MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA

DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL

CONVÊNIO DNPM-CPRM

PROJETO BAIXO S. FRANCISCO/VAZA-BARRIS

GEOLOGIA DA GEOSSINCLINAL SERGIPANA

E DO SEU EMBASAMENTO

VOLUME I

PHL J3746 I-96

681-S V.

Nº de Ex: 19 Nº: 1

OSTENSIVO

Marinho A. da Silva Filho

Luiz Fernando Costa Bomfim

Reginaldo Alves dos Santos

Rômulo Alves Leal

Antonio Carlos Santana

Pedro de Alcântara B. Filho

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS

SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE SALVADOR

1977

PROJETO BAIXO S. FRANCISCO/VAZA-BARRIS

Supervisão técnica	*Juracy de Freitas Mascarenhas*
Chefe do projeto	*Marinho A. da Silva Filho*
Equipe executora	*Antonio Carlos Santana*
	Benedito C. Eugênio da Silva
	Edgard L. Andrade Filho
	George T. Marques de Souza
	Ivo Figuerôa
	Luis Fernando C. Bomfim
	Marinho A. da Silva Filho
	Pedro de Alcântara Braz Filho
	Reginaldo A. dos Santos
	Robério Ribeiro de Azevedo
	Rômulo Alves Leal
Coloboração especial	*Luiz Peixoto de Siqueira*

PROJETO BAIXO S. FRANCISCO / VAZA-BARRIS

RELATÓRIO FINAL

ÍNDICE DOS VOLUMES

Volume I GEOLOGIA DA GEOSSINCLINAL SERGIPANA E DO SEU EMBASAMENTO

Volume II MAPAS GEOLÓGICOS E DE CADASTRAMENTO

Volume III FICHAS DE DESCRIÇÃO DE AFLORAMENTO DA FOLHA PAULO AFONSO

Volume IV FICHAS DE DESCRIÇÃO DE AFLORAMENTO DAS FOLHAS PAULO AFONSO E SANTANA DO IPANEMA

Volume V FICHAS DE DESCRIÇÃO DE AFLORAMENTO DA FOLHA SANTANA DO IPANEMA

Volume VI FICHAS DE DESCRIÇÃO DE AFLORAMENTO DA FOLHA JERE — MOABO

Volume VII FICHAS DE DESCRIÇÃO DE AFLORAMENTO DAS FOLHAS ARACAJU E CIPÓ

Volume VIII FICHAS DE DESCRIÇÃO DE AFLORAMENTO DAS FOLHAS ESTÂNCIA E ALAGOINHAS

Volume IX FICHAS DE ANÁLISE PETROGRÁFICA DAS FOLHAS PAULO AFONSO E ARACAJU

Volume X FICHAS DE ANÁLISE PETROGRÁFICA DAS FOLHAS SANTANA DO IPANEMA E JEREMOABO

Volume XI FICHAS DE ANÁLISE PETROGRÁFICA DAS FOLHAS CIPÓ, ESTÂNCIA E ALAGOINHAS

Volume XII FICHAS DE CADASTRO DE OCORRÊNCIAS MINERAIS

Volume XIII GEOQUÍMICA (TEXTO)

Volume XIV MAPAS DE DISTRIBUIÇÃO GEOQUÍMICA DAS FOLHAS PAULO AFONSO, SANTANA DO IPANEMA, JEREMOABO E ARACAJU

Volume XV MAPAS DE DISTRIBUIÇÃO GEOQUÍMICA DAS FOLHAS CIPÓ, ESTÂNCIA E ALAGOINHAS

Volume XVI MAPAS DE REALCE DE ANOMALIAS

Volume XVII MAPAS DE REALCE DE ANOMALIAS E DE ESTAÇÕES DE AMOSTRAGEM

Volume XVIII LISTAGEM DOS PARÂMETROS DESCRITIVOS E ANALÍTICOS DAS AMOSTRAS (1º PARTE)

Volume XIX LISTAGEM DOS PARÂMETROS DESCRITIVOS E ANALÍTICOS DAS AMOSTRAS (2º PARTE)

CPRM

A P R E S E N T A Ç Ã O

CPRM

Este relatório contém os resultados finais do mapeamento geológico na escala 1:250.000 e do cadastramento mineral, encetados durante os trabalhos de campo do Projeto Baixo São Francisco/Vaza Barris, executado pela Superintendência Regional de Salvador nos termos do Convênio DNPM/CPRM.

Consta de um volume de texto geológico, ao qual estão anexados onze volumes contendo os mapas geológicos e de caminhamento, fichas de afloramento, de análises petrográficas, químicas e de cadastramento - e um volume de texto - geoquímico, ao qual estão também anexados seis volumes, compreendendo mapas e anexos.

CPRM

S U M A R I O

APRESENTAÇÃO

RESUMO

ABSTRACT

1. INTRODUÇÃO 1

1.1 Histórico 3

1.2 Objetivos 7

1.3 Localização e acesso 9

1.4 Aspectos socio-econômicos 12

1.5 Metodologia 15

1.6 Dados físicos de produção 18

1.7 Trabalhos anteriores 21

2. CLIMA, VEGETAÇÃO, HIDROGRAFIA 27

2.1 Clima 29

2.1.1 Hemierêmico (subdesértico quente) 29

2.1.2 Xerotérico 29

2.1.3 Bixérico 31

2.1.4 Termoxérico 32

2.2 Vegetação 32

2.2.1 A caatinga 32

2.2.2 A floresta latifoliada tropical 34

2.2.3 A floresta latifoliada tropical úmida de encosta 35

2.2.4 A vegetação litorânea 35

2.3 Hidrografia 36

3. GEOMORFOLOGIA 43

4. ESTRATIGRAFIA 53

4.1 Comentários Gerais 55

4.2 O Pré-Cambriano 67

4.2.1 Complexo Metamórfico 67

4.2.1.1 Complexo Metamórfico de Serrinha 67
4.2.2 Complexo Metamórfico - Migmatítico 73
4.2.2.1 Metatexitos 74
4.2.2.2 Sienito gnaisse 77
4.2.2.3 Diatexitos 79
4.2.2.4 Granitóides de anatexia 84
4.2.2.5 Granitóides intrusivos 86
4.2.3 Complexo Granulítico 88
4.2.3.1 Charnockitos 89
4.2.3.2 Granulitos 94
4.2.3.3 Gnaisses e gnaisses migmáticos 105
4.2.3.4 Granitóides diversos 111
4.2.4 Complexo Granito-Migmatítico 113
4.2.4.1 Diatexitos 114
4.2.4.2 Hornblenda-biotita granitóides porfiróides.. 118
4.2.4.3 Biotita granitóides 121
4.2.5 Rochas magmáticas fissurais 123
4.2.5.1 Rochas ultrabásicas 123
4.2.5.2 Diabásios e basaltos 125
4.2.5.3 Vulcanismo de Arauá 126
4.2.6 Supergrupo Canudos 128
4.2.6.1 Grupo Inferior 131
4.2.6.1.1 Formação Itabaiana 139
4.2.6.1.2 Formação Jacarecica 143
4.2.6.1.3 Formação Jacoca 145
4.2.6.1.4 Formação Capitão/Palestina 146
4.2.6.2 Grupo Superior 151
4.2.6.2.1 Formação Olhos d'Água 152
4.2.6.2.2 Formação Frei Paulo/Ribeirópolis 155
4.2.6.3 Grupo Macururé 164
4.2.6.3.1 Formação Santa Cruz 165
4.2.6.3.2 Formação Traipu/Jaramataia 169

4.2.6.3.3 Complexo de Canindé 184
4.2.6.3.3.1 Sequência metavulcano-sedimentar 186
4.2.6.3.3.2 Metassomatitos 193
4.2.6.3.3.3 Agmatitos 197
4.2.6.4 Grupo Estância 200
4.2.6.4.1 Formação Cajazeira 204
4.2.6.4.2 Formação Bomfim 211
4.2.6.4.3 Formação Juá 213
4.2.6.5 Rochas granitóides 216
4.2.6.5.1 Granitóides tipo Cariba 217
4.2.6.5.2 Granitóides tipo Glória 221
4.2.6.5.3 Granitóides tipo Águas Belas 228
4.2.6.5.4 Granitóides tipo Mata Grande 235
4.3 O Fanerozóico 239
4.3.1 Paleozóico não agrupado 240
4.3.1.1 Formação Tacaratú 240
4.3.1.2 Formação Inajá 241
4.3.1.3 Formação Curituba 242
4.3.1.4 Formação Santa Brígida 243
4.3.2 Supergrupo Bahia 244
4.3.2.1 Grupo Brotas 245
4.3.2.1.1 Formação Aliança 245
4.3.2.1.2 Formação Sergi 247
4.3.2.2 Grupo Santo Amaro 249
4.3.2.2.1 Formação Itaparica 249
4.3.2.2.2 Formação Candeias 252
4.3.2.3 Grupo Ilhas 254
4.3.2.3.1 Formação Marfim 254
4.3.2.3.2 Formação Pojuca 256
4.3.2.4 Grupo Massacará 259
4.3.2.4.1 Formação São Sebastião 259
4.3.2.5 Formação Salvador 262
4.3.3 Formação Marizal 264

4.3.4 Formação Sabiá 266
4.3.5 Grupo Baixo São Francisco 267
4.3.5.1 Subgrupo Igreja Nova 268
4.3.5.1.1 Formação Batinga 268
4.3.5.1.2 Formação Aracaré 269
4.3.5.1.3 Formação Bananeiras 271
4.3.5.1.4 Formação Serraria 272
4.3.5.2 Subgrupo Coruripe 273
4.3.5.2.1 Formação Barra de Itiuba 273
4.3.5.2.2 Formação Penedo 274
4.3.5.2.3 Formação Rio Pitanga 276
4.3.5.2.4 Formação Morro do Chaves 277
4.3.5.2.5 Formação Coqueiro Seco 279
4.3.6 Formação Muribeca 280
4.3.7 Grupo Sergipe 282
4.3.7.1 Formação Riachuelo 283
4.3.7.2 Formação Cotinguiba 285
4.3.7.3 Formação Piaçabuçú 286
4.3.8 Grupo Barreiras 288
4.3.9 Sedimentos de praia, aluvionares e eluvionares 290

5. GEOLOGIA ESTRUTURAL 293
5.1 As estruturas pré-brasilianas 296
5.2 As estruturas brasilianas 304
5.3 As estruturas fanerozóicas 324

6. GEOLOGIA HISTORICA 325
6.1 A evolução cratônica 327
6.2 A evolução geossinclinal 339
6.3 A evolução fanerozóica 360
6.3.1 O paleozoico 361
6.3.2 O meso-cenozóico 364

7. GEOLOGIA ECONÔMICA 371
7.1 Situação mineral da área 373
7.2 Descrição das ocorrências 376
7.2.1 Mineralizações filonianas associadas a plutonitos 376
7.2.2 Mineralizações filonianas associadas a metamorfitos sem relação visível com plutonitos... 382
7.2.3 Ocorrências associadas a pegmatitos 384
7.2.4 Mineralizações no âmbito de metamorfitos regionais sem relação visível com plutonitos 386
7.2.5 Ocorrências no âmbito de metamorfitos regionais associadas a vulcânicas 392
7.2.6 Ocorrências no âmbito de metamorfitos regionais associadas a concentrações residuais 392
7.2.7 Mineralizações disseminadas associadas a Complexo básico-ultrabásico 393
7.2.8 Mineralizações asbestíferas associadas a metacarbonatos ou encaixadas em gnaisses e migmatitos 394
7.2.9 Mineralizações associadas a rochas sedimentares e a sedimentos inconsolidados 398
7.2.10 Pedreiras - materiais de construção 401
7.2.11 Outras ocorrências 402
8. CONCLUSÕES 405
9. RECOMENDAÇÕES 411
10. BIBLIOGRAFIA 421
11. Mapa geológico Integrado

CPRM

R E S U M O

O relatório em apresentação discute o posicionamento estratigráfico das unidades litoestratigráficas da - geossinclinal Sergipana e de seu embasamento.

O embasamento da geossinclinal, composto de unidades predominantemente arqueanas, foi subdividido em complexos. O Complexo Metamórfico de Serrinha foi comparado com os "greenstones belts". O Complexo Metamórfico-Migmatítico congrega metatexitos, diatexitos e granitóides e, juntamente - com o Complexo de Serrinha, forma uma associação do tipo "granito-greenstone", considerada como o primeiro núcleo cratônico formado na área. O Complexo Granulítico engloba litologias de facies granulítica, ou que atingiram esta fácies e foram retrometamorfisadas. O Complexo Granito-Migmatítico engloba litologias dos Complexos anteriores regenerados no ciclo Brasiliano. Vulcânicas fissurais e rochas graníticas também fazem parte do embasamento da geossinclinal Sergipana, cuja estratigrafia foi reunida no Supergrupo Canudos. O domínio miogeossinclinal congrega os Grupos Inferior e Superior, correlatos do Grupo Macururé, do domínio eugeossinclinal, onde foi incluído o Complexo de Canindé, diferenciado neste trabalho, e que abriga a suite ofiolítica da geossinclinal.

A evolução desta geossinclinal foi comparada com os modelos clássicos, com os quais apresenta dissimilaridades explicadas pela tectônica global.

O Fanerozóico é representado por sedimentos das bacias de Tucano/Reconcavo e Sergipe/Alagoas, tendo sido discutido com base em trabalhos precedentes, principalmente de técnicos da PETROBRÁS - Petróleo Brasileiro S.A..

As ocorrências minerais cadastradas, seus condi-

cionamentos geológicos e as anomalias geoquímicas detectadas mostram sítios de grandes possibilidades econômico-minerais, que foram discutidos e recomendados para futuros trabalhos - de pesquisa.

CPRM

A B S T R A C T

This report deals with the stratigraphic positioning of the litho-stratigraphic units of the Sergipana geosyncline and its basement.

The geosyncline basement composed of units predominantly archean was divided into complexes. The Serrinha Metamorphic Complex was compared with the greenstone belts. The Metamorphic-Migmatitic Complex comprises metatexites, diatexites and granitoids and forms, with the Serrinha Complex, an association of the "granite - greenstone" type, considered as the first cratonic nucleus formed in the area. The Granulitic Complex comprises lithologies of the granulitic - facies, or that reached this facies and were retrometamorphosed. The Granite-Migmatitic Complex embraces lithologies of the former Complexes regenerated in the Brasiliano cycle. Fissural vulcanics and granitic rocks also compose the basement of the Sergipana geosyncline, which stratigraphy was assembled in the Canudos Supergroup. The miogeosyncline domain assembles the Inferior and Superior Groups correlative to the Macururé Group of the eugeosyncline domain where was included the Canindé Complex, differentiated in this report, and that contains the ophiolitic suite of the geosyncline.

The evolution of this geosyncline was compared - to the classic models, with which it presents differences explained by the global tectonics.

The Phanerozoic is represented by the sediments of the Tucano/Reconcavo and Sergipe/Alagoas basins, having - been discussed based on former works, carried out mainly by technicians of PETROBRÁS - Petróleo Brasileiro S.A..

The catalogued mineral occurrences its geologic

conditionings and its detected geochemical anomalies showed places of great economic-mineral possibilities, that were - discussed and recommended for further prospection works.

