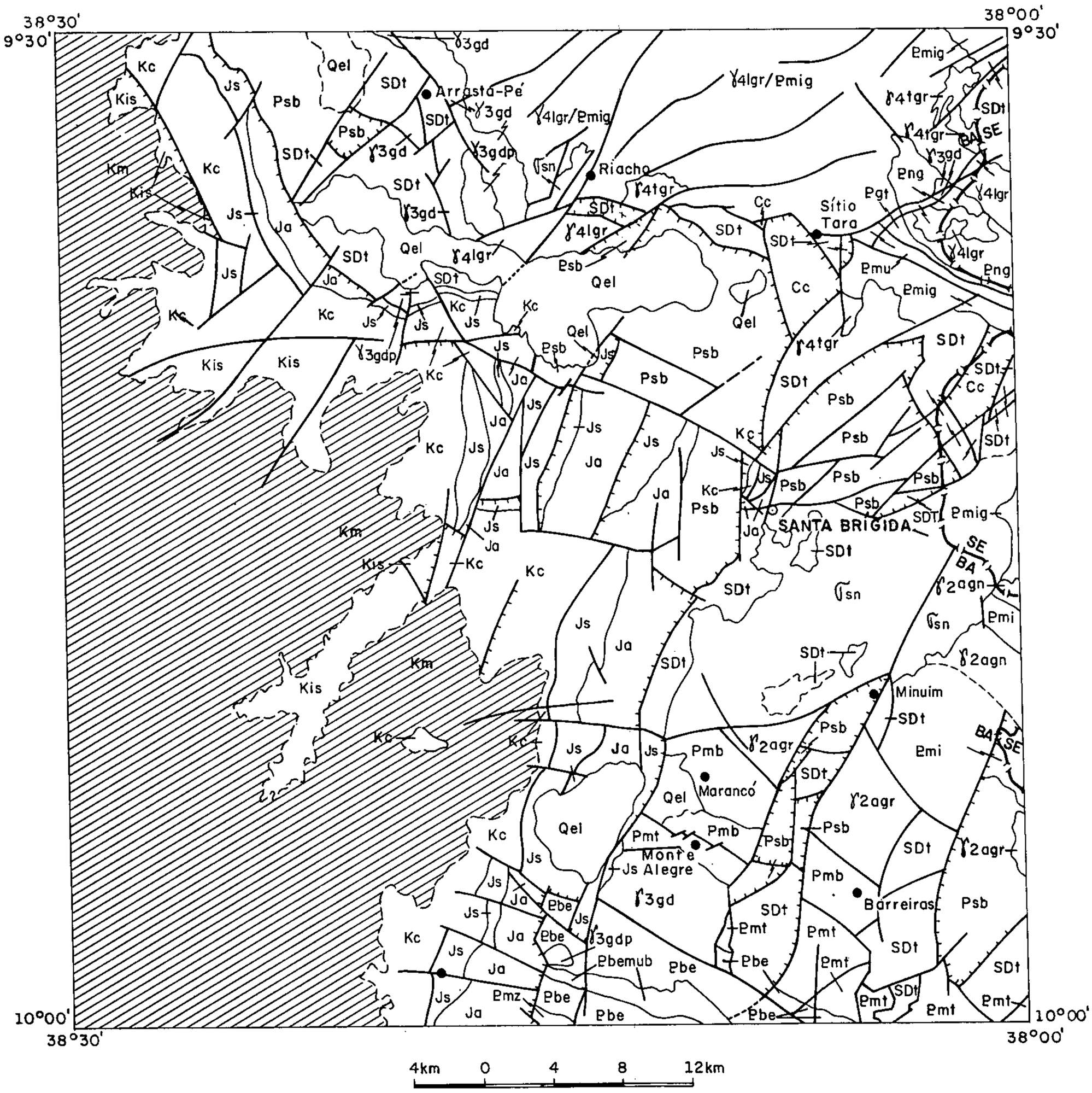
Os palinomorfos da Formação Marizal posicionam essa unidade no Cretáceo inferior (Barremiano-Aptiano). É correlacionada (litologia e idade) com o Membro Carmópolis (Formação Muribeca), produtor de hidrocarbonetos na Bacia Sergipe-Alagoas e com as formações Codó e Itapicuru (Bacia do Parnaíba) e Urucuia, do oeste da Bahia. Sedimentos correlatos são também encontrados na série N'Zema Asso da Bacia do Gabão (Ghignone, 1979).

2.3.6 COBERTURAS QUATERNÁRIAS

Depósitos eluvionares quaternários expressivos ocorrem na Folha Santa Brígida (fig.II.2.25), encimando chapadões isolados e estruturados por sedimentos fanerozoicos com cotas que ultrapassam 400m, formando manchas descontínuas.

Constituem espessos areiões, que atingem dezenas de metros de espessura, acumulados pelo intemperismo das formações Tacaratu e Sergi, que regionalmente constituem espigões e chapadões.

Os *coluviões* correspondem a depósitos de tálus, que afloram em áreas com representatividade cartográfica, margeando as escarpas dos chapadões e serras encimadas por sedimentos siluro-devonianos da Formação Tacaratu (serras da Terra Dura, da Formiga, do Juazeiro, do Umbuzeiro e do Coité). São constituídos por material fragmentário, proveniente da desagregação mecânica dos arenitos e conglomerados, que se misturam com blocos e matacões das rochas granitóides subjacentes, praticamente inexistindo solo intempérico.



CONVENÇÕES

Qel – Coberturas eluvionares; Km – Formação Marizal; Kis – Grupo Ilhas; Kc – Formação Candeias; Js – Formação Sergi; Ja – Formação Aliança; Psb – Formação Santa Brígida; Cc – Formação Curituba; SDt – Formação Tacaratu; $\gamma_4$tgr, $\gamma_4$lgr – Granitóides tipo Xingó; $\gamma_4$lgr/Pmig – Granitóides tipo Xingó e Migmatitos; σsn – Granitóide tipo Serra do Catu; $\gamma_3$gdp, $\gamma_3$gd – Granitóides tipo Sítios Novos; $\gamma_2$agr, $\gamma_2$agn – Granitóides tipo Serra Negra; Pmu, Pgt, Png (Unidades Mulungu, Garrote e Novo Gosto) – Complexo Canindé; Pmi, Pmb, Pmt, Pbe, Pmz (Unidades Minuim, Morro do Bugi, Monte Alegre, Belém e Monte Azul) – Complexo Marancó; Pmig – Migmatitos.

Contato definido, transicional e aproximado

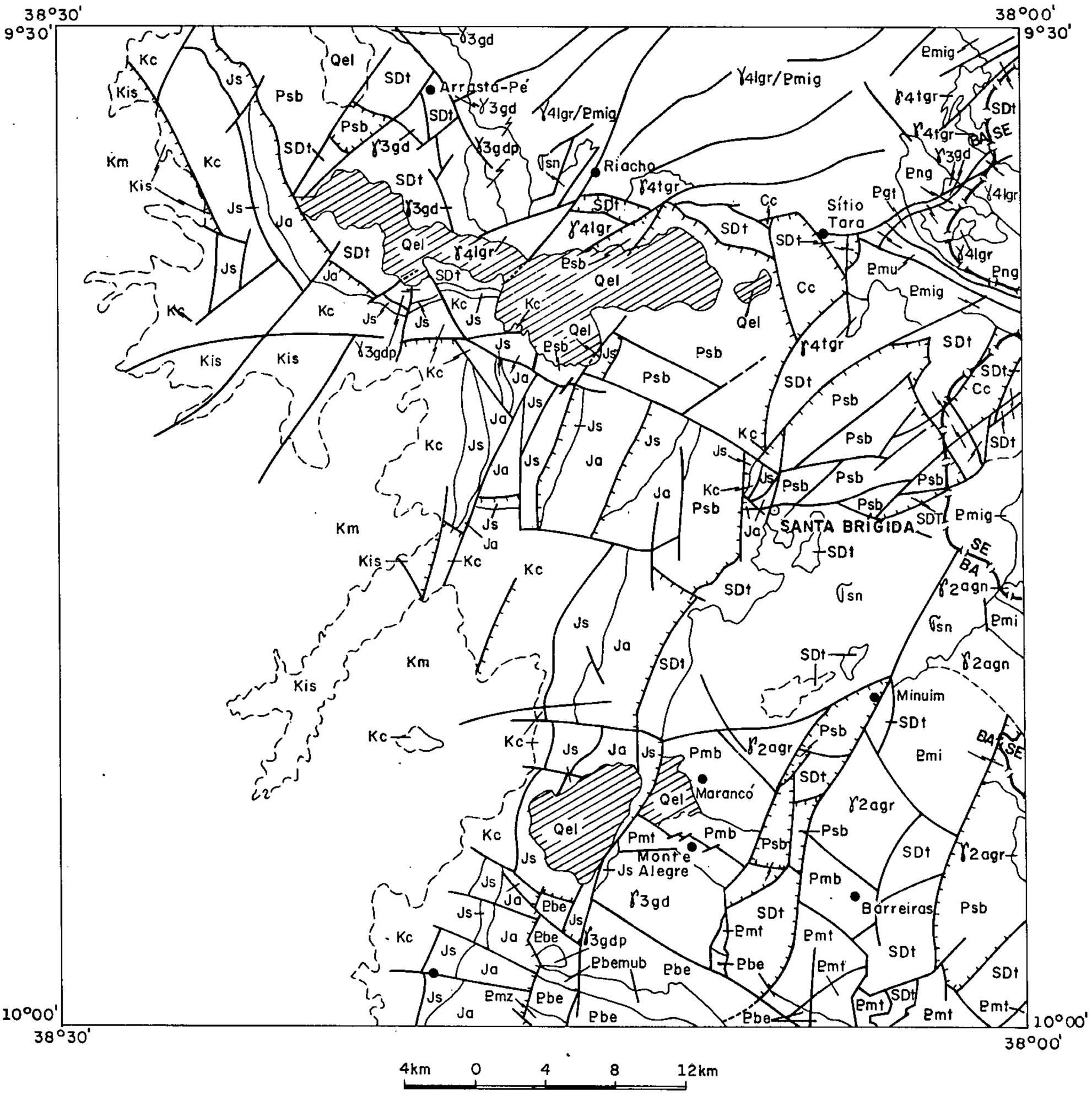
Falha indiscriminada e normal

Limite estadual

Cidade

Povoados e vilas

Fig. II.24 – Distribuição geográfica e relações de contato da Formação Marizal.



CONVENÇÕES

Qel – Coberturas eluvionares; Km – Formação Marizal; Kis – Grupo Ilhas; Kc – Formação Candeias; Js – Formação Sergi; Ja – Formação Aliança; Psb – Formação Santa Brígida; Cc – Formação Curituba; SDt – Formação Tacaratu; $\gamma_4$tgr, $\gamma_4$lgr – Granitóides tipo Xingó; $\gamma_4$lgr/Pmig – Granitóides tipo Xingó e Migmatitos; σsn – Granitóide tipo Serra do Catu; $\gamma_3$gdp, $\gamma_3$gd – Granitóides tipo Sítios Novos; $\gamma_2$agr, $\gamma_2$agn – Granitóides tipo Serra Negra; Pmu, Pgt, Png (Unidades Mulungu, Garrote e Novo Gosto) – Complexo Canindé; Pmi, Pmb, Pmt, Pbe, Pmz (Unidades Minuim, Morro do Bugi, Monte Alegre, Belém e Monte Azul) – Complexo Marancó; Pmig – Migmatitos.

Contato definido, transicional e aproximado

Falha indiscriminada e normal

Limite estadual

Cidade

Povoados e vilas

Fig. II.2.25 – Distribuição geográfica e relações de contato das Coberturas Quaternárias.

Capítulo 3

Tectônica e estruturas

3.1 COMENTÁRIOS GERAIS

Conforme várias citações anteriores, a área estudada abrange duas entidades tectônicas distintas: a Faixa de Dobramentos Sergipana e a Bacia de Tucano. Dentro desse contexto, foram desenvolvidos estudos sobre o comportamento estrutural da área referente à Faixa de Dobramentos Sergipana, baseados principalmente na análise de estruturas menores em afloramentos, sempre voltada para a interpretação das fases de deformação, a cinemática envolvida (transporte tectônico), e o posicionamento dos corpos granitóides em relação à principal fase de deformação regional.

Os dados tectônicos e estruturais referentes à Bacia de Tucano foram obtidos de estudos anteriores, pelo fato de os sedimentos paleozóicos e mesozóicos não terem sido objeto de mapeamento geológico sistemático, neste trabalho.

3.2 FAIXA DE DOBRAMENTOS SERGIPANA

Os "domínios" identificados na Faixa de Dobramentos Sergipana como Vaza-Barris, Macururé e Canindé-Marancó (fig.II.1.1), cujas características distintivas foram referidas anteriores no subitem 2.1, da Parte II, têm feições estruturais próprias. São separados pelas falhas São Miguel do Aleixo e Belo Monte-Jeremoabo, que desenvolveram expressivas zonas de cisalhamento, cujos movimentos foram identificados à luz de vários critérios observados em afloramentos, tais como: lineações de estiramento, planos S, C e C' e estruturas sigmoidais de foliação, veios, cristais etc.

Essas falhas, apesar de não esterem representadas na Folha Santa Brígida, serão aqui comentadas, por representarem elementos estruturais de suma importância para a individualização dos domínios e compreensão do arcabouço tectônico da Faixa de Dobramentos Sergipana, a leste da Bacia de Tucano (fig.II.3.1).

A *Falha São Miguel do Aleixo* corta a parte sul da Folha Carira com direção ENE-WSW e mergulha para NNW, e adentrando a oeste na Folha Jeremoabo e separando os domínios Vaza-Barris e Macururé (fig.II.1.1). Essa falha teve comportamento essencialmente dúctil, afetando inclusive granitóides tardi a pós-tectônicos tipo Coronel João Sá, a sul de Carira (Folha Carira). Nesse local, os granitóides apresentam-se cisalhados e fraturados, com lineações de estiramento mineral com "rake" de 25° que, juntamente com outros critérios cinemáticos observados em metapelitos do Grupo Macururé, evidenciam um movimento oblíquo de NE para SW. Os últimos movimentos dessa falha foram pós-F_2, redirecionando os traços das foliações S_2 do Domínio Macururé nas proximidades da mesma (fig.II.3.1).

A *Falha Belo Monte-Jeremoabo*, de direção e mergulho semelhantes à anterior, separa os domínios Macururé e Canindé-Marancó (fig.II.3.1), e não apresenta evidências de movimento com a mesma clareza da falha anterior. No canto sudeste da Folha Piranhas essa falha desenvolve uma zona de cisalhamento com milonitas com mergulhos subverticais colocando em contato micaxistos granatíferos do Grupo Macururé, a sul, e augengranitóides gnáissicos tipo Serra do Catu, a norte, sem contudo ficar bem caracterizado sem sentido de deslocamento. O movimento transcorrente sinistral é sugerido pela disposição sigmoidal dos traços de S_2 com ambos os lados da falha.

Desse modo essas falhas, interpretadas em trabalhos anteriores como empurrões, têm na realidade importante componente transcorrente sinistral ("transpurrões"), e são indicativas de uma colisão oblíqua dirigida de NE para Sw. Apesar do principal movimento ser transcorrente, provocaram um expressivo soerguimento dos domínios posicionados a norte de cada uma delas colocando ldo a lado níveis crustais diferentes e que, provavelmente apresentam histórias geológicas distintas.

Essas falhas proterozóicas também exerceram controle na estruturação das bacias de Tucano Central e Norte, como veremos adiante.

Dos domínios da Faixa de Dobramentos Sergipana, apenas o Canindé-Marancó está representado na Folha Santa Brígida e suas características estruturais serão descritas a seguir.

3.2.1 DOMÍNIO CANINDÉ-MARANCÓ

O Domínio Canindé-Marancó abrange toda a área précambriana da Folha Santa Brígida (fig.II.2.1),e caracteriza-se pela presença dos complexos metavulcano-sedimentares Canindé e Marancó e de migmatitos, além de intenso plutonismo ácido e intermediário de posicionamento sin, tar-

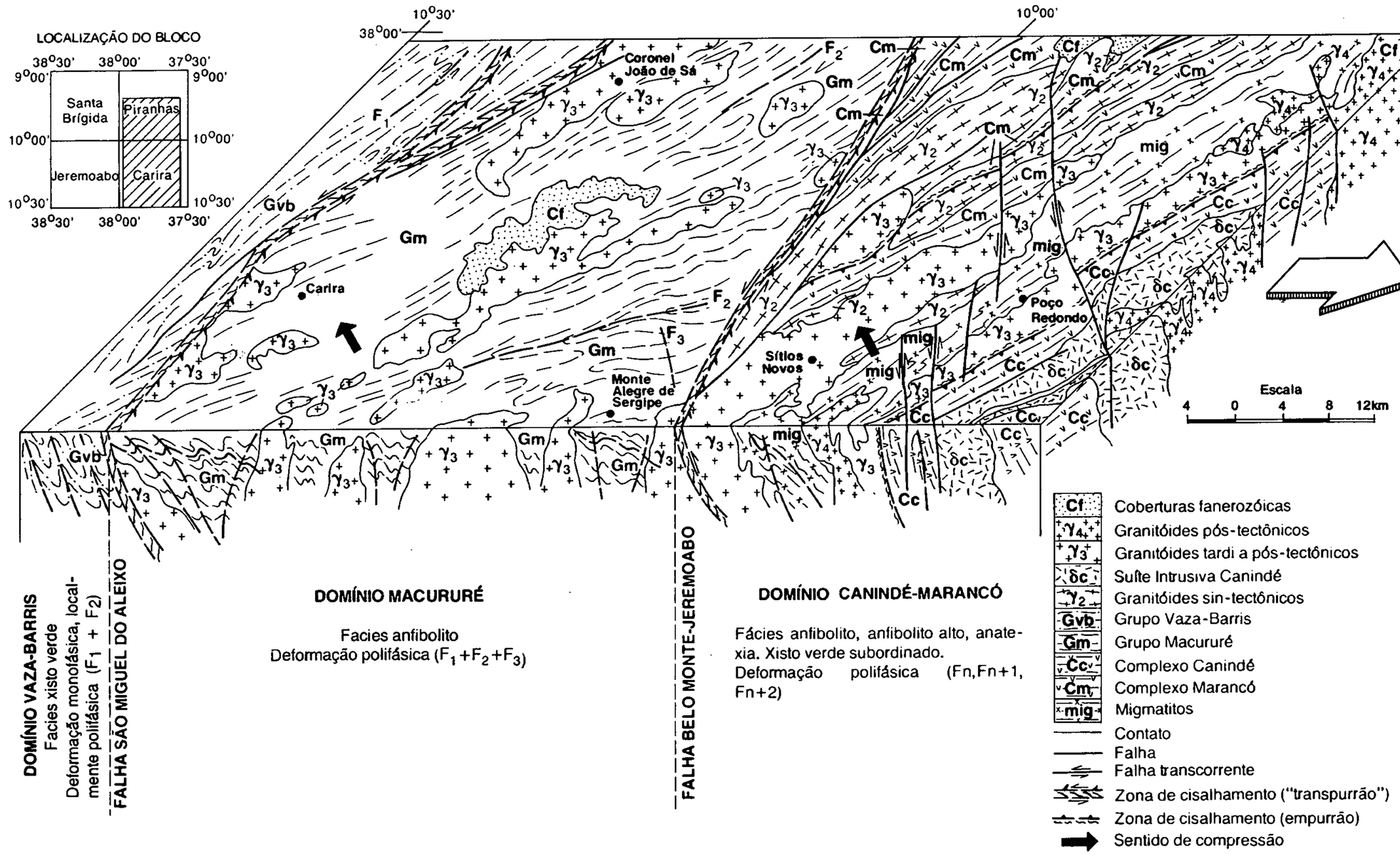


Fig. II.3.1 – Esquema estrutural de parte das Folhas Carira (SC.24-Z-A-III) e Piranhas (SC.24-X-C-VI), mostrando os domínios e suas principais características (segundo Santos, R.A., 1988).

Esquema estrutural de parte das Folhas Carira (SC.24-Z-A-III) e Piranhas (SC.24-X-C-VI), mostrando os domínios e suas principais características (segundo SANTOS, R.A., 1988)

di a pós e pós-tectônico em relação à principal fase de deformação regional (F_2). A presença de migmatitos e da intensa granitização indica a exposição de um nível crustal inferior àquele do Domínio Macururé, situado a sul da folha, soerguido pelos movimentos oblíquos da Falha Belo Monte-Jeremoabo. Esse soerguimento também produzira uma brusca inversão de metamorfismo, já que os litótipos do Domínio Canindé-Marancó estão empurrados sobre aqueles do Domínio Macururé (fig.II.3.1).

Os migmatitos bandados, provavelmente paraderivados, mostram redobramentos coaxiais localizados com os planos axiais S_{n+1} orientados N120°/80°NE, concordantemente com a xistosidade S_2 dos complexos metavulcanosedimentares supracitados, e também, com a foliação dos granitóides sintectônicos tipo Serra Negra.

Esses migmatitos englobam xenólitos de gnaisses bandados, dobrados, paraderivados, não se tendo dados para atribuir sua idade em relação aos complexos citados ou ao Grupo Macururé, devido à inexistência de relações de contato entre eles. Os migmatitos são claramente cortados pelas diversas gerações de granitóides mapeados nesse domínio, por vezes constituindo megaxenólitos dobrados dentro dos mesmos, como se oberva na parte nordeste da Folha Santa Brígida.

O Complexo Canindé tem seu limite meridional marcado localmente por uma zona de cisalhamento transcorrente sinistral, certamente reativada no Fanerozóico, colocando em contacto metabasitos da Unidade Mulungu do Complexo Canindé, com migmatitos. Nas proximidades leste, já na Folha Piranhas, essa zona de cisalhmento situase no contacto da Unidade Novo Gosto, do mesmo complexo com sedimentos paleozóicos da Bacia de Tucano Norte, ensejando a preservação desses sedimentos no graben de Santa Brígida.

Foram detectadas nesse complexo três fases de dobramento superpostas, sendo que as dobras F_1 só raramente são preservadas, na forma de minidobras intrafoliais transpostas. As dobras F_2, coaxiais com F_1, estão bem visualizadas na Unidade Mulungu, sempre desenvolvendo xistosidade orientada em torno de N140° e mergulhos subverticais para NE. As dobras F_3 são abertas, com planos axiais de direção N15° e mergulhos fortes para NW.

O Complexo Marancó se mostra, de um modo geral, estruturalmente semelhante ao Complexo Canindé, também com três fases de dobramentos superpostas, mas apresentando uma taxa de deformação bem maior que a verificada nesse último. Isso se deve talvez não só a uma compressão mais rigorosa, como também à grande heterogeneidade dos litótipos e maior presença de rochas pouco competentes. Assim, é uma característica generalizada a presença de uma foliação milonítica em toda a sua área de ocorrência.

A análise estrutural foi prejudicada pela ausência quase total de afloramentos com acamadamento S_0 e fechamento de dobras menores das fases F_1 e F_2 preservados. O que se observa, no geral, é um paralelismo de S_0, S_1 e S_2 em rochas metavulcânicas ácidas a intermediárias, piroclásticas e metassedimentares, transformadas em milonitos e filonitos. As foliações S_2 têm direções entre N110° e N140° e mergulhos subverticais para NE, e estão redobradas por compressão NW-SE de pouca amplitude (F_3), que gerou dobras de estilos "chevron" e "kink" com planos axiais de direções N30° a N70° e mergulhos verticais a subverticais para NW ou SE. Essa última fase está bem mais preservada nesse complexo que no Complexo Canindé, talvez também em função da natureza dos litótipos que o constituem.

São freqüentes zonas miloníticas desenvolvidas nos contatos de litótipos do Complexo Marancó com os augengnaisses ortoderivados (granitóides sintectônicos tipo Serra Negra); os "olhos" de feldspatos são simétricos e as lineações de estiramentos têm "rake" forte nos planos de foliação desses granitóides, indicando tratar-se de cisalhamentos contracionais. É sugestivo um padrão de fatias de empurrão (imbricações) dentro desse domínio (o que também teria ocorrido no Complexo Canindé).

Além do plutonismo sintectônico tipo Serra Negra, no Domínio Canindé-Marancó ocorrem granitóides tardi a pós-tectônicos, tipo Sítios Novos, e plutonismo granitóide pós-tectônico dos tipos Serra do Catu e Fazenda Xingó. Mais uma vez, esse posicionamento é tomado em relação à fase de deformação regional F_2.

Pelo exposto, conclui-se que a geometria atual das rochas proterozóicas da área mapeada, interpretada em conjunto com as folhas adjacentes (Piranhas, Jeremoabo e Carira), é resultante de processos de acreção de blocos crustais ("domínios"), separados por expressivas zonas de cisalhamento de movimento principalmente transcorrente sinistral, sem contudo ser possível precisar a idade relativa nem a quantidade de deslocamento dos mesmos. Essa colagem de " domínios" teria resultado de uma série de colisões oblíquas, dirigidas de NE para SW, e que produziram intensos dobramentos, empurrões e transcorrências, durante o Ciclo Brasiliano.

3.3 BACIA DE TUCANO

A Bacia de Tucano constitui o prolongamento setentrional da Bacia do Recôncavo, fazendo parte do rift intracontinental do Recôncavo-Tucano-Jatobá, de direção geral norte-sul, desenvolvido no intervalo de tempo Jurássico Superior-Cretácio Inferior, durante rifteamento do Atlântico Sul, e abortado no Cretácio Inferior. Essa bacia está dividida em três sub-bacias (Sul, Central e Norte), separadas por falhas de transferência ("transfer faults") de direção NW-SE recentemente interpretadas por geólogos e consultores da Petrobrás (Milani & Davison, 1987; Magnavita & Cupertino, 1987). Essas falhas tinham sido interpretadas anteriormente como transcorrentes (Netto et alii, 1985, apud Magnavita & Cupertino, 1987), ou transformantes (Milani, 1985).

Até há pouco tempo atrás acreditava-se que as bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá tivessem evoluído conectadas desde o início de sua história geológica, sendo preenchidas por um sistema fluviodeltaico axial progradante de norte (Bacia de Jatobá) para sul (Bacia do Recôncavo).

Milani (1985) elaborou um modelo de evolução que ressalta a importância dos planos de fraqueza preexistentes nas rochas pré-cambrianas e advoga que a abertura do rift foi devida a um estiramento crustal de direção NW-SE, originando uma geometria de meio-grabens assimétricos que resultaram em sub-bacias com depocentros isolados, por altos do embasamento e falhas de transferência, e com falhas de gravidade de grande rejeito vertical em uma das bordas e suaves flexuras e ausência de falhas importantes na borda oposta (ver Parte II, Capítulo 1).

A Sub-Bacia de Tucano Norte, parcialmente incluída na Folha Santa Brígida, é separada da Sub-Bacia de Tuca-

no Sul (não-representada nessa folha) por um importante alinhamento de direção NW-SE, denominada "Arco do Vaza-Barris", constituindo-se num alto do embasamento desde antes da implantação do rift, ao longo do qual é interpretada por Milani & Davison (1987) uma zona de transferência mesozóica controlada por gomos de cisalhamentos proterozóicos, entre elas as falhas Belo Monte-Jeremoabo e São Miguel do Aleixo (fig. II.1.8).

A falha de transferência citada provocou uma torção no rift, invertendo sua geometria a norte do mesmo. Desse modo, os depocentros que nas sub-bacias de Tucano Sul e Tucano Central localizam-se em suas bordas leste, na Sub-Bacia de Tucano Norte passam a ocorrer em sua borte oeste. As camadas mergulham para este-sudeste nas sub-bacias de Tucano Sul e Tucano Central, e para oeste-noroeste, na Sub-Bacia de Tucano Norte.

A Falha Belo Monte-Jeremoabo, que marca o limite entre os domínios Macururé e Canindé-Marancó, penetra sob os sedimentos da referida bacia à altura de Jeremoabo com direção E-W e a partir daí mostra uma mudança de orientação (ou uma bifurcação) para NW em direção a Macururé, havendo alguma indicação disto nos mapas gravimétricos da Petrobrás (ver fig.II.1.8, no Capítulo 1, da Parte II). A esse respeito, é sugestivo o fato de complexos vulcano-sedimentares equivalentes aos complexos Canindé e Marancó não terem sido constatados, até o momento, no segmento noroeste da Faixa de Dobramentos Sergipana, a oeste da Bacia de Tucano.

A Sub-Bacia de Tucano Norte tem complexidades estruturais maiores que os demais compartimentos do rift. Dados obtidos de sísmica de refração identificam três sistemas de falhas predominantes com direções N15°, N85° e N335°, enquanto as falhas de caráter normal, identificadas em superfície, têm direções em torno de N30° (Milani & Davison, 1987).

Todos os recentes trabalhos interpretativos do arcabouço tectônico dessas bacias sempre ressaltam a importância dos elementos planares preexistentes na sua estruturação. No caso da Faixa de Dobramentos Sergipana, seu "trend" regional NW-SE não parece ter exercido controle decisivo no estabelecimento da Bacia de Tucano, que trunca a faixa na direção N-S. Magnavita & Cupertino (1987) levantam a possibilidade desse controle ter sido exercido por estruturas mais profundas do embasamento de Faixa de Dobramentos Sergipana, devido à espessura de unidades litológicas da faixa não ter sido suficiente para condicionar a orientação das falhas das bordas do rift.

Os sedimentos paleozóicos afloram apenas na borda leste da Sub-Bacia de Tucano Norte, na Bacia de Jatobá e em áreas isoladas sobre o embasamento proterozóico. Estão melhor representados na estrutura conhecida como "Graben de Santa Brígida", nas folhas Santa Brígida e Piranhas, onde estão expostas as formações Tacaratu (Siluro-Devoniano), Curituba (Carbonífero) e Santa Brígida (Permiano). A falha que limita o graben a norte desenvolveu-se sobre zona de cisalhamento transcorrente sinistral de direção E-W, melhor caracterizada na Folha Piranhas.

Essa nova concepção da estruturação da Bacia de Tucano vem despertando interesse na retomada das pesquisas de hidrocarbonetos pela Petrobrás, tendo sido executado recentemente um poço estratigráfico na localidade de Malhada Vermelha, no sudoeste da Folha Santa Brígida, atravessando toda a coluna de sedimentos mesozóicos e atingindo o embasamento pré-cambriano a cerca de 5.200m (Magnavita & Cupertino, comunicação oral, 1987). Sedimentos paleozóicos não foram detectados nesse furo, que objetivava principalmente testar a sua continuidade para o interior da bacia, especialmente a Formação Santa Brígida, do Permiano, a qual possui alto potencial gerador de hidrocarbonetos.

Capítulo 4

Geofísica

4.1 SISTEMÁTICA ADOTADA

A sistemática estabelecida para a geofísica, no presente trabalho, foi dirigida para um aprofundamento gradativo na interpretação dos dados, definido segundo três níveis.

O primeiro nível contemplou a interpretação qualitativa dos mapas de magnetometria e radiometria (contagem total). Com os resultados, foi efetuada uma integração preliminar com a fotointerpretação e com os dados geológicos disponíveis, visando a contribuir para o enriquecimento do mapa fotogeológico e selecionar áreas com feições distintas para verificação de campo. Nessa etapa, também foi definida a localização dos perfis de geofísica terrestre, cujo levantamento faz parte do segundo nível.

A proposição do levantamento desses perfis destinou-se à obtenção de dados referentes às litologias de superfície e subsuperfície e às estruturas da área, conforme os seguintes preceitos:

a) levantamento de cintilometria para tentar definir contatos e diferenciação litológica em superfície;

b) levantamento eventual expedito de eletromagnetometria (VLF), visando a identificar possíveis condutores e fraturas encobertas, a pequena profundidade.

c) levantamento de gravimetria e magnetometria para auxiliar na definição da compartimentação tectônica da crosta superior.

O segundo nível, além do levantamento dos perfis terrestres, incluiu a seleção e obtenção de perfis dos mapas aeromagnetométricos, sobre anomalias representativas, para a interpretação quantitativa e correlação com a geologia, inclusive como suporte aos estudos de previsão metalogenética.

A característica relevante desse nível foi a utilização de "softwares" em microcomputadores para o modelamento automático de anomalias gravimétricas e magnetométricas, com a inferição de modelos aproximados matematicamente de corpos geológicos, na busca de subsídios para a definição da estruturação da área.

O terceiro nível compreendeu a geração de mapas com temas especiais, resultantes da aplicação de operadores específicos nos dados aeromagnéticos, bem como de mapas de canais e de razões gamaespectrométricos.

A confecção dos temas magnéticos teve por objetivo extrair informações referentes às feições e estruturas do embasamento magnético (continuação para cima) e às mais superficiais (primeira derivada).

A geracão dos temas gamaespectrométricos pretendeu obter subsídios à separação das litologias aflorantes, segundo os contrastes radiométricos presentes, que refletem a concentração relativa dos elementos referentes aos dados.

Nessa etapa, foram gerados os mapas de contagem total, potássio, urânio, tório e das razões urânio/tório, urânio/potássio e tório/potássio. A interpretação desses temas, que podem ser considerados como indicadores litogeoquímicos, possibilitou o delineamento de litótipos em função da acidez, bem como da indicação de processos de diferenciação dentro de rochas graníticas.

Ao longo do desenvolvimento de todo o trabalho de geofísica, os resultados obtidos nas interpretações foram discutidos com os especialistas de geologia, procurando alcançar um nível elevado de integração.

Os trabalhos de geofísica desenvolvidos na Folha Santa Brígida fizeram parte de um estudo integrado, envolvendo também as folhas Piranhas, Jeremoabo e Carira ("Projeto Carira"), razão pela qual ao longo deste capítulo também serão feitas referências aos dados e resultados obtidos nessas folhas.

4.2 DADOS UTILIZADOS

4.2.1 AEROGEOFÍSICA

Os dados de aerogeofísica utilizados no trabalho foram obtidos no levantamento do Projeto Baixo São Francisco (DNPM-CPRM/ ENCAL, 1978), realizado com linhas de vôo de direção norte-sul, espaçadas de 2km, e altura constante de 150m sobre o terreno. No caso da Folha Santa Brígida, esse levantamento geofísico cobriu apenas a sua metade oriental, ficando dele excluída a maior parte da Bacia de Tucano.

O aerolevantamento consistiu na aquisição de dados magnéticos (1 canal) e gamespectrométricos (4 canais), com intervalo de amostragem de 2 segundos. Os dados foram gravados sob a forma digital, sendo a aquisição dos dados gamaespectrométricos definida dentro das bandas de energia abaixo indicadas:

Potássio (potássio 40) = 1,36 a 1,56meV
Urânio (bismuto 214) = 1,66 a 1,86meV
Tório (tálio 208) = 2,42 a 2,82meV
Contagem total = 0,64 a 2,82meV

O sistema de detecção gamaespectrométrico utilizou cristais de iodeto de sódio ativado a tálio (INa[Tl]) com um volume de 1018 polegadas cúbicas.

Com o objetivo de efetuar o controle de qualidade do levantamento e auxiliar no processamento dos dados, ao início e ao término de cada vôo foram registrados os valores do "background" atmosférico de cada canal gamaespectrométrico. A variação diurna do campo geomagnético foi obtida mediante o registro contínuo do campo, em estação fixa no solo.

O tratamento aplicado aos dados magnetométricos constou da correção da variação diurna do campo geomagnético, do nivelamento magnético dos perfis e da remoção do IGRF (International Geomagnetic Reference Field).

Com relação aos dados gamaespectrométricos, o tratamento consistiu na redução do "background" atmosférico (todos os canais), na correção do efeito Compton (canais de urânio e de potássio), e na correção altimétrica (todos os canais) para 150m.

Os produtos finais foram apresentados sob a forma de mapas de contorno de magnetometria e contagem total, com intervalo de contorno de 5nT e 5cps, respectivamente, nas escalas 1:100.000 e 1:250.000.

No presente trabalho, para a confeção dos mapas desejados, foram gerados arquivos digitais de dados tipo xyz, dispostos segundo as linhas de vôo, a partir das fitas magnéticas finais reformatadas. O arquivo constou das coordenadas UTM e dos valores corrigidos de magnetometria, contagem total, tório, urânio e potássio, de cada ponto medido no aerolevantamento.

Foram gerados os "grids", de cada tema (canal) desejado, com células de dimensão de 250m x 250m. Antes da determinação dos valores de cada "grid" foi aplicada uma filtragem anti-alizamento aos dados, contidos ao longo de cada linha de vôo, com freqüência de corte de 0,002 ciclos/metro.

Inicialmente, foram regerados os mapas de contorno de magnetometria e de contagem total na escala 1:100.000. Posteriormente, foram gerados mapas de contorno de outros temas radiométricos e magnéticos.

Os temas radiométricos gerados foram os de potássio, urânio, tório e contagem total e os das razões urânio/tório, tório/potássio e urânio/potássio.

Os temas magnéticos especiais gerados foram os resultantes da aplicação de operadores específicos, de duas dimensões, aos "grids" magnéticos:

a) continuação para cima
operador: $L(r) = e^{-hr}$, onde
h = altura de continuação = 850m
$r = (u^2 + v^2)^{1/2}$ = magnitude do número de onda;

b) primeira derivada
operador: $L(r) = (2\pi r)^n$, onde
n = ordem da derivada = 1
$r = (u^2 + v^2)^{1/2}$ = magnitude do número de onda;

c) separação regional/residual
operador: $Lreg(r) = 1 - \left| \cos^n \left(\pi/2 - \frac{r - r_2}{r_1 - r_2}\right)\right|$ onde,
r_1 = número de onda para início do "roll-off"
r_2 = número de onda de corte do "roll-off"
n = grau da função cosseno.

Após a geração dos "grids", notou-se em alguns temas problemas de alinhamento segundo a direcão das linhas de vôo, provenientes de um nivelamento incompleto (no caso de magnetometria) ou de problemas na redução do "background" atmosférico (no caso da gamaespectrometria). Tais alinhamentos provocam mascaramento de feições nos mapas de contorno, em maior ou menor grau, função do desnivelamento.

Em decorrência, foi aplicado aos "grids", nos quais os alinhamentos ocorreram, um filtro direcional, com operador:

$$L(\Theta) = \left| \cos^n \left(\alpha - \Theta + \frac{\pi}{2}\right)\right|$$

Θ = direção da componente Fourier
α = direção do filtro
n = grau da função cosseno, variável em função do desnível.

Para a interpretação quantitativa dos dados aeromagnetométricos da Folha Santa Brigida, foi retirado um perfil para a aplicação do "software" de modelamento. A identificação desse perfil foi feita através do número 15, com a localização indicada na figura II.4.1. Os parâmetros utilizados para o modelamento encontram-se na tabela II.4.1.

4.2.2 GEOFÍSICA TERRESTRE

A utilização da geofísica foi feita de acordo com a sistemática descrita no subitem 4.1, buscando auxiliar a interpretação geológica através de perfis regionais, quando se desejou visualizar as grandes estruturas, e de perfis de menor extensão para problemas específicos.

As estações de medida dos dados foram lançadas com espaçamento de 1km, medidos com o odômetro do veículo. As estações foram numeradas, sendo sempre precedidas da sigla GC (Geofísica do Projeto Carira), com os números pintados em árvores, estacas, afloramentos, asfalto etc., com tinta vermelha, para chamar a atenção e facilitar a reocupação em qualquer época. No local da medida foi colocado um piquete de madeira.

A Folha Santa Brígida contém dois perfis terrestres completos de números 9 e 10, e uma parte dos perfis 6 e 8, feitos com magnetometria e cintilometria (fig.II.4.1).

1) Perfil 9 - Magnetometria e Cintilometria

Tem 9km de comprimento. Inicia-se no Sítio Tará, na estação GC-138, seguindo pela estrada que passa pela fazenda Salobro, na GC-144, e termina no entroncamento dessa estrada com outra que vai para a fazenda Xingó, na GC-147 (figs.II.4.1 e II.4.12). A direção geral é N30°, tendo sido levantado para auxiliar a definição dos contatos entre granitóides tipo Sítio Novos e turmalina-granitos tipo Xingó.

Os dados dos registros de campo encontram-se na tabela II.4.2.

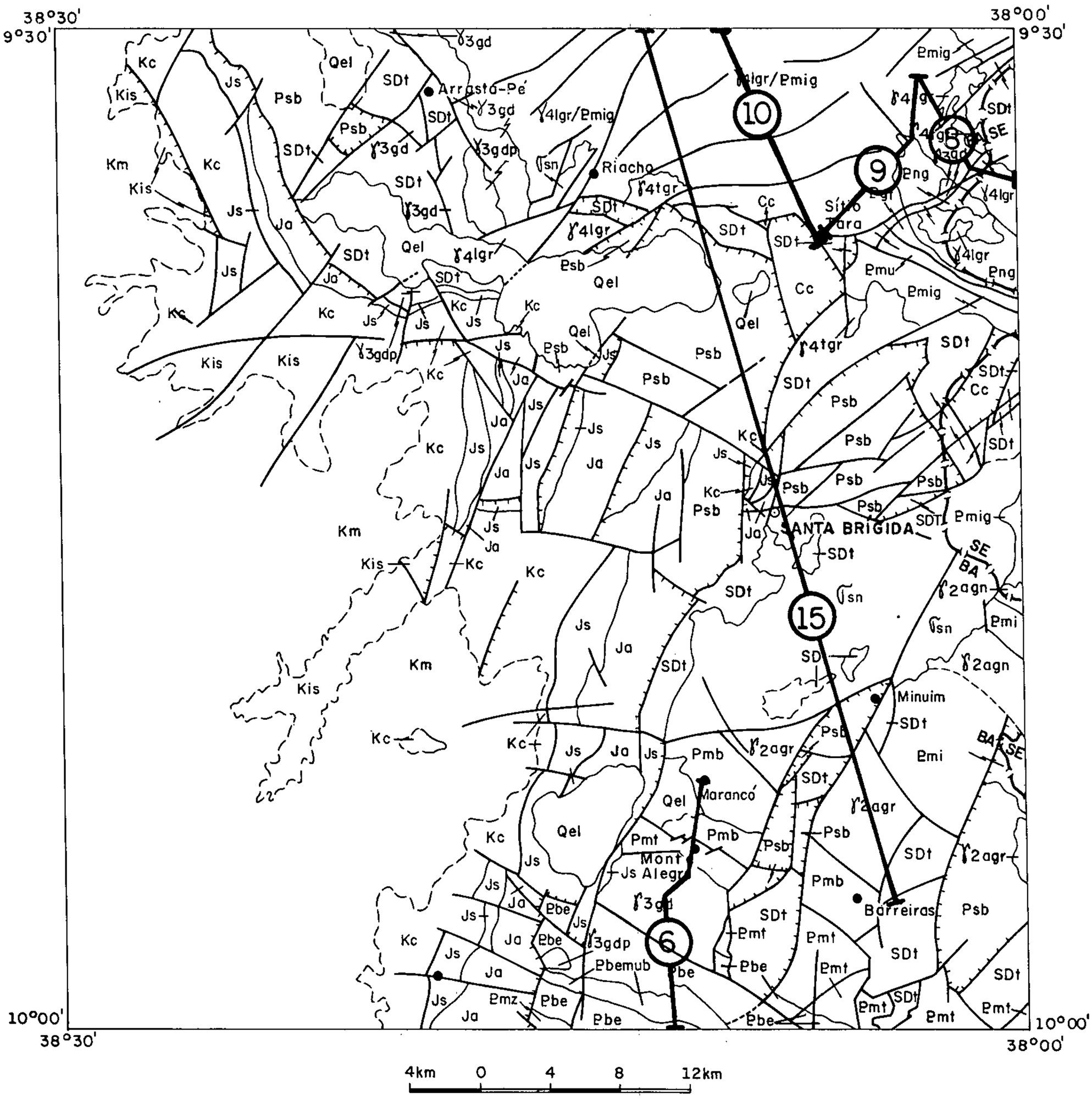
2) Perfil 10 - Magnetometria e Cintilometria

Começa no povoado Sítio Tará, estação GC-123, e se dirige para o limite norte da folha, estação GC-137, com um total de 14km de comprimento (figs.II.4.1 e II.4.13). Foi concebido para resolver problemas de contatos litológicos de uma área onde afloram granitóides tipo Xingó com megaxenólitos de migmatitos e de metacarbonatos.

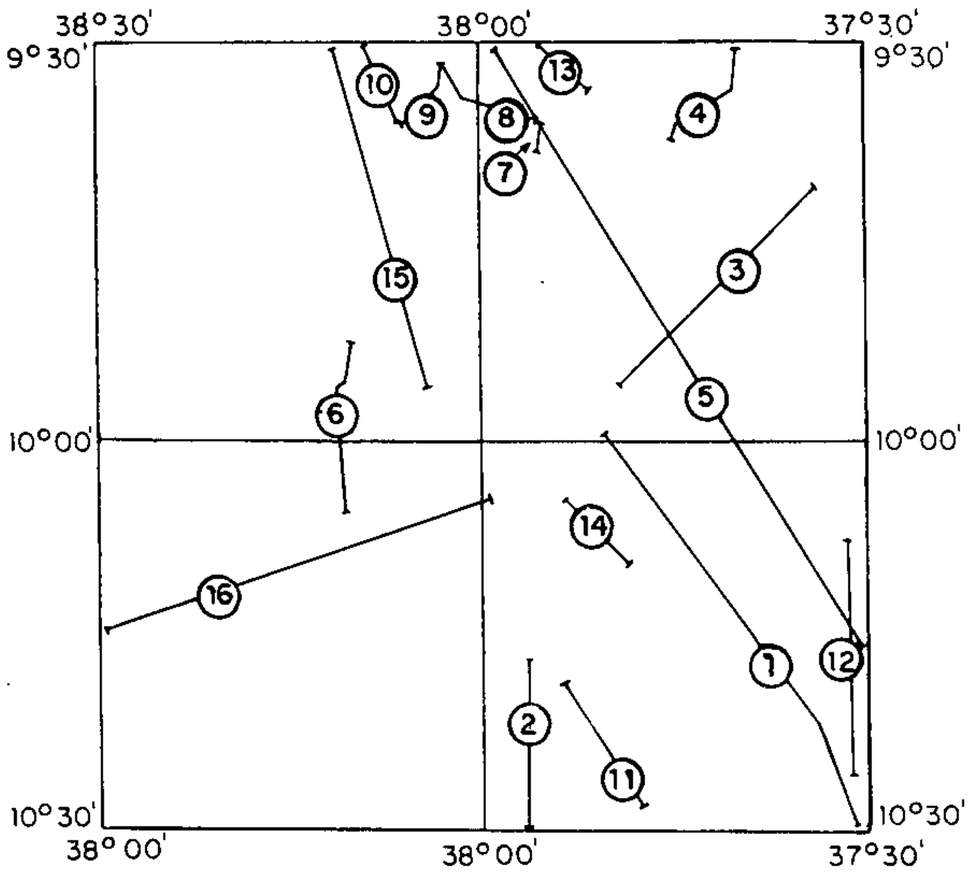
A tabela II.4.3 contém os registros de campo.

3) Perfil 6 - Magnetometria e Cintilometria

Perfil quase norte-sul, com 25km de comprimento. Tem início na Folha Santa Brígida, no povoado Marancó, com



LOCALIZAÇÃO DOS PERFIS GEOFÍSICOS



PERFIL GEOFÍSICO

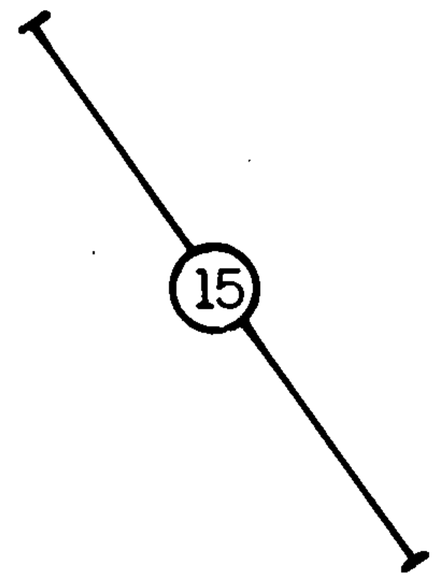


Fig. II.4.1 – Localização dos perfis geofísicos

Tabela II.4.1 – Dados Utilizados no Modelamento do Perfil 15 – Folha Santa Brígida
Aeromagnetometria

Código Estação (km)	Folha 1:100.000	Estado	Valor do Campo Magnético*	Observações
*0.0	S. Brígida	BA	- 87.00	*0.0 km
1.0	"	"	- 75.00	Lat. 09°30'05"
2.0	"	"	- 65.00	Long. 38°11'48"
3.0	"	"	- 50.00	
4.0	"	"	- 75.00	
5.0	"	"	- 100.00	
6.0	"	"	- 55.00	
7.0	"	"	- 75.00	
8.0	"	"	- 200.00	
9.0	"	"	- 200.00	
10.0	"	"	- 50.00	
11.0	"	"	- 40.00	
12.0	"	"	- 47.00	
13.0	"	"	- 50.00	
14.0	"	"	- 50.00	
15.0	"	"	- 50.00	
16.0	"	"	- 45.00	
17.0	"	"	- 45.00	
18.0	"	"	- 45.00	
19.0	"	"	- 45.00	
20.0	"	"	- 45.00	
21.0	"	"	- 50.00	
22.0	"	"	- 50.00	
23.0	"	"	- 35.00	
24.0	"	"	- 35.0	
25.0	"	"	- 25.0	
26.0	"	"	- 15.00	
27.0	"	"	- 15.00	
28.0	"	"	- 25.00	
29.0	"	"	- 125.00	
30.0	"	"	- 200.00	
31.0	"	"	- 245.00	
32.0	"	"	- 225.00	
33.0	"	"	- 180.00	
34.0	"	"	- 200.00	
35.0	"	"	- 200.00	
36.0	"	"	- 175.00	
37.0	"	"	- 150.00	
38.0	"	"	- 100.00	
39.0	"	"	- 50.00	
40.0	"	"	- 45.00	
41.0	"	"	- 45.00	
42.0	"	"	- 45.00	
43.0	"	"	- 25.00	
44.0	"	"	- 25.00	
45.0	"	"	- 25.00	
46.0	"	"	- 25.00	
47.0	"	"	- 25.00	
48.0	"	"	- 30.0	50.0 km
49.0	"	"	- 30.00	Lat. 09G 56M 00S
50.0	"	"	- 40.00	Long. 38G 04M 10S

* Valores subtraídos do datum magnético: 25.586.

a estação GC-97, seguindo para sul, até a estação GC-112, onde passa para a Folha Jeremoabo, continuando na mesma estrada, até a estação GC-122 (figs.II.4.1 e II.4.14).

A idéia desse perfil foi estudar a relação de contato do Complexo Marancó nas duas folhas e auxiliar o entendimento da natureza das rochas mais profundas.

Os dados do perfil estão indicados na tabela II.4.4.

4) Perfil 8 - Magnetometria e Cintilometria

Foi executado com medidas de campo feitas com espaçamento médio de 500m, uma vez que o campo magnético apresenta fortes variações. O perfil começa no entroncamento da estrada para a fazenda Xingó com a estrada para Curituba, na estação GC-147, na Folha Santa Brigida, e segue para sudeste na própria estrada para Curituba até a estação GC-168, na fazenda Poço de Quixabeira, já na Folha Piranhas (figs.II.4.1 e II.4.11). A tabela II.4.5 contém todos os dados relativos a esse perfil.

4.3 INTERPRETAÇÃO DOS DADOS

Na interpretação de dados magnetométricos de uma área deve-se ter em mente algumas formas típicas de anomalias causadas por modelos de corpos geológicos simplificados. Para um melhor entendimento da questão, é mister abordar alguns conceitos básicos do método.

O campo magnético da Terra, também chamado de campo geomagnético, provoca um campo secundário induzido antiparalelo em rochas que contêm minerais ferromagnéticos. A intensidade desse campo induzido é proporcional à intensidade do campo geomagnético, sendo a constante de proporcionalidade definida como a susceptibilidade magnética da rocha, conforme abaixo:

T'' = kT, onde

T'' = campo induzido,

T = campo geomagnético,

k = susceptibilidade magnética.

Ao longo da evolução geológica da Terra, o campo geomagnético variou não só em direção como também em intensidade, com a posição do norte magnético mudando significativamente, havendo indícios até de que houve uma inversão de polaridade.

Algumas rochas também possuem, além da magnetização induzida, uma magnetização permanente ou remanente, adquirida no último processo de esfriamento da rocha ao ultrapassar o denominado "Ponto Curie", que é a temperatura acima da qual não existe magnetização. A magnetização remanente é adquirida com a mesma direção do campo geomagnético existente na época do esfriamento da rocha, a qual pode ter sido totalmente diferente da do campo atual. Além disso, a magnetização remanente pode ser várias vezes mais forte do que a magnetização induzida atual, influenciando proporcionalmente a magnetização resultante da soma vetorial das duas.

Na interpretação, entretanto, normalmente se considera a existência apenas da magnetização induzida, a não ser que exista uma clara evidência em contrário.

As magnetizações das rochas provocam anomalias no campo geomagnético que são registradas em um levantamento magnetométrico. A forma de uma anomalia registrada ao longo de um perfil é função das variáveis a seguir indicadas:

a) inclinação magnética da área;

b) direção e sentido do perfil em relação ao norte magnético;

c) formato, profundidade e mergulho do corpo;

d) orientação do corpo com relação ao norte magnético;

e) magnetização do corpo;

f) magnetização remanente, se houver.

A combinação desses parâmetros com diferentes valores entre si produz uma infinita variedade de formas de anomalias.

A região do presente trabalho está localizada numa latitude magnética baixa, com inclinação magnética média de -14°, declinação magnética de 21°30'W, e intensidade mag-

Tabela II.4.2 – Dados Utilizados no Modelamento do Perfil 8 – Folha Santa Brígida
Magnetometria e Cintilometria

Código Estação	Folha 1:100.000	Estado	Valor do Campo Magnético* Total (nT)	Valor da Medida Cintilométrica (cps)	Observação
GC-138	S. Brígida	BA	491,0	65	GC-138
138,5	”	”	493,0	50	Latitude:
139	”	”	464,0	42	09G 36M 05S
139,5	”	”	452,0	75	Longitude:
140	”	”	524,0	55	38G 05M 15S
140,5	”	”	464,0	50	
141	”	”	378,0	60	
141,5	”	”	476,0	75	
GC-142	”	”	557,0	55	
142,5	”	”	536,0	65	
143	”	”	475,0	55	
143,5	”	”	509,0	50	
144	”	”	464,0	70	GC-146
144,5	”	”	478,0	45	Latitude:
145	”	”	529,0	45	09G 32M 00S
145,5	”	”	608,0	55	
146	”	”	501,0	50	

* Adicionar 25.000 aos valores do campo magnético total.

Tabela II.4.3 – Dados Utilizados no Modelamento do Perfil 10 – Folha Santa Brígida
Magnetometria e Cintilometria

Código Estação	Folha 1:100.000	Estado	Valor do Campo Magnético* Total (nT)	Valor da Medida Cintilométrica (cps)	Observação
GC-123	S. Brígida	BA	603,0	20	GC-123
123,5	”	”	568,0	30	Latitude:
124	”	”	514,0	62	09G 36M 05S
124,5	”	”	495,0	65	Longitude:
125	”	”	458,0	60	38G 05M 15S
125,5	”	”	424,0	60	
126	”	”	432,0	55	
126,5	”	”	445,0	40	
127	”	”	422,0	40	
127,5	”	”	483,0	48	
128	”	”	508,0	48	
128,5	”	”	480,0	45	
129	”	”	488,0	58	
129,5	”	”	517,0	40	
GC-130	”	”	320,0	65	
130,5	”	”	506,0	50	
131	”	”	481,0	45	
131,5	”	”	482,0	42	
132	”	”	457,0	45	
132,5	”	”	445,0	45	
133	”	”	458,0	35	
133,5	”	”	433,0	35	
134	”	”	475,0	40	
134,5	”	”	468,0	35	
135	”	”	508,0	38	GC-137
135,5	”	”	512,0	40	Latitude:
136	”	”	532,0	40	09G 30M 05S
136,5	”	”	520,0	40	Longitude:
137	”	”	435m0	40	38G 09M 12S

*Adicionar 25.000 aos valores do campo magnético total.

Tabela II.4.4 – Dados Utilizados no Modelamento do Perfil 6 – Folhas Santa Brígida e Jeremoabo
Magnetometria e Cintilometria

Código Estação	Folha 1:100.000	Estado	Valor do Campo Magnético* Total (nT)	Valor da Medida Cintilométrica (cps)	Observação
GC- 97	S. Brígida	BA	457,0	25	GC-97
95,5	"	"	117,0	25	Latitude:
98	"	"	167,0	25	09G 52M 02S
98,5	"	"	380,0	32	Longitude:
99	"	"	387,0	25	38G 09M 38S
99,5	"	"	404,0	35	
GC-100	"	"	406,0	30	
100,5	"	"	415,0	45	
101	"	"	422,0	35	
101,5	"	"	371,0	48	
102	"	"	458,0	50	
102,5	"	"	450,0	40	
103	"	"	452,0	35	
103,5	"	"	452,0	45	
104	"	"	456,0	40	
104,5	"	"	454,0	24	
GC-105	"	"	456,0	30	
105,5	"	"	459,0	35	
106	"	"	462,0	43	
106,5	"	"	463,0	35	
107	"	"	472,0	35	
107,5	"	"	482,0	32	
108	"	"	489,0	40	
108,5	"	"	441,0	55	
109	"	"	380,0	35	
109,5	"	"	320,0	42	
GC-110	"	"	334,0	40	
110,5	"	"	342,0	45	
111	"	"	377,0	20	
111,5	"	"	450,0	30	
112	"	"	413,0	43	
112,5	"	"	426,0	50	
113	Jeremoabo	"	393,0	35	
113,5	"	"	429,0	25	
GC-114	"	"	425,0	30	
114,5	"	"	420,0	45	
115	"	"	421,0	35	
115,5	"	"	421,0	35	
116	"	"	420,0	40	
116,5	"	"	424,0	42	
117	"	"	420,0	35	
117,5	"	"	426,0	30	
GC-118	"	"	421,0	35	
118,5	"	"	413,0	35	
119	"	"	400,0	30	
119,5	"	"	387,0	30	
120	"	"	396,0	40	GC-122
120,5	"	"	399,0	40	Latitude:
121	"	"	402,0	35	10G 05M 05S
121,5	"	"	408,0	30	Longitude:
122	"	"	402,0	40	38G 10M 45S

* Adicionar 25.000 aos valores de campo magnético total.

Tabela II.4.5 – Dados Utilizados no Modelamento do Perfil 8 – Folhas Piranhas e Santa Brígida
Magnetometria e Cintilometria

Código Estação	Folha 1:100.000	Estado	Valor do Campo Magnético* Total (nT)	Valor da Medida Cintilométrica (cps)	Observações
GC-147	S. Brígida	BA	538,0	70	GC-147
147,5	”	”	489,0	40	Latitude:
148	”	”	489,0	40	09G 31M 22S
148,5	”	”	441,0	35	Longitude:
149	”	”	523,0	30	38G 03M 05S
149,5	”	”	458,0	40	
GC-150	”	”	505,0	30	
150,5	”	”	476,0	50	
151	”	”	477,0	50	
151,5	”	”	494,0	47	
152	”	”	501,0	45	
152,5	”	”	479,0	40	
153	”	”	424,0	50	
153,5	”	”	454,0	75	
154	”	”	474,0	50	
154,5	”	”	428,0	45	
GC-155	”	”	484,0	40	
155,5					
156	”	”	395,0	50	
156,5	”	”	471,0	55	
157	”	”	478,0	65	
157,5	”	”	492,0	65	
158	”	”	563,0	60	
158,5	”	”	392,0	50	
159	Piranhas	AL	416,0	45	
159,5	”	”	474,0	50	
GC-160	”	”	497,0	50	
160,5	”	”	419,0	55	
161	”	”	502,0	55	
161,5	”	”	498,0	50	
162	”	”	446,0	50	
162,5	”	”	475,0	55	
163	”	”	549,0	58	
163,5	”	”	505,0	60	
164	”	”	556,0	50	
164,5	”	”	576,0	70	
165	”	”	458,0	45	
165,5	”	”	510,0	50	
166	”	”	414,0	60	GC-168
166,5	”	”	337,0	65	Latitude:
167	”	”	401,0	65	09G 36M 00S
167,5	”	”	475,0	75	Longitude:
168	”	”	455,0	50	37G 55M 25S

*Adicionar 25.000 aos valores do campo magnético total.

nética média do campo em torno de 25.604nT.

Com o intuito de auxiliar na interpretação dos dados, definiu-se, a partir dos parâmetros magnéticos da área, alguns modelos simplificados de feições geológicas e determinou-se, através de "software" de modelamento, a forma teórica das anomalias resultantes provocadas por esses modelos (fig.II.4.2.).

A gamaespectrometria, por seu lado, é utilizada atualmente como uma ferramenta geofísica para vários propósitos na exploração mineral. Como tema auxiliar em mapeamento geológico, é usada no Brasil desde 1976, através de trabalhos executados para o DNPM.

A gamaespectrometria registra radioatividades emitidas pelos radioelementos tório, urânio e potássio presentes na superfície da crosta terrestre, sendo que para detectar a concentração do urânio, medimos a radiação gama emitida pelo elemento-filho bismuto 214, do tório, a radiação gama emitida pelo tálio 208, enquanto que para o potássio é medida a radiação gama emitida pelo isótopo potássio 40, o único radioativo. O potássio 40 representa cerca de 0,012 % do total de potássio das rochas e solos, porcentagem esta que normalmente permanece constante nos processos de intemperismo e metamorfismo, sendo um excelente indicador de variação dos teores do elemento nas rochas.

Na interpretação dos dados radiométricos optou-se pela utilização do *mapa do canal de contagem total* para correlação com a geologia, porque esse canal representa o espectro total das radioatividades equivalentes aos três radioelementos urânio, tório, potássio e, conseqüentemente, uma precisão estatística maior que aquela obtida a partir de um dos canais isoladamente, permitindo assim confeccionar mapas com melhor subdivisão que aqueles obtidos a partir de um simples elemento.

Complementando as informações radiométricas do canal de contagem total, utilizam-se os mapas radiométricos de cada elemento separadamente e os mapas de razões U/Th, U/K, Th/K. Os mapas de razões são mais usados para diagnosticar variações litológicas, alterações em rochas e ambientes deposicionais, do que para determinar a concentração relativa dos elementos considerados, devido a fatores como cobertura de solo, vegetação etc.

Resultados de investigações geológicas e litogeoquímicas têm mostrado a habilidade da gamaespectrometria aérea em separar granitos ou facies petrográficas de grandes plútons graníticos que exibem a característica de uma diferenciação progressiva magmática tardia ou alteração de pós-cristalização.

A característica comum das rochas graníticas é exatamente não apresentar elevada razão U/Th. Quando isto ocorre, significa uma inversão da relação urânio e tório, ocorrendo um enriquecimento de urânio ou empobrecimento de tório. Isto na realidade é uma conseqüência dos efeitos cumulativos durante a diferenciação magmática ou durante a alteração pós-cristalização.

Investigações litogeoquímicas mostraram que, associado ao aumento da razão U/Th e à albitização, ocorre um enriquecimento daqueles elementos típicos de mineralização em rochas graníticas.

A análise do *mapa de contagem total* permitiu determinar os níveis de radioatividade média predominante nas principais rochas da área do trabalho, a partir das unidades radiométricas interpretadas. Esses valores estão indicados na tabela II.4.6, em unidades de choques por segundo (cps).

4.3.1 INTERPRETAÇÃO QUALITATIVA

4.3.1.1 Aeromagnetometria

O mapa aeromagnético da Folha Santa Brígida apresenta características geofísicas que permitiram individualizar unidades magnéticas distintas (fig.II.4.3). Esse mapa foi interpretado em conjunto com aqueles das folhas Piranhas, Jeremoabo e Carira, razão pela qual as letras que identificam as unidades magnéticas da Folha Santa Brígida, a seguir descritas, não seguem o seqüencialmente normal do alfabeto.

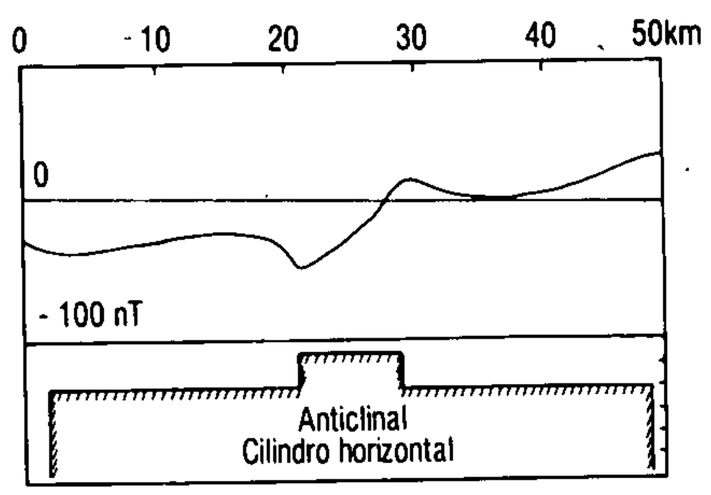
Unidade A - Caracteriza-se por um relevo magnético alto, de comprimento de onde de pequena extensão e a amplitude superior a 200nT. As assinaturas geofísicas dessa unidade são típicas de rochas mineralizadas a magnetita em forma de diques, com comprimentos de onda característicos de corpos estreitos aflorantes ou subaflorantes, podendo estar representando enxames de diques preenchendo fraturas. Ocorre em áreas restritas nas partes norte e sudeste da folha (fig.II.4.3).

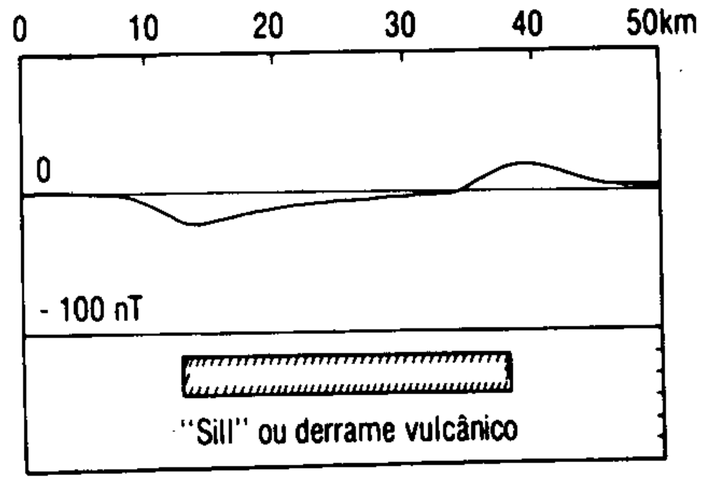
Unidade B - Caracteriza-se por um relevo magnético alto onde se destacam anomalias alongadas na direção geral SW-NE, atingindo 350nT de amplitude. Essa unidade ocupa uma faixa alongada, situada na parte centro-leste da área, que se estende da serra Juazeiro para além do limite leste da folha, balizando rochas sieníticas tipo Serra do Catu (figs.II.4.3 e II.4.4). As anomalias dentro dessa faixa mostram concentrações diferenciadas de minerais ferromagnéticos (leia-se magnetita), podendo se tratar de enclaves de rochas mais básicas.

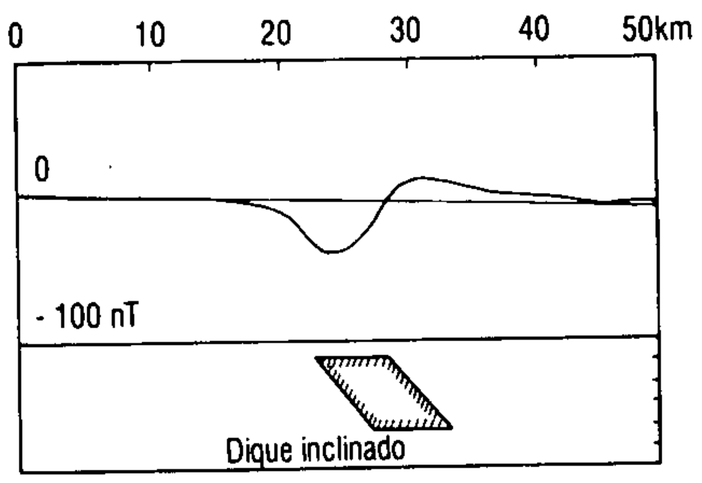
Tabela II.4.6 – Níveis de Radioatividade Média das Rochas (Contagem Total)

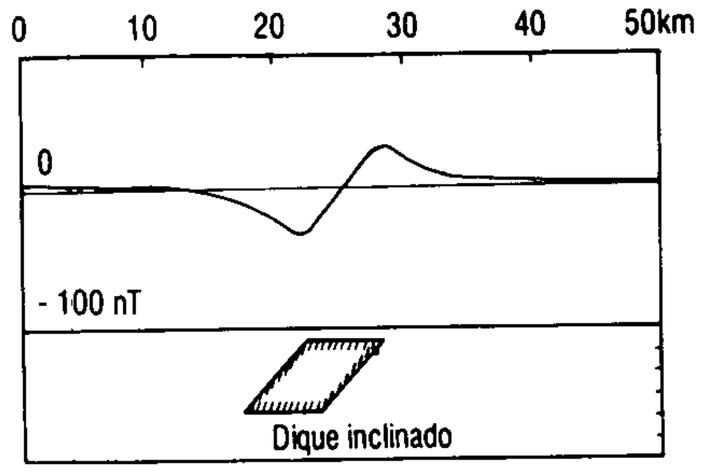
Tipo de Rocha	Radioatividade Média (cps)
Migmatitos	350
Migmatitos e granitos	300
Sienitos tipo Serra do Catu	750
Augengranitóides tipo Serra Negra	550
Granitóides tipos Coronel João Sá e Sítios Novos	
Fazenda Novo Gosto	450
Coronel João Sá	250
Riacho Santana	270
Fazenda Esperança	300
Granodioritos tipo Sítios Novos	400
Micaxistos (Grupo Macururé)	150
Filitos (Grupo Macururé)	200
Basitos (Suíte Intrusiva Canindé)	150
Arenitos e conglomerados (Formação Tacaratu)	200
Arenitos (Formação São Sebastião)	250
Grauvacas (Formação Juá)	200
Rochas não-diferenciadas	
Unidade Garrote (Complexo Canindé)	500
Formação Frei Paulo/Ribeirópolis	300
Formação Capitão/Palestina	250
Sedimentares (Bacia de Tucano)	150

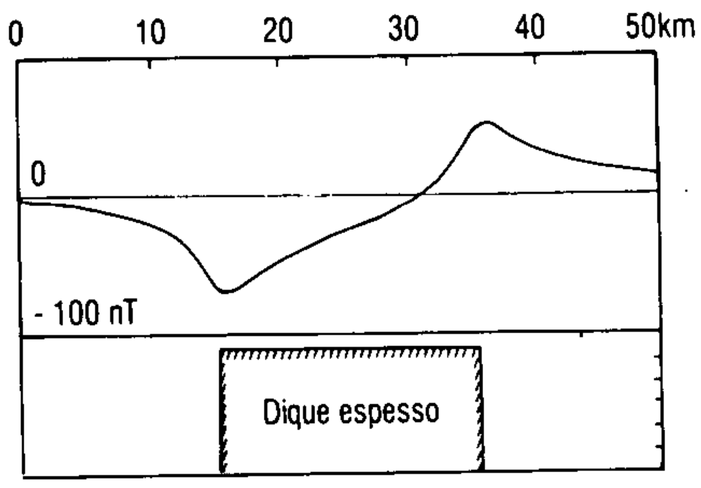
Anomalias de corpos geológicos em campo magnético da área da Folha Piranhas

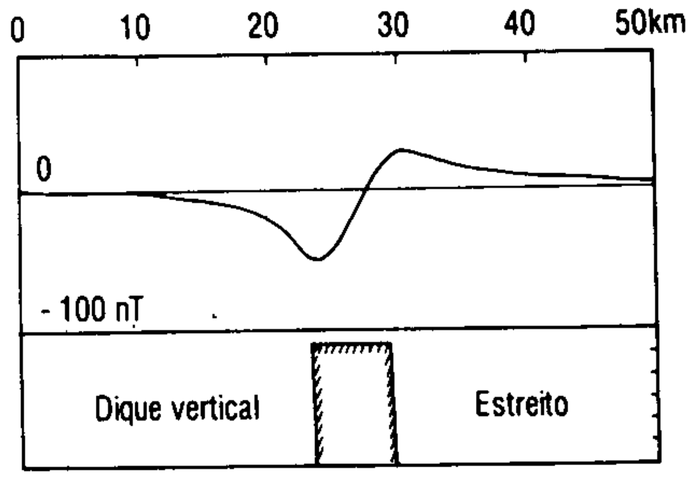


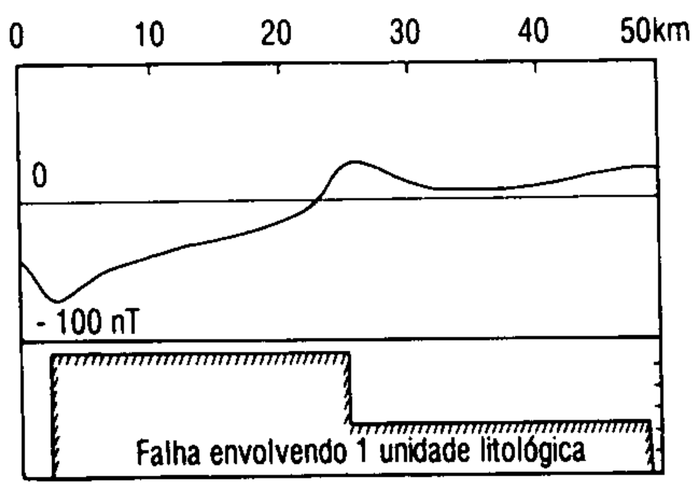


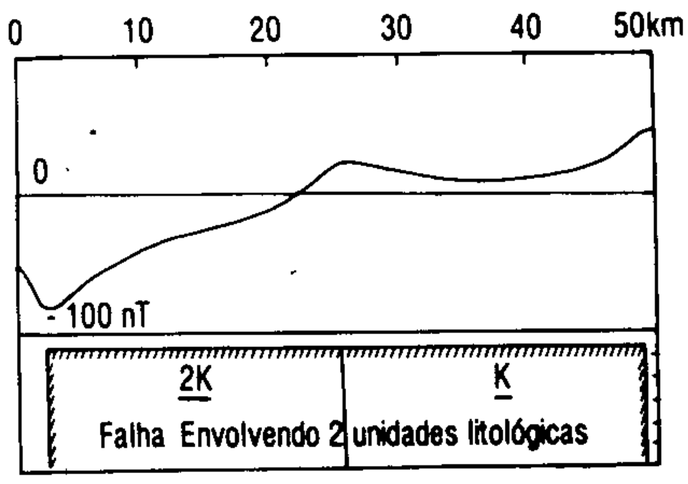


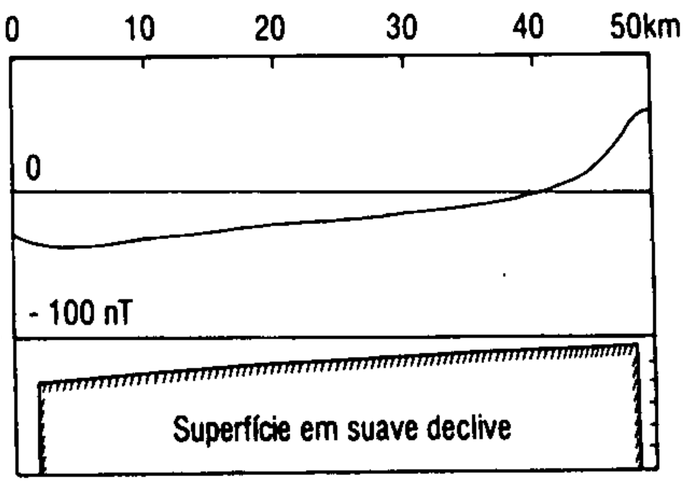




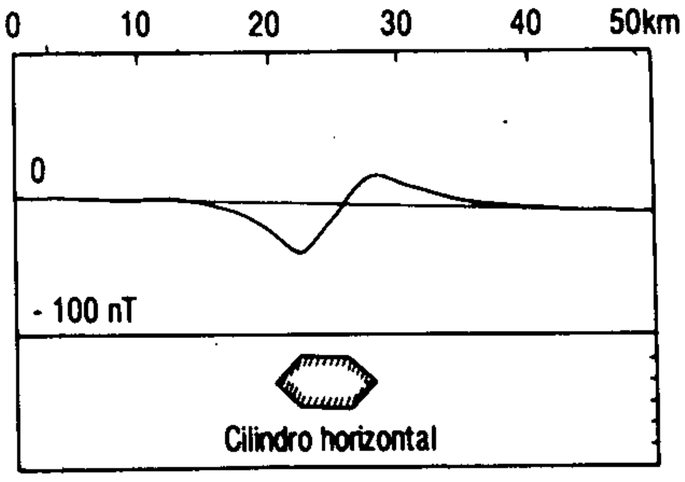








Inclinação magnética – 13,5º
Declinação magnética – 21,5º



Intensidade de campo total – 25604m
Azimute do perfil – 45º

Fig. II.4.2 – Parâmetro dos perfis

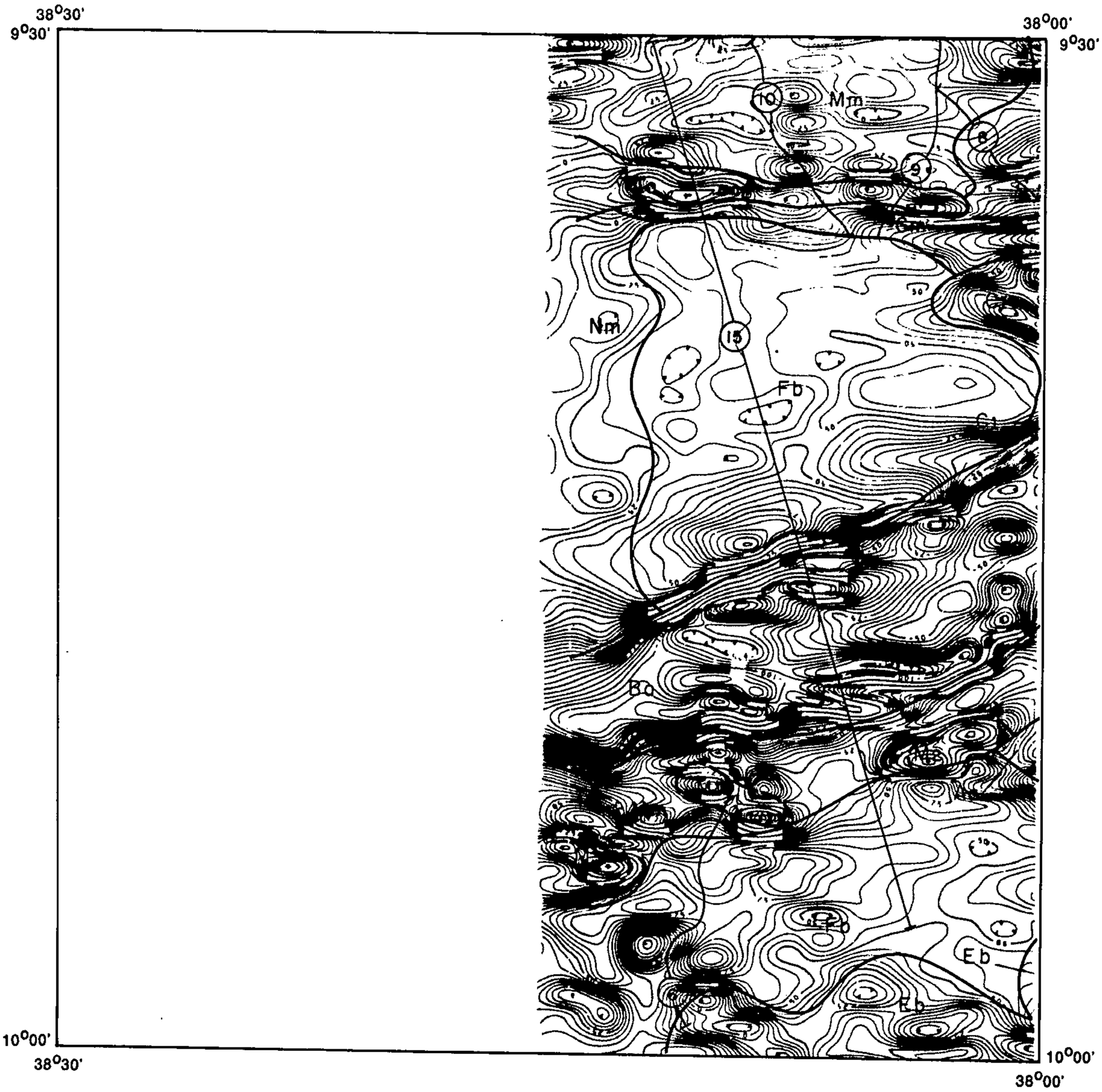


Fig. II.4.3 – Interpretação do Mapa da Intensidade Total do Campo Magnético

Unidade C - Apresenta características magnéticas semelhantes à Unidade B, diferenciando-se desta pela orientação das anomalias magnéticas que obedece à direção WNW-ESE. Ocorre em uma pequena área no quadrante nordeste, onde afloram rochas anfibolíticas das unidades Novo Gosto e Mulungu do Complexo Canindé (fig.II.4.3).