1 - INTRODUÇÃO

1.I" Histórico

O Projeto Baixo São Francisco/Vaza Barris, projeto básico de mapeamento sistemático, foi idealizado em 1972 pelo 7º Distrito do DNPM, que sugeriu à DGM sua execução. Submetido à apreciação do Diretor Geral daquele Departamento , foi aprovado neste mesmo ano com modificações em sua denominação e na área originalmente proposta.

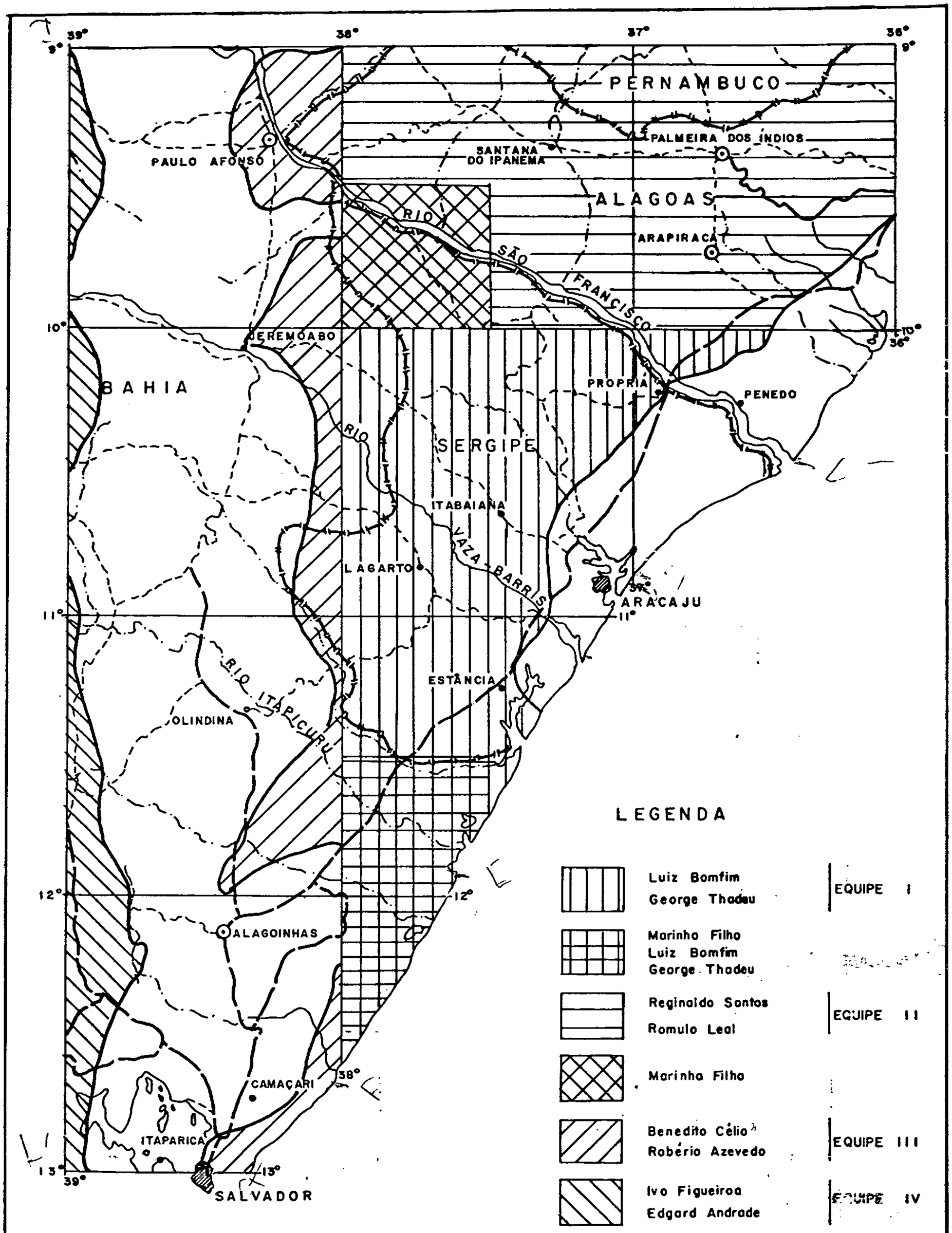
A execução deste Projeto foi iniciada em setembro de 1974, com os trabalhos de compilação bibliográfica e fotointerpretação preliminar sendo executados pelos geólogos Pércio de Moraes Branco, George T.M. de Souza, Geraldo V. V. de Souza, Ivo Figueirôa, Luiz Fernando C. Bomfim, Manoel Getulio Casé, Marinho Alves da Silva Filho, Reginaldo Alves - dos Santos, Robério Ribeiro de Azevedo, Rômulo Alves Leal e Telmo Luiz R. das Neves.

As obras, objeto de compilação, foram obtidas em bibliotecas de diversos órgãos nas cidades de Salvador, Aracaju, Maceió e Recife (BRANCO et alii, 1975).

Cumpre mencionar que a fotointerpretação foi grandemente auxiliada por Edilton José dos Santos, então geólogo do DEGEO, que fotointerpretou a área da Geossinclinal de Propriá com vistas à preparação da Carta do Brasil ao Milionésimo, por solicitação da DGM.

O Relatório Preliminar, apresentado em oito volumes em julho de 1975, abrange os trabalhos de fotointerpretação e de compilação bibliográfica de toda área do Projeto.

A Etapa de Campo I foi iniciada em julho de 1975 e concluida em novembro deste mesmo ano, após o que confeccionou-se um relatório - Relatório da Etapa de Campo I - concluido em maio de 1976, onde se discute os resultados obti -



Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais — CPRM

SUREG / SA

Convênio DNPM / CPRM

DISTRIBUIÇÃO DAS EQUIPES POR ÁREA NA ETAPA DE CAMPO I

PROJETO BAIXO SÃO FRANCISCO / VAZA-BARRIS

Ano: 1977

Des: AVM - 310377

Fig 1

dos nesta Etapa.

Participaram deste evento os geólogos Marinho Alves da Silva Filho, Luiz Fernando Costa Bomfim, Reginaldo A. dos Santos, Rômulo Alves Leal, Ivo Figueirôa, Edgard L. de Andrade Filho, Robério de Azevedo, George T.M. de Souza, Jardo Caetano dos Santos e Benedito C.E. Silva. A distribuição desses geólogos em equipes, e a área de atuação do mesmo é mostrado na figura 1.

A Etapa de Campo II foi iniciada em junho de 1976 e concluída em setembro deste mesmo ano, dela não constando relatório específico.

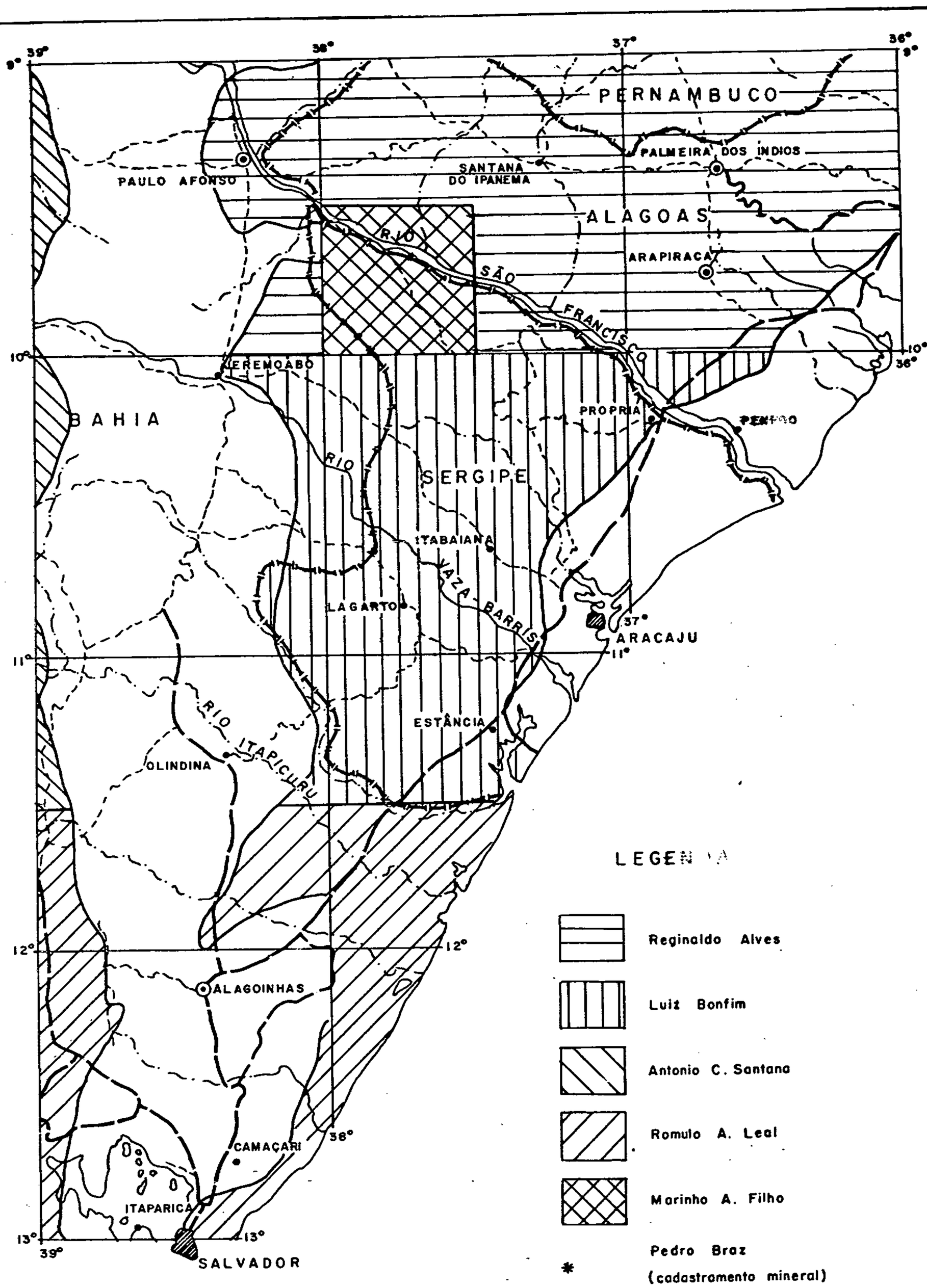
Esta última etapa contou com a participação dos geólogos Marinho Alves da Silva Filho, Luiz Fernando C. Bomfim, Reginaldo Alves dos Santos, Rômulo Alves Leal, Antonio Carlos Santana e Pedro de Alcântara Braz Filho, cujas áreas de atuação são mostradas na figura 2.

O atual relatório discute os vários aspectos da geologia da área do Projeto* a partir dos dados coligidos nas duas etapas em que foi dividido o mesmo.

As análises petrográficas são de responsabilidade dos geólogos Geraldo Vianney Vivas de Souza, Sônia Barral, Maria da Glória Silva e dos geólogos do LAMIN, Jane da Silva Araujo, Lúcia Maria da Vinha, Evaldo Osório Ferreira e Maria

---

* Salienta-se que o mapeamento sistemático na escala 1:50.000 também era uma das metas do Projeto, e se processaria entre os limites da bacia Recôncavo-Tucano e os meridianos de 38°00' e 39°00' WGr respectivamente. Entretanto, o mapeamento nessa escala foi suspenso por determinação da Comissão do Convênio DNPM/CPRM, quando sua primeira etapa já estava concluída.



Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – C P R M

SUREG / SA

Convênio DNPM / CPRM

DISTRIBUIÇÃO DAS EQUIPES POR ÁREA NA ETAPA DE CAMPO II

PROJETO BAIXO SÃO FRANCISCO / VAZA – BARRIS

Ano:	Des:	Fig:
1977	AVM - 01 04 77	2

Flórida Brochini Rodrigues.

A prospecção aluvionar é de responsabilidade dos geólogos Jardo Caetano dos Santos e Dorival Correia Bruni.Os resultados são mostrados nos volumes.

1.2 Objetivos

As justificativas para implantação do Projeto Baixo S. Francisco/Vaza Barris são as mesmas que nortearam a implantação de outros projetos básicos no solo brasileiro. Particularmente, justificou-se pelas inúmeras ocorrências de asbesto no centro-sul do Estado de Alagoas, pelas ocorrências de enxofre, ferro, chumbo, cobre, ouro, diamante, apatita e berilo, distribuídas no restante da área, bem como pela presença do Batólito de Glória (HUMPHREY & ALLARD, 1969) que daria ensejo à existência de inúmeras mineralizações relacionadas à sua colocação.

Assim pois, o Projeto Baixo São Francisco/Vaza Barris teve por metas:

1 - Mapeamento geológico sistemático na escala 1:250.000;

2 - Prospecção geoquímica aluvionar regional;

3 - Cadastramento das ocorrências minerais;

4 - Integração dos dados de mapeamento das bacias do Recôncavo-Tucano e Sergipe-Alagoas no contexto regional.

Estas metas objetivavam:

1 - Definição e caracterização das principais unidades estratigráficas, tectônicas e metalogenéticas;

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM SUREG / SA Convênio DNPM / CPRM	MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DO PROJETO		
PROJETO ... RIO SÃO FRANCISCO / VAZA-BARRIS	Ano: 1977	Des: AVM - 29 03 77	Fig: 3

2 - Seleção de áreas que, por conterem anomalias geoquímicas significativas ou condicionamentos geológicos favoráveis a mineralizações , fossem merecedoras de estudos detalhados para avaliação de sua potencialidade mineral;

3 - Obtenção de subsídios que favorecessem futuros estudos de planejamento integrado onde insumos básicos têm importância capital;

4 - Obtenção de dados para elaboração ou atualização da Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo.

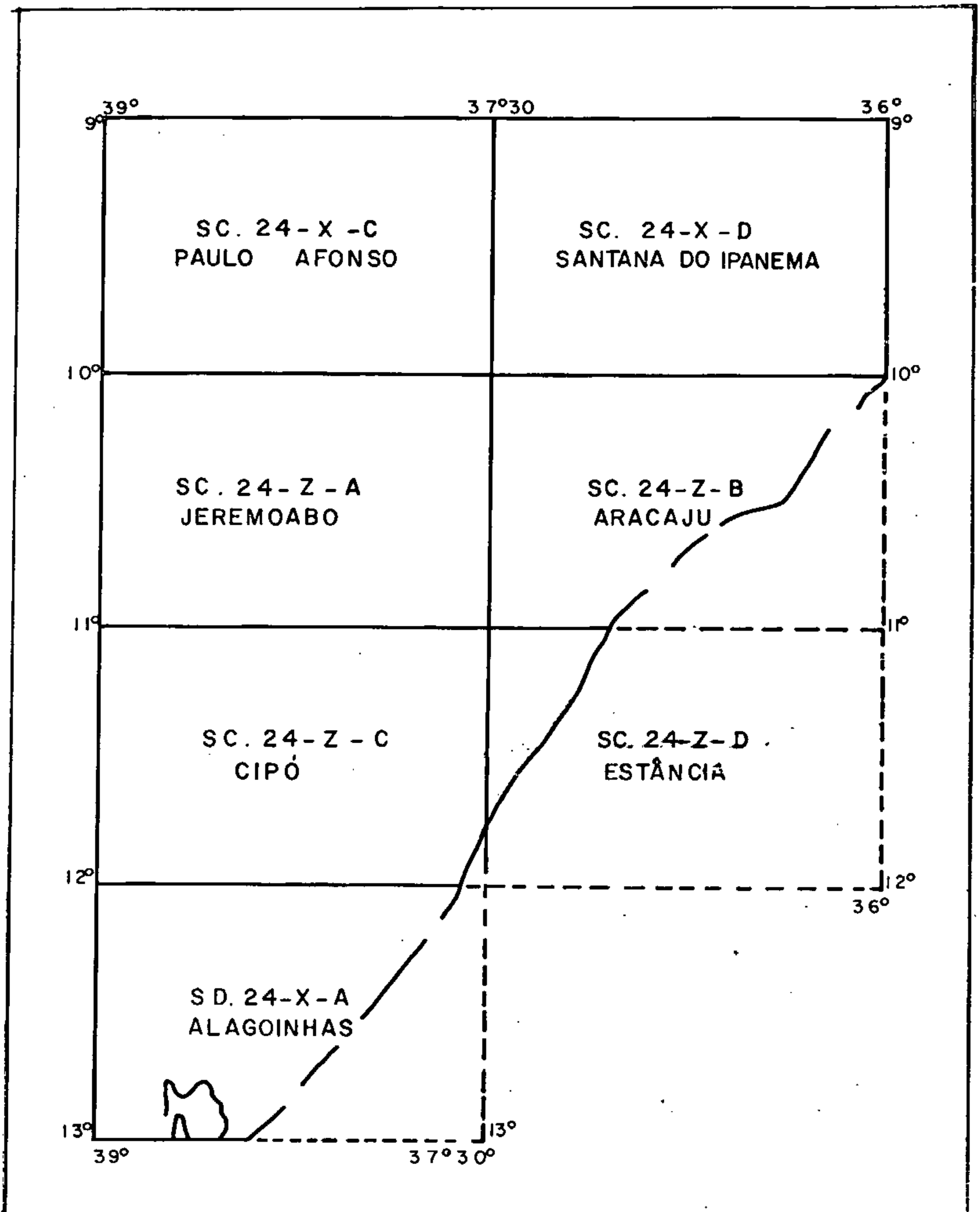
1.3 Localização e acesso

O Projeto Baixo São Francisco/Vaza Barris localiza-se na região Nordeste, abrangendo todo estado de Sergipe, a maior parte do estado de Alagoas, pequena fração do estado de Pernambuco e grande ~~parte~~ do nordeste da Bahia. Sua área está delimitada a norte pelo paralelo de 9°00'S; a sul pelo paralelo de 13°00'S; a leste pelo meridiano de 36°00'WGr e pela linha de costa e, a oeste, pelo meridiano de 39°00' WGr (fig. 3).

Compreende uma extensão total de 101.945 km^2 dos quais 53.830 km^2 foram efetivamente mapeados, vez que o restante da área (48.115 km^2) está ocupada pelas bacias do Recôncavo-Tucano e Sergipe-Alagoas. Esta área, em termos cartográficos, compreende sete folhas de 1°00' x 1°30', algumas delas englobando áreas oceânicas (fig. 4).

A área em apreço é servida por uma densa rede de estradas de rodagem, que interliga cidades, vilas e fazendas.

Entre as principais rodovias que cortam a área do Projeto longitudinalmente, destacam-se a BR-101, a BR-110-



Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM

SUREG / SA

Convênio DNPM / CPRM

ARTICULAÇÃO DAS FOLHAS

PROJETO	Ano	Des:	Fig:
BAIXO SÃO FRANCISCO / VAZA - BARRIS	1977	AVM - 29 03 77	4

que partindo de Salvador alcança Paulo Afonso e Petrolândia- e a BR-116 que vindo do sul do país passa por Feira de Santana e, para norte, segue margeando o limite oeste da área do Projeto.

Outras rodovias importantes são a BR-235, que de Aracaju alcança a cidade de Juazeiro na Bahia; a BR-316, que partindo de Palmeira dos Índios, em Alagoas, alcança Arcoverde em Pernambuco; e a BR-423, que de Paulo Afonso segue em direção a Recife, passando por Garanhuns. Inúmeras outras rodovias estaduais, inclusive dotadas de revestimento asfáltico, cortam a área, merecendo menção neste aspecto as dos estados de Sergipe e Alagoas.

Utilizando esta rede de rodovias, numerosas linhas de ônibus interligam as capitais dos estados às cidades sede de municípios e vilas. Outras linhas ligam as capitais dos estados compreendidos na área do Projeto, e estas, às capitais estaduais do norte e do sul do país.

Ainda, algumas cidades são servidas por trens, - mas este meio de transporte é pouco utilizado devido à sua precariedade. Salta à vista, também, o número reduzido de estradas de ferro.

Linhas aéreas regulares servem apenas Salvador, Aracaju e Paulo Afonso, apesar de que algumas cidades dispõem de campo de pouso utilizados por aviões particulares, taxis aéreos e emergências.

Por último, as vias marítimas dispõem de terminais em Salvador e Aracaju, esta recebendo somente navios de pequena cabotagem, devido ao constante assoreamento do porto.

1.4 Aspectos sócio-econômicos

A área em enfoque mostra atividades econômicas muito diversificadas e aspectos sociais contrastantes, próprios de um país em desenvolvimento.

Assim pois, alguns centros urbanos litorâneos apresentam grande desenvolvimento cultural e econômico e outros em regiões agrestes padecem das agruras da falta de meios de subsistência e do mínimo de condições sanitárias compatíveis com a vida salutar. Mesmo nos grandes centros, coexistem lado a lado luxuosas mansões e malcheirosas favelas.

Salvador, Aracaju e Feira de Santana, são os núcleos populacionais mais desenvolvidos, mercê de uma vida cultural intensa, destacando-se universidades e instituições científicas várias que promovem o desenvolvimento das ciências exatas e humanas.

Estas grandes cidades crescem cada dia pelo afluxo de migrantes que, de regiões ínvias buscam melhores condições de vida, às vezes debalde por falta de qualificações profissionais.

Outras grandes cidades apresentam menor exuberância e dentre elas, na Bahia, destacam-se Alagoinhas e Paulo Afonso; em Sergipe: Propriá, Itabaiana, Lagarto e Estância; em Alagoas: Arapiraca, União dos Palmares e Palmeiras dos Índios; em Pernambuco: Bom Conselho.

As industrias são as atividades econômicas de maior expressão movimentando grandes capitais na produção de manufaturados. As grandes industrias localizam-se nos arredores dos três maiores centros populacionais antes citados: Salvador, Aracaju e Feira de Santana. Aí desenvolve-se in

dústrias petroquímicas e mesmo industrias pesadas que acarretam o surgimento de outras indústrias satélites. Aracaju vem de ser favorecida com a implantação de indústrias de fertilizantes nitrogenados e potássicos.

Indústrias de beneficiamento têm distribuição generalizada, situando-se perto dos meios produtores de matéria prima, destacando-se as têxteis, de lacticínios, oleaginosas e de fumo.

A pecuária encontra campo favorável em várias porções da área, principalmente nas regiões de Feira de Santana, Pojuca, Tucano e Rio Real, na Bahia; Lagarto, Riachão do Dantas, Simão Dias e Itabaianinha, em Sergipe; e Batalha, Pão de Açúcar, Santana do Ipanema, em Alagoas.

Ressalta-se que em maior ou menor intensidade a pecuária sempre está presente como atividade principal ou subsidiária.

Culturas vegetais visando alimentação humana ou com outras finalidades pontilham por toda área do Projeto - Baixo São Francisco/Vaza Barris. Laranja é cultivada em larga escala em Alagoinhas na Bahia e Buquim em Sergipe. Fumo é encontrado em Alagoinhas na Bahia, Salgado em Sergipe e Arapiraca em Alagoas. Cana de açúcar também no Recôncavo Bahiano e nos tabuleiros sergipanos e alagoanos.

Milho, feijão e mamona são cultivados nas regiões mais agrestes, enquanto o arroz aparece em ambas as margens do mais baixo curso do rio São Francisco. A mandioca é cultivada principalmente nas regiões próximas ao litoral.

O Raso da Catarina, antigo reino de Virgulino - Ferreira, o famigerado Lampião, destaca-se como uma região desprovida de qualquer atividade econômica, mercê de seu im

placável clima semi-árido que impede qualquer tentativa de cultivo e fixação humana. É dominada por uma cerrada caatinga que abriga alguns espécimes animais em vias de extinção. Hoje constitui, por decisão do governo federal, reserva ecológica nacional.

Finalmente merecem destaque as atividades extrativas, principalmente a mineral. O petróleo é a principal e mais importante atividade extrativa mineral, destacando- se alguns campos petrolíferos de razoável porte, principalmente no Recôncavo Bahiano e na região norte de Aracaju, estado de Sergipe, em Siriri e Carmópolis.

Também no estado de Sergipe situam-se portentosas jazidas de sais solúveis de potássio que em breve entrarão em processo de lavra alimentando assim a indústria de fertilizantes potássicos, de suma importância na produção agrícola em vias de expansão.

Outras atividades minerais têm menor destaque podendo-se mencionar a extração de amianto em Alagoas, e algumas outras explorações de mármore e calcáreo para corretivo de solo e revestimento. Além disso desenvolvem-se garimpos e catas de diamante e ouro ao longo do rio Itapicuru.

Dentro destas atividades assoberba-se a obtenção de energia elétrica a partir do aproveitamento da cachoeira de Paulo Afonso no rio São Francisco.

As atividades extrativas vegetais se faz presente com a destruição do que resta da mata Atlântica no aproveitamento de madeira para as mais diversas utilizações. Dentro das atividades extrativas animais aparece a pesca que se dá em pequena escala utilizando-se métodos rudimentares ao longo do litoral e através dos rios que drenam a região.

1.5 Metodologia

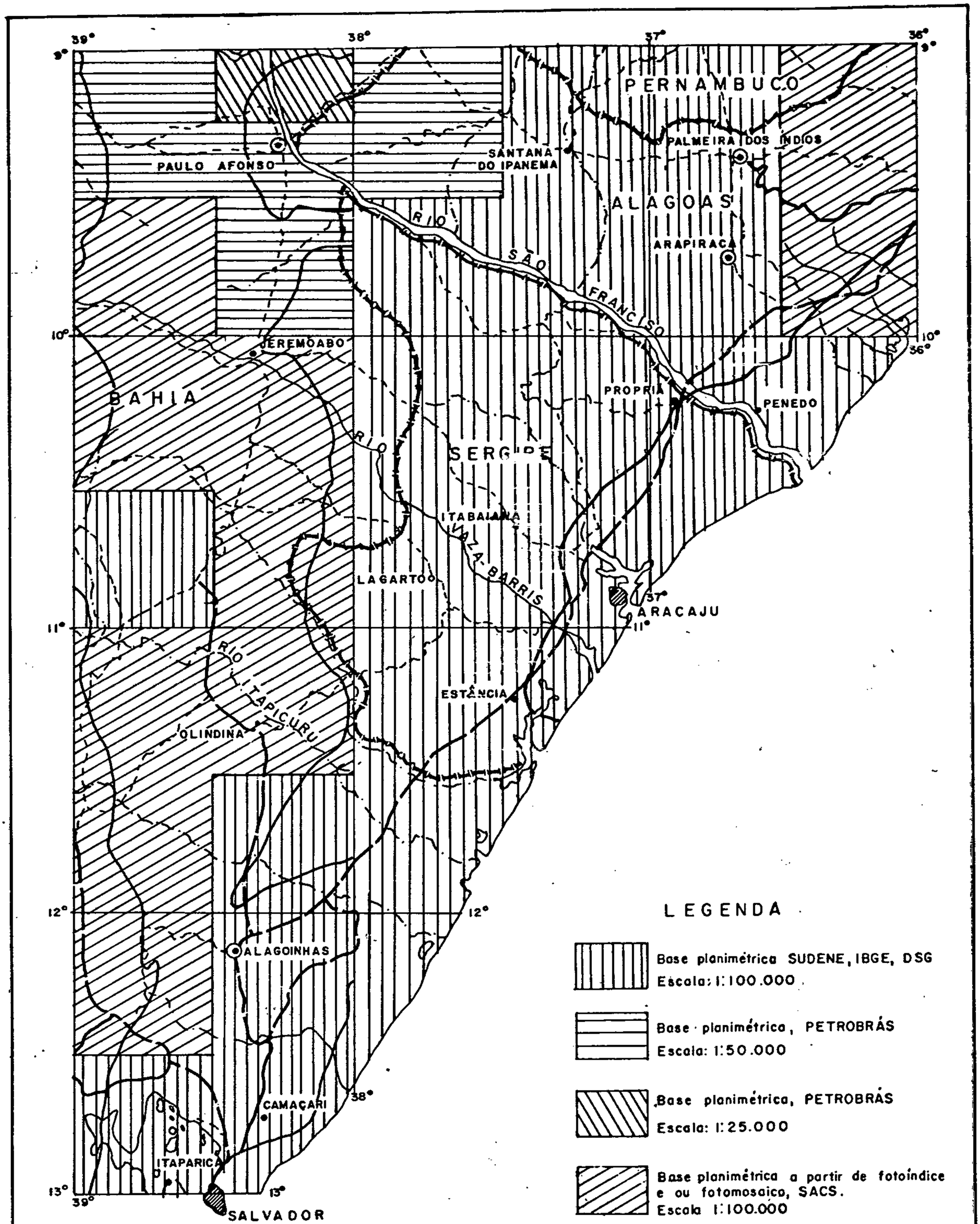
Os métodos de trabalho empregados na primeira - parte do Projeto, ou seja, na fase de compilação bibliográfica e fotointerpretação, estão muito bem explanados no Relatório Preliminar (BRANCO et alii, op.cit.), por isso não mais serão aqui abordados.

A Etapa de Campo I contou com a participação de oito geólogos, além do chefe do Projeto, cuja distribuição - em equipes foi mostrado na figura 1. Nesta etapa de campo inicial, foram executadas grandes seções geológicas permitindo a cada equipe obter uma visão global dos problemas a serem enfrentados. Logo após, foram atacadas áreas específicas, checando-se a fotointerpretação preliminar e coletando-se dados que permitissem a caracterização de cada unidade litológica cartografada.

Foram utilizados no campo mapas de serviço na escala 1:100.000, 1:50.000 e 1:25.000 de diversas entidades, assim como bases sem controle, preparadas a partir de fotomosaicos e fotoíndices na escala 1:100.000 (fig. 5). Foram também utilizadas fotografias aéreas em diversas escalas, mas inexistiam em algumas partes da área.