Unidade E - Apresenta um relevo magnético baixo, onde não se destacam grandes anomalias individualizadas. Possui textura plana com anomalias de eixo de direção E-W. Está restrita ao extremo-sul da folha, onde predominam metarritmitos e metavulcânicas ácidas a intermediárias do Complexo Marancó, e ainda conglomerados e arenitos paleozóicos da Formação Taracatu (fig.II.4.3).

Unidade F - Também apresenta um relevo magnético baixo, porém mais suave que a Unidade E, e caracteriza-se por mostrar as curvas de isovalores com distribuição mais concêntrica. Essa unidade localiza-se na parte sudeste da folha, em uma faixa E-W onde afloram sedimentos das formações Taracatu e Santa Brígida, granitóides tipo Serra Negra e Sítios Novos e metassedimentos e metavulcânicas da Unidade Minuim (Complexo Marancó) (fig.II.4.3).

Unidade G - Ocorre no extremo-nordeste da Folha Santa Brígida. É caracterizada por um relevo magnético médio, apresentando anomalias de até 150nT orientadas, a maioria, segundo a direção geral E-W. Essa assinatura magnética coincide com áreas de ocorrência de metabasitos da Unidade Novo Gosto (Complexo Canindé), granitóides do tipo Xingó e arenitos da Formação Taracatu (fig.II.4.3).

Unidade M - Corresponde a duas áreas no norte e centro-sul da folha (fig.II.4.3). Apresenta um relevo mag-

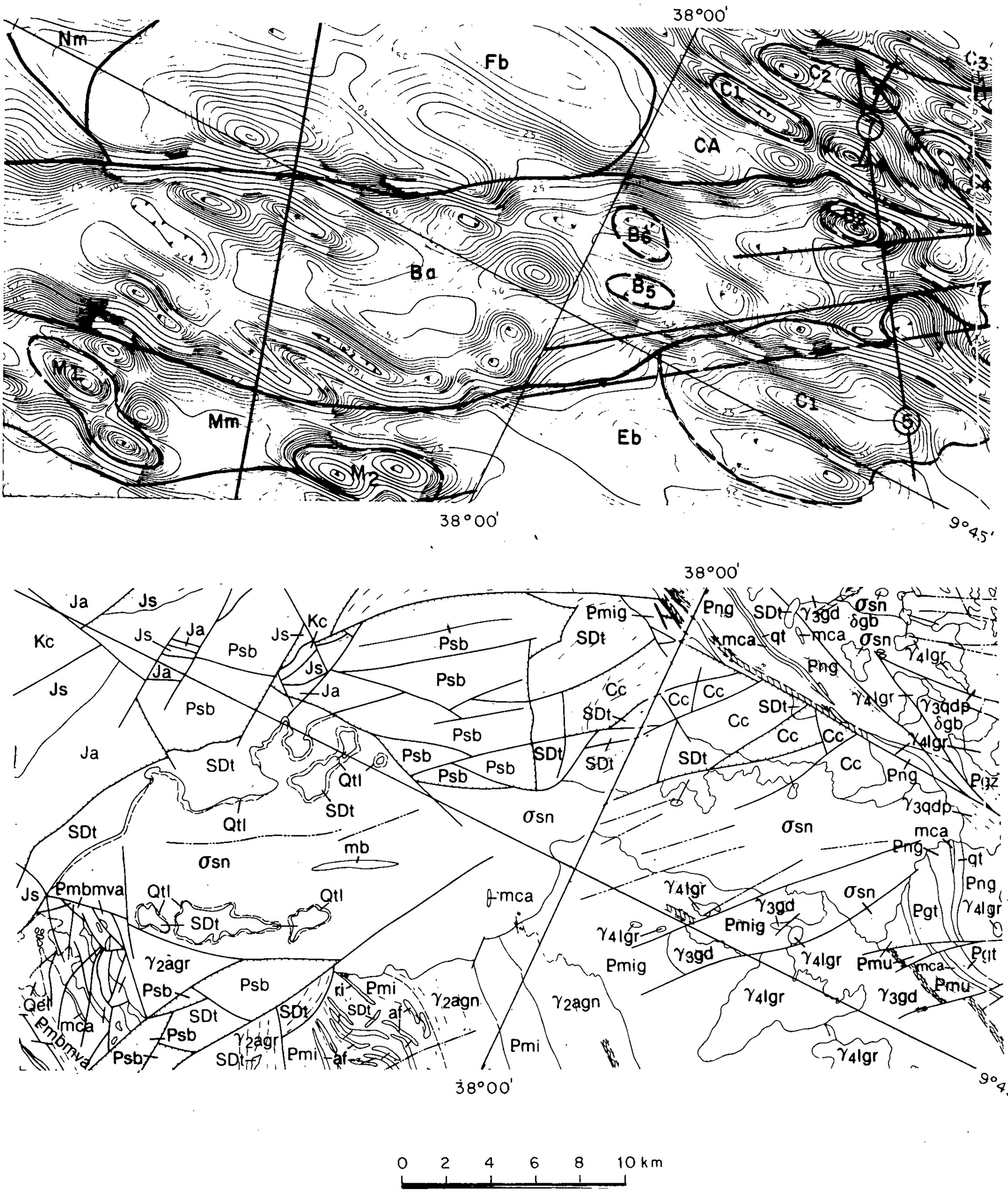


Fig. II.4.4 – Correlação da Unidade Magnética B com os Sienitos que ocorrem desde Canindé do São Francisco até a Serra de Juazeiro. Folhas Piranhas e Santa Brígida.

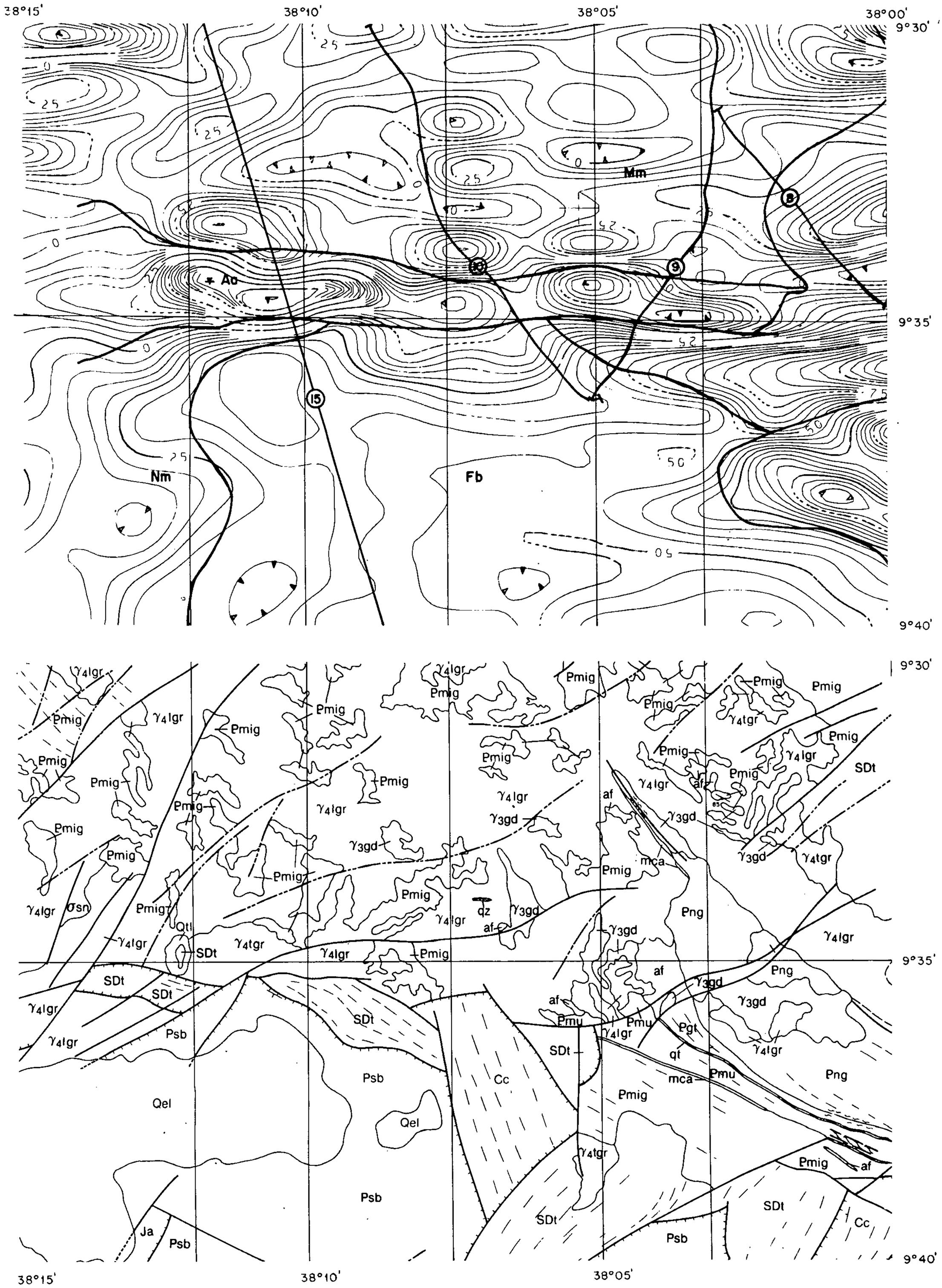


Fig. II.4.5-A – Correlação entre as Unidades Magnéticas M e N do Norte e oeste da Folha Santa Brígida com a geologia.

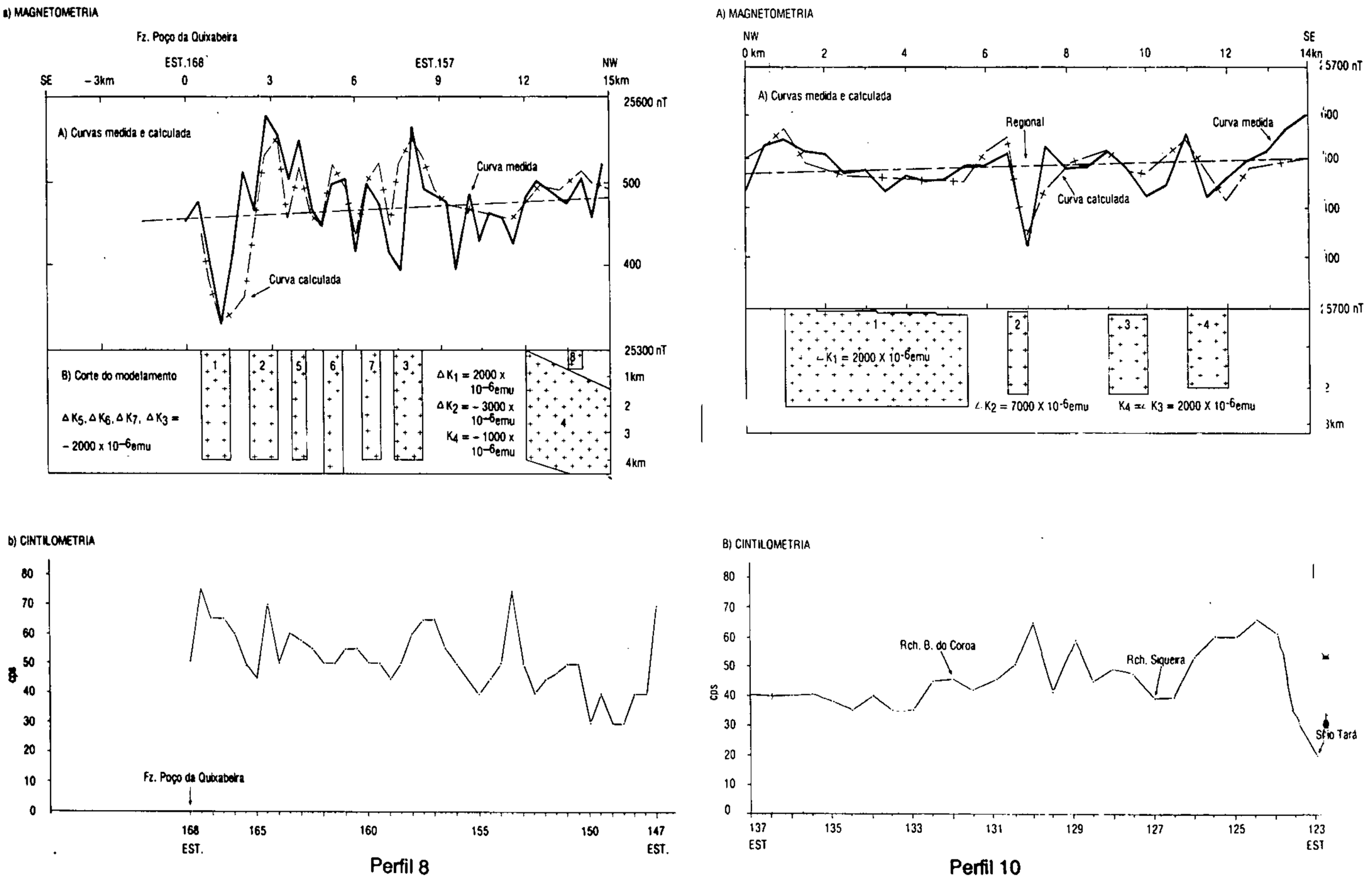


Fig. II.4.5-B – Perfis 8 e 10

nético suave com anomalias alongadas na direção E-W com amplitudes de 100nT. Localmente, atinge 200nT. Na área norte corresponde aos migmatitos e granitóides tipos Xingó e Sítios Novos (fig.II.4.5).

Unidade N - Caracteriza uma área limitada no centro da folha (fig.II.4.3), cuja característica principal é o forte gradiente das curvas de contorno, com direção geral N-S. Seguramente reflete variação no embasamento pré-cambriano, sob a Bacia de Tucano e "graben" de Santa Brígida (fig.II.4.5).

4.3.1.2 Radiometria

a) Contagem Total

A análise do mapa de contorno de contagem total da Folha Santa Brígida permitiu dividi-lo em quatro unidades radiométricas distintas, cujos limites correspondem de um modo geral aos contatos litológicos (fig.II.4.6):

R_1 = radioatividade menor que 200cps;
R_2 = radioatividade entre 200 e 500cps;
R_3 = radioatividade entre 400 e 700cps;
R_4 = radioatividade entre 500 e 1000cps;

Unidade R_1 - Essa unidade delimita litótipos com menor concentração de elementos radioativos. Na maior parte da área corresponde aos arenitos e folhelhos da Formação Santa Brígida e aos arenitos e conglomerados da Formação Taracatu. Está relacionada ainda aos filitos, metassiltitos e metarenitos da Unidade Monte Azul do Complexo Marancó, e a sedimentos mesozóicos das formações Aliança, Candeias e Marizal, da Bacia de Tucano Norte (fig.II.4.6).

Unidade R_2 - Predomina nas partes sudeste e nordeste da folha. A sudeste coincide com áreas de granitóides tipo Serra Negra e Sítios Novos, e a nordeste mostra boa superposição com a unidade magnética G, onde predominam granitóides tipos Xingó e Sítios Novos (fig.II.4.6).

Unidade R_3 - Individualiza uma área, na parte nordeste da folha, sobre sienitos tipo Serra do Catu, que são as rochas representantes típicas desta unidade radiométrica. Aparece ainda em diminuta área no extremo-nordeste, onde corresponde a migmatitos.

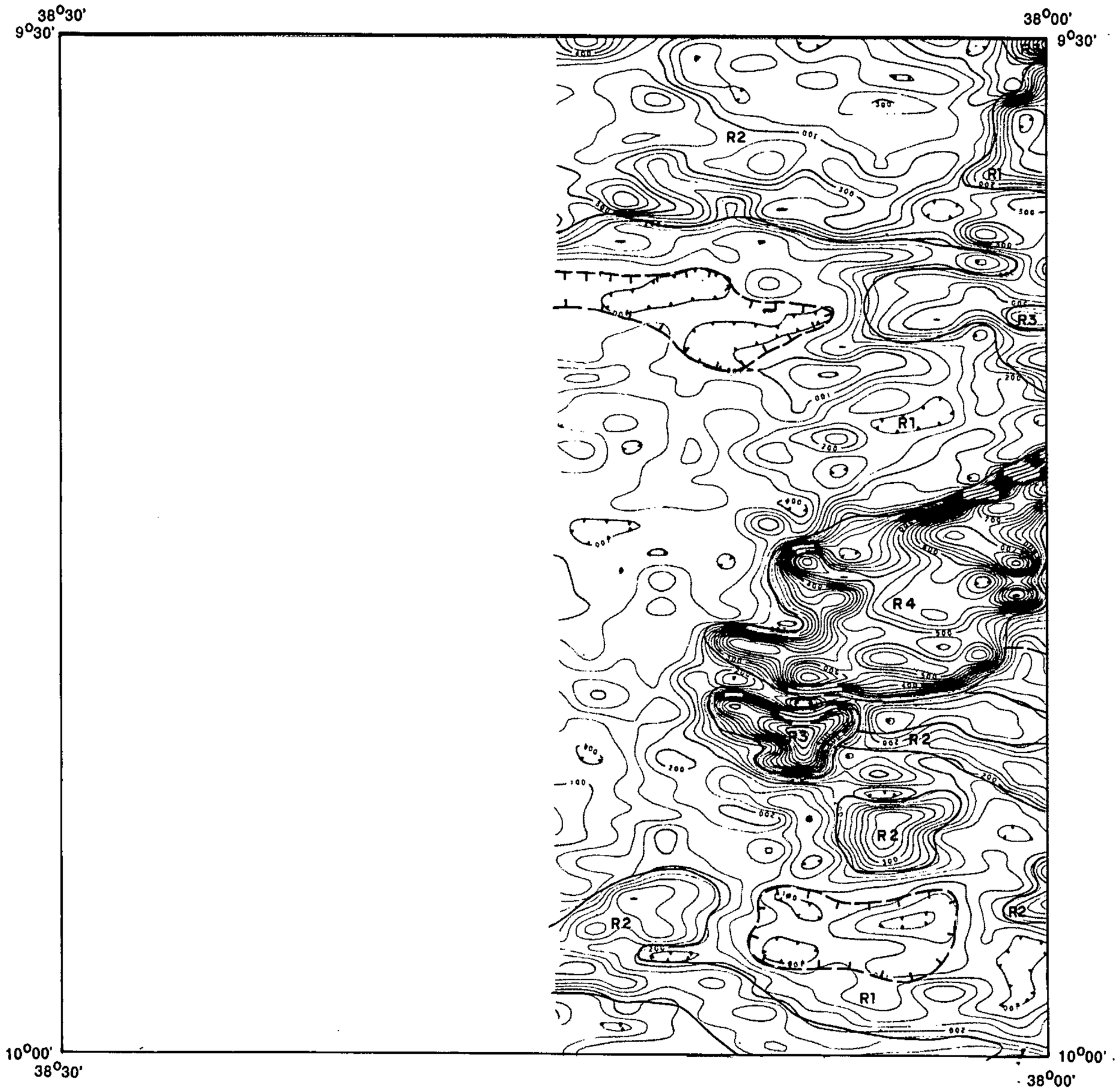
Unidade R_4 - A unidade R_4, que representa a maior radioatividade média da área, corresponde principalmente ao corpo sienítico tipo Serra do Catu que ocorre na parte centro-leste da folha, com prolongamento para a Folha Piranhas (fig.II.4.3).

Unidade R_5 - As rochas representantes típicas dessa unidade radiométrica são os sienitos tipo Serra do Catu que ocorrem na parte leste da Folha Santa Brígida (fig.II.4.7).

b) Canal de Potássio

O mapa de isorradas do canal de potássio foi dividido em cinco unidades radiométricas, em função do nível de radioatividade (fig.II.4.8):

R_1 = inferior a 25cps;
R_2 = entre 25 e 50cps;
R_3 = entre 50 e 75cps;
R_4 = entre 75 e 100cps;
R_5 = maior que 100cps.



UNIDADES RADIOMÉTRICAS

R_1 = < 200 cps

R_2 = 200-350 cps

R_3 = 400-550 cps

R_4 = 500-800 cps

Limite entre unidades radiométricas

Subunidade Radiométrica com Radioatividade maior que a média da Unidade

Subunidade Radiométrica com Radioatividade menor que a média da Unidade

As unidades radiométricas foram delimitadas considerando que elas correspondem a diferentes concentrações de potássio e representam somente uma análise qualitativa e comparativa da distribuição desse elemento, nas diferentes litologias da área investigada.

Unidade R_1 - Representa as rochas com menores concentrações de potássio, e corresponde na parte norte da folha a coberturas arenosas eluvionares, e a sul, a conglomerados e arenitos da Formação Taracatu.

Unidade R_2 - É a unidade mais extensa da área e está relacionada a litótipos do Complexo Maràncó e a rochas sedimentares da Bacia de Tucano, mostrando boa coincidência com a unidade R_1 da contagem total.

Unidade R_3 - Situa-se a norte e leste da área, corresponde a zonas de ocorrência de granitóides, migmatitos e sedimentos paleosozóicos. Mais a norte coincide com a Unidade G da magnetometria e R_2 da contagem total.

Unidade R_4 - Abrange três áreas, estando relacionada principalmente a migmatitos e a granitóides tipos Sítios Novos, Xingó e Serra do Catu (fig. II.4.9).

Unidade R_5 - Representa as rochas com maior concentração de potássio e sobrepõe-se, claramente, às rochas sieníticas tipo Serra do Catu e a alguns granitóides tipo Serra Negra (figs.II.4.8 e II.4.9); coincide com a unidade R_4 do canal de contagem total.

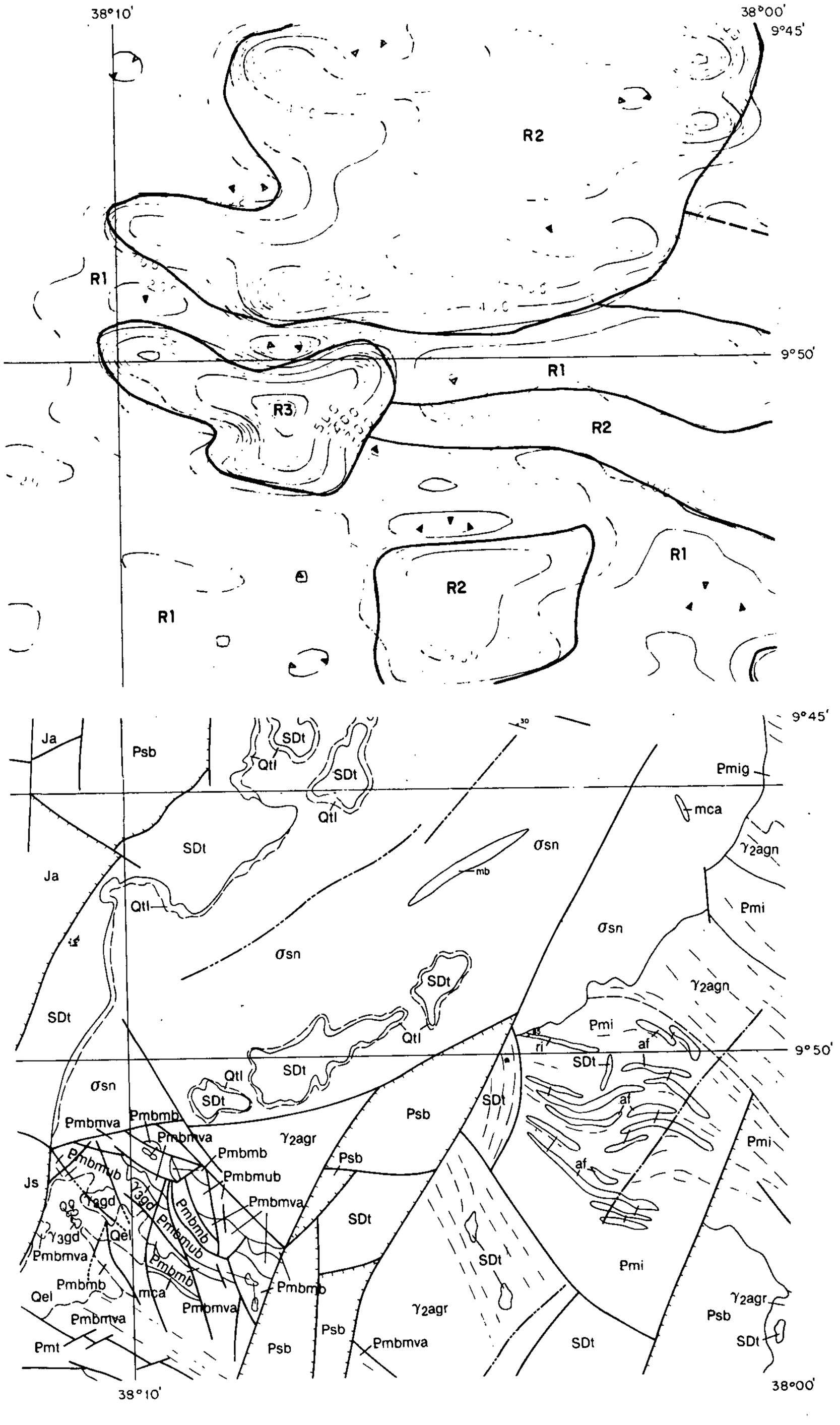
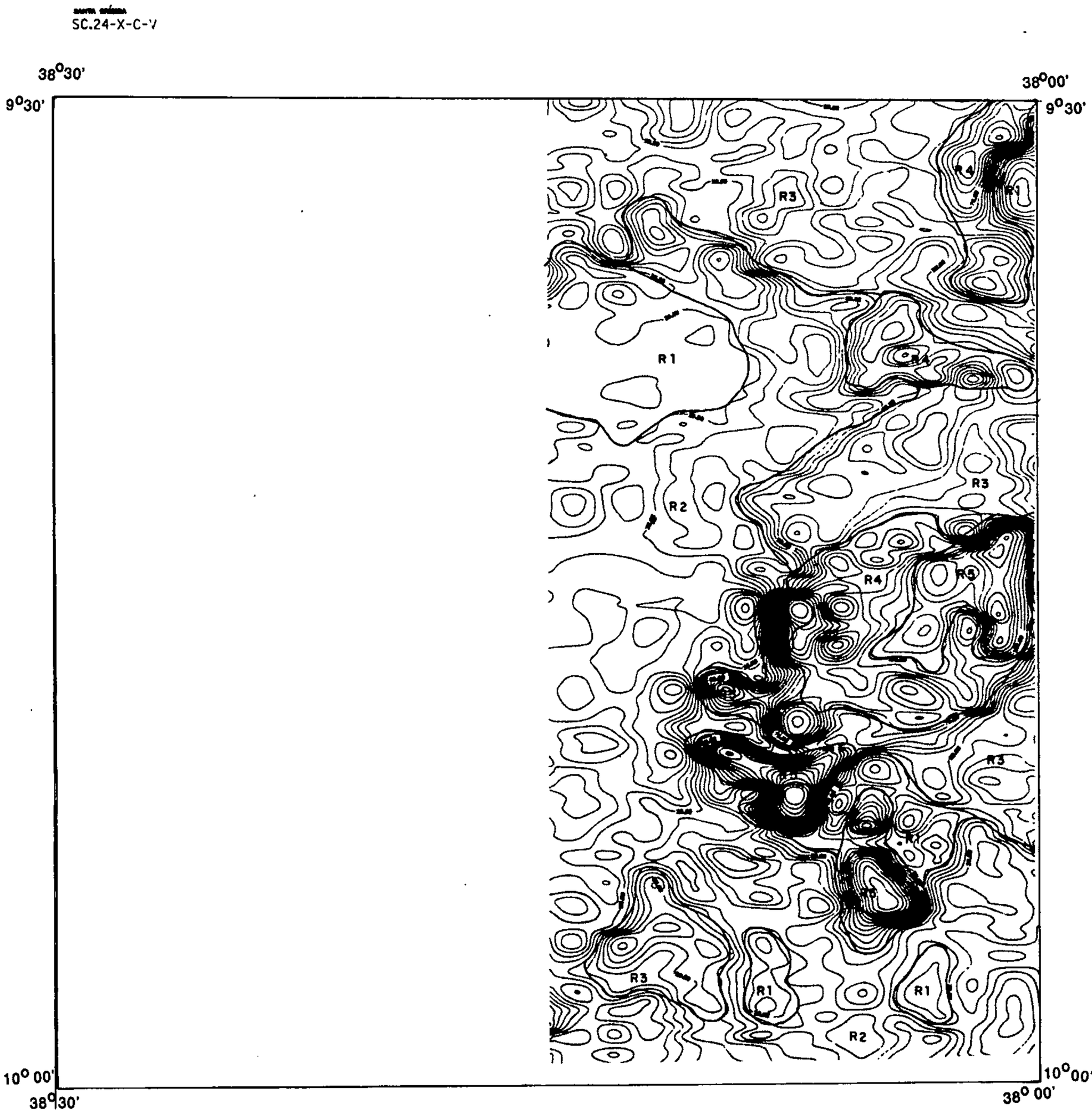


Fig. II.4.7 – Correlação da Unidade R3 do Mapa de Contagem Total com o Granitóide tipo Serra Negra.



UNIDADES RADIOMÉTRICAS

R_1 = <25 cps
R_2 = 25-50 cps
R_3 = 50-75 cps
R_4 = 75-100 cps
R_5 = > 100cps

Limite entre unidades radiométricas

Fig. II.4.8 – Mapa de Interpretação do Canal de Potássio.

4.3.2 INTERPRETAÇÃO QUANTITATIVA

4.3.2.1 Aerogeofísica

Os princípios que orientaram os trabalhos de interpretação quantitativa foram discutidos resumidadmente no subitem 4.2.1, com referência aos "softwares" utilizados na interpretação.

Foram feitas medições de susceptibilidade magnética, através de um "Kappameter", de cerca de 38 amostras de rochas da reigão abrangida pelas folhas Santa Brígida, Piranhas e Carira, as quais se encontram especificadas na tabela II.4.7. Os valores variaram bastante nas rochas amostradas, refletindo a complexidade dos terrenos e a variação das litologias na Faixa de Dobramentos Sergipana.

Na folha foi feito um perfil aerogeofísico, de número 15, que começa no âmbito dos granitóides tipo Xingó e migmatitos, a norte, atravessa os sedimentos paleozóicos do "Graben" de Santa Brígida e termina nos granitóides tipo Serra Negra, no extremo sudeste da folha (figs.II.4,1 e II.4.10). A idéia básica foi contribuir para o entendimento das espessuras dos sedimentos no "graben".

O modelamento permitiu inferir que o embasamento dos sedimentos paleozóicos do graben tem susceptibilidade magnética da ordem de 100 x 10^{-6}e.m.u., e mergulho suave para SE desde a posição 11km até a altura de 26km (fig.II.4.10). O modelamento foi bastante difícil, devido à presença de 3 corpos com alto magnetismo bordejando o referido graben, sendo 2 deles, situados a sudeste, correspondentes ao sienito tipo Serra do Catu. Por essa razão, julga-se mais prudente não se falar em valores absolutos de espessuras. Existem indicações de que a profundidade aumenta cerca de 60% na direção SE. Seriam necessários trabalhos adicionais terrestres de gravimetria e magnetometria para estimar com segurança as profundidades.

4.3.2.2 Geofísica Terrestre

Perfil 8 - Esse perfil começa na Folha Piranhas, a leste, adentra na parte nordeste da Folha Santa Brígida (fig.II.4.11), e se desenvolve predominantemente sobre rochas granitóides, sendo aquele que apresenta maior dificuldade para interpretação. No total foram modelados 8 corpos e se obteve um bom ajustamento entre as posições 0km e 9km, com exceção das posições 1,5km a 2km e 7km a 8km,

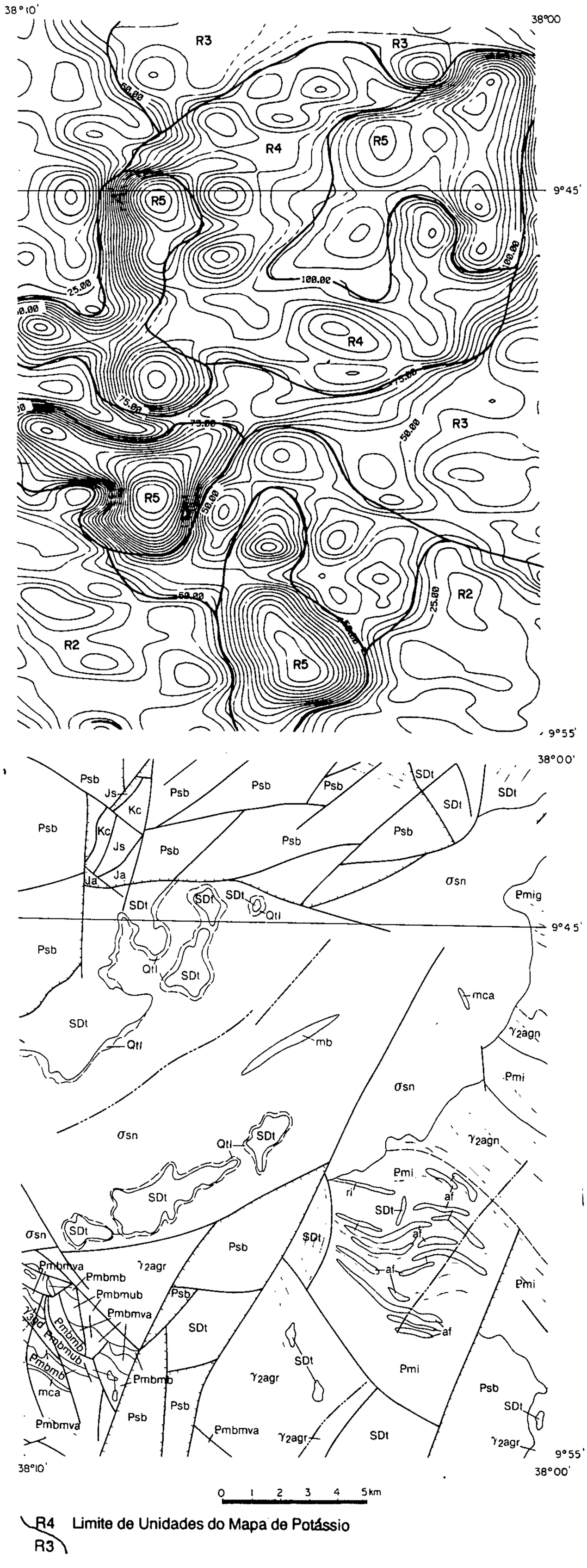


Fig. II.4.9 – Correlação das Unidades R4 e R6 do Mapa do Canal de Potássio com as regiões ricas neste elemento

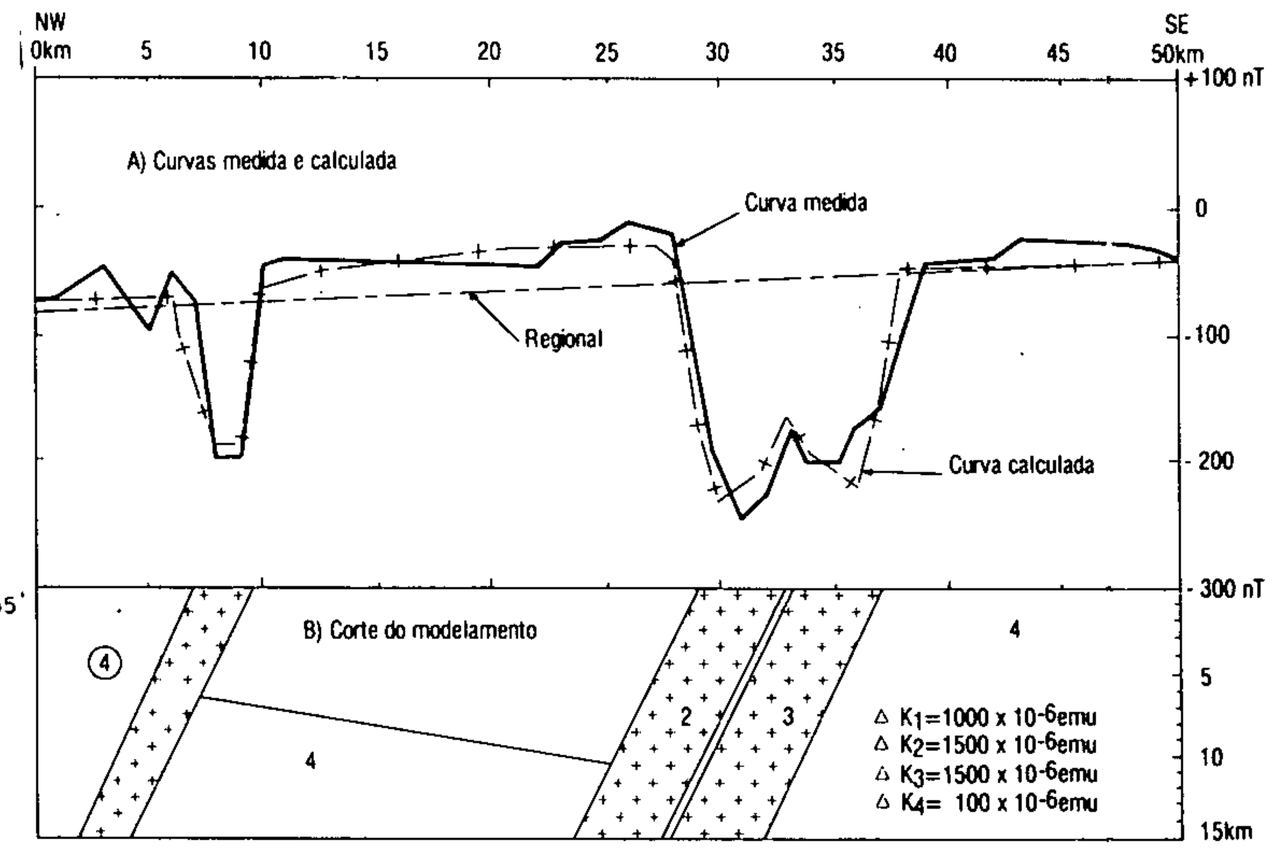


Fig. II.4.10 – Perfil 15

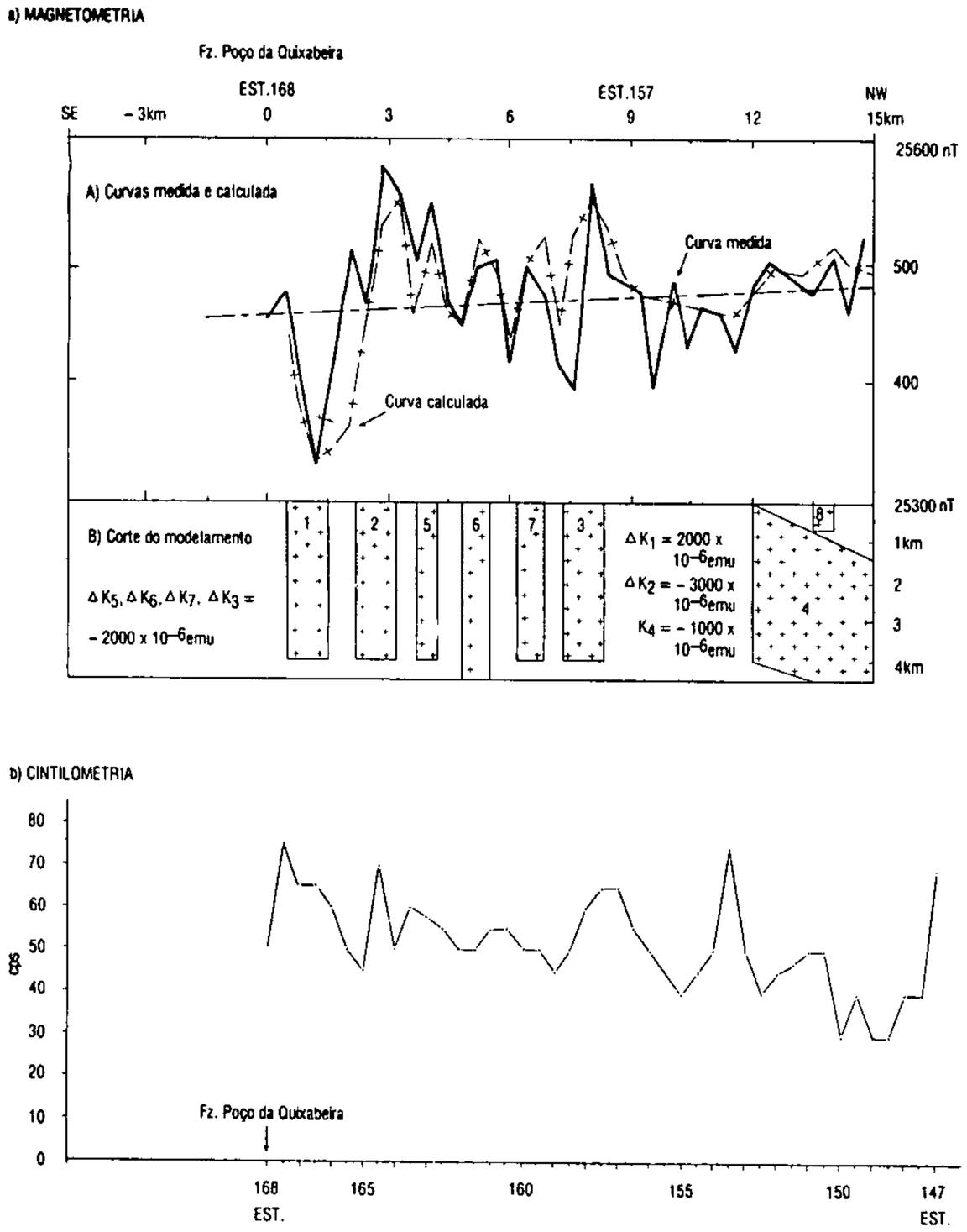


Fig. II.4.11 – Perfil 8

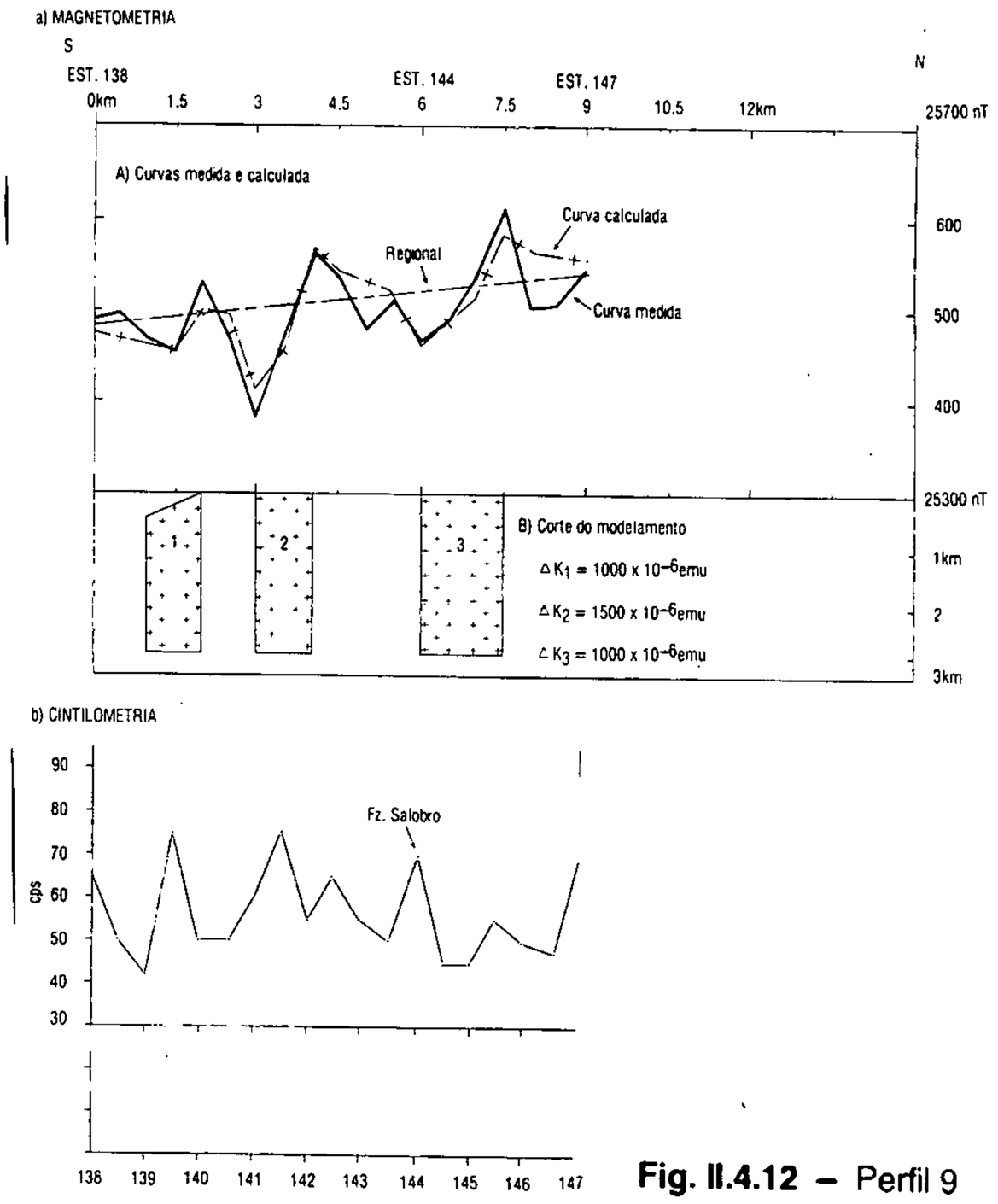


Fig. II.4.12 – Perfil 9

onde as curvas medida e calculada não se superpõem como desejável. Entre as posições 9 e 12 ocorrem anomalias de pequeno comprimento de onda que não foram modeladas. Esses corpos devem representar megaxenólitos de anfibolitos do Complexo Canindé em granitóides, ou pequenas intrusões de sienitos tipo Serra do Catu (observar correspondência no perfil de cintilometria).

Entre as posições 0km e 9km foram modelados 6 corpos em forma de dique, com espessura máxima de 1000m e profundidade máxima de 4000m. As susceptibilidades encontradas foram todas da ordem de 2000 x 10^{-6}e.m.u., com exceção de uma igual a 3000 x 10^{-6}e.m.u.

Entre as posições 12km e 15km, o modelamento sugere um grande corpo com mergulho fraco para noroeste, com susceptibilidade de 1000 x 10^{-6}e.m.u. Repousando sobre esse corpo ocorre outro menor, entre as posições 13,5km e 14km.

Perfil 9 - Figura II.4.12 - Magnetometria

O modelamento conseguido mostra trechos bem ajustados e trechos somente razoáveis, como nas posições 5km e 8km, essa última de maior dificuldade por se localizar no final do perfil, onde a tendência da curva não está bem definida. Como resultado, temos três corpos entre as posições 1 e 3, 3 e 4, e 6 e 7,5, todos com a profundidade máxima de 3.000m. O primeiro mostra o topo mergulhando para sul, enquanto os demais praticamente afloram. A diferença de susceptibilidade magnética entre esses corpos e as rochas encaixantes são sensivelmente iguais a 1000 x 10^{-6}e.m.u, o que sugere composição mineralógica semelhante para os mesmos.

O primeiro corpo corresponde em superfície a um granodiorito tipo Sítios Novos, intrudidos por leucogranitos tipo Xingó. O segundo, entre as estações 3km e 4km, está localizado em rochas anfibolíticas da Unidade Novo Gosto, do Complexo Canindé. O último corpo tem largura de 1,5km e se estende da fazenda Salobro no km 6, até a posição 7,5km e coincide em superfície com granitóides semelhantes aos do primeiro corpo referido, com xenólitos de rocha básica.

Perfil 10 - Figura II.4.13 - Magnetometria

A exemplo dos dois perfis anteriores, este teve por finalidade auxiliar o mapeamento geológico na identificação de corpos básicos engolfados por granitóides.

O modelamemto efetuado pode ser considerado bem ajustado no trecho entre a estação 0 e 7, enquanto que na outra parte do perfil foi apenas razoável. No total, foram interpretados quatro corpos, pouco profundos, sendo a maior profundidade inferida em torno de 2.500m, no corpo 1, que é o de maior extensão e está situado entre as estações 1 e 5,5.

Os corpos 1 e 3 tiveram a mesma susceptibilidade interpretada no modelamento, de 2000 x 10^{-6}e.m.u.O corpo 2 foi modelado como sendo bem mais magnético que os outros, com susceptibilidade de 7000 x 10^{-6}e.m.u. Esse valor só foi encontrado em um afloramento de metagabro, situado a nordeste de Curituba (Folha Piranhas). Em superfície, estão mapeados leucogranitos tipo Xingó, bem como uma falha, mas deve estar refletindo rochas intrusivas básicas da Suíte Intrusiva Canindé ou a megaxenólitos anfibolíticos, subaflorantes.

O topo do corpo 1 se aprofunda de noroeste para sudeste, chegando a atingir 250m de profundidade.

Tabela II.4.7 – Susceptibilidades magnéticas

Afloramento	Local	Folha 1:100.000	Rocha	Leitura S/Stick	Escala	Valor Corrigido M. exp (- 3) emu
NR- 60	Coronel João Sá	Carira	Granitóide	–	–	0,016
RS-148	Fazenda do Cristo	Carira	Biotita-granito	–	–	0,016
RS-200	Estr. Carira/Cel. João Sá	Carira	Granodiorito	–	–	0,016
RS-240	Lagoa Bonita	Carira	Biot.-musc.-granito	–	–	0,016
RS-241	Lagoa Bonita	Carira	Biot.-musc.-granito	4,1	0,2	0,065
RS-260	Estr. N. S. Glória-Monte Alegre	Carira	Granodiorito pórfiro	3,2	0,2	0,068
RS-261	Estr. N. S. Glória-Monte Alegre	Carira	Granodiorito pórfiro	3,2	0,2	0,068
RS-269	Lagoa Redonda	Piranhas	Granodiorito	–	–	0,016
RS-270	Estr. Poço Redondo-Sítios Novos	Piranhas	Granodiorito	–	–	0,016
RS-271	Estr. Poço Redondo-Sítios Novos	Piranhas	Biot.-anf.-granitóide	–	–	0,016
RS-357	SN de Sítios Novos	Piranhas	Biotita-granitóide	–	–	0,016
RS-381	NW de Poço Redondo	Piranhas	Biot.-horn.-granitóides	–	–	0,016
RS-383	Fazenda Salinas	Piranhas	Granitóide pórfiro	–	–	0,016
RS-452	Fazenda Brejo	Piranhas	Anf.-biot.-granitóide	7,84	1	0,84
RS-453	Fazenda Brejo	Piranhas	Anf.-biot.-granitóide	14,56	1	1,56
RS-454	Fazenda Brejo	Piranhas	Anf.-biot.-granitóide	11,76	1	0,93
RS-455	NE de Curituba	Piranhas	Gabro cataclástico	13,69	1	1,35
RS-456	NE de Curituba	Piranhas	Metagabro	10,44	5	5,15
RS-459	NE de Curituba	Piranhas	Biotita-granito	5,75	1	0,57
RS-477	NW de Piranhas	Piranhas	Granitóide porfiróide	11,86	1	1,36
RS-480	SE de Olhos d'Água do Casado	Piranhas	Biot.-horn.-granitóide	7,3	0,2	0,19
RS-481	SE de Olhos d'Água do Casado	Piranhas	Leucogranito	1,58	0,2	0,25
RS-493	NE de Piranhas	Piranhas	Biotita-granito	9,6	1	0,85
RS-497	NE de Piranhas	Piranhas	Quartzo-sienito	11,46	1	0,97
RS-498	NW de Caboclo	Piranhas	Biotita-granitóide	9,66	0,2	0,19
RS-500	NW de Cabloco	Piranhas	Quartzo-sienito	0,4	1	0,77
RS-507	NW da Fazenda São Miguel	Piranhas	Quartzo-sienito	16,22	1	1,38
RS-523	Fazenda Novo Gosto	Piranhas	Biot.-anf.-granitóide	8,08	1	0,64
RS-525	Fazenda Novo Gosto	Piranhas	Biotita-granitóide	6,8	1	0,54
RS-530	Fazenda Craibeiro	Piranhas	Granitóide porfiróide	2,4	0,2	0,047
RS-557	SE da Fazenda Salinas	Piranhas	Biot.-honr.-granitóide	–	–	0,016
RS-623	Estr. Sítios Novos-Poço Redondo	Piranhas	Granodiorito	1,26	0,2	0,022
RS-624	Fazenda Lagoa dos Bichos	Piranhas	Augengnaisse	4,0	0,2	0,079
RS-625	Estr. Sítios Novos-Poço Redondo	Piranhas	Granodiorito pórfiro	6,7	0,2	0,12
RS-627	Serra Negra	Piranhas	Augengnaisse	4,0	0,2	0,079
PB- 43	Fazenda Xingó	S. Brígida	Musc.-turm.-granito	7,2	0,2	0,16
PB- 51	Fazenda Xingó	S. Brígida	Leucogranito	–	–	0,016
NR-588	Fazenda Xingó	S. Brígida	Leucogranito	–	–	0,016

Perfil 6 - Figura II.4.14

Esse perfil estende-se desde o povoado Marancó, sul da Folha Santa Brígida, até a BR—235, na Folha Jeremoabo (fig.II.4.11). Na Folha Jeremoabo, entre as estações 122 e 112, a curva não apresenta anomalias significativas. Pequenas variações do campo magnético foram percebidas nas estações GC-113 e GC-119/120. A anomalia da estação GC-113 parece estar associada ao contato da Unidade Belém com a Unidade Monte Azul, do Complexo Marancó, no extremo-norte da Folha Jeremoabo. A anomalia da estação GC-119/120 parece relacionada a rochas metavulcânicas da Unidade Monte Azul.

A parte norte do perfil 6, que se desenvolve na Folha Santa Brígida entre as estações GC-97 e GC-112, ao contrário da parte sul, se mostra bastante anômala, principalmente nos trechos GC-108/111 (corpo 1) e GC-100/102 (corpo 2). A primeira anomalia é devida às rochas metabásico-ultrabásicas da Unidade Belém. A anomalia que ocorre entre as estações GC-100 e GC-102 deve estar associada às rochas básicas e ultrabásicas do Complexo Marancó. Os contrastes de susceptibilidade magnética encontrados no modelamento dos corpos 1 e 2 foram de 1.000 x 10^{-6}e.m.u.

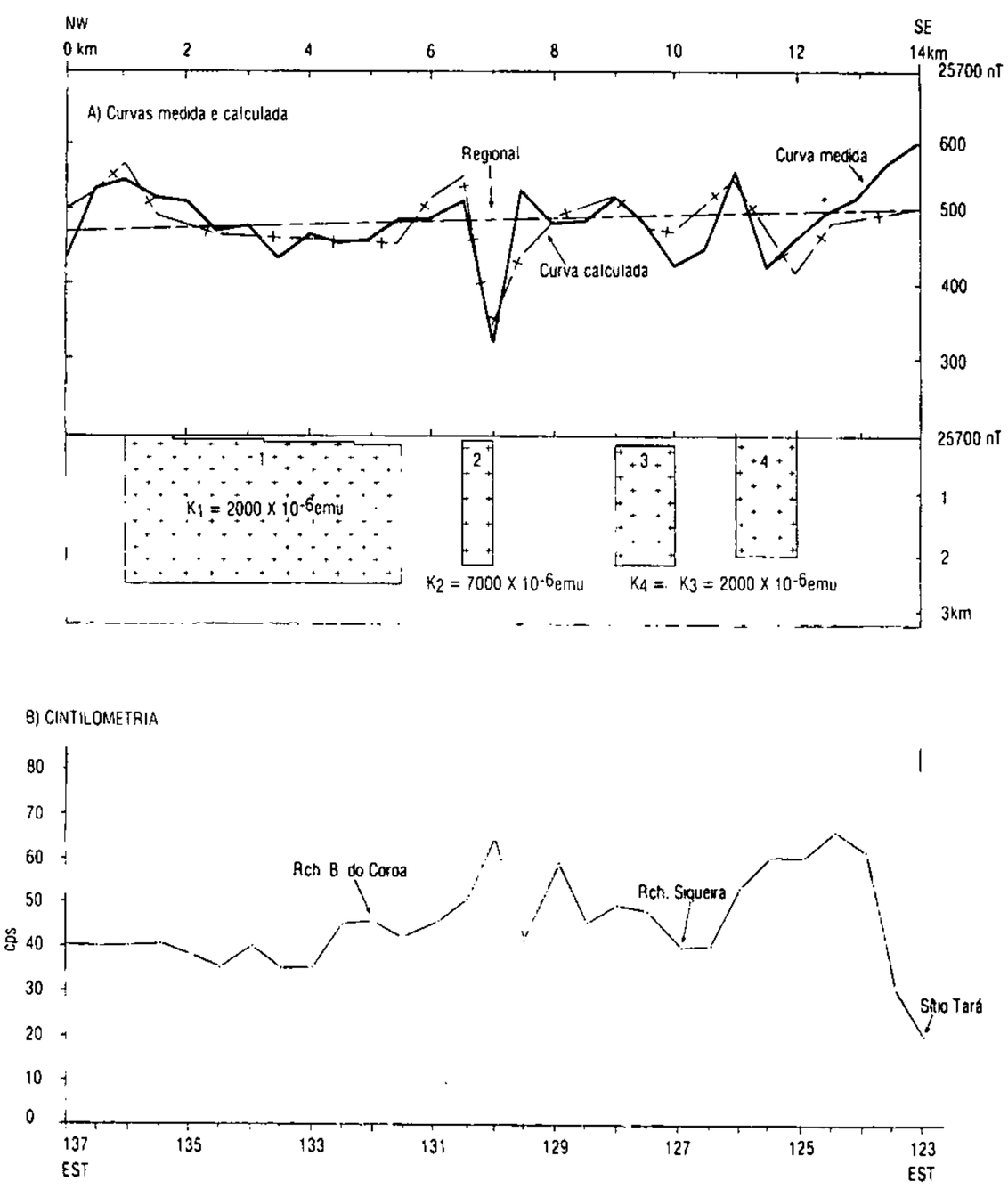


Fig. II.4.13 – Perfil 10

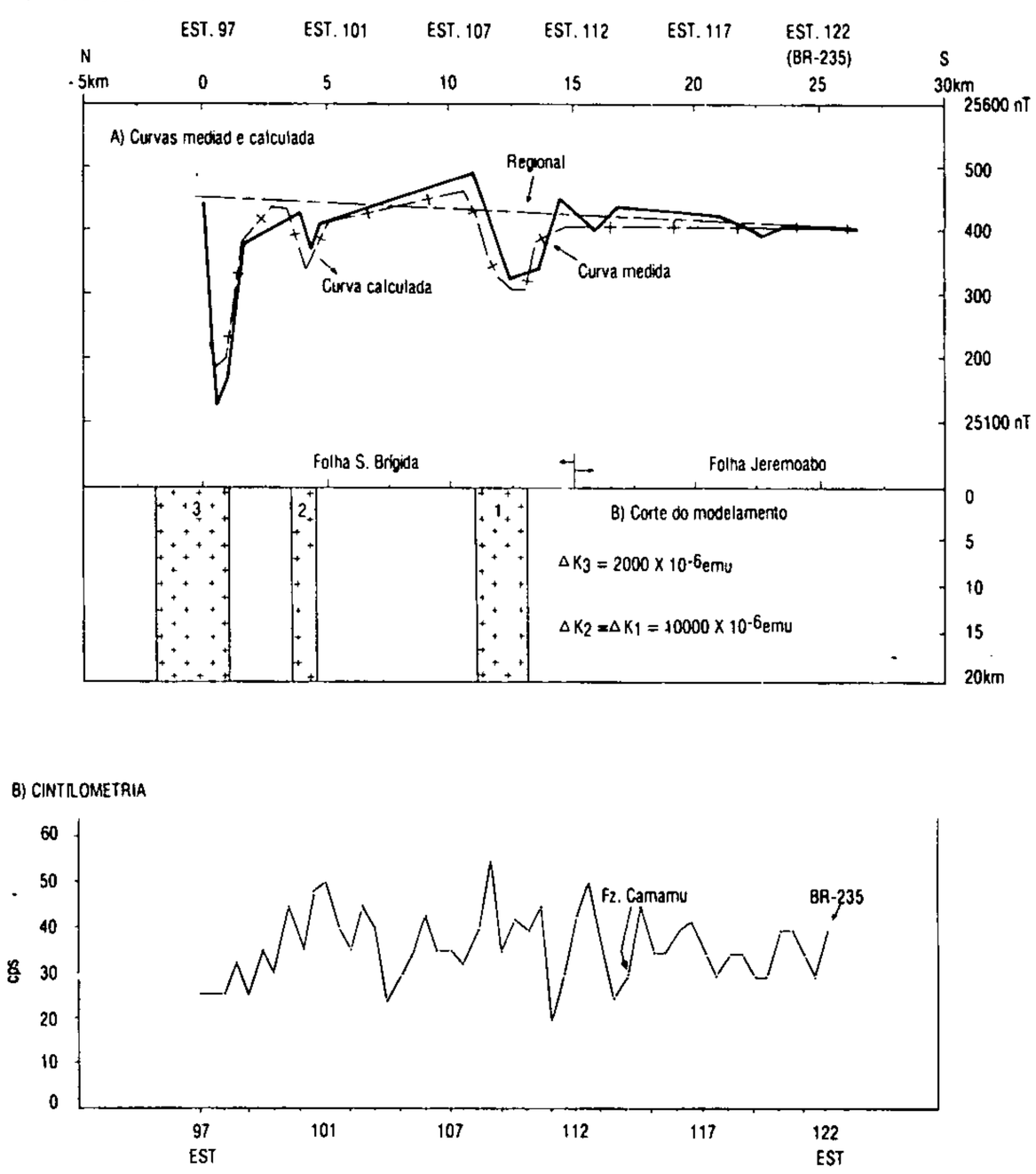


Fig. II.4.14 – Perfil 6 – Folhas Jeremoabo e Santa Brígida

4.4 PRINCIPAIS CONTRIBUIÇÕES DA GEOFÍSICA À TECTÔNICA DA ÁREA

Com o intuito de se realçar as feições estruturais profundas, foram gerados os mapas aeromagnéticos de continuacão para cima, das quatro folhas investigadas conjuntamente (Santa Brígida, Piranhas, Jeremoabo e Carira).

A figura II.4.15a apresenta a interpretação qualitativa desse tema específico, indicando o delineamento de oito blocos tectônicos e dos alinhamentos estrututrais profundos que separam ou interceptam os mesmos. A comparação com a figura II.4.15b evidencia os seguintes elementos:

a) a Falha São Miguel do Aleixo e principalmente a Falha Belo Monte-Jeremoabo, expressivas zonas de cisalhamento que limitam o Domínio Macururé, não-representado na Folha Santa Brígida, apresentam notáveis assinaturas geofísicas, evidenciando o caráter profundo dessas descontinuidades estruturais e corroborando a compartimentação da Faixa de Dobramentos Sergipana nos domínios Vaza-Barris, Macururé e Canindé-Marancó;

b) os blocos e alinhamentos profundos associados, individualizados pela geofísica, sugerem a possibilidade do Domínio Canindé-Marancó vir a ser subdividido, em trabalhos futuros de mapeamento geológico de detalhe, em outros domínios (por exemplo, domínios do Complexo Marancó, dos migmatitos e do Complexo e da Suíte Intrusiva Canindé), conforme já aventado no Capítulo 1 da Parte I;

c) de modo geral, as áreas de ocorrências das diversas litologias do Domínio Canindé-Marancó coincidem com "sub-blocos" geofísicos.

A análise conjunta das anomalias de gravimetria e magnetometria dos perfis 1 e 2, efetuadas na Folha Carira, sudeste da Folha Santa Brígida, bem como dos resultados dos perfis aeromagnéticos 11 e 12 na mesma folha (ver fig.II.4.1), permitiu aprofundar o conhecimento da porção superior da crosta continental na área.

O perfil 1 (fig.II.4.16), confirmou a interpretação das falhas São Miguel do Aleixo e Belo Monte-Jeremoabo, as quais se projetam em profundidade, mostrando planos mais suaves que aqueles observados em superfície. Essas falhas limitam um grande corpo de composição intermediária a básica, com densidade de 2,72g/cm³.

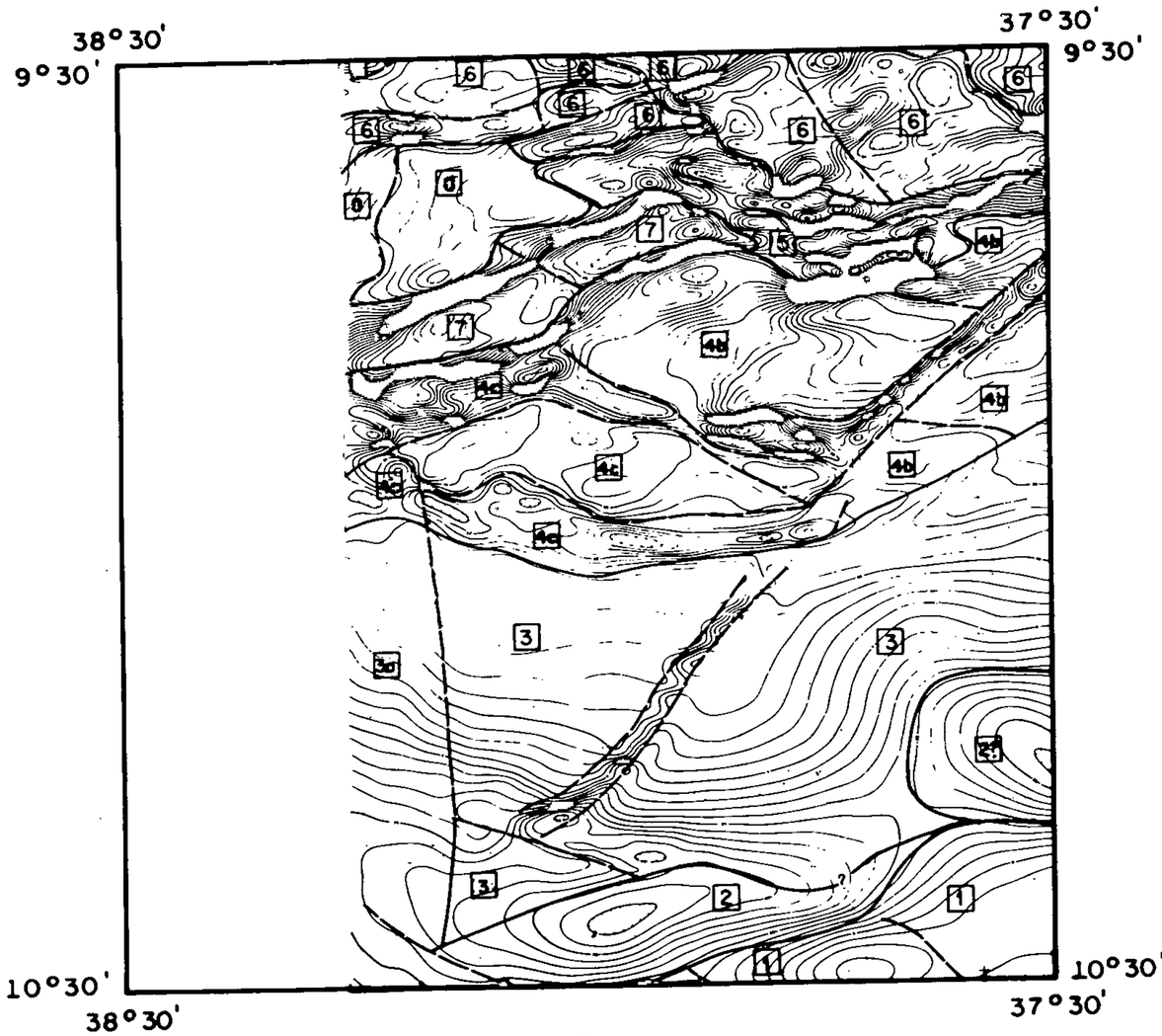
O modelamento desse corpo confirmou as interpretações do mapeamento geológico, baseadas em tectônica colisional, com movimento dirigido de nordeste para sudoeste, resultando em empurrões escalonados, associados a transcorrências.

Na Folha Carira, a espessura da crosta superior aumenta gradativamente ao longo do perfil 1, variando desde 3.000m, a sul, até cerca de 13.000m nas proximidades da Falha Belo Monte-Jeremoabo.

A interpretação do perfil 5 (figs.II.4.1 e II.4.17) permitiu visualizar também o comportamento da crosta superior na Folha Piranhas (leste da Folha Santa Brígida). De uma maneira geral a crosta é mais uniforme do que na Folha Carira. O espessamento em direção ao rio São Francisco, a norte, continua, havendo uma diferença da ordem de 5.000m entre as espessuras no limite sul da folha e nas proximidades do referido rio. Esse comportamento também foi diagnosticado no Perfil 3 (fig.II.4.18).

O perfil 4 também sugere que a norte do citado rio a crosta continua a se espessar (figs.II.4.1 e II.419).