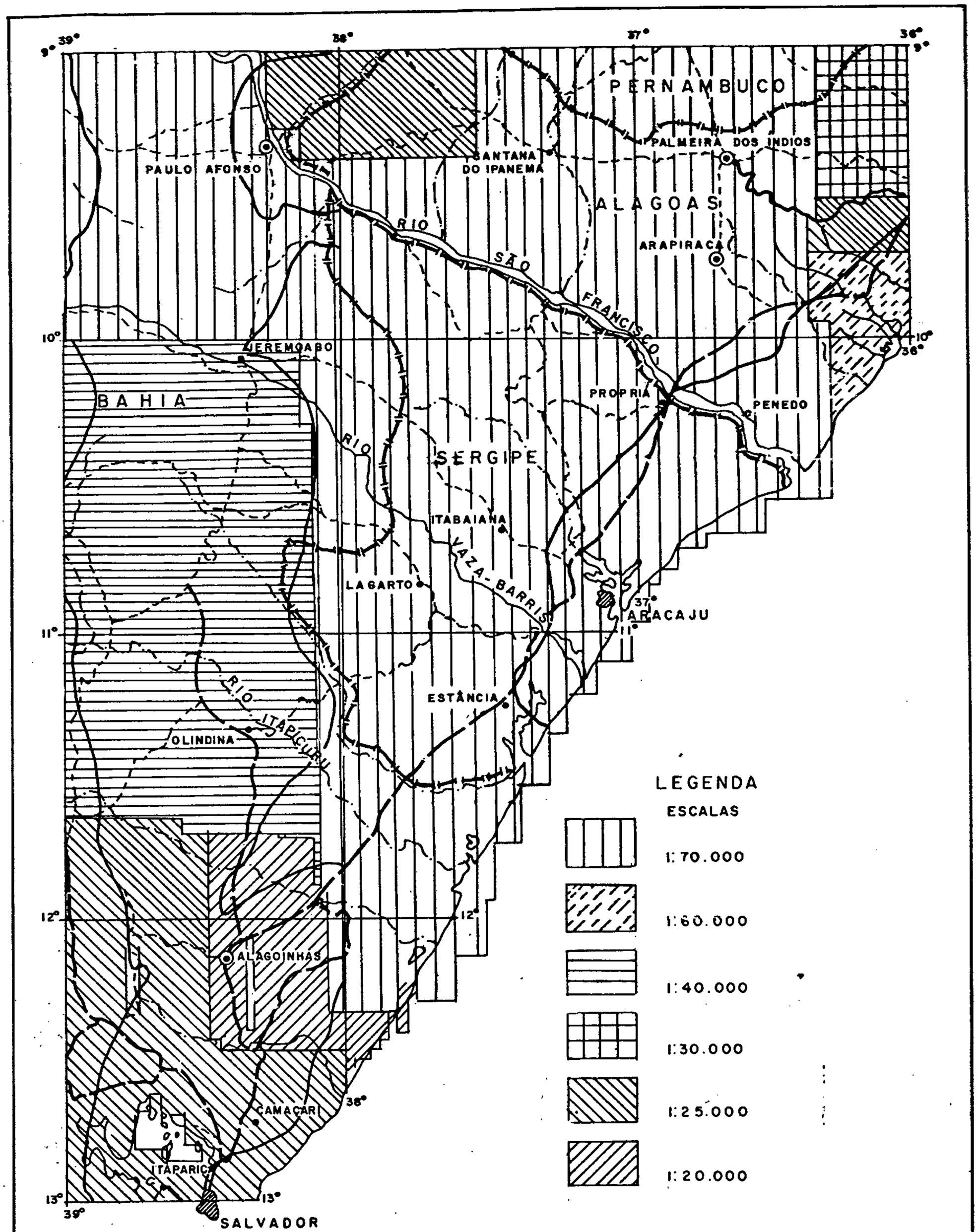
Terminadas as campanhas de campo, procedeu-se a revisão da fotointerpretação utilizando-se para tanto os dados coletados. O resultado desta revisão foi lançado em mapas de serviço na escala 1:100.000 e daí transportados para mapas 1:250.000 obtidos por redução fotográfica daqueles de serviço, ou por compilação de outros mapas.

Desta maneira foram obtidos mapas geológicos preliminares cuja discussão foi objeto do relatório da Etapa de Campo I.



Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM SUREG / SA Convênio DNPM/CPRM	BASES PLANIMÉTRICAS UTILIZADAS		
PROJETO BAIXO SÃO FRANCISCO / VAZA - BARRIS	Ano: 1977	Des: AVM - 040477	Fig: 5

CPRM



Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - C P R M SUREG/SA Convênio DNPM/CPRM	MAPA-ÍNDICE DAS FOTOGRAFIAS UTILIZADAS		
PROJETO BAIXO SÃO FRANCISCO / VAZA-BARRIS	Ano: 1977	Des: AVM 31 03 77	Fig: 6

A Etapa de Campo II contou com a participação de cinco geólogos além do Chefe do Projeto, em virtude do cancelamento do mapeamento na escala 1:50.000, já comentado anteriormente, haver provocado a redução do número de geólogos.

Nesta etapa, procurou-se melhor esclarecer problemas pendentes da etapa anterior, tentando-se um maior detalhe nas subdivisões litológicas dos complexos e grupos para melhor caracterizar a história geológica da área em apreço. Também, deu-se ênfase ao cadastramento mineral, colocando-se um geólogo para esta tarefa específica, como mostrado na figura 2. Contou-se, outrossim, com uma completa cobertura fotográfica da área cuja distribuição por escalas é mostrada na figura 6.

Após as etapas de campo, e de posse dos dados de laboratório (petrográficos, químicos e geocronológicos), procedeu-se a revisão final da fotointerpretação para a individualização de todas unidades litológicas diferenciáveis. O presente relatório contém a descrição dessas unidades bem como discute os vários aspectos relacionados à evolução geológica da área. Acompanha este relatório, além dos mapas geológicos, mapas de caminhamento e amostragem e fichas diversas como petrográficas, de afloramento, de análise química e geoquímica e cadastramento mineral.

A metodologia empregada na prospecção aluvionar-estratégica é discutida em volume a parte (V.XIII).

1.6 Dados Físicos de produção

Os dados de produção estão tabelados tendo como referência as folhas de 1°30' x 1°00' (Tab. I), aparecendo-integrados os dados relativos ao Reconhecimento à Etapa de Campo I e o total geral de cada folha.

	AFLORAMENTO ESTUDADOS	ANÁLISE PETROGRÁFICA	ANÁLISES QUÍMICAS E GEOQUÍMICAS	AMOSTRAS COLETADAS	OCORRÊNCIAS MINERAIS CADASTRADAS	CAMINHAMENTO GEOLÓGICO EXECUTADO (km)
SANTANA DO IPANEMA	1.287	170	26	536	81	3.847
PAULO AFONSO	1.489	234	26	559	38	3.730
JEREMOABO	833	137	20	514	22	2.571
ARACAJU	399	90	14	243	09	2.200
CIPÓ	612	115	13	295	12	3.271
ESTÂNCIA	27	02	-	08	01	326
ALAGOINHAS	446	114	5	211	24	2.090
TOTAIS	5.093	862	104	2.366	187	18.035

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
(CPRM)
SUREG/SA
Convênio DNPM/CPRM

DADOS ESTATÍSTICOS POR FOLHA

PROJETO BAIXO SÃO FRANCISCO/VAZA-BARRIS

Ano:	Des:	Tab:
1977	AVM-180477	I

CPRM

EQUIPES / PARÂMETROS	* EQUIPE I	* EQUIPE II	** EQUIPE III	** EQUIPE IV	SUB - TOTAL Etapa I	TOTAL Etapa I e II	EQUIPES / UNIDADES
Geólogo - dia campo	120	163	163	168	614	969	Geólogo - dia
Área	18.580	22.500	8.440	4.310	53.830	53.830	Km^2
Afloramentos	547	969	1.030	663	3.209	5093	Afloramento
Análises petrográficas	172	192	195	137	696	862	Análise petrográfica
Razão afloramento/área	1:33,9	1:23,2	1:8,2	1:6,5	1:16,4	1:10,6	Afloramento / Km^2
Razão análise petrográfica / área	1:108,0	1:117,2	1:43,3	1:31,4	1:75,9	1:62,2	Análise petrográfica
Razão área/geólogo - dia campo	1:54,8	133,0	51,7	25,6	86	55,5	Km^2
Razão afloramento / geólogo - dia campo	4,5	5,9	6,3	3,9	5,2	5.2	Afloramento

* Escala - 1:250.000

** Escala - 1:50.000

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM)

SUREG / BA

Convenio DNPM/CPRM

ÍNDICES DE PRODUTIVIDADE DO PROJETO

PROJETO BAIXO SÃO FRANCISCO/VAZA-BARRIS

Ano: 1977

Des: AVM-200477

Tab: II

A produtividade do projeto aparece na tabela II e aí, são computados os resultados da Etapa de Campo I, por equipe e no total, ao lado da produtividade geral do Projeto, que inclui as etapas de campo I e II.

Computou-se no total de "geólogos-dia-campo", inclusive, aqueles dias gastos em deslocamentos para a sede e os domingos passados no campo em que não se trabalhou.

O total de afloramentos estudados e análises petrográficas realizadas no projeto não correspondem aos totais que aparecem nas tabelas supra citadas. Muitos destes afloramentos localizavam-se fora da área, tendo este fato justificativa na incorreção das coordenadas dos mapas de serviço, baseados em fotoíndice ou fotomosaico.

1.7 Trabalhos anteriores

Neste capítulo procura-se apresentar em ordem cronológica as contribuições dos diversos pesquisadores que trabalharam na área do Projeto, especialmente aqueles que se dedicaram à região onde efetivamente realizaram-se trabalhos de campo.

Entre 1817 e 1820, SPIX & MARTIUS (1938) foram os pioneiros entre os pesquisadores, realizando observações nos arredores de Salvador onde reconheceram granitos, gnaisses, xistos micáceos e xistos hornblêndicos.

Em 1867 HARTT (1941), também em Salvador, descreveu rochas gnáissicas compactas com xistosidade indistinta gradando a diorito. Em Sergipe, descreveu arenitos micáceos grosseiros avermelhados nos arredores de Estância e exposições monótonas de gnaisses e micaxistos de Propriá para montante, até Traipu. Além de observações no embasamento, este autor teceu comentários sobre a sequência cretácea e terciá

ria do Recôncavo Baiano e de Sergipe.

BRANNER (1889, ápud BRANNER, 1913) foi quem estudou pela primeira vez a geologia da serra de Itabaiana, descrevendo com precisão sua litologia.

DERBY (1905) revelou que a maior parte do território baiano era ocupado por um complexo de rochas cristalinas mais ou menos xistosas, afirmando que, em sua maior extensão, as bacias dos rios Itapicuru e Vaza Barris eram constituídas por um grande maciço de rochas gnáissicas e graníticas.

BRANNER (1913) considerou a "série Estância" como constituída por conglomerados róseos, frisando que algumas camadas superiores desta última litologia apresentavam - grande quantidade de chert. Este autor agrupou em sua série Estância litologias de várias idades colocando-as no Permiano.

Em 1914 SOPPER (1923) estudou minuciosamente a geologia de Sergipe e do nordeste da Bahia, reconhecendo na serra de Itabaiana uma sequência de conglomerados, quartzitos, arenitos e ardósias a que denominou"série Itabaiana" sobreposta discordantemente a gnaisses arqueanos e sotoposta - discordantemente a um pacote de arenitos vermelhos, calcários, ardósias e folhelhos incluidos na."série de Estância". Considerou ainda que as serras de Itabaiana e Miaba, com sequências litológicas similares, constituiam uma estrutura em anticlinal, enfeixando um núcleo arqueano.

MORAES REGO (1933), descreveu a porção inferior-da"série Estância"de BRANNER com o nome de "série Vaza Barris", equiparando-a à "série Bambui", e aceitando a discordância entre os quartzitos da "série Itabaiana e Vaza Barris", frisando que, apesar da continuidade de sedimentação -

as camadas da"série Itabaiana"eram anteriores às da"série Vaza Barris.

OLIVEIRA & MOURA (1942) restringiram a"série Estância""latum sensun", como definida por BRANNER, ao seu sentido restrito aplicado somente às formações continentais com restos fossilíferos de fatos permianos (?). Segundo estes autores, a"série Estância"abrangeria, no mínimo, três outras séries de idades distintas:"série Vaza Barris""strictum sensun" (Siluriano),"série Estância""strictum sensun" (Permiano) e"série Baixo S. Francisco"(Triássico).

MORAES (1949), referiu-se a uma "enorme intrusão granítica", na região de Paulo Afonso, com 200 km de raio contendo nos seus bordos norte e sul calcário cristalino.

ALVES & MORAES (1952) efetuaram estudos na região de Paulo Afonso destacando no Complexo Cristalino corpos de granito rosa e anfibólio sienito.

HUMPHREY & ALLARD (1962) apresentaram um importante trabalho sobre a geologia das rochas pré-cretáceas do estado de Sergipe, que compreendiam gnaisses, metassedimentos de geossinclinal, granodioritos, arenitos e siltitos. Identificaram um empurrão dos metassedimentos geossinclinais sobre os gnaisses do domo de Itabaiana, e subdividiram os metassedimentos acima citados em dois grupos: Miaba (miogeossinclinal) e Vaza Barris (eugeossinclinal). Os sedimentos da "Formação Estância" foram considerados epicontinentais e paleozóicos.

ALMEIDA & GHIGNONE (1962) mediante estudos de campo, perfil de poços e de refração, consideraram o calcário Euclides da Cunha como a porção inferior da "Formação Estância.

BARBOSA (1964, 1970) identificou na região de Canudos-Macururé, os grupos Bambuí, Canudos e Macururé.

SOBRAL et alii (1964) mapeando rochas do embasamento entre as bacias do Recôncavo-Tucano e Sergipe-Alagoas a sul do paralelo de 10°20' S, adotaram a coluna geológica - de HUMPHREY & ALLARD(op. cit.)

RICHTER & PONTE (1964) em estudos acima do paralelo de 10°20'S, estenderam para norte do rio São Francisco- os metassedimentos da geossinclinal de HUMPHREY & ALLARD, dividindo as rochas por estes autores denominadas generalizadamente como hornfelses, em hornfelses pelíticos e hornfelses quartzo-feldspáticos. Correlacionaram litológica e cronologicamente as "formações Juá e Estância".

FARINA (1966) efetuou para a SUDENE mapeamento - geológico de semi-detalhe da região asbestífera de Batalha.

KEGEL & BARROSO (1966) discutiram a geologia da bacia do rio São Francisco, no seu curso submédio e inferior, distinguindo uma sequência de filitos, distribuidos pelos municípios de Cedro de São João, Aquidabã, Canhoba, Itabi e Propriá, chamada pelos autores "Filitos de Cedro".

LEITE (1969) apresentou para a SUDENE a geologia do baixo São Francisco. Dividiu o Grupo Vaza Barris na Formação Santa Cruz, Hornfelses e Formação Cedro, sobrepostas discordantemente a gnaisses e migmatitos do que denominou Grupo Jirau.

FARINA (1970) apresentou os resultados do mapeamento efetuado na porção norte das quadrículas Batalha e Arapiraca em Alagoas.

BRITO NEVES (1972) estimou para a "Formação Estância" espessura de 1000m, declarando que a mesma poderia

CPRM

2 - CLIMA, VEGETAÇÃO, HIDROGRAFIA

representar uma sedimentação molassóide de borda de plataforma.

BRITO NEVES & CORDANI (1973) contestaram algumas idéias de HUMPHREY & ALLARD (op.cit.) e discutiram dados geocronológicos opinando sobre a idade do metamorfismo regional e intrusão de granitos diversos.

SANTOS & SILVA FILHO (1975) reconstituiram a evolução da geossinclinal de Propriá. Estabeleceram compartimentações geotectônicas, identificando um sulco miogeossinclinal ("gruposMiaba e Vaza Barris"), um sulco eugeossinclinal-interno e outro externo. Identificaram ainda vários tipos de granitóides.

2.1 Clima

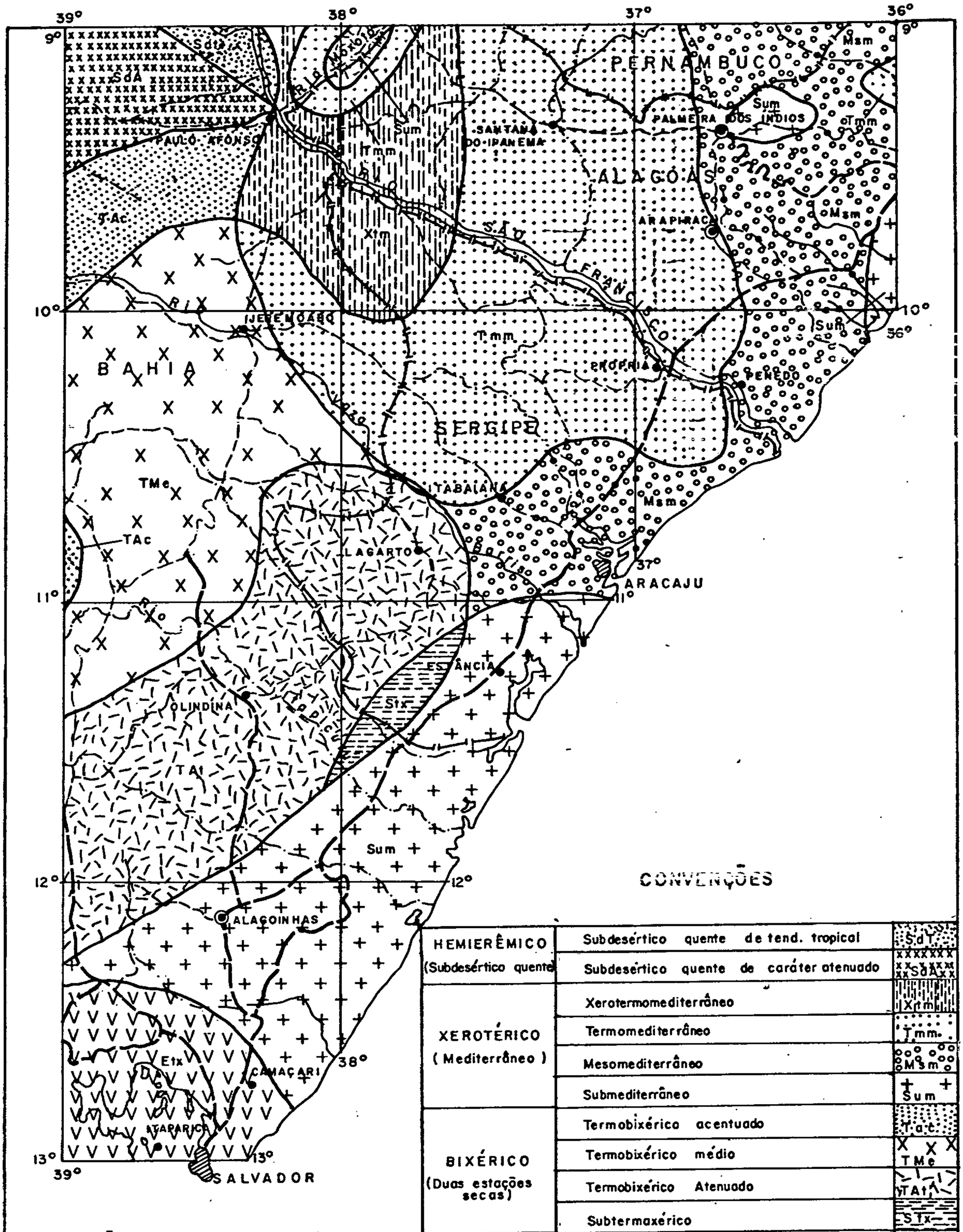
A área do Projeto Baixo São Francisco/Vaza Barris apresenta quatro tipos principais de clima, segundo a classificação de GALVÃO (1967), com um total de 11 subtipos (fig. 7).

2.1.1 Hemierêmico (subdesértico quente)

Caracteriza-se por uma curva térmica sempre positiva (como todos os demais tipos), um índice xerotérmico (número de dias sem chuva por ano) entre 200 e 300, com estação seca muito prolongada (9 - 11 meses). No Brasil, é chamado "semi-árido" e apresenta-se com dois subtipos, ambos presentes na região nordeste do Projeto: o subdesértico quente de tendência tropical (Sdt), caracterizado por um inverno astronômico seco e um outono chuvoso e o subdesértico quente de caráter atenuado (Sda) sem ritmo sazonário.

2.1.2 Xerotérico

É o clima que afeta maior área dentro dos limites do projeto. Ocupa a metade leste de Camaçari para norte, passando o limite ocidental por Alagoinhas, Estância, Itabaiana, Jeremoabo e Paulo Afonso. O tipo xerotérico é também chamado "lusitano", "californiano", "iraniano" e, no Brasil - "nordestino". Tem uma temperatura sempre superior a 15°C no mês mais frio. O índice xerotérmico varia de 0 a 200, possuindo a estação seca uma duração variável entre 1 e 8 meses, ocorrendo no verão astronômico. Divide-se em "mediterrâneo - quente" e mesotérmico", este ausente no Brasil. O mediterrâneo quente apresenta, na área do projeto, quatro subtipos : xerotermomediterrâneo (xtm) caracterizado por um índice xerotérmico entre 150 e 200, com seca longa (7 a 8 meses). Ocorre nas margens do São Francisco, na região Meio-Norte do Pro



CONVENÇÕES

HEMIERÊMICO (Subdesértico quente)	Subdesértico quente de tend. tropical	SdT
	Subdesértico quente de caráter atenuado	SdA
XEROTÉRICO (Mediterrâneo)	Xerotermomediterrâneo	Xtm
	Termomediterrâneo	Tmm
	Mesomediterrâneo	Msm
	Submediterrâneo	Sum
BIXÉRICO (Duas estações secas)	Termobixérico acentuado	Tac
	Termobixérico médio	TMe
	Termobixérico Atenuado	TAt
	Subtermaxérico	STx
TERMAXÉRICO	Eutermaxérico	VEtx

Ref: GALVÃO, M.V. - (1967) (modificado)

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM
SUREG / SA
Convênio DNPM / CPRM

CLIMAS

PROJETO BAIXO SÃO FRANCISCO / VAZA-BARRIS

Ano: 1977 | Des: AVM - 25 04 77 | Fig: 7

jeto, entre Paulo Afonso e Santana do Ipanema, estendendo-se para sul, até o paralelo 10°00'S; termomediterrâneo (Tmm) índice xerotérmico entre 100 e 150, com seca de duração média (5 a 6 meses). Sua maior área de influência tem como limites Jeremoabo, a oeste; Arapiraca a este; Itabaiana ao sul e o paralelo 9°00'S ao norte. Ocorre também nas proximidades do rio Moxotó; mesomediterrâneo (Msm) apresenta índice xerotérmico entre 40 e 100, com estação seca curta (3 a 4 meses). Ocorre na região nordeste do projeto, passando, seus limites por Palmeira dos Índios, Arapiraca, Penedo e Itabaiana, estendendo-se para o sul, até pouco além de Aracaju; submediterrâneo (Sum) ocorre na região sudeste e em três pequenas áreas, uma no rio Moxotó, outra a este de Palmeira dos Índios e a terceira, ao norte de Poxim.

É o subtipo com mais baixo índice xerotérmico (0 a 40) e de estação seca mais curta (1 a 2 meses).

2.1.3 Bixérico (duas estações secas)

É um clima de transição entre o mediterrâneo - quente e o tropical do Planalto Central. Apresenta duas estações secas com curva térmica sempre positiva. O índice xerotérmico total (soma das duas estações secas) varia entre 0 e 200, possuindo as estações secas uma duração total que varia entre 1 a 8 meses. Apresenta 4 subtipos, em função do índice xerotérmico, da duração das estações secas e da distribuição destas: termobixérico acentuado (Tac): a soma dos índices xerotérmicos varia entre 150 e 200 com a soma das estações secas variando entre 7 e 8 meses. O mês de seca máxima é setembro. Ocorre a sudoeste de Paulo Afonso e numa área um pouco menor, a oeste de Tucano; termobixérico médio (Tme): a soma dos dias secos varia entre 150 e 100 e a soma das estações - secas, entre 5 e 6 meses. Os meses mais secos são setembro e

outubro. O termobixérico médio é o clima que ocorre na maior parte da bacia de Tucano, indo de Santa Brígida, ao norte , até Araci, ao sul. Para leste, estende-se até Jeremoabo e Simão Dias; termobixérico atenuado (Tat): possui um índice xerotérmico entre 40 e 100 com uma soma de estações secas de 3 a 4 meses. A seca máxima ocorre em dezembro e janeiro; subtermaxérico (Stx): é o mais úmido dos cinco subtipos. Tem apenas 40 dias secos por ano, no máximo, sendo a soma das estações secas variável entre 1 e 2 meses, com menor incidência de chuvas no mês de janeiro. Ocorre em uma pequena região entre os rios Itapicuru e Vaza Barris, atingindo Cristinápolis e Buquim.

2.1.4 Termoxérico (equatorial)

Caracteriza-se por não apresentar estação seca, possuindo índice xerotérmico nulo. As temperaturas são superiores a 15°C. Ocorre na área do Projeto, o subtipo "eutermaxérico" (Etx) com temperatura superior a 20°C no mês mais frio, apresentando um período quente contínuo. As estações - são pouco marcadas ou mesmo inexistentes. Os dias e as noites têm quase a mesma duração e a temperatura anual tem uma amplitude de variação muito pequena. Ocorre no Recôncavo Baiano.

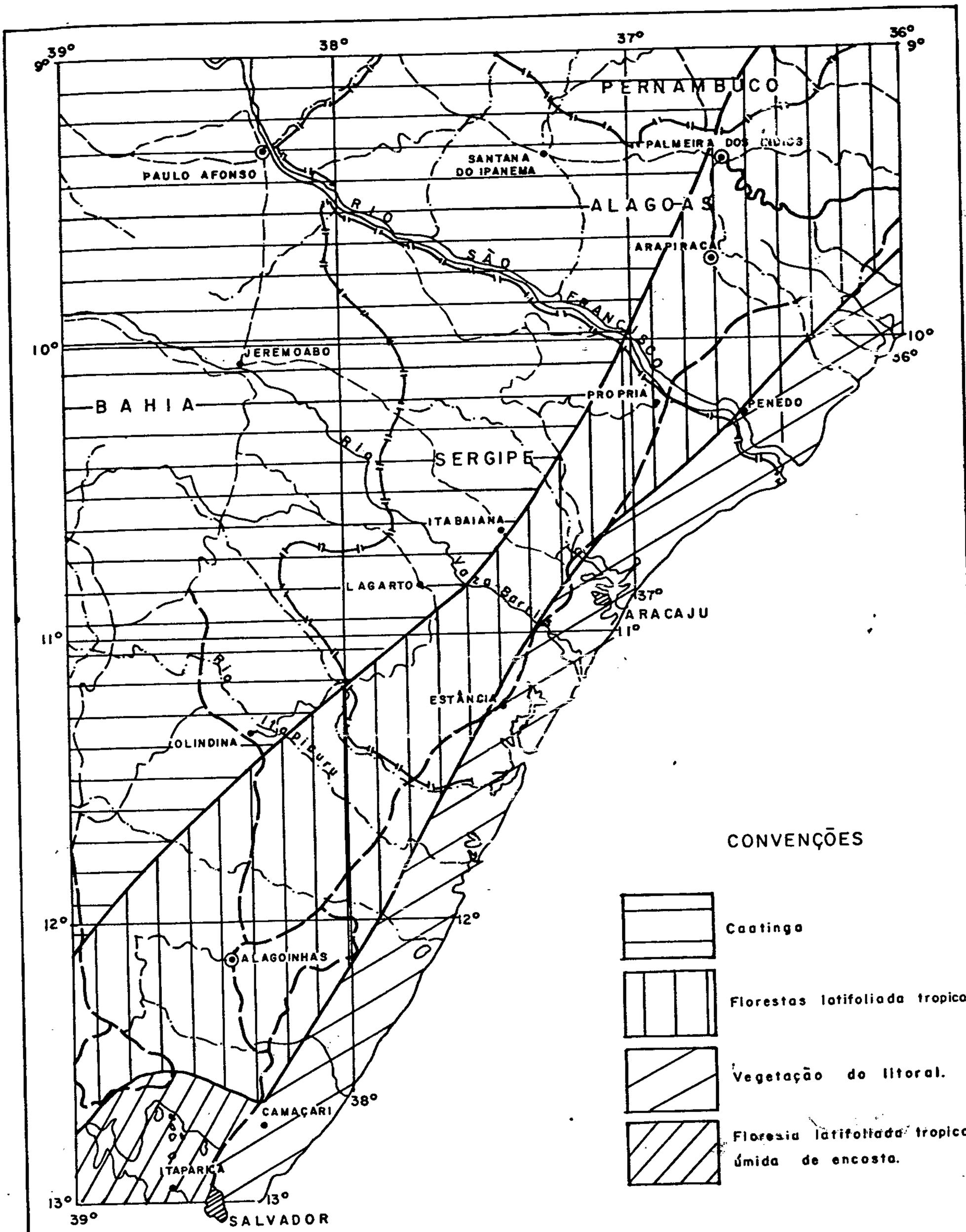
2.2 Vegetação

A classificação proposta por ROMARIZ (1968, apud AZEVEDO, 1968) distingue quatro tipos básicos de vegetação - na área do Projeto: a caatinga, a floresta latifoliada tropical, a vegetação litorânea e a floresta latifoliada úmida de encosta (fig. 8).

2.2.1 A caatinga

A caatinga, vegetação típica da região Nordeste- do Brasil, ocupa mais da metade da área do Projeto, tendo -

CPRM



Ref: ROMARIZ, D. de A. (apud. AZEVEDO, 1968)

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais-CPRM SUREG/SA Convênio DNPM/CPRM	FORMAÇÕES VEGETAIS		
PROJETO BAIXO SÃO FRANCISCO / VAZA-BARRIS	Ano: 1977	Des: AVM - 26 04 77	Fig: 8

sua área de domínio na região noroeste, estendendo seu limite para leste, até as cidades de Olindina, Itabaiana e Palmeira dos Índios.

A caatinga é ambiente de tipos arbóreo-arbustivo e das cactáceas, sendo formada por elementos lenhosos de grande porte até pequenos arbustos que perdem as fôlhas na estação seca, distribuindo-se de maneira esparsa sobre um solo - em geral raso e quase sempre pedregoso. As folhas são normalmente pequenas, e as ramificações aparecem desde a porção inferior do tronco, dando uma aparência arbustiva. Típico é também o grande número de espécies espinhentas, frutos de uma adaptação ao meio hostil.

Entre as árvores mais comuns, estão a faveleira, a baraúna, a aroeira, o angico, a caatinga, a jurema, a umburana e a oiticica. Das cactáceas, destacam-se as formas bastantes conhecidas do mandacarú, do facheiro e da coroa-de - frade. Dentre as bromeliáceas, destaca-se a macambira.