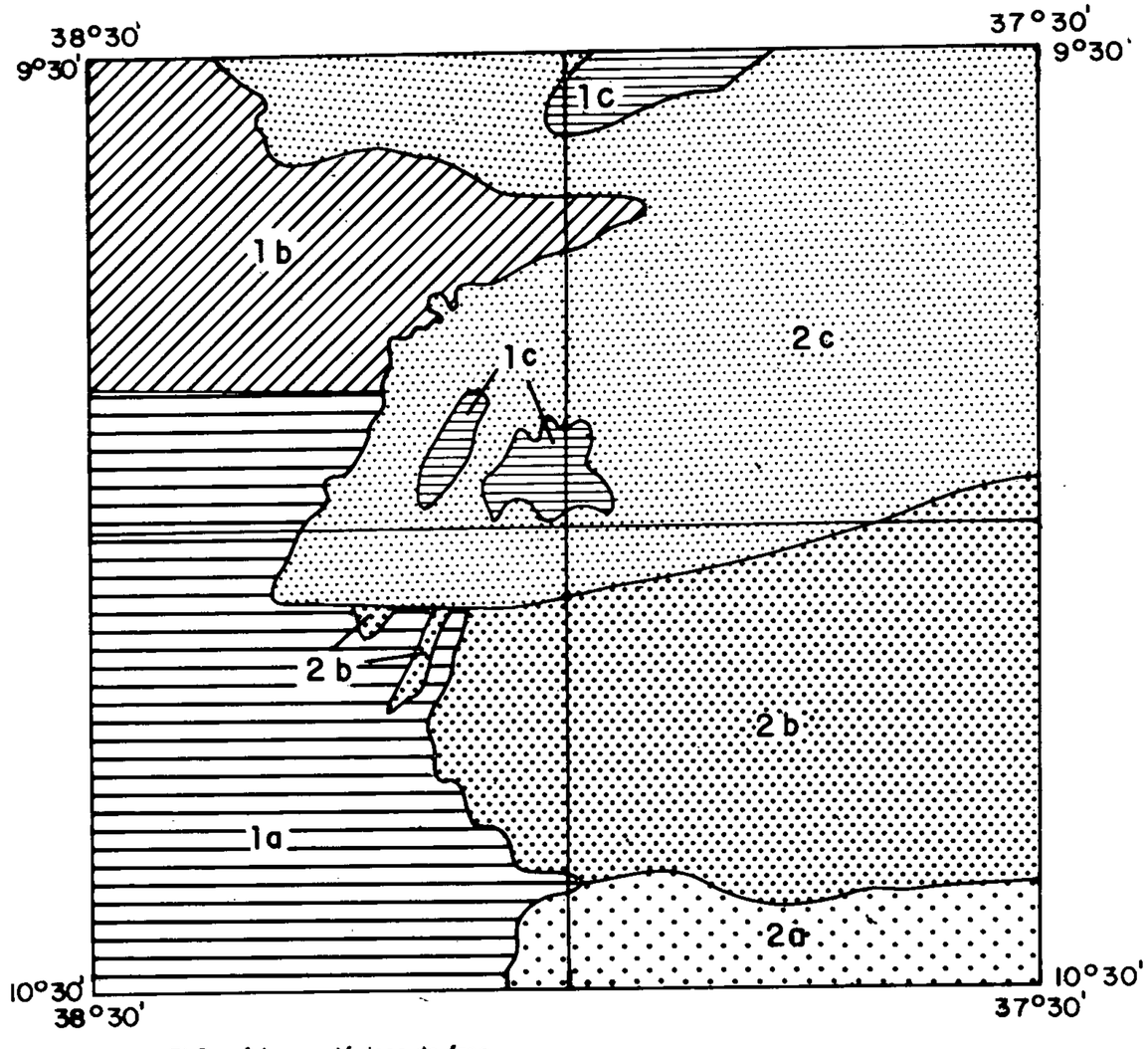
Em conjunto, os três últimos perfis evidenciam um espessamento da crosta de sul para norte, na Folha Piranhas, comportamento não detectado por Rand et alii (1980).



A) Mapa magnetométrico de continuação para cima

[3] Bloco tectônico — Limite de blocos — Alinhamentos de origem profunda

1 e 2 – Grupo Vaza-Barris; 3 – Complexo Macururé e Granitóides tipo Coronel João Sá; 3a – Sedimentos da Bacia de Tucano; 4a – Complexo Marancó e Granitóides tipo Serra Negra; 4b – Migmatitos de Poço Redondo e Granitóides tipo Sítios Novos; 4c – Granitóides tipo Serra Negra; 5 – Complexo Canindé e Suíte Intrusiva Canindé; 6 – Granitóide tipos Xingó e Serra do Catu; 7 – Granitóides tipo Serra do Catu; 8 – Sedimentos do "Graben" de Santa Brígida.



B) Domínios geológicos da área

1) Bacia de Tucano (Central e Norte)
   - 1a – Área de Caritá
   - 1b – Área de Santa Brígida
   - 1c – Área da Serra do Retiro

2) Faixa de Dobramentos Sergipana
   - 2a – Domínio Vaza-Barris
   - 2b – Domínio Macururé
   - 2c – Domínio Canindé - Marancó

Fig. II.4.15 – Comparação entre os Blocos Tectônicos da Geofísica (A) e os Domínios Geológicos da Área (B)

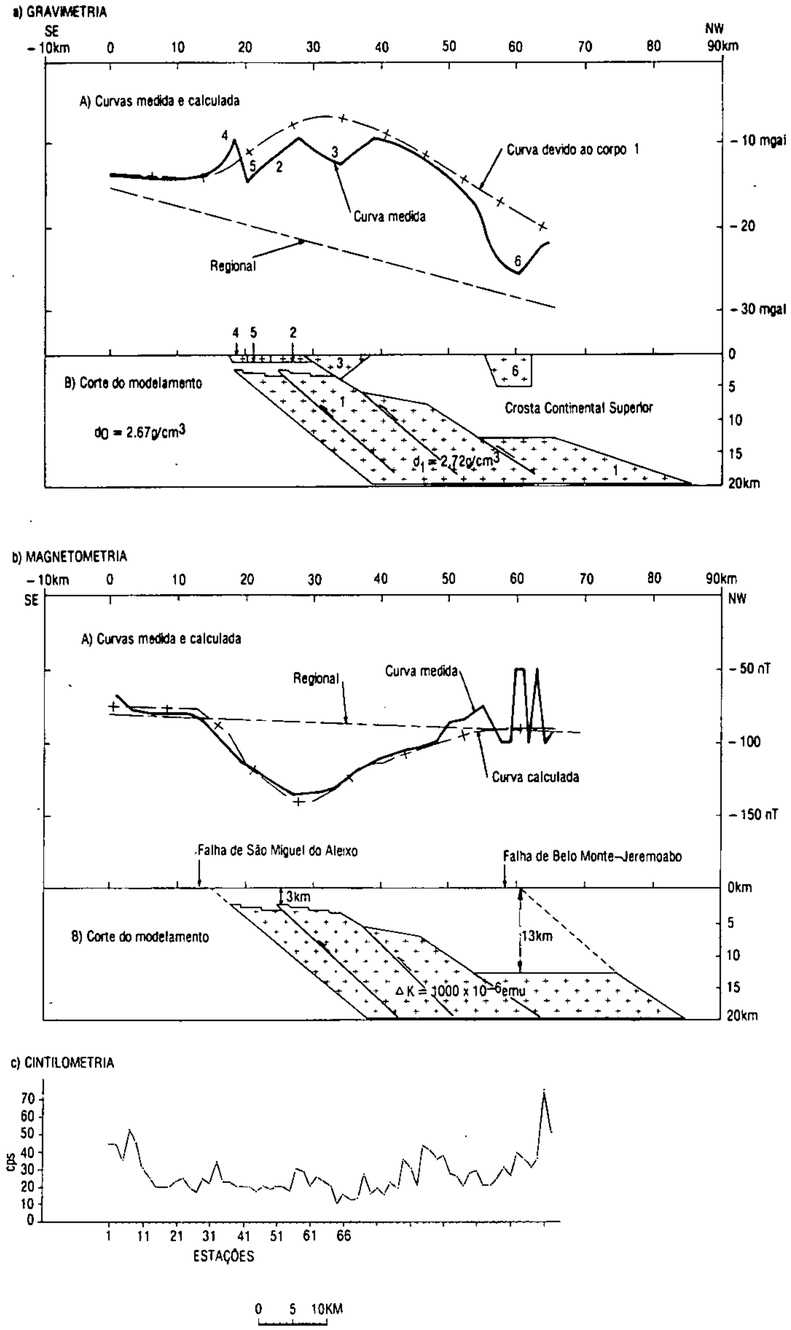


Fig. II.4.16 – Perfil 1.

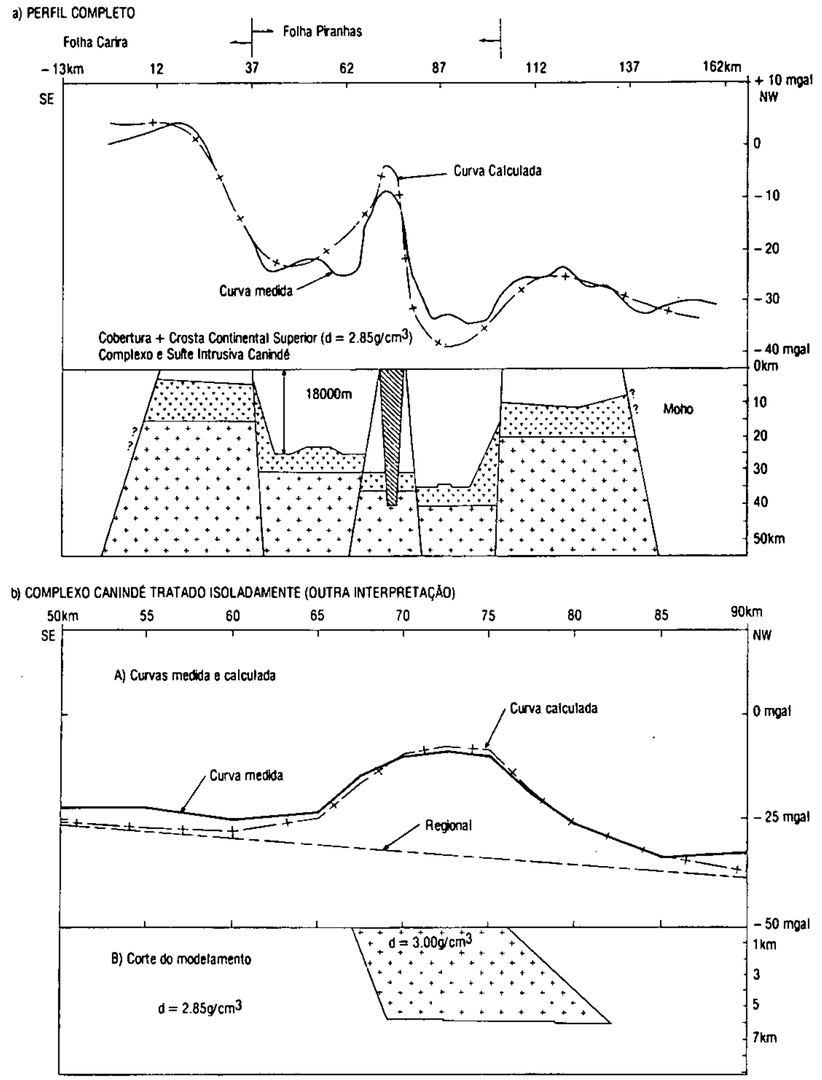


Fig. II.4.17 – Perfil 5.

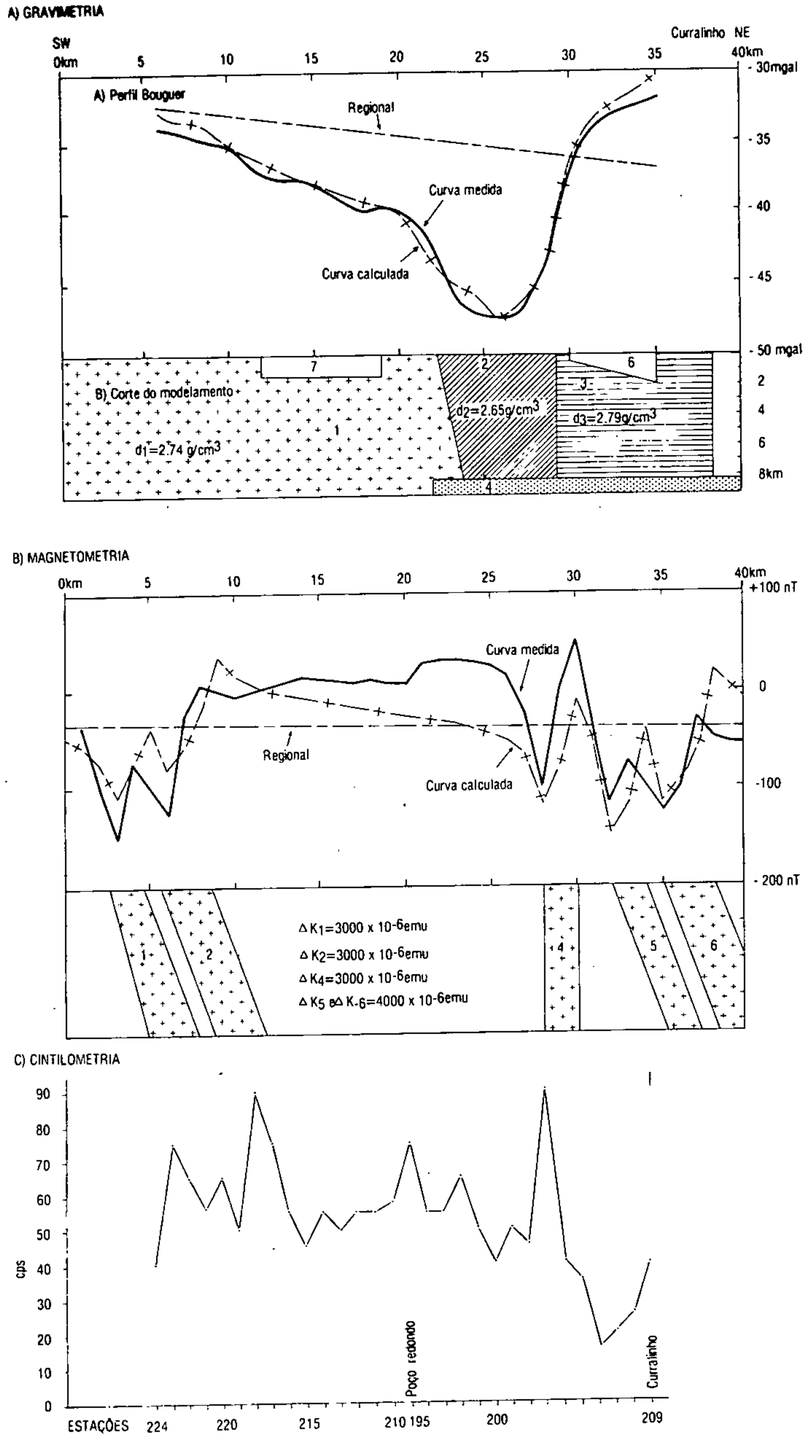


Fig. II.4.18 – Perfil 3.

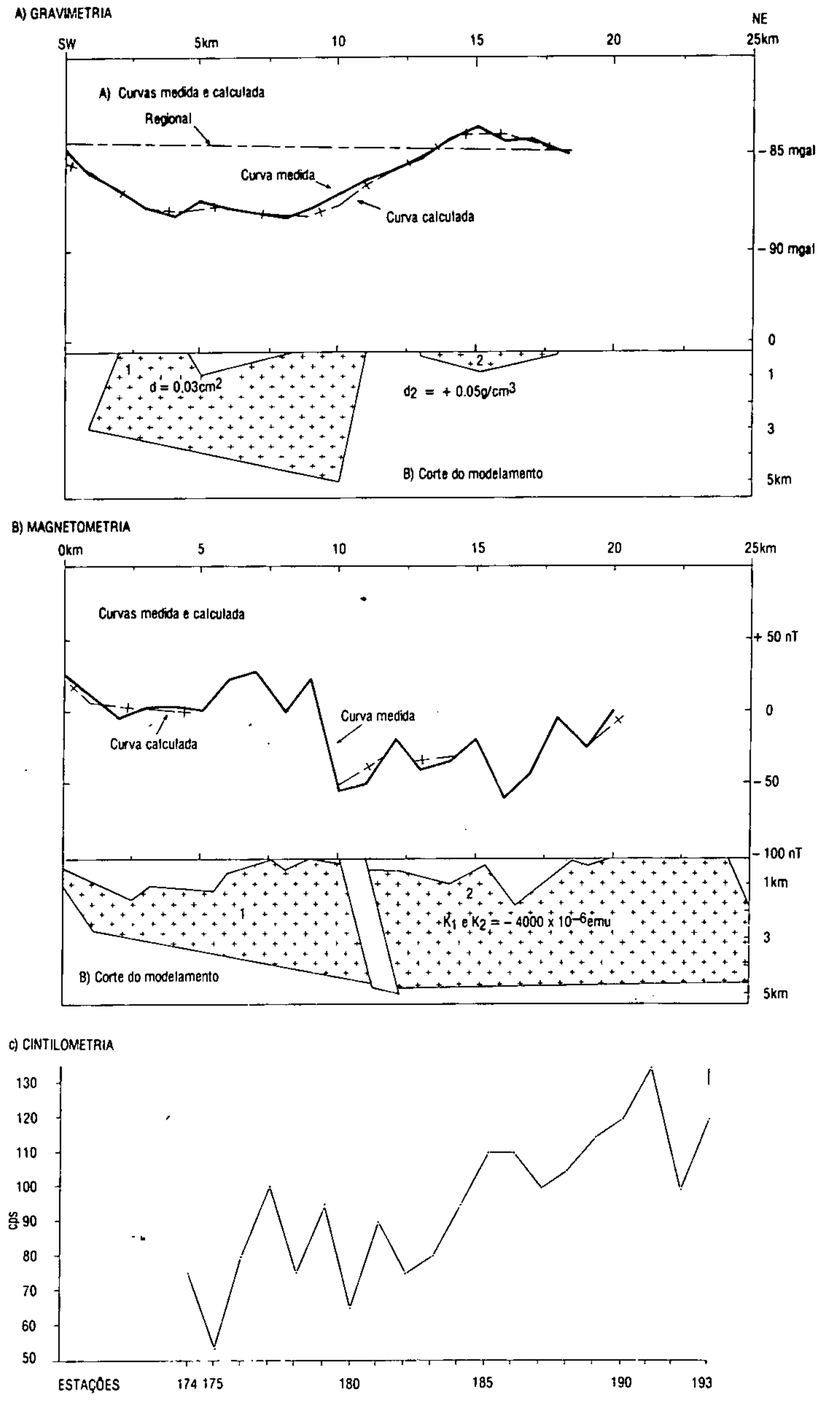


Fig. II.4.19 – Perfil 4.

Capítulo 5

Geoquímica

5.1 SISTEMATICA ADOTADA

5.1.1 AMOSTRAGEM

A distribuição das estações de amostragem de sedimento ativo de corrente e concentrado de bateia de aluvião no levantamento geoquímico regional do Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB, obedece a uma sistemática que prevê maior adensamento de estações sobre as áreas de ambiências geológicas com expectativa de algum potencial geoeconômico, enquanto nas áreas sem esse condicionamento a distribuição das estações é, propositalmente, rarefeita. Na medida em que os resultados do levantamento geológico e/ou geoquímico regional apontem áreas promissoras e/ou problemáticas, a amostragem é adensada. A proporcionalidade é de três a quatro amostras de sedimento de corrente para uma amostra de concentrado de bateia.

Não foi realizada amostragem de sedimento de corrente e concentrado de bateia na parte oeste da folha sobre a Bacia Sedimentar de Tucano.

Sedimento de Corrente

A coleta das 275 amostras de sedimento de corrente foi realizada de modo composto, na calha ativa das drenagens. As amostras foram acondicionadas em sacos plásticos e identificadas com a sigla do coletor (duas letras), seguida do código da classe da amostra (letra S) e do número da amostra. Essa mesma identificação foi pintada com tinta vermelha em um ponto notável nas proximidades do local amostrado, para facilitar uma posterior localização da estação. Dados pertinentes de campo foram lançados na ficha de amostra geoquímica do SEAG - SISTEMA ESTATÍSTICO DE AMOSTRAGEM EM GEOQUÍMICA, da CPRM.

Concentrado de Bateia

Foram coletadas 84 amostras com um volume inicial de 10 litros, preferencialmente nos concentradores naturais. Os mesmos procedimentos de acondicionamento e identificação da amostra, registro de dados de campo e amarração da estação de amostragem utilizados para os sedimentos, foram também aqui adotados.

Rocha

As equipes de mapeamento geológico coletaram amostras com cerca de 1,5kg cada, em afloramentos representativos de todas as unidades litológicas que ocorrem na área, com a preocupação de evitar as partes alteradas. Dados pertinentes ao afloramento e identificação da amostra foram anotados em caderneta de campo. Foram analisadas, quimicamente, 14 amostras representativas das unidades ígneas e metaígneas que ocorrem na área.

5.1.2 ANÁLISES

Dois níveis de abordagem analítica foram implantados, atendendo ao que foi estabelecido pelo DNPM e CPRM para o PLGB.

O *nível sistemático*, no qual a espectrografia de emissão semiquantitativa e, eventualmente, outra(s) técnica(s) são aplicadas em todas as amostras coletadas no levantamento regional: sedimento ativo de corrente, concentrado de bateia de aluvião e rocha.

O *nível dirigido*, onde técnicas analíticas específicas são aplicadas a conjuntos selecionados de amostras de cada material, para melhor equacionar e/ou resolver situações geológicas ou prospectivas.

A escolha dos elementos a serem analisados foi controlada pelos litótipos relacionados no mapa geológico preliminar e/ou pela expectativa metalogenética de cada área.

5.1.2.1 Preparação de Amostras

Sedimento de Corrente

- secagem em estufa (80°C);
- peneiramento para separar as frações <32, >80 e <80mesh;
- pulverização da fração <80mesh para <150mesh.

Concentrado de Bateia

- separação por bromofórmio;
- quarteamento para análises geoquímicas e mineralógicas.

Rocha

- seleção de amostras das suítes ígneas - vulcânicas, ácidas a básicas, granitóides - e seus derivados metamórficos. Arquivamento das outras amostras dessas suítes e das demais unidades litológicas;
- divisão em duas porções para análises químicas e petrográficas;
- britagem e pulverização de uma porção a <150mesh, após o controle petrográfico quanto ao grau de alteração por intemperismo, metassomatismo etc.

5.1.2.2 Sistemática de Análise

Sedimento de Corrente

- espectrografia de emissão semiquantitativa para 30 elementos: Fe, Mg, Ca, Ti, Mn, Ag, As, Au, B, Ba, Be, Bi, Cd, Co, Cr, Cu, La, Mo, Nb, Ni, Pb, Sb, Sc, Sn, Sr, V, W, Y, Zn e Zr;
- espectometria de absorção atômica para Zn, abertura por HNO_3, concentrado a quente;
- eletrodo de ion específico para F;

Concentrado de Bateia

- mineralometria semiquantitativa;
- espectrografia de emissão óptica semiquantitativa para 30 elementos-padrão;

Rocha

- todas as amostras (14) foram analisadas por espectrografia de emissão óptica semiquantitativa para 30 elementos; por fluorescência de Raio X quantitativa para Rb, Sr, Nb, Y e Zy, e por análises quantitativas para 13 óxidos padrão (SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O, MnO, P_2O_5, Umidade e Perda ao Fogo).

Outras análises realizadas:

- absorção atômica, abertura total, para Ba e Li em 8 amostras;
- ensaio por fusão e espectrografia para platinóides, em 2 amostras;
- eletrodo de ion específico para F em 8 amostras.

Todas as análises foram executadas no Laboratório Central de Análises Minerais (LAMIN), da CPRM.

5.1.3 CONTROLE DE QUALIDADE

Exercido através de:

1. Amostras replicatas de sedimento de corrente coletadas concomitantemente em cerca de 10% das estações do levantamento regional (26 amostras). As amostras replicatas são diferenciadas das originais pela letra R colocada após o número da amostra original. Ex: SR-S-12 e SR-S-12R.
2. Análises de duplicatas.
3. Acompanhamento com análises de padrões certificados, para padrões internos e brancos.

A existência de inúmeros pequenos açudes nas fazendas existentes na área - possíveis obstáculos à dispersão química e/ou mecânica dos elementos-traço - proporcionou um outro tipo de controle de qualidade: amostragens à jusante e à montante de 25 açudes, com o objetivo de verificar o grau de interferência desses açudes na dispersão dos elementos-traço ao longo das drenagens.

5.1.4 INTERPRETAÇÃO DOS DADOS

A interpretação dos dados da prospecção geoquímica procurou ser objetiva e eficiente, dentro dos limites impostos pela escala do trabalho, pela densidade de amostragem e pelos métodos analíticos utilizados.

Na interpretação, foram considerados de forma global os dados geoquímicos obtidos nas quatro folhas estudadas pelo Projeto Carira, ou seja, as folhas Santa Brígida, Piranhas, Jeremoabo e Carira.

Vários fatores contribuíram para dificultar sensivelmente a interpretação, sendo os principais os seguintes:

- *Método analítico utilizado.* A espectrografia semiquantitativa para 30 elementos define os teores sempre como múltiplos ou submúltiplos decimais de 1; 1,5; 2; 3; 5 e 7 . Em virtude disso, a definição de limiares em função de média e desvio-padrão pode levar a um número grande demais de "anomalias" ou inversamente a um número muito pequeno.
- *Variância muito baixa.* A variância dos elementos observada em sedimentos de corrente foi muito baixa, o que, aliado à forma como os teores são oferecidos, em números fixos como dito, foi mais um fator complicador.
- *Falta de contraste entre as várias unidades geológicas presentes.* As unidades geológicas presentes na área são predominantemente metassedimentares/metavulcânicas ou granitóides que não mostram, a nível de "background", qualquer contraste entre si, daí não ser conveniente a separação de populações em função da geologia, como freqüentemente se faz em prospecção geoquímica regional.
- *Densidade de amostragem.* A chamada escala "borracha" de amostragem partiu de uma densidade média de 1 amostra/4,5km², o que aparentemente levou a uma homogeneização dos resultados. Na área são comuns as alternâncias entre rochas com características químicas diferentes, como por exemplo metassedimentos pelíticos e metavulcânicas intermediárias a ácidas, dentro de uma mesma unidade, levando, com a densidade de amostragem utilizada, à caracterização de um "background" médio que provavelmente não reflete nenhuma das unidades presentes. Há que se considerar, ainda, o fato do pH predominante na área, neutro a alcalino, dificultar a mobilidade hidromórfica da maioria dos elementos, mas que por outro lado deve favorecer o transporte detrítico, sobretudo junto aos óxidos de ferro reativos. Todavia a influência e extensão desses fatos não foram definidas na área.

Os elementos Zn e F, dosados por absorção atômica (abertura com HNO_3, concentrado a quente) e eletrodo de ion específico, respectivamente, demonstraram um comportamento com definição bem melhor que os demais.

Tendo em mente os fatos enumerados, foram adotados os seguintes critérios para interpretação.

Todos os dados analíticos disponíveis foram submetidos, inicialmente, a programas do Sistema GEOQUANT para definir os parâmetros estatísticos das populações:

SUMEST - que gera sumários estatísticos, histogramas, percentis, gráficos de probabilidade e testes de distribuição (KS e CHI_2);

CORREL - que gera matrizes de correlação, para definir estimadores geoquímicos e as associações geoquímicas mais preponderantes.

A definição de estimadores, que identificam anomalias visando a delimitar as faixas e/ou zonas anômalas, obdeceram ao seguinte critério:

1) Para as amostras de sedimento de corrente, entre os dados fornecidos pela espectrografia de emissão semiquantitativa para 30 elementos-padrão, foram selecionados os valores mais elevados da população de dados de cada elemento. A maneira como os resultados são reportados, valores médios de intervalos distribuídos em escala geométrica, como dito, não permite a utilização de cálculos estatísticos para definir parâmetros prospectivos confiáveis. Foram considerados anômalos os teores mais elevados, que equivalem aproximadamente a 2,5% do total de amostras.

2) Para os dados fornecidos pela espectrometria de absorção atômica (Zn) e eletrodo de íon específico (F), utilizou-se a média geométrica (G) e o desvio geométrico (DG), caracterizando-se como anômalo o teor superior a G.1,3DG de cada elemento.

Dos 30 elementos analisados por espectrogafia de emissão, apenas cobre, cromo, níquel, cobalto, chumbo, bário, estrôncio, lantânio, vanádio, ítrio e zircônio fornecem uma distribuição diversificada de valores. Os elementos estanho, berilio e nióbio, embora forneçam alta porcentagem de valores qualificados, mostram, por vezes, alguns valores significativos e foram usados como apoio ou suporte à interpretação dos demais elementos e/ou à cartografia geológica. Os elementos zinco, arsênio, prata, cádmio, tungstênio e antimônio foram descartados por não apresentarem qualquer relevo geoquímico. Os estimadores selecionados ou calculados são mostrados na tabela II.5.1.

Os padrões de distribuição dos elementos foram avaliados através da utilização do programa do Sistema GEOQUANT, como um apoio à cartografia geológica.

Na interpretação, foram de grande utilidade os mapas fornecidos na escala 1:100.000 pelo programa TTGQM-505 do SEAG que mostram a distribuição ao longo da folha, de cada um dos elementos dosados.

Através de programas do Sistema GEOQUANT foram geradas unidades reduzidas para vários elementos, sendo que com os vetores oriundos de soma ou subtração dessas unidades foram produzidos, ainda pelo sistema, diversos mapas de superfície de tendência que ajudaram na interpretação, definindo faixas de terreno de tendência mais alcalina, ou mais ultrabásica, por exemplo.

As amostras de concentrados de bateia foram analisadas por mineralometria semiquantitativa e por espectrografia para 30 elementos (tabela II.5.2). Os dados obtidos foram utilizados de forma semelhante aos de sedimento de corrente, sendo que as zonas anômalas ficaram caracterizadas através da integração dos resultados obtidos por todas as análises, em todos os materiais amostrados, com a presença de ambiência geológica compatível.

Através das análises mineralométricas dos concentrados de bateia também foi possível caracterizar faixas de variações de metamorfismo em função da presença dos aluminossilicatos: estaurolita, cianita, andaluzita e sillimanita, bem como dos minerais granada, clinozoisita e zoisita. Para a definição dos campos de presença de cada mineral, os dados foram tratados não-parametricamente, considerando-se a soma de estaurolita, cianita, andaluzita e sillimanita como igual a 100% do volume de cada amostra, definindo-se assim o predominante e os subordinados.

Além da prospecção geoquímica, foram também caracterizadas várias unidades litológicas da área quanto à sua petrologia e possível ambiente de colocação. Para tanto foram utilizados os dados químicos e diagramas, de acordo com conceitos obtidos da bibliografia, para a caracterização das unidades magmáticas.

Dados químicos oriundos de outros trabalhos executados na área também foram utilizados, sempre que possível.

Controle de Erro de Amostragem

Para controle de erro de amostragem foram coletadas amostras replicatas em cerca de 10% das estações de amostragem de sedimento de corrente, nas folhas Santa brígida, Piranhas, Jeremoabo e Carira.

Não foi necessário qualquer tratamento estatístico mais sofisticado, para se concluir que não havia diferença significativa de teores, entre as amostras normais e as replicatas. Supondo a distribuição como lognormal, obteve-se o seguinte:

	Média ppm	Desvio-Padrão	Número de Amostras
Cu	21	1,8	96
Cu Repl.	21	1,9	102
Cr	59	2,1	99
Cr Repl.	56	2,2	102
Co	16	1,6	96
Co Repl.	18	1,7	95
Pb	23	1,9	96
Pb Repl.	23	1,8	92

Comparando-se esses dados com aqueles da tabela II.5.1, para os mesmos elementos, fica claro que não há diferença significativa entre os conjuntos de amostras estudadas. Para os demais elementos analisados valem as mesmas considerações.

Influência dos Açudes

Foram coletados 25 pares de amostras de sedimento de corrente, sendo que as amostras identificadas com a letra A foram coletadas à montante do açude e as com a letra B, à jusante.

Para verificar o comportamento por elementos, acima e abaixo do açude, foram calculadas as médias aritméticas de Cu, Co, Ni, Pb, Zn e F, bem como as retas de regressão para os teores de B em função de A. Obteve-se o seguinte:

	Média A (ppm)	Média B (ppm)
Cu	29	26
Co	24	21
Ni	39	34
Pb	22	21
Zn	50	52
F	281	267

Na figura II.5.1 foram traçadas as várias retas de regressão cujas equações foram as seguintes:

Cu: $B = 7,2 + 0,6A$, $R_2 = 0,54$
Co: $B = 10,7 + 0,5A$, $R_2 = 0,20$
Ni: $B = 6,0 + 0,7A$, $R_2 = 0,53$
Pb: $B = 6,0 + 0,7A$, $R_2 = 0,34$
Zn: $B = 15,0 + 0,7A$, $R_2 = 0,46$
F: $B = 129,0 + 0,5A$, $R_2 = 0,15$ (não-traçado na figura II.5.1)

Tabela II.5.1 – Parâmetros Estatísticos para Sedimento de Corrente

Elemento	Amplitude	Média Geométrica	Desvio Geométrico	Valor Limiar Utilizado	Grau de Detecção
Fe-EE %	0,15/10	2,5	2,0		1215:1220
Mg-EE %	0,03/5	0,3	2,1		1215:1220
Ca-EE %	0,03/15	0,4	3,3		1202:1220
Mn-EE	50/5000	468,7	2,0		1204:1220
Ag-EE	0,1/5	0,8	1,9		99:1220
B-EE	10/300	45,4	2,3		1122:1220
Ba-EE	50/5000	302,4	1,8	1500	1214:1220
Be-EE	1/15	1,4	1,5	5	796:1220
Bi-EE	10/10				23:1220
Co-EE	5/150	17,2	1,6	50	1172:1220
Cr-EE	10/5000	65,7	2,0	300	1204:1220
Cu-EE	5/200	21,5	1,9	70	1206:1220
La-EE	10/300	43,3	1,6	150	1132:1220
Nb-EE	10/30	10,7	1,2	15	454:1220
Ni-EE	5/200	27,5	2,1	100	1181:1220
Pb-EE	10/300	23,4	1,8	100	1114:1220
Sc-EE	5/30	9,4	1,5	20	910:1220
Sn-EE	10/150	13,1	2,0	10	17:1220
Sr-EE	20/5000	185,1	1,9	1000	863:1220
V-EE	10/300	68,0	1,7	100	1212:1220
Y-EE	10/200	27,0	1,6	100	1204:1220
Zr-EE	50/1000	206,0	1,8	1000	875:1220
Zn-AA	3/116	35,5	2,0	90	1220:1220
F-EIE	50/1150	230,6	1,7	510	1216:1220

Obs.: Teores em ppm, quando não-indicados.

Tabela II.5.2 – Parâmetros Estatísticos para Concentrado de Bateia

Elemento	Amplitude	Média Geométrica	Desvio Geométrico	Valor Limiar Utilizado	Grau de Detecção
Fe-EE %	0,3/20	7,0	2,0		313:335
Mg-EE %	0,02/1	0,1	2,3		318:335
Ca-EE %	0,05/15	0,3	4,7		208:335
Mn-EE	70/5000	971,8	2,6		271:335
As-EE	200/500	233,0	1,4	200	6:335
Au-EE	15/15				1:335
B-EE	10/2000	62,6	4,3		224:335
Ba-EE	20/2000	65,1	2,6	200	226:335
Be-EE	1/5	1,6	1,7	1	25:335
Co-EE	5/500	34,8	2,0	70	203:335
Cr-EE	10/5000	158,1	3,7	500	214:335
Cu-EE	5/150	10,1	2,0	20	212:335
La-EE	20/1000	73,3	3,2	300	240:335
Mo-EE	5/10	6,3	1,3		9:335
Nb-EE	10/30	12,0	1,3	15	135:335
Ni-EE	5/700	22,0	2,6	100	290:335
Pb-EE	10/2000	34,2	2,0	100	291:335
Sc-EE	5/70	14,8	2,0		51:335
Sn-EE	10/1000	24,1	3,0	30	82:335
Sr-EE	100/1000	289,7	2,0	300	37:335
V-EE	10/1000	86,3	2,5		318:335
Y-EE	10/2000	84,2	3,7	700	312:335
Zr-EE	10/1000	114,3	2,9	500	170:335

Obs.: Teores em ppm, quando não-indicados.

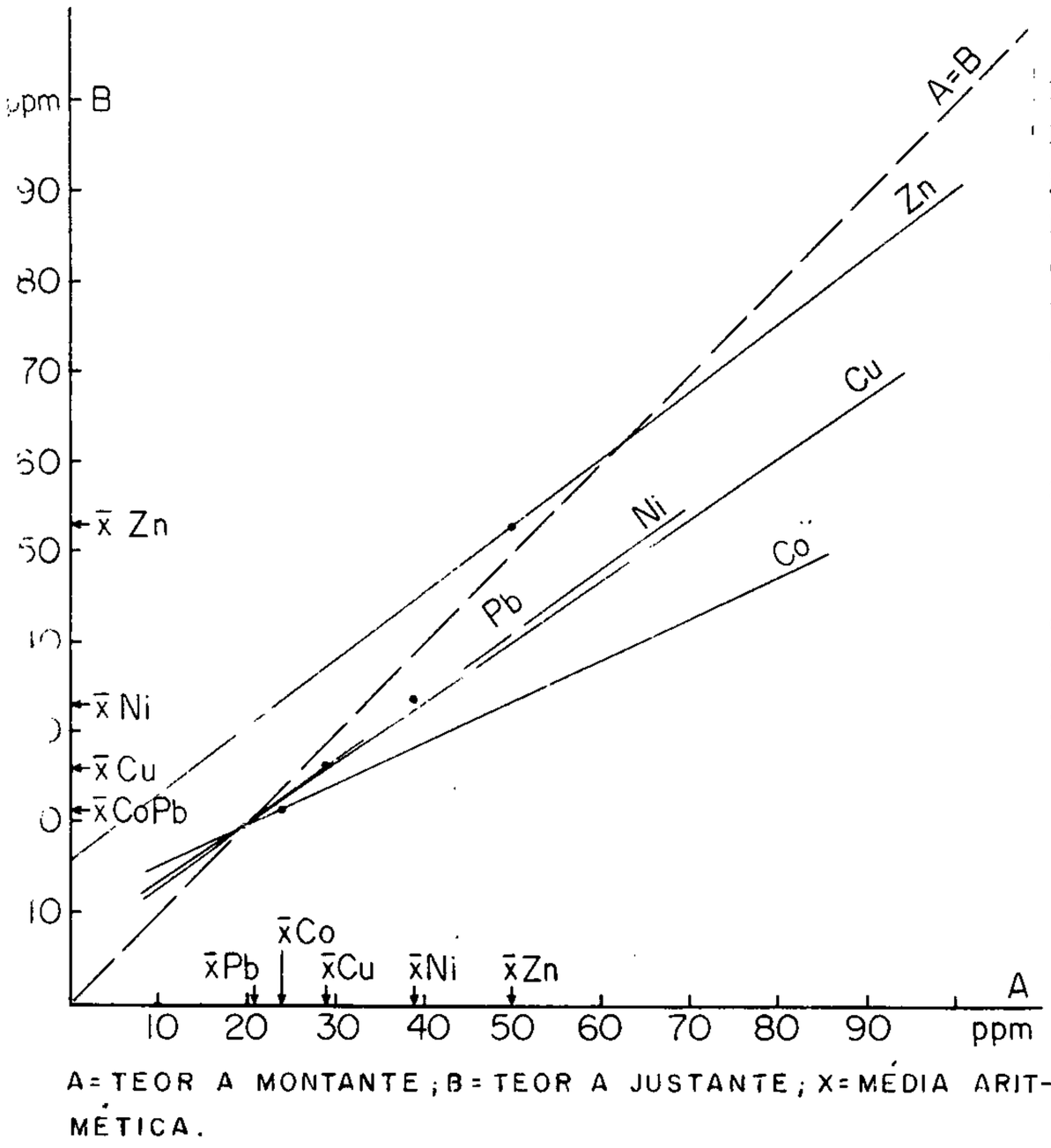


Fig. II.5.1 – Influência de açudes no teor dos elementos.

As retas de regressão evidenciam uma elevação nos teores obtidos à montante dos açudes, naquelas drenagens mais ricas nos elementos considerados, ao passo que nas drenagens mais pobres verifica-se o aporte, ou seja, há um ligeiro enriquecimento à jusante. Deve-se enfatizar, ainda, o considerável espalhamento dos pontos que definiram as retas, refletido nos baixos coeficientes de determinação (R_2) obtidos.

5.2 LITOGEOQUÍMICA

Nesse subitem serão feitas considerações a respeito do quimismo dos granitóides que ocorrem na área, bem como das rochas metavulcânicas do Complexo Canindé.Todas as análises foram efetuadas em rochas procedentes da Folha Piranhas, adjacentes a leste da Folha Santa Brígida.

5.2.1 GRANITÓIDES TIPO SERRA NEGRA

Tipologia da Amostra

Apenas uma amostra desses granitóides, correspondente ao augengranitóide gnáissico que aflora no canto sudoeste da Folha Piranhas (tabela II.5.3), foi submetida a análise química, tendo apresentado elevados percentuais de SiO_2 e K_2O e baixos teores Al_2O_3 e P_2O_5.

Tabela II.5.3 – Análises Químicas dos Granitóides Tipos Sítios Novos e Serra Negra

ELEMENTO		AMOSTRA										
		RS 270	RS 324	RS 346	RS 357	RS 361	RS 547	RS 606B	RS 613	RS 271A	RS 271B	RS* 422
SiO_2	%	73,3	68,6	73,3	71,6	70,5	73,4	73,4	72,3	66,5	65,6	73,4
TiO_2	%	0,25	2,1	0,17	0,21	0,42	0,17	(0,05)	0,31	0,59	0,63	0,25
Al_2O_3	%	13,5	15,1	14,2	14,2	15,1	14,2	13,7	14,6	14,2	15,5	13,2
Fe_2O_3	%	1,5	1,2	0,73	0,64	0,69	0,50	0,34	0,77	2,4	1,8	0,99
FeO	%	0,44	0,60	0,42	0,64	0,53	0,77	0,19	0,53	2,4	3,1	0,52
MnO	%	(0,05)	(0,05)	(0,05)	(0,05)	(0,05)	(0,05)	(0,05)	(0,05)	(0,05)	(0,05)	(0,05)
MgO	%	0,49	0,41	0,23	0,41	0,53	1,6	0,05	0,28	2,5	2,1	0,18
CaO	%	1,7	1,3	2,0	0,70	1,8	1,7	0,70	1,2	3,8	4,2	0,21
Na_2O	%	3,6	4,9	3,9	5,1	4,6	3,8	5,4	4,9	3,4	3,1	3,6
K_2O	%	3,5	5,1	4,3	4,8	5,1	7,3	4,4	4,8	2,7	2,2	6,0
P_2O_5	%	0,05	0,12	0,07	0,16	0,18	0,47	0,05	0,08	0,19	0,20	0,07
P.F.	%	0,8		0,4			0,6	0,2	0,3	0,6	0,7	
Ba	ppm		1200	1250	700	1500	680	100	860	1040		280
Nb	ppm		N10	N10	N10	N10	N10	N10	N10	23		26
Rb	ppm		247	180	376	196	207	317	375	136		424
Sr	ppm		529	384	454	818	314	427	72	407		57
Y	ppm		N10	N10	N10	(10)	17	N10	N10	48		39
Zr	ppm		345	146	192	196	157	260	60	1000		253
F	ppm		1100	740	1700	440	270	(100)	580	2300		1600
Li	ppm		42	12	82	20	20	5	28	35		42
Cu	ppm									50		
Zn	ppm									75		
K_2O/ Na_2O		0,9	1,0	1,1	0,9	1,1	1,9	0,8	0,9	0,7	0,7	1,6

Obs.: 1) Teores entre parênteses, abaixo do limite indicado.
2) N = não-detectado com o limite indicado.
3) * = amostra de Granitóides tipo Serra Negra.

Em termos de elementos-traço há um relativo enriquecimento em Rb, Zr, F, Li, Sn e um marcante empobrecimento em Sr e Ba e Cu.

No diagrama de Debon & Le Fort (1983), segundo os parâmetros A e B, essa amostra constitui um leucogranito peraluminoso, e segundo os parâmetros Q-P, representa um granito altamente diferenciado (ID = 96.64), semelhante aos alcali-feldspatos granitos de Streckeisen.

O índice de ferro tem valor bastante elevado, semelhante aos granitos "rapakivi" de Sviridenko.

A relação K/Rb é bastante baixa, inferior aos valores atribuídos às associações shoshoníticas, por Jakes & White (1972).

Tipologia das associações magmáticas

A presença de coríndon normativo (CIPW) é indicativa de granito peraluminoso, embora o valor de Al_2O_3 seja inferior àquele referido por Barker (1976) para os líquidos trondhjemítico-tonalíticos tipo "high-alumina" (acima de 15% de Al_2O_3).

A razão K_2O/Na_2O é indicativa de granito de série shoshonítica, enquanto o somatório dos álcalis em comparação com o SiO_2 retrata rocha da série alcalina.

Embora no diagrama de Debon & Le Fort (1983) ele se apresente com cárater peraluminoso (subdomínio III), entre os minerais normativos a magnetita predomonina sobre a ilmenita.

O enriquecimento nos elementos Rb, Zr, F, Li e Sn indica participação de segmento da crosta litosférica na constituição desse granito. Os teores dos elementos citados reforçam as evidências petrográficas e de campo que conduzem para uma origem por fusão crustal para os granitóides tipo Serra Negra (Granitos tipo S).

Com relação ao comportamento do Al_2O_3, na conceituação de Debon & Le Fort (1983) sete amostras são metaluminosas e uma é peraluminosa. No diagrama molecular de Louiselle & Wones (Sial,1986) a maioria das amostras cai no campo metaluminoso, duas são peralcalinas e uma peraluminosa (fig.II.5.3). Todavia, todas ficam muito próximas ao campo metaluminoso, de forma que os granitóides tipo Sítios Novos podem ser considerados como metaluminosos .

Na figura II.5.4, diagrama de minerais característicos (Debon & Le Fort, 1983), as amostras se situam predominantemente nos setores IV, onde predomina o anfibólio, e no V, onde a presença de clinopiroxênio é importante, jun-

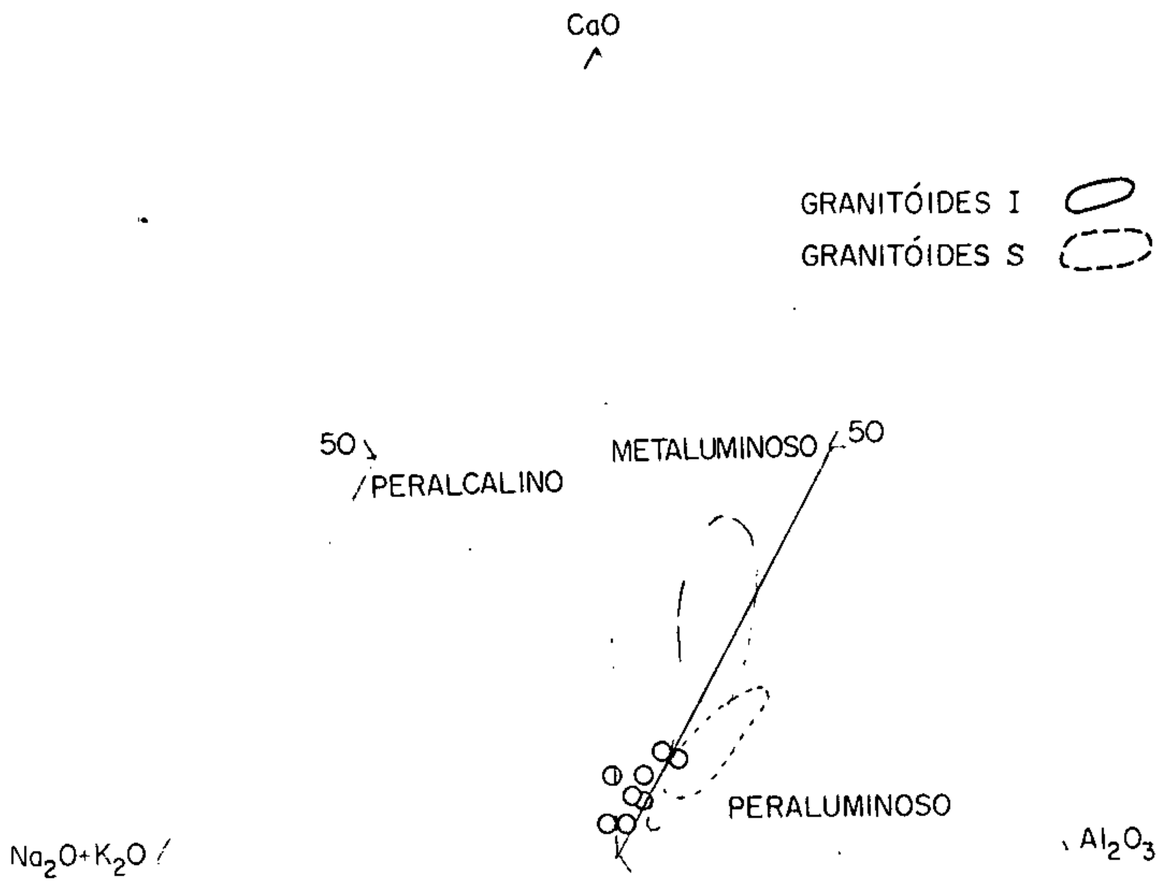


Fig. II.5.3 – Diagrama de Loiselle & Wones (Sial, 1986) – Granitóides tipo Sítios Novos.

5.2.3 GRANITÓIDES TIPO SÍTIOS NOVOS

Tipologia das Amostras

Das oito amostras analisadas (tabela II.5.3), cinco caem no campo dos granitos e as demais caem, duas no campo dos álcali-granitos e uma no campo dos quartzo-sienitos no diagrama multicatiônico R_1-R_1 de La Roche (fig.II.5.2).

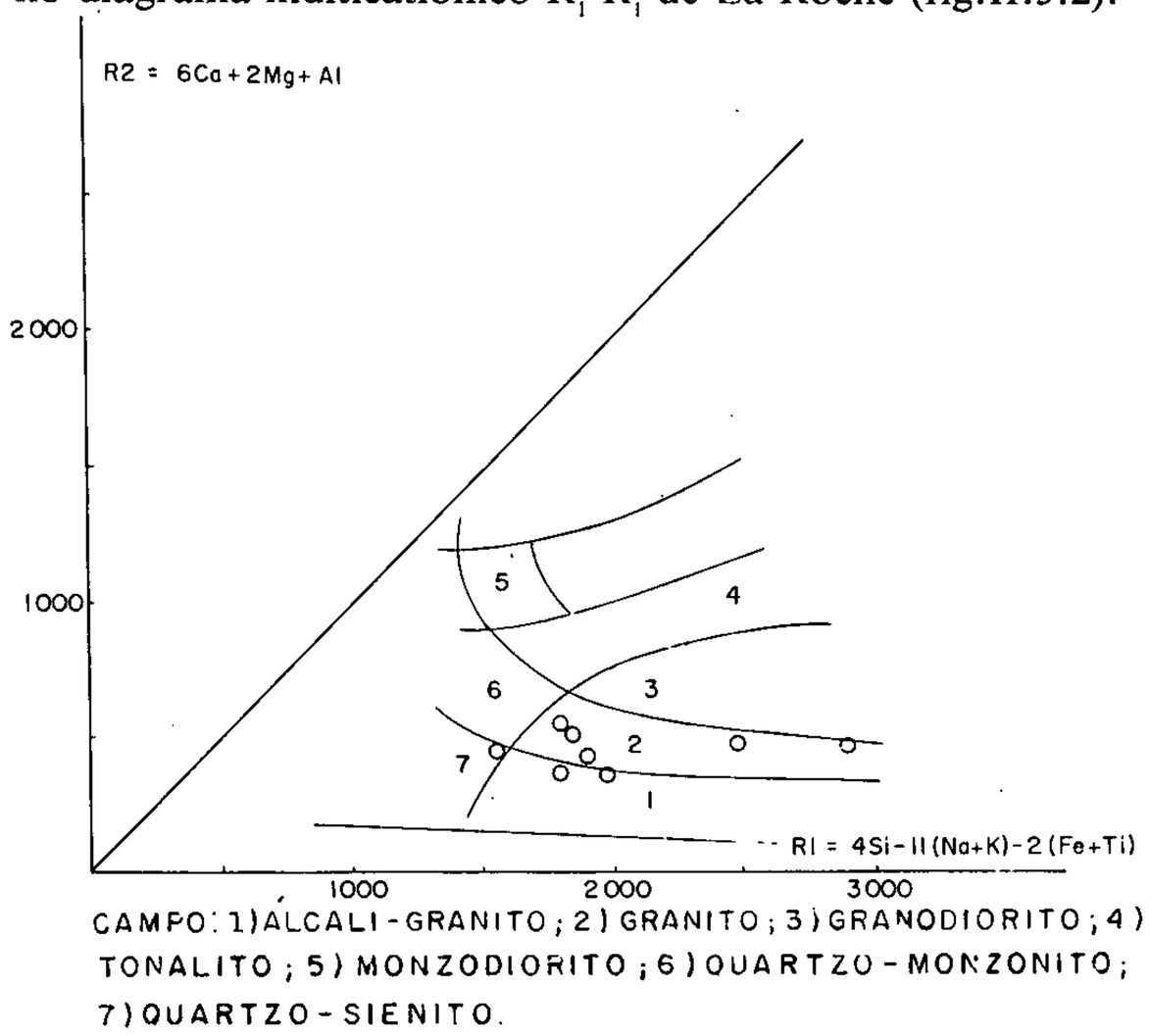


Fig. II.5.2 – Diagrama multicatiônico R_1-R_2 (La Roche et alii, 1980) – Granitóides tipo Sítios Novos.

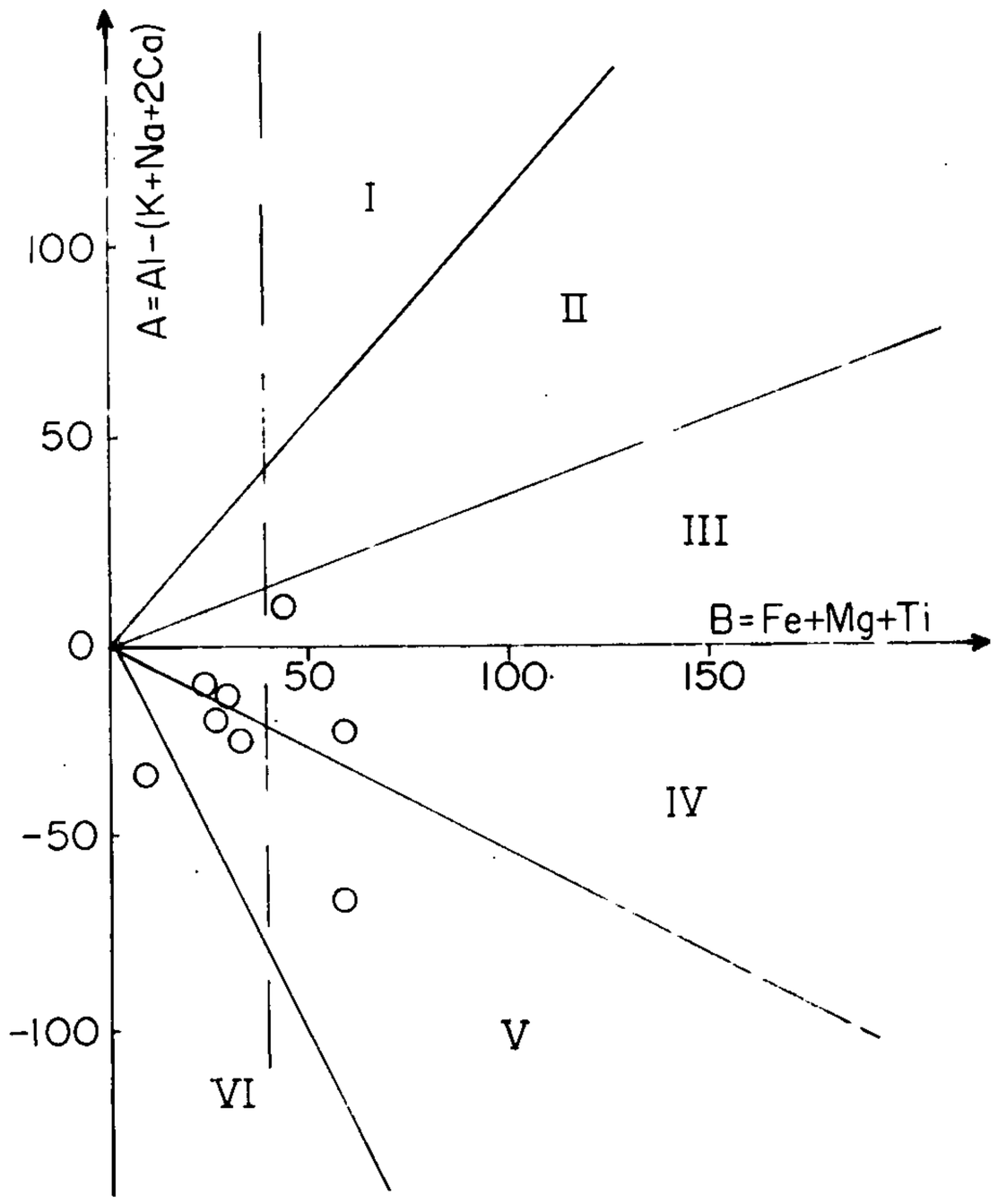


Fig. II.5.4 – Diagrama de minerais característicos (Debon & Le Fort, 1983) – Granitóides tipo Sítios Novos.

tamente com epidoto primário e/ou esfeno. A maioria das amostras cai também dentro do limite dos leucogranitos (B 38,8%).

A relação K_2O/Na_2O apresenta valores em torno de 1,0, enquanto a relação Fe_2O_3/FeO é em geral superiora 1,0, atingindo até 3,4.

As relações K/Rb também são características de rochas ricas em K_2O (shoshoníticas), segundo Jakes & White (1972), apresentando valores baixos, geralmente inferiores a 300.

Na figura II.5.5 observa-se a distribuição de K_2O em função do teor de SiO_2. Novamente é nítido o enriquecimento de K_2O, que nesse caso mostra uma aparente correlação negativa com o SiO_2. No mesmo gráfico foram delimitados também os campos calcialcalino, calcialcalino com alto K e dos shoshonitos de Peccerillo & Taylor (1976).

Embora os diagramas de Harker venham sofrendo críticas quanto à sua validade para interpretações petrológicas (Batchelor & Bowden, 1985), eles são úteis para verificar a homogeneidade da distribuição dos dados em função da SiO_2. Nas figuras II.5.6, II.5.7 e II.5.8 são mostrados os diagramas de MgO, TiO_2 e P_2O_5 versus SiO_2, onde a nítida correlação negativa, aliada ao pequeno espalhamento dos pontos, sugere cristalização fracionada a partir de uma fonte ígnea pura ou pouco contaminada por material crustal.

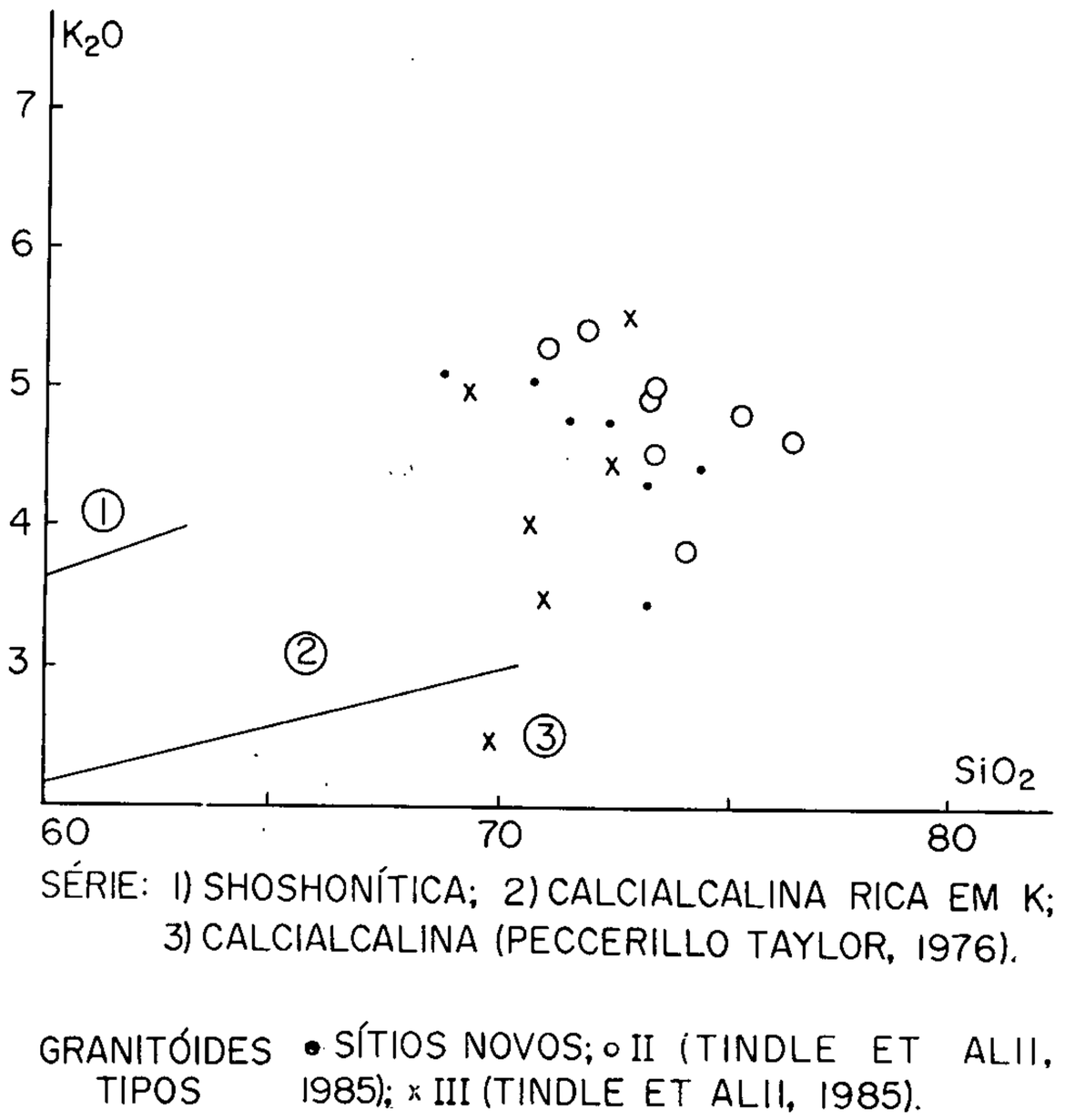


Fig. II.5.5 – Diagrama de variação K_2O x SiO_2 – Granitóides tipo Sítios Novos.

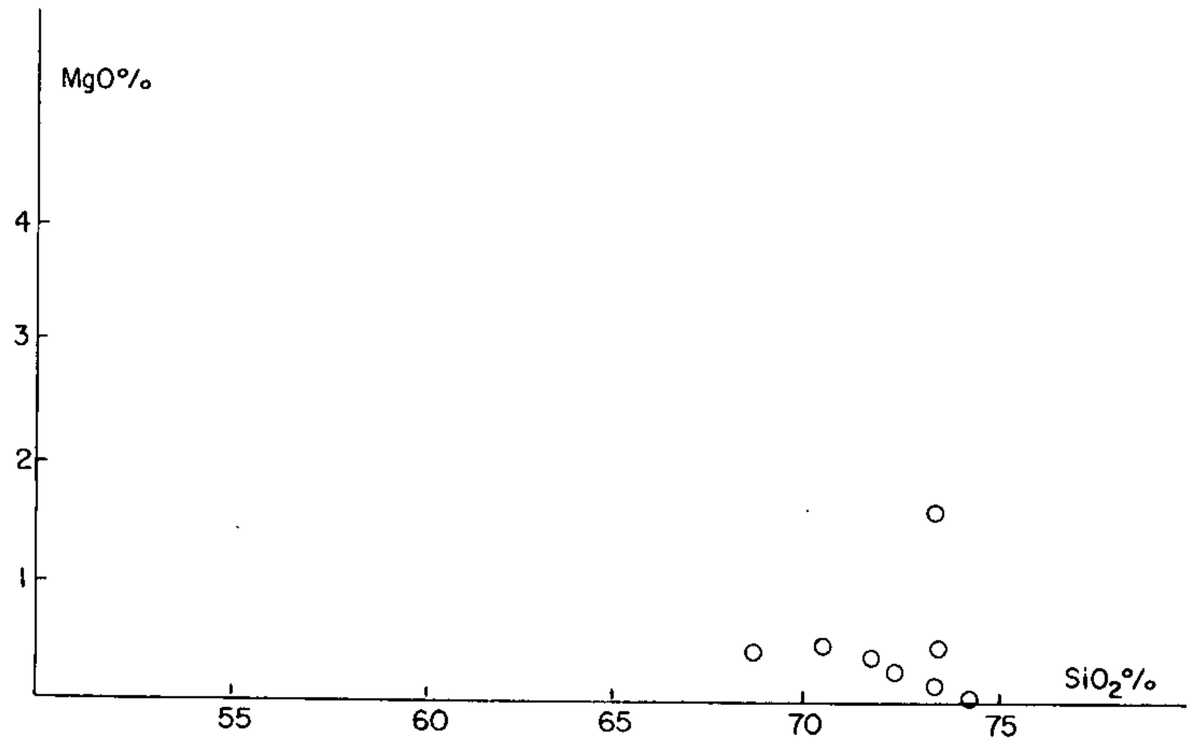


Fig. II.5.6 – Diagrama de variação MgO x SiO_2 – Granitóides tipo Sítios Novos.

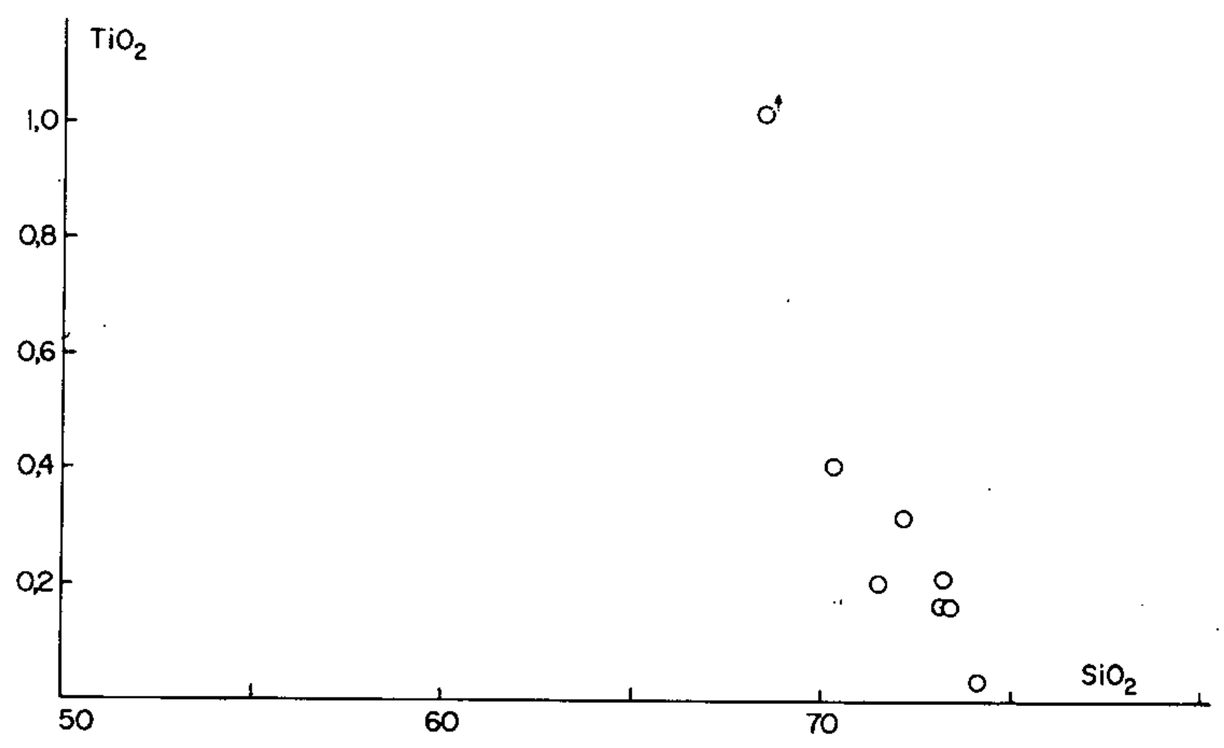


Fig. II.5.7 – Diagrama de variação TiO_2 x SiO_2 – Granitóides tipo Sítios Novos.

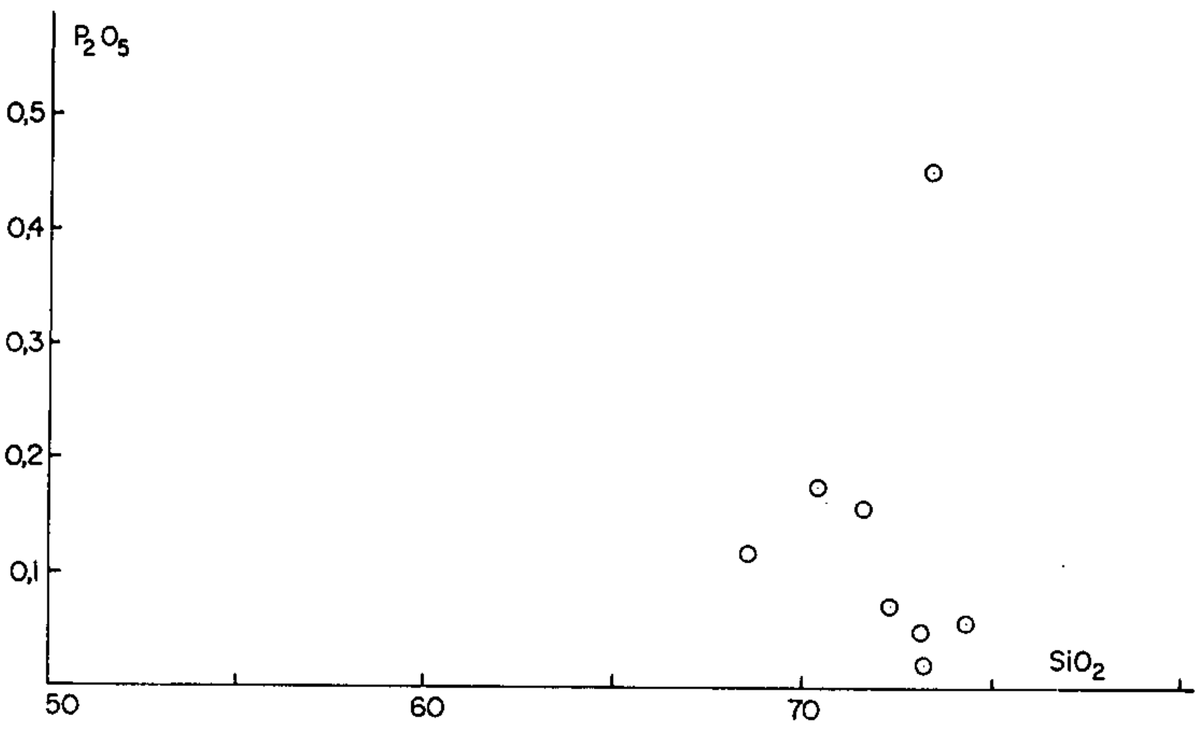


Fig. II.5.8 – Diagrama de variação P_2O_5 x SiO_2 – Granitóides tipo Sítios Novos.

Tipologia das Associações Magmáticas

Com o intuito de caracterizar as associações magmáticas porventura presentes, vários gráficos foram confeccionados.

Os granitóides tipo Sítios Novos caem todos no campo alcalino, do diagram de Wright (fig.II.5.9).

No diagrama Q'ANOR de Streckeisen & Le Maitre (1979), os granitóides caracterizam-se pela tendência alcalina das amostras (fig.II.5.10). Esse padrão fica melhor caracterizado ainda no diagrama multicatiônico R_1-R_2 da figura II.5.11 onde os "trends" de várias associações magmáticas foram traçados (Stussi, 1982). A tendência subalcalina fica muito bem caracterizada e confirma a informação dada no gráfico K_2O x SiO_2 (fig.II.5.5), onde as amostras cairam no campo calcialcalino com alto K ou até no campo shoshonítico(?). A relação K/Rb em torno de 250, segundo Jakes & White (1972), também caracteriza séries shoshoníticas.

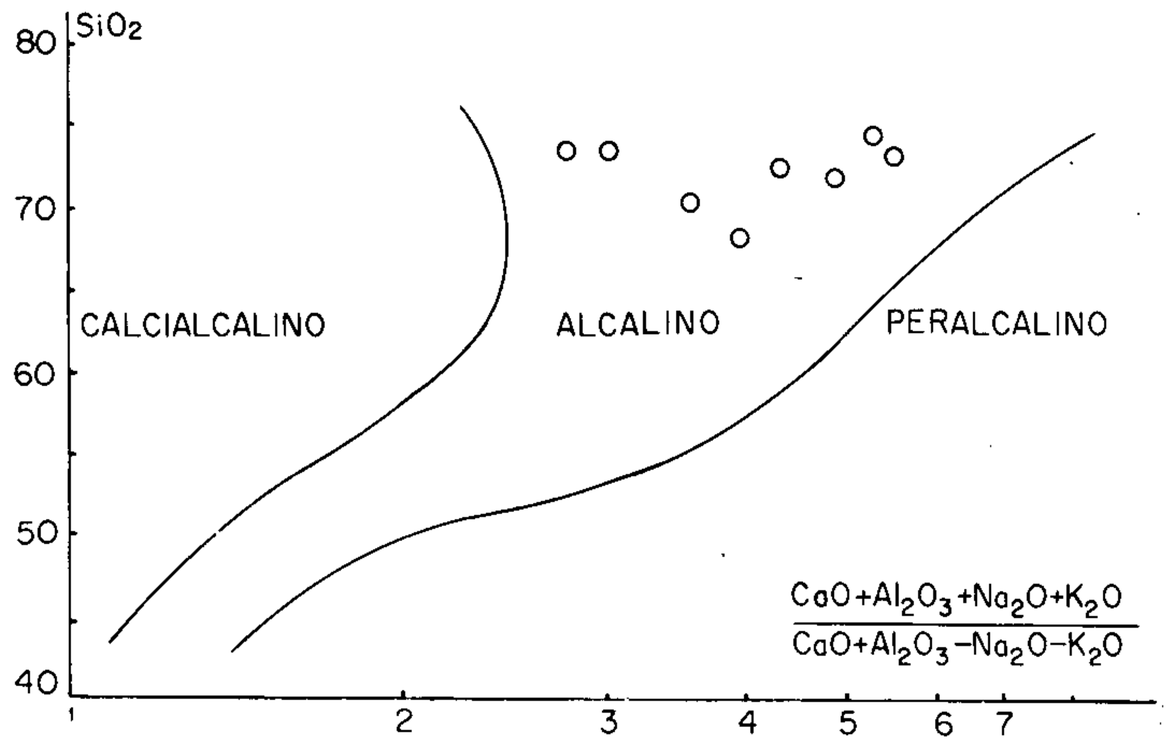
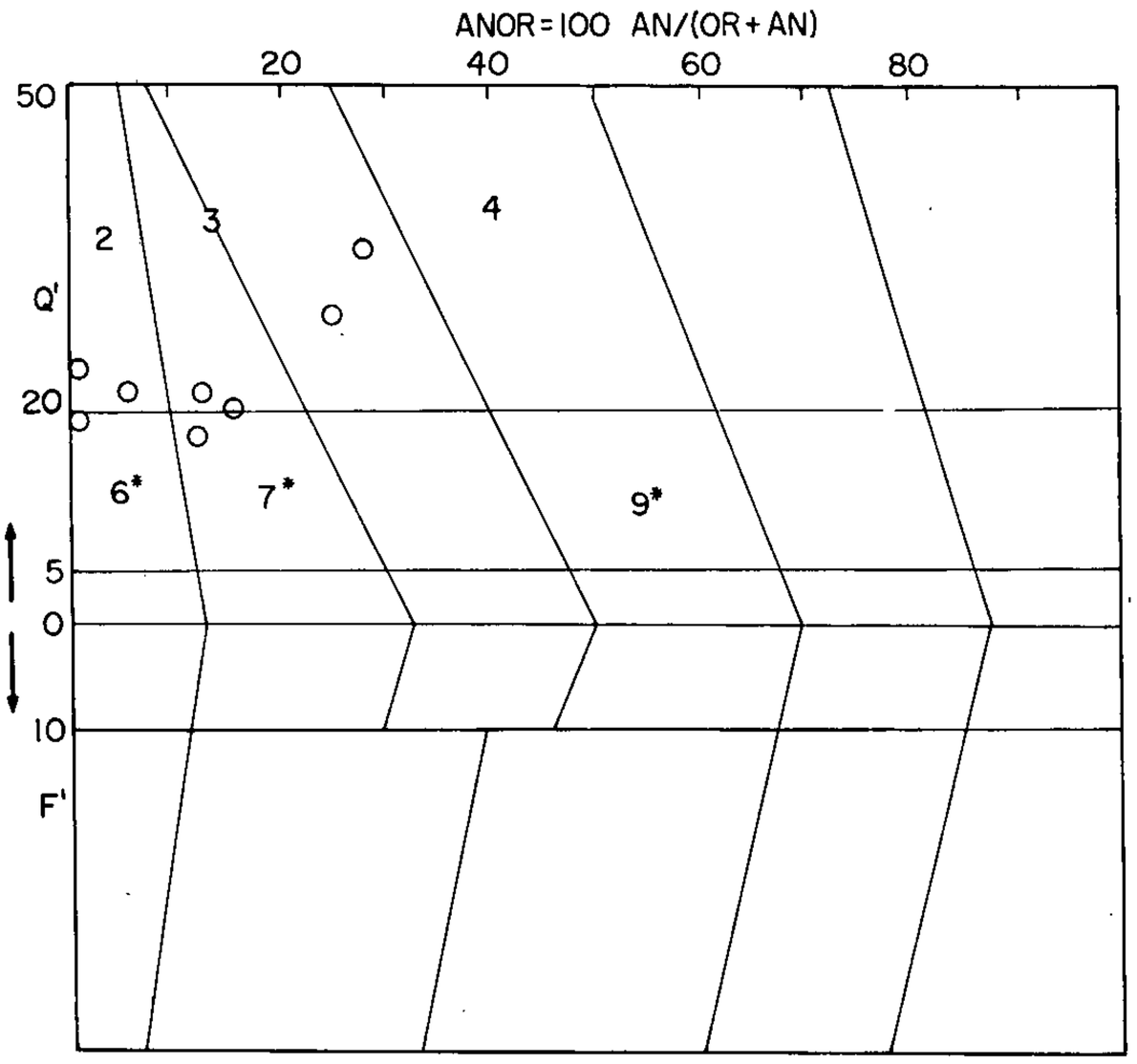


Fig. II.5.9 – Diagrama de Wright (1969) – Granitóides tipo Sítios Novos.



CAMPOS: 2) Álcali - feldspato - granito; 3) Granito;
4) Granodiorito; 6*) Quartzo álcali - feldspato - sienito; 7*) Quartzo - sienito;
9*) Quartzo - monzodiorito

Fig. II.5.10 – Diagrama de Streckeisen & Le Maitre (1979) – Granitóides tipo Sítios Novos.

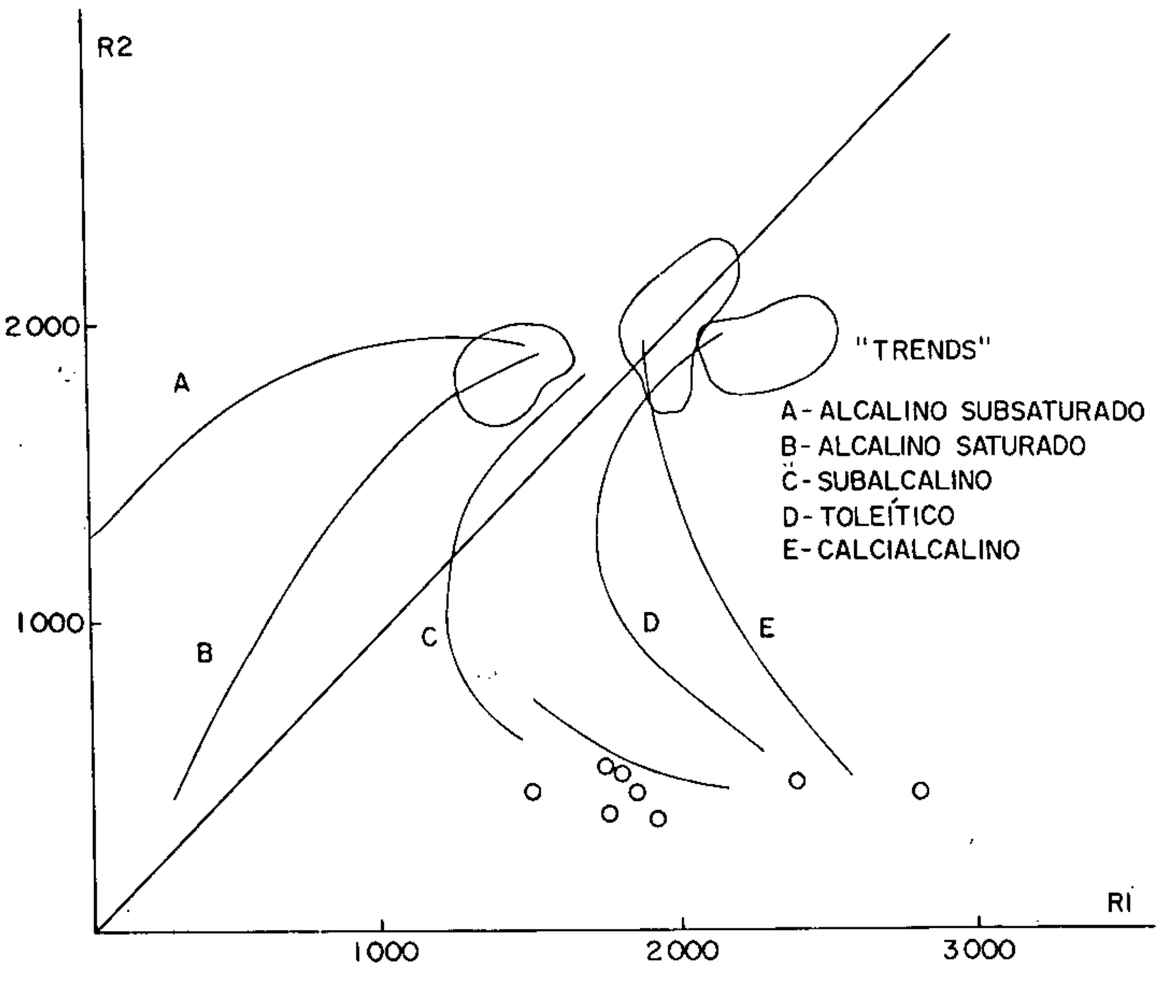


Fig. II.5.11 – Diagrama R_1-R_2 com as séries magmáticas (baseado em Stussi, 1982) – Granitóides tipo Sítio Novos.

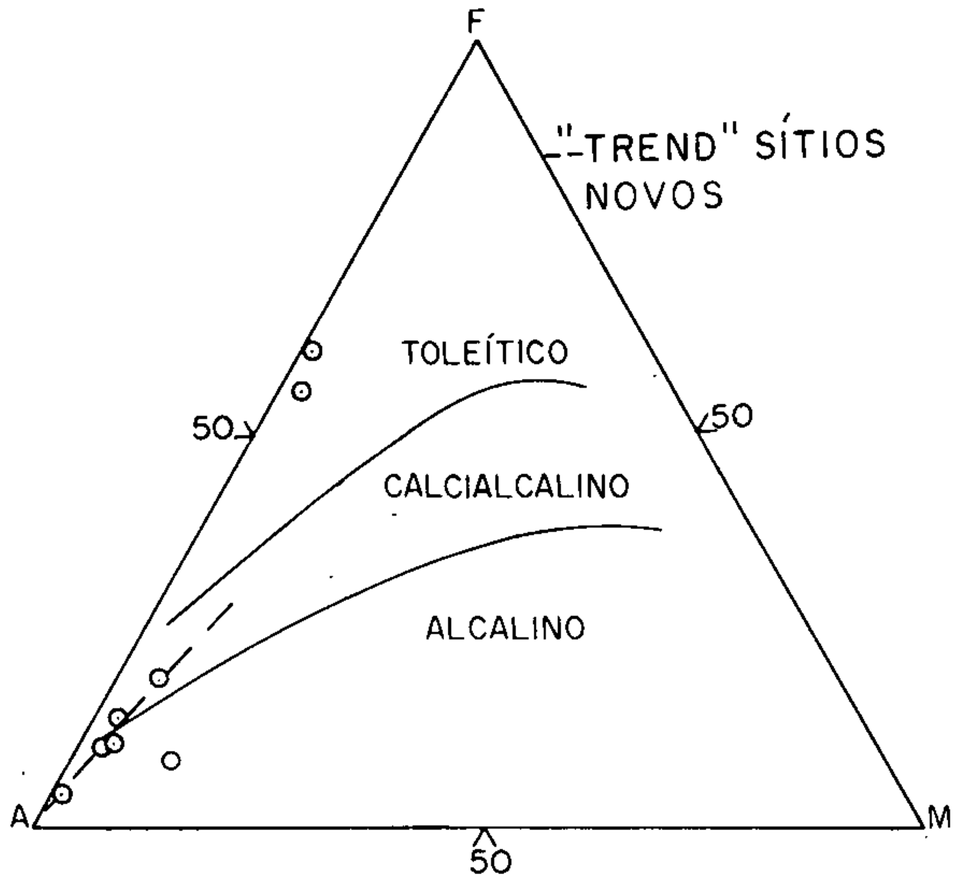


Fig. II.5.12 – Diagrama AFM.

No diagrama AFM (fig.II.5.12) algumas amostras ficam dispersas, contudo a maioria cai no campo alcalino. Duas amostras caem no campo toleítico, contudo, segundo Bowden et alii (1984), este é um fato que ocorre com freqüência com os granitóides alcalinos.

A ausência de coríndon normativo, a relação K_2O/Na_2O baixa, e a especificidade metaluminosa evidenciam esses granitóides como sendo do tipo I de White & Chapell (1977). Todavia, no gráfico da figura II.5.3, as amostras não caem dentro dos campos definidos como característicos dos granitóides tipo I ou S, talvez devido ao enriquecimento em álcalis.

Na figura II.5.4 as associações cafêmicas metaluminosas de Debon & Le Fort (1983) indicam rochas originadas ou de fonte magmática pura ou a partir de mistura entre material mantélico e siálico, contudo, com predomínio do primeiro.

A relação Fe_3+/Fe_3+ alta e o diagrama da figura II.5.13 caracterizam os granitóides tipo Sítios Novos como representantes de granitóides da série a magnetita, de Ishihara (1977).

Todas as características descritas levam a supor que os granitóides tipo Sítios Novos são representantes de uma série magmática com características subalcalinas, com enriquecimento em K, formada por cristalização fracionada de um magma constituído provavelmente por uma mistura de material mantélico e siálico, com predomínio do primeiro.

Ambiência Geotectônica

A primeira questão a ser definida quanto ao ambiente é se ele tem características compressionais ou extensionais. No diagrama modificado de Petro et alii (1979), que relaciona Log ($CaO/Na_2O + KO_2$) x SiO_2, o espalhamento dos

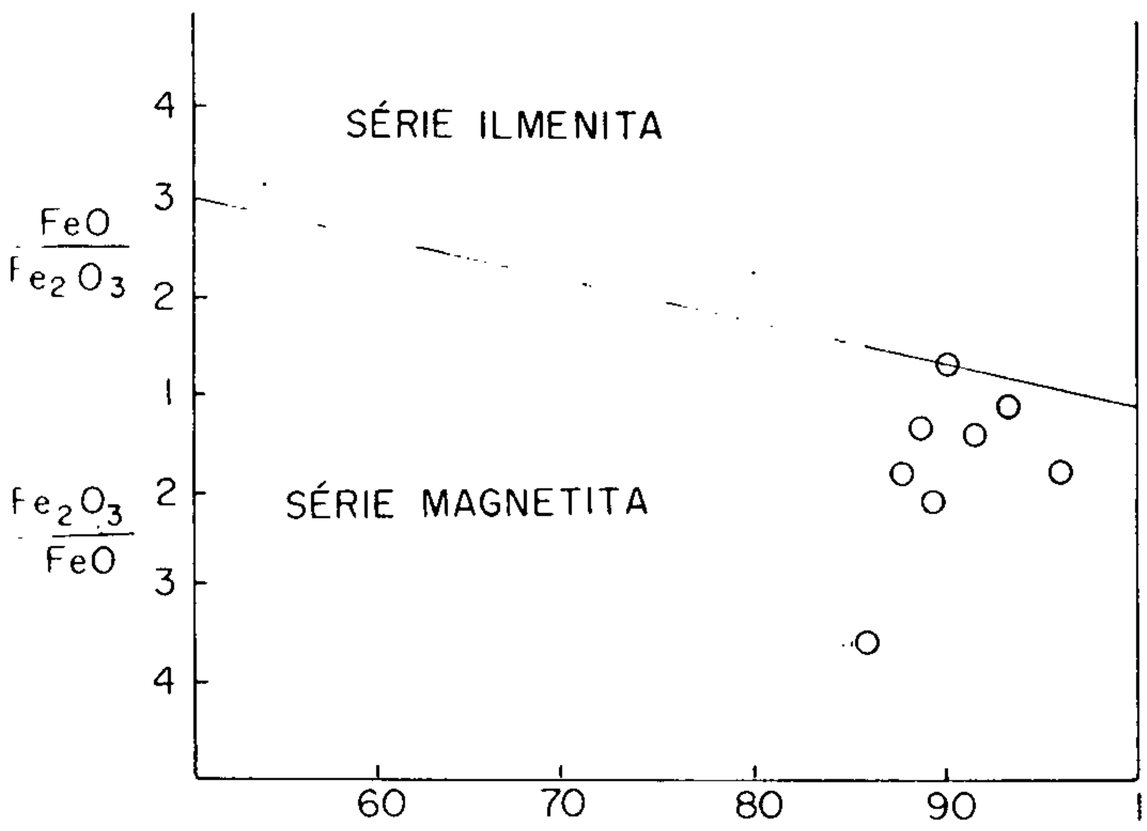


Fig. II.5.13 – Diagrama de Ishihara, 1981 (Marini & Botelho, 1986) – Granitóides tipo Sítios Novos.

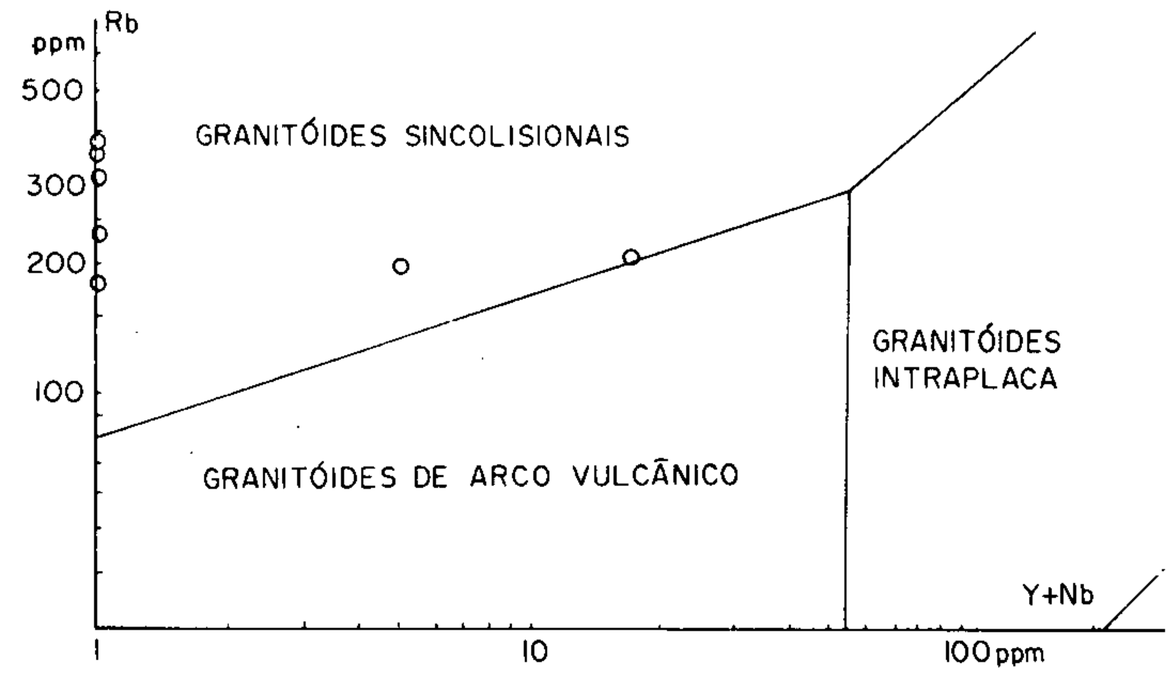


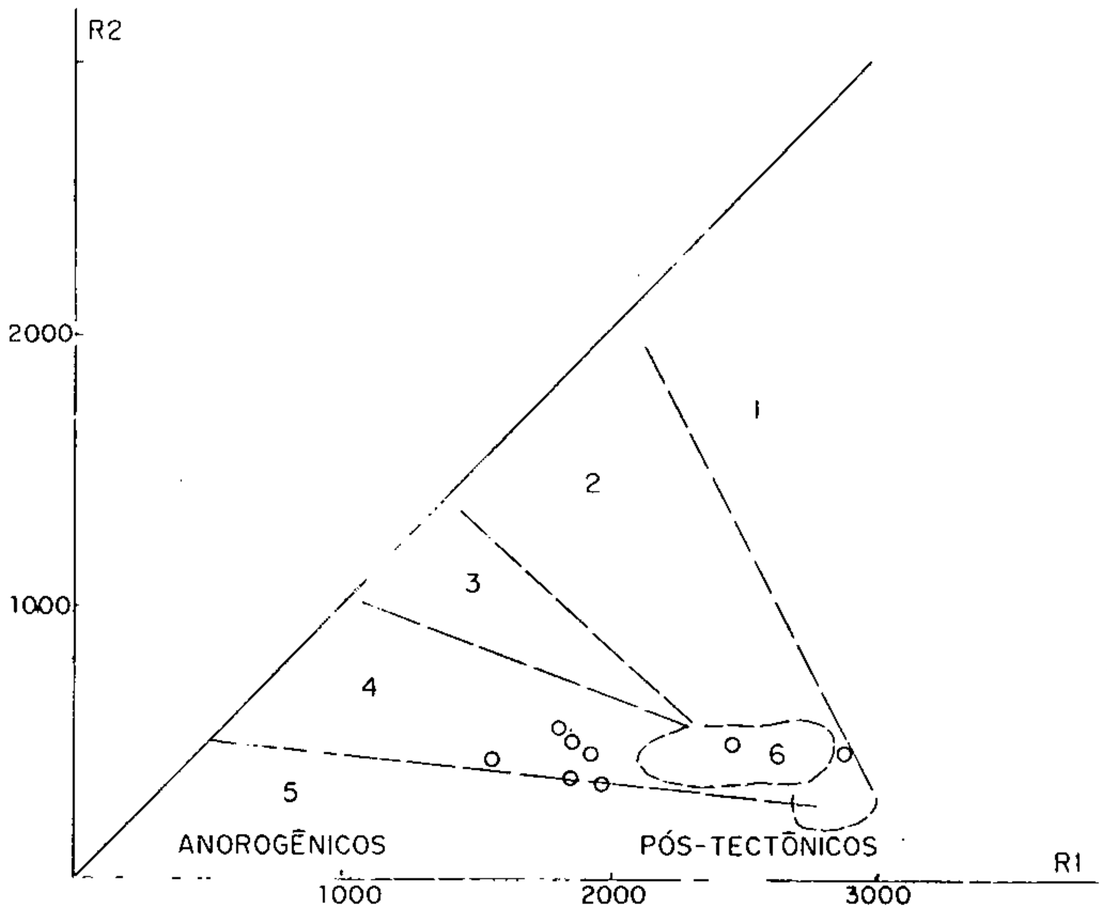
Fig. II.5.14 – Diagrama discriminante Rb x (Y + Nb) (Pearce et alii, 1984).

pontos não permitiu o traçado de nenhuma reta de regressão, tornando impossível o cálculo do índice de calcialcalinidade dos granitóides em pauta. No diagrama AFM (fig.II.5.12) o "trend" evidenciado pela maioria dos pontos é oblíquo em relação ao eixo A-F, indicando um ambiente compressivo, porém se se incluir as duas amostras que caíram no campo toleítico o "trend" ficará paralelo ao eixo A-F caracterizando, nesse caso, ambiente distensivo, segundo os mesmos autores (Petro et alii, 1979).

Quando se compara os ID, CaO, álcalis, razões $CaO/(Na_2O + K_2O)$ e $Fe_2O_3/(Fe_2O_3 + MgO)$ obtidos dos granitóides tipo Sítios Novos com aqueles tabulados para suítes extensionais e compressivas (Petro et alii, 1979), a maioria dos parâmetros tende mais para os valores referentes às suítes extensionais que para as compressivas. Aparentemente os valores apresentados por esses autores não podem ser seguidos como realmente discriminantes, com exceção da razão $Fe_2O_3/(Fe_2O_3 + MgO)$, pois quando se compara dados de suítes compressivas, citadas por Tindle et alii (1986), também se observa que há confusão, sobretudo com relação aos teores de CaO e álcalis, que não raro caem no campo distensivo embora sejam, obviamente, de ambiente compressivo. A relação $Fe_2O_3/(Fe_2O_3 + MgO)$ dos granitóides tipo Sítios Novos mostrou-se compatível com as suítes compressivas.

No diagrama Rb x (Y + Nb), de Pearce et alii (1984), (fig. II.5.14), observa-se que todas as amostras caem no campo sincolisional, em função sobretudo dos valores extremamente baixos de Nb e Y, normalmente inferiores ao limite de detecção do método analítico utilizado (10ppm), e valores de Rb acima de 100ppm.

Ambientes colisionais podem ser provocados por choques entre continentes, entre continente e arco vulcânico ou entre arcos vulcânicos. Em relação ao evento de maior deformação os granitóides podem ser sin ou pós-colisão (sintectônico ou pós-tectônico). Harris et alii (1986) apresentam diagramas utilizando Rb, Hf e Ta cujo principal objetivo é a discriminação entre os vários granitóides que podem ocorrer relacionados às zonas de colisão continente-continente. São apresentados e caracterizados quatro tipos de intrusão: grupo I, pré-colisão, semelhante às calcialcalinas de arco-de-ilhas; grupo II, sintectônicos, os leucogranitos; grupo III pós e tarditectônicos, muito semelhantes ao



GRUPO: 1) PLAGIOGRANITOS; 2) GRANITÓIDES PRÉ-COLISIONAIS; 3) GRANITÓIDES PÓS-COLISIONAIS CALEDONIANOS (UPLIFT); 4) GRANITÓIDES TARDITECTÔNICOS; 5) GRANITÓIDES ANOROGÊNICOS E PÓS-TECTÔNICOS; 6) GRANITÓIDES SINCOLISIONAIS.

Fig. II.5.15 – Diagrama discriminante de Batchelor & Bowden (1985) – Granitóides tipo Sítios Novos.

grupo I e o grupo IV que são intrusivas colocadas em ambientes pós-tectônicos representados por diques e intrusões alcalinas ou shoshoníticas.

Os gráficos de Harris et alii (1986) não podem ser utilizados porque Ta e Hf não foram analisados, porém, comparando os teores dos elementos maiores e traços apresentados para suítes dos grupos II e III observa-se que os teores dos elementos analisados nos granitóides tipo Sítios Novos são semelhantes aos de ambos os tipos, porém o grupo II é representado por leucogranitos peraluminosos, micáceos, com enclaves pelíticos, freqüentemente com turmalina, ou seja, são granitóides do tipo S de White & Chapell (1977). Na região de Sítios Novos, embora ocorram migmatitos, os granitóides são metaluminosos, sem enclaves pelíticos, com teores de TiO_2 relativamente elevados, ou seja, tipicamente granitóides calcialcalinos, ricos em K do tipo I e também da série a magnetita de Ishihara (1977).

Portanto, os granitóides são mais semelhantes aos representantes intrusivos tardi a pós-tectônicos do grupo III.

Na figura II.5.5 foram lançados os teores de vários granitóides do grupo II e III. Os granitóides tipo Sítios Novos mostram mais semelhança com os granitóides do grupo III.

Na figura II.5.15 foram lançados os parâmetros relativos aos granitóides em foco no diagrama multicatiônico R_1-R_2, segundo Batchelor & Bowden (1985). O diagrama discrimina muito bem os campos de seis séries granitóides com base em Lameyre & Bowden (1982). Os granitóides Sítios Novos caem todos dentro do campo dos granitóides tarditectônicos, dentro do "trend" subalcalino e muito próximo ao campo dos granitóides anorogênicos.

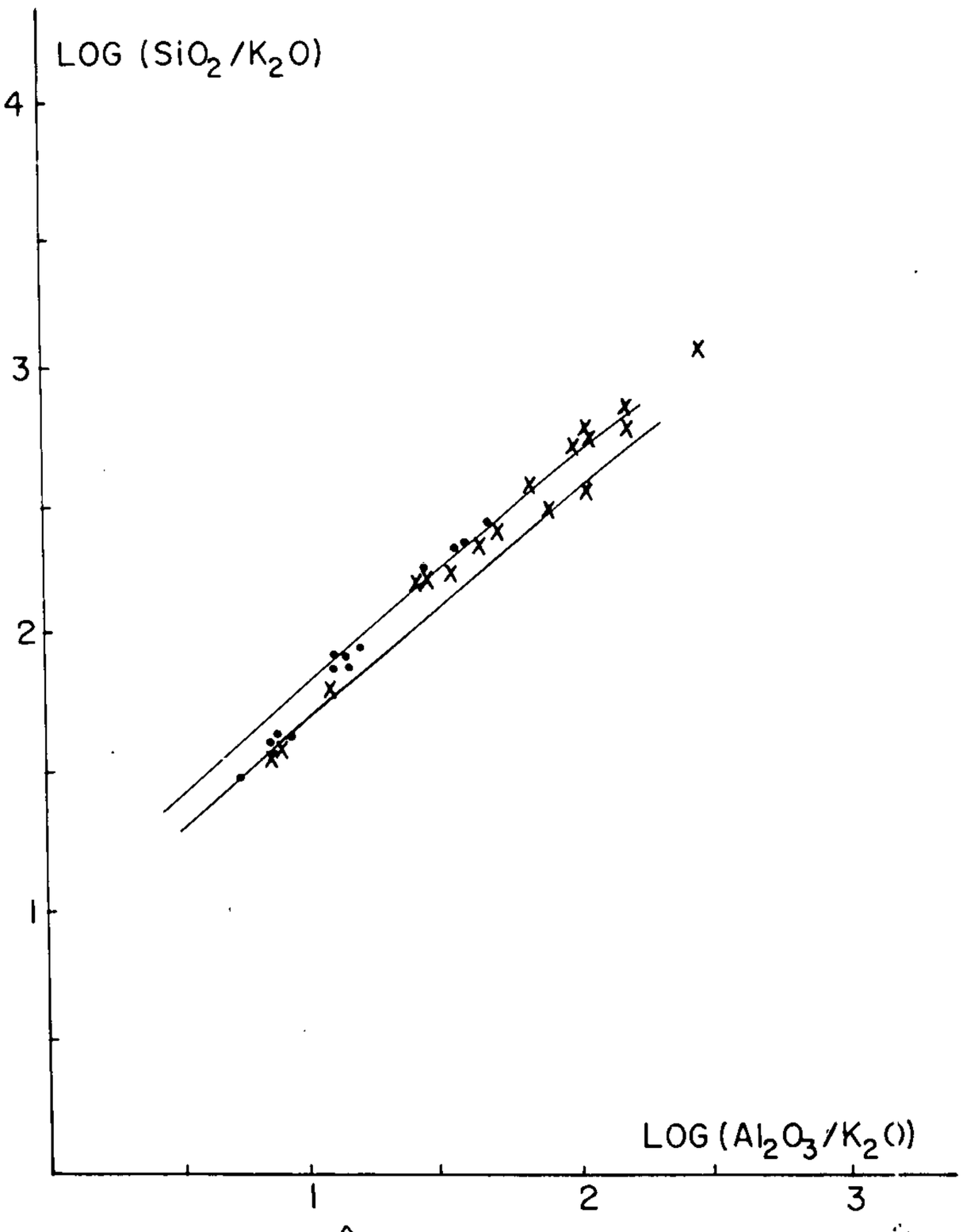


Fig. II.5.16 – Diagrama LOG molecular SiO_2 – Al_2O_3 de Beswick & Soucie (1978).

5.2.3 COMPLEXO CANINDÉ

A maioria das análises disponíveis é oriunda do Projeto Radambrasil (Gava et alii, 1983) enquanto apenas três amostras foram analisadas no presente trabalho.

As análises são representativas das unidades Novo Gosto e Gentileza (tabela II.5.4), sendo que esta última, constituída dominantemente de metavulcânicas básicas, não está representada na Folha Santa Brígida, ocorrendo mais a leste, na Folha Piranhas.

Na medida em que inferências sobre a petrologia das rochas deveriam ser feitas, foi efetuado um tratamento gráfico para verificar o grau de confiança oferecido pelos dados químicos existentes, já que alterações por metamorfismo, metassomatismo ou outros processos pós-magmáticos poderiam ter afetado o equilíbrio químico das rochas cujas composições são predominantemente básicas.

Seguindo a sistemática adotada por Beswick & Soucie (1978), foram feitos cinco gráficos (figs.II.5.16, II.5.17, II.5.18, II.5.19 e II.5.20) onde os parâmetros analíticos das amostras foram lançados. Nos gráficos Log (SiO_2/K_2O) x Log (Al_2O_3/ K_2O) e Log (CaO/K_2O) x Log (SiO_2/K_2O) praticamente todas as amostras caem dentro da faixa do "trend" ígneo. Algumas caem fora, porém próximas à linha-limite. Na figura II.5.18. - Log (CaO/K_2O) x Log (Al_2O_3/ K_2O) - nota-se que as amostras caem próximas ao campo ígneo porém deslocadas para o lado esquerdo do mesmo, sobretudo os espécimes representativos das litologias mais félsicas. Nesses gráficos fica clara a polarização dos valores em torno de três pontos distintos: um numa posição mais alta (zona de rochas básicas) outro mais intermediário, e o terceiro mais próximo ao vértice do gráfico. Nos dois que relacionam Log (SiO_2/ K_2O) e Log (CaO/K_2O) com Fm(= Fe + Mg + Mn), as amostras caem ao longo do campo ígneo, sem contudo se polarizarem (fig.II.5.19 e II.5.20).

Visto que os desvios em relação ao "trend" ígneo foram muito pequenos, pode-se considerar as amostras como tendo balanço químico compatível com o esperado para as rochas magmáticas normais, nada impedindo o seu uso na caracterização química das unidades envolvidas.

Em alguns gráficos foram lançados, também, resultados referentes às análises realizadas nas rochas gabróides da Su;ite Intrusiva Canindé (plutonismo tardi a pós-tectônico) que ocorre na Folha Piranhas associada à unidade agora descrita.

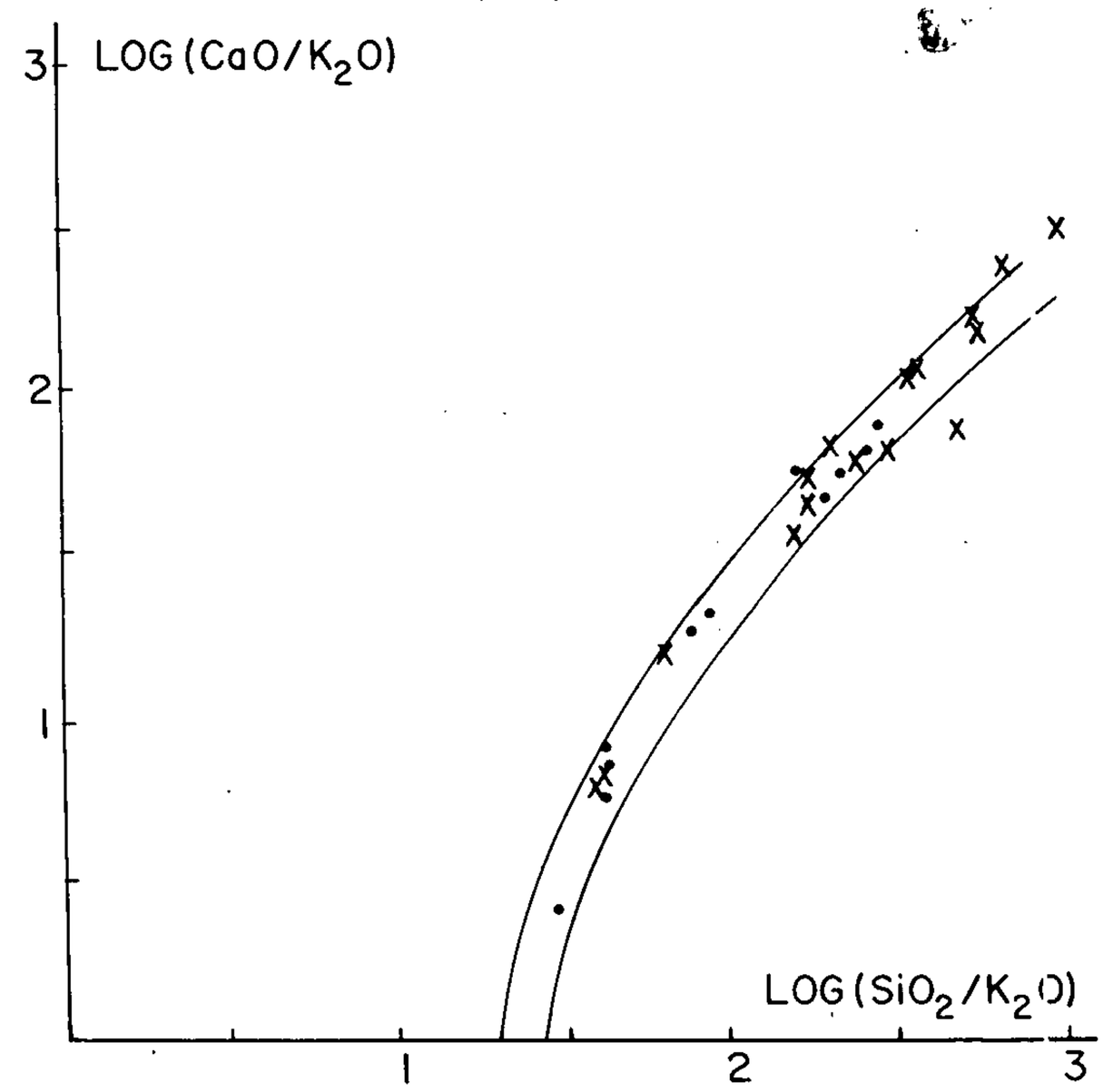


Fig. II.5.17 – Diagrama LOG molecular CaO – SiO_2 de Beswick & Soucie (1978).

Tabela II.5.4 – Análises Químicas das Rochas Metavulcânicas do Complexo Canindé

ELEMENTO		UNIDADE GENTILEZA											UNIDADE NOVO GOSTO						
		AMOSTRA																	
		AG* 151*	AG* 151.2	AG* 153*	AG* 154.1	AG* 121.2*	AG* 154.2*	AG* 155*	AG* 156.2*	EO* 128*	EO* 129.1*	EO* 136*	AG* 116.1	AG* 116.3	AG* 116.4	AG* 119	RS 392	RS 466	RS 566
SiO_2	%	49,90	49,90	50,01	47,90	47,60	47,10	47,40	49,10	50,10	50,50	50,70	48,60	48,60	47,80	50,40	47,90	45,90	49,80
TiO_2	%	1,74	1,51	1,43	1,32	1,21	1,73	1,56	1,79	1,63	1,64	1,09	0,87	0,85	0,87	0,93	1,9	1,3	1,3
Al_2O_3	%	14,78	15,55	15,81	15,59	18,68	15,21	15,29	15,02	15,58	17,31	13,91	14,04	13,76	13,98	13,28	14,9	13,2	15,1
Fe_2O_3	%	5,30	4,18	3,47	4,07	5,53	4,45	3,37	5,25	4,07	4,95	6,80	0,90	3,71	0,91	1,40	3,4	3,7	3,2
FeO	%	5,21	5,36	6,31	5,28	4,42	6,25	6,62	5,52	5,61	5,82	4,97	9,27	6,38	9,51	9,60	8,2	7,9	7,7
MnO	%	0,16	0,16	0,15	0,17	0,18	0,16	0,16	0,18	0,14	0,22	0,18	0,16	0,14	0,17	0,18	0,17	0,18	0,17
MgO	%	4,60	4,93	5,09	6,30	3,10	6,37	6,22	4,96	4,85	2,31	5,72	8,34	7,29	8,89	7,20	5,6	8,8	8,0
CaO	%	8,09	8,29	7,69	9,10	7,66	9,64	9,18	8,72	8,15	4,82	9,77	10,43	10,85	9,80	11,45	9,8	13,4	10,5
Na_2O	%	3,77	4,04	3,98	3,50	4,18	2,97	2,76	3,67	4,38	4,31	3,84	2,95	3,00	3,40	2,05	5,4	2,0	3,0
K_2O	%	1,80	1,80	1,71	2,28	2,10	1,65	2,27	0,45	1,53	3,20	1,08	0,58	0,56	0,36	0,29	0,85	0,44	0,36
P_2O_5	%	0,67	0,54	0,40	0,35	0,61	0,38	0,36	0,55	0,44	0,73	0,19	(0,1)	(0,1)	(0,1)	(0,1)	0,29	0,12	0,08
P.F.	%	1,86	1,52	1,31	1,67	1,55	1,34	2,63	2,26	0,96	1,53	1,07	1,49	2,51	1,47	0,89	1,2	1,1	0,8
Ba	ppm	780	650	480	232	1250	500	680	465	1600	2100	450	94	290	84	210	260	150	120
Nb	ppm	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	(20)	(20)	(20)	(20)	11	(10)	(10)
Rb	ppm	98	83	76	135	77	60	56	41	31	38	37	35	41	27	13	58	40	36
Sr	ppm	540	432	440	320	600	340	380	550	470	440	310	250	250	250	186	394	130	153
Y	ppm	62	59	41	38	92	14	40	72	18	46	35	24	25	24	28	24	13	17
Zr	ppm	460	400	84	210	480	68	260	720	76	680	118	82	70	88	86	126	67	62
Cu	ppm	12	22	15	14	17	25	35	36	(5)	31	102	32	28	19	24		5,15	3,64
Ni	ppm	35	82	132	140	10	84	134	88	94	26	58	146	144	144	144	55	120	85
Co	ppm	37	34	41	37	22	24	40	38	40	18	42	60	48	51	54			
Cr	ppm	90	88	120	148	6	132	128	96	420	40	66	460	446	400	276	125	250	100

Obs.: * Fonte: Projeto RADAMBRASIL (1982).

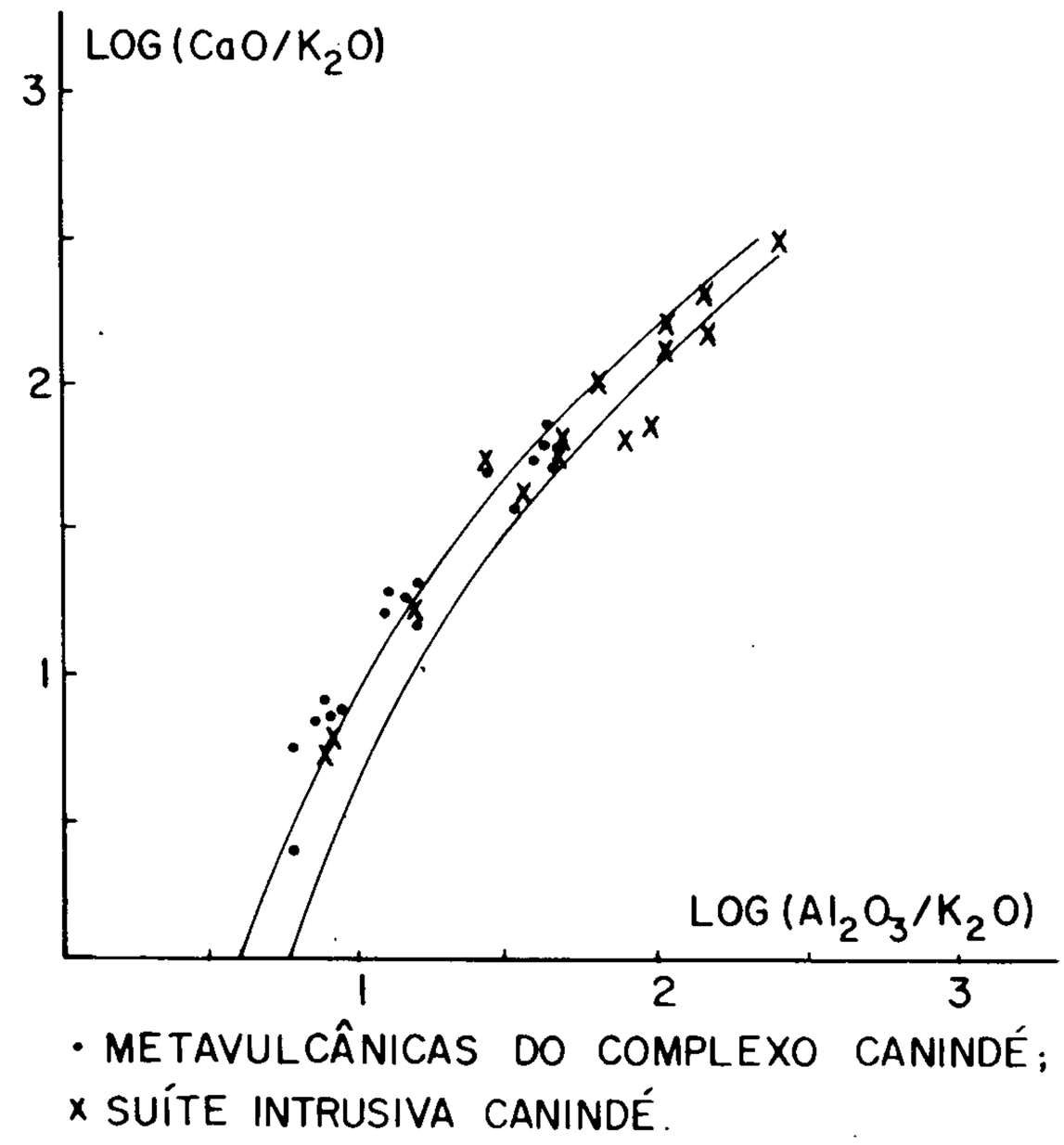


Fig. II.5.18 – Diagrama LOG molecular CaO – Al_2O_3 de Beswick & Soucie (1978).

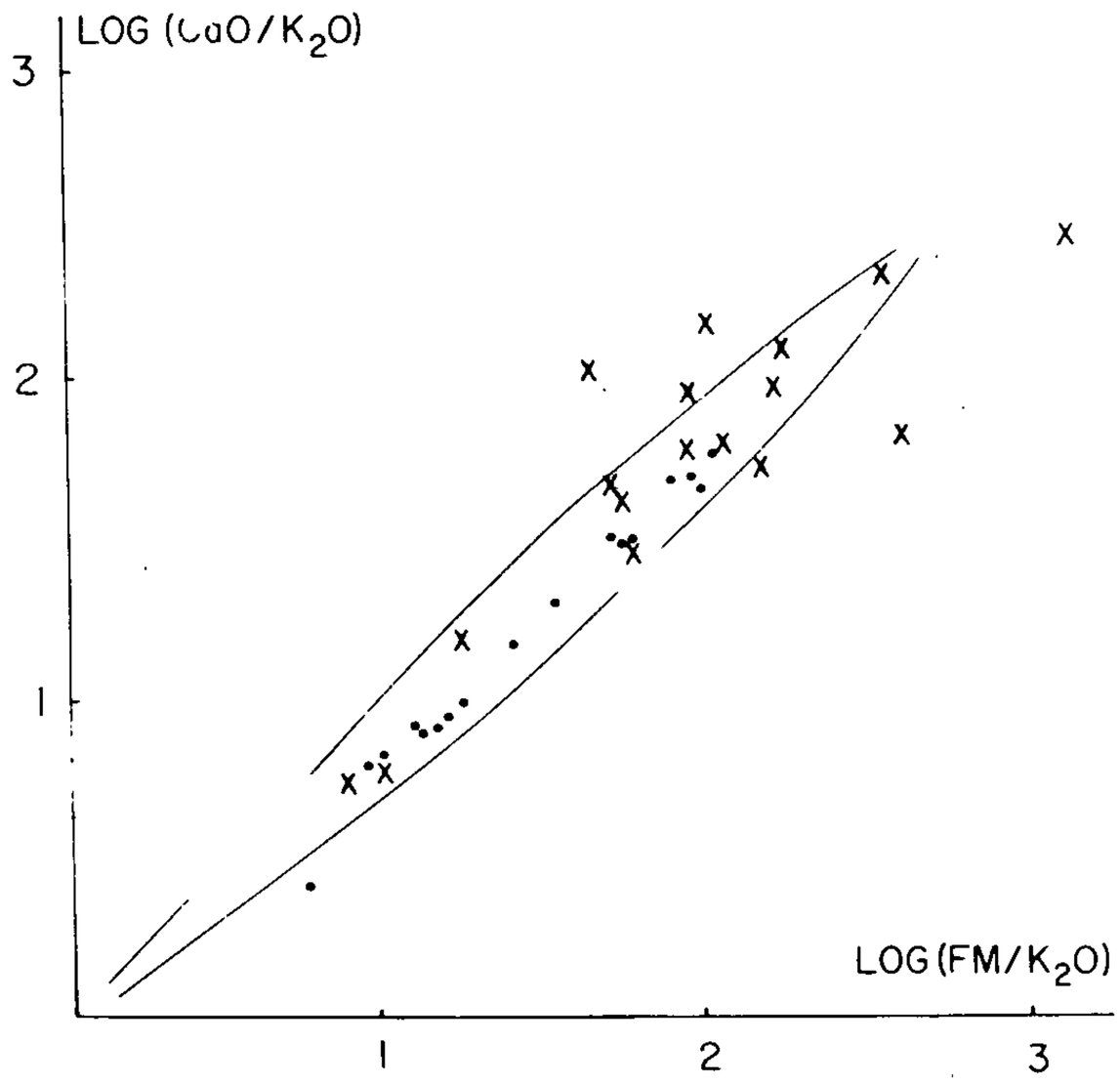


Fig. II.5.20 – Diagrama LOG molecular CaO – FM de Beswick & Soucie (1978).

Tipologia das Amostras

No diagrama multicatiônico de La Roche et alii (1980) (fig.II.5.21), as amostras da Unidade Gentileza são caracterizadas como subsaturadas em sílica (caem no lado esquerdo da linha de saturação de SiO_2). Predominantemente são olivina-basalto subsaturados ou traquibasaltos, porém algumas amostras parecem ser latibasaltos embora caiam jun-

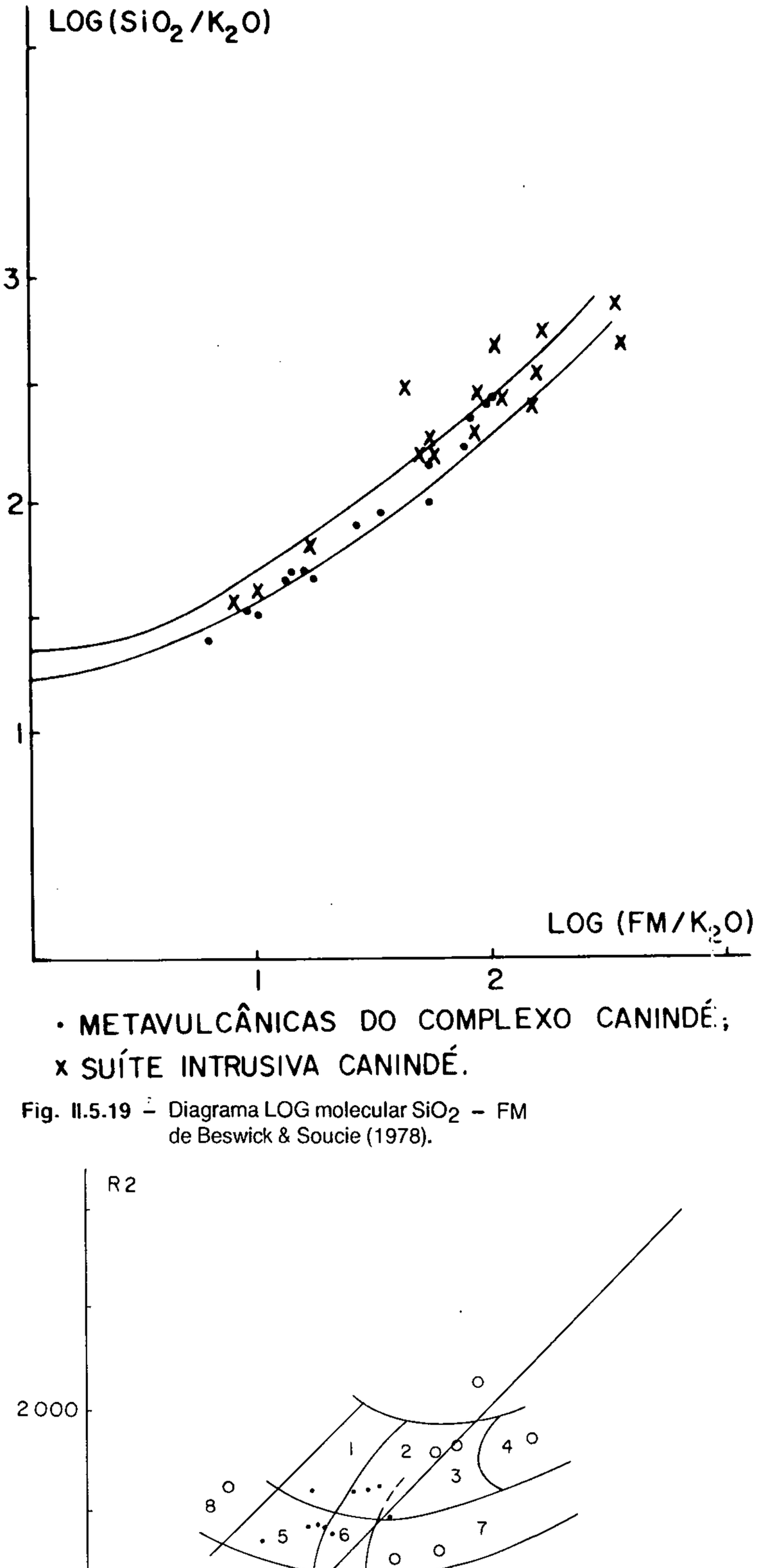


Fig. II.5.19 – Diagrama LOG molecular SiO_2 – FM de Beswick & Soucie (1978).

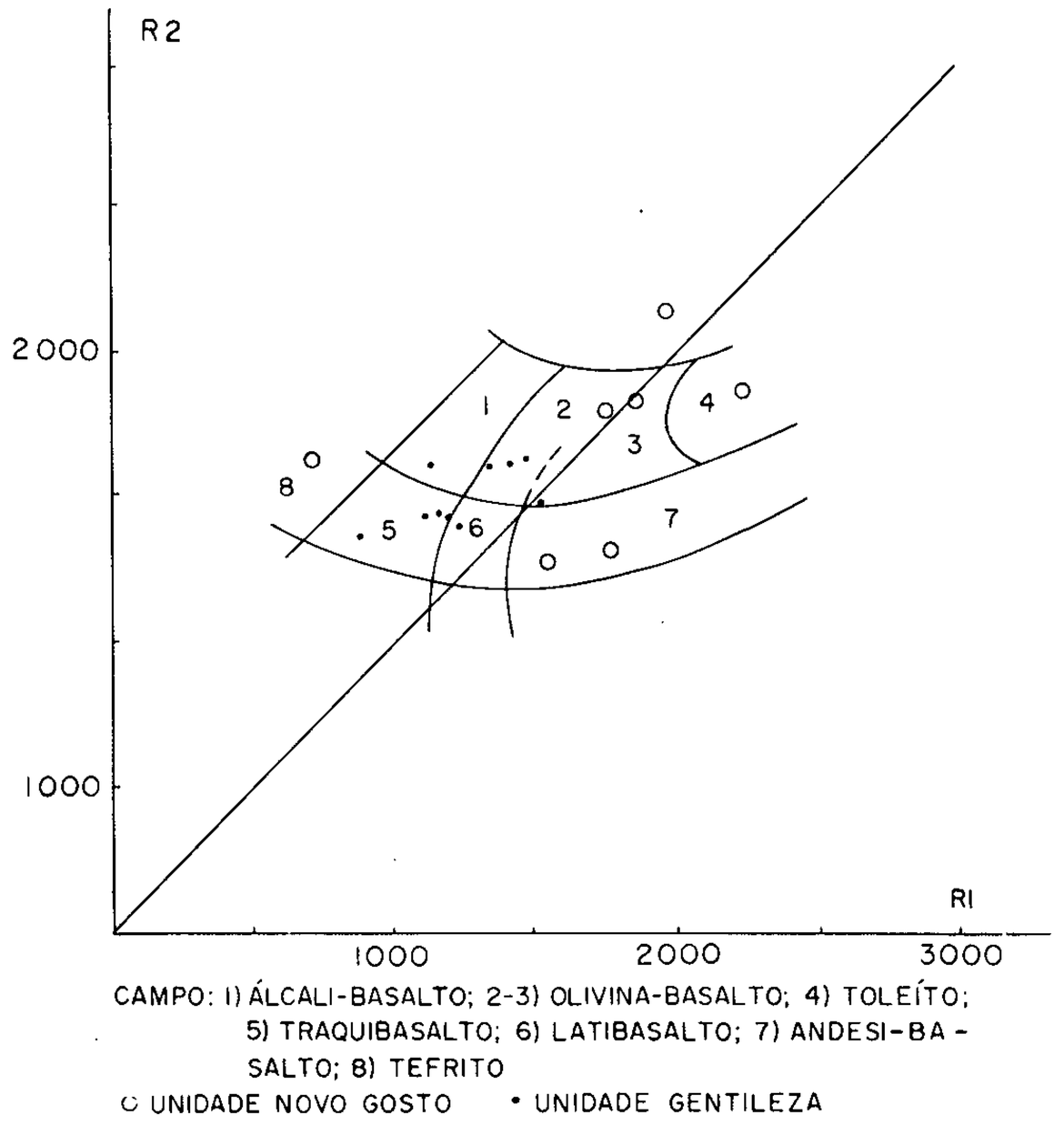


Fig. II.5.21 – Diagrama multicatiônico R_1-R_2 (La Roche et alii, 1980). Rochas metavulcânicas do Complexo Canindé.

to ao limite com os traquibasaltos. Os representantes da Unidade Novo Gosto tendem a ser saturados em sílica (olivina-basaltos saturados, toleítos e andesi-basaltos).

As diferenças entre os teores dos vários óxidos analisados são evidentes quando se compara as amostras da Unidade Gentileza com as da Unidade Novo Gosto (tabela II.5.4). O conteúdo de Fe_2O_3 é nitidamente superior na Unidade Gentileza, enquanto que FeO é claramente enriquecido na Unidade Novo Gosto; isto é refletido na razão Fe_2O_3/FeO, que na Unidade Novo Gosto é igual a O,84, enquanto que na Unidade Gentileza é de 0,48.

O teor de MgO é nitidamente maior na Unidade Novo Gosto, o mesmo ocorrendo com CaO. Por outro lado, K_2O é bem mais elevado na Unidade Gentileza. A relação K_2O/Na_2O é igual a 0,48 na Unidade Gentileza, enquanto que na unidade Novo Gosto é de 0,15.

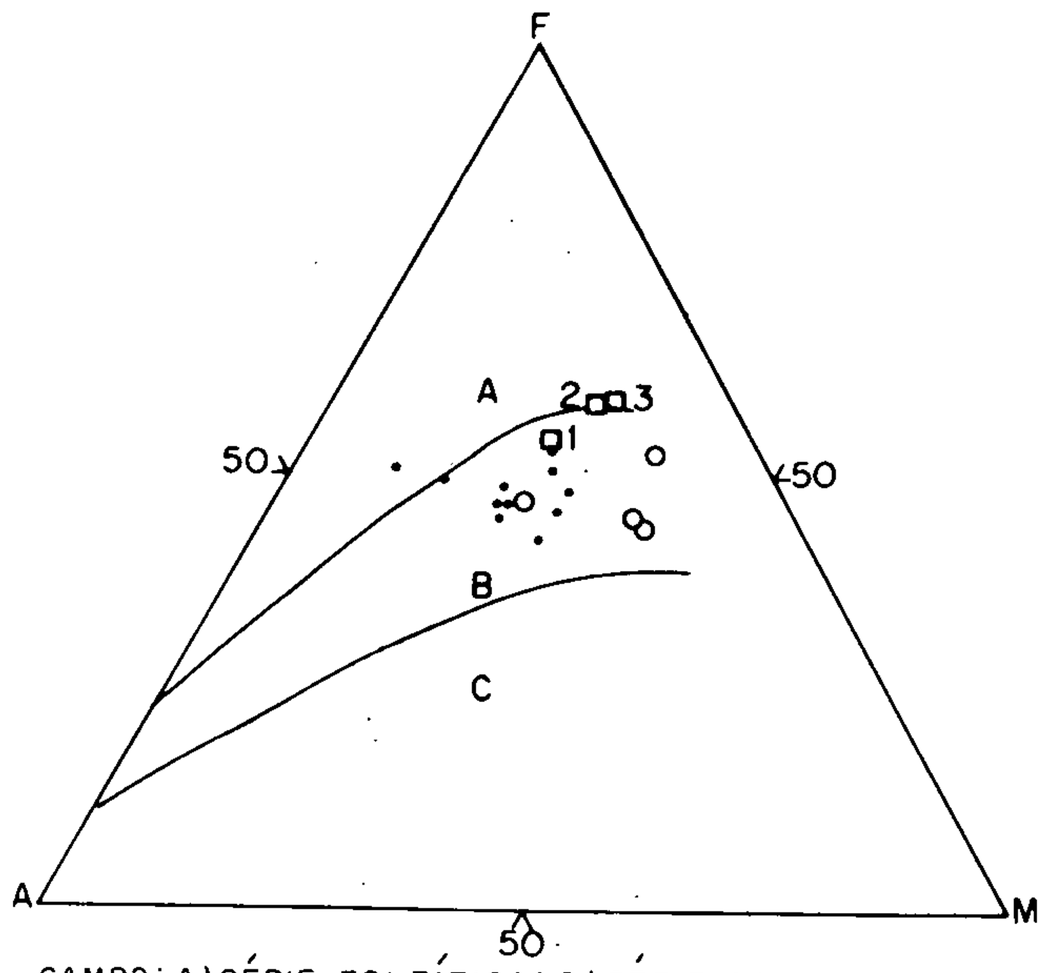
Tipologia das Associações Magmáticas

Várias características observadas nas rochas das unidades Novo Gosto e Gentileza conduzem a idéia de que as duas suítes pertencem a diferentes séries magmáticas. Assim, as razões Fe_2O_3/FeO e K_2O/Na_2O e o teor de K_2O levam a concluir que a Unidade Novo Gosto pertence à série toleítica e a Unidade Gentileza à calcialcalina, ou mesmo à alcalina.

Todavia, na figura II.5.22, que relaciona o teor de MgO com o FeO total, ocorre que todas as amostras caem no campo toleítico, sejam as da Unidade Gentileza, sejam as da Unidade Novo Gosto. Portanto, apenas com relação à Unidade Novo Gosto, todas as informações são concordantes.

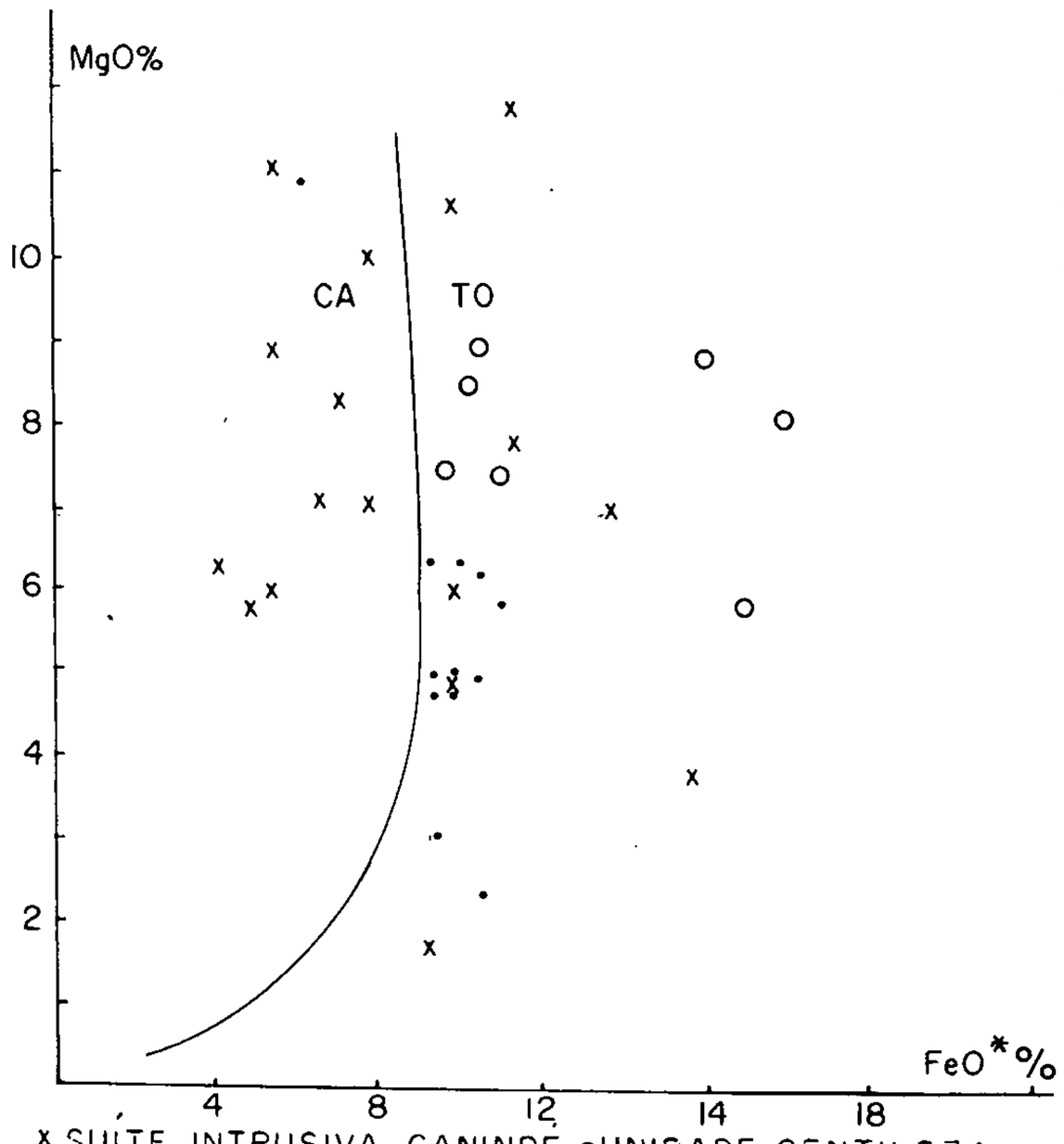
O diagrama AFM da figura II.5.23 fornece informação diferente, já que as amostras de ambas as unidades caem no campo hiperstenítico. A única que plotou no campo pigeonítico de Kuno (1968) pertence à Unidade Gentileza. Todavia, nota-se que a Unidade Gentileza continua com características calcialcalina a alcalina. Na mesma figura, foi plotada a média para basaltos alcalinos e esta cai muito próximo aos pontos da Unidade Gentileza.

No gráfico $K_2O + Na_2O$ x SiO_2, da figura II.5.24, as amostras da Unidade Gentileza ficam bem caracterizadas no campo dos olivina-basaltos alcalinos, enquanto as rochas da Unidade Novo Gosto tendem a cair no campo dos basaltos com alta alumina. O resultado desse gráfico já era de se esperar em função dos teores verificados para K_2O e Na_2O (tabela II.5.4).



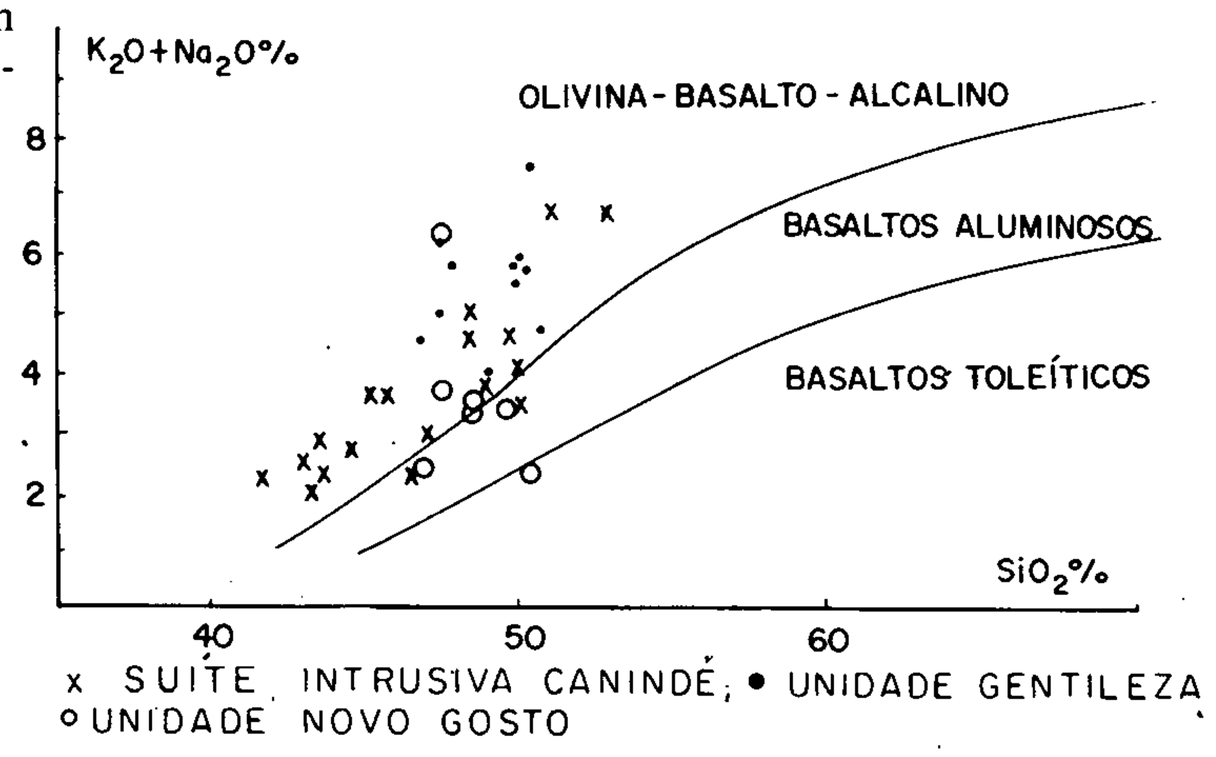
CAMPO: A) SÉRIE TOLEÍTICA; B) SÉRIE CALCIALCALINA; C) SÉRIE ALCALINA.
MÉDIA: 1) BASALTOS ALCALINOS; 2) TOLEÍTOS CONTINENTAIS; 3) TOLEÍTOS DE ARCO INSULAR (FONTE: RADANBRASIL, 1983).
o UNIDADE NOVO GOSTO; • UNIDE GENTILEZA

Fig. II.5.23 – Diagrama AFM – Rochas metavulcânicas do Complexo Canindé.



x SUITE INTRUSIVA CANINDÉ; • UNIDADE GENTILEZA
o UNIDADE NOVO GOSTO
CAMPO = CA - CALCIALCALINO; TO - TOLEÍTICO.

Fig. II.5.22 – Diagrama de variação MgO x FeO* (In: Sabaté & Marinho, 1982).



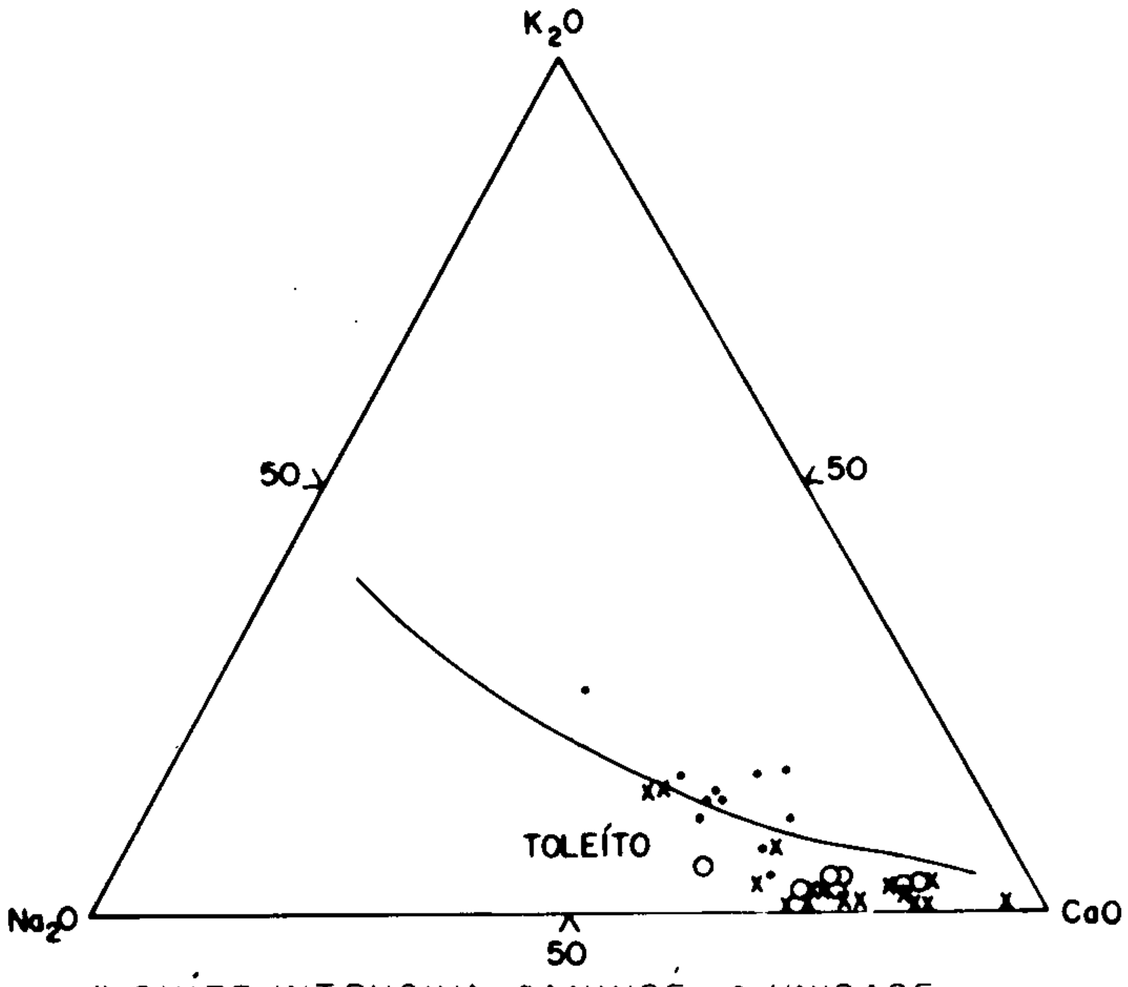
x SUITE INTRUSIVA CANINDÉ; • UNIDADE GENTILEZA
o UNIDADE NOVO GOSTO

Fig. II.5.24 – Diagrama discriminante álcalis x SiO_2.

No diagrama Na_2O-K_2O-CaO (fig.II.5.25) a diferença entre as duas unidades é nítida. Enquanto a Unidade Novo Gosto se caracteriza pela tendência toleítica ou calcialcalina, a Unidade Gentileza tende a plotar fora do limite toleítico, em funçâo do teor de K_2O mais elevado, sugerindo uma ascendência alcalina.