2.2.2 A floresta latifoliada tropical

As florestas latifoliadas, são assim chamadas - por possuirem suas árvores folhas largas e chatas, por oposição à floresta aciculifoliada, de folhas estreitas e aciculares.

Muito devastada hoje, a floresta latifoliada tropical, ainda conserva seu aspecto imponente, com árvores de 25 a 30 metros de altura e troncos grossos. A depender do solo, elas exibem alturas muito menores, em torno de 15 metros.

Na área do Projeto, aparece como uma faixa paralela à costa, entre os domínios da vegetação da caatinga e o da vegetação litorânea, com uma largura máxima inferior a 100 km, a sul da área, e largura mínima em tôrno de 30 km, en

tre Aracaju e Itabaiana.

Entre as árvores que nela aparecem, podem ser citadas a peroba, a figueira branca com grandes sapopemas, cedros brancos e o pau-d'alho.

2.2.3 A floresta latifoliada tropical úmida de encosta

Na área do Projeto, a floresta tropical úmida de encosta ou Mata Atlântica, aparece apenas no Recôncavo Baiano.

É o tipo de floresta latifoliada diretamente subordinada ao clima, aqui muito mais úmido, e a um relevo montanhoso, com escarpas voltadas para o mar. As escarpas servem de anteparo para os ventos marinhos, provocando abundante precipitação de chuva. As árvores, variadas como as da floresta equatorial, têm troncos longos (20 a 30 metros), grossos e copas frondosas. Entre as espécies mais comuns, pode-se citar a peroba, o cedro, o jacarandá, o jatobá, o jequitibá e o angelim.

2.2.4 A vegetação litorânea

A vegetação litorânea apresenta tipos florísticos distintos, sofrendo influência da ação das águas marinhas, dos ventos da costa e das variações de solos e topografia.

O tipo mais comum é a vegetação de litoral arenoso que se desenvolve na zona do "berm", sendo representada - por plantas rasteiras, espalhadas em ramas, formas espinhentas e pequenos arbustos como salsa-de-praia e alecrim.

Na área das dunas, estão presentes pequenas árvores tortuosas com folhas grossas, adaptadas aos rigores dos ventos.

Por trás das dunas aparece a vegetação das res - tingas, formada por indivíduos lenhosos com altura máxima de 5 metros, plantas espinhentas, bromeliáceas e cactáceas.

Neste ambiente está presente a influência antrópica com as plantações de coqueiros (Cocus Nucifera), formando os sítios da orla marítima.

Nas reentrâncias da costa e nos estuários de alguns rios, onde a água é calma e o litoral lodoso, surgem os manguezais.

Estes desenvolvem-se nas regiões tropicais, associados a um solo extremamente salino e pobre em oxigênio.Nas partes baixas predomina o mangue verdadeiro ou vermelho, caracterizado pela presença de Rizophora Mangle com numerosas raízes em forma de arcos. Mais acima, onde o solo é mais arenoso e menos inundável, aparece o mangue siriúba. Nas partes mais altas, surge o mangue branco, típico de solos arenosos- e firmes. O mangue branco e o mangue siriúba, caracterizam - se por apresentarem pneumatóforos, concentrados junto aos - caules, o que lhes permite a absorção do oxigênio, quando não cobertos pela maré.

A vegetação litorânea, na área do Projeto, aparece como uma faixa de 25 km de largura, bordejando toda sua costa marinha.

2.3 Hidrografia

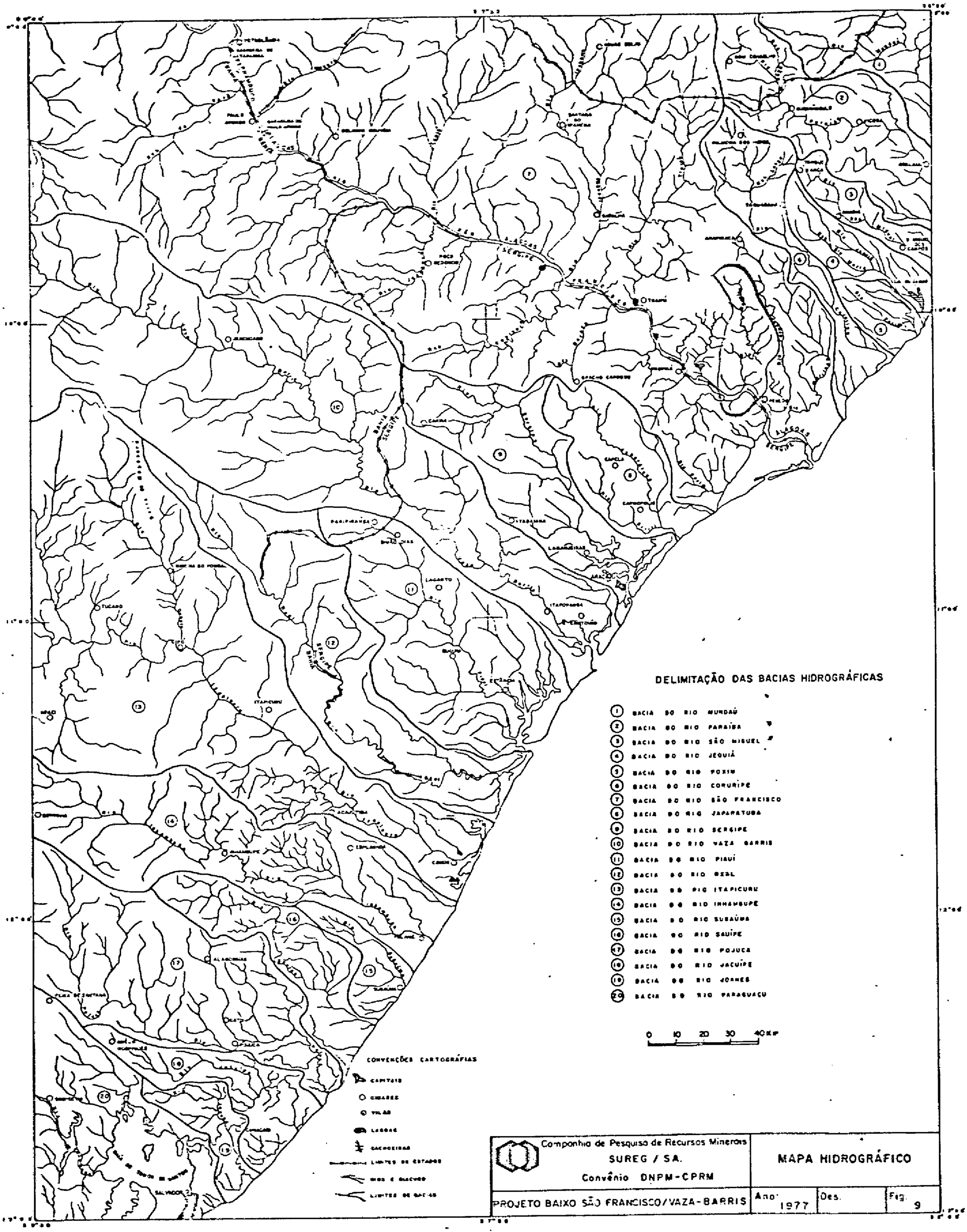
As principais bacias hidrográficas da região compreendida pelas coordenadas 9°00' - 13°00'S e 36°00'-39°00 ' WGr, acham-se comandadas pelos rios São Francisco, Vaza-Barris, Itapicuru, Inhambupe, Pojuca, Paraíba e Mundau, assinalando-se ainda no quadrante SW, o rio Paraguaçu, que apesar de constituir uma das maiores bacias do Estado da Bahia, tem

sua representatividade reduzida na área a uma pequena porção de seu baixo curso, que deságua na baía de Todos os Santos. Outras bacias menores, também participantes da rede hidrográfica, são as dos rios Joanes, Jacuípe, Sauípe, Subauma, Real, Piauí, Sergipe, Japaratuba, Coruripe, Poxim, Jequiá e São Miguel, estes com seus cursos fluviais, totalmente incluídos na área.

A fig. 9 mostra a distribuição da rede hidrográfica com as áreas parciais ou totais das principais bacias, deixando-se, por conveniência, de incluir as bacias menores.

O escoamento nos grandes rios da região ocorre de NW para SE, terminando no Oceano Atlântico, ou indiretamente em lagoas, barradas por depósitos flúvio-marinhos, que provocam, invariavelmente, aí, uma deflexão para SW nos cursos dos principais rios. Fenômeno particularmente interessante é o das marés nos estuários, que por vezes exerce sua influência a quilômetros da foz dos rios.

Dentre as bacias destaca-se a do rio São Francisco, por sua importância energética, com a hidroelétrica de Paulo Afonso em fase de ampliação, e a de Itaparica em construção, além de constituir um fator de vital significado para as populações ribeirinhas que se servem da água, da sua navegabilidade, da fertilidade de suas várzeas e da pesca, numa região seca de alimentação escassa, até pouco tempo de difícil acesso. O mais extenso rio da área, e um dos maiores do país possui também a maior rede hidrográfica com 32.500 - km^2. Corta a área em toda a sua extensão W-E, sendo detentora do maior número de rios e riachos, quase todos eles intermitentes, em virtude das condições climáticas bem como das dimensões reduzidas de suas bacias de captação. Somente na parte oriental e em todo o litoral, se verificam quedas plu


DELIMITAÇÃO DAS BACIAS HIDROGRÁFICAS
(1) BACIA DO RIO MUNDAÚ
(2) BACIA DO RIO PARAÍBA
(3) BACIA DO RIO SÃO MIGUEL
(4) BACIA DO RIO JEQUIÁ
(5) BACIA DO RIO POXIM
(6) BACIA DO RIO CORURIPE
(7) BACIA DO RIO SÃO FRANCISCO
(8) BACIA DO RIO JAPARATUBA
(9) BACIA DO RIO SERGIPE
(10) BACIA DO RIO VAZA BARRIS
(11) BACIA DO RIO PIAUÍ
(12) BACIA DO RIO REAL
(13) BACIA DO RIO ITAPICURU
(14) BACIA DO RIO INHAMBUPE
(15) BACIA DO RIO SUBAÚMA
(16) BACIA DO RIO SAUÍPE
(17) BACIA DO RIO POJUCA
(18) BACIA DO RIO JACUÍPE
(19) BACIA DO RIO JOANES
(20) BACIA DO RIO PARAGUAÇU
0 10 20 30 40 KM
CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS
CAPITAIS
CIDADES
VILAS
LAGOAS
CACHOEIRAS
LIMITES DE ESTADOS
RIOS E RIACHOS
LIMITES DE BACIAS
Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
SUREG / SA.
Convênio DNPM-CPRM
MAPA HIDROGRÁFICO
PROJETO BAIXO SÃO FRANCISCO/VAZA-BARRIS
Ano 1977
Des.
Fig. 9

viométricas significantes influenciadas pelas massas oceânicas, garantindo a perenidade dos baixos cursos fluviais,que meandram nesta faixa.

As cheias nos rios que compõem a bacia do São Francisco são do tipo torrencial devido as grandes chuvas - concentradas em curto espaço de tempo, e ainda a pouca espes sura do solo, incapaz de reter considerável volume de água . Desta forma, todo o "run off" é convertido em escoamento su perficial, com enchentes por vezes desastrosas; é o rio São Francisco, o único perene da bacia.

Os afluentes do rio São Francisco, na sua maio - ria, pertencem a margem esquerda e guardam como outros afluentes da área uma direção predominante N-S, são êles: Moxotó Capiá, Ipanema, Traipu, Boacica, Perucaba e Marituba. Na mar gem direita, aparecem os riachos Capivara, Barra, Jacaré, Ga raru, Poxim e Tonã.

Dentre as bacias do extremo sul sobressai a do rio Pojuca. Possui o mais extenso rio do setor, bacia hidrográfica com 4,890 km^2, tendo grande número de pequenos rios e riachos tributários. Os afluentes do Pojuca, na sua maioria, pertencem a margem esquerda e estão dispostos aproximadamente N-S. Destacam-se aqueles formados pelos rios Catu e Pitanga.

O rio Jacuípe, com nascente nos arredores de Amé lia Rodrigues, tem um desenvolvimento mais ou menos paralelo ao Pojuca. Aliás, esse paralelismo é comum a quase todos os rios que comandam as demais bacias hidrográficas da região,a exemplo do Sauípe, Subaúma, São Francisco, Vaza Barris e Ita picuru. Talvez esse comportamento, seja o reflexo do condici onamento destas drenagens às estruturas presentes nas bacias sedimentares e no cristalino.

Os rios Joanes e Jacuípe, responsáveis pelo abastecimento de Salvador, possuem suas redes de drenagem, estabelecidas parcialmente sobre as litologias da bacia do Recôncavo, cortando somente uma pequena faixa do cristalino, na sua parte oriental. Estes rios ao atravessarem os terrenos - das bacias sedimentares, provocam o surgimento de vales largos e férteis, contrastando com os vales das regiões cristalinas, que são estreitos e escavados, onde é comum a existência de corredeiras.

Os rios Inhambupe e Itapicuru, constituem bacias relativamente extensas, com nascentes fora da área de estudo. Cortam os bordos oeste e leste da bacia do Recôncavo-Tucano, cruzando o bloco cristalino oriental, indo desembocar no Oceano Atlântico.

O rio Inhambupe nasce a norte da cidade de Serrinha e banha a cidade que lhe empresta o nome, além de Cardeal da Silva e Palame.

O rio Itapicuru, nasce na Chapada Diamantina, tendo sua importância, aumentada pela presença na bacia das fontes termais da cidade de Caldas do Jorro, e por possuir aluviões auríferos e diamantíferos, nos municípios de Cipo, Itapicuru, Acajutiba e Conde.

O Vaza-Barris, segundo maior rio da área com 250 km, nasce próximo a cidade de Uauá, no estado da Bahia, corta a bacia de Tucano, atravessando o bloco cristalino e a bacia Sergipe-Alagoas, indo desaguar no Oceano Atlântico, a este de Itaporanga. Em seu curso, no limite ocidental do meridiano 39°00', foi construído o açude de Cocorobó, que ten grande influência na área, contribuindo para a economia regional, através de sistemas de irrigação.

Os rios Real e Piauí, têm suas nascentes respec

tivamente nos arredores da serra de Maçacará, a oeste de Cícero Dantas e nas serras do Cabeça e Poço, a W de Paripiranga. A exemplo do rio Vaza Barris, ambos têm seus cursos cortando rochas das bacias de Tucano, Sergipe-Alagoas e do embasamento cristalino.

Os rios Sergipe e Japaratuba tem suas cabeceiras na região do embasamento cristalino, respectivamente a oeste de Carira e de Gracho Cardoso, ambos cortando a Bacia Sergipe-Alagoas e desaguando no Oceano Atlântico. Destacam-se como cidades importantes na bacia do rio Sergipe, Aracaju, capital do estado homônimo, situada no estuário do mesmo rio, além de Itabaiana e Laranjeiras.

O rio Japaratuba tem como principal afluente da margem direita o rio Siriri. Destacam-se na sua bacia, as cidades de Capela e Carmópolis.

No lado ocidental do estado de Alagoas, sobressaem as bacias dos rios referidos a seguir:

Coruripe, é o que possui a maior bacia, totalmente incluída na área. Nasce a norte de Palmeira dos Índios, e tem como afluente da margem esquerda, o riacho Lunga.