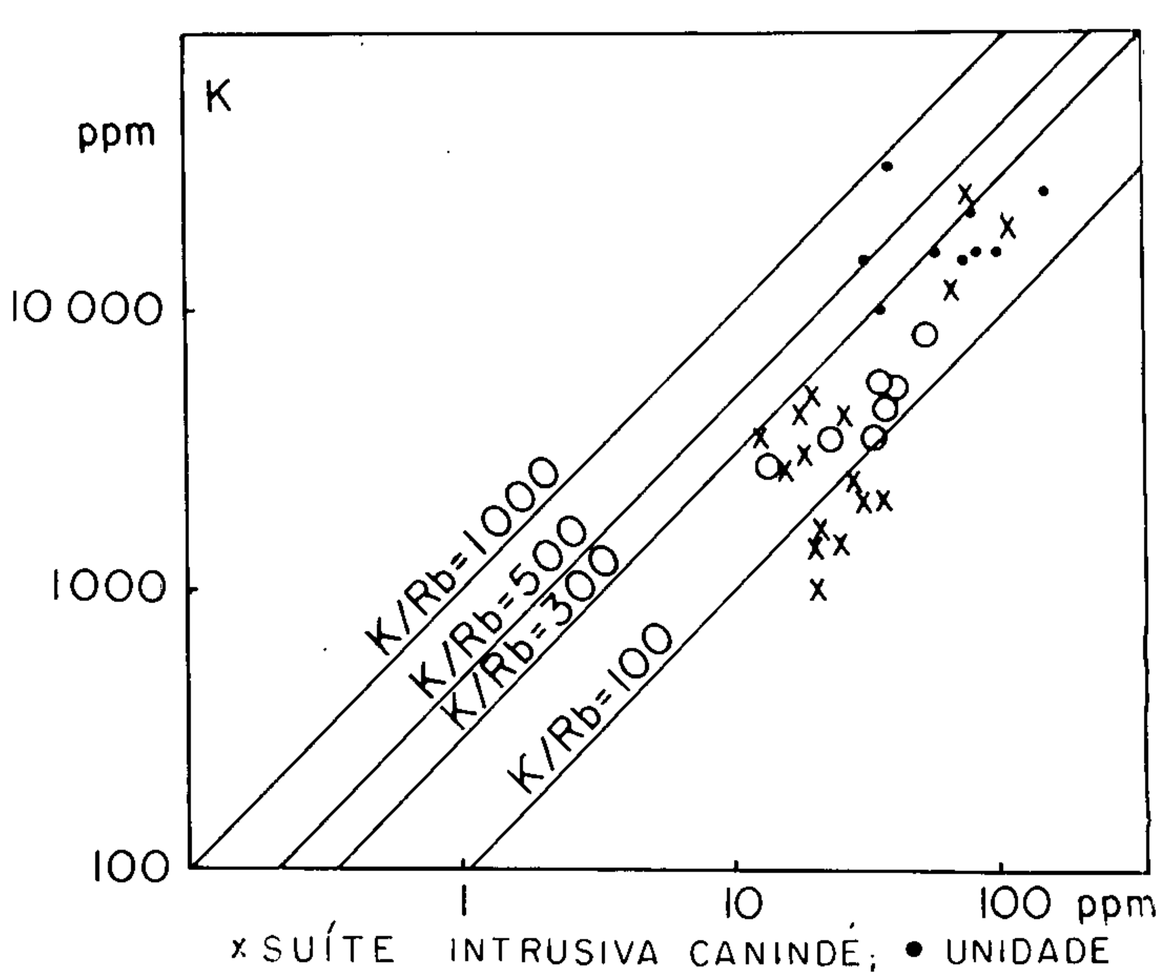
No diagrama catiônico de La Roche et alii(1980) (fig.II.5.26), a tendência da Unidade Gentileza é claramente subalcalina a alcalina. No caso da Unidade Novo Gosto a tendência é toleítica. Esse diagrama deve estar refletindo melhor a tendência real das rochas estudadas, já que, pelo fato de ser catiônico e considerar a relação de um grande número de elementos e não de dois ou três, como a maioria dos outros gráficos apresentados até o momento, tende a ser muito mais preciso na caracterização de quaisquer diferenças existentes.

Na figura II.5.27 caracterizam-se ambas as unidades como de tendência alcalina, pois as duas têm a maioria das amostras no campo compreendido entre as razões K/Rb iguais a 300 e 100, todavia os teores de K são nitidamente



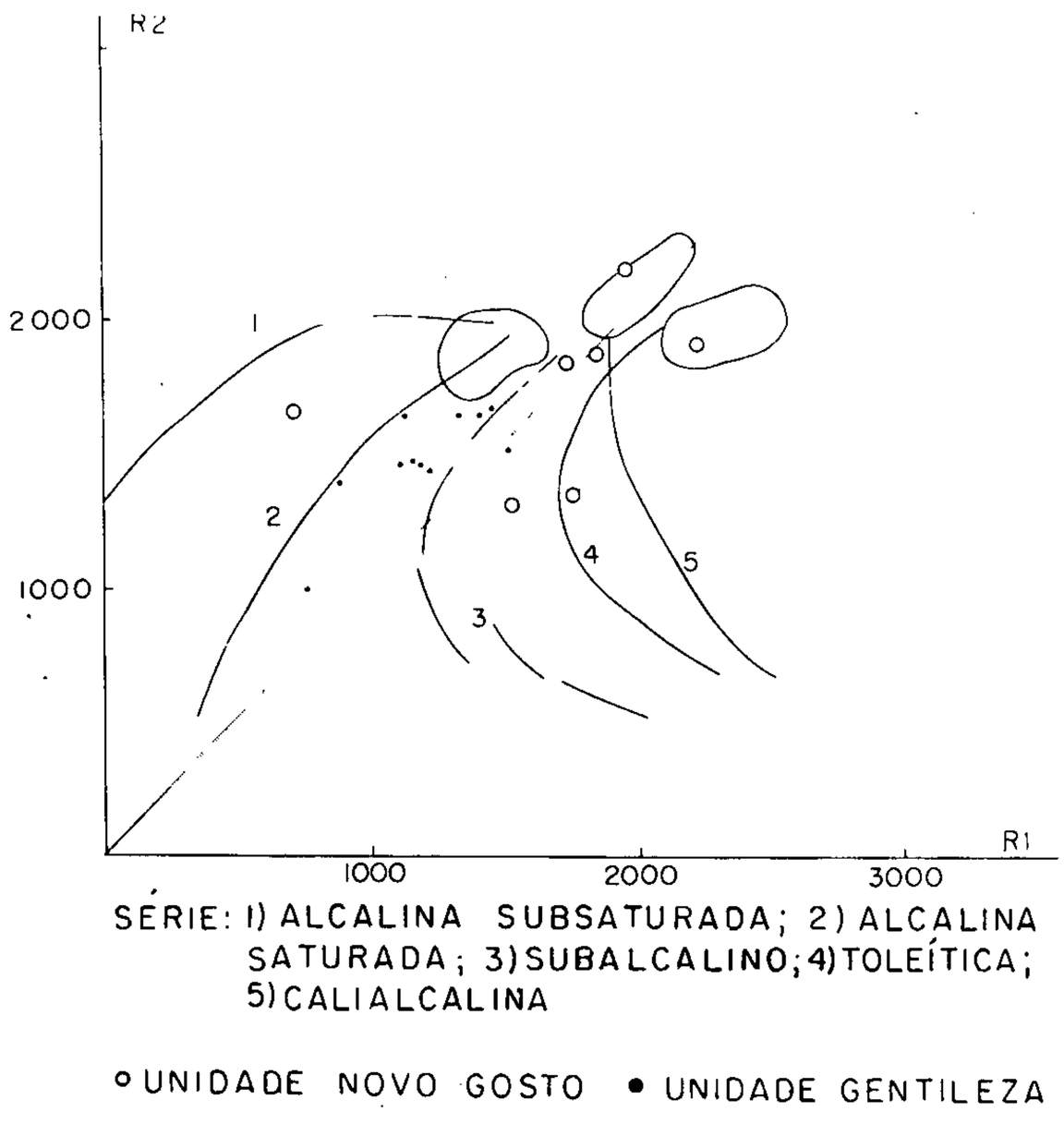
x SUÍTE INTRUSIVA CANINDÉ; • UNIDADE GENTILEZA; ○ UNIDADE NOVO GOSTO.

Fig. II.5.25 – Diagrama Na_2O – K_2O – CaO (In: Sabaté & Marinho, 1982).



x SUÍTE INTRUSIVA CANINDÉ; • UNIDADE GENTILEZA ○ UNIDADE NOVO GOSTO

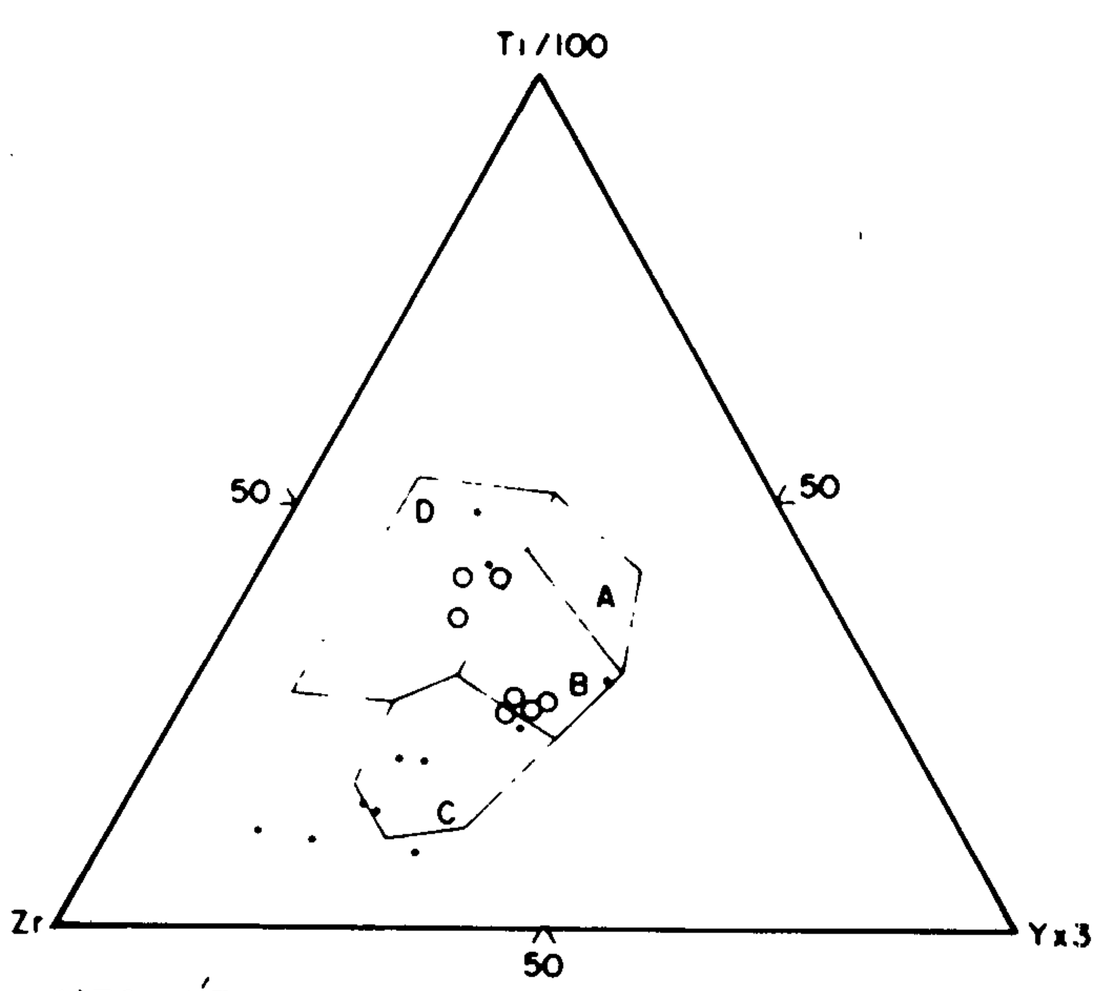
Fig. II.5.27 – Diagrama K x Rb.



SÉRIE: 1) ALCALINA SUBSATURADA; 2) ALCALINA SATURADA; 3) SUBALCALINO; 4) TOLEÍTICA; 5) CALIALCALINA

○ UNIDADE NOVO GOSTO • UNIDADE GENTILEZA

Fig. II.5.26 – Diagrama R_1-R_2 com séries magmáticas (baseado em Stussi, 1982).



A) TOLEÍTOS COM BAIXO K; B) BASALTOS DE FUNDO OCEÂNICO; C) BASALTOS CALCIALCALINOS; D) BASALTOS INTRAPLACA.

○ UNIDADE NOVO GOSTO; • UNIDADE GENTILEZA

Fig. II.5.28 – Diagrama discriminante Zr–Ti/100–3Y (Pearson & Cann, 1973). Rochas metavulcânicas do Complexo Canindé.

superiores na Unidade Gentileza.

Em resumo, os dados e gráficos apresentados caracterizam as rochas metavulcânicas do Complexo Canindé como oriundas ou de duas fontes magmáticas, sendo uma de tendência toleítica com baixo K que deu origem à Unidade Novo Gosto e a outra alcalina que originou a Unidade Gentileza, ou de única fonte cuja composição mudou ao longo do tempo, isto é, seria uma série transicional toleítico-alcalina.

Ambiência Geotectônica

No diagrama Zr-Ti/100-3Y de Pearce & Cann (1973), mostrado na figura II.5.28 as amostras da Unidade Gentileza mostram clara tendência calcialcalina dos basaltos de arcos vulcânicos (ou de margens ativas), exibindo ainda claro "trend" na direção dos vulcanitos félsicos mais ricos em Zr. As rochas da Unidade Novo Gosto se caracterizam melhor como toleítos de baixo K de fundo oceânico ou da parte externa (oceânica) de um arco vulcânico.

No diagrama K_2O-TiO_2 -P_2O_3 de Pearce et alii (1975) há nítida separação das unidades, ficando a Novo Gosto caracterizada como oceânica e a Gentileza como continental (fig.II.5.29), o que é bem coerente com as características observadas nos parágrafos anteriores, embora os autores do gráfico o considerem pouco discriminante para séries mais alcalinas.

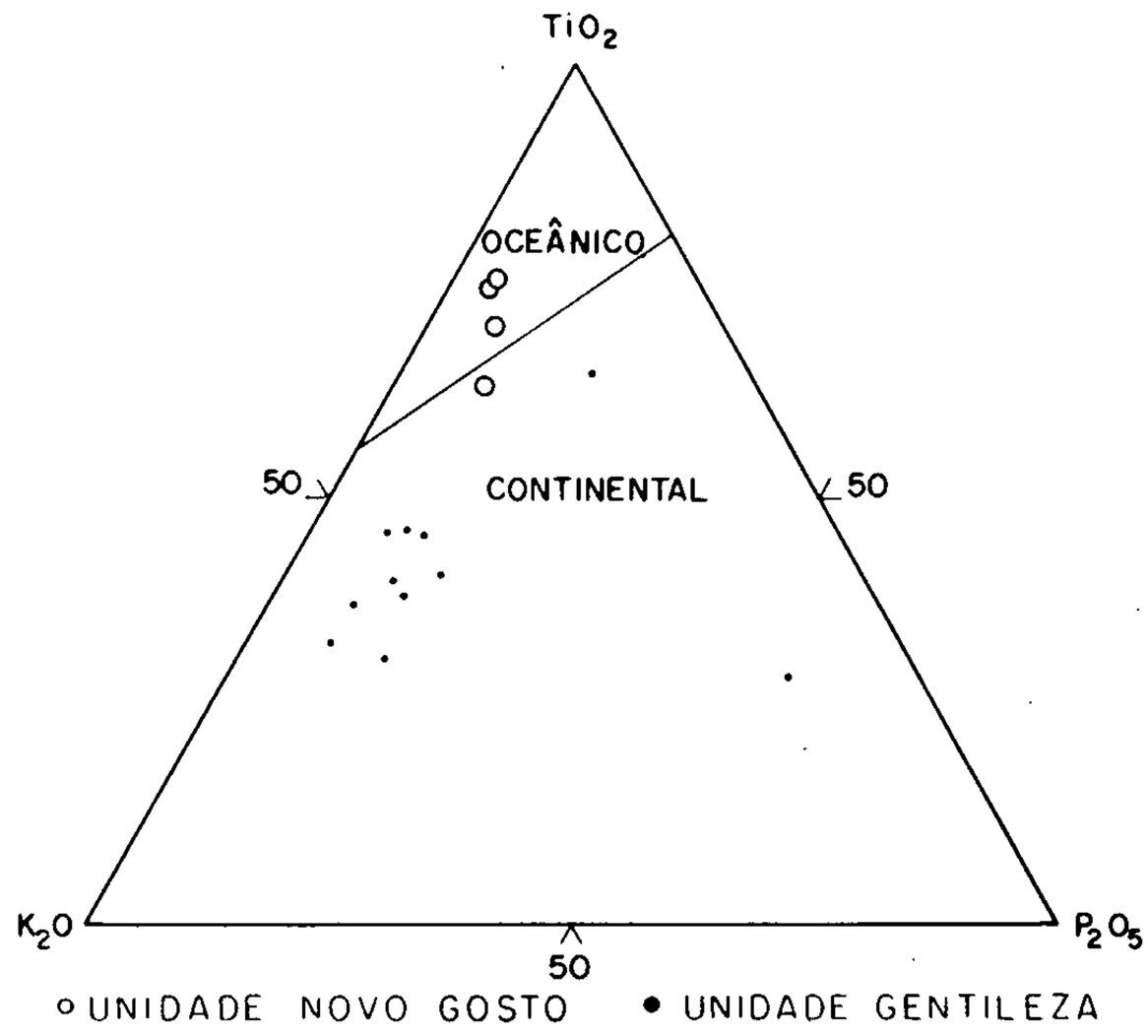


Fig. II.5.29 – Diagrama discriminante de Pearce et alii (1975). Rochas metavulcânicas do Complexo Canindé.

5.2.4 GRANITÓIDES TIPO SERRA DO CATU

Tipologia das Amostras

No diagrama multicatiônco de La Roche et alii (1980), a maioria das amostras ficou caracterizada como sienitos e quartzo-sienitos (fig.II.5.30).

Na tabela II.5.5 chama a atenção o teor de Al_2O_3 que é baixo quando comparado com rochas sieníticas típicas. O teor de K_2O é alto, fato que também ocorre com os outros granitóides da área; a relação K_2O/Na_2O é bastante elevada, variando de 1,20 a 1,90.

A razão K/Rb é muito baixa, em torno de 270, sendo semelhante, nesse caso, aos granitóides tipo Sítios Novos e aos metavulcanitos do Complexo Canindé.

Na conceituação de Shand, as rochas são peralcalinas a metaluminosas, caindo próximo ao limite dos campos no diagrama de Louiselle & Wones (Sial, 1986) (fig.II.5.31).

No diagrama de minerais característicos de Debon & Le Fort (1983) (fig.II.5.32), foram lançados os teores das amostras analisadas dos granitóides tipo Serra do Catu, da Suíte Intrusiva Canindé e dos granitóides da "Suíte Águas Belas" (Gava et alii, 1983).

A Suíte Intrusiva Canindé, aflorante na área adjacente a leste (Folha Piranhas), é constituida essencialmente por rochas gabróides, incluindo gabros, leucogabros e troctolitos, com texturas indicativas de diferenciação magmática por processos de acumulação. Essa suíte, de colocação tardi a pós-tectônica em relação à principal fase de deformação regional (F_2), apresenta quimismo que leva a interpretá-la como originada da fusão parcial de seis materiais de composição diferentes: o primeiro, de tendência toleítica pobre em K, e o segundo, de tendência alcalina.

A "Suíte Águas Belas" como definida por Gava et alii (1983), inclui os granitóides tipo Serra do Catu. Quase todas as amostras da caem no setor IV, onde predominam anfibólio e biotita, enquanto as das outras suítes caem no setor V, onde a associação predominante é clinopiroxênio e/ou epidoto e/ou esfeno. Portanto, as amostras são todas cafêmicas metaluminosas, com exceção de três que caem no lado em que o parâmentro A é positivo. A figura II.5.32 será novamente considerada quando for feita a tipologia das associações magmáticas.

No gráfico K_2O x SiO_2 (figura II.5.33) é claro o enriquecimento de K_2O. No trecho em torno de 60% de SiO_2, do gráfico, há um "trend" positivo que daí para frente tende a ser negativo. Jakes & White (1972) alertam para essa possibilidade, enquanto Nardi (1986), descrevendo rochas shos-

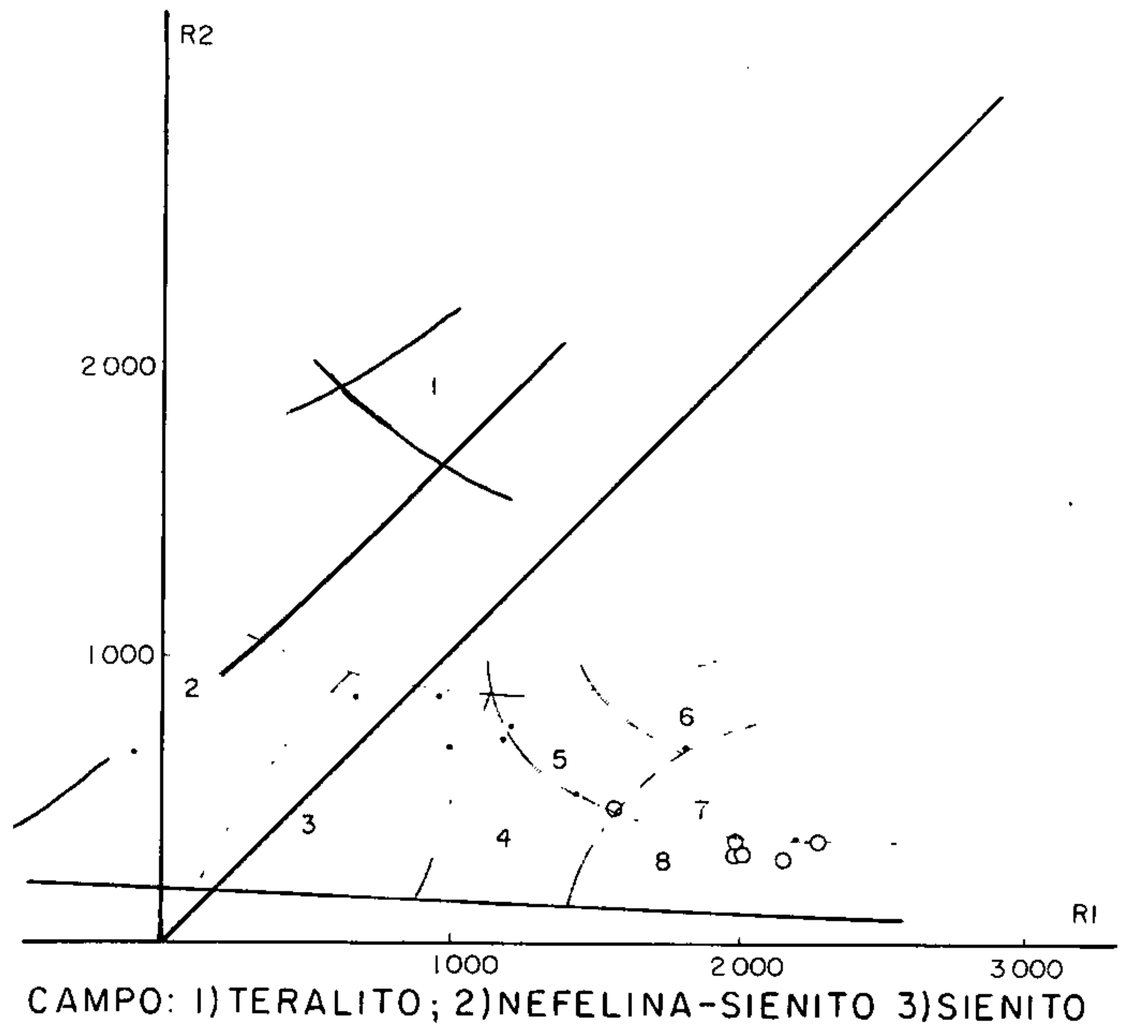


Fig. II.5.30 – Diagrama multicatiônico R_1-R_2 (La Roche et alii, 1980) – Granitóides tipos Serra do Catu(*) e Xingó(°).

Tabela II.5.5 – Análises Químicas dos Granitóides tipo Serra do Catu e Xingó

ELEMENTO		AMOSTRA													
		PB 61	PB 64	NR 419	NR 527	RS 501	RS 448	RS 497	RS 498	RS 388	PB* 51	PB* 53	RS** 478B	RS** 461	RS** 460
SiO_2	%	67,1	60,4	63,1	43,7	63,1	68,0	63,2	74,3	60,8	74,5	74,1	69,9	75,0	74,4
TiO_2	%	0,58	1,2	0,83	3,5	0,83	0,63	0,83	0,17	0,35	0,08	(0,05)	0,25	(0,05)	(0,05)
Al_2O_3	%	14,2	13,7	14,2	13,7	14,2	14,6	13,2	13,2	17,0	13,2	13,2	15,1	13,2	13,2
Fe_2O_3	%	1,3	2,4	2,3	11,1	4,0	1,2	2,2	1,1	1,8	0,53	0,40	1,2	0,44	0,53
FeO	%	1,6	2,7	2,0	6,5	0,17	0,91	2,1	0,24	0,72	0,24	0,21	0,33	0,24	0,24
MnO	%	0,05	0,08	0,06	0,17	0,08	(0,05)	0,08	(0,05)	(0,05)	(0,05)	N0,05	(0,05)	0,13	0,09
MgO	%	1,5	2,9	2,2	3,2	1,6	0,83	2,8	0,19	0,06	0,13	0,08	0,26	0,07	0,13
CaO	%	3,2	4,1	3,1	12,7	3,0	1,8	3,3	0,84	2,7	0,91	0,42	1,5	0,42	0,77
Na_2O	%	4,6	4,3	4,3	3,4	3,8	4,6	3,6	4,3	7,1	4,3	4,9	5,1	5,4	7,1
K_2O	%	3,9	5,8	5,8	1,1	7,3	5,8	6,8	5,1	6,7	4,8	5,1	5,3	4,6	1,8
P_2O_5	%	0,21	0,70	0,53	0,52	0,47	0,26	0,68	0,05	0,11	0,12	0,06	0,07	0,05	0,15
P.F.	%	0,9	0,8	0,7	0,7	0,6	0,4	0,6	0,4	2,0	0,7		0,5		0,5
Ba	ppm	1120	3100	3000	740	5500	2150	440	640	840	300		1650	65	140
Nb	ppm	21	23	36	(10)	20	10	23	N10	19	N10	N10	N10	71	63
Rb	ppm	186	201	167	37	262	281	267	267	180	372	355	254	474	235
Sr	ppm	702	1000	1000	223	1000	955	1000	370	94	137	86	801	19	181
Y	ppm	11	30	21	31	(10)	(10)	(10)	N10	21	(10)	N10	N10	12	79
Zr	ppm	251	589	445	149	340	401	266	161	308	97	65	218	71	180
F	ppm			900	1000	1000	1100	1500	310		350	250	390		(100)
Li	ppm	37	27	28	21	16	34	35	14	8	49		30	7	4
Cu	ppm														
Zn	ppm														
K_2O/Na_2O		0,84	1,34	1,34	0,32	1,92	1,26	1,88	1,18	1,06	1,11	1,04	1,03	0,85	0,25

Obs.: * = Turmalina-granito. Teores entre parênteses, abaixo do limite indicado.
** = Leucogranitos (Xingó)
N = Não-detectado com o limite indicado.

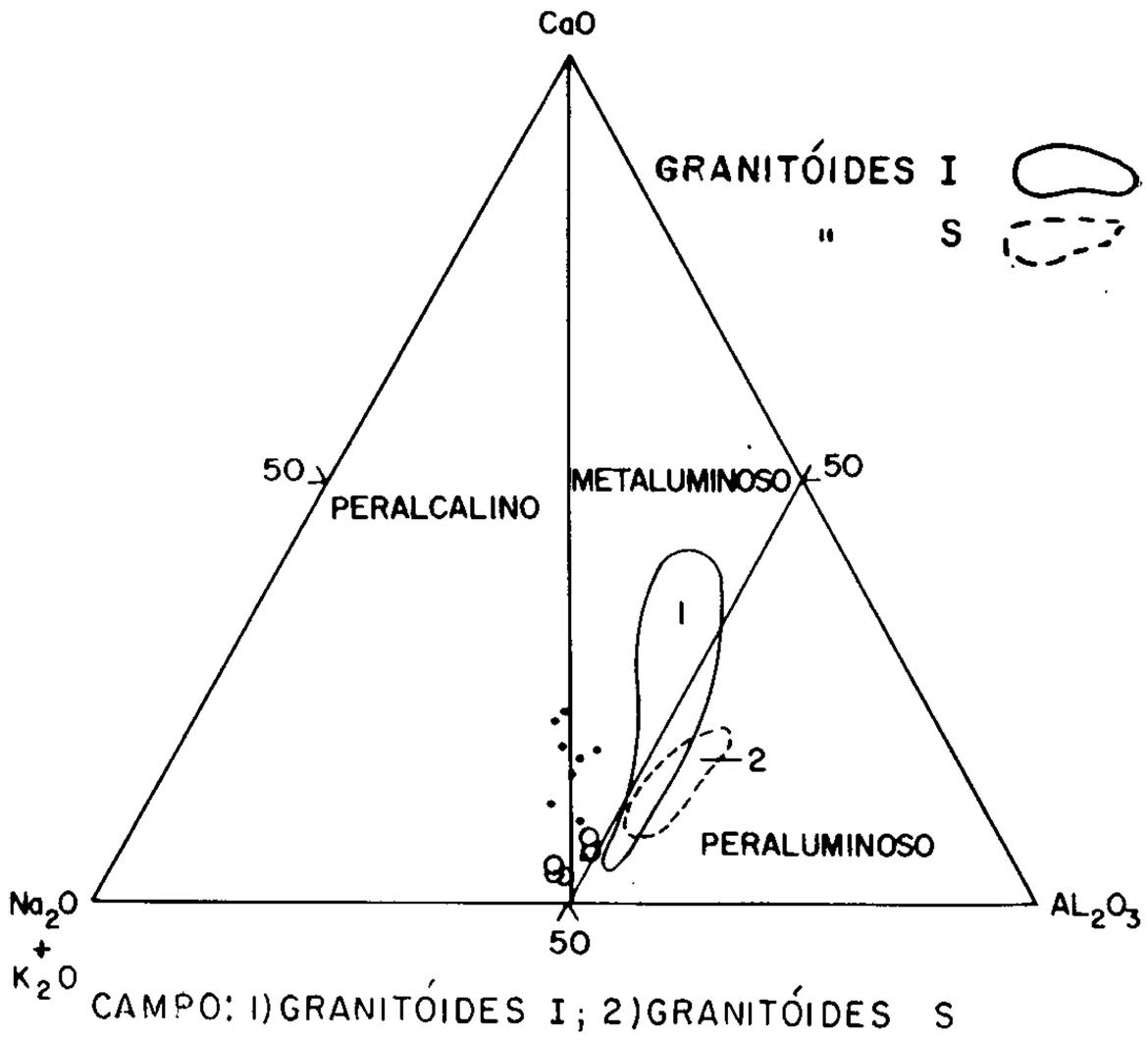


Fig. II.5.31 – Diagrama de Loiselle & Wones (Sial, 1986)
– Granitóides tipos Serra do Catu(⋆) e Xingó(∘).

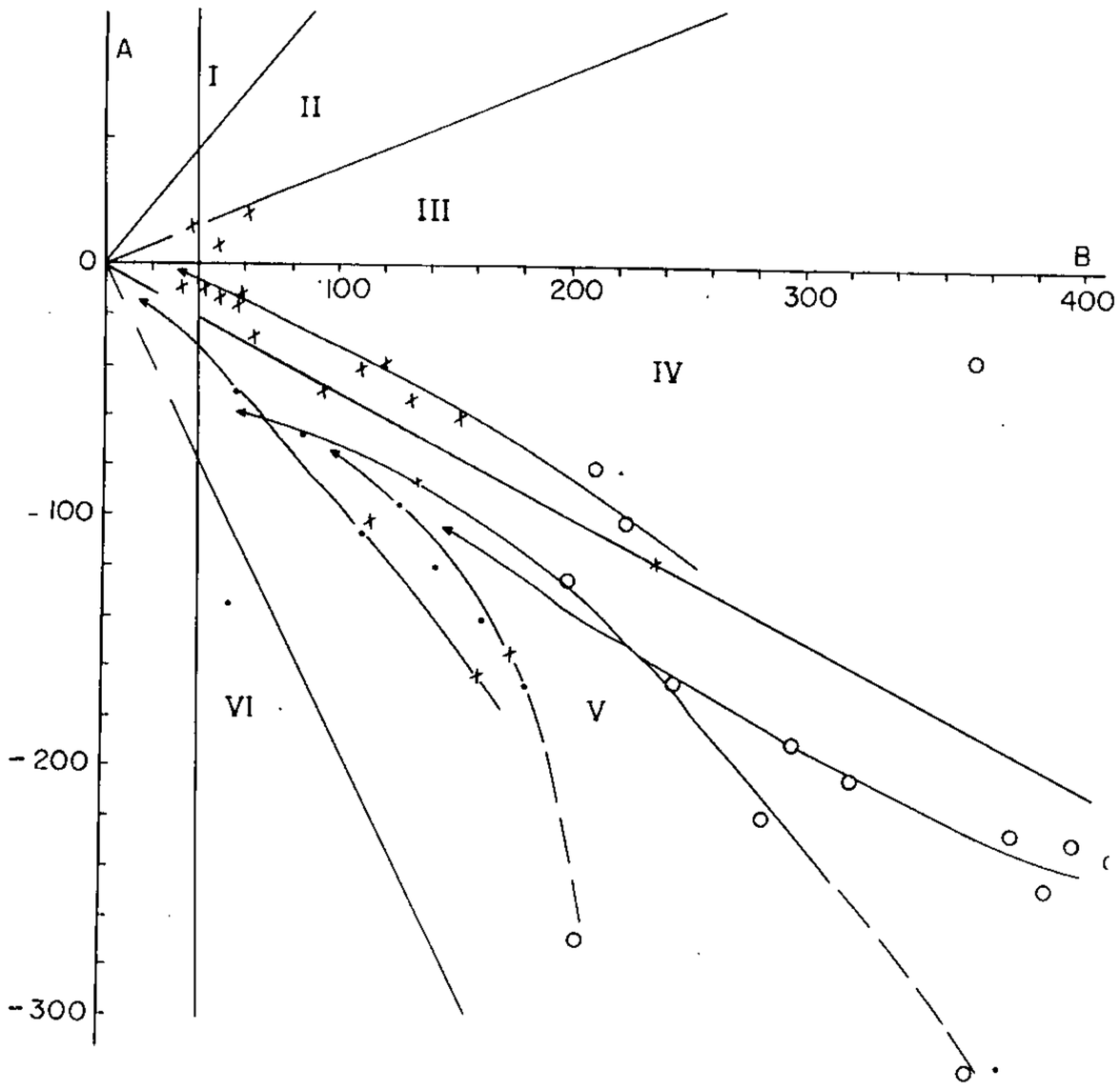


Fig. II.5.32 – Diagrama de minerais característicos (Debon & Le Fort, 1983) – Granitóides tipos Serra do Catu(.); Águas Belas(⋆) – Radambrasil, 1983 e Suíte Intrusiva Caninde(∘*) – Radambrasil, 1983.

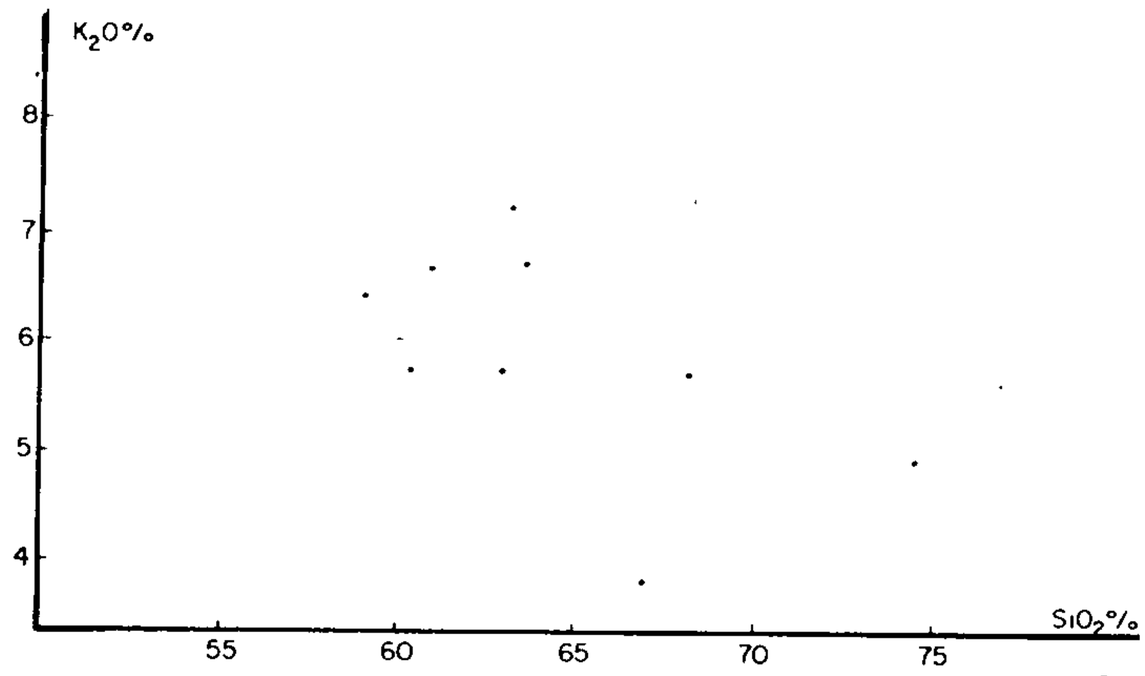


Fig. II.5.33 – Diagrama de variação K_2O x SiO_2
– Granitóides tipo Serra do Catu.

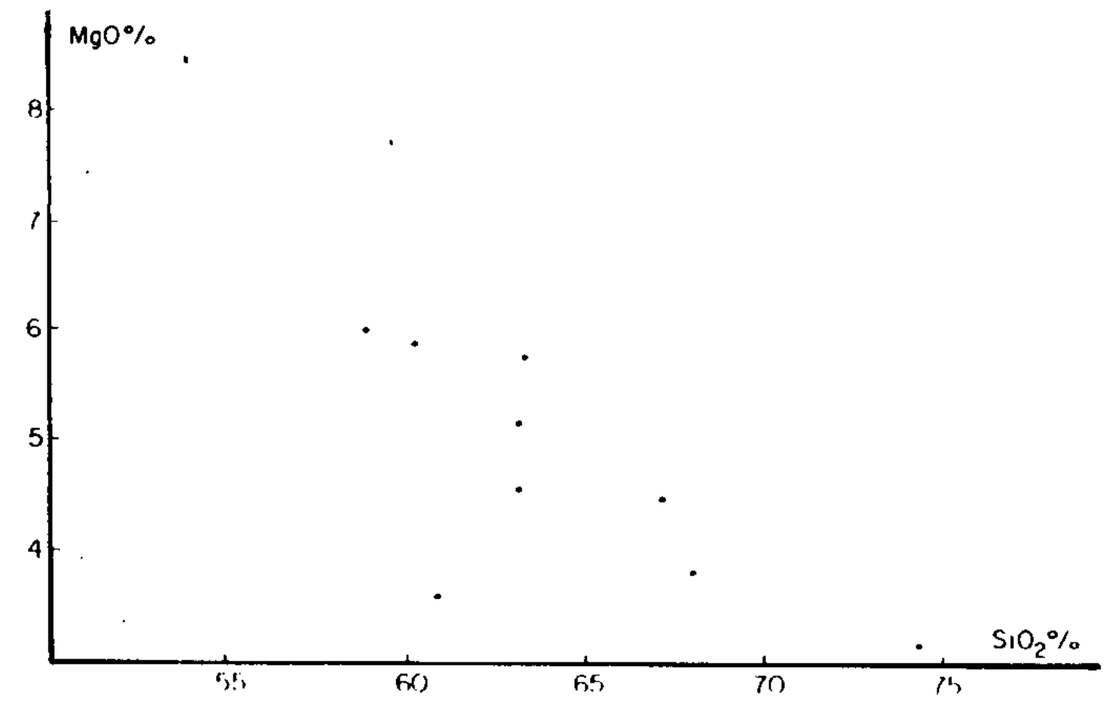


Fig. II.5.34 – Diagrama de variação MgO x SiO_2
– Granitóides tipo Serra do Catu.

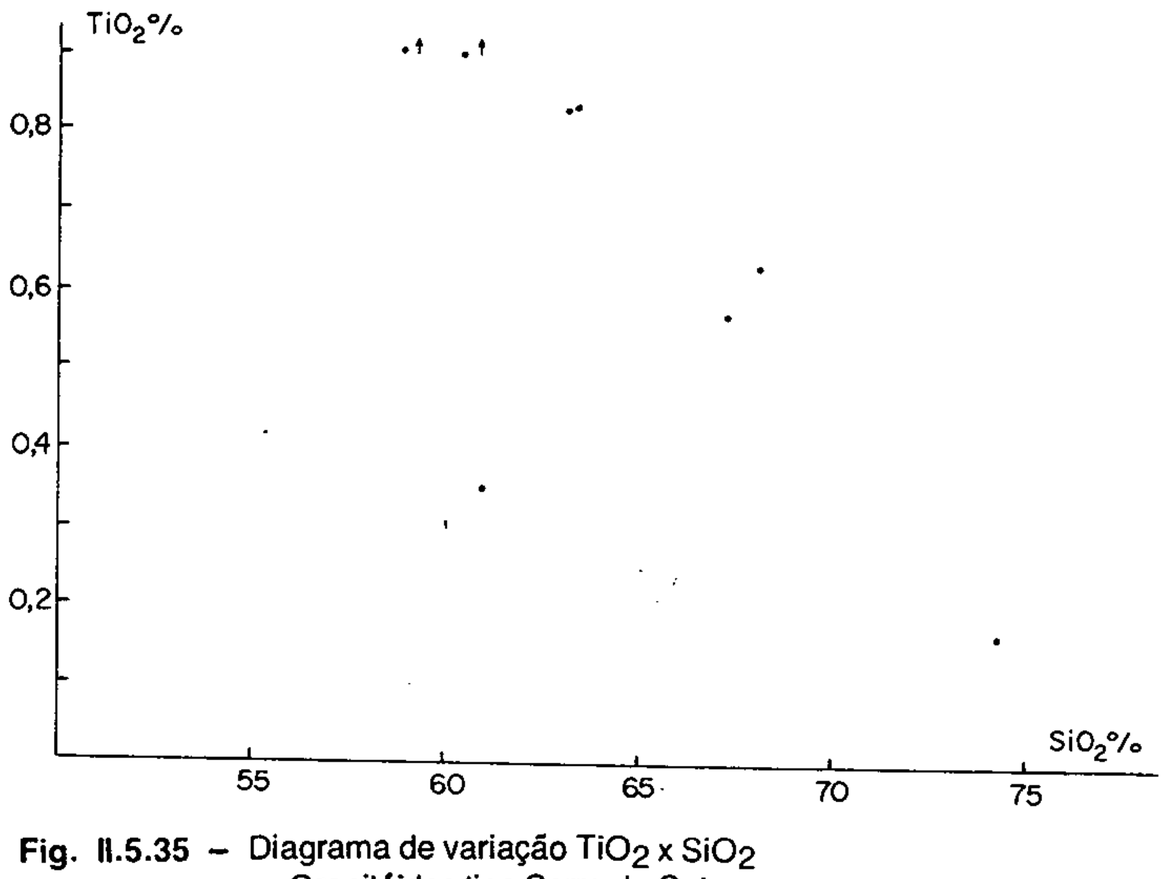


Fig. II.5.35 – Diagrama de variação TiO_2 x SiO_2
– Granitóides tipo Serra do Catu.

honíticas do Rio Grande do Sul, afirma que a elevação de teor nos termos intermediários se deve à diferenciação de feldspatos potássicos.

As figuras II.5.34, II.5.35 e II.5.36 (MgO, TiO e P_2O_5 x SiO_2 respectivamente), evidenciam nítido "trend" negativo entre os óxidos considerados. O pequeno espalhamento dos pontos sugere um fraciomento a partir de fonte ígnea, com pouca ou nenhuma influência de material crustal, já que nesse caso o padrão seria menos nítido.

Tipologia das Associações Magmáticas

No diagrama AFM as amostras caem no limite entre os campos calcialcalino e alcalino, denotando tendência alcalina a subalcalina (fig.II.5.37).

No diagrama de Wright (fig.II.5.38) os granitóides em pauta caem no campo alcalino, próximo ao limite com o campo peralcalino. A amostra RS-388 plota claramente nesse campo, enquanto a amostra PB-61 fica na região do gráfico onde caem as amostras dos granitóides tipo Sítios Novos

(comparar com a figura II.5.9).

No diagrama R_1-R_2 de La Roche et alii (1980), com os "trends" de diferenciação para várias séries ígneas (baseado em Stussi, 1982), as amostras plotam entre os "trends" subalcalino e alcalino saturado, tendendo mais para o primeiro (fig.II.5.39).

No gráfico A-B de Debon & Le Fort (1983) (fig.II.5.32) foi possível traçar vários "trends", o que sugere várias composições diferentes de uma mesma fonte alcalina e peralcalina que variou tanto no tempo como no espaço. As amostras da "Suíte Águas Belas" (Gava et alii, 1983) mostram um "trend" muito semelhante ao de Ballons (França) (comparar com Debon & Le Fort, 1983).

As associações cafêmicas metaluminosas são consideradas por Debon & Le Fort (1983) como de origem mantélica ou mantélica com mistura de material siálico. É possível que tenha havido contaminação com material de crosta no presente caso, daí porque as diferentes composições e trends.

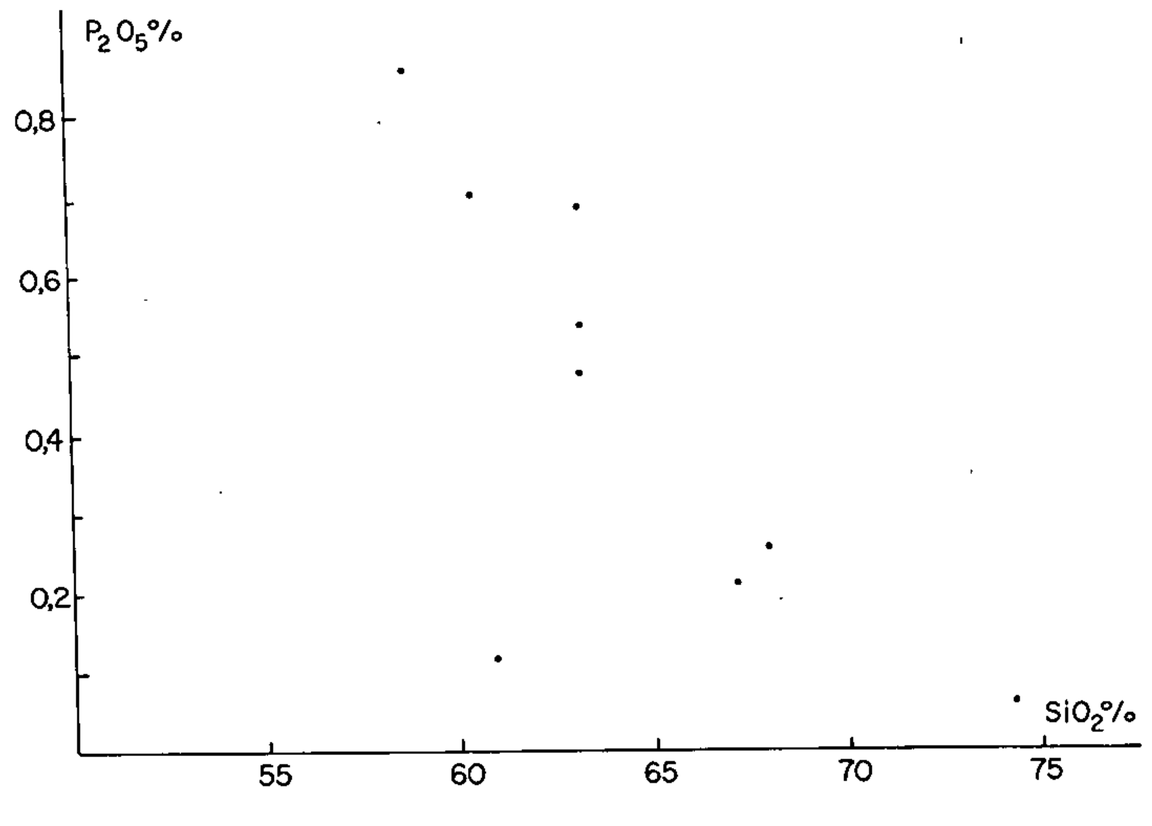


Fig. II.5.36 – Diagrama de variação P_2O_5 x SiO_2 – Granitóides tipo Serra do Catu.

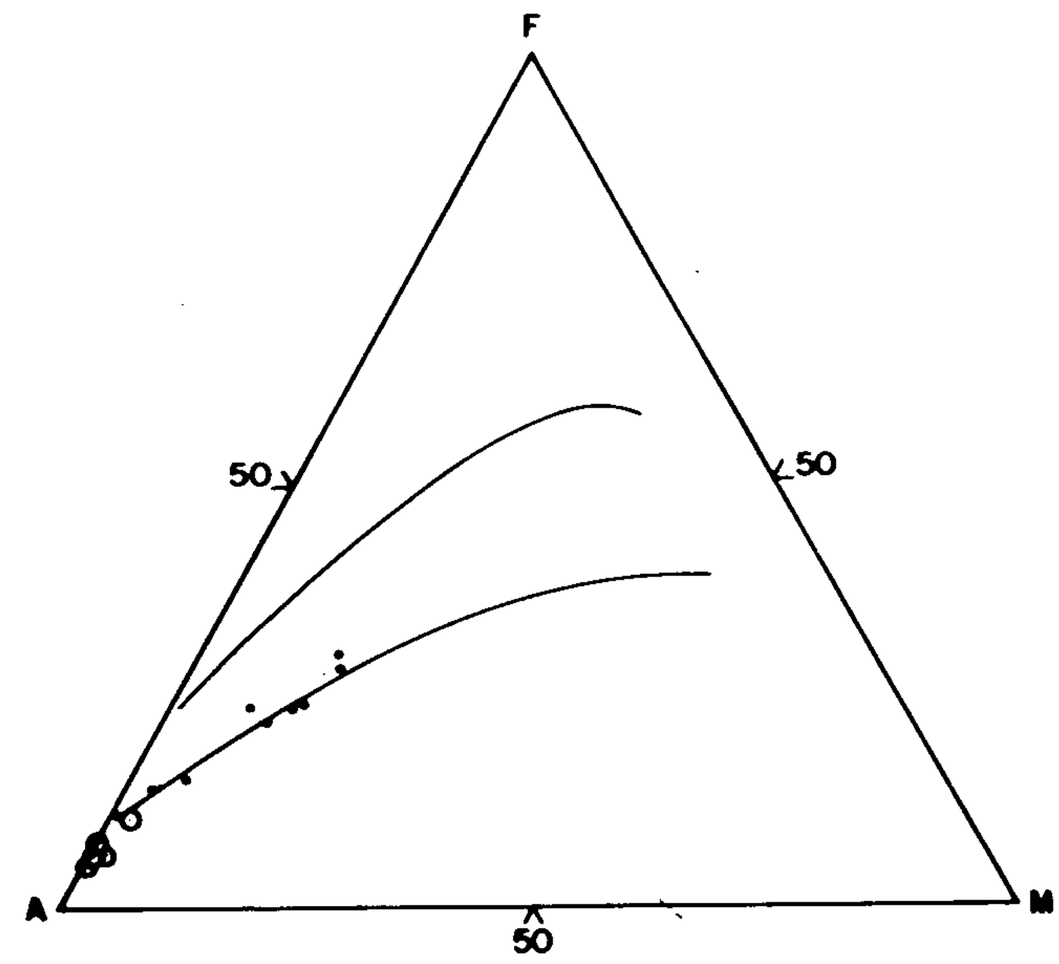


Fig. II.5.37 – Diagrama AFM – Granitóides tipos Serra do Catu(.) e Xingó(∘).

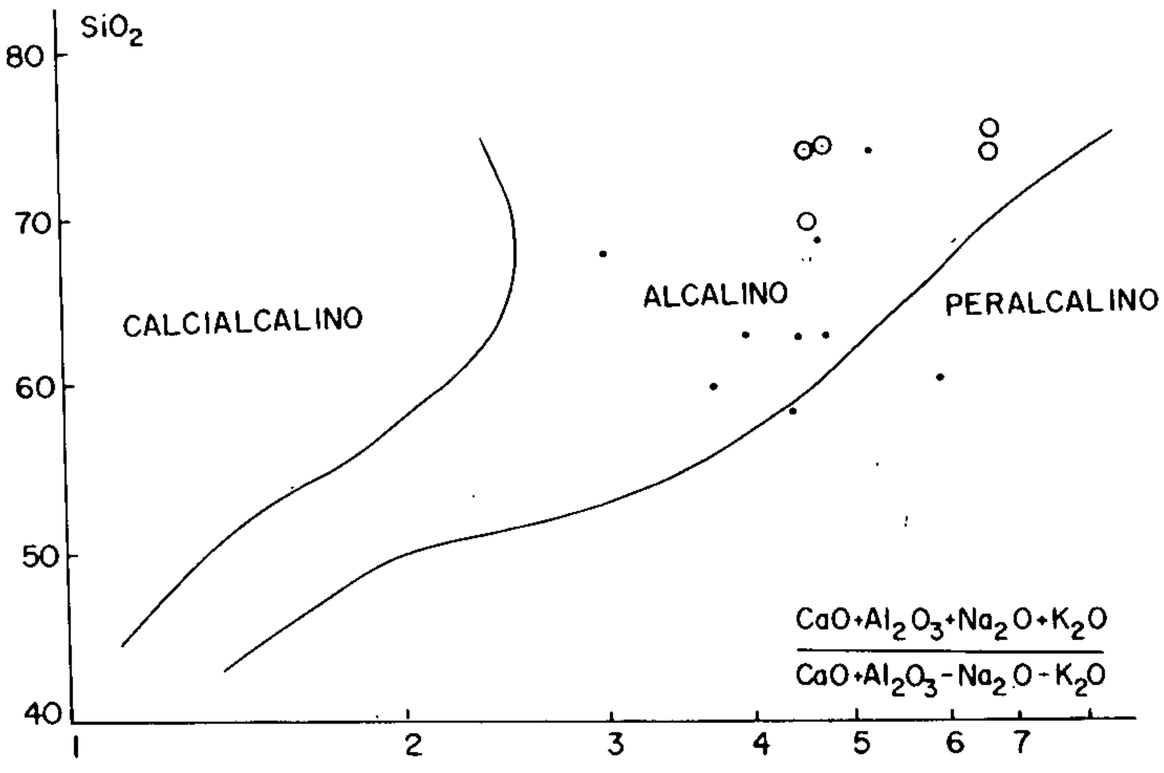


Fig. II.5.38 – Diagrama de Wright (1969) – Granitóides tipos Serra do Catu(.) e Xingó(∘).

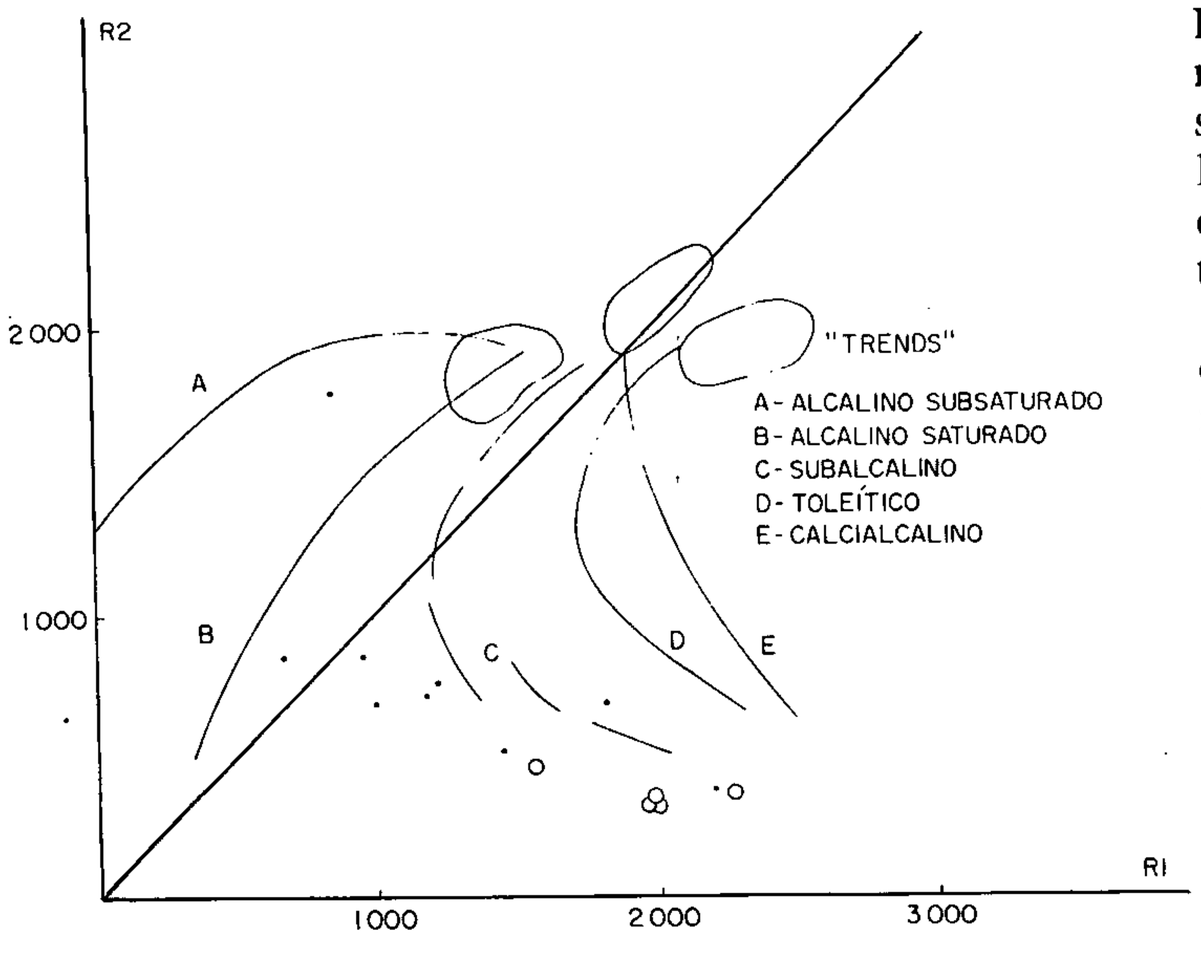


Fig. II.5.39 – Diagrama R_1-R_2 com as séries magmáticas (baseado em Stussi, 1982) – Granitóides tipos Serra do Catu(.) e Xingó(∘).

Por outro lado, a influência maior foi mantélica já que a maioria das amostras cai no setor metaluminoso. Além disso, os diagramas de Harker (fig.II.5.33, II.5.34, II.5.35 e II.5.36) mostram que não há espalhamento dos pontos, o que seria de se esperar caso houvesse influência muito acentuada de material siálico.

Convém observar que os mesmos dados, quando lançados no diagrama Q-B-F (fig.II.5.40), não mostram claramente os "trends", como na figura II.5.32, e os que se notam são constituídos por seqüências de amostras diferentes daquelas do diagrama de minerais característicos, com exceção do "trend" traçado desde o vértice B.

Bonin & Giret (1984), caracterizando as séries alcalinas saturada e subsaturada em sílica, chamam a atenção para a diferenciação contínua, na série saturada, desde as amostras mais máficas até as mais félsicas, com um "gap" na região das rochas monzoníticas, que eles comparam com o "Daly Gap" observado nas rochas vulcânicas, na faixa de 54 a 57% de SiO_2.

A caracterização dessa série foi tentada mediante a utilização dos dados referentes aos gabros da Suíte Intrusiva Canindé, sienitos tipo Serra do Catu e "Suíte Águas Belas".

As figuras II.5.41 (TiO_2 x SIO_2), II.5.42 (FeO x SiO_2), II.5.43 (CaO x SiO_2), II.5.44 (Na_2O x SiO_2), II.5.45 (K_2O x SiO_2) e II.5.46 (FeO^* x SiO_2) com os resultados de 45 amostras, mostram claramente a existência do "gap", todavia o "trend" contínuo, desde os membros mais máficos, até os mais diferenciados, não fica bem caracterizado para todos os elementos. A causa maior para a quebra do "trend", sobretudo para TiO_2 e K_2O foi o teor baixo desses óxidos verificado nas intrusivas da Suíte Canindé. Segundo Bonin & Giret (1984), o "gap" caracterizaria a composição do magma inicial que deu origem àsérie.

Das várias observações feitas até aqui, pode-se caracterizar os granitóides tipo Serra do Catu como pertencentes a uma série alcalina, todavia com teores de Al_2O_3 e K_2O e razões K/Rb e K_2O/CaO, que são compatíveis com a série shoshonítica.

Ambiência Geotectônica

No diagrama da figura II.5.47, modificado de Petro et alii, 1979 (in: Parada et alii, 1987) o índice de calcialcalinidade obtido da reta de regressão foi de 51, caracterizando um ambiente nitidamente distensional para os granitóides Serra do Catu e Águas Belas, o que é perfeitamente normal para rochas alcalinas.

No diagrama Rb x (Y + Nb) de Pearce et alii (1984) os pontos caem no campo dos arcos vulcânicos, muito próximos ao campo do ambiente intraplaca e alguns caem no campo sincolisional (fig.II.5.48). Esse comportamento é idêntico ao verificado por Nardi (1976) na caracterização dos shoshonitos de Lavras, no Rio Grande do Sul, e também igual ao que ocorreu com os granitóides Coronel João Sá.

5.2.5 GRANITÓIDES TIPO XINGÓ

Tipologia das Amostras

Foram analisadas cinco amostras, sendo duas de turmalina-granitos e três de leucogranitos (tabela II.5.5).

No diagrama multicatiônico de La Roche et alii (1980) plotam ou no campo dos alcali-granitos ou muito próximo dele (fig.II.5.30).

Os teores de sílica são elevados, o mesmo ocorrendo com os álcalis. A razão K_2O/Na_2O fica em torno de 1,0. A relação K/Rb é variável, oscilando entre 200 e 75.

A elevação de teor de SiO_2, aliada a uma queda no teor de Ba, caracteriza os granitos a turmalina como semelhantes ao descrito por Searle & Fryer (1986) no noroeste da Índia, nos Altos Himalaias. Saliente-se ainda que houve um enriquecimento de Pb, verificado em análises espectrográficas semiquantitativas.

Tipologia das Associações Magmáticas

O índice de peraluminosidade de Shand caracteriza os granitóides Xingó como metaluminosos, sem coríndon normativo. Na figura II.5.31 as amostras caem nos campos metaluminoso e peralcalino. As razões Fe_2O_3/FeO caracterizam as amostras como da série a magnetita de Ishihara (1977).

A presença de diopsídio normativo é comum, o que, segundo Wenrong & Hongnian (1985), é indicativa de ori-

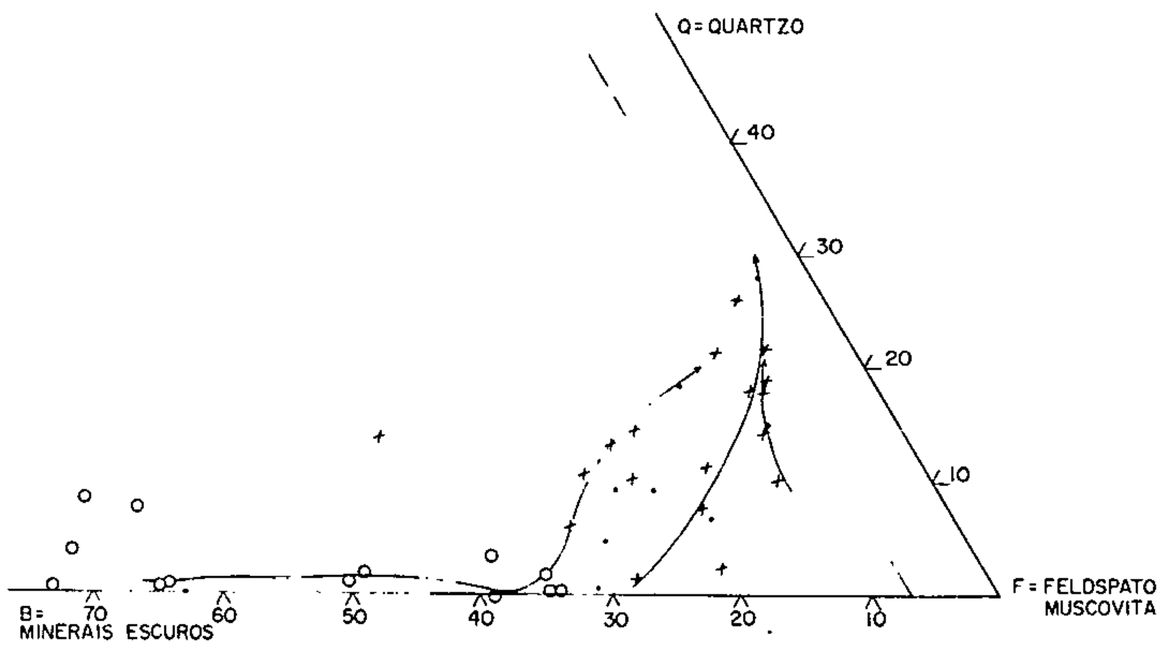


Fig. II.5.40 – Diagrama triangular Q-B-F (Debon & Le Fort, 1983) – Granitóides tipos Serra do Catu(.); Águas Belas(⋆) – Radambrasil, 1983 e Suíte Intrusiva Canindé(∘) – Radambrasil, 1983.

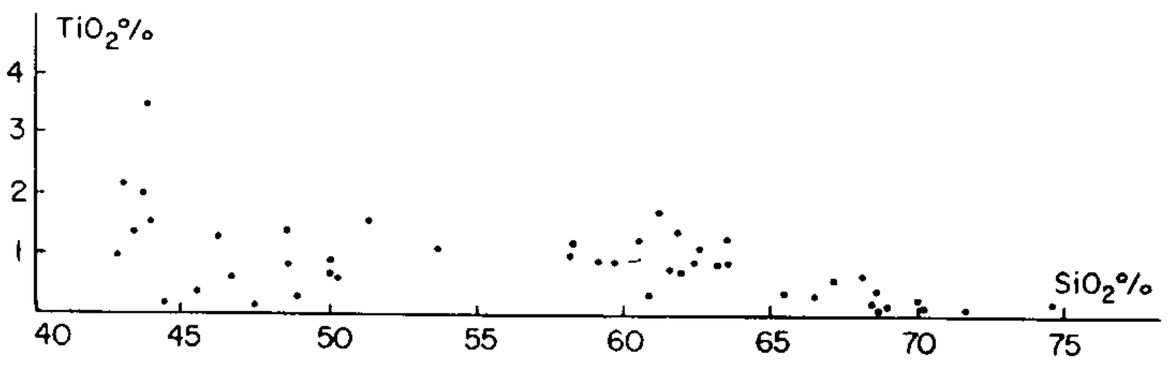


Fig. II.5.41 – Diagrama de variação TiO_2 x SiO_2 – Gabros e sienitos (vide texto).

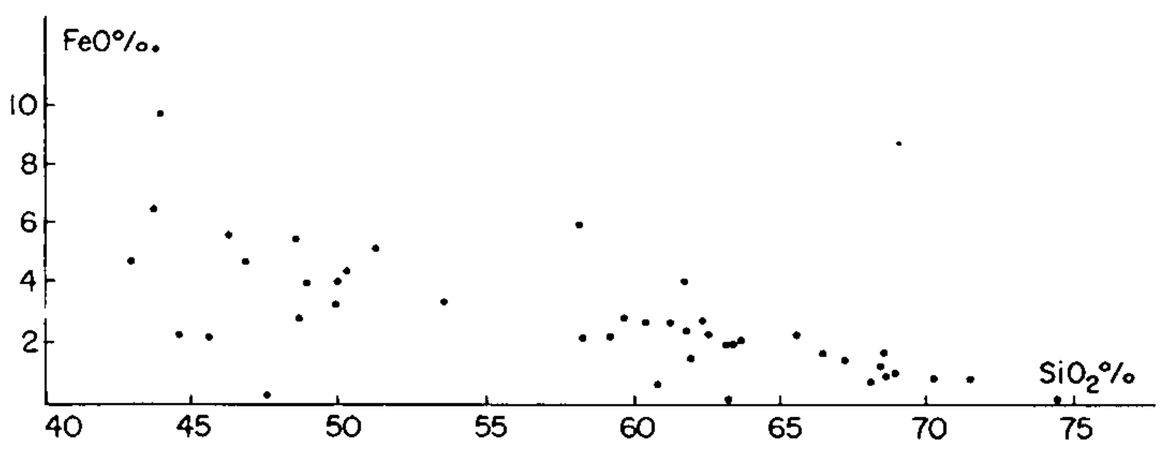


Fig. II.5.42 – Diagrama de variação FeO x SiO_2 – Gabros e sienitos (vide texto).

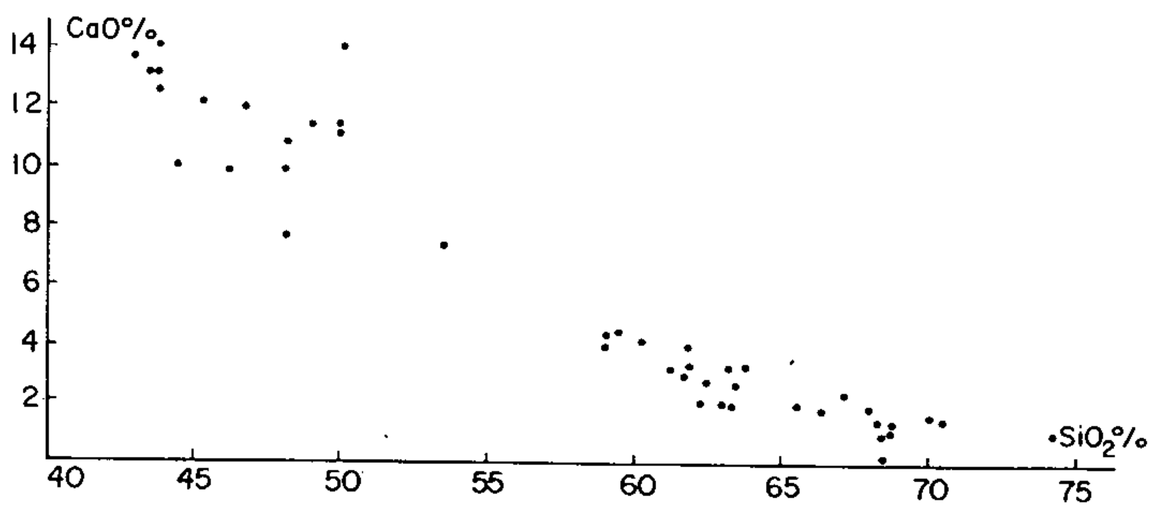


Fig. II.5.43 – Diagrama de variação CaO x SiO_2 – Gabros e sienitos (vide texto).

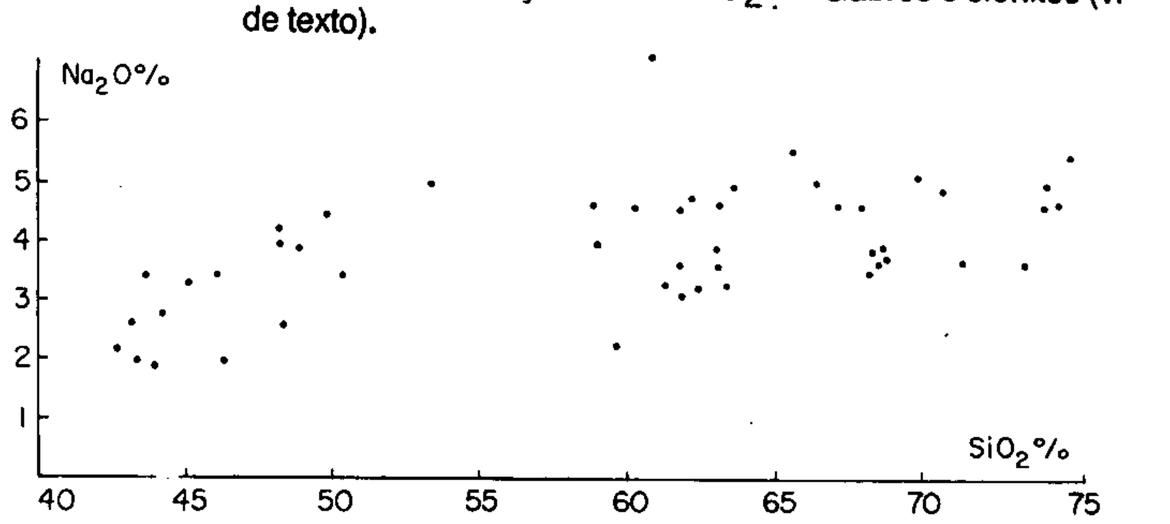


Fig. II.5.44 – Diagrama de variação Na_2O x SiO_2 – Gabros e sienitos

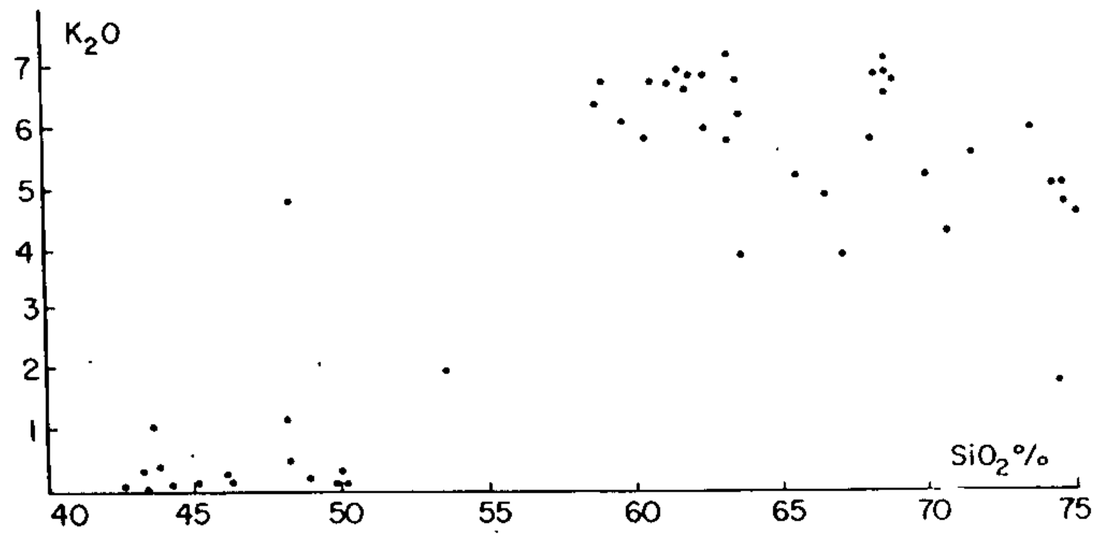


Fig. II.5.45 – Diagrama de variação K_2O x SiO_2 – Gabros e sienitos (vide texto).