Poxim, o de menor bacia hidrográfica, forma uma lagoa em seu baixo curso após a qual desemboca no Atlântico.

Jequiá, desagua na lagoa do mesmo nome, tendo como afluente da margem direita o riacho Santa Maria e nascentes nos arredores de Taquarana.

Rio São Miguel, nasce na Serra do Tanque d'Arca, banha as cidades de Tanque d'Arca, Anadia e São Miguel entre outras.

Os rios Paraíba e Mundau possuem foz e cabeceiras fora da área do Projeto. O rio Paraíba tem como afluente

da margem esquerda o riacho Seco; citam-se como cidades de destaque na bacia: Bom Conselho, Quebrângulo, Viçosa e Atalaia.

O rio Mundau está parcialmente contido na área, sendo o rio Inhauma seu afluente da margem esquerda.

CPRM

3 - G E O M O R F O L O G I A

Comparando-se os dados obtidos da fotointerpretação, e após verificação no campo, com os da bibliografia, observa-se que a compartimentação geomorfológica da área apesar de sua extensão é relativamente simples. Embora numerosas unidades estratigráficas apresentem morfologia bem distinta, quando examinadas à luz dos conceitos de KING (1956) observa-se que os ciclos Paraguaçu (Pleistoceno) e Velhas (Terciário Superior), podem ser bem caracterizadas (fig 10). Mais subordinadamente, há evidências de superfícies relacionadas ao ciclo Sul-Americano, principalmente na parte norte da área do Projeto, tomando-se por base mapas planialtimétricos na escala 1:100.000 da SUDENE.

Deste modo pode-se estabelecer uma compartimentação geomorfológica baseada nos ciclos de erosão e nas diferentes formas de relevo que, em última instância refletem as litologias onde foram esculpidas. A compartimentação pode assim ser estabelecida:

As serras constituem o relevo dominante nos arredores de Santana do Ipanema, Palmeira dos Índios, Bom Conselho, Iati (folha Santana do Ipanema) e em menor escala na região oeste de Lagarto (folha Jeremoabo) e proximidades de Itabaiana (folha Aracaju). Na região de Santana do Ipanema as elevações são proeminentes com serras que atingem cerca de 800m de altitude e desníveis da ordem de 400 metros. No conjunto formam um maciço composto por migmatitos homogêneos e rochas granitóides. Entre Palmeira dos Índios e Bom Conselho (foto 1), o relevo é muito acidentado. A leste de Bom Conselho as altitudes e desníveis máximos estão em torno de 900 e 300 metros respectivamente. As rochas predominantes na área são migmatitos homogêneos e arteritos. Próximo a Iati, noroeste de Bom Conselho, uma crista quartzítica, orientada nordeste-sudoeste, atinge altitude superior a 1000 metros e

desnível máximo em torno de 500 metros.

Entre Jirau do Ponciano e Traipu (folha Santana-do Ipanema) e nos arredores de Itabaiana, cristas quartzíticas destacam-se na topografia, atingindo desníveis de aproximadamente 200 metros. KING (op.cit.), viu a possibilidade de algumas dessas cristas atingirem altura suficiente para representar a superfície de aplainamento Sul-Americana tendo a mesma idéia a respeito da região de Santana do Ipanema. Extrapolando para a zona de serras da região norte do Projeto, onde as cotas atingem os mesmos valores da região acima citada sugere-se que estas elevações representem também a superfície cimeira do aplainamento Sul-Americano, o mais antigo da área.

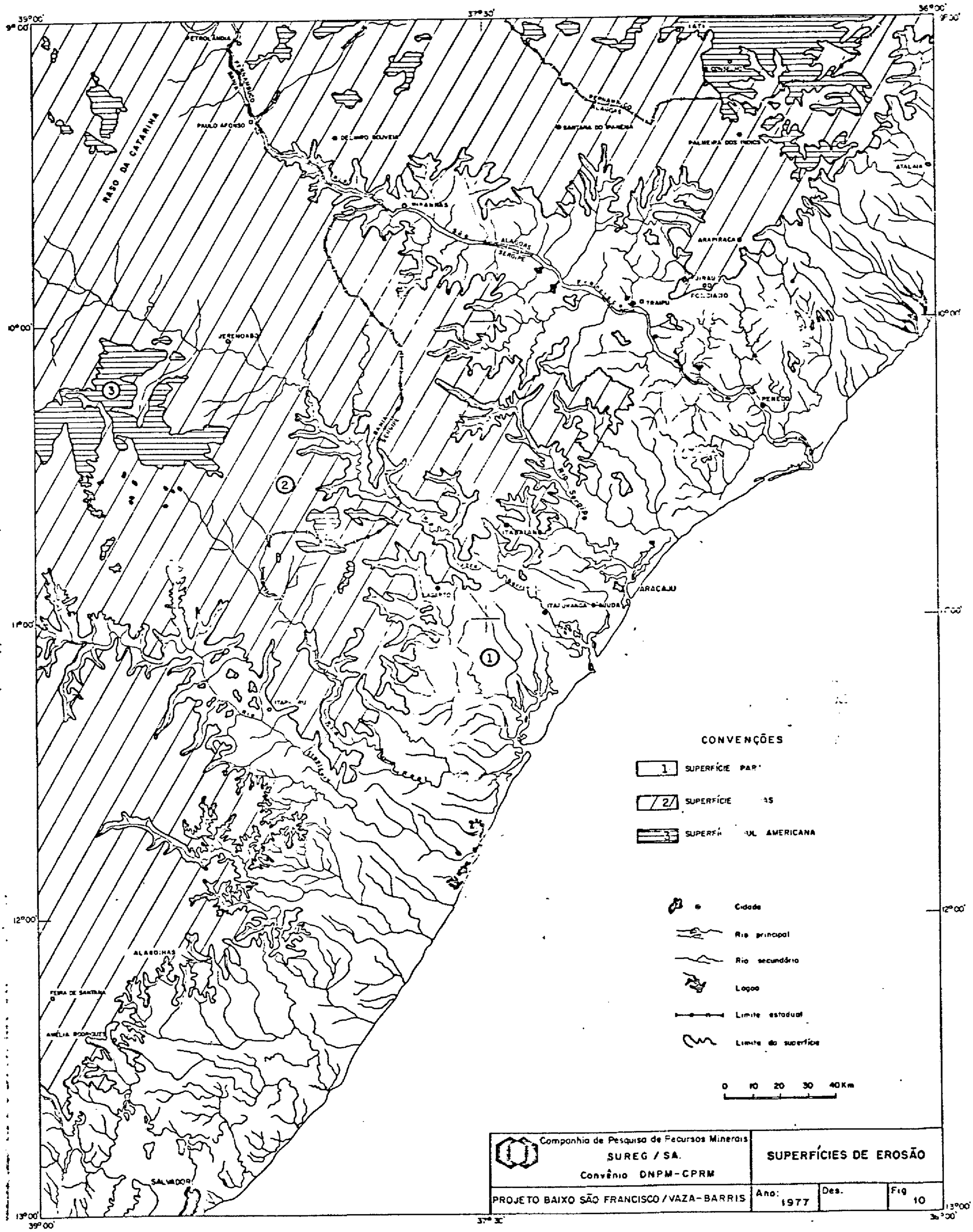
As planícies cristalinas tem maior extensão na parte noroeste da área, estando presentes tipicamente nos arredores de Paulo Afonso e Delmiro Gouveia (folha Paulo Afonso).

A unidade apresenta um relevo ondulado muito uniforme, constituído por colinas de encostas suaves e vales largos, com cotas variando em torno de 250m. Localmente apresenta serras que se destacam na topografia, como as de Água Branca e Mata Grande.

A drenagem da região é pouco densa, toda ela intermitente ao norte do rio São Francisco.

Este rio apresenta um vale estreito e muito profundo, em contraste com a área dos tabuleiros da bacia de Tucano, onde se torna largo e sem grandes escarpamentos nos vales. O vale deste rio na região de Paulo Afonso entalha as planícies cristalinas do ciclo Velhas (foto 2). Entre Petrolândia e Paulo Afonso é comum a presença de cachoeiras e corredeiras, estando o curso fluvial neste trecho, controlado -

CPRM


35°00'
9°00'
37°30'
36°00'
9°00'
10°00'
11°00'
12°00'
13°00'
39°00'
37°30'
36°00'
PETROLÂNDIA
PAULO AFONSO
JACUÍPE
DELMIRO GOUVEIA
SANTANA DO IPANEMA
PALMEIRA DOS ÍNDIOS
ATALAIA
ARAPIRACA
JIRAU
FEIJOADO
PENEDO
JEREMOABO
ITABAIANA
ARACAJU
ITAPORANGA D'AJUDA
ALAGOINHAS
FEIRA DE SANTANA
AMÉLIA RODRIGUES
SALVADOR
SERGIPE
ALAGOAS
BAHIA
RIO SERGIPE
RIO SÃO FRANCISCO
RIACHO DO NAVIO
SERRA DO CATARINA
1
2
3
CONVENÇÕES
1 SUPERFÍCIE PAR
/2/ SUPERFÍCIE
3 SUPERFÍCIE SUL AMERICANA
Cidade
Rio principal
Rio secundário
Lagoa
Limite estadual
Limite da superfície
0 10 20 30 40Km
Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
SUREG / SA.
Convênio DNPM-CPRM
SUPERFÍCIES DE EROSÃO
PROJETO BAIXO SÃO FRANCISCO / VAZA-BARRIS
Ano: 1977
Des.
Fig 10

por fraturas e falhas como em Paulo Afonso e, mais a sudeste em Piranhas. As litologias dominantes são migmatitos heterogêneos e homogêneos.

A exemplo do que acontece na maior parte da área do Projeto, aqui também, a superfície de erosão Velhas, foi a responsável pelo aplainamento da região durante o Terciário Superior.

Os tabuleiros ocorrem em toda a região leste, desde Salvador (folha Alagoinhas) até as proximidades de Arapiraca e Atalaia (folha Santana do Ipanema). Estão largamente distribuídos nas bacias do Recôncavo-Tucano e Sergipe- Alagoas, principalmente na bacia de Tucano. Estão presentes também a oeste da bacia do Recôncavo nos arredores de São Gonçalo dos Campos e Feira de Santana, emprestando à paisagem um aspecto característico, aspecto predominante na área do Projeto.

Os tabuleiros são formas de relevo muito uniformes constituídos por elevações de topo plano e bordos escarpados. Apesar de localmente apresentarem desníveis pouco pronunciados (50 a 80 metros no máximo), suas cotas variam regionalmente desde o nível do mar, em Aracaju, até cerca de 500 metros, próximo a Jeremoabo.

Constituem uma superfície aplainada sub-horizontal, mergulhando suavemente no sentido do litoral e dos principais rios. Esta superfície é mais regular e continua na região denominada Raso da Catarina, oeste de Paulo Afonso, onde em uma extensa área a drenagem é extremamente escassa, inclusive com precários vias de acesso.

Os tabuleiros são constituídos por sedimentos terciários do Grupo Barreiras e cretáceos da Formação Marizal.

4 - E S T R A T I G R A F I A

Os tabuleiros pertencentes a superfície Velhas - foram dissecados, com a abertura de vales e gargantas que caracterizam o ciclo Paraguaçu. Sobre a superfície trabalhada-pelo ciclo Paraguaçu, aparecem depósitos aluvionares, pântanos e dunas, principalmente próximo ao litoral.

A região sedimentar das bacias Sergipe-Alagoas e do Recôncavo, esta incluída na zona hipsométrica de cota a baixo de 200 metros que constitui as denominadas "terras baixas brasileiras". Apresenta uma morfologia uniforme, ondulada, sofrendo localmente variações das formas do relevo, sendo estas mudanças controladas essencialmente pela constituição litológica das unidades estratigráficas.

NASCIMENTO (1970) descreveu uma topografia acidentada na bacia do Recôncavo nos arredores de Alagoinhas, característica dos arenitos da Formação São Sebastião. Colinas suavemente onduladas, ocorrem tipicamente na região de Santo Amaro, reflexo da erosão diferencial sobre folhelhos das formações Itaparica e Candeias.

PONTES & RIBEIRO (1965) referem-se na bacia do Recôncavo a formas arredondadas tipo "meia laranja", típicas das áreas de ocorrência dos arenitos maciços da Formação Ilhas. Não raramente, surgem nas bacias Sergipe-Alagoas e do Recôncavo, extensas áreas aplainadas onde afloram sedimentos terciários do Grupo Barreiras, constituindo tabuleiros. Como exemplo, temos as regiões entre Amélia Rodrigues e Feira de Santana, norte de Salvador e arredores de Alagoinhas.

Os solos espessos e a vegetação densa (mata atlântica) são características de praticamente toda a região-litorânea da área do Projeto, o que dificulta a fotoiterpretação das unidades estratigráficas e estruturas. Outra característica da região é a drenagem densa, de padrão dendrítico

predominante.

A planície flúvio-marinha e aluvial ocorre ao longo do litoral e dos cursos dos principais rios (São Francisco, Sergipe, Vaza Barris, Real e Itapicuru), mormente nos trechos próximos da costa. Sua maior extensão está na região do baixo curso do rio São Francisco, de Penedo ao litoral, e entre as desembocaduras dos rios Real e Sergipe. Constitui - uma paisagem monótona, de superfícies planas, praticamente - sem desníveis pronunciados, sendo formada por sedimentos recentes, aluvionares, eólicos e praiais.

Nos vales dos rios e na costa, predominam sedi - mentos arenosos, enquanto que na região onde os baixos cursos fluviais são afetados pelas marés, ocorrem sedimentos argilosos e orgânicos com desenvolvimento de solos hidromórficos característicos dos manguezais. Este tipo de paisagem está bem representado nos arredores de Aracaju, principalmente ao norte desta cidade onde o rio Sergipe e seus afluentes banham uma área extensa, constituindo uma região pantanosa, com drenagem meândrica e anastomosada. Aspecto semelhante se observa na desembocadura do rio Vaza Barris, de Itaporanga D' Ajuda até à costa, e em menor escala, no rio Paraguaçu, nas proximidades de Maragogipe.

Esta unidade geomorfológica constitui um nível - de aplainamento recente, correspondente ao ciclo Paraguaçu , definido por KING (op.cit.), sobre o qual se acumularam os aluviões, depósitos pantanosos, cordões litorâneos e dunas , estando bem caracterizados a leste de Aracaju.

-- A passagem da planície costeira e aluvial para os tabuleiros e planícies cristalinas que representam o nível de erosão imediatamente superior (ciclo Velhas de KING, op.cit.), faz-se geralmente de maneira brusca, através de

escarpamentos íngremes, com desníveis de 20-50 metros. Isto-é observado em muitos locais, ao longo do litoral de Salvador e na foz do rio Real, sendo bem visível nas fotos aéreas da região citada para o litoral nordeste. O ciclo Paraguaçu, na área está restrito às drenagens que atingem diretamente o mar, principalmente aquelas que atualmente dissecam os tabuleiros e planícies cristalinas aplainadas do ciclo Velhas.

4.1 Comentários Gerais

Parte das unidades estratigráficas diferenciadas neste relatório são unidades litoestratigráficas sem conotações cronológicas. As unidades fenerozóicas, entretanto, que aparecem nos mapas por compilação dos trabalhos dos geólogos da Petrobrás, em alguns casos, são unidades cronoestratigráficas.