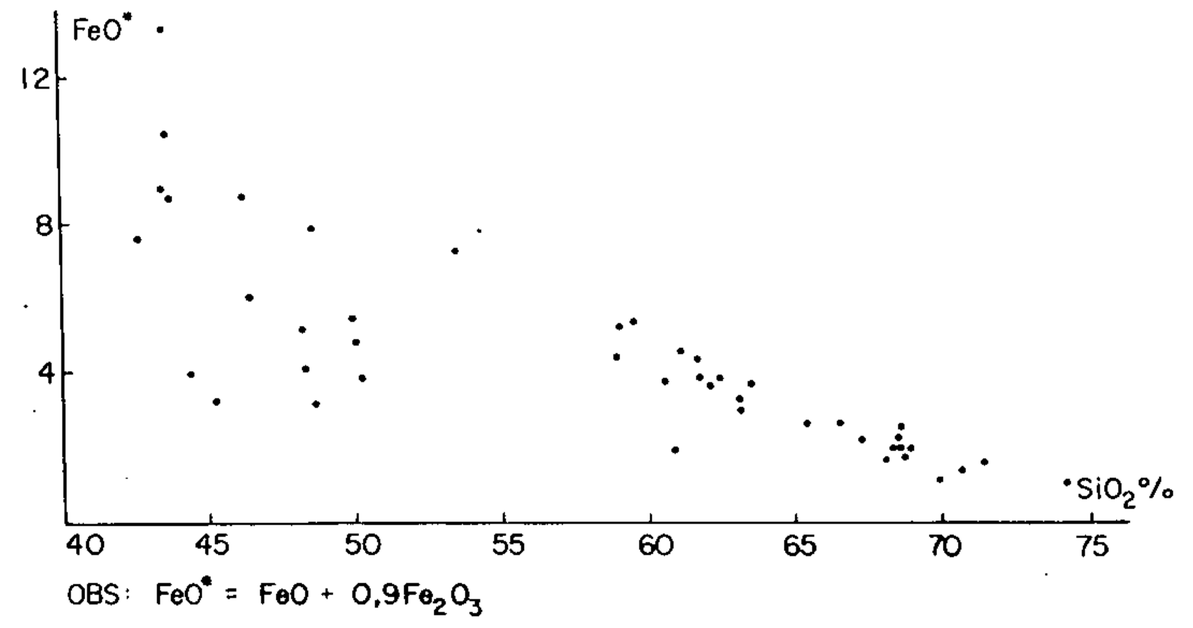
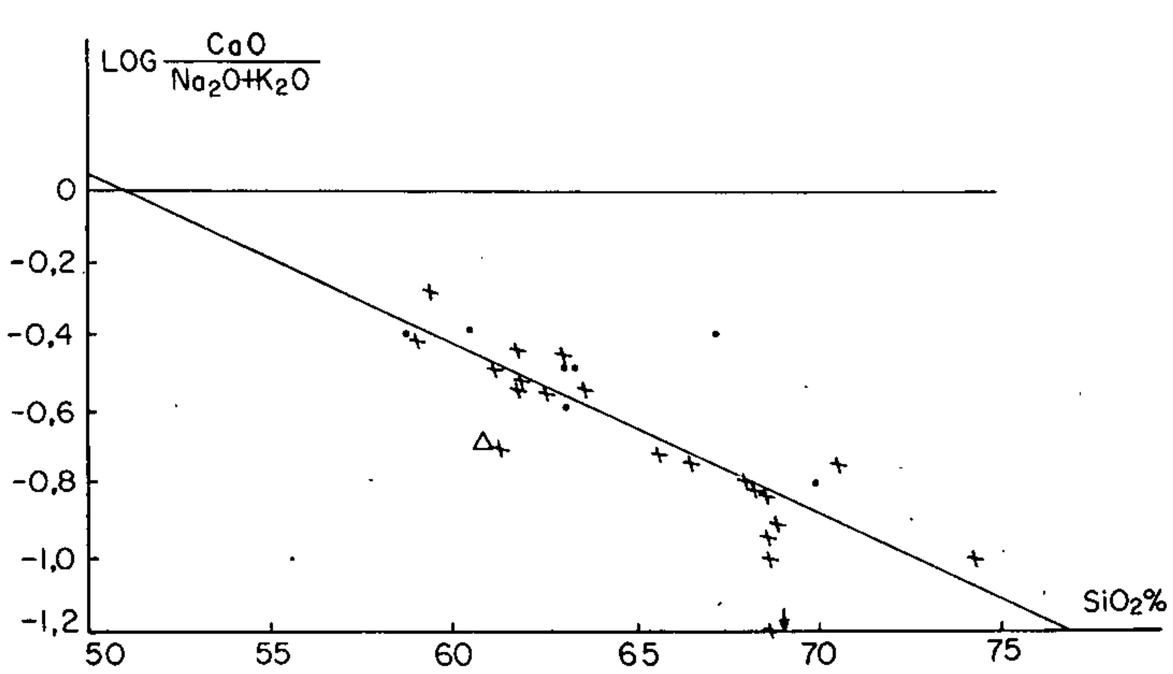


Fig. II.5.46 – Diagrama de variação FeO* x SiO_2 – Gabros e sienitos (vide texto).



CONVENÇÕES: • GRANITÓIDES SERRA DO CATU; △NEFELINA SIENITO (SERRA DO CATU); ×GRANITÓIDES ÁGUAS BELAS (RADAMBRASIL, 1982).

Fig. II.5.47 – Diagrama de Petro et alii (1979), modificado (Parada et alii, 1987) – Granitóides tipos Serra do Catu e Águas Belas

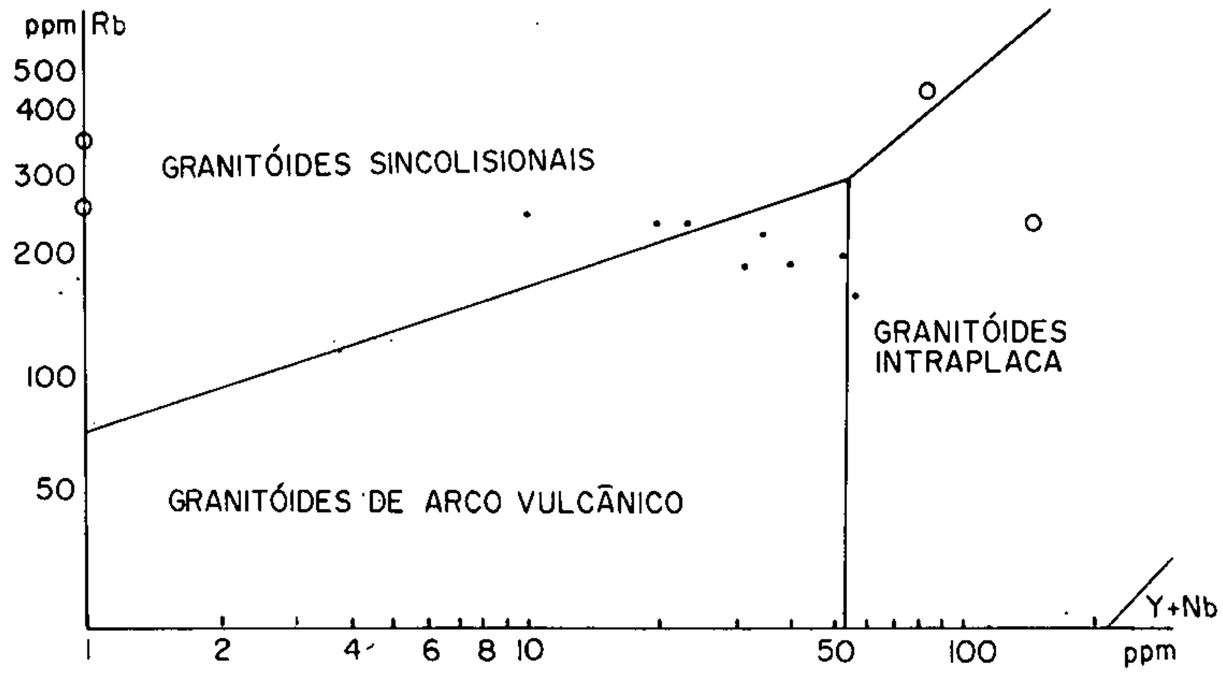


Fig. II.5.48 – Diagrama discriminante Rb x (Y + Nb) (Pearce et alii, 1984) – Granitóides tipos Serra do Catu(.) e Xingó(∘).

gem mantélica. Na conceituação de Debon & Le Fort (1983), o granitóide em foco é metaluminoso, o que caracterizaria também uma origem mantélica ou mantélica com contaminação siálica.

No diagrama AFM (fig.II.5.37) as amostras plotam junto ao eixo AF, campo de tendência alcalina. O mesmo é verificado no diagrama de Wright (fig.II.5.38), onde todas as amostras caem no campo alcalino. Corroboram essa tendência as razões de K/Rb, que como visto anteriormente são bastante baixas, compatíveis com esse tipo de série magmática. Na figura II.5.39 as amostras mostram tendência subalcalina a alcalina.

Ambiência Geotectônica

Utilizando a conceituação de Petro et alii (1979), pela posição das amostras no diagrama AFM (fig.II.5.37) paralelas ao eixo A-F, o ambiente de colocação dos granitóides em foco seria extensional, fato confirmado pelos teores de CaO e pelo ID. Os álcalis são mais elevados que aqueles mencionados pelos mesmos autores para os ambientes extensionais. Também a razão $FeO^*/(FeO^* + MgO)$ que se mostra bastante precisa, no presente caso revelou valores intermediários entre os tipos de ambientes compressivo e distensivo com tendência para o último.

No gráfico Rb x Nb + Y (fig. II.5.48), de Pearce et alii (1984), as amostras caem no campo sincolisional, com exceção de uma que fica no ambiente intraplaca. A razão delas plotarem no campo sincolisional é a quase-ausência de Nb e Y, aliada a teores elevados de Rb.

5.3 PROSPECÇÃO GEOQUÍMICA

Nesse subitem serão feitas considerações a respeito dos resultados obtidos a partir da prospecção geoquímica regional, executada através da amostragem de sedimento de corrente e concentrado de minerais pesados.

Serão utilizados um mapa de distribuição de aluminossilicatos nas amostras de concentrado de bateia (fig.II.5.49) e um mapa com a localização simplificada das zonas anômalas. Maiores detalhes, o leitor obterá no mapa geoquímico na escala 1:100.000.

O mapa geoquímico apresenta, além das zonas anômalas e a localização das amostras que lhes deram origem, várias outras estações de amostragem cujos teores observados para um ou mais elementos foram anômalos. Todavia, por impossibilidade de uma caracterização mais segura, não foram traçadas zonas anômalas a partir delas. Pode ser que a partir de informações complementares sejam caracterizadas novas zonas anômalas em função dos teores observados.

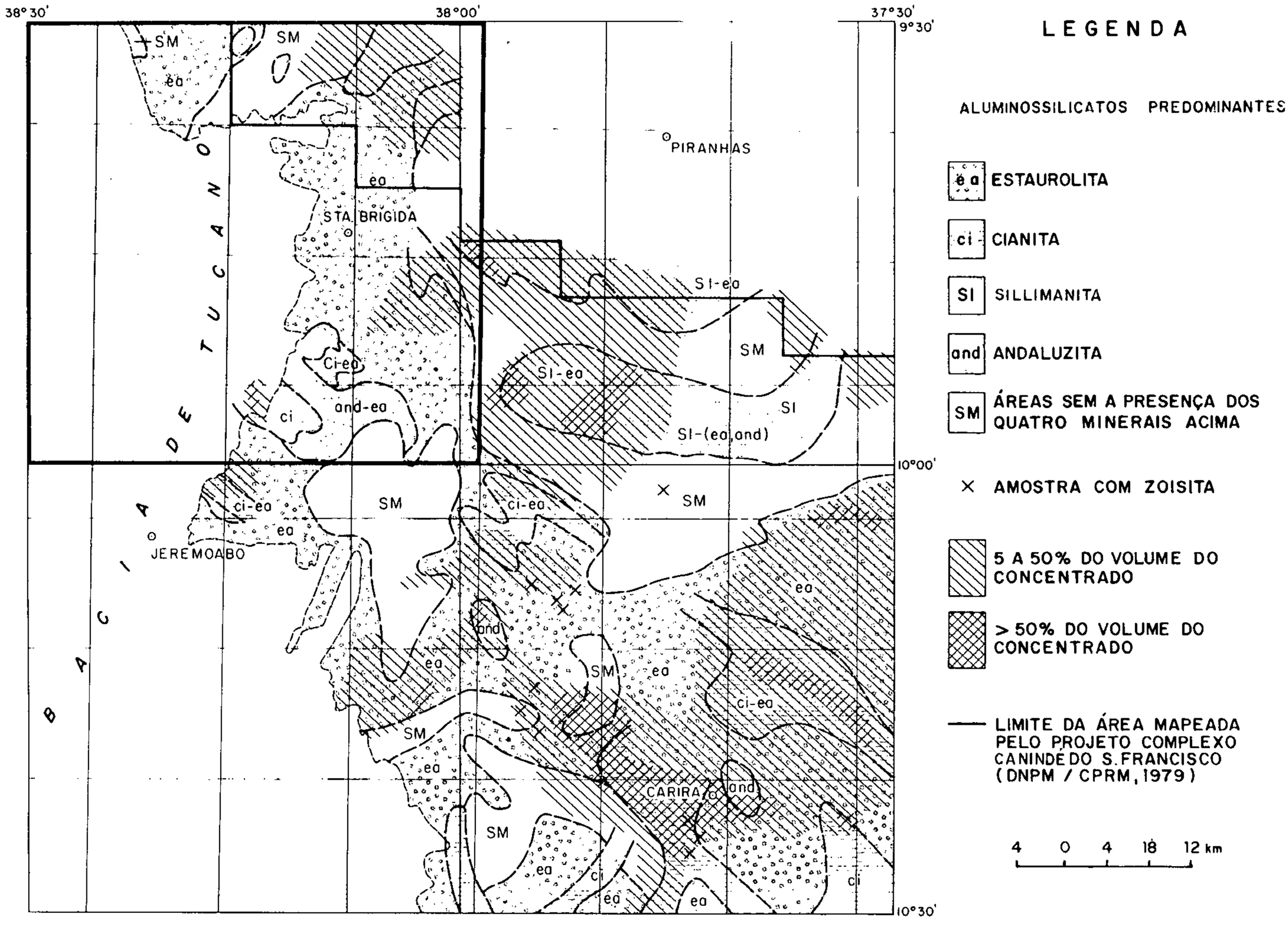


Fig. II.5.49 – Distribuição de aluminossilicicato em concentrado de minerais pesados (tratamento não-paramétrico dos dados).

5.3.1. CARACTERÍSTICAS GERAIS

Chama a atenção, tanto nas amostras de sedimento de corrente quanto nas de concentrado de bateia, o elevado teor de Zr, quase sempre acima de 1.000ppm. Na análise mineralométrica semiquantantitativa evidenciou-se alto conteúdo de zircão, que não raro atinge cerca de 80% do volume da amostra estudada. Apenas em uma estreita faixa de direção SW-NE entre a fazenda Santana e o povoado de Minuim, na região sudeste da folha, ocorre uma queda no teor do elemento. De maneira semelhante, os elementos La e Y também se apresentam com teores da ordem de 1.000ppm, sobretudo na parte norte da folha.

Com presença menos freqüente, porém de forma notável sobretudo nos concentrados de bateia, o Cr atinge teores iguais ou superiores a 5.000ppm, tanto em áreas com presença de rochas metaultramáficas (por exemplo, na serra de Marancó), como em drenagens que cortam terrenos constituídos por sedimentos fanerozóicos, sobretudo das formações Tacaratu e Curituba. A distinção entre os dois terrenos é dada pela presença de magnetita, nas áreas de rochas metaultramáficas, onde chega a estar presente em volume igual ou superior a 40% da amostra estudada. Além da magnetita, pode ocorrer também quantidade apreciável de epidoto (acima de 15%), como constatada na região de Marancó.

Nas drenagens que cortam os sedimentos paleozóicos das formações Tacaratu e Curituba, várias amostras de concentrado de bateia evidenciaram teores de Sn que variaram na faixa de 30 a 50ppm, porém, em nenhuma amostra foi constatada a presença de cassiterita.

A distribuição aparentemente caótica dos elementos, sobretudo aqueles presentes nos minerais resistatos, como cromita, zircão, cassiterita, ilmenita etc., está refletindo o retrabalhamento que deve ter ocorrido na área.

Em tempos pretéritos a erosão desagregou granitóides, sienitos, rochas metamáfico-ultramáficas, metavulcânicas etc. Os materiais liberados, entre eles os minerais resistatos, acabaram sendo depositados juntos nas bacias de sedimentação que deram origem às rochas sedimentares do Paleozóico. Aparentemente um novo retrabalhamento ocorreu, provocando a concentração de Cr (até 1.500 ppm) em algumas unidades da Bacia de Tucano, de idade mesozóica. Nessas circunstâncias, qualquer associação mineralógica é possível, daí porque ocorreram Cr-Sn-(Au) em alguns locais, que serão melhor caracterizados a seguir, na descrição das zonas anômalas.

A presença dos aluminossilicatos nos concentrados (fig.II.5.49) caracteriza uma pequena faixa de sillimanita-estaurolita no canto nordeste da folha, na região dos turmalina-granitos tipo Xingó, que se estende para a folha vizinha (Piranhas). Na maior parte da área predomina quase que exclusivamente a estaurolita, enquanto uma zona de andaluzita-estaurolita sugere uma zona de metamorfismo algo mais baixo na região a sul de Marancó.

5.3.2 ZONAS ANÔMALAS

Zona 1: Cr-Ni-Co

Localiza-se no sudeste da folha, na região de Marancó, englobando uma área que vai desde a serra homônima, a nordeste, até Barreiras a sudeste (fig.II.5.50).

A principal característica geoquímica é a presença de 10 amostras de sedimento de corrente que são anômalas para Cr (teores até 5.000ppm). Destas, 6 também apresentaram teores significativamente altos de Ni, que chegaram até 200ppm.

Dezesseis amostras de concentrados de minerais pesados, ou seja, todas que foram coletadas nessa faixa de terreno, mostraram Cr com teores acima de 5.000ppm (limite superior do método analítico). Na maioria das amostras foram detectados Co (até 500ppm) e Ni (até 700ppm). Em duas amostras foi constatada a presença de cromita (análise mineralométrica semiquantitativa).

A faixa anômala, embora bastante ampla, em função das bacias de captação das drenagens, caracteriza a presença de rochas metaultrabásicas do Complexo Marancó, que afloram na meia-encosta da serra do mesmo nome; além disso na sua extensão sudeste, sugere um prolongamento das rochas ricas em cromo na direção do povoado de Barreiras.

A norte dessa faixa, os teores de Cr continuam elevados, aparentemente em função da presença da Formação Tacaratu, que como dito, também provoca a elevação nos teores do metal. Confirma a hipótese a presença de Sn em algumas amostras.

Embora sejam conhecidas ocorrências de cromita na área, a faixa sudeste, sem dúvida, ainda não foi bem estudada, merecendo portanto trabalhos mais detalhados.

Zona 2: Cr-Co-Ni

Localiza-se na parte sul da folha, na região da fazenda Santana, a leste do povoado de Itapicuru (fig.II.5.50).

Ficou caracterizada pela presença de cinco amostras de concentrado de bateia nas quais foram detectados teores de Cr de até mais de 5.000ppm e de Ni até 150ppm.

Essa zona apresenta alguma semelhança com a de número 1, porém, aqui, o Co só ocorre com teor realçado (150ppm) numa amostra de concentrado. Por outro lado, o Cu ocorre em duas amostras, com teores próximos ao limiar adotado, 70ppm. No lado oeste da zona, duas amostras apresentam valores de Mo iguais a 5 e 7ppm, respectivamente.

Uma diferença significativa entre essa zona e a zona 1 é a ausência de anomalias para quaisquer dos elementos da associação, nas amostras de sedimento de corrente. Todavia, a zona parece importante, já que a geologia da área é caracterizada pela presença de rochas do Complexo Marancó, semelhantes às que ocorrem na zona 1.

Zona 3: F

Localizada a sul e leste da cidade de Santa Brígida (fig.II.5.50).

Caracterizada por 13 amostras de sedimento de corrente que apresentaram os teores mais elevados de F em toda a área prospectada, atingindo até 1.150ppm. A zona, embora ampla, contém amostras anômalas, na maioria das vezes apenas para F. No lado leste da zona o Pb também foi anômalo, em uma das amostras, enquanto *barita* e *apatita* foram observadas numa amostra de concentrado de bateia.

A zona anômala está refletindo claramente a presença de rochas com tendência alcalina (granitóides tipo Serra do Catu), daí porque às vezes ocorrem também Ba e Sr, elementos sempre presentes com teores elevados nesses tipos litológicos.

A elevação no teor de F pode ser significativa do ponto de vista econômico, pois em litologia semelhante, fora dos limites da folha, são conhecidas várias ocorrências de *fluorita* preenchendo fraturas.

Zona 4: Cu

Localiza-se no canto sudeste da folha e representa o fechamento de uma zona anômala cuja maior extensão situa-se na folha contígua (Piranhas), sobre sedimentos das formações Santa Brígida e Tacaratu, granitóides tipo Serra Negra e metassedimentos e metavulcânicas do Complexo Marancó.

Zona 5: Cr-Sn-(Au)

Está localizada entre Barreiras e Minuim, no canto sudeste da Folha Santa Brígida (fig.II.5.50).

Foi definida pela presença de três amostras de concentrado de bateia, sendo que duas mostraram-se anômalas para Sn (150 e 500ppm) e Cr (acima de 5.000ppm em uma) e na terceira foi detectado ouro visível (análise meneralógica).

Embora parte da zona se estenda sobre granitóides tipo Serra Negra, a elevação dos teores parece estar relacionada aos sedimentos da Formação Tacaratu. A elevação de teor é causada aparentemente pela presença de minerais resistatos dos quartzitos e conglomerados dessa formação. Seria interessante uma observação mais detalhada nos sedimentos Tacaratu para definir os minerais que contêm os elementos, e inclusive, verificar a possibilidade de concentração de Au detrítico.

Zona 6: Sn-Cr-(Au)

Localiza-se nas proximidades de Sítio Tará na parte nordeste da folha (fig.II.5.50) e foi subdividida em duas partes: uma a oeste, sobre os sedimentos paleozóicos das formações Tacaratu e Curituba, valendo portanto as mesmas observações que foram feitas para a zona 5, e outra a leste, onde o Sn ocorre sozinho ou com Cu (uma amostra) sobre os leptitos do Complexo Canindé e migmatitos.

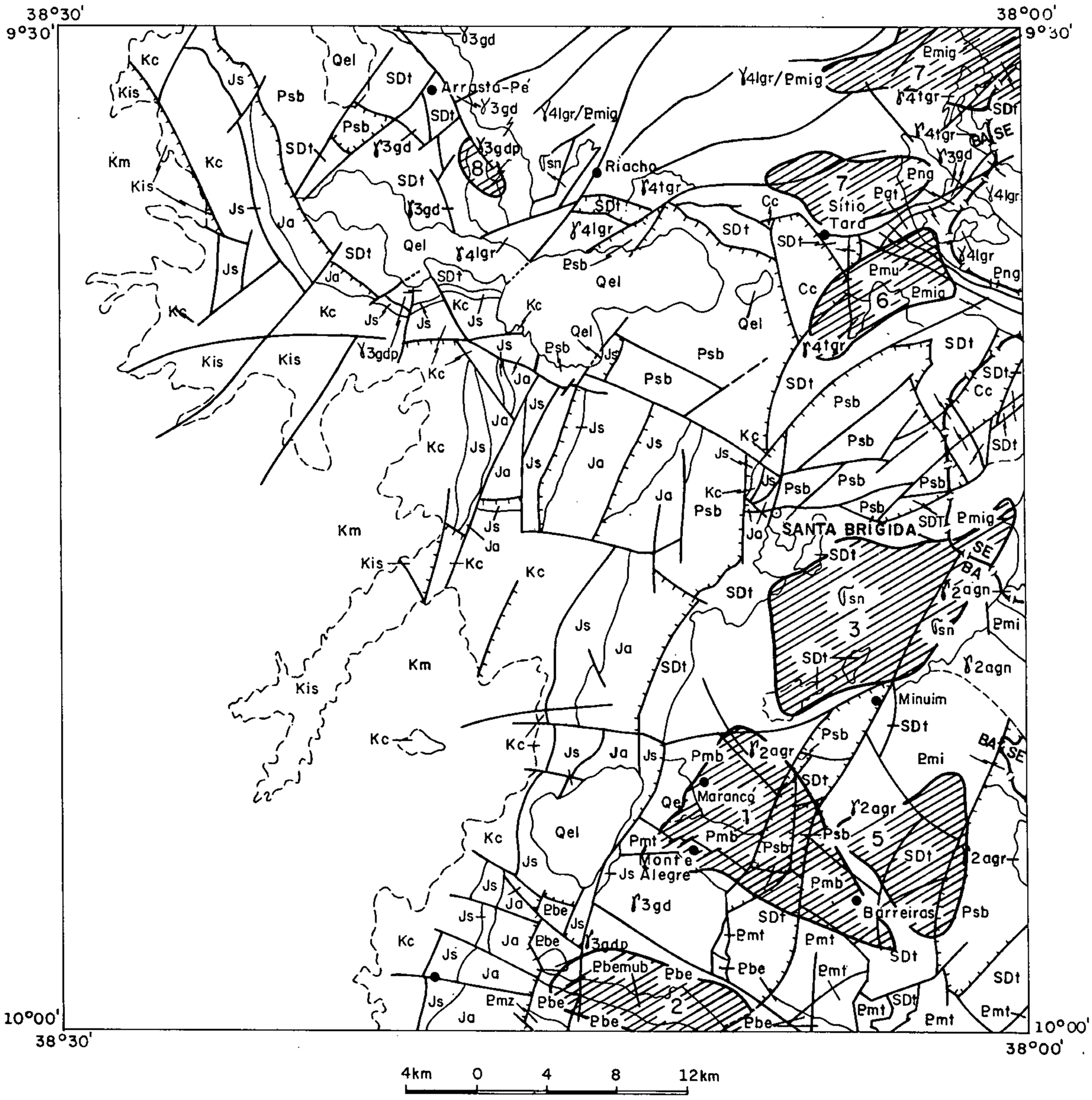
Zona 7: Pb-Cu

Localizada no canto nordeste da folha (fig.II.5.64) e constituída por dois segmentos de terreno, ambos caracterizados pela presença de amostras de sedimentos de corrente com elevação de teor de Pb e Cu até a faixa de limiar de 100ppm e 70ppm, respectivamente.

A zona está ligada à presença de turmalina-granitos e leucogranitos tipo Xingó, os quais necessitam de maiores estudos para determinar suas reais potencialidades.

Zona 8: Cr-Magnetita

Pequena zona anômala definida no norte da folha, próximo à fazenda São Domingos (fig.II.5.50). Foi demarcada pelo fato de uma amostra de concentrado de bateia conter magnetita e epidoto associados a teor anômalo de Cr (500ppm). Embora na área ocorram arenitos da Formação Tacaratu, essa paragênese, como visto anteriormente, caracterizou a presença de rochas metaultrabásicas na Folha Santa Brígida.



CONVENÇÕES

Qel – Coberturas eluvionares; Km – Formação Marizal; Kis – Grupo Ilhas; Kc – Formação Candeias; Js – Formação Sergi; Ja – Formação Aliança; Psb – Formação Santa Brígida; Cc – Formação Curituba; SDt – Formação Tacaratu; $\gamma_4$tgr, $\gamma_4$lgr – Granitóides tipo Xingó; $\gamma_4$lgr/Pmig – Granitóides tipo Xingó e Migmatitos; σsn – Granitóide tipo Serra do Catu; $\gamma_3$gdp, $\gamma_3$gd – Granitóides tipo Sítios Novos; $\gamma_2$agr, $\gamma_2$agn – Granitóides tipo Serra Negra; Pmu, Pgt, Png (Unidades Mulungu, Garrote e Novo Gosto) – Complexo Canindé; Pmi, Pmb, Pmt, Pbe, Pmz (Unidades Minuim, Morro do Bugi, Monte Alegre, Belém e Monte Azul) – Complexo Marancó; Pmig – Migmatitos.

Contato definido, transicional e aproximado

Falha indiscriminada e normal

Limite estadual

Cidade

Povoados e vilas

3

Fig. II.5.50 – Prospecção Geoquímica – Zonas Anômalas.

Capítulo 6

Metalogenia

Os indícios diretos da mineralização na Folha Santa Brígida são quase todos inclusos no Domínio Canindé-Marancó, compreendendo quatro ocorrências de *cromita* e uma de *talco*. Uma única ocorrência de *pirita* situa-se no domínio da Bacia de Tucano, conforme relacionado na tabela II.6.1.

Esses indícios diretos, acrescidos dos indícios indiretos — geoquímicos, geofísicos e geológicos — permitiram a delimitação de sete áreas de interesse para a prospecção mineral, circunscritas a ambientes geológico/metalogenéticos favoráveis a concentrações minerais.

Essas áreas estão relacionadas na tabela II.6.2 e descritas no decorrer deste capítulo, dentro das respectivas unidades litostratigráficas.

Tabela II.6.1 – Listagem dos Indícios Diretos de Mineralizações da Folha Santa Brígida.

Nº DE REFERÊNCIA	SUBSTÂNCIA MINERAL	ROCHAS ASSOCIADAS
01	Cromo	Rolados de cromitito associados a rochas básico-ultrabásicas rectrometamorfizadas (peridotitos serpentinizados e cloritítos) intrusivas na seqüência metavulcano-sedimentar (Unidade Morro do Bugi do Complexo Marancó).
02	Cromo	Rolados de cromitito associados a rochas básico-ultrabásicas rectrometamorfizadas (peridotitos serpentinizados e cloritítos) intrusivas na seqüência metavulcano-sedimentar (Unidade Morro do Bugi do Complexo Marancó).
03	Cromo	Rolados de cromitito associados a rochas básico-ultrabásicas rectrometamorfizadas (peridotitos serpentinizados e cloritítos) intrusivas na seqüência metavulcano-sedimentar (Unidade Morro do Bugi do Complexo Marancó).
04	Cromo	Rolados de cromitito associados a rochas básico-ultrabásicas rectrometamorfizadas (peridotitos serpentinizados e cloritítos) intrusivas na seqüência metavulcano-sedimentar (Unidade Morro do Bugi do Complexo Marancó).
05	Talco	Veios ou massa irregulares de talco associado a serpentinitos intrusivos na seqüência metavulcano-sedimentar (Unidade Morro do Bugi do Complexo Marancó).
06	Pirita	Folhelhos betuminosos e siltitos da Formação Santa Brígida.

Tabela II.6.2 – Relação das Áreas Mineralizadas da Folha Santa Brígida e Respectivo Contexto Geológico/Metalogenético

ÁREAS	INDÍCIOS DIRETOS E INDIRETOS DE MINERALIZAÇÕES	CONTEXTO GEOLÓGICO/METALOGENÉTICO
I	Cr±Ni±Pt	Cromitito associado a rochas básico-ultrabásicas intrusivas, na forma de "sill", na seqüência metavulcano-sedimentar (Unidade Morro do Bugi do Complexo Marancó).
II	Cr±Cu±Ni±Pt	Indícios aeromagnéticos e geoquímicos associados a corpos anfibolíticos provavelmente intrusivos na seqüência metavulcano-sedimentar (Unidade Minuim do Complexo Marancó).
III	Cr±Ni±Pt	Indícios geoquímicos de Cr-Ni associados a rochas básico-ultrabásicas intrusivas, na forma de "sill", na seqüência metavulcano-sedimentar (Unidade Belém do Complexo Marancó).
IV	Pirita±Cu±Pb±Zn±Au±Ag	Indícios de cobre e/ou pirita associados a seqüência metavulcano-sedimentar com predomínio de metassedimentos-filitos, metarenitos e metaconglomerados (Unidade Belém do Complexo Marancó).
V,VI	F+Ba	Indícios geoquímicos associados a zonas fraturadas/ falhadas de plutonismo sienitóide tipo Serra do Catu.
VII	Pb±Cu±W±Mo±Fe	Indícios geoquímicos e geofísicos associados aos granitóides tipo Xingó e às zonas fraturadas e de "Skarns".

6.1 COMPLEXO MARANCÓ

Esse complexo é caracterizado litologicamente por uma seqüência metavulcano-sedimentar composta de metassedimentos pelíticos e psamíticos finos, ritmíticos, camadas de metaconglomerados e menos freqüentemente de metacalcários, associados com metavulcanitos e metatufos de composição intermediária a ácida e mais subordinadamente de composição básica, além de rochas metaintrusivas básico-ultrabásicas.

As cinco unidades litostratigráficas informais definidas no Complexo Marancó, isto é, as unidades Monte Azul (Pmz), Belém (Pbe), Monte Alegre (Pmt), Morro do Bugi (Pmb) e Minuim (Pmi) apresentam as seguintes feições litológicas gerais: na primeira (Pmz) e terceira (Pmt) há maior participação de rochas metavulcânicas e metatufos de composição ácida a intermediária; na segunda (Pbe) e quarta (Pmb) de metassedimentos; e na quinta (Pmi) de metavulcanitos máfico-ultramáficos. Os corpos intrusivos básico-ultrabásicos ocorrem em qualquer dessas unidades, estando os mais expressivos contidos nas unidades Morro do Bugi (Pmb) e Belém (Pbe).

Na caracterização metalogenética do Complexo Marancó há necessidade de separar as mineralizações ligadas aos corpos intrusivos básico-ultrabásicos (Cr-Ni-Cu-Pt) das mineralizações associadas à seqüência metavulcano-sedimentar (pirita-Cu-Pb-Zn-Au-Ag-barita), com base nos indícios reconhecidos.

Em relação às mineralizações ligadas às rochas básicas-ultrabásicas são conhecidas ocorrências de cromo e talco na Folha Santa Brígida, nos serrotes de Marancó e Bugi, associadas a rochas máfico-ultramáficas, intrusivas na Unidade Morro do Bugi. A cromita ocorre como rolados de cromitito (cromita + serpentina) nas encostas dos serrotes referidos, sob a forma de seixos e matacões. O talco apresenta-se como veios de 1,5 a 2m de potência ou massas irregulares dentro do serpentinito.

Essas associações e outros indícios geoquímicos e geofísicos conduziram à delimitação de três áreas mineralizadas ou potencialmente mineralizadas para Cr + Ni + -Cu + -Pt, distribuídas pela Folha Santa Brígida (áreas I, II e III).

A *área I* caracteriza-se pela presença de rolados de cromitito e veios de talco, nos serrotes de Marancó e do Bugi, associados às rochas básico-ultrabásicas tectonizadas e hidrotermalmente alteradas; pela anomalia geoquímica para Cr-Ni-Co, em concentrado de bateia circunscrevendo a área mineralizada; e pelas anomalias aeromagnéticas correspondentes a dois corpos tabulares principais com mergulho de 40°N.

A *área II* foi delimitada em função de duas anomalias geofísicas correspondentes a dois corpos magnéticos em forma de chaminé, com elevado contraste de susceptibilidade magnética (0,0030 e.m.u.), coincidentes com um enxame de corpos anfibolíticos mapeados na Unidade Minuim e com indícios de anomalias geoquímicas puntuais de Cu e Cr.

A *área III* prolonga-se para a Folha Jeremoabo, correspondendo a um corpo básico-ultrabásico, intrusivo na Unidade Belém. Esse corpo está retrometamorfizado para a facies xisto-verde, com os termos ultramáficos transformados em serpentinitos e cloritítos, em presença ou não de talco, e os termos máficos cloritizados e epidotizados. O corpo está circunscrito por uma anomalia geoquímica para Cr-Ni, onde foi identificada cromita em amostras de concentrado de bateia.

Com relação às *mineralizações associadas a seqüência metavulcano-sedimentar,* apenas uma área foi selecionada na Folha Santa Brtígida (área IV) que se projeta para sudeste e circunscreve litótipos da Unidade Belém e cujos índícios de mineralização manifestaram-se somente na Folha Jeremoabo. Esses indícios diretos compreendem mineralizações de cobre (malaquita) impregnando os planos de clivagem de filitos e pirita disseminada em metarenitos e metaconglomerados, que se intercalam entre os demais metassedimentos da unidade.

A associação geoquímica revelada na folha contígua, a sul (Jeremoaba), *ferro-cobre-pirita-barita,* resultante dos indícios geológicos e geoquímicos, é indicadora de mineralização associada a ambientes revecanogênicos, com potencialidade para mineralizações disseminadas esteratiformes piríticas de Cu Au Ag Pb Zn, às quais a barita e as formações ferríferas podem ocorrer associadas.

A associação geoquímica revelada na folha contígua, a sul (Jeremoabo), *ferro-cobre-pirita-barita*, resultante dos indícios geológicos e geoquímicos, é indicadora de mineralização associada a ambientes vulcanogênicos, com potencialidade para mineralizações disseminadas estratiformes piríticas de Cu±Au±Ag±Pb±Zn, às quais a barita e as formações ferríferas podem ocorrer associadas.

6.2 PLUTONISMO GRANITÓIDE

A caracterização das mineralizações potencialmente associadas às várias "suítes" granitóides foi feita com base nos trabalhos de Chappell & White (1974), Wang et alii (1983), Pitcher (1983) e Lameyre et alii (1983) e consubstanciada nos trabalhos de campo, nos dados litogeoquímicos de elementos maiores e traços, e principalmente nos indícios geoquímicos revelados pela prospecção regional.

O diagrama triangular modal QAP, com a caracterização dos campos das séries magmáticas e as mineralizações associadas, segundo Lameyre et alii (1983), está representado na figura II.6.1 para facilidade de exposição. Sobre o referido diagrama estão plotadas as amostras, grande parte localizada fora da área (Folha Piranhas), com estimativas percentuais dos minerais essenciais, dos diversos litótipos caracterizados como granitóides tipos Serra Negra, Sítios Novos, Serra do Catu e Xingó. Para fins de comparações, foram incluídos no diagrama dados referentes aos granitóides tipo Coronel João Sá, não-aflorantes na área e limitados ao Domínio Macururé (folhas Carira, Jeremoabo e Piranhas).

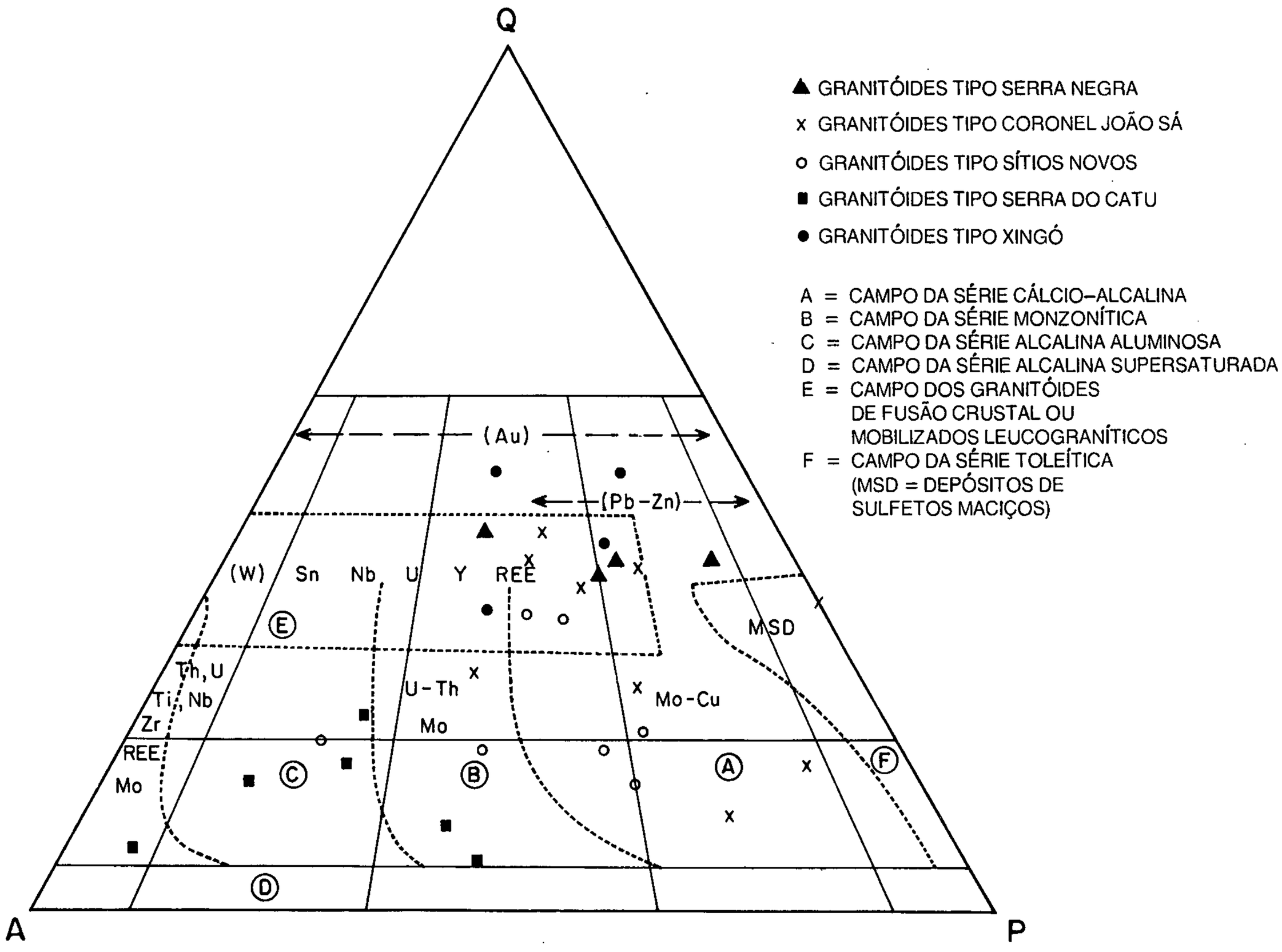


Fig. II.6.1 – Mineralizações associadas às séries granfticas no triângulo QAP (Lameyre et al, 1983).

6.2.1 GRANITÓIDES TIPO SERRA NEGRA

São granitóides sintectônicos, foliados, cisalhados, compostos essencialmente de augengranitóides gnáissicos (agr) e augengnaisses (agn), de composição predominantemente granítica a granodiorítica. Quimicamente são álcali-feldspato-granitos peraluminosos e de tendência alcalina. Os dados modais quando plotados no diagrama QAP localizam-se no campo dos granitos de fusão crustal (fig.II.6.1). A ausência de hornblenda, magnetita e enclaves básicos e a presença de granada são indicativos de granitóides tipo S, confirmando a hipótese de fusão crustal. Esse tipo apresenta perspectivas metalogenéticas para Sn e W, segundo Chappell & White (1974) e Pitcher (1983).

Apesar dessa potencialidade metalogenética e de constatação de indícios geoquímicos de Sn-F-Pb-Zn na Folha Piranhas, não foi detectado nenhum indício de mineralização que justificasse a seleção de área possivelmente mineralizada na Folha Santa Brígida relacionada a esse tipo de granitóide.

6.2.2 GRANITÓIDES TIPO SÍTIOS NOVOS

São granitóides tardi a pós-tectônicos, isotrópicos ou com anisotropia originada por fluxo magmático ou por uma fraca foliação desenvolvida pela biotita, constituídos por granodiorito, granodiorito porfirítico, quartzo-monzonito e quartzo-diorito porfirítìco. Quimicamente são granitos com variações para álcali-granitos metaluminosos alcalinos ou com tendência alcalina.

Os dados de laboratório e campo indicam claramente que são granitóides do tipo I, e, portanto, potencialmente mineralizados para Cu(Au)Mo ou PbZn(Ag) a depender do grau de diferenciação (Wang et alii, 1983). Como série enriquecida em K e Na, há possibilidades adicionais de concentrações de U e Th.

Na Folha Santa Brígida foram cartografados pequenos corpos desses granitóides, mas não ocorre nenhum indício de mineralização associada aos mesmos.

6.2.3 GRANITÓIDES TIPO SERRA DO CATU

São granitóides pós-tectônicos, isotrópicos, freqüentemente porfiríticos, constituídos de sienitos, quartzo-sienitos, monzonitos pórfiros e quartzo-monzonitos, contendo enclaves (autólitos) básicos. Quimicamente são sienitos e quartzo-sienitos metaluminosos, alcalinos a subalcalinos, com algumas características químicas da série shoshonítica. No diagrama modal QAP (fig.II.6.1), as amostras espalham-se pelos campos das séries monzonítica, alcalina aluminosa e alcalina supersaturada, não permitindo uma definição clara quanto à sua classificação. Parece haver uma tendência à caracterização de um trend intermediário entre uma série monzonítica e uma série tipicamente alcalina, resultante possivelmente da contaminação, em diferentes graus, de um magma alcalino mantélico, por material crustal.

Em termos de elementos-traço destacam-se pelos elevados teores de Ba e Sr e pelos teores relativamente altos de F.

Radiometricamente, os granitóides tipo Serra do Catu ão muito bem caracterizados pela elevação dos valores nos canais de K, U e Th, o que é compatível com as rochas das séries alcalina e monzonítica.

Na área mapeada não existe nenhum indício direto de mineralização associada a esses sienitóides. Mas, fora da área, na fazenda Mingu (município de Porto da Folha), no Estado de Sergipe, dentro do mesmo domínio da Faixa de Dobramentos Sergipana, ocorrem corpos plutônicos sieníticos a quartzo-sieníticos, muito provavelmente pertencentes à suíte dos granitóides tipo Serra do Catu, com vênulas e veios de até 20cm de espessura contendo fluorita e calcita e, subordinadamente, calcopirita, bornita, pirita e galena. Por analogia, esse tipo de mineralização também pode ser esperado na área mapeada, em face da caracterização de uma extensa zona geoquimicamente anômala para flúor, relacionada ao corpo mapeado na Folha Santa Brígida. Dentro dessa zona foram delimitadas duas áreas como potencialmente mineralizadas (*áreas V e VI*), com base nos seguintes elementos: extensa zona anômala de F (máximo de 1150ppm) sobrepondo-se ao corpo sienitóide, realçada por estações anômalas para Ba (até 3000ppm) e Sr (até 1000ppm); indício de anomalia de chumbo e presença de barita e apatita em concentrado de bateia, a leste da zona do flúor; extensas zonas de fraturas e/ou falhas atravessam longitudinalmente o corpo sienitóide, segundo a direção nordeste, e aparentemente controlam as maiores concentrações geoquímicas de flúor (*na área V*) e bário (*na área VI*). Provavelmente as mineralizações potenciais de flúor e bário devem ocorrer sob a forma de filões ao longo dessas zonas fraturadas e/ou falhadas ou ainda nas rochas encaixantes da Unidade Minuim do Complexo Marancó, nas zonas interceptadas pela intrusão sienítica.

6.2.4 GRANITÓIDES TIPO XINGÓ

São granitóides tipicamente pós-tectônicos, isotrópicos, constituídos de leucogranitos, biotita-granitos e muscovita-granitos que ocorrem sob a forma de diques ou corpos irregulares. Quimicamente são granitos a alcaligranitos metaluminosos com tendência alcalina. No diagrama modal QAP suas amostras caem dentro ou acima do campo dos granitos de fusão crustal (fig.II.6.1) provavelmente do tipo S, com potencialidade para mineralizações de Sn e W. Essa assertiva em parte é corroborada pela composição mineralógica dos granitóides, a quartzo-feldspato, com muscovita, turmalina e granada, e pela ausência de enclaves básicos. Contudo, o comportamento dos elementos maiores e traços e a presença de diopsídio normativo na catanorma são indicativos de granitóides de fonte mista (mantélica e crustal), conforme discutido no Capítulo 5.

Em qualquer das hipóteses, os granitóides tipo Xingó são altamente diferenciados com valores elevados de SiO_2 e álcalis, baixo MgO e CaO, alto Rb e baixo Sr. Os valores de flúor são contudo muito baixos e não há registro de estanho. Apresentam-se porém enriquecidos em chumbo, o que é compatível com os termos mais diferenciados da série calcialcalina.

Na Folha Santa Brígida foi delimitada uma extensa área como potencialmente mineralizada para Pb-Cu-(W-Mo-Fe), a *área VII,* que circunscreve uma zona onde predominam leucogranitos e turmalina-granitos do tipo Xingó, restando megaxenólitos de migmatitos, granodioritos, metacalcários e anfibolitos. A seleção da área foi embasada nos seguintes elementos: anomalias geoquímicas de Pb

(máximo de 100ppm) e Cu (até 70ppm) em sedimento de corrente; alinhamento de corpos magnéticos tabulares, um deles com contraste de susceptibilidade magnética muito elevada (0,0070e.m.u.) que deve corresponder a concentrações localizadas de magnetita; processos de escarnitização envolvendo as rochas carbonáticas, resultando em quartzo-idocrásio-clinozoisita-andesina-diopsídio-''hornfels'' (*skarn*); processos de turmalinização, muscovitização e graisenização fissural, ligados aos granitóides e cortejos de aplopegmatitos. Essas informações e, adicionalmente, os indícios de mineralizações de Mo e W registrados em outras áreas e também associados aos granitóides tipo Xingó, elevam a potencialidade da área VII para a associação Pb + /- Cu + /- W + /-Mo + /-Fe. As mineralizações podem ocorrer em filões encaixados nas numerosas fraturas e zonas de falhas que atravessam a área ou sobre os *skarns* desenvolvidos nas rochas metacarbonáticas.

6.3 BACIA DE TUCANO

Na Bacia de Tucano não foram executados estudos sistemáticos de mapeamento geológico, geoquímico e geofísico, e, conseqüentemente de metalogenia. Portanto, não foi realizada nenhuma previsão de áreas potencialmente mineralizadas sobre as seqüências do Paleozóico e Mesozóico que co-participam desse domínio.

Apesar disso, são apresentadas algumas considerações teóricas sobre as potencialidades das formações paleozóicas e mesozóicas, relacionando-as, quando possível, às informações factuais conhecidas que dão suporte a essas hipóteses metalogenéticas.

6.3.1 FORMAÇÕES PALEOZÓICAS

As formações Tacaratu (Siluro-Devoniano), Curituba (Carbonífero) e Santa Brígida (Permiano) constituem as unidades litostratigráficas da era paleozóica definidas na área mapeada e bem expostas no graben de Santa Brígida, na folha homônima.

A *Formação Tacaratu* apresenta potencialidade para concentrações de minerais pesados em depósitos de plácares, principalmente associados aos leques aluviais distais e ao sistema fluvial entrelaçado, em canais próximos ao bedrock. Indícios indiretos dessas mineralizações são revelados através de anomalias geoquímicas de estanho (até 150ppm) e cromo (até 5000ppm) em concentrados de bateia e a identificação de cromita e ouro entre os minerais pesados de amostras de concentrados de bateia coletadas sobre drenagens provenientes da referida formação.

A *Formação Curituba* e a própria *Formação Tacaratu* apresentam grande potencialidade para mineralizações peneconcordantes de urânio do tipo arenito (Dahlkamp, 1980), em função das condições favoráveis das rochas hospedeiras, do paleoclima e da ocorrência de rochas-fonte em torno do graben de Santa Brígida onde domina o plutonismo granitóide/sienitóide tipo Serra do Catu, enriquecido em urânio.

A *Formação Santa Brígida* apresenta ambiente deposicional semelhante ao da Bacia de Zechstein (Alemanha, Polônia) onde ocorrem as mineralizações de Cu-Pb-Zn do tipo Kupferschiefer. Em termos de analogia, os arenitos e siltitos vermelhos eólicos (''red beds'') da Formação Santa Brígida são comparáveis aos arenitos vermelhos da lapa do Kupferschiefer; os folhelhos pretos, carbonosos, betuminosos, ao próprio Kupferschiefer; e os carbonatos silicificados aos calcários Zechstein da capa do Kupferschiefer. Em ambos os casos, o ambiente continental, desértico, com campos de dunas eólicas, sofreu invasão marinha no Permiano, com implantação de ambiente de planície de maré, onde foram depositados os folhelhos carbonosos em condições redutoras. Na Folha Santa Brígida há um indício geoquímico de chumbo (500ppm) e um indício direto de mineralização de sulfeto (pirita e calcopirita?) disseminado no folhelho carbonoso/betuminoso da Formação Santa Brígida, os quais representam os primeiros indícios factuais de uma expectativa metalogenética nessa unidade.

As formações paleozóicas do graben de Santa Brígida apresentam, adicionalmente, uma situação geológica privilegiada em relação às rochas-fonte de metais, como as seqüências metavulcano-sedimentares com potencialidade para depósitos de sulfetos de metais-base (complexos Marancó, a sudeste, e Canindé, a nordeste) e o plutonismo granitóide enriquecido em flúor, bário e urânio (granitóides tipo Serra do Catu, a sudeste) ou em cobre, chumbo, zinco (granitóides tipo Xingó, a nordeste), constituindo uma área-alvo muito favorável à prospecção mineral.

6.3.2 FORMAÇÕES MESOZÓICAS

A potencialidade da *Formação Sergi* para mineralização sulfetada, principalmente do tipo ''associação urânio-vanádio-cobre'', definida por Stanton (1972), foi demonstrada pelo trabalho de Santana (s.d.) que se seguiu às descobertas de minerais de vanádio e urânio por Gorsky & Gorsky (1972) e Haynes (1956). As concentrações maiores de vanádio e cobre, conforme constatado por Santana (s.d.), localizam-se no terço superior da Formação Sergi, onde os arenitos apresentam granulação média a grosseira, estratificações cruzadas acanaladas, cor cinza-escura (em contraste com a tonalidade vermelha dos ''red beds'') e presença de troncos fósseis e ''óleo morto'' que evidenciam um microambiente redutor dentro da formação. De uma maneira geral, os red beds do Grupo Brotas denunciam o esgotamento dos solos lateríticos provenientes de rochas heterogêneas, sob condições de clima tropical. Nessas condições os metais Cu, Zn, Pb são seletivamente enriquecidos por processos pedológicos do continente, podendo ser precipitados em concentrações econômicas em ambientes redutores.

As estruturas tipo ''rollover'', evoluídas de falhas lísticas ou de crescimento no *Grupo Ilhas,* são também locais especialmente favoráveis para trapeamento e concentração de sulfetos de Cu, Zn e Pb.

Os folhelhos da *Formação Candeias* apresentam potencialidade metalogenética, haja vista que em diversos locais da Bacia do Recôncavo já foi detectada a presença de metais e enxofre em áreas estruturalmente altas para onde migram os fluidos mineralizantes.

Os folhelhos redutores da *Formação Marizal,* depositados em baixadas com prováveis depósitos evaporíticos associados, são potencialmente favoráveis a mineralizações de sulfetos, sais, barita e enxofre.

Capítulo 7

Geologia econômica

7.1 PANORAMA MINERAL

Na época da execução deste trabalho, não havia qualquer atividade extrativa mineral na área da Folha Santa Brígida. Entretanto, foram constatados indícios, materializados por escavações e caieiras abandonadas, de que já houve significativa produção de cal, visando ao atendimento da demanda da região. As mineralizações conhecidas na área estão representadas por ocorrências e/ou indícios de calcário, cromita, talco, mármore e pirita.

Os processos protocolizados no DNPM até 13.10.87, alguns dos quais já arquivados, tiveram suas áreas plotadas nos mapas-índices mostrados na figura II.7.1. Registre-se que, até então, não tinha sido aprovado qualquer relatório de pesquisa para a área.

Calcário

O calcário constitui o bem mineral que foi objeto de explotação intermitente, principalmente na porção nordeste da Folha Santa Brígida, a cerca de 17km a sudeste de Paulo Afonso, cidade localizada fora da área mapeada, a norte. Nesse local observa-se cerca de dez escavações, que corresponderiam às frentes de lavra, e alguns fornos rudimentares para calcinação.

Tratava-se de uma lavra rudimentar e o calcário era selecionado empiricamente, uma vez que não há conhecimento de que tenham sido realizados sequer estudos qualitativos do mesmo. As informações disponíveis revelam que essas caieiras visavam a atender essencialmente obras da região. Atualmente não se tem notícia da existência de produção nesse local, embora não esteja descartada a atividade esporádica de algumas dessas caieiras, para atender às reduzidas demandas de núcleos populacionais mais próximos. Há, informações de que esporadicamente a cal é produzida a sudoeste do povoado Monte Alegre, na parte sul da folha, utilizando-se como matéria-prima o mármore calcítico da Unidade Monte Alegre, do Complexo Marancó.

Cromo e Talco

Os jazimentos de cromo e talco estão exclusivamente afiliados às rochas metamáfico-ultramáficas intrusivas na Unidade Morro do Bugi do Complexo Marancó, especificamente na serra de Marancó e no morro do Bugi. O local foi objeto de trabalhos de prospecção e pesquisa para o Grupo Ferbasa, visando a avaliar a possibilidade da existência de reservas econômicas de cromita. Nas encostas das citadas elevações foram identificados rolados de cromitito e de peridotito serpentinizado com cromita disseminada, com dimensões variando de seixos até matacões. Em que pese as escavações e os dois furos de sonda executados, ainda não foi localizado cromitito "in situ". Por outro lado, a extensão das áreas de rolados é reduzida, a despeito da boa qualidade do minério (35 a 38% de Cr_2O_3) (Santos & Dalton de Souza, 1984).

Com relação ao talco são descritos dois veios, um na serra de Marancó, com potência média de 2m, e o outro no morro do Bugi, com espessura média de 1,5m. Em ambos os casos o talco é lamelar, de coloração cinza-esverdeada e com impurezas de óxido de ferro (Carvalho Filho & Viana, s.d). As reservas não foram ainda objeto de investigação, certamente devido ao talco não apresentar qualificação para fins mais nobres.

Mármore

Os mármores calcíticos variegados, róseos, brancos, cinza-claro e escuro ou mesclado ocorrem a sudeste do povoado de Monte Alegre, na Folha Santa Brígida. Afloram como elevações alongadas, com extensão contínua de 300m e desnível natural de 4m. Esses mármores apresentam-se muito fraturados e até cisalhados, o que os exclui, portanto, da possibilidade de serem aproveitados como pedra ornamental (Carvalho Filho & Viana, s.d.).

Pirita

Uma ocorrência de pirita, associada a folhelhos pirobetuminosos da Formação Santa Brígida, do Permiano, localiza-se na fazenda Barriga, a noroeste de Santa Brígida. Ao nível atual de informações, não se apresenta em concentrações que justifiquem seu possível aproveitamento econômico.

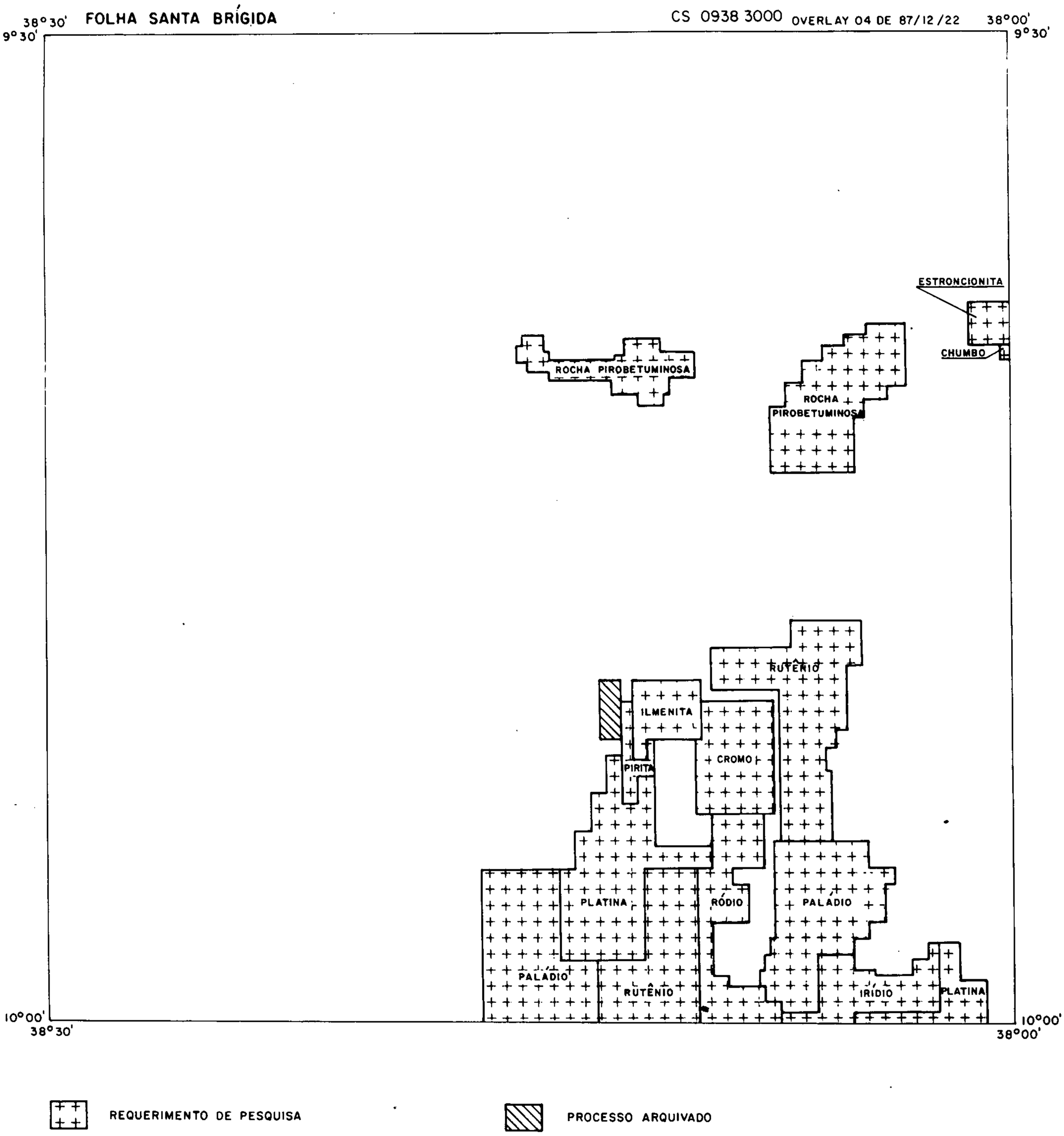


Fig. II.7.1 – Mapa Índice das Áreas Protocolizadas no DNPM até 31.10.87 (com atualização pelo PROSIG até 21.12.87).

7.2 PROJEÇÕES E PERSPECTIVAS

O cromo destacou-se como o bem mineral da área com maior possibilidade de se revelar de interesse econômico, haja vista que os estudos e trabalhos de prospecção/pesquisa realizados foram de caráter essencialmente superficial. Prospecção geofísica e sondagem tecnicamente orientada são indispensáveis na tentativa de se identificar o cromitito "in situ", não-aflorante, e ao qual poderão estar associados *níquel*, *cobre* e *metais do grupo da platina*. Daí, considera-se viável a possibilidade de serem identificadas reservas de interesse econômico na área. O talco, também conforme já retratado, em que pese não se qualificar para fins mais nobres (cosméticos etc.) poderá servir, por exemplo, como diluente secundário de inseticidas etc.

A análise metalogenético-previsional, além de destacar duas áreas de interesse prospectivo para *cromo +/- níquel +/- cobre e metais do grupo da platina* (Áreas I e II), recomendou o estudo dos filito, metarenito e metaconglomerado piritosos do Complexo Marancó (Área IV), com vista à descoberta de mineralizações de *ouro* e *metais-base* associados (ver Capítulo da Parte II).

7.3 ASPECTOS AMBIENTAIS

A degradação do terreno e a poluição dos cursos d'água e até mesmo de mananciais e aqüíferos são conseqüências inerentes à atividade mineira, sobretudo daquela a céu aberto.

Afora a degradação da paisagem, outros efeitos secundários são igualmente danosos, tais como: ruídos e vibrações, poeira, assoreamento de cursos d'água etc. os quais acarretam, por fim, o desequilíbrio ecológico da área.

No caso específico da região, tendo em vista as suas características, isto é, a baixa densidade demográfica e reduzida atividade agropecuária, prevê-se que os transtornos causados às populações, à agricultura e à pecuária, por futuras atividades mineiras, seriam comparativamente de menor abrangência.

A baixa densidade pluviométrica da região é uma outra característica que minimizaria os efeitos de poluição, erosão, assoreamento dos cursos d'água etc.

O fabrico de cal tem caráter francamente poluidor, mas devido às características fisiográficas, demográficas etc. da região, não tem ocasionado problemas, ainda mais tratando-se de atividade esporádica e de pequeno porte.

Entretanto, em se viabilizando o aproveitamento dos jazimentos cromitíferos de Marancó, será de fundamental importância a preocupação com os rejeitos provenientes da mineração, sobretudo dos afluentes oriundos das usinas de tratamento. Tal preocupação é justificável, pois visa a impedir que os rejeitos atinjam os cursos d'água da região.

PARTE III - CONSIDERAÇÕES FINAIS

Redação:

Reginaldo Alves dos Santos, Antonio Carlos Mota, Léo Rodrigues Teixeira e Inácio de Medeiros Delgado.

Capítulo 1

Conclusões

Este trabalho, executado pelo Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB, compreendeu o mapeamento geológico sistemático, integrado com levantamentos geofísicos e geoquímicos, tendo sido utilizadas as técnicas e metodologia mais atualizadas para a produção de cartas desses temas, mais as cartas geológica e metalogenético/previsional, com densidade de observações e resolução compatíveis com a escala 1:100.000.

A Folha Santa Brígida, objeto deste trabalho, foi investigada em conjunto com as folhas Piranhas, Jeremoabo e Carira ("Projeto Carira"), de forma que as interpretações e conclusões formadas estão também embasadas em dados multidisciplinares obtidos nessas folhas.

A diversidade dos temas inspirou os autores deste trabalho a propor a redação do presente capítulo de conclusões, feiçoado na forma de "extended abstract", permitindo ao leitor a um só tempo tomar conhecimento, rapidamente, da totalidade dos avanços obtidos, sem a obrigatória leitura integral do texto.

1.1 GEOLOGIA

1.1.1 FAIXA DE DOBRAMENTOS SERGIPANA

Para a Faixa de Dobramentos Sergipana, na área abrangida neste trabalho, foi descartada a abordagem "geossinclinal clássico" adotada por vários autores anteriores, uma vez que os estudos efetuados constataram a impossibilidade de se efetivar a correlação geológica entre os litótipos que compõem os *domínios* aqui caracterizados, a saber: *Vaza-Barris*, *Macururé* e *Canindé-Marancó*. Esses domínios, dos quais apenas o último está representado na Folha Santa Brígida, constituem blocos crustais separados por zonas de cisalhamento de movimento transcorrente-sinistral e contracional ("transpurrões"). Essas zonas de cisalhamento, anteriormente consideradas como falhas de empurrão, aqui são referidas como Falha São Miguel do Aleixo e Falha Belo Monte-Jeremoabo. Os domínios separados por elas representam níveis crustais diferentes, soerguidos pelo seu movimento oblíquo.

No Domínio Canindé-Marancó, o Complexo Canindé havia sido mapeado anteriormente em detalhe equivalente à escala 1:100.000. Com este trabalho, a sua cartografia geológica foi atualizada e parte do complexo foi objeto de caracterização litogeoquímica.

Em relação aos outros dois domínios anteriormente referidos, este representa um nível crustal mais inferior, caracterizado pela presença de rochas migmatíticas provavelmente paraderivadas. Ainda nesse domínio foi caracterizado intenso plutonismo sintectônico (tipo Serra Negra), tardi a pós-tectônico (tipo Sítios Novos) e pós-tectônico (tipo Serra do Catu e Xingó), em relação à fase de deformação F_2. Esses granitóides foram caracterizados sob os pontos de vista petrográfico, químico, estrutural e metalogenético.

Ainda, nesse domínio, foi caracterizado um complexo metavulcano-sedimentar aqui denominado *Complexo Marancó*, onde antes haviam sido cartografadas rochas atribuídas ao Grupo Macururé. Nesse complexo foram distinguidas cinco unidades que foram informalmente denominadas: Monte Azul, Belém, Monte Alegre, Morro do Bugi e Minuim. As quatro primeiras têm, sempre, importante contribuição vulcânica predominantemente ácida a intermediária, sendo que na última dominam os anfibolitos. A tentativa de reconstituição paleoambiental não foi bem-sucedida devido à presença de três fases de dobramento superpostas e ao intenso cisalhamento, que obliteraram quase totalmente as feições primárias. Associado às unidades Belém e Morro do Bugi ocorre importante plutonismo básico/ultrabásico.

O metamorfismo do Complexo Marancó atingiu a facies anfibolito, embora as paragêneses minerais geralmente sejam indicativas da facies xisto-verde, devido a processos de retrometamorfismo.

1.1.2 SEDIMENTOS PALEOZÓICOS

A cartografia geológica dos sedimentos paleozóicos que afloram na borda leste da Bacia de Tucano foi atualizada, tendo-se corrigido em vários locais discrepâncias entre as

áreas de distribuição efetiva e aquelas mostradas em trabalhos anteriores. O estudo paleoambiental, baseado principalmente nos trabalhos de campo, ensejou um avanço significativo no conhecimento geológico desses sedimentos, chegando-se às seguintes interpretações principais:

a) Formação Tacaratu (Siluro-Devoniano) - deposição em um sistema fluvial entrelaçado associado a leques aluviais.

b) Formação Curituba (Carbonífero) - a principal conclusão alcançada através do seu estudo, foi a forte influência glaciogênica sobre os locais de sua deposição.

c) Formação Santa Brígida (Permiano) - essa formação foi originada da evolução dinâmica de um sistema desértico (Membro Caldeirão) para uma planície de maré (Membro Ingá), pela ingressão rápida do mar em clima árido.

1.2 GEOFÍSICA

A utilização de novas tecnologias no tratamento dos dados geofísicos, com o reprocessamento e aplicação de filtros específicos, permitiu a reutilização de mapas de trabalhos anteriores, atingindo-se um maior grau de resolução. Esse fato, aliado à interpretação qualitativa dos dados obtidos na geofísica terrestre (modelamento de dados magnéticos e gravimétricos em microcomputador), propiciou a interpretação mais segura da forma e profundidade de corpos geológicos, bem como as variações da espessura da crosta terrestre nessa parte da Faixa de Dobramentos Sergipana. Nessa faixa, as interpretações geofísicas confirmaram a divisão em domínios geológicos estabelecida pelo mapeamento de superfície, bem como o prolongamento em profundidade das descontinuidades estruturais que os separam.

As variações da espessura da crosta terrestre foram estudadas principalmente nos domínios Macururé e Canindé-Marancó, o primeiro não representado na Folha Santa Brígida. No Domínio Macururé, a espessura da crosta superior aumenta de sudeste para noroeste, passando de 4.000m nas porções setentrionais da Falha São Miguel do Aleixo, para até 13.000m, um pouco a sul da Falha Belo Monte-Jeremoabo.

A partir da Falha Belo Monte-Jeremoabo para noroeste, no Domínio Caninde-Marancó, a espessura da crosta é mais regular, aumentando de 13.000m, para 18.000m nas proximidades do rio São Francisco. Esses dados foram obtidos nas folhas Carira e Piranhas.

A interpretação dos mapas aerogamaespectrométricos ressaltou padrões muito característicos nas áreas onde ocorrem augengranitóides tipo Serra Negra e sienitos tipo Serra do Catu, ambos ricos em potássio.

1.3 GEOQUÍMICA

1.3.1 PROSPECÇÃO SISTEMÁTICA

A prospecção sistemática constou de amostragem de sedimento de corrente e de concentrado de minerais pesados. Em relação aos locais de coleta e à litologia subjacente existem variações no teor dos elementos. Um exemplo do primeiro caso é a coleta de amostras acima ou abaixo dos açudes da área. Embora os valores sejam muito pouco influenciados pelos açudes, nas amostras coletadas à montante deles, sempre há uma pequena elevação no teor. No segundo caso, o teor de alguns elementos é claramente controlado pelas litologias subjacentes, como por exemplo Zr, Ca, Y, Co e Ni. Todavia, não houve grandes variações de "background" que justificassem a separação das amostras por populações litológicas.

Nas amostras de sedimento de corrente, Sr, Ca e Ba mostram realce, porém nas amostras de concentrado de bateia é comum a elevação estar associada à presença de epidoto entre os minerais do concentrado, no caso dos dois primeiros elementos, e à de barita, no caso do último.

A pirita é um mineral freqüente nos concentrados de bateia, principalmente sobre as unidades metassedimentares e metavulcânicas do Complexo Marancó.

Os granitóides do tipo Serra do Catu provocam enriquecimento no teor de F nas amostras de sedimento de corrente, sugerindo que há possibilidade da presença de mineralizações de fluorita na parte leste da Folha Santa Brígida.

Anomalias de diversos elementos foram encontradas em diferentes locais, como se vê em seguida:

Na folha ocorrem dois tipos de anomalias de cromo. O primeiro, associado às rochas ultramáficas do Complexo Marancó, onde Cr é anômalo nas amostras de sedimento e concentrado de bateia; os teores de Cr em ambos os materiais é superior a 5.000ppm, ocorrendo o Cr juntamente com Co e Ni, além da presença realçada de magnetita. O segundo tipo caracteriza-se pela presença de teores realçados de Cr, com ausência dos outros acompanhantes. Nessas anomalias relacionadas aos sedimentos das formações Tacaratu, Curituba e Santa Brígida, às vezes o Cr ocorre associado a Sn ou mesmo Au, caracterizando uma paragênese tipica de acumulação detrítica.

Observa-se uma forte elevação no teor de Zr, a qual está nitidamente associada às elevadas concentrações de zircão nos concentrados de bateia.

1.3.2 LITOGEOQUÍMICA

O estudo litogeoquímico das rochas ígneas da área foi prejudicado pelo número insuficiente de amostras, porém algumas conclusões puderam ser alcançadas:

a) Granitóides tipo Serra Negra.

Uma única amostra foi analisada, procedente do corpo situado na parte sudoeste da Folha Piranhas, não permitindo muitas conclusões. São augengranitóides altamente diferenciados, peraluminosos, com características tanto shoshoníticas quanto alcalinas. Dados petrográficos e de campo aliados aos dados químicos os caracterizam como de fusão crustal.

b) Granitóides tipo Sítios Novos.

Os estudos litogeoquímicos foram efetuados na Folha Piranhas, onde esses granitóides estão melhor expostos . São predominantemente granodioritos e quartzo-dioritos metaluminosos a peraluminosos. Tendência subalcalina e alcalina, sem coríndon normativo e com enriquecimento de K, sendo do tipo I e da série a magnetita. Originado provavelmente por material mantélico e siálico com predomínio do primeiro. Algumas características sugerem um ambiente de colocação compressional.

c) Complexo Canindé.

As rochas metavulcânicas básicas do Complexo Canindé mostram evidências de terem sido originadas ou de duas fonte magmáticas, sendo uma de tendência toleítica pobre em K (Unidade Novo Gosto) e outra alcalina, que originou a Unidade Gentileza, ou então de fonte única cuja composição mudou ao longo do tempo. O ambiente de colocação seria de arco-vulcânico ou margem continental ativa.

d) Granitóide tipo Serra do Catu.

São predominantemente sienitos e quartzo-sienitos, cujos teores de Al_2O_3 são baixos quando comparados a sienitos típicos. Razão K_2O/Na_2O muito elevada, tendendo a diminuir nos membros mais diferenciados. São rochas peraluminosas a metaluminosas, oriundas provavelmente do fracionamento de uma fonte ígnea com pouca ou nenhuma influência de material crustal. Podem ser caracterizados como pertencentes a uma série alcalina, todavia com várias características (teor de Al_2O_3, de K_2O, razões K/Rb, K_2O/CaO) compatíveis com a série shoshonítica. O ambiente de colocação ficou caracterizado como tipicamente tensional, o que é normal para tal tipo de rochas.

e) Granitóides tipo Xingó.

São rochas metaluminosas, sem coríndon normativo, da série a magnetita, de origem mantélica ou mantélica com contaminação siálica. Suas características são subalcalinas a alcalinas. O ambiente de colocação não ficou bem caracterizado, porém o mais provável é que seja do tipo extensional.

1.4 METALOGENIA

A análise metalogenético-previsional, efetuada na Folha Santa Brígida, apesar da limitação do número de indícios diretos da mineralizações (seis indícios), permitiu a delimitação de seis áreas de interesse para a prospecção mineral, com base na integração multidisciplinar de informações geológicas, geoquímicas e geofísicas, além do cadastramento mineral. Dentre as mineralizações esperadas, destacam-se as de *Cr + /-Ni + /-Cu* e *metais do grupo de platina*, associadas às rochas metabásico-metaultrabásicas das unidades Morro do Bugi e Belém, do Complexo Marancó (áreas I e III).