Com referência à divisão do Pré-Cambriano, cumpre esclarecer a nomenclatura adotada, em virtude da confusão que esta terminologia pode suscitar em função de seu uso nos diversos continentes, especialmente nos trabalhos mais antigos.

O Pré-Cambriano é subdividido nas eras Arqueozóica e Proterozóica, que correspondem respectivamente aos períodos Arqueano e Algonquiano. Percebe-se, outrossim, que o emprego desta terminologia não é generalizado. Na Europa, existia a tendência de se usar o termo Pré-Cambriano, apenas como sinônimo do período Algonquiano, persistindo o período Arqueano com seu significado normal. Nos Estados Unidos, caiu em desuso a era Arqueozóica, ficando todo Pré-Cambriano abrangido pela era Proterozóica.

Os trabalhos modernos, no entanto, com quase unanimidade, empregam uma terminologia que, apesar de ser incongruente, é aceita sem restrições pela maioria dos geólogos. Estes trabalhos utilizam os termos Arqueano e Proterozóico, para as divisões maiores do Pré-Cambriano, sem levar em conta, aparentemente, que estes termos designam respectivamente um Período e uma Era. Os termos Arqueozóico e principalmente Algonquiano caíram em desuso.

O relatório em apresentação utiliza esta subdivi

são para o Pré-Cambriano em função de seu largo e generaliza do uso nos trabalhos modernos, como mencionado, apesar das restrições acima levantadas.

Os limites destas subdivisões também são temas de discussões. ALMEIDA (1971) sugeriu a divisão do Pré-Cambriano em Inferior, Médio e Superior apresentando limites que aproximadamente coincidem com aqueles propostos por autores como SUTTON (1971), GELLATLY (1971), RANKAMA (1971) e MARSHALL & TUCKWELL (1971), com o Pré-Cambriano Médio e Inferior do primeiro autor citado correspondendo ao período Arqueano dos últimos autores. A figura 11 é um quadro comparativo destes limites, baseado nas proposições destes autores onde a terminologia aposta é aquela empregada pelos mesmos.

A divisão proposta por SUTTON (op.cit.) se afigura como a mais completa, e traduz o consenso geral, desde que as fronteiras consideradas marcam o início ou o fim de episódios importantes no desenvolvimento da crosta terrestre.

O Arqueano é marcado por estruturas do tipo "Cinturões de Rochas Verdes" (Greenstones belts) e "Cinturões móveis" (Mobile belts), enquanto o Proterozóico é caracterizado pela tectônica geossinclinal, ainda que embrionária, da qual o sistema Karelo-Suecofenídico (1900 m.a. 1600 m.a.) de SIMONEN (1960, apud AUBOUIN, 1965), parece ser o mais antigo representante.

As unidades arqueanas diferenciadas foram agrupadas em Complexos, tomando por base sua consanguineidade litológica e padrão estrutural. São elas: Complexo Metamórfico , Metamórfico-Migmatítico, Granulítico e Granito-Migmatítico. Estes Complexos foram já reconhecidos em trabalhos anteriores, à excessão do Complexo Granito Migmatítico, e sua no

TEMPO EM M.A. \ AUTORES	ALMEIDA (1971)	SUTTON (1971)	GELLATLY (1971)	RANKANA (1971)	MARSHALL & TUCKWELL (1971)
570		PROTEROZÓICO SUPERIOR	PROTEROZÓICO	PROTEROZÓICO	PROTEROZÓICO
800					
900	PRECAMBRIANO				
1000					
1100			SUPERIOR		
	SUPERIOR	PROTEROZÓICO INFERIOR			
1400			PROTEROZÓICO MEDIO		
1700					
1800					LIMITES INTERNACIONAIS
1900			PROTEROZÓICO INFERIOR		
2000	PRECAMBRIANO MÉDIO	ARQUEANO SUPERIOR		ARQUEANO	
2100					LIMITES NA AUSTRÁLIA
2300			ARQUEANO		ARQUEANO
2500					
2600					
2700	PRECAMBRIANO INFERIOR				
2800					
2900		ARQUEANO INFERIOR OU KATARQUEANO			
3600					

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM)

SUREG/SA

Convenio DNPM/CPRM

A DIVISÃO DO PRECAMBRIANO

PROJETO BAIXO SÃO FRANCISCO/VAZA-BARRIS

Ano: 1977

Des: AVM-01 04 77

Fig: 11

CPRM

menclatura se deve às deliberações da reunião conjunta entre representantes do DNPM, CPRM e PROSPEC (CPRM - PROSPEC & DNPM, 1974), visando uniformizar a nomenclatura geológica usada nos Projetos Básicos desenvolvidos na Bahia.

O Complexo Metamórfico aflora em pequenas áreas situadas nas imediações do meridiano de 39°00'W nas folhas Cipó e Jeremoabo e, na folha Alagoinhas nas proximidades do Campinhos. Compreende rochas vulcânicas básicas e ácidas associadas a metassedimentos clásticos (xistos, filitos e quartzitos) e químicos (meta-cherts, metacalcários e itabiritos) metamorfisados na fácies xisto verde.

O Complexo Metamórfico-Migmatítico aflora em áreas mais amplas, nas folhas Alagoinhas, Cipó, Jeremoabo e Aracaju, envolvendo as rochas pertencentes ao Complexo Metamórfico. Compreende granitóides, diatexitos e metatexitos.

O Complexo Granito-Migmatítico, agora definido, congrega granitóides e diatexitos remobilizados ou formados durante o Ciclo Brasiliano. As litologias agora discutidas foram individualizadas à parte porque foram formadas às expensas tanto de rochas do Complexo Metamórfico-Migmatítico quanto de rochas do Complexo Granulítico, podendo também, em parte derivar de rochas da geossinclinal de Propriá, neste caso, tendo idade Brasiliana.

Os geólogos do Projeto Bahia II (SEIXAS et alii, 1975) foram os primeiros a identificar rochas vulcânicas associadas a metassedimentos no nordeste da Bahia. Agruparam estas rochas em seu Complexo de Serrinha, cuja extremidade aflora na área em apreço, tendo suas rochas sido referenciadas acima, dentro do Complexo Metamórfico. MASCARENHAS (1976) as comparou com um "Cinturão de Rochas Verdes" idéia compar

tilhada pelos autores acima mencionados, que as identificaram. O Complexo Metamórfico-Migmatítico, que envolve as rochas pertencentes ao Complexo Metamórfico, pode ser comparado, então, com a associação granito-migmatítica que circunscreve os "Cinturões de Rochas Verdes" em todos os escudos onde estes foram reconhecidos. A relação temporal entre estas duas associações de rochas, entretanto, é tema de muitas controvérsias. Alguns autores, como ANHAEUSSER et alii (1969), SUTTON (op. cit.) e WINDLEY & BRIDGWATER (1971), admitem que os "Cinturões de Rochas Verdes" tinham por embasamento uma crosta siálica, ainda que estreita, que posteriormente ao estabelecimento dos "Cinturões", foi intrudida por granitos diversos e assim descaracterizada. Por outro lado, autores como GOODWIN (1968 apud WINDLEY & BRIDGWATER, op. cit.), VILJOEN & VILJOEN (1970 apud WINDLEY & BRIDGWATER, op. cit.) e principalmente GLIKSON (1972) sugerem o relacionamento dos "Cinturões de Rochas Verdes" à crosta oceânica primitiva, admitindo que os granitos teriam se formado posteriormente por diferenciação do manto, e desta maneira negam a existência de uma crosta siálica anterior ao estabelecimento dos "Cinturões de Rochas Verdes".

As relações de campo obtidas durante o desenvolvimento do Projeto em enfoque, permitem optar-se pela segunda hipótese. O Complexo Metamórfico-Migmatítico parece ter evoluido a partir de rochas do Complexo Metamórfico, admitindo-se que os anfibolitos que aparecem como intercalações nos migmatitos ou enclaves nos granitóides, derivam-se dos basitos do Complexo Metamórfico, como admitido por GOODWIN (op. cit.) em outras plagas. Embora dispondo-se de tais argumentos, prefere-se deixar a questão em aberto, em virtude do campo de observação restrito. Parecer conclusivo deverá se basear em áreas de observação muito mais amplas e levanta

mentos de muito maior detalhe.

Assim, os dois Complexos caracterizariam o que GLIKSON (op. cit.) denomina de "associação granito-greenstone" como se fossem uma única unidade geotectônica, "célula mater" de futura e inicial área cratônica.

O Complexo Granulítico, engloba litologias de fácies granulítica, ou litologias que por retrometamorfismo encontram-se hoje na facies anfibolítica. Associadas a estas, aparecem quartzitos, calcossilicáticas e básicas, bem como rochas com típica estrutura migmatítica mas com neossoma e paleossoma elevados à fácies granulítica: Alguns granitóides que cortam as rochas deste Complexo, embora, não possuam as características individualizantes do mesmo, foram também consideradas como a ele pertencentes.

Estas rochas do Complexo Granulítico bordejam aquelas dos Complexos Metamórfico e do Complexo Metamórfico Migmatítico, podendo ser comparadas com os "Cinturões móveis" (Mobile belts), que em outros escudos circunscrevem ou seccionam os núcleos cratônicos representados pelas associações granito-greenstone.

Os Complexos até agora discutidos por apresentarem assembléias litológicas e estruturas típicas do Arqueano, são considerados como pertencentes a este período.

Diques de diabásio e de basalto que cortam as rochas dos Complexos supra mencionados, constituem-se nos únicos representantes do Proterozóico Inferior.

A divisão estratigráfica dos metassedimentos ligados à geossinclinal de Propriá (HUMPHREY & ALLARD, 1962) ou geossinclinal Sergipana (ALMEIDA, 1967) do Proterozóico supe

rior, padece de uma nomenclatura um tanto quanto confusa, onde determinados nomes têm apenas significado local. Isto acontece devido ao fato de que os trabalhos até então realizados prendiam-se a áreas restritas e nem sempre levavam em consideração os precedentes. Além disso baseavam-se em premissas errôneas sem a preocupação de analisar as particularidades das sequências sedimentares nas geossinclinais dependentes de fatores cujo completo conhecimento requer estudos mais abrangentes.

Adotou-se, neste trabalho, uma divisão estratigráfica, baseada no conceito das sequências sedimentares de BELOUSSOV (1971), sequências estas que correspondem a etapas determinadas do desenvolvimento de um ciclo geotectônico. Esta divisão obedece ainda às premissas do conceito de "associações consanguíneas" de PETTIJOHN (1957), como também leva em conta os conceitos de AUBOUIN (op. cit.), no tocante à organização e à evolução das geossinclinais. As sequências básicas são: terrígena inferior, carbonática, terrígena superior, lagunar, molássica.

Evidentemente, que as sequências sedimentares nas geossinclinais, como consequência da instabilidade tectônica destes sítios, podem não se suceder de maneira simplista. Existem constantes desvios do esquema geral, com o aparecimento de ciclos secundários superpostos que têm como reflexo recorrências, variações laterais e verticais de facies e variações na espessura dos estratos.

Finalmente, ao se analisar as sequências sedimentares há que se ter em mente o paleo-relevo e o fato de que, além de dependerem do estágio de desenvolvimento do ciclo geotectônico, como mencionado, dependem também da zona geotectônica em que se formam.

Dentro das premissas acima conceituadas, criou-se o Supergrupo. Canudos para reunir as sequências sedimentares e magmáticas ligadas à "geossinclinal de Propriá". A subdivisão em grupos obedece tanto ao critério da superposição de ciclos, quanto ao posicionamento das sequências nas várias zonas da geossinclinal.

As formações individualizadas por HUMPHREY & ALLARD (1969) foram todas reconhecidas, com as ressalvas que posteriormente serão discutidas, abandonando-se, no entanto, seu agrupamento nos Grupos Miaba e Vaza Barris. Criou-se, por outro lado, os Grupos Inferior e Superior, que abrangem as formações antes pertencentes aos Grupos Miaba e Vaza Barris, considerando-os de ambiente miogeossinclinal. O critério adotado para separação dos dois grupos agora propostos baseia-se no fato de abrangerem sequências pertencentes a ciclos de sedimentação distintos sem que, no entanto, haja discordância entre eles.

O Grupo Macururé reune as sequências sedimentares e magmáticas correlatas dos Grupos Inferior e Superior, porém de domínio eugeossinclinal. As recorrências existentes neste ambiente não têm importância bastante que permitam a individualização de grupos distintos. Compreende as Formações Santa Cruz e Traipu/Jaramataia, dominantemente metassedimentares e o Complexo de Canindé dominantemente metavulcânico.

O termo Estância, de longa data conhecido, tem aqui hierarquia de Grupo, englobando formações marginais ao craton. A Formação Cajazeira, basal, abrange sedimentos continentais e marinhos que podem ser correlacionados cronoestratigraficamente à sequência geossinclinal, mas foram depo

sitados em ambiente estável (bacia parálica*) constituindo tectonofácies distinto dos sedimentos miogeossinclinais. A Formação Bomfim, superior, constitui uma típica molassa de ante-fossa, enquanto a Formação Juá é correlata da Formação Bomfim, mas situada na intra-fossa.

As rochas granitóides da geossinclinal Sergipana receberam uma denominação informal de acordo com seus vários tipos. O conjunto destas rochas poderia ser englobado dentro de uma denominação formal com hierarquia de grupo porém preferiu-se denominá-las apenas de "rochas granitóides", pertencentes ao Supergrupo Canudos.

As unidades acima discutidas têm suas posições estratigráficas ilustradas na sinopse estratigráfica do Pré-Cambriano (fig. 12), enquanto que as sequências sedimentares das bacias do Recôncavo-Tucano e Sergipe-Alagoas aparecem na sínopse estratigráfica do Fanerozóico (fig. 13).

Frequentemente o emprego de certa terminologia geológica é passível de interpretações diferentes daquelas pretendidas pelos autores do trabalho, por isso caracterizar-se-á o sentido em que alguns têrmos foram empregados.

O têrmo "granitóide" é empregado como termo genérico no sentido de SMULIKOWSKI (1958, apud MELLO, 1972), para designar rochas granulares plutônicas com aspecto megascópico semelhante ao granito, e deste diferindo pelas proporções de quartzo, plagioclásio e feldspato alcalino. Inclui o granito propriamente dito, granodioritos, sienitos, monzonitos etc...

---

* Bacia que, situada à margem do craton, tem seu espaço invadido por transgressões marinhas episódicas.

G E O S S I N C L I N A L S E R G I P A N A

	INTRA FOSSA	ANTE FOSSA	DOMÍNIO MIOGEOSSINCLINAL	DOMÍNIO EUGEOSSINCLINAL
PROTEROZOICO SUPERGRUPO CANUDOS — GRUPO ESTÂNCIA	FORMAÇÃO JUÁ	FORMAÇÃO BONFIM		ROCHAS GRANITÓIDES: TIPO MATA GRANDE; TIPO ÁGUAS BELAS; TIPO GLÓRIA; TIPO CARIBA
		FORMAÇÃO CAJAZEIRA	GR. SUPERIOR: FORMAÇÃO FREI PAULO / RIBEIRÓPOLIS; FORMAÇÃO OLHOS d'AGUA