Também merecem ser avaliadas as mineralizações piritosas em filitos, metarenitos e metaconglomerados do Complexo Marancó (área IV) que podem conter *ouro* e *metais-base* associados.

Capítulo 2

Recomendações

O Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB adicionou uma série de procedimentos novos à sistemática tradicional de execução de mapeamentos geológicos, requerendo uma fase de adaptação para a sua plena aplicação. Esse fato, aliado ao intenso programa de treinamento, paralelo à execução do trabalho, trouxe alguns problemas para cumprimento do cronograma inicial. A partir dos dados levantados e da experiência adquirida neste trabalho, as seguintes recomendações são feitas, visando a trabalhos futuros.

2.1 GEOLOGIA

1) A interpretação geotectônica da área necessita de um amplo programa de geocronologia para posicionar no tempo os domínios Vaza-Barris, Macururé e Canindé-Marancó.

2) A continuidade de levantamentos geológicos na Faixa de Dobramentos Sergipana é indispensável para uma definição mais consistente de sua evolução geológica.

3) O Complexo Marancó, caracterizado neste trabalho, necessita de trabalhos geológicos de maior detalhe, visando a estabelecer o posicionamento estratigráfico das unidades informais descritas, sua correlação com o Complexo Canindé e os migmatitos de Poço Redondo. É também imprescindível um programa litogeoquímico para caracterizar a expressiva atividade ígnea a ele associada.

Estudos geológicos adicionais no Domínio Canindé-Marancó, aliados a dados geocronológicos, poderão caracterizar dois ou mesmo três domínios no seu âmbito, assim como o posicionamento estratigráfico dos migmatitos de Poço Redondo.

4) Os trabalhos efetuados na área coberta por sedimentos paleozóicos da Bacia de Tucano mostraram a necessidade de se efetuar o seu mapeamento geológico sistemático, em escala de semidetalhe, pois a cartografia geológica existente é proveniente de trabalhos executados pela Petrobrás na década de 60. Esse mapeamento deve ser estendido aos sedimentos mesozóicos da referida bacia, para o estabelecimento da estratigrafia dinâmica, com estudos das variações faciológicas desvinculados dos rígidos conceitos tradicionais de formações estratigráficas empilhadas.

2.2 GEOFÍSICA

O novo sistema de tratamento de dados de geofísica foi utilizado de forma sistemática apenas a partir do segundo semestre de 1986, após testes de aplicação ocorridos no primeiro semestre. Em decorrência, o adiantamento dos trabalhos de geologia não permitiu a utilização plena dos temas, no sentido de efetuar verificações de campo das feições e problemas levantados na sua interpretação, fato que impediu um aprofundamento maior. A partir da experiência adquirida, sugere-se o seguinte:

1) No levantamento geológico básico, a sistemática ideal seria a geração dos temas geofísicos, sua interpretação e integração com dados provenientes de outros sensores remotos (imagens de satélite, de radar etc.) antes do início dos trabalhos de campo, como aliás previsto na metodologia do PLGB.

2) O volume de trabalhos de geofísica terrestre revelou-se insuficiente para auxiliar mais efetivamente na resolução dos problemas geológicos existentes. No futuro, tais trabalhos deverão ser programados à luz da interpretação preliminar dos dados aerogeofísicos e da correlação com os dados disponíveis de geologia, na etapa inicial do mapeamento, e o planejamento feito com a participação de especialistas de outros temas envolvidos. Seguindo a programação dos trabalhos, foram levantados perfis regionais terrestres de gravimetria apenas ou de magnetometria. Em trabalhos semelhantes, com o intuito de oferecer subsidios maiores à definição da estruturação e compartimentação da crosta superior, deveriam ser sempre levantadas, simultaneamente, a gravimetria e a magnetometria. O intervalo de amostragem da magnetometria poderia ser a metade ou mesmo um quarto do utilizado na gravimetria.

3) Para efeito de racionalização dos trabalhos de campo, os geólogos responsáveis pelas folhas devem ser encarregados das medições de susceptibilidade magnética das rochas - o que já foi feito neste trabalho - uma vez que o local mais propício são os próprios afloramentos. A determinação das densidades correspondentes poderia ser efetuada com o envio de amostras para o laboratório central.

2.3 GEOQUÍMICA

1) A análise espectrográfica para 30 elementos-padrão,

utilizada nas amostras de sedimento de corrente, mostrou-se pouco eficiente na caracterização das variações menores, porém importantes, dentro da área. A forma como os teores são apresentados não permite uma boa individualização do que é "background" e do que é anomalia. Além disso, dos 30 elementos analisados, apenas metade ou menos que isso é efetivamente útil para a prospecção. O procedimento mais adequado seria a análise por método (geralmente absorção atômica) para uma série de elementos (cerca de 12), escolhidos entre aqueles que devem caracterizar o ambiente geológico amostrado com maior precisão. Por outro lado, as amostras de concentrado de bateia continuariam a ser analisadas por espectrografia para 30 elementos, porque a variabilidade do método é compatível com a variabilidade do material analisado. Além disso, os teores de concentrados oriundos de bacias de captação maiores indicariam a presença eventual de algum elemento não analisado nas amostras de sedimento de corrente. A análise mineralométrica semiquantitativa das amostras de concentrado de bateia deve ser sempre executada, pois é importante, não só para a prospecção como também para subsidiar o mapeamento geológico.

2) Seria interessante que as zonas anômalas, definidas nos levantamentos regionais, fossem verificadas e confirmadas por estudos adicionais antes da apresentação do relatório final das folhas do PLGB, fato que não ocorreu no presente caso. Algumas das anomalias não-verificadas parecem ser importantes, daí a necessidade de estudos adicionais. Entre elas, destacam-se aquelas associadas ao Complexo Marancó (Cr-Co-Ni), e aos granitóides tipo Serra Negra (Sn).

3) As análises litogeoquímicas efetuadas, mesmo somadas às da literatura, foram insuficientes para caracterizar bem todas as rochas plutônicas e vulcânicas da área. A partir dos conhecimentos atuais, sugere-se caracterizar melhor o quimismo dos granitóides tipos Serra Negra, Sítios Novos e Xingó, mediante amostragem criteriosa de afloramentos situados em locais que não ofereçam dúvida quanto à sua tipologia. As análises realizadas com as amostras assim obtidas deverão ser bastante esclarecedoras.

As várias unidades do Complexo Canindé estão atualmente muito pouco estudadas do ponto de vista geoquímico. Estudos complementares das rochas ígneas de todas as unidades são importantes, para que se obtenha uma caracterização clara de todo o complexo. Estudos semelhantes devem ser feitos nas rochas ígneas do Complexo Marancó, sobretudo pela importância metalogenética do mesmo.

2.4 METALOGENIA

A elaboração do mapa metalogenético/previsional, como produto final de integração de dados multidisciplinares, demonstrou a necessidade de reajustes na programação, visando ao aperfeiçoamento futuro dos produtos do PLGB, recomendando-se:

1) O cadastramento mineral, pela sua importância para a metalogênese e a geologia econômica, deve ser encarado como uma atividade do projeto, prevista no seu cronograma e realizada entre a primeira e a segunda etapa de campo (cada etapa compreende duas ou mais campanhas) estimulando o geólogo da folha para a busca dos indícios relacionados às concentrações minerais.

2) Os indícios ou anomalias geoquímicas necessitam de "checks" através de reamostragens ou reanálises de amostras duplicatas para maior confiabilidade dos resultados. No tocante às amostras de concentrado de bateia, há necessidade de enfatizar a caracterização da assembléia de minerais pesados não apenas pela importância inquestionável do método na prospecção mineral mas também pelas contribuições que o mesmo pode oferecer a petrologia, a exemplo das paragêneses minerais relacionadas ao metamorfismo ou à presença de corpos granitóides calcialcalinos e alcalinos, básico-ultrabásico etc.

3) Os indícios ou nomalias aerogeofísicas devem ser convenientemente interpretadas e modeladas, no estágio inicial do projeto, antecedendo aos trabalhos de campo, para permitir o planejamento adequado dessas atividades e o check de pontos de interesse metalogenético.

4) Os mapas metalogenético/previsionais devem ser elaborados preliminarmente durante o desenvolvimento do projeto e constantemente atualizados com o progresso dos trabalhos de campo e o avanço do conhecimento sobre novas informações ou indícios de mineralizações, permitindo ao geólogo da folha o direcionamento de suas investigações de campo para as áreas de maior interesse prospectivo.

Referências bibliográficas

ALLARD, G.O. The Propriá Geosyncline, a Key Tectonic Element in the Continental Drift Puzzle of the South Atlantic. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA (23: 1969, Salvador) *Anais do...* Salvador, SBG, 1969. p. 47-59.

ALMEIDA, A.C.F. de *Geologia das bacias de Jatobá e Tucano Norte*. Rio de Janeiro, PETROBRÁS, DEPIN - CENPES, Coletânea de Relatórios de Exploração, 1967. p. 145-177.

ALMEIDA, F.F.M. de. *Origem e evolução de plataforma brasileira*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 1967. 36p.il. (DNPM/DGM, boletim, 241).

ALMEIDA, F.F.M. de. *O craton de São Francisco*. São Paulo, IG-USP, 1971. 38p.

ALMEIDA, A.C. & GHIGNONE, J.I. *Geologia do flanco centro oeste da bacia de Tucano*. Área de Euclides da Cunha. Salvador, PETROBRÁS. 1962. 89p. il. Relatório interno, 658.

ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; BRITO NEVES. B.B. de; FUCK, R.A. *Províncias estruturais brasileiras*. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE (8: 1977, Campina Grande). *Atas do...* SBG – Núcleo Nordeste, 1977. p. 363-391.

ALVES, B.P. & MORAES, L.J. de. Geologia e recursos minerais do retângulo de Paulo Afonso. In: BRASIL. CNG-IBGE. *Estudos da zona de influência da cachoeira de Paulo Afonso*. Rio de Janeiro, 1952. 195p. il.

ASHLEY, G.M. Rythmic sedimentation in Glacial Lake Hitchcock, Massachusetts Connecticut. In: JOPLING, A.V. & McDONALD, B.C. eds. *Glaciofluvial and glaciolacrustrine sedimentation*. s.l., Soc. Econ. Paleont. Min., 1975. (Spec. Publ., 23). p. 304-320.

ATHERTON, M.P.; WARDEN, V.; SANDERSON, L.M. The Mesozoic marginal basin of central Peru: a geochemical study of within-plate-edge volcanism. In: PITCHER, W.S & ATHERTON, M.P. eds. New York, Jonh Wiley, 1985. P. 47-58.

AUBOUIN, J. *Geossinclinais;* organização e evolução. [propos sur les geossinclinaux]. Porto Alegre, publ. CAEG, 1962. 48p.

BARBOSA, O. *Geologia de parte da região do médio São Francisco, nordeste do Brasil*. Petrópolis, PROSPEC, 1964. 69p. il.

BARBOSA, O. *Geologia de parte da região do médio São Francisco, nordeste do Brasil*. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, 1970. 97p. il. (DNPM/DFPM, boletim, 140).

BARBOSA, O. *Contribuição à petrologia do Projeto Canindé do São Francisco*. Rio de Janeiro, CPRM, 1979. 38p. il.

BARKER, F. & ARTH, J.G. Generation of trondhjemitic – tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite – basalt suites. *Geology*, 4: 596-600, 1976.

BARNES, B.E. *Súmula dos progressos de geologia de superfície do Recôncavo*. Salvador, Conselho Nacional do Petróleo, 1949. Inédito.

BARRETO, P.M.C. . O paleozóico da Bacia do Jatobá. *B. Sociedade Brasileira de Geologia*, 17(1): 29-45, dez. 1968. il.

BARRIÉRE, M. *Le complex de Ploumanac'h (Massif Armoricain)*. Essai sun la misse en place l'evolution petrologique d'une association subalcatin tardi-orogenique (The d'Etat-Université de Brest, 1977). s.n.t. 291p.

BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P. Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. *Che Geology*, Amsterdam, 48: 43-45, 1985.

BELOUSSOV, V.V. *Problemas básicos de geotectônica*. [Basic problems in geotectonics]. Barcelona, Omega, 1971. 848p.

BESWICK, A.E. & SOUCIE, G. A correction procedure for metasomatism in and Archean greenstone belt. *Precambrian Research*, 6(2): 235-248, Mar. 1978.

BONIN, B. & GIRET, A. The plutonic alkaline series: the problem of the origin and differentiation, the role of their mineralogical assemblages. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Amsterdam, 35: 212-221, 1984.

BOUMA, A.H.; BERRYHILL, H.L.; KNEBEL, H.J.;

BRENNER, R.L. Continental shelf. In: SCHOLLE, P. A. & SPEARING, D. eds. *Sandstone Depositional Environments.* Tulsa, AAPG, 1982. 410p. il. (AAPG, Memoir, 31). p. 281-328.

BOWDEN, P.; BATCHELOR, R.A.; CHAPPEL, B.W.; DIDIER, J.; LAMEYRE, J. Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: a discussion. *Physics of the Earth and Planetary Interiors,* Amsterdam, 35: 1-11, 1984.

BOWMAN, H.N. *Mine data sheets and metallogenic study;* Forbes 1:250.000 Metallogenic Map. s.l. Geological survey of New South Wales, 1977. 1 mapa anexo.

BOWMAN, H.N. & STEVENS, B.P.J. The philosophy design and applications of the New South Wales Geological Survey's Metallogenic Mapping programs. *Journal of the Geological Society of Australia,* 25(3): 121-140, jun. 197 8. il.

BRAGA, J.A.E. Estratigrafia, estrutura e acumulações de petróleo na Bacia de Tucano. In: SEMINÁRIO SOBRE "RIFTS" INTRACONTINENTAIS (1987, Rio de Janeiro). Petróbrás/DEPEX, 1987. p. 204-210.

BRANCO, P.C. de A. Principais depósitos minerais: conceitos, metodologia e listagem. In: SCHOBBENHAUS, C.S. CAMPOS, D. de A.; DERZE, G.R.; ASMUS, A.E. coord. *Geologia do Brasil* - Brasília, DNPM, 1984 – 501 p. 11.

BRANNER, J.C. The Estancia beds of Bahia, Sergipe and Alagoas, Brasil. *American Journal Science,* New Haven, 35 (210): 619-632, june 1913. il.

BRAUN, O.P.G. *Estratigrafia dos sedimentos da parte inferior da região nordeste do Brasil.* Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 1966. (Boletim DGM, 263).

BRAUN, O.P.G. A Respeitó do Paleozóico da Bacia do Jatobá, Pernambuco. *R. Mineração e Metalurgia,* Rio de Janeiro, 52 (309): 109-111, set. 1970.

BRAZIL, J.J. *Resume of geologic reconaissance of the North of the Bahia sedimentary embayment, Northeast Bahia – and West edge of Sergipe.* Salvador, PETROBRÁS, 1947. 24p. il. Relatório 281.

BRITO NEVES, B.B. de. *Regionalização geotectônica do Precambriano nordestino.* (Tese doutourado – Inst. Geoc. USP, 1975). São Paulo, 1975, 198p.

BRITO NEVES, B.B. de. Tectonic regimes in the Proterozoic of Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE (12: 1986, João Pessoa). *Atas do...* Recife, SBG-Núcleo Nordeste, 1986. p. 235-251.

BRITO NEVES, B.B. de; KAVASHITA, K.; MELLO, E.Z.V. de Estudo Geocronológico do Grupo Estância pelo método de Rb/Sr. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE. (8:1977, Campina Grande) *Atas do...* Campina Grande, 1977. p. 311-321.

BRITO NEVES, B.B. de; BEURLEN, H.; SANTOS, E.J.dos. Characteristics and mineralizations of the Archaean an Early Proterozoic of the Borborema Province, Brazil. *R. Brasileira de Geociências,* 12(1-3): 234-239, mar-set ., 1982.

BRITO NEVES, B.B. de.; CAMPOS NETO, M.; RANGEL, J.M. *Contribuição à análise estrutural do Sistema Sergipano.* s.1. CNPq/SDC, 1987, 53p.

BRITO NEVES, B.B. de & CORDANI, U.G. Problemas geocronológicos da geossinclinal Sergipana e do seu embasamento. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, (27: 1973, Aracaju). *Anais do...* Aracaju, SBG, 1973,. v. 2. p. 67-77. il.

BRITO NEVES, B.B. de; SIAL, A.N.; ALBUQUERQUE, J.P.T. Vergência centrífuga residual no Sistema de Dobramentos Sergipano. *R. Brasileira de Geociências,* 7(2): 102-114, 1977.

BRITO NEVES, B.B. de; SIAL, A.N.; BEURLEN, H. O Sistema de Dobramentos Sergipano; análise do conhecimento. In: SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA-Núcleo da Bahia. *Publicação Especial, 3;* Anais da reunião preparatória para o Simpósio sobre o Craton de São Francisco e suas Faixas Marginais. Salvador, agosto, 1977. Salvador, SME/CPM, 1978. 466p. il. p. 369-398.

BROOKFIELD, M.E. Eolian Facies. In: WALKER, R.G. ed. *Facies Models.* 2 ed. Toronto, Geol. Assoc. Canadá, 1984.317p. il. (Geoscience Canada Reprint Series, 1). p. 91-104.

BUREAU DE RECHERCHES GEOLOGIQUES E MINIÈRES – BRGM. Service Geologique Nitionel. Carte Metallogenique des Massifs des Vosgues e de a Foret Noire, 1975. Escale 1: 400.000

BUREAU DE RECHERCHES GEOLOGIQUES ET MINIÈRES – BRGM & ORGANIZATION DES NATIONS UNIES POUR L'EDUCATION, LA SCIENCE ET LA CULTURE-UNESCO. Carte Metallogenique de l'Europe. 1968-1970. Escala 1:2.500.000.

CAMPOS NETO, M.C. & BRITO NEVES, B.B. Considerações sobre a organização e geometria do Sistema de Dobramentos Sergipano. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTONICOS (1º: 1987. Salvador). *Boletim de Resumos.* Salvador, UFBA/Pós graduação IGEO, 1987. p. 90-93.

CANT, D.J. Fluvial facies models. In: SCHOLLE, P.A. & SPEARING, D. eds. *Sandstone Depositional Environments.* Tulsa, AAPG, 1982. 410p. il. (AAPG, Memoir, 31). p. 115-138.

CAPUTO, M.V. *Stratigraplay, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of nothern basins of Brazil.* (Dissertação doutourado – Universidade da California, 1984). s.n.t.

CARVALHO, Fº, A.R. & VIANA, J. dos S. *Projeto Santa Brígida; região de Marancó.* Pesquisa de Cr em Marancó-BA. Relatório de pesquisa DNPM. [Salvador], COTENGE, s.d.

CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R. Two contrasting granite types. *Pacific Geol.* 8: 173-174, 1974.

CHEILLETZ, A. & GIULIANI, G. Rôle de la deformation du granite dans la genése des episyenites feldspathiques des massifs Lavios-Gerés (Galice) et des Zaer (Maroc Central). *Mineralium Deposita,* 17 (3): 387-400, 1982.

CHRISTIANSEN, R.L. & LIPMAN, P.W. Cenozoic volcanism and plate-tectonic evolution of the Western United States. II Late Cenozoic. *Philos. Trans. Royal Soc. London* Ser. A, 271: 249-284, 1972.

CORDANI, U.G. *Evolução geocronológica pré-cambriana da faixa costeira do Brasil entre Salvador e Vitória.* (Tese Livre Docência – Instituto Geociências, USP). São Paulo, 1973. 38p. il.

COWARD, M.P. The Moabi syncline: the West Congolian of Gabon and its tectonic significance. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, T. 104: 255-259, 1981.

CPRM-PROSPEC-DNPM. *Projeto Bahia, Bahia II, Sul da Bahia, Leste do Tocantins/ Oeste do São Francisco*. Salvador, CPRM, 1974. 17P. (Programa de Reuniões para Integração Regional).

CROWELL, J.C. Gondwanan glaciation, cyclothems, continental positioning, and climate change. *Am. J. of Science*, 278: 1345-1372, 1978.

CURSOS DE PROJETOS ESPECIAIS EM GEOLOGIA – CPEG VI. *Anomalias estratigráficas no Supergrupo Bahia*. Salvador, PETROBRÁS – SETEX – Ba., 1964. 43p. il. Relatório inédito.

DALTON DE SOUZA, J.; FERNANDES FILHO, J.; GUIMARÃES, J.T.; LOPES, J.N. *Projeto Colomi*; Geologia da região do médio São Francisco. Salvador, CPRM, 1979, 3 v. Convênio DNPM-CPRM.

DANTAS, J.R.A. *Mapa geológico do Estado de Pernambuco*. Texto explicativo. Recife, DNPM, 1980. 112p. il. 2 mapas anexos.

DAHLKAMP, F.J. Typology and geographic/geotectonic distributions of uranio deposits. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, 35(3): 499-536, 1980.

DAVISON, I. Acreção de terrenos e a colisão oblíqua do Proterozóico Superior na Faixa Sergipana. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS (1º: 1987, Salvador). *Boletim de Resumos*. Salvador, UFBA/Pós-graduação IGEO, 1987. p. 87-89.

DAVISON, I. *Notas sobre o reconhecimento da Faixa Sergipana*. Relatório de consultória para CPRM, Salvador, 1986. Inédito.

DEBON, F. & Le FORT, P. A chemical mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 73: 135-149, 1983.

DEHLINGER, P. *Marine Gravity*. Amsterdam, Elsevier, 1978.

DELGADO, I. de M. Diretrizes para representação litológica em "mapas metalogenéticos-previsionais" na escala de 1:100.000. Versão 001. 1987. 50p. Convênio DNPM-CPRM. Rel. Interno.

DERBY, O.A. Contribuição para o estudo da geologia do Valle do São Francisco. *Arch. Mus. Nac.* 4: 87-119, 1879.

DERBY, O.A. Notas geológicas sobre o Estado da Bahia. *B. Sec. Agric. Viação Obs. Publ. Bahia*, 7(1-3): 12-31, jul/set. 1905.

DICK, W. et alii. Comparison of regional geochemical uranium exploration methods in the Beaverlodge area, Saskatchewan. *Geochemical Exploration. CIM Spec.*, 2: 323-330, 1971.

ENCAL S.A. *Projeto Baixo São Francisco;* Levantamento aeromagnetométrico e aerogama-espectrométrico. Relatório final. Rio de Janeiro, 1978. 35p.

ESPANHA. Ministério de Indústria. Plan Nacional de la Mineria. *Programa Nacional de Investigación Minera*; mapa metalogenético. s.l., [1972] 157p. il.

FARIA JR, L.E. do C. Estromatolitos na Formação Pedra de Fogo, Permiano, Bacia do Maranhão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA (31: 1980, Camboriú): *Anais do...* Florianópolis, SBG, 1980. v.5. p. 3056-3067.

FLOYD, P.A. & WINCHESTER, J.A. Magmatype and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planetary Science Letters*, Amsterdam, 27: 211-228, 1975.

FOUCH, T.D. & DEAN, W.E. Lacustrine environments. In: SCHOLLE, P.A. & SPEARING, D. eds. *Sandstone Depositional Environments*. Tulsa, AAPG, 1982. 410p. il. (AAPG Memoir, 31). p. 87-114.

FRASER, G.S. & COBB, J.C. Late wisconsinan proglacial sedimentation along the West Chicago Moraine Northeastern Illinois. *J. Sedimentary Petrology*, 52 (2): 473-489, 1982.

GALBRAITH, J. *Regional stream sediment geochemistry and data analysis in North Eastern Bahia*, Brazil: (Dissertation Ph. D – University of Idaho, 1975). s.l. 1975. 277p.

GALBRAITH, J.H. & SAUNDERS, D.F. Rock classification by characteristics of aerial gamma-ray measurements. *Journal of Geochemical Exploration*, Amsterdam, 18: 49-73, 1983.

GALLI, V.; BLITZKOW, D.; SÁ, N.C. de. *Carta Gravimétrica do Estado de São Paulo*. In: ENCONTRO REGIONAL DE GEOFÍSICA (2: 1987, Salvador). s.n.t.

GALLOWAY, W. Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. In: BROUSSARD, M.L. ed. *Deltas;* models for exploration. Houston Geological Society, 1975. p. 87-97.

GALLOWAY, W.E. & HOBDAY, D.K. *Terrigenous Elástic Depositional Systems;* applications to petroleum coal, an uranium exploration. New York, Spring-Verlag, 1983, 432 p. il.

GAVA, A.; NASCIMENTO, D.A. do; VIDAL, J.L.B.; GHIGNONE, J. I.; OLIVEIRA, E.P. de; SANTIAGO Fº, A.L.; TEIXEIRA, W. Geologia. In: PROJETO RADAMBRASIL. *Folha Sc. 24/25, Aracaju/Recife;* geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso da terra. Rio de Janeiro, 1983. 825p. il. (Levantamento de Recursos Naturais, 30). p. 27-379.

GHIGNONE, J.I. – *Geologia do flanco oriental da Bacia de Tucano Norte (do Vaza-Barris ao S. Francisco)*.Salvador, Petrobrás, 1963. Relatório Interno, 688.

GHIGNONE, J.I. Geologia dos sedimentos fanerozóicos do Estado da Bahia. In: Inda H.A.V. org. *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia;* Textos Básicos. Salvador, SME/CPM, 1979. v.1. p. 23-117.

GHIGNONE, J.I. et alii. *Geologia do centro-leste da bacia de Tucano*. Salvador, PETROBRÁS – RPBa., 1967. Relatório interno, 990.

GILLIGAN, L.B. *Part. 1: Mine data sheets to accompany metallogenic map. Camberra 1:250.000 sheet*. s.l. Geological Survey of New South Wales, 1975. 297p. 1 mapa anexo.

GIULIANI, G.; CHEILLETZ, A.; MECHICHE, M. Behaviour of REE during thermal metamorphism and hydrothermal infiltration associated with skarn and vein-type tungsten ore bodies in Central Marocco. *Chemical Geology*, 64: 279-284, 1987.

GLENNIE. K.W. *Desert sedimentary environments*. Amsterdam, Elsevier, 1970. 222p. (Developments in sedimentology, 14).

GLENNIE, K.W. & BULLER, A.T. The Permian Weissliegend of NW Europe: the partial deformation of aeolian dune sands caused by the Zechstein transgression. *Sedimentary Geology,* 35(1): 43-81, 1983.

GOLDSCHMIDT, V.M. *Geochemistry.* Oxford. University Press, 1954.

GROMET, L.P.; DYMEK, R.F.; HASKIN, L.A.; KOROTEV, R.L. The North American Shale composite: Its compilation major and trace element characteritics. *Geochim. Cosmochim. Acta,* 48: 2469-2482, 1984.

GUILD, P.W. *Preliminary metallogenic map of North America: a numerical listing of deposits.* s.l. Geological Survey, 1981. 12p. (Geological Survey Circular, 858-A).

HAMMER, S. *Terrain corrections for gravimeter stations geophysics.* Oklahoma, Society of Exploration Geophysicists, 1939. v.4. p. 184-194.

HANSEN, G.N. Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.,* 8: 371-406, 1980.

HARRIS, N.B.W.; PEARCE, J.A.; TINDLE, A.G. Geochemical caracteristics of collision-zone magmatism. In: COWARD, M.P. & RIES, A.C. eds. *Collision Tectonics.* Oxford, Blackwell, 1986. 415p. il. (Geological Society Special Publications, 19). p. 212-221.

HARTT, C.F. *Geology and physical geography of Brazil.* Boston, Field Osgood, 1870. 620p. il.

HARTT, C.F. Geologia e geografia física do Brasil. /Geology and physical geography of Brazil-1870/. São Paulo, Nacional, 1941. 649p. il. (Brasiliana, 5).

HASZELDANE, R.S. Descending tabular crossbed sets and bounding surfaces from a fluvial channel in the Upper Carboniferous coalfield of northeast England. *Spec. Publs. Int. Ass. Sediment.,* 6: 449-456, 1983.

HAWKES, H.E. & WEBB, J.S. *Geochemistry in mineral exploration.* New York, Harper and Row, 1965. 415p. il.

HOLLAND, J.G. & LAMBERT, R.S.J. The chemistry and the origin of the Lewisian gneiss of the Scottish Mainland: the scurie and inver assemblages and sub-crustal accretion. *Precambrian Research,* Amsterdam, 2(2): 161-188, 1975.

HUMPHREY, F.L. & ALLARD, G.O. *Reconnaissance geology of pre-Cretaceous rocks in the state of Sergipe,* Salvador, PETROBRÁS, 1962.37p. Relatório, 1625.

HUMPHREY, L. & ALLARD, G.O. O Geossiclinal de Propriá-província tectônica do pré-Cambriano Superior, recém-descoberto no Escudo Brasileiro. *B. Técnico Petrobrás,* 10(34): 409-430, jul/dez. 1967.

HUMPHREY, F.L. & ALLARD, G.O. Geologia da área do domo de Itabaiana (SE) e sua relação com a geologia do geossinclinal de Propriá. /Geology of the Itabaiana dome área (Sergipe) and its bearing on the geology of the Propriá geossyncline/. Rio de Janeiro, PETROBRÁS, 1969. 104p. il. + mapa.

INDA, H.A.V. & BARBOSA, J.F. *Texto explicativo para o mapa geológico do Estado da Bahia.* Escala 1:1.000.000. Salvador, SME/CPM, 1978. 137p. Mapa anexo.

INDA, H.A.V.; SCHORSCHER, H.D.; DARDENE, M.A.; SCHOBBENHAUS, C.; HARALYI, N.L.R.; BRANCO, P.C.A.; RAMALHO, R. O Craton São Francisco e a faixa de dobramentos Araçuai. In: SCHOBBENHAUS, C. et alii ed. *Geologia do Brasil;* texto explicativo do mapa geológico do Brasil, e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Escala 1:250.000. Brasília, DNPM, 1984. 501p. il. cap. 5. p. 193-248.

ISHIHARA, S. The magnetite-series and ilmenite series granitic rock. *Minning Geology,* Tokyio, 27: 293-305, 1977.

ISHIHARA, S. *The granitoids series and mineralization.* In: Economic Geology 75yh anniverseary volume, 1905-1980. New Haven, Economic Geology Publ. 1981. 96p. il. p. 458-484.

ISHIHARA, S.; SAWATA, H.; ARPORNSUWAN, S.; BUSARACOME, P.; BUNGRAKEARTI, N. The magnetite-series and ilmenite-series granitoide and their bearing on their mineralization, particularly of the Malay peninsula region. *Geol. Soc. Malaysia, Bull.,* 11: 103-110, 1979.

JAKES, P. & WHITE, A.J.R. Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. *Geological Society of America Bulletin,* 83(1):29-40, jan. 1972.

JARDIM DE SÁ, E.F. Aspectos estruturais e tectônicos de granitóides. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA (33: 1984, Rio de Janeiro). *Anais do...* Rio de Janeiro, SBG, 1984. v.6. p.2787-2814.

JARDIM DE SÁ, E.F. A evolução proterozóica da Província Borborema. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE (11: 1984, Natal). *Atas do...* SBG – Núcleo Nordeste, 1984. p. 297-316.

JARDIM DE SÁ, E.F. Tectônica tangencial na Faixa Sergipana. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA (24: 1986, Goiânia). *Anais do...* Goiânia, SBG, 1986. v.3. p. 1246-1256. il.

JARDIM DE SÁ, E.F. Evolução orogênica monociclica vs. policíclica: II Argumentos estruturais no proterozóico da Província Borborema. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS (1:1987, Salvador). *Boletim de resumos.* Salvador, UFBA, pós-Graduação IGEO, 1987. p. 12-14.

JARDIM DE SÁ, E.F. Evolução orogênica monocíclica vs. policíclica: I Argumentos estratigráficos e geocronológicos no Proterozóico da Província Borborema. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS (1:1987, Salvador). *Boletim de resumos.* Salvador, UFBA, pós-Graduação IGEO, 1987. P. 9-11.

JARDIM DE SÁ, E.F. & CALHEIROS, M.E.V. Estruturas em nível profundo e o retrabalhamento do embasamento na Faixa Alagoana (região de Palmeira dos Índios). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE (10:1981, Recife) *Atas do...* Recife, SBG-Núcleo Nordeste, 1981. p. 351-360.

JARDIM DE SÁ, E.F.; LEGRAND, J.M.; McREATH, I. "Estratigrafia" de rochas granitóides na região do Seridó (RN-PB) com base em critérios estruturais. *R. Brasileira de Geociências,* 11(1): 50-57, mar. 1981.

JARDIM DE SÁ, E.F.; LEGRAND, J.M.; HACKSPACHER, P.C. Contrastes de estilos estruturais e metamórficos na faixa dobrada Sergipana. *R. Brasileira de Geociências,* 11(2): 128-137, jun. 1981. il.

JARDIM DE SÁ, E.F.; MOARES, J.A.C.; SILVA, L.J.H. D'.E.R. Tectônica tangencial da Faixa Sergipana. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA (34:1986, Goiânia). *Anais do...* Goiânia, SBG, 1986. v.3. p. 1246-1256.

JONES, D.L.; HOWELL, D.G.; CAWEY, P.J.; MONGER, J.W.H. Recognition, character and analysis of tectonostratigrafic terranes in Western North America. In: HASHIMOTO, M. & UYEDA, S. ed. Accrecionary Tectonics in Circum-Pacific Regions. Advance in Earth and Planetary Sciences, p. 21-35. Terra Science Publishing. Co.,Tokyo, 1983.

JONES, D.L.; SILBERLING, N.J.; CONEY, P.J. Collision tectonics in the Cordillera of western N America: exemples from Alaska. In: COWARD, M.P. & REIS, A.C. eds. *Collision Tectonics*. Oxford, Blackwell, 1986. 415p. il. (Geolocical Society Special Publ., 19). p. 367-387.

JORDAN, H. O calcário Bambuí e o Grupo Canudos na região de Curaçá-Bahia. *Boletim Estudos*-SUDENE, Recife, 2(4): 58-63, 1968.

JORDAN, H. The Late Precambrian synclinorium of Curaçá (Brazil).. *Geol. Jb.* Hannover, (88): 617-628, 1971.

KEGEL, W. & BARROSO, J.A. *Contribuição à geologia do sub-médio e baixo São Francisco*. Rio de Janeiro, DNPM-DGM, 1966. 42p. + mapas. (Boletim DGM, 331).

KING, L.C. A geomorfologia do Brasil Oriental. *R. Brasileira Geografia,* Rio de Janeiro, 18(2): 147.263, abr./jun. 1956.

KRASKOPF, K.B. *Introdução à geoquímica*. [Introduction to geochemistry]. São Paulo, Polígono, 1972. v.1. 249p. il.

KREISA, R.D. & MOIOLA, R.J. Sigmoidal tidal bundles and other tide-generated sedimentary structures of the Curtis Formation, Utah. *Geological Society of América Bulletim,* 97(4): 381-387, 1986.

KUNO, H. Differentation of basalt magmas. In: HESS, H.H. & POLDERVAART, A. ed. *The Poldervaart treatise on rocks of basalts composition*. Tokyio. Intersci. Publ., 1968. v.2. p. 625-688.

LA FON, N.A. Offshore bar deposits of Semilla Sandstone member of Mancos Shale (Upper Cretaceons), San Juan basin, New Mexico. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin,* 65: 706-721, 1981.

LAMEYRE, J. Les magmas granitiques: leurs comportements, leurs sources. *Mem. h. Sér. Soc. Geol. de France,* (10): 1-62, 1980.

LA ROCHE, H. de.; LETERRIER, J.; GRANDCLAUDE, P.; MARCHAL, M. A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1 R_2 diagram and major-elements analyses-its relation ships with current nomenclature. *Chemical Geology,* Amsterdam, 29: 183-210, 1980.

LAMEYRE, J.G. & BOWDEN, P. Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research,* Amsterdam, 14: 169-186, 1982.

LAMEYRE.; BLACK, R.; BONIN, B.; GIRET, A. Les provinces magmatiques de l'Est Américain, de l'Ouest Africain et des Kerguelen. Indications d'un contrôle tectonique et d'une initiation superficielle du magmatism intraplaque et des processus associés. *Extrait des Annales de la Société Geologique du Nord,* 103: 101-114, 1983.

LAPORTE, L.F. Recognition of a transgressive carbonate sequence within an epeiric sea: Heldergerg Group (lower Devonian) of New York State. In: FRIEDMAN, M. ed. *Depositional Environments in Carbonate Rocks; a* Symposium: Tulsa, SEPM, 1969. (SEPM-Special Publication, 14). p. 98-119.

LE FORT, P. Manaslu leucogranite: a collision signature of the Himalaya, a model for its genesis and emplacement. *J. Geophs. Res. Red.,* ser. 86:·10.549-568, 1981.

LEPELTIER, C. A simplified statistical treatment of geochemical data by graphical representation. *Economic Geology,* 64(5): 538-50, 1969.

LEVINSON, A.A. *Introduction to exploration geochemistry*. Calgary, Applied Publishing, 1974.

LOISELLE, M.C. & WONES, D.R. Characteristics and origin of anorgenic granites. *Geol. soc. aur. Abstr. Progr.,* 11: 468, 1979.

LOPES, J.N. & DALTON de SOUZA, J. *Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais;* folha SC.24-Z-A, Jeremoabo. Escala 1:250.000. Texto e mapas. Salvador, CPRM, 1983. 2v. Convênio DNPM/CPRM.

LOVELL, J.P.B. & STOW, D.A.V. Identification of ancient sandy contourites. *Geology* 9: 347-349, Aug. 1981.

LOWE, D.R. Grain flow and grain flow deposits. *Journal of Sedimentary Petrology,* 46: 188-199, 1976.

MABESOONE, J.M. & ROLIM, G.L. A propósito das supostas glaciações paleozóicas no nordeste do Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE (10:1981, Recife). *Atas do...* Recife. SBG-Núcleo Nordeste, 1981. p. 290-294.

MacCARTHY, T.A.J. Transgressive facies in the South Munster Basin, Ireland. *Sedimentology,* 34(3): 389-422, 1987.

MAGNAVITA, L.P. & CUPERTINO, J.A. Concepção atual sobre as Bacias do Tucano e Jatobá, Nordeste do Brasil. *B. Geoci. PETROBRÁS,* 1(2): 119-134, 1987.

MALAVEILLE, J. Étude tectonique et microtectonique de la nappe de socle de Centuri (zone des schistes lustrés de Corse); consequences pour la geométria de la chaine alpine. *Bull. soc. Geol. France,* 25(2): 195-204, 1983. il.

MALAVIEILLE, J. Modélisation experimentale des chevauchements imbriqués: application aux chaîne de montagens. *Bull. Soc. Geol. France,* 26(1): 129-138, 1984.

MALAVIEILLE, J.; LACASSIN, R.; MATTAUER, M. Signification tectonique des lineations d'allongement dans les Alpes occidentales. *Bull. soc. Geol. France,* 26 (5): 895-906, 1984.

MARINHO, J.M.L. *Reconhecimento geofísico da região de Irecê-Bahia,* (Dissertação Mestrado Geofísica-UFBA, 1977). Salvador, UFBA., 1977. 100p. il. + mapas.

MARQUES, V.J.; GUIMARÃES, M.T.; COSTA, S.A.G. Aplicação de estudos petroquímicos à pesquisa mineral de suites vulcanogênicas em Bom Jardim de Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA (31:1980, Camboriu). *Anais do...* Florianópolis, SGB., 1980. v.4. p.2082-2103.

MARQUES, V.J. & SOUZA, E.C. de. *Projeto Cachoeirinha;* estudos petroquímicos preliminares sobre as rochas do Projeto

Cachoeirinha. Indicações geológicas e temas para debates. Relatório final. Recife, CPRM, 1985. v.6. il.

MARRE, J. *Le complexe eruptif de Querigut.* (These Doct. – Université Toulouse, 1973). s.l. 1973.

MARSAGLIA, K.M. & KLEIN, G.D. The paleogeography of Paleozoic and Mesozoic storm depositional systems. *The Journal of Geology,* 91(2): 117-141, Mar. 1983.

MATOS, R.M.D. de. Sistema de "rifts" Cretáceos do nordeste brasileiro. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS (1:1987, Salvador). *Boletim de Resumos.* Salvador, UFBA Pós-Graduação IGEO, 1987. p. 24-25.

MATTAUER, M. & MERCIER, J.L. Microtectonique et grande tectonique. *Mém.h. sér. Soc. Geol. France,* 10:141-161, 1980.

MATSON, C.R. Part 1: *Mine data sheets to accompany metallogenic map, Dubbo 1:250.000 sheet.* Part 2: A metallogenic study of Dubbo 1:250.000 sheet. s.l. Geological Survey of New South Wales, 1975. + 3 mapas anexos.

McCABE, A.M. Glaciomarine facies deposited by retreating tidewater glaciers: an exemple from the Late Pleistocene of Northern Ireland. *Journal of Sedimentary Petrology,* 56 (6): 880-894, Nov. 1986.

McCABE, A.M.; DARDIS, G.F.; HANVEY, P.M. Sedimentation at the margins of a Late Pleistocene ice-lobe terminating in shallow marine environments, Dunbalk Bay, eastern Ireland. *Sedimentology* 34(3): 473-493, 1987.

McCUBBIN, D.G. Barrier – Island and strand plain facies. In: SCHOLLE, A. & SPEARING, D. eds. *Sandstone Depositional Environments.* Tulsa, AAPG, 1982. 410p. il. (AAPG-Memoir, 31). p. 247-280.

McILREATH, I.A. & JAMES, N.P. Carbonate slopes. In: WALKER, R.G. ed. *Facies Models.* 2ed. Toronto, Geol. Assoc. Canada, 1984. 317p. il. (Geoscience Canada Reprint Series, 1). p.245-257.

McKEE, E.D.; CROSBY, E.J.; BERRYHILL JR., A.L. Flood deposits Bijon Creek, Colorado, june, 1965. *Journal of Sedimentary Petrology,* 37(3): 829-851, sept. 1967. il.

MEDEIROS, R.A. Sistemas Deposicionais. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA (31:1980, Balneário Camboriú). *Boletim 05.* SBG-Núcleo RS/SC, 1980. 31p.

MEDEIROS, R.A. & PONTE, F.C. *Roteiro geológico da Bacia do Recôncavo (Bahia).* PETROBRÁS/SEN-BA, 1981. 63p. il.

MEDEIROS, R.A.; SHALLER, H.; FRIEDMAN, G.M. *Facies Sedimentares: Análises e Critérios para o reconhecimento de ambientes deposicionais.* /Rio/, PETROBRÁS-Centro de Desenvolvimento Leopoldo Miguez de Mello, 1971. 123p. (Série V-Ciência-Técnica-Petróleo, nº 5).

MIALL, A.D. Deltas. In: WALKER, R.G. ed. *Facies Models.* 2ed. Toronto, Geol. Assoc. Canada, 1984, 317p. il. (Geoscience Canada, Reprint Series, 1). p. 105-118.

MICHOLET, J.; MOLINAS, E.; PENET, B. Le systeme du Karroo, au Gabon. In: SYMPOSIUM GONDWANA (2: 1971, Pretoria, South Africa). s.1., 1970. p. 371-380.

MILANI, E.J. Tectônica cisalhante na evolução do "rift" do Recôncavo-Tucano-Jatobá. *R. Brasileira de Geociências,* 15 (4): 287-299, dez. 1985.

MILANI, E.J. & DAVISON, I. *Basement control and transfer tectonics in Recôncavo-Tucano-Jatobá rift, northeast Brazil.* s.l. 1987. Inédito.

MITCHELL, A.H.G. & GARSON, M.S. *Mineral deposits and global tectonic settings.* London, Academic Press, 1981. 405p. il.

MORAES, J.A.C.; ROCHA, A.M.R.; CONÇEIÇÃO Fº, V.M. Tectônica rotacional na região de Bendegó (BA): Um caso cisalhamento simples. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS (1º: 1987, Salvador). *Boletim de Resumos.* Salvador, UFBA./Pós Graduação IGEO, 1987, p. 84-86.

MORAES, L.J. de. Estrutura geológica da região da Cachoeira de Paulo Afonso. *Mineração e Metalurgia,* Rio de Janeiro, 13(78):304-306, mar./abr. 1949. il.

MORAES, L.J. de & ALVES, B.P. Geologia e recursos minerais de retângulo de Paulo Afonso. In: ESTUDOS da zona de influência da Cachoeira de Paulo Afonso. Rio de Janeiro, DNPM, 1952. (DNPM, Relat. 721). p. 107-196.

MORES REGO, L.F. Notas sobre a geologia, a geomorfologia e os recursos minerais de Sergipe. *Anais da Escola de Minas de Ouro Preto.* Ouro Preto, 24: 31-84, 1933.

MORAES REGO, L.F. O Vale do São Francisco. *R. Museu Paulista,* 20: 91-106, 1936.

MOTTA, A.C. *Die anvendung von magnetik und gravimetric in prospektion auf kupfergrze in der gegeno vom Curaçá provinz Bahia, Brasilien.* (Tese Doutourado, Leoben, Austria, 1974). s.n.t.

NARDI, L.V.S. As rochas granitóides da série shoshonítica. *R. Brasileira de Geociências,* 161(1): 3-10, mar. 1986.

NASCIMENTO, S.A. de M. & TEIXEIRA, L.R. *Mapa pedogeoquímico do Estado da Bahia.* Escala 1:1.000.000. Texto explicativo. Salvador, SME/SGM, 1986. 1 mapa anexo.

NILSEN, T.H. Alluvial fan deposits. In: SCHOLLE, P.A. & SPEARING, D., eds. *Sandstone Depositional Environments.* Tulsa, AAPG, 1982. 410p. il. (AAPG. Memoir, 31). p.49-86.

NORMAN, J.P.; FOOSE, M.P.; LIPIN, B.R. Characteristics of metallic deposits associated with ultramafic and mafic rocks. In: ERICKSON, R.L. comp. *Characteristics of Mineral Deposits Occurrences.* [Washington], Geological Survey, 1982.Report 82-795.

OLIVEIRA, A.F. de. Geologia de Sergipe. *Mineração e Metalogia,* Rio de Janeiro, 7(39): 141-147, 1943.

OLIVEIRA, A.I. & MOURA, P. Nota sobre a idade da Série Estância, nos Estados da Bahia, Sergipe e Alagoas. *Mineração e Metalurgia,* Rio de Janeiro, 6(33): 111-113, 1942. il.

ORLOVA, A.V. & SHATALOV, C.T. Principes methodiques de l'etablissement des cartes metallogeniques et des cartes de prevision des regions minières. Trad. M. Mankovic. Paris, BRGM, 1960. 24p.

PACK, O.L. & ALMEIDA, A.L. Estratigrafia e tectônica: região do Recôncavo. In: BRASIL. Conselho Nacional do Pe-

tróleo. *Relatório 1945*. Rio de Janeiro, 1945. 86p.

PANNELLA, G. Precambrian stromatolites as paleontological clocks. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS (24: 1972, Montreal) *Section 1: Precambrian Geology*. s.n.t. p. 50-57.

PARADA, M.A.; GODOY, E.; HERVÉ, F.; THIELE, R. Miocene calc-alkaline plutonism in the chilean Southern Andes (41°00'-41°45's). In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS (1987, Salvador). *Extended Abstracts...* Salvador, SME/SGM, 1987. P. 129-135.

PEARCE, J.A. & CANN, J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters,* 19:290-300, 1973.

PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W; TINDLE, A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Part 4. *Journal of Petrology,* 25: 956-983, 1984.

PEARCE, T.H.; GORMAN, B.E.; BIRKETT, T.C. The TiO_2–K_2O – P_2O_5 diagram: a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. *Earth and Planetary Science Letters,* Amsterdam, 24: 419-426, 1975.

PECCERILLO, A. & TAYLOR, S.R. Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rock from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology,* 58 (1): 63-81, 1976.

PETRO, W.L.; VOGEL, T.A.; WILBAND, J.T. Major element chemistry of plutonic rock suites from compressional and extencional plate boundaries. *Chemical Geology,* Amsterdam, 26: 217-235, 1979.

PICHAVANT, M. Aplication des dannés experimentales aux conditions de genése et de cristallisation des leucogranites à tourmaline. *C.R. Acad. Sc.* Paris, 292:851-854, 1981.

PITCHER, W.S. Granite type and tectonic environment. In: ISHIHARA, S. & TAKENOUCHI, S. *Granite magmatism and related mineralization.* Tokyio, Soc. Min. Geol. of Japan, 1980. (Mining Geology Special Issue, 8). p.19-40.

PONTE, F.C. coord. *Evolução paleogeológica do Brasil oriental e da África ocidental.* [Salvador], PETROBRÁS-SETUP/BA. 1971. (CEPEG IV – Relatório nº 6). Inédito.

PONTE, F.C. et alii. Origem e acumulação de petróleo nas bacias sedimentares brasileiras. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PETRÓLEO (1:1978, Rio de Janeiro). *Anais do...* Rio de Janeiro, Inst. Bras. Petrol. 1978. v.2. p.I-121-147.

PORTER, M.L. Sedimentology of an ancient erg margin: the Lower Jurassic Aztec Sandstone, southern Nevada and southern Califórnia. *Sedimentology,* 34(4): 661-680, 1987.

PROJETO RADAMBRASIL. *Folhas SC. 24/25, Aracaju/Recife;* geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso da terra. Rio de Janeiro, 1983. 852p. il. (Levantamento de Recursos Naturais, 30).

PROJETO RADAMBRASIL. *Mapa geomorfológico;* folha Aracaju/Recife. Escala 1:1.0000.000 1983. (Levantamento de Recursos Naturais, 30).

RAMOS, A.; SOPEÑA, A.; PEREZ-ARLUCEA, M. Evolution of Buntsandstone fluvial sedimentation in the northwest Iberian Ranges (Central Spain). *Journal of Sedimentary Petrology,* 56(6): 862-875. Nov. 1986.

RAND, H.; SIAL, A.N.; BRITO NEVES, B.B. de; MANSO, V.V. Gravimetric and magnetrometric study of the Late Precambrian Sergipe folding system; northeast Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA (31: 1980, Balneário de Camboriu). *Anais do...* Florianópolis, SBG, 1980. v.5. p.2700-2708.

READING, H.G. ed. *Sedimentary Environments and Facies.* Oxford, Blackwell, 1982. 569 p. il.

REINECK, H. E. & SING, I.B. *Depositional Sedimentary Environments;* with reference to terrigenous clastics. 2ed. rev. Berlin, Springer-Verlag, 1980. 549 p. il.

RICHTER, A.J. & PONTE, F.C. *Reconhecimento geológico da parte central e norte do "horst" que separa as bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá da bacia Sergipe-Alagoas.* Maceió, PETROBRÁS-RPNe, 1964 . 55p. + mapas, tb. fig.

ROCHA-CAMPOS, A.C. & HASUI, Y. Tillites of the Macaubas Group (proterozoic) in central Minas Gerais and southern Bahia, Brazil. In: HAMBREY, M.J. & HARLAND, W.B. eds. *Earth's pre-Pleistocene Glacial Record.* Cambridge Univ. Press. 1981. p. 933-938.

ROUTHIER, P. *Les Gisements metallifères.* Paris, Masson, 1963. Tomo I e II.

RUST, B.R. & KOSTER, E.H. Coarse alluvial deposits. In: WALKER, R.G. ed. *Facies Models.* 2ed. Toronto, Geol. Assoc. Canada, 1984. 317p. il. (Geoscience Canada, Reprint Series, 1). p.53-70.

SABATÉ, P.; MARINHO, M.M. Chemical affinities of low-grade metamorphic formations of the Contendas-Mirante Proterozoic complex (Bahia-Brazil). *R. Brasileira de Geociências;* Anais do ISAP, 12 (1,2,3): 392-402, 1982.

SAMPAIO, T. *O Rio São Francisco e a Chapada Diamantina.* Salvador, Progresso Editora. 1955. 278p.

SANTANA, A.C. *Seleção de área: cobre e venádio na bacia de Tucano.* Salvador, CPRM, 1980. s.p. 4 mapas anexos.

SANTOS, E.J. & BRITO NEVES, B.B. de. Província Borborema. In: ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. coord. *O Pré Cambriano do Brasil.* São Paulo, Edgard Blucher, 1984. 378p. il. p. 123-186.

SANTOS, E.J. dos; COUTINHO, M.G. da N.; COSTA, M.P. de A.; RAMALHO, R.A Região de Dobramentos Nordeste e a Bacia do Parnaíba, incluindo o craton de São Luís e as bacias marginais. In: SCHOBBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. coords. *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. 501p. il. cap. 4. p. 131 -189.

SANTOS, E.J. dos & SILVA Fº, M.A. de. Ensaio interpretativo sobre a evolução da geossinclinal de Propriá. *Mineração e Metalurgia,* Rio de Janeiro, 39 (367): 3-22, out. 1975.

SANTOS, E.R. *Geologia da Área de Poço Verde – Adustina, leste da Bacia de Tucano.* Salvador, PETROBRÁS, 1962. Rel. Interno.

SANTOS, R.A. dos & DALTON DE SOUZA, J. *Projeto mapas metalogenéticos e de previsão de recursos minerais;* folha

SC.24-X-C Paulo Afonso. Escala 1:250.000. Salvador, CPRM, 1984. 2v. Convênio DNPM/CPRM.

SAZHINA, N. & GRUSHINSKY, N. *Gravity prospecting*. Moscow, MIR, 1971.

SCHALLER, H. Revisão estratigráfica da bacia Sergipe/Alagoas. *B. técnico PETROBRÁS*, Rio de Janeiro, 12(1): 21-86, jan./mar. 1969.

SCHERMERHORN, L.J.G. The West Congo orogen: a key to Pan-African thermothectonism. *Geol. Rundschau*, Stuttgart, 70(3): 850-867, Nov. 1981.

SEARLE, M.P. & FRYER, B.J. Garnet, tourmaline and muscovite-bearing leucogranites, gneisses and migmatites of the Higher Himalayas from Zanskar, Kulu, Lahoul and Kashmir. In: COWARD, M.P. & RIES, A.C. *Collision Tectonics*. Oxford, Blackwell, 1986. 415p. il. (Geological Society Special Publication, 19). p. 185-201.

SIAL, A.N. Granitic rocks of northeast Brazil. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS (1987, Salvador). *Extended abstracts*... Salvador, SME/SGM, 1987. p. 61-69.

SILVA Fº, M.A. da. A suite ofiolítica da Geossinclinal de Propriá. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA (29:1976, Ouro Preto). *Anais do*... Belo Horizonte, SBG, 1976. v.4. p. 51-58.

SILVA Fº, M.A. da. A evolução da porção marginal do Cinturão Sergipano e sua metalogenia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA (32: 1982, Salvador). *Anais do*... Salvador, SBG, 1982, v.l. p. 316-324.

SILVA Fº, M.A. da; BOMFIM, L.F.C.; SANTOS, R.A. dos A geossinclinal sergipana: estratigrafia, estrutura e evolução. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA 30: 1978, (Recife). *Resumo das Comunicações*. Recife, SBG, 1978. p. 294.

SILVA Fº, M.A. da; BOMFIM, L.F.C.; SANTOS, R.A. dos; LEAL, R.A.; SANTANA, A.C.; BRAZ Fº, P. de A. *Projeto Baixo São Francisco/Vaza Barris;* geologia da glossinclinal sergipana e do seu embasamento. Relatório Final. Salvador, CPRM, 1977. v.1. Convênio DNPM/CPRM.

SILVA Fº, M.A. da; BOMFIM, L.F.C; SANTOS, R.A. dos; LEAL, R.A.; SANTANA, A.C.; BRAZ Fº, P. de A. *Geologia da geossinclinal sergipana e do seu embasamento;* projeto Baixo São Francisco – Vaza Barris. Brasília, DNPM, 1979. 131p. il. (DNPM, Série Geologia, 13. Seção Geologia Básica, 10).

SILVA Fº, M.A. da; BOMFIM. L.F.C.; SANTOS, R.A. dos; LEAL, R.A.; BRAZ Fº, P.A.; RODRIGUES, T.L. das N.; SANTOS, J.C.; BRUNI, D.C. *Projeto Complexo Canindé do São Francisco*. Relatório final. Salvador, CPRM, 1979. 8v Convênio DNPM/CPRM.

SILVA Fº, M.A. da; BOMFIM, L.F.C.; SANTOS, R.A. dos; LEAL, R.A.; BRAZ Fº, P.A.; RODRIGUES, T.L. das N.; SANTOS, J.C.; BRUNI, D.C. *Projeto Complexo Canindé do São Francisco;* relatório final, Brasília, DNPM, 1981. (DNPM, Série Geologia, 19. Geologia básica, 14).

SILVA Fº, M.A. & BRITO NEVES, B.B. de. O Sistema de Dobramento Sergipano no nordeste da Bahia. In: INDA, H.A.V. ed. *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia*. Textos básicos. Salvador, SME-CPM, 1979, v.1. p. 203-217.

SIQUEIRA, L.P. de A legenda das cartas metalogenéticas regionais do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA (33: 1984, Rio de Janeiro). *Anais do*... Rio de Janeiro, SBG, 1984. p. 3.458-3470.

SIQUEIRA, L.P. & DALTON DE SOUZA, J. Legenda parcial para uso nas cartas metalogenéticas 1:250.000. Dados e metalogênese. Salvador, CPRM, 1982, 13 p. Rel. Interno.

SOPPER, R.H. *Geologia e suprimento d'água subterrânea em Sergipe e no Nordeste da Bahia*. Rio de Janeiro, Insp. Obras Contra Secas, 1914. (Série 1 – Publ. 34).

SOPPER, R.H. *Geologia e suprimento d'água subterrânea em Sergipe e no nordeste da Bahia*. 2ed. s.1. Min. Viaç. Obr. Publ. – Insp. Fed. Obr. Cont. Sec., 1923. 89p. il. (Série I.D. – Geologia, 34).

SOUZA, E.C. de. Granitos e mineralizações associadas. *Publicação Técnica CPRM*, Rio de Janeiro 1(1): 5-104, jan. 1985.

SPIX, J.D.V. & MARTIUS, C.F.P.U. *Através da Bahia*. Trad. M. Pirajá da Silva e P. Wolff. São Paulo, Nacional, 1938. 342p. (Série Brasiliana, Bibl. Pedag. Bras. Ser. 5, v.118).

STANTON, R.L. *Ore Petrology*. New York, McGraw-Hill, 1972. 713p. il.

STEEL, R.J. Devonian basins of Western Norway – sedimentary response to tectonism and to varying tectonic context. *Tectonophysics*,36: 207-224, 1976.

STRECKEISEN, A.L. & LE MAITRE, R.W. A chemical approximation to the model QAPF classification of the igneous rocks. *Neues Jahrbuch fur Mineralogie Abhandligen*, 138: 169-206, 1979.

STRONG, D.F. Plate tectonic setting of Newfoundland mineral ocurrences. In: STRONG, D.F. ed. *Metallogeny and plate tectonics;* a guidebook to Newfoundland mineral deposits. Nato Advance Studes Institute, 1974. p. 3-27.

STUSSI, J.M. *Seminaire Granitoides;* Cogema-Paris, dez. 1982. s.n.t. Inédito.

SUSZCZYNSKI, E.F. *Mapa metalogenético do Brasil;* notícia explicativa da legenda. Brasília, DNPM, 1973. 17p.

SWIFT, D.J.P.; HUDELSON, P.M.; BRENNER, R.L.; THOMPSON, P. Shelf construction in a foreland basin: storm beds, shelf sand-bodies, and shel-slope depositional sequences in the Upper Cretaceous Mesaverde Group, Book Cliffs, Utah. *Sedimentology*, 34(3): 423-457, 1987.

TAKAHASHI, M.; ARAMAKI, S.; ISHIHARA, S. Magnetite-séries/Ilmenite-series vs. I-type/S-Type granitoids. In: ISHIHARA, S. & TAKENOUCHI, S. eds. *Granitic magmatism and related mineralization*. Soc. Mining Geologist of Japan, 1980. (Mining Geology Special Issue, 8). p. 13-28.

TAUSON, L.V. The Geochemistry of Precambrian Bedrocks. *Journal of Geochemical Exploration*, Amsterdam, 21: 487-501, 1984.

TAUSON, L.V. & KOSLOV, V.D. Distribution functions and ratios of trace-element concentrations as estimators of the orebearing potential of granites. In: INTERNATIONAL EXPLORATION SYMPOSIUM, London, 1972. p. 37-44.

THORTON, C.P. & TUTTLE, O.F. Chemistry of igneous rocks: I-Diferentiation index. *American Journal of Science*, New

Haven, 258:664-684, 1960.

TISCHENDORF, L.B.; BURNOL, G.; STEMPROK, G. *Mineralization associated with magmatism.* Czechoskovachia, Karlovy Vary, 1977. 3v. v.2.

TORQUATO, J.R. & CORDANI, U.G. – Brazil-Africa geological links. *Earth Science Reviews* 17: 155-176, 1981.

TROMPETTE, R. Brasil e a margem atlantica da África no Proterozóico Superior. Importância do fraturamento Espinhaço (Kibariano?). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA (32: 1982, Salvador). *Anais do...* Salvador, SBG, 1982. v.1. p. 386-394.

TUTTLE, O.F. & BOWEN, N.L. *Origin of granite in the light of experimental studies in the sistem Na Al Si_3O_8 – KAI Si_3O_8 – SiO_2 – H_2O.* New York, G.S.A., 1958. 153 p. (The Geol. Soc. of America Memoir, 74).

VIANA, C.F. Correspondência entre os ostracodes das séries Cocobeach (Gabão) e Bahia (Brasil). *B. Técnico PETROBRÁS,* Rio de Janeiro, 9(3-4): 367-382, jul./dez. 1966. il.

VIANA, C.F.; GAMA JR.; E.G.; SIMÕES, J.A.; MOURA, J.A.; FONSECA, J.R.; ALVES, R.J. Revisão estratigráfica da bacia Recôncavo/Tucano *B. Técnico da Petrobrás,* Rio de Janeiro, 14 (3/4): 157-192, jul./dez. 1971.

WACRENIER, P.R. & ROUVEYROL, P.T. Themes de recherches liès a la prospection des gisements; 1er partie: Chronique de la Recherche Minière, BRGM, (473): 3-10, mai-june, 1977.

WALKER, R.G. Shelf and shallow marine sands. In: WALKER R.G. ed. *Facies Models*. 2ed. Toronto, Geol. Assoc. Canada, 1984. 317p. il. (Geoscience Canada Reprint Séries, 1). p.141-170.

WALKER, R.G. Turbidites and associated coarse clastic deposits. In: WALKER R.G. ed. *Facies Models*. 2ed. Toronto, Geol. Assoc. Canada, 1984. 317p. il. (Geoscience Canada, Reprint Series, 1). p.171-188.

WALKER, R.G. & CANT, D.J. Sandy fluvial systems. In: WALKER, R.G. ed. *Facies Models*. 2ed. Toronto, Geol. Assoc. Canada, 1984, 317p. il. (Geoscience Canada, Reprint Séries, 1). p.71-90.

WANG, L.; ZHU, W.; ZHANG, S.; YANG, W. The evolution of two petrogenomineralization series and Sr isotopic data from granites in southern China. *Mining Geology,* 33(5): 295-303, 1983.

WEIMER, R.J.; HOWARD, J.D.; LINDSAY, D.R. Tidal Flats. In: SCHOLLE, P.A. & SPEARING, D. eds. *Sandstone Depositional Environments*. Tulsa, AAPG, 1982. 410p. il. (A-APG-Memoir, 31). p. 191-246.

WENRONG, H. & HONGNIAN, Z. Characteritics of petrochemistry of the different genetic types of granites in Jufian, China. In: *THE CRUST – The significance of granites gneisses in the lithosphere*. Athens, Theophrastues Publ., 1985. p.319-344.

WHITE, A.J.R. & CHAPPELL, B.W. Ultrametamorphism and granitoide genesis. *Tectonophysics,* 43: 7-22, 1977.

WILSON, J.L. Microfacies and sedimentary structures in "Deeper Water" Lime Mudstones. In: FRIEDMAN, G. M. ed. *Depositional Environments in Carbonate Rocks;* a Symposium. Tulsa, SEPM, 1969, (SEPM – Special Publication, 14).

XIANT-TAO, W. Strom-generated depositional types and associated trace fossils in lower carboniferous shallow-marine carbonates of Three Cliffs Bay and Ogmore-Bay Sea, South Weles. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* 39: 187-202. 1982.

Apêndices

Apêndice 1 - Súmula de dados de produção

1. Mapeamento Geológico

Caminhamento geológico (km)	880
Afloramentos estudados	472
Amostras coletadas	444
Cadastramento mineral	5
Análises petrográficas	69

2. Geofísica Terrestre

Cintilometria (km)	47
Magnetometria (km)	47
VLF (km)	19
Susceptibilidade magnética de rochas	6

3. Geoquímica

3.1 Amostragem

Sedimento de corrente	275
Concentrado de minerais pesados	84
Rocha	14

3.2 Análises de sedimento de corrente

Espectrografia	275
Absorção atômica	275
Eletrodo de íon específico	275

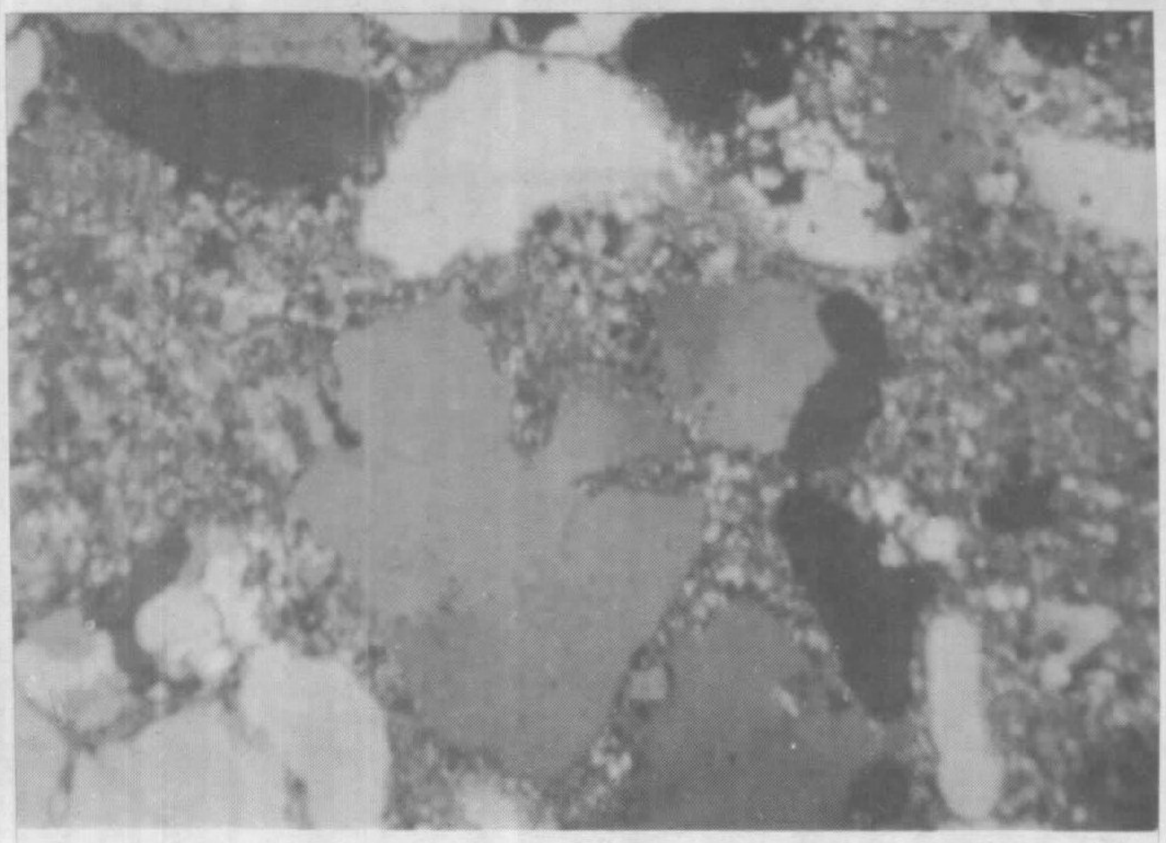
3.3 Análises de concentrado de minerais pesados

Mineralometria	84
Espectrografia	84

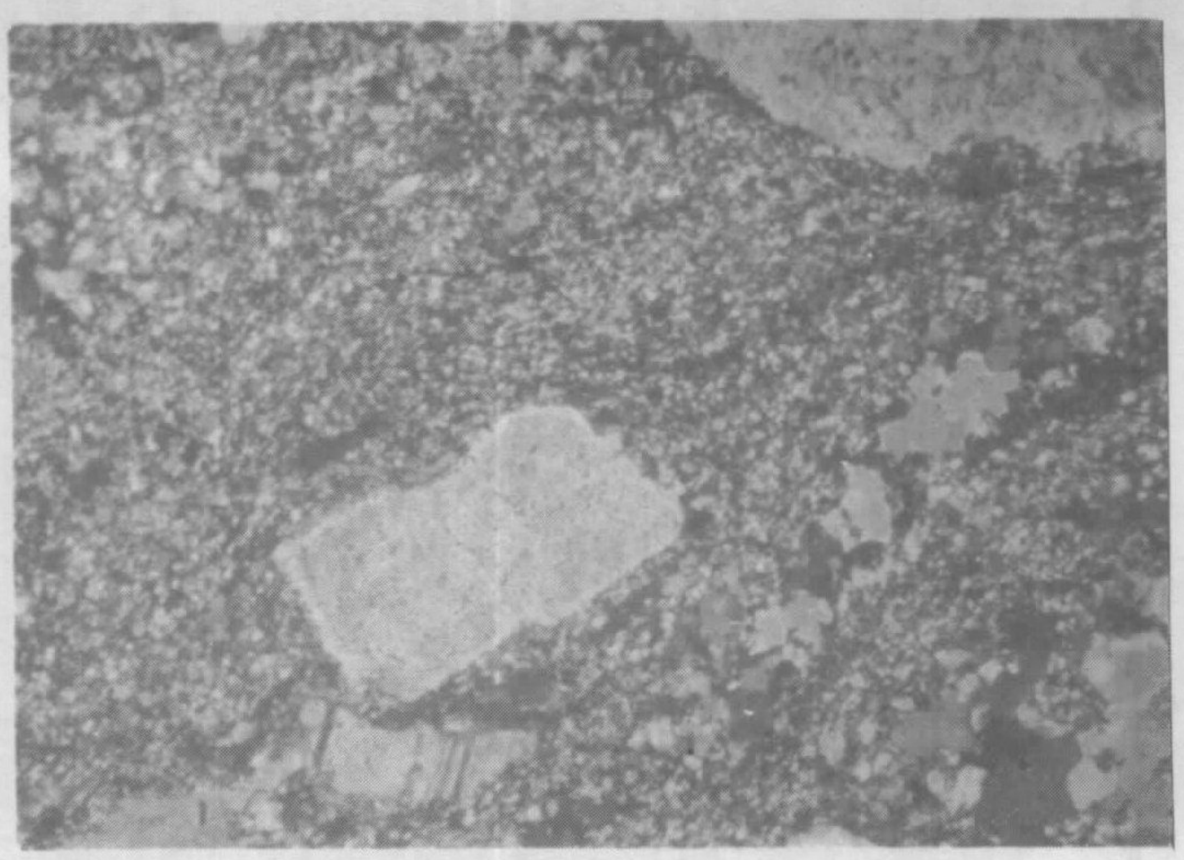
3.4 Análises de rocha

Elementos-traço	14
Óxidos	14

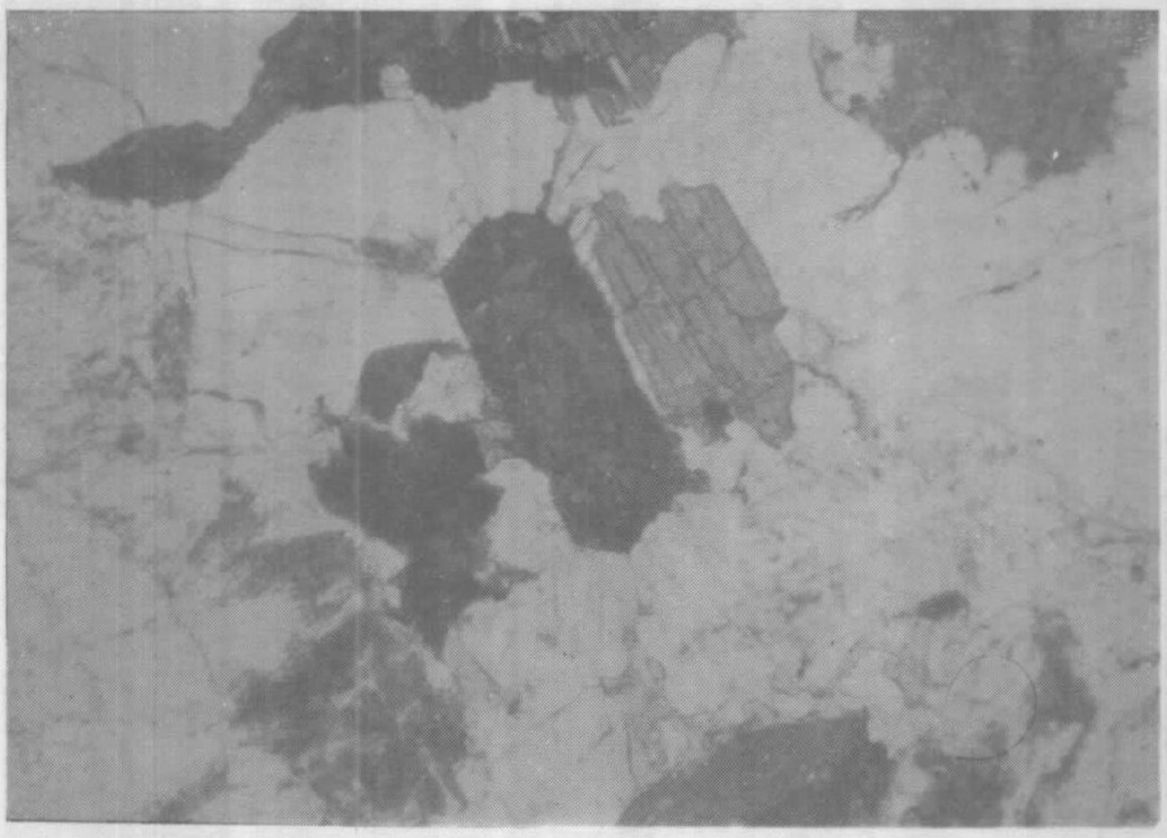
Apêndice 2 - Ilustrações fotográficas



1



2



3

4

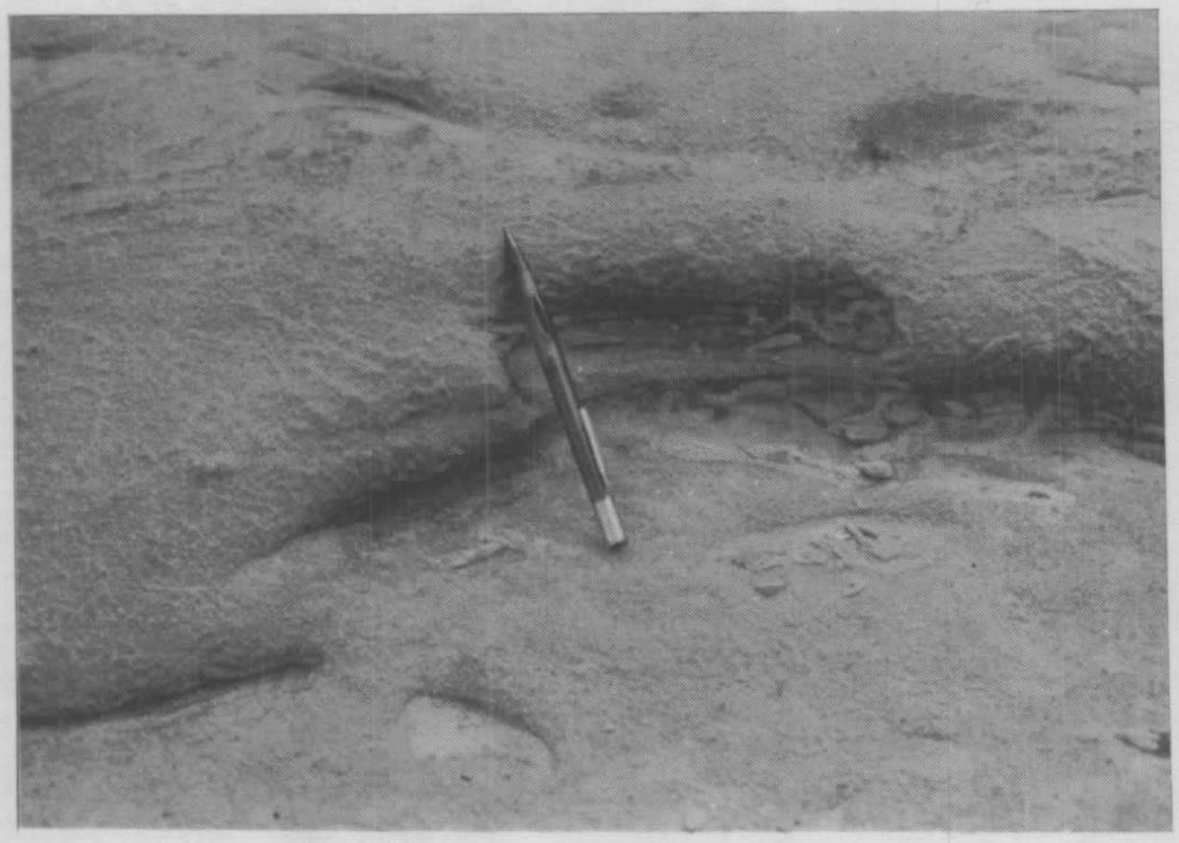
5

6

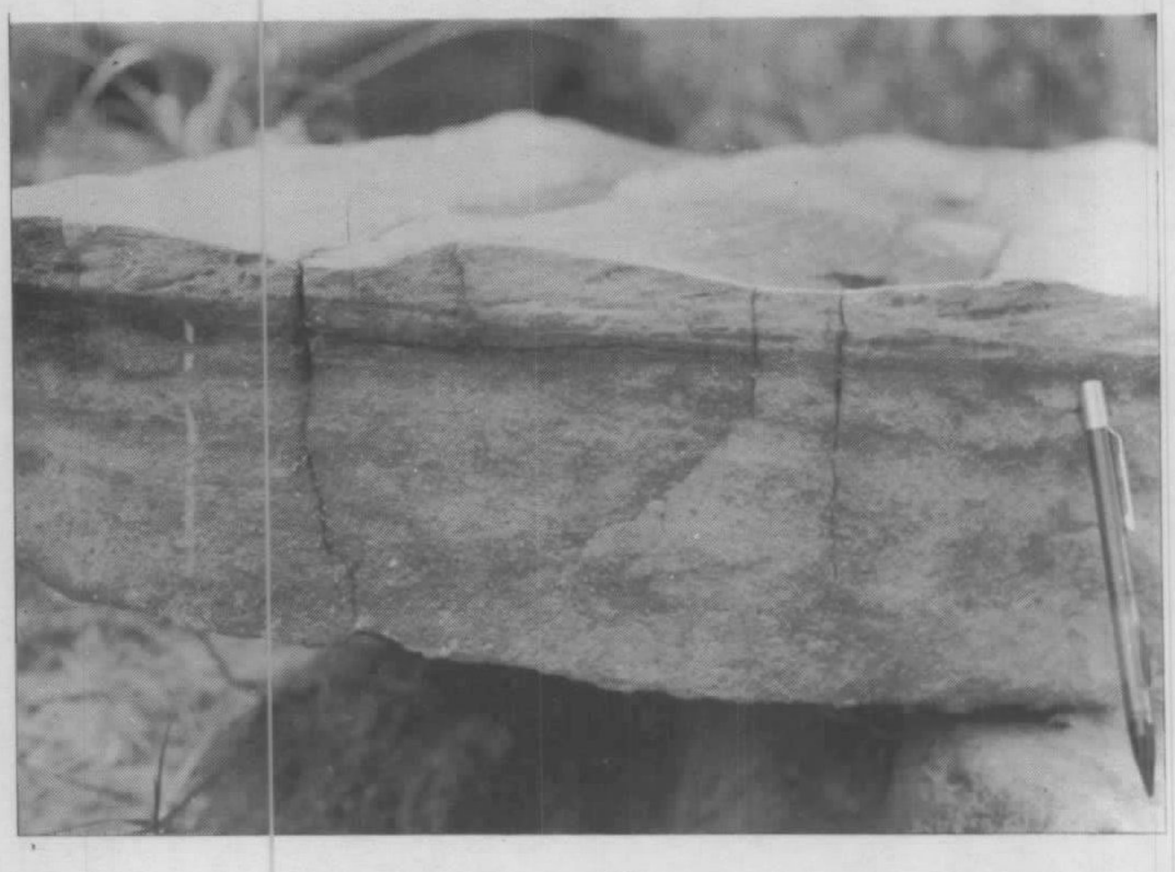
Foto 1 – Fotomicrografia mostrando fenocristais de quartzo com embainhamentos em metadacito pórfiro da Unidade Monte Alegre, do Complexo Marancó. Local: serra do Poção, Folha Santa Brígida. Afloramento NR-905a. NX(2,5 x 12,5). **Foto 2 –** Fotomicrografia de metaquartzo latito pórfiro, mostrando linhas de fluxo magmático envolvendo fenocristal de plagioclásio com embainhamento, relacionado a granitóides tipo Serra Negra. Local: sudeste de Marancó. Afloramento NR-563. NX(2,5 x 12,5). **Foto 3 –** Fotomicrografia de rocha sienítica mostrando allanita zonada e hornblenda. Granitóide tipo Serra do Catu. Local: fazenda Lagoa das Flores. Afloramento PB-61. LP(2,5 x 12,5). **Foto 4 –** Conglomerados estratificados em forma de lençóis ("sheets") com seixos imbricados, do sistema de leques aluviais (fluxos torrenciais). Formação Tacaratu. Local: morro do Cruzeiro, l,0km a sul de Santa Brígida. Afloramento NR-414a. **Foto 5 –** Estratos cruzados tabulares de grandes dimensões, sobpostos a lençóis de conglomerados de enxurradas. Na base, pavimento seixoso. Formação Tacaratu. Local: morro do Cruzeiro, 1,2km a sul de Santa Brígida. Afloramento NR-414b. **Foto 6 –** Ciclos de tempestitos com paraciclos contendo "coarsening up". Internamente ocorrem ondas truncantes e seixos pingados. Na interfacies ritmitos (siltito, folhelho, arenito fino com "wavy" e "linsen"). Local: rio Curituba, 1,3km a leste da fazenda Pedra de Amolar. Afloramento NR-497.

7

8



9



10

11

12

Foto 7 – Superfície de "hardground" nos tempestitos, com bioturbação de prováveis icnofósseis. Local: rio Curituba, l,2km à jusante da confluência com o riacho Oliveira. Formação Curituba. Afloramento NR-503. **Foto 8 –** Dobras convolutas apertadas, atectônicas, em tempestitos com seixos pingados. São provocadas pela passagem de correntes com fluxos de turbidez. Local: rio Curituba, l,3km a leste da fazenda Pedra de Amolar. Formação Curituba. Afloramento NR-521. **Foto 9 –** Detalhes da estrutura interna da facies de canal de turbiditos proximais, com fragmentos do folhelho lacustre. Local: rio Curituba, 200m a sul da sede da fazenda Pedra de Amolar. Formação Curituba. Afloramento NR-497. **Foto 10 –** Turbiditos proximais com seqüência Bouma (Ta-c) sendo o "ripple drifts". Local: rio Curituba, 300m a sul da fazenda Pedra de Amolar. Formação Curituba. Afloramento NR-497. **Foto 11 –** Marcas de escavação e estrias na base dos arenitos grosseiros, que compõem a facies de canal dos turbiditos proximais. Indicam as direções dos paleofluxos. Local: rio Curituba, 300m a sul da fazenda Pedra de Amolar. Formação Curituba. Afloramento NR-497. **Foto 12 –** Diamictito com seixos, blocos e matacões exóticos, de diversas litologias, imersos em matriz areno-argilosa, grauvática e/ou lítica. Prováveis depósitos glaciogênicos. Local: fazenda Riacho Seco. Formação Curituba. Afloramento NR-550.

13

14

15

16

17

18

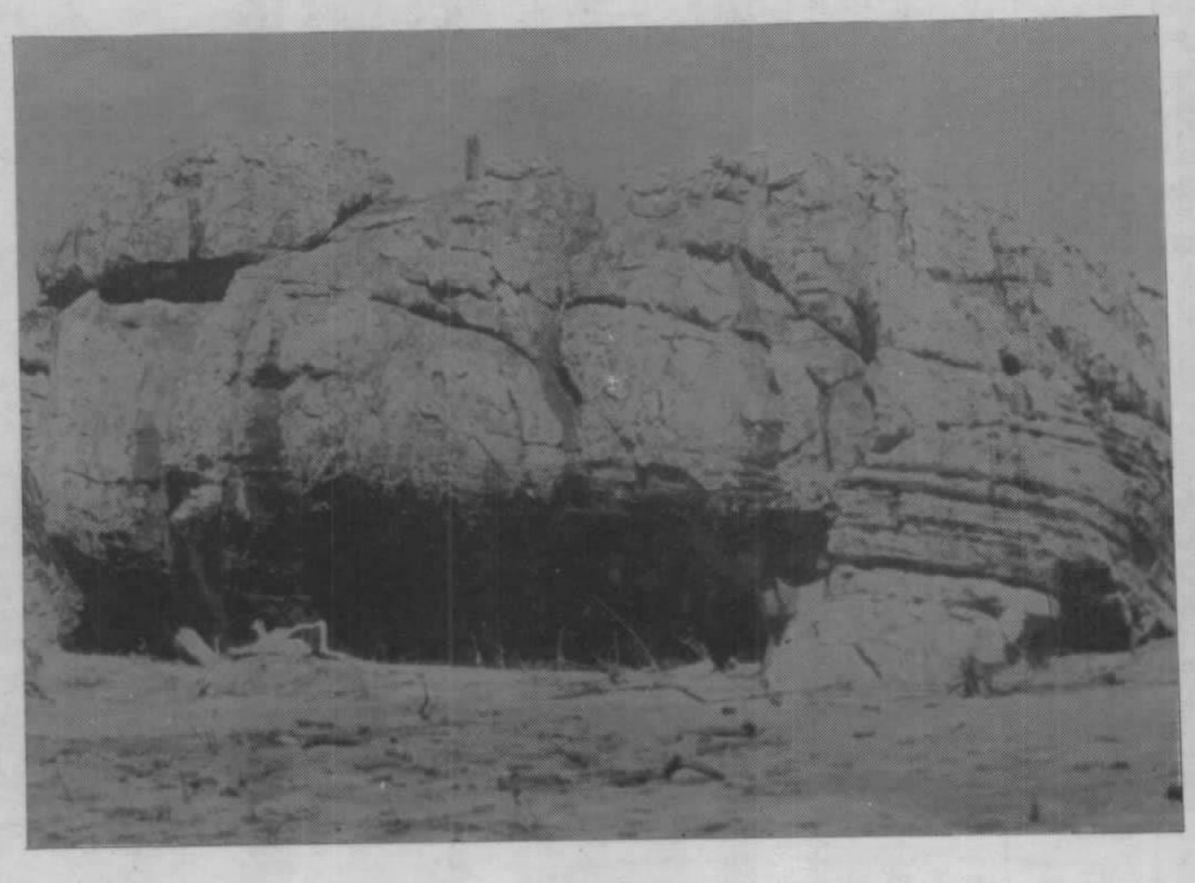
Foto 13 – Diamictito com seixos, blocos e matacões exóticos, de diversas litologias, imersos em matriz areno-argilosa, grauváquica e/ou lítica. Prováveis depósitos glaciogênicos. Local: fazenda Riacho Seco. Formação Curituba. Afloramento NR-550. **Foto 14 –** Arenito seixoso compondo "sets" de estratos cruzados tabulares/planares de grande porte. Prováveis depósitos glaciogênicos retrabalhados e ressedimentados por sistema fluvial entrelaçado. Local: - fazenda Pedra de Amolar. Formação Curituba. Afloramento NR-550. **Foto 15 –** Gretas de ressecamento nos pelitos avermelhados ("red beds"). Notar preenchimento das fendas com areias. Formação Curituba. Local: 3,5km a sul da fazenda Pedra de Amolar. Afloramento NR-499. **Foto 16 –** Eolianitos avermelhados com "sets" de estratos cruzados de grande porte, com terminação assintótica e truncamentos por superfícies de deflação. Internamente são constituídos por cunhas de fluxos de grãos. Local: riacho Oliveira, 1,5km a norte de Santa Brígida. Formação Santa Brígida, Membro Caldeirão. Afloramento NR-460. **Foto 17 –** Afloramento mostrando na base "sets" de estratos cruzados tabulares de sistema fluvial entrelaçado ("wadis"). Está sobreposto por arenitos feldspáticos eólicos (eolianitos). Formação Santa Brígida, Membro Caldeirão. Local: vila Minuim. Afloramento NR-435. **Foto 18 –** Paleocanal preenchido com arenito seixoso do sistema fluvial entrelaçado ("wadis"). Está recortado por superfície erosional irregular, por ação eólica de migração e posterior implantação de dunas eólicas. Local: riacho Oliveira, 1,5km a norte de Santa Brígida. Formação Santa Brígida, Membro Caldeirão. Afloramento: NR-460a.

19

20

21

22



23

24

Foto 19 – Geometria de lobos sigmoidais superpostos, separados por superfície de "hardground" com marcas ondulares no topo. Formação Santa Brígida, Membro Caldeirão. Local: fazenda Caldeirão. Afloramento NR-451. **Foto 20 –** Corpos de arenitos vermelhos, com geometria plano-convexa; internamente a organização é dada por "sets" de laminações de ondas truncantes ("hummockies cross stratification sets"). Formação Santa Brígida, Membro Caldeirão. Local: riacho Oliveira. Afloramento NR-450. **Foto 21 –** Morfologia externa dos tempestitos com formas de ondulações ("hummockies") e calhas ("swales") que se individualizam compondo feições tridimensionais de domos e bacias. Formação Santa Brígida, Membro Caldeirão. Local: riacho Oliveira. Afloramento NR-504. **Foto 22 –** Ciclos de tempestitos com ondas truncantes constituindo "hummockies" e "swales". No topo as ondas migram na mesma fase. Formação Santa Brígida, Membro Caldeirão. Local: riacho Oliveira. Afloramento NR-450a. **Foto 23 –** Quartzo-arenito fino, bem-selecionado internamente com cunhas de avalancheamento de fluxos de grãos e bimodalidades em lâmina. No geral a estruturação externa está desorganizada por fluidização, conservando localmente preservadas partes dos "sets" de estratos cruzados eólicos óbvios, típicos de eolianitos. Formação Santa Brígida, Membro Ingá. Afloramento NR-412. **Foto 24 –** Morfologia típica da superfície de lobos sigmoidais superpostos, semelhantes a "dorsos de arraias" ou "mingau derramado". Formação Santa Brígida, Membro Ingá. Local: fazenda Caraibeira. Afloramento NR-547.

25

26

27

28

29

30

Foto 25 – Dobras convolutas desarmônicas, resultantes do escape de ar em grandes dunas eólicas afogadas. Formação Santa Brígida, Membro Ingá. Local: riacho Quixabeira. Afloramento NR-610. **Foto 26 –** Contato irregular, erosional entre o topo de eolianitos deformados (eo) e arenitos com estruturas de sigmóides de maré ("tidal bundles"). Formação Santa Brígida, Membro Ingá. Local: riacho Quixabeira. Afloramento NR-616. **Foto 27 –** Arenitos finos com sigmóide de marés presas por superfícies paralelas ("tidal bundle"). Estão sobrepostas a eolianitos deformados por fluidização (eo). Formação Santa Brígida, Membro Ingá. Local: riacho Quixabeira. Afloramento NR-616. **Foto 28 –** Ciclos de tempestitos com geometria plano-convexa e gradação "finning up". São vários ciclos amalgamados compondo lobos imbricados, que controlam a topografia deposicional. Na base, ritmitos com "wavy" e "linsen". Internamente ondas truncantes. Formação Santa Brígida, Membro Ingá. Local: riacho Quixabeira. Afloramento NR-617. **Foto 29 –** Bioconstruções estromatolíticas, silicificadas, em depósitos de supramarés a submarés basais. A escala tem 7,0cm de comprimento. Formação Santa Brígida, Membro Ingá. Local: riacho Quixabeira. Afloramento NR-617. **Foto 30 –** Brecha de dissecação associada com "tepees". Depósitos de supramaré. Formação Santa Brígida, Membro Ingá. Local: riacho Quixabeira. Afloramento NR-617.

Impressão: Maio Gráfica Editora Ltda.
Escritório: Rua Sete de Setembro, 92 - S/1107 – Tel.: 242-0729
Oficina: Rua Comandante Abreu, 287 – Tel.: 260-6236

LOCAIS DE AQUISIÇÃO DESTA PUBLICAÇÃO

Esta publicação pode ser adquirida na Sede do DNPM ou nas suas diversas representações regionais.

SEDE DNPM – Departamento Nacional da Produção Mineral
Setor de Vendas
SAN – Quadra 01 – Bloco "B"
70.040 – Brasília – DF
Fone: (061)224-2670
Telex: 061-1116

I DISTRITO Rua 24 de Outubro, 1557
Galeria Esplanada – 2º ao 5º andar
Bairro Auxiliadora
90.000 – Porto Alegre – RS
Fones: (0512)32-3311; 32-3768

II DISTRITO Rua Loefgreen, 2225
Vila Clementino
04.040 – São Paulo – SP
Fones: (011)549-5533; 549-5733
Telex: 011-23219

RESIDÊNCIA Rua Benjamim Constant, 608
80.000 – Curitiba – PR
Fone: (041)262-3062

III DISTRITO Praça Milton Campos, 201 – Bairro Serra
30.000 – Belo Horizonte – MG
Fones: (031)223-6399; 223-6510
Telex: 031-1021

RESIDÊNCIA Rua Marechal Floriano, 600 - s/909
35.100 – Governador Valadares – MG
Fone: (0332)21-0919

IV DISTRITO Estrada do Arraial, 3824 – Casa Amarela
50.000 – Recife – PE
Fones: (081)268-0651; 268-1477
Telex: 081-1336

RESIDÊNCIA Av. Rodrigues Alves, 798 – Tirol
59.000 – Natal – RN
Fone: (084)222-8650

RESIDÊNCIA Rua Cel. Salvino Figueiredo, 368 – Centro
58.100 – Campina Grande – PB
Fone: (083)321-8148

V DISTRITO Av. Almirante Barroso, 1839
66.000 – Belém – PA
Fones: (091)226-8354; 226-8144;
226-8147

RESIDÊNCIA Av. Brigadeiro Aroldo Veloso, s/nº – Vila Dasag, nº 4
68.180 – Itaituba – PA
Fone: (091)518-1414

VI DISTRITO Rua 84, nº 593 – Setor Sul
74.000 – Goiânia – GO
Fones: (062)241-5044; 241-5529; 241-5409

RESIDÊNCIA Rua das Mangueiras, s/nº
Edifício Câmara Municipal
77.800 – Araguaína – GO

VII DISTRITO Estrada Sussuarana, s/nº – Área Federal
Centro Adm. da Bahia
40.000 – Salvador – BA
Fone: (071)231-4010; 231-5717
Telex: 071-1071

RESIDÊNCIA Av. Beira-Mar, 452 – Praia 13 de Julho
49.000 – Aracaju – SE
Fone: (079)224-6585; 224-3926

VIII DISTRITO Estrada do Aleixo, 2150 – Km 2.150
69.000 – Manaus – AM
Fones: (092)236-1582; 236-1350; 236-1334
Telex: 092-2163

RESIDÊNCIA Av. Lauro Sodré, 2611 – Centro
78.900 – Porto Velho – RO
Fones: (069)221-2867; 221-2696

RESIDÊNCIA Rua Capitão Júlio Bezerra, 659/661
69.300 – Boa Vista – RR
Fone: (095)224-2964

IX DISTRITO Av. Pasteur, 404 – 2º andar
Praia Vermelha
22.290 – Rio de Janeiro – RJ
Fones: (021)295-6673; 295-6775
Telex: 021-21378

RESIDÊNCIA Praça Manoel Silvino Monjardim, 54 – Centro
29.000 – Vitória – ES
Fone: (027)223-4602
Telex: 027-2182

X DISTRITO Rua Tibúrcio Cavalcante, 1457 – Aldeota
60.000 – Fortaleza – CE
Fones: (085)224-5187; 223-5611
Telex: 085-1526

RESIDÊNCIA Rua Álvaro Mendes, 2315 – Norte
64.000 – Teresina – PI
Fone: (086)222-4215
Telex: 086-2224

RESIDÊNCIA Av. Beira-Mar, 534 – Centro
65.000 – São Luís – MA
Fone: (098)222-4273
Telex: 098-2298

XI DISTRITO Av. Rio Branco, 84 – Centro
88.000 – Florianópolis – SC
Fones: (0482)22-0755; 22-0885
Telex: 048-2127

XII DISTRITO Rua da Fé, 1777 – Jardim Primavera
78.000 – Cuiabá – MT
Fones: (065)321-8308; 321-8434
Telex: 065-2245

RESIDÊNCIA Rua 7 de Setembro, 1628 – Centro
79.100 – Campo Grande – MS
Fone: (067)382-4911
Telex: 067-2573

Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil

- Levantamento Geológico/Geoquímico/Metalogenético nas escalas 1:250.000, 1:100.000, 1:50.000(1)
- Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais escala 1:250.000(2)
- Mapas de Previsão de Recursos Hídricos Subterrâneos escala 1:100.000(3)
- *Projeto Especial Mapas de Recursos Minerais, de Solos e de Vegetação para a Área do Programa Grande Carajás* – Subprojeto Recursos Minerais(4)
- Levantamento geológico visando ao meio-ambiente(5)
- Levantamentos aerogeofísicos(6)
- Integração geológico/geoquímica de regiões metropolitanas(7)

Folhas em Execução

SC.20-V-B-V	Porto Velho(1)
SC.20.V-C-V	Abunã(1)
SC.20-V-C-VI	Mutum-Paraná(1)
SC.20.V-D-I	Jaci-Paraná(1)
NA.19-Z-D	Pico da Neblina(1)
NA.19-Z-B	Cucuí(1)
NA.19-Z-A	Rio Icana(1)
NA.19-Y-D	Iauarete(1)
NA.19-Y-B	Rio Aiari(1)
NA.19-X-C	–
NA.19-X-D	–
NA.19-Z-C	Rio Uaupés(1)
SA.19-V-B	–
SA.19-X-A	Rio Curicuriari(1)
SA.19-X-B	São Gabriel da Cachoeira(1)
NA.20-X-C-III	Paredão(1)
NA.20-X-C-VI	Serra do Ajarani(1)
NB.20-Z-B-V	–
NB.20-Z-B-VI	–
NB.21-Y-A-IV	–
NB.20 Z-D-II	Rio Quino(1)
NB.20-Z-D-III	–
NB.21-Y-C-I	–
NB.20-Z-D-V	Vila Pereira(1)
NB.20-Z-D-VI	Rio Viruquim(1)
NB.21-Y-C-IV	–
SB.24-V-D-V	Mombaça(1)
SB.24-Y-B-II	Catarina(1)
SB.24-Y-C-V	Patos(1)
SB.24-Y-C-VI	Simões(1)
SC.24-V-A-II	Paulistana(1)
SC.24-V-A-IV	Barra do Bonito(1)
SC.24-V-A-V	Afrânio(1)
SB.25-Y-C-V	Limoeiro(1)
SC.25-V-A-II	Vitória de Sto. Antão(1)
SB.25-V-C-IV	João Câmara(1)
SC.24-X-D-V	Arapiraca(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-I	Itamotinga(1)
SB.24-Z-C-VI	Afogados da Ingazeira(1)
SB.24-Z-D-I	Patos(1)
SB.24-Z-D-II	Juazeirinho(1)
SB.24-Z-D-IV	Monteiro(1)
SC.24-Y-D-II	Gavião(1)
SC.24-Y-D-IV	Mundo Novo(1)
SC.24-Y-D-V	Pintadas(1)
SC.24-Y-D-VI	Serrinha(1)
SD.24-V-A-II	Utinga(1)
SD.24-V-A-V	Lençóis(1)
SD.24-V-C-II	Mucuge(1)
SD.24-Y-B-V	Ibicaraí(1)
SD.24-Y-B-VI	Itabuna(1)
SE.21-V-D-V	Morraria do Insua(1)
SE.21-Y-B-III	Amolar(1)
SE.21-Y-B-II	Lagoa de Mandioré(1)
SB.21-Y-C-II	Pontes e Lacerda(1)
SB.21-Y-C-V	Santa Bárbara(1)
SG.22-X-B-V.1	Apiaí(1)
SG.22-X-B-IV.2	Ribeira(1)
SG.22-Z-D-V	Florianópolis(1)
SG.22-Z-D-II.1	Brusque(1)
SG.22-Z-D-II.2	Botuverá(1)
SH.22-Y-C-II	Piratini(1)
SH.22-Y-A-I.4	Passo do Salsinho(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.24-V-A-II	Afonso Cláudio(1)
SF.24-V-A-III	Domingos Martins(1)
SF.24-V-A-V	Cachoeiro Itapemerim(1)
SE.24-Y-C-V	Baixo Guandu(1)
SE.24-Y-C-VI	Colatina(1)
SF.24-V-A-VI	Guarapari(1)
SD.22-Z-C-VI	Itaguaru(1)
SD.22-Z-D-IV	Jaraguá(1)
SD.22-Z-D-V	Pirenópolis(1)
SE.22-X-A-III	Itaberaí(1)
SE.22-X-A-VI	Nazário(1)
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 Bulhões(1)
SE.22-X-B-VI	Carafba(1)
SD.23-Y-D	Buritis(2)
SE.23-V-B	São Romão(2)
SB.22-Z-A	Serra dos Carajás(2)
SB.22-X-C	Rio Itacaiúnas(2)
SB.22-X-D	Marabá(2)
SB.23-V-A	Rio Cajuapará(2)
SB.22-Y-B	São Félix do Xingu(2)
SA.23-V-D	Turiaçu(2)
SA.23-Y-B	Pinheiro(2)
SA.23-Y-D	Santa Inês(2)
SB.23-V-B	Vitorino Freire(2)
SB.23-V-C	Imperatriz(2)
SA.23-X-C	Cururupu(2)
SA.23-Z-A	São Luís(2)
SA.23-Z-C	Itapecuru-Mirim(2)
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-III.1	Jundiaí(7)
SF.23-Y-C-II.4	Cabreúva(7)
SF.23 Y-C-IV.3	Santana do Parnaíba(7)
SF.23-Y-C-V.2	São Roque(7)
SF.23-Y-C-VI.1	Osasco(7)
SF.23-Y-C-V.4	Juquitiba(7)
SF.23-Y-C-VI.3	Imbu-Guaçu(7)
SF.23-V-A-II.2	Rio São Lourensinho(7)
SF.23-V-A-III.1	Itanhaem(7)
SF.23 Y-C-III.4	Guarulhos(7)
SF.23-Y-C-VI.2	São Paulo(7)
SF.23-Y-C-VI.4	Riacho Grande(7)
SF.23-V-A-III.2	Mangagua(7)
SF.23- -D-I.1	Piracaia(7)
SF.23-Y-D-I.2	Igarata(7)
SF.23-Y-D-I 4	Santa Isabel(7)
SF.23-Y-D-II.3	Jacareí(7)
SF.23-Y-D-V.1	Salesópolis(7)
SF.23-Y-D-IV.3	Santos(7)
SF.23-Y-D-IV.4	Bertioga(7)
SF.23 Y-D-I.3	Itaquaquecetuba(7)
SF.23-Y-D-IV.1	Suzano (Mauá)(7)
SF.23-Y-D-IV.2	Mogi das Cruzes(7)
SG.22-X-A.VI.4	Socavão(7)
SG.22-X-C-III.2	Três Córregos(7)
SG.22-X-C-III.4	Campo Largo(7)
SG.22-X-D-I.1	Rio Branco do Sul(7)
SG.22-X-B-IV.3	Cerro Azul(7)
SG.22-X-B-V.3	Epitácio Pessoa(7)
SG.22-X-C-III.1	Itaiacoca(7)
SG.22-X-D-I.4	Piraquara(7)
SG.22-X-C-III.3	Colônia Quero-Quero(7)
SG.22 X-D-IV.1	Araucária(7)
SG.22-X-D-I.2	Bocaiúva do Sul(7)
SG.22-X-D-I.3	Curitiba(7)
SG.22-X-D-II.1	Represa do Capivari(7)
SG.22-X-C-VI.1	Porto Amazonas(7)
SG.22-X-C-VI.2	Contenda(7)
SG.22 X-C-VI.4	Lapa(7)
SG.22-X-D-IV.2	São José do Pinhais(7)
SG.22-X-D-IV.3	Mandirituba(7)
SG.22-X-D-IV.4	Tijucas do Sul(7)
SG.22-X-B-IV.4	Tunas(7)
SG.22-X-D-II.3	Morretes(7)
SG.22-X-B-V.4	Barra do Turvo(7)
SG.22-X-D-V.1	Mundo Novo(7)
SG.22-X-D-V.3	Colônia Santos Andrade(7)
SG.22-X-D-II.2	Serra da Virgem Maria(7)

MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA

DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL

SANTA BRÍGIDA — SC.24-X-C-V

CONVENÇÕES METALOGENÉTICAS

CARACTERES DOS JAZIMENTOS

SUBSTÂNCIA MINERAL

- Cr – cromo
- tl – talco
- pi – pirita

QUIMISMO

Não-sublinhados: óxidos (Cr)

Sublinhados com traços: silicatos (tl)

ASSOCIAÇÃO MINERALÓGICA

Cr: cromita; serpentina

tl: talco; óxido de ferro

MORFOLOGIA

- irregular
- indeterminada
- estratiforme

TEXTURA

- disseminada
- maciça

CLASSE DO JAZIMENTO

- ligado a rocha básico-ultrabásica
- metamórfico-metassomático
- associado a seqüência sedimentar

DADOS ECONÔMICOS

TAMANHO: pequeno, médio, grande

SITUAÇÃO ATUAL: ativo, inativo, intermitente

mina, garimpo (lavra rudimentar), jazida

depósito

Exemplo: 4 Cr — ocorrência nº 4 de cromo sob a forma de cromita, associado a serpentina disseminada em rocha ultrabásica de forma indeterminada

INDÍCIOS INDIRETOS DE MINERALIZAÇÕES

INDÍCIOS GEOQUÍMICOS

Zonas Anômalas

Cr, Ni, Co — em concentrado de bateia para cromo (Cr), níquel (Ni), cobalto (Co).

Cu, Pb — em sedimento de corrente para cobre (Cu), chumbo (Pb), flúor (F).

Estações Anômalas (valores em ppm)

Cr > 5000 — em concentrado de bateia para cromo (Cr), níquel (Ni), cobalto (Co), estanho (Sn), barita (Ba), ouro visível (Au).

F 1150 — em sedimento de corrente para flúor (F), cobre (Cu), bário (Ba), estrôncio (Sr).

INDÍCIOS GEOFÍSICOS

Zonas Anômalas

300 - 2000 / 0.0016 ⇗ 40 — corpo magnético tabular com indicações da direção, mergulho, profundidade do topo e da base (em metros) e contraste de susceptibilidade magnética (e.m.u).

corpo magnético tabular, não modelado, subaflorante.

0.2200 / 0.0200 — corpo magnético, em forma de chaminé, de seção elíptica (ou circular), com indicações das profundidades do todo e da base (em metros) e, do contraste de susceptibilidade magnética (e.m.u.).

OUTROS INDÍCIOS

(e) zona de escarnitização; (e) escarnitização; (g) graisenização; (pi) piritização; (t) turmalinização

LITÓTIPOS ESPECIAIS

- leucagnaisitos, granitos a turmalina e/ou muscovita
- sienitos e hornblenda
- augengnaisitos gnáissicos e augengnaisses a biotita e granada
- metaultrabásicas e metabásicas
- metarritmitos e metaconglomerados milonitizados
- metavulcano-plutônicas ácidas a intermediárias
- quartzitos a magnetita
- anfibolitos e metabasitos
- metacarbonatos
- metarenitos a metaconglomerados, piritosos
- arcósias vermelhas e filitos, piritosos

ÁREAS MINERALIZADAS

PROVÁVEL: (I) relação entre jazimento e contexto geológico claramente definida; identificação de metalotectos comprovados provedwiz; presença de indícios diretos e indiretos de mineralizações.

POSSÍVEL: (III) contexto geológico favorável; identificação e/ou continuidade de metalotectos possíveis; ocorrência de indícios diretos de mineralizações e presença de indícios indiretos.

POTENCIAL: (V) contexto geológico favorável; presença de indícios indiretos de mineralização e ausência de indícios diretos.

ESPECIFICAÇÕES DAS ÁREAS MINERALIZADAS

ÁREA I – Presença de rolados de cromitito nas encostas do Serrote de Maranocó (2 ocorrências) e do Serrote do Bugi (2 ocorrências), e indícios de mineralização de talco em veios ou massas irregulares. As mineralizações estão ligadas a rochas ultramáficas, que fazem parte de uma suíte básico-ultrabásica diferenciada, tectonizada e hidrotermalmente alterada, intrusiva no Complexo Maranoó. Anomalia geoquímica para cromo-níquel-cobalto, em concentrado de bateia, confirma a potencialidade dos corpos máfico-ultramáficos. Anomalias geofísicas (aeromagnéticas) indicam dois corpos tabulares principais, onde um dos corpos modelados mergulha 40ºN e apresenta elevado contraste de susceptibilidade magnética (0,0040 e.m.u.). Área comprovadamente mineralizada em cromo e com potencialidade para metais do grupo da platina.

ÁREA II – Anomalias magnéticas modeladas indicam a existência de dois corpos principais em forma de chaminé, com alto contraste de susceptibilidade magnética (0,0030 e.m.u.), coincidentes com um enxame de corpos anfibolíticos mapeados. Indícios de anomalias geoquímicas pontuais para cobre e cromo, ao redor da área, sugerem potencialidade de mineralizações para esses metais.

ÁREA III – Anomalia geoquímica de cromo e níquel, em concentrado de bateia, relacionada a um corpo básico-ultrabásico (mub) diferenciado, intrusivo na Unidade Belém, do Complexo Maranoó. Rochas retrometamorfizadas para a facies xisto-verde, com os termos ultramáficos transformados em serpentinitos e clorititos, com presença, ou não, de talco e termos máficos, clorititizados e epidotizados. Fraca assinatura magnética do corpo básico-ultrabásico. Potencialidade para mineralizações de cromo ± níquel ± metais do grupo da platina.

ÁREA IV – Continuidade litológica/estrutural da área mineralizada a cobre-pirita, da folha Jeremoabo, associada à Unidade Belém, do Complexo Maranoó, onde ocorrem pirita disseminada em metarenitos e metaconglomerados e malaquita impregnando planos de clivagem de filitos, além de barita identificada em concentrado de bateia. A associação cobre-pirita-barita, indicativa de ambiência vulcanogênica, e a reduzida participação de rochas tipicamente vulcânicas, na Unidade Belém são pressupostos para interpretação de um ambiente mais distal, que proximal, em relação aos centros vulcânicos e, com potencialidade para mineralizações disseminadas de pirita ± Cu ± Au ± Ag ± Pb ± Zn, embora, na área em questão, não exista nenhuma evidência de mineralizações.

ÁREAS V e VI – Anomalia geoquímica para flúor, em sedimento de corrente, onde estão inseridas várias estações com anomalias pontuais para flúor (área V) e para flúor, bário e estrôncio (área VI). A zona anômala circunscreve um corpo sienítico da suíte alcalina, pós-tectônica, dos granitóides tipo Serra do Catu, e as estações anômalas distribuem-se ao longo, ou na proximidade, de zonas de fraturas e/ou falhas que atravessam, longitudinalmente, as rochas sieníticas, segundo a direção NE. Analogia com as mineralizações em vênulas e veios, de até 20cm de espessura, de fluorita ± calcita ± calcopirita ± bornita ± pirita ± galena, que ocorrem encaixadas em rochas quartzo-monzoníticas a sieníticas, proximamente da mesma suíte plutônica, reconhecida fora da área, na Fazenda Mingo, no município de Porto da Folha, no estado de Sergipe, dentro do domínio da Faixa de Dobramentos Sergipana. Potencialidades para mineralizações filonianas de fluorita e barita.

ÁREA VII – Anomalias geoquímicas de chumbo e cobre, em sedimentos de corrente, circunscrevendo uma grande área onde predominam leucogranitos (tgr) e turmalina-granitos (tgp) pós-tectônicos, que fazem parte dos granitóides tipo Xingó. Englobam megaenxames de migmatitos (mig), granodioritos (γgd), metacarbonatos (mca) e anfibolitos (af). Alinhamentos de corpos magnetíticos tabulares inseridos-se na área potencialmente mineralizada, um deles com um contraste de susceptibilidade magnética muito elevada (0,0070 e.m.u.). Zonas de fraturas e/ou falhas de direção NE atravessam longitudinalmente a área, balizando as anomalias geoquímicas. São comuns, na área, processos de escamitização envolvendo as rochas metacarbonáticas, turmalinização e graisenização fissural nos corpos de turmalina-granitos, muscovitização e cortejo de apliogranulitos. Os granitóides tipo Xingó são metaluminosos,apresentando-se altamente enriquecidos em chumbo. Estudos de detalhe metalogenético-traço revelam características de granitos especializados. Potencialidade, na área, para mineralizações filonianas e "skarns" ± Pb ± Cu ± W ± Mo ± Fe.

LISTAGEM DOS JAZIMENTOS MINERAIS

Nº DE REFERÊNCIA	SUBSTÂNCIA	LOCAL	ROCHA ENCAIXANTE E/OU HOSPEDEIRA
01	cromo	Maranoó	Peridotito serpentinizado (rolados)
02	cromo	Maranoó	Peridotito serpentinizado (rolados)
03	cromo	Morro do Bugi	Peridotito serpentinizado (rolados)
04	cromo	Peridotito serpentinizado (rolados)	
05	talco	Serpentinitos	
06	pirita	Folhelho betuminoso e siltitos	

As informações relativas à Folha Santa Brígida formam um conjunto constituído por:

Carta Geológica, escala 1:100.000
Carta Metalogenética, escala 1:100.000
Texto Explicativo
Mapas de Serviço, escala 1:100.000
Mapas de caminhamento e amostragem
Mapas geoquímicos
Mapas geofísicos

Arquivos Magnéticos: Fichas de descrição de afloramentos; Fichas de ocorrências minerais; Fichas de análises petrográficas; Boletins de análises químicas; Boletins de análises geoquímicas; Mapas digitalizados

Arquivos em microfichas, Sistema COM

Informações sobre aquisição ou consulta destes documentos poderão ser obtidas na Divisão de Geologia e Mineralogia - DGM, do DNPM, ou na Superintendência de Recursos Minerais - SUREMI, da CPRM.

PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL

CARTA METALOGENÉTICA/PREVISIONAL

FOLHA SANTA BRÍGIDA

ESCALA 1:100.000

2km 0 2 4 6km

PROJEÇÃO TRANSVERSA DE MERCATOR

1988

Mapa produzido por tecnologia digital. Os dados digitais estão disponíveis, em arquivos magnéticos, no Serviço de Processamento de Dados - SEPRO da CPRM.
Base cartográfica gerada a partir da digitalização da Folha SC.24-X-C-V, Santa Brígida, escala 1:100.000, 1ª ed., Diretoria do Serviço Geográfico - DSG, 1985. A atualização foi executada durante as etapas de campo, pela equipe responsável pelo mapeamento geológico.
Preparação dos manuscritos da base e do tema, na Superintendência Regional de Salvador da CPRM, sob a coordenação de Evaldo Carvalhal Brito.
O tratamento e o processamento digital da base e dos elementos do tema foram implementados pelo Sistema de Cartografia Digital - SCD - da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM, sob a coordenação geral de Mario O. Fraenkel, coordenação técnica de Carlos A. G. da Vinha, controle e manutenção de Gilberto Da Vinha e João Batista V. Dias Júnior.
O tratamento cartográfico dos elementos da base e dos temas foi executado pelo Centro de Cartografia - CECAR da CPRM, sob coordenação geral de Milton Brand Baptista, Regina C. G. Arnesto e Henrique A. Lapach. O planejamento cartográfico para impressão foi realizado por Célio Lima de Macedo.
Programação visual das legendas realizada pelo Serviço de Edições Técnicas - SETEC da CPRM, sob a coordenação de Jurema Ferreira da Silva.
Digitalização da base e dos temas executada pela COMPLASA, Computação e Planejamento S/A.
Declinação magnética do centro da Folha, em fevereiro de 1988: 22°22'27"W. Cresce 3'30" anualmente.

LOCALIZAÇÃO DA FOLHA

ARTICULAÇÃO DA FOLHA

SALGADO DO MELÃO SC.24-X-C-I	PAULO AFONSO SC.24-X-C-II	DELMIRO GOUVEIA SC.24-X-C-III	
CANCHÉ SC.24-X-C-IV	SANTA BRÍGIDA SC.24-X-C-V	PIRANHAS SC.24-X-C-VI	
TABULEIRO SC.24-Z-A-I	JEREMOABO SC.24-Z-A-II	CAIBURA SC.24-Z-A-III	

38°30' 38°00' 37°30' — 09°30' 10°00' 10°30'

CPRM

O Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB, vem sendo executado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM, para o Departamento Nacional da Produção Mineral - DNPM, desde setembro de 1985.
Coordenação Geral do PLGB: Valter José Marques
Coordenação na Superintendência Regional de Salvador: João Dalton de Souza
Coordenação Geral de Metalogenia: Inácio de Medeiros Delgado
Técnicos responsáveis por esta Folha:
Metalogenia: Inácio de Medeiros Delgado
Geoquímica: Lêo Rodrigues Teixeira
Geofísica: Antonio Carlos Motta, Raimundo A. A. Dias Gomes e Mário Meteio
Cadastramento Mineral: Rômulo Alves Leal
Para a realização desta tema foi utilizado, como base, o mapa geológico da Folha Santa Brígida.

DIVISÃO EM DOMÍNIOS REGIONAIS

1 – BACIA DE TUCANO (CENTRAL E NORTE)
- Área de Caritá
- Área de Santa Brígida
- Área da Serra do Relógio

2 – FAIXA DE DOBRAMENTOS SERGIPANA
- Domínio Vaza-Barris
- Domínio Macururé
- Domínio Canindé-Marancó

FANEROZÓICO

QUATERNÁRIO — HOLOCÊNICO — Qel: Coberturas aluvionares arenosas e areno-argilosas; Qtl: Depósitos de tálus, de areias e cascalhos

BACIA DE TUCANO NORTE

	ÁREA DE CARITÁ	ÁREA DE STA. BRÍGIDA	ÁREA DA SA. DO RETIRO
SUPERIOR/NEOCRETÁCEO	ESTÁGIO PÓS-"RIFT"	Fm. Marizal	Fm. Marizal
INFERIOR/NEOCOMIANO	ESTÁGIO "RIFT"	Gr. Ilhas / Fm. Candeias	Gr. Ilhas / Fm. Candeias
JURÁSSICO/DOGGER-MALM	ESTÁGIO PRÉ-"RIFT"	Fm. Sergi / Fm. Aliança	Fm. Sergi / Fm. Aliança
PERMIANO	SINÉCLISE	Fm. Sta. Brígida	Fm. Sta. Brígida
CARBONÍFERO		Fm. Curituba	
SILURO-DEVONIANO		Fm. Tacaratu	Fm. Tacaratu

RELAÇÃO ENTRE AS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

Contato transicional

Discordância

LITÓTIPOS/AMBIÊNCIA/METALOGENIA

Km – Formação Marizal	Conglomerados, arenitos e folhelhos subordinados. Ambientes de leques aluvionais e de bacia. Potencialidade para mineralizações de sulfetos, evaporitos, barita e enxofre.
Kis – Grupo Ilhas	Ritmitos (arenitos) e folhelhos, de ambiente de frente deltaica. Potencialidade a mineralizações de sulfetos nas lulhas líticas.
Kc – Formação Candeias	Folhelhos oxoníticos, de ambiente de prodelta, e geradores de hidrocarbonetos.
Js – Formação Sergi	Arenitos seixosos e quartzo-arenitos, de sistemas fluvial e eólico, sendo reservatório de hidrocarbonetos. Potencialidade para mineralizações de U, V e Cu.
Ja – Formação Aliança	Folhelhos e arenitos "red beds" de ambiente lacustre.
Psb – Formação Santa Brígida	Arenitos e folhelhos (tempestitos), carbonatos silicificados (mareitos), arenitos, siltitos e "red beds" (eolianitos). Ambiente de plataforma terrígena rasa com marés e tempestades em sistema deltrítico atuyado. Potencialidade para mineralizações de fosfato, evaporitos e Cu, Pb, Zn e Ag.
Cc – Formação Curituba	Arenitos, folhelhos, turbiditos e diamictitos. Sistema fluvial lacustrino com alguma influência glaciogênica distal.
SDt – Formação Tacaratu	Conglomerados e arenitos seixosos. Sistema de leques aluviais e fluvial "trasided", constituindo pláceres fevoráveis a concentrações de Au. Potencialidade também para mineralizações de urânio em arenitos.

FAIXA DE DOBRAMENTOS SERGIPANA

PROTEROZÓICO NÃO-DIVIDIDO
Ciclo Tectono-Magmático Brasiliano

DOMÍNIO CANINDÉ-MARANCÓ

Plutonismo pós-tectônico
Granitóides tipo Xingó: γ4tgr, af, mca
Granitóides tipo Serra do Catu: mca, σsn

Plutonismo tardi a pós-tectônico
Granitóides tipo Sítios Novos: γ3gdp, γ3gd, af

Plutonismo sintectônico
Granitóides tipo Serra Negra: γ2agr, γ2agn

CINTURÃO METAVULCANO-SEDIMENTAR

Complexo Maranoó: af, mb, Pmbmva, Pmbmub, Pmbcgm, qt, mv, Pbemst, mca, Pbeard, Pmbmub, Pbemrt, Pmzfma

CINTURÃO METAVULCÂNICO-PLUTÔNICO

Complexo Canindé: mca, Pmg, Pgt, mca, Pmu, qt

Pmiig

LITÓTIPOS/AMBIÊNCIA/DEFORMAÇÃO E METAMORFISMO/METALOGENIA

DOMÍNIO CANINDÉ-MARANCÓ

γ4 – Granitóides tipo Xingó	Turmalina-muscovita-granitos, por vezes com granada, e xenólitos de mármores, tgr: muscovita-granitos, leucogranitos de composições diversas tipicita-granitos subordinados, tgr, com megaenxélitos de migmatitos; metacarbonatos, mca e anfibolitos, af. Potencialidade para mineralizações de Pb ± Cu± W ± Mo.
σ – Granitóides tipo Serra do Catu	Sienitos predominantes, quartzo-sienitos, ex, com xenólitos de metabasitos, mb e metacarbonatos, mca. Potencialidade para mineralizações de F + Ba.
γ3 – Granitóides tipo Sítios Novos	Granodioritos pórfiros, gdp e biotita-hornblenda-granodioritos, biotita-granodioritos e quartzo-monzodioritos, gd, com xenólitos de anfibolitos, af.
γ2 – Granitóides tipo Serra Negra	Augengnaissitos gnáissicos de composição quartzo-monzonítica, agr e augengnaisses, agn.
Pmbmub – Unidade Mimuim	Metamitritos finos, miloníticos, anfibolitos, af; riolitos, rl; leptitos e metaultramáficas, afetados por três deformações superpostas. Facies anfibolito. Anomalias magnéticas relacionadas a corpos máfico-ultramáficos.
Pmbmub – Unidade Morro do Bugi	Metabasitos serpentinizados, mub; metavulcânicas ácidas a intermediárias, mva; metacarbonatos, mca; metabasitos e metamitritos subordinados, mb e metaconglomerados miloniticados, cgm. Três deformações só localmente observadas. Facies xisto-verde a anfibolito. Ocorrências de Cr e valores anômalos de Pt associados aos serpentinitos. Mineralizações de cromita e talco e potencialidades para Pt.
Pmbmva – Unidade Monte Alegre	Metamitritos predominantes, com metavulcânicas ácidas a intermediárias estratificadas subordinadas, mvc; diques e "sills" de plutonitos básicos, mb; lentes de quartzitos, qt e de metacarbonatos, mca. Três fases de deformação, nem sempre extensivas. Facies xisto-verde a anfibolito.
Pbe – Unidade Belém	Metacarbonatos, mca; metarenitos, ardósias, metassiltitos e quartzitos conglomeráticos piritosos metarritmitos, mrt; ardósias vermelhas e filitos, arcl; metarenitos e metaconglomerados, ma; metabasitos, serpentinitos e clorititos, mub; metarenitos finos e metassiltitos, mat; metabasitos, mb; e metavulcânicas intermediárias, mv. Três fases de deformação. Facies xisto-verde a anfibolito. Potencialidade para mineralizações de Cr ± Ni ± Pt ± e Cu ± Ag ± Pb ± Zn.
Pmz – Unidade Monte Azul	Filitos, metassiltitos e metarenitos finos intertamindos (metarritmitos), fma. Três fases de deformação. Facies xisto-verde a anfibolito.
Pmg – Unidade Novo Gosto	Anfibolitos predominantes, rochas calcissilicáticas, filitos grafitosos, quartzitos, metacherts, e metacarbonatos, mca, afetados por duas deformações e localmente por uma terceira. Freqüentes cisalhamentos transcorrentes sinistrais. Facies anfibolito.
Pgt – Unidade Garrote	Leptitos predominantes, em parte orbodeiríticos (granitóides colocados durante a primeira deformação mgtossal e dobrados pela segunda). Facies anfibolito.
Pmu – Unidade Mulungu	Leptitos, anfibolitos, quartzitos, qt; metacarbonatos, mca e metaultramáficas básicíficadas. Cisalhamentos extensivos. Duas deformações superpostas nem sempre presentes; retrometamorfizados localmente para a facies xisto-verde.
Pmig – Migmatitos de Poço Redondo	Migmatitos com estruturas "schlieren" e estromática dobrada, com paleossoma rico em biotita e presença de enclaves de biotita-gnaisse. Três fases de deformação. Facies anfibolito alto.

- Contato definido
- Contato aproximado
- Contato transicional
- Acamamento com mergulho indicado
- Acamamento com mergulho medido
- Foliação indiscriminada com mergulho medido
- Foliação indiscriminada vertical
- Foliação milonítica com mergulho medido
- Foliação milonítica com mergulho indicado
- Foliação milonítica vertical
- Lineação ß com caimento medido
- Lineação de estiramento com caimento medido
- Lineação mineral
- Lineação mineral com caimento medido
- Sinclinal
- Minidobras sindéticas
- Falha indiscriminada
- Falha extensional: hachuras indicam o bloco baixo
- Fratura
- Falha e fratura encobertas
- Zona de cisalhamento indiscriminada
- Zona de cisalhamento transcorrente sinistral
- Zona de cisalhamento transcorrente dextral
- Lineamentos estruturais: traços de S_0 e/ou S_1
- Lineamentos estruturais: traços de S_2
- Veio de quarzo

CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

- Sede municipal (cidade)
- Sede distrital (vila) e povoado
- Fazenda
- Estrada pavimentada
- Estrada não-pavimentada, de tráfego permanente
- Estrada de tráfego periódico
- Curso de água permanente
- Curso de água periódico
- Lagoa
- Águas contidas: barragem, represa, açude
- Vértice de primeira ordem
- Limite internacional
- Reserva ecológica

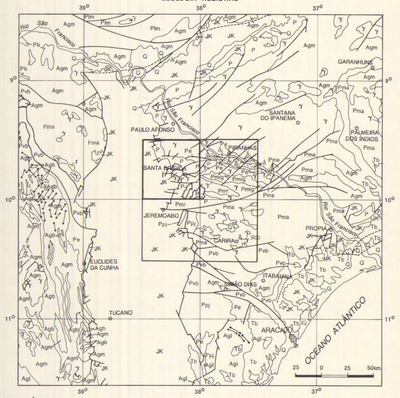
Impresso por AEROFOTO CRUZEIRO S.A.

MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA
DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL

SANTA BRÍGIDA

SC.24-X-C-V

GEOLOGIA REGIONAL



QUATERNÁRIO

Q — Coberturas aluvionares, eluvionares e praiais.

TERCIÁRIO

Tb — *Grupo Barreiras*: arenitos, conglomerados e intercalações argilosas.

JURO-CRETÁCEO

JK — Arenitos, folhelhos, calcários e conglomerados das fases pré-"rift" (Grupo Brotas), "rift" (grupos Santo Amaro, Ilhas e Massacará) e pós-"rift" (Formação Marizal) da Bacia de Tucano–Jatobá; sedimentos equivalentes dos estágios pré-"rift" (Grupo Baixo São Francisco, Subgrupo Igreja Nova), "rift" (Grupo Baixo São Francisco, Subgrupo Coruripe) e pós-"rift" (Grupo Sergipe) da Bacia Sergipe–Alagoas.

PALEOZÓICO

P — Arenitos, folhelhos, calcários e conglomerados de bacias intracratônicas paleozóicas: formações Santa Brígida, Curituba, Inajá e Tacaratu (Bacia de Tucano–Jatobá) e formações Batinga e Aracaré (Grupo Baixo São Francisco, Subgrupo Igreja Nova), da Bacia Sergipe–Alagoas.

PROTEROZÓICO

PZs — *Formações Palmares e Jua*

PYc — *Grupo Estância*

PYb — *Grupos Miaba e Vaza-Barris*

PYma — *Grupo Macururé*

PYca — *Complexo Canindé*

δ — *Suíte Intrusiva Canindé*

PYmr — *Complexo Marancó*

PYmig — Migmatitos

Vulcanismos Uauá e Araué

PROTEROZÓICO INFERIOR

PIi — *Grupo Ibó*

PIm — *Complexo Monteiro*

ARQUEANO

Agn — *Greenstone belt de Sierinha e Grupo Capim*

Agl — *Complexo Granulítico*

Agm — *Complexo Gnáissico–Granítico–Migmatítico*

γ — Granitóides de posicionamentos diversos

LITOLOGIAS

PZs – Metaconglomerados, metagrauvacas e metarcóseos.

Pe – Metarenitos, metassiltitos, metargilitos e metacarbonatos.

PYb – Quartzitos, metacarbonatos, metagrauvacas seixosas e filitos.

PYma – Micaxistos granatíferos, metarritmitos, quartzitos, metacarbonatos, metagrauvacas e metavulcânicas.

PYca – Anfibolitos, lepititos, metacarbonatos, metaultrabásicas, quartzitos, metadiabásios e metabasaltos.

PYmr – Metagrauvacas, metarritmitos, quartzitos, metaconglomerados, metaultrabásicas, lepititos, metacarbonatos e metavulcânicas ácidas a intermediárias.

PYmig – Migmatitos diversos.

PYi – Metacórsios, paragnaisses, micaxistos, anfibolitos, calcissilicáticas, quartzitos e metaultramáficas.

PYm – Gnaisses, xistos, migmatitos, anfibolitos, rochas metamáficas e metaultramáficas, quartzitos e calcissilicáticas.

Agb – Rochas metabásicas, metaultrabásicas, metavulcânicas ácidas, calcissilicáticas, metacherts, xistos grafitosos, gnaisses, metassedimentos químicos, filitos e rochas plutônicas básicas.

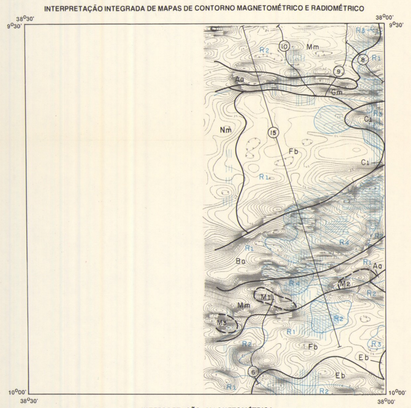
Agl – Granulitos, charnockitos e gnaisses.

Agm – Gnaisses, granitóides e migmatitos.

δ – Corpo diferenciado de rochas gabróicas.

γ – Rochas granitóides ácidas, intermediárias e alcalinas.

INTERPRETAÇÃO INTEGRADA DE MAPAS DE CONTORNO MAGNETOMÉTRICO E RADIOMÉTRICO



INTERPRETAÇÃO MAGNETOMÉTRICA

(Ag) Unidade magnética com indicação de relevo (a) (M1) Subunidade magnética

Relevo (amplitude) das unidades magnéticas: a – alta (200 – 500 nT); m – média (100 - 200 nT); b – baixa (50 – 100 nT)

INTERPRETAÇÃO RADIOMÉTRICA

CANAL DE CONTAGEM TOTAL

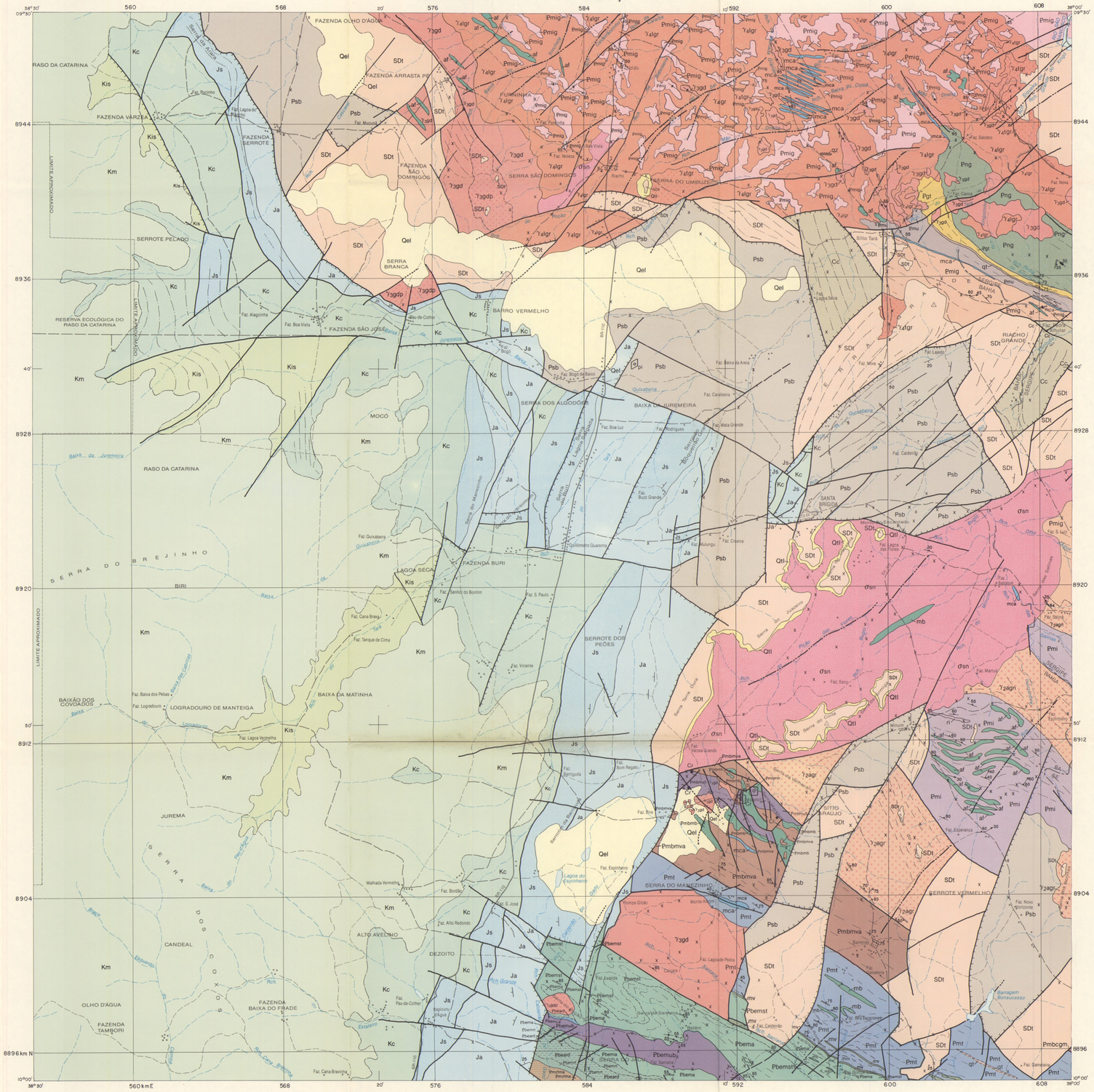
R4 (500 – 1000 cps)
R3 (400 – 700 cps)
R2 (200 a 500 cps)
R1 (< 200 cps)

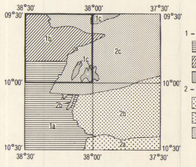
CANAIS GAMAESPECTROMÉTRICOS

Canal de potássio K: entre 75 e 100 cps
Canal de potássio K: > 100 cps
Canal de urânio U > 60 cps
Canal de tório Th > 40 cps

Curvas de intensidade magnética total
Baixo magnético
Limite das unidades do canal de contagem total
Perfil geofísico

Fonte: Mapa de Contorno da Intensidade do Campo Magnético Terrestre, obtido a partir do reprocessamento dos dados originais do PROJETO AERO-GEOFÍSICO BAIXO SÃO FRANCISCO. Convênio DNPM/CPRM/ENCAL, 1978
Autores: Geofísico Antonio Carlos Motta e Márcio José Mineiro.





CONDIÇÃO GEOTECTÔNICA

Qel — Coberturas eluvionares arenosas e areno-argilosas

Qtl — Depósitos de tálus, de areias e cascalhos

BACIA DE TUCANO NORTE

	ÁREA DE CARITÁ	ÁREA DE STA. BRÍGIDA	ÁREA DA SA. DO RETIRO
ESTÁGIO PÓS-"RIFT"	Fm. Marizal	Fm. Marizal	
ESTÁGIO "RIFT"	Gr. Ilhas — Fm. Candeias	Gr. Ilhas — Fm. Candeias	
ESTÁGIO PRÉ-"RIFT"	Fm. Sergi / Fm. Aliança	Fm. Sergi / Fm. Aliança	
SINÉCLISE		Fm. Sta. Brígida	Fm. Sta. Brígida
		Fm. Curituba	
		Fm. Tacaratu	Fm. Tacaratu

RELAÇÃO ENTRE AS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

Contato transicional

Discordância

LITÓTIPOS/AMBIÊNCIA/METALOGENIA

Km – Formação Marizal	Conglomerados, arenitos e folhelhos subordinados. Ambientes de leques aluvionais e de bacia. Potencialidade para mineralizações de sulfetos, evaporitos, barita e enxofre.
Kis – Grupo Ilhas	Ritmitos (arenitos) e folhelhos, de ambiente de frente deltaica. Potencialidade a mineralizações de sulfetos nas folhas litóricas.
Kc – Formação Candeias	Folhelhos euxínicos, de ambiente de prodelta, e geradores de hidrocarbonetos.
Js – Formação Sergi	Arenitos seixosos e quartzo-arenitos, de sistemas fluvial e eólico, sendo reservatório de hidrocarbonetos. Potencialidade para mineralizações de U, V e Cu.
Ja – Formação Aliança	Folhelhos e arenitos "red beds" de ambiente lacustre.
Psb – Formação Santa Brígida	Arenitos e folhelhos (tempestitos), carbonatos siliciclásticos (marnitos), arenitos, siltitos e "red beds" (eolianitos). Ambiente de plataforma terrígena rasa com marés e tempestades em sistema deltaítico atrogado. Potencialidade para mineralizações de fosfato, evaporitos e Cu, Pb, Zn e Ag.
Cc – Formação Curituba	Arenitos, folhelhos, turbiditos e diamictitos. Sistema fluvial lacustrino com alguma influência glaciogênica distal.
SDt – Formação Tacaratu	Conglomerados e arenitos seixosos. Sistema de leques aluviais e fluvial "braided", constituindo paleores favoráveis a concentrações de Au. Potencialidade também para mineralizações de urânio em arenitos.

FAIXA DE DOBRAMENTOS SERGIPANA

PROTEROZÓICO NÃO-DIVIDIDO
Ciclo Tectono-Magmático Brasiliano

DOMÍNIO CANINDÉ-MARANCÓ

Plutonismo pós-tectônico
Granitóides tipo Xingó — γ4grr, γ4gr, af, mca
Granitóides tipo Serra do Catu — mca, σsn

Plutonismo tardi a pós-tectônico
Granitóides tipo Sítios Novos — γ3gpfo, γ3gdr

Plutonismo sintectônico
Granitóides tipo Serra Negra — γ2agr, γ2agn

CINTURÃO METAVULCANO-SEDIMENTAR

Complexo Marancó — af, Pmri, ri, mb, Pmbmva, Pmbmug, Pmbcg, Pmbcgm, mv, Pbemrst, Pbeard, Pbemrnt, Pmzfma

CINTURÃO METAVULCÂNICO-PLUTÔNICO

Complexo Canindé — Pmig, Pmv, Pgt, mca, qt

Pmig

LITÓTIPOS/AMBIÊNCIA/DEFORMAÇÃO E METAMORFISMO/METALOGENIA

DOMÍNIO CANINDÉ-MARANCÓ

γ4 – Granitóides tipo Xingó	Turmalina-muscovita-granitos, por vezes com granada, e xenólitos de mármore; kgr. muscovita-granitos, leucocrapeitos de composições diversas biotita-granitos subordinados, kgr. com megaenclitos de migmatitos; metacarbonatos, mca e anfibolitos, af. Potencialidade para mineralizações de Pb, ± Cu±, W, ± Mo.
σ – Granitóides tipo Serra do Catu	Sienitos predominantes, quartzo-sienitos, sn, com xenólitos de metabasitos, mb e metacarbonatos, mca. Potencialidade para mineralizações de F + Ba.
γ3 – Granitóides tipo Sítios Novos	Granodioritos pórfiros, gdp e biotita-hornblenda-granodioritos, biotita-granisolitos e quartzo-monzodioritos, gd, com xenólitos de anfibolitos, af.
γ2 – Granitóides tipo Serra Negra	Augengranitóides gnáissicos de composição quartzo-monzonítica, agr e augengnaisses, agn.
Pmi – Unidade Miruim	Metamitritos finos, micaxistos, anfibolitos, af, riolitos, ri, lepititos e metaultramáficas, afetados por três deformações superpostas. Facies anfibolito. Anomalias magnéticas relacionadas a corpos máfico-ultramáficos.
Pmbu – Unidade Morro do Bugi	Metaultrabásicas serpentinizadas, mub; metavulcânicas ácidas a intermediárias, mva; metacarbonatos, mca; metabasitos e metarritmitos subordinados, mb) e metaconglomerados miloníticos, cgm. Três deformações só localmente observadas. Facies xistoverde a anfibolito. Ocorrências de Cr e valores anômalos de Pt associados aos serpentinitos. Mineralizações de cromita e talco e potencialidades para Pt.
Pmt – Unidade Monte Alegre	Metarritmitos predominantes, com metavulcânicas ácidas a intermediárias vitrificadas subordinadas, mv; diques e "sills" de plutonitos básicos, mb; lentes de quartzitos, qt e de metacarbonatos, mca. Três fases de deformação, nem sempre extensivas. Facies xisto-verde a anfibolito.
Pbe – Unidade Belém	Metacarbonatos, mca; metarenitos, ar/bsilas, metassiltitos e quartzitos conglomeráticos pirítosos metarritmitos, mrt; ardósias vermelhas e filitos, amt; metarenitos e metaconglomerados, ma; metabasitos, serpentinitos e clorititos, mub; metarenitos finos r metassiltitos, mrat; metabasitos, mb; e metavulcânicas intermediárias, mv. Três fases de deformação. Facies xisto-verde a anfibolito. Potencialidade para mineralizações de Cr ± Ni ± Pt ± e Cu ± Ag ± Pb ± Zn.
Pmz – Unidade Monte Azul	Filitos, metassiltitos e metarenitos finos interlaminados (metarritmitos), fma. Três fases de deformação. Facies xisto-verde a anfibolito.
Pmg – Unidade Novo Gosto	Anfibolitos predominantes, rochas calcissilicáticas, filitos grafitosos, quartzitos metacherts, e metacarbonatos, mca, afetados por duas deformações e localmente por uma terceira. Freqüentes cisalhamentos transcorrentes sinistrais. Facies anfibolito.
Pgt – Unidade Garrote	Lepititos predominantes, em parte cinzelerianos (granitóides colocados durante a primeira deformação regional e dobrados pela segunda). Facies anfibolito.
Pmu – Unidade Mulungu	Lepititos, anfibolitos, quartzitos, qt, metacarbonatos, mca e metaultramáficas sinclinadas. Cisalhamentos extensivos. Duas deformações superpostas nem sempre presentes; retrometamorfizados localmente para a facies xisto-verde.
Pmig – Migmatitos de Poço Redondo	Migmatitos com estruturas "schlieren" e estromática dobrada, com paleossoma rico em biotita e presença de enclaves de biotita-gnaisse. Três fases de deformação. Facies anfibolito alto.

Contato definido
Contato aproximado
Contato transicional
Acamamento com mergulho indicado
60 Acamamento com mergulho medido
70 Foliação indiscriminada com mergulho medido
Foliação indiscriminada vertical
65 Foliação milonítica com mergulho medido
Foliação milonítica com mergulho indicado
Foliação milonítica vertical
70 Lineação B com caimento medido
50 Lineação de estiramento com caimento medido

Lineação mineral
30 Lineação mineral com caimento medido
Sinclinal
55 Minidobras simétricas
Falha indiscriminada
Falha extensional: hachuras indicam o bloco baixo
Fratura
Falha e fratura encobertas
Zona de cisalhamento indiscriminada
Zona de cisalhamento transcorrente sinistral

Zona de cisalhamento transcorrente destral
Lineamentos estruturais: traços de S_0 e/ou S_1
Lineamentos estruturais: traços de S_2
Veio de quarto
x Afloramento descrito
Indício mineral sem forma definida
Ocorrência mineral
Cr, pl, ti Cromo, pirita, talco

Sede municipal (cidade)
Sede distrital (vila) e povoado
Fazenda
Estrada pavimentada

CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

Estrada não-pavimentada, de tráfego permanente
Estrada de tráfego periódico
Curso de água permanente
Curso de água periódico

Lagoa
Águas contidas: barragem, represa, açude
Vértice de primeira ordem
Limite interestadual
Reserva ecológica

Preparo para impressão ⟨⟩ Geocarta S.A.
Impresso por AEROFOTO CRUZEIRO S.A.

As informações relativas à Folha Santa Brígida formam um conjunto constituído por:

Carta Geológica, escala 1:100.000
Carta Metalogenética, escala 1:100.000
Texto Explicativo
Mapas de Serviço, escala 1:100.000
Mapas de caminhamento e amostragem
Mapas geoquímicos
Mapas geofísicos

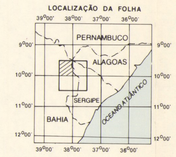
Arquivos Magnéticos: Fichas de descrição de afloramentos; Fichas de ocorrências minerais; Fichas de análises petrográficas; Boletins de análises químicas; Boletins de análises geoquímicas; Mapas digitalizados

Arquivos em microfichas, Sistema COM

Informações sobre aquisição ou consulta destes documentos poderão ser obtidas na Divisão de Geologia e Mineralogia - DGM, do DNPM, ou na Superintendência de Recursos Minerais - SUREMI, da CPRM.

Mapa produzido por tecnologia digital. Os dados digitais estão disponíveis, em arquivos magnéticos, no Serviço de Processamento de Dados - SEPRO da CPRM.
Base cartográfica gerada a partir da digitalização da Folha SC.24-X-C-V, Santa Brígida, escala 1:100.000, 1ª ed., Divisão de Serviço Geográfico - DSG, 1985. A atualização foi executada durante as etapas de campo, pela equipe responsável pelo mapeamento geológico.
Preparação dos manuscritos da base e do tema, na Superintendência Regional de Salvador da CPRM, sob a coordenação de Euvaldo Carvalhal Brito.
O tratamento e o processamento digital da base e dos elementos do tema foram implementados pelo Sistema de Cartografia Digital - SCD - da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM, sob a coordenação geral de Marco D. Fraenkel, coordenação técnica de Carlos A. G. da Vinha, controle e manutenção de Gilberto Da Vinha e João Batista V. Dias Júnior.
O tratamento cartográfico dos elementos da base e dos temas foi executado pelo Centro de Cartografia - CECAR da CPRM, sob coordenação geral de Milton Brand Baptista, Regina C. G. Amesio e Henrique A. Lepsch. O planejamento cartográfico para impressão foi realizado por Célio Lima de Macedo.
Programação visual das legendas realizada pelo Serviço de Edições Técnicas - SETEC da CPRM, sob a coordenação de Juvenna Ferreira da Silva.
Digitalização da base e dos temas executada pela COMPLASA, Computação e Planejamento S/A.
Declinação magnética do centro da Folha, em fevereiro de 1988: 22°22'27"W. Cresce 3'30" anualmente.

LOCALIZAÇÃO DA FOLHA



PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL

CARTA GEOLÓGICA
FOLHA SANTA BRÍGIDA

ESCALA 1:100.000

2km 0 2 4 6km

PROJEÇÃO TRANSVERSA DE MERCATOR

1988

ARTICULAÇÃO DA FOLHA

SALGADO DO MELÃO SC.24-X-C-I	PAULO AFONSO SC.24-X-C-II	DELMIRO GOUVEIA SC.24-X-C-III
CANCHÉ SC.24-X-C-IV	SANTA BRÍGIDA SC.24-X-C-V	PIRANHAS SC.24-X-C-VI
TABULEIRO SC.24-Z-A-I	JEREMOABO SC.24-Z-A-II	CARIRA SC.24-Z-A-III

CPRM

O Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB, sob a coordenação geral de Valter José Marques, vem sendo executado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM, para o Departamento Nacional da Produção Mineral - DNPM, desde setembro de 1985.
Esta folha do PLGB foi executada pela Superintendência Regional de Salvador, tendo sido concluída em fevereiro de 1988.
Responsáveis Técnicos: Nelson R. de Menezes Filho, Rômulo Alves Leal e Pedro de A. Braz Filho
Supervisor: Reginaldo Alves dos Santos
Coordenador Regional: João Dalton de Souza
As informações cartográficas e demais dados gerados e u^tilizados para a execução deste documento estão disponíveis em meios convencionais e magnéticos, no Sistema de Cartografia Digital - SCD e no Sistema 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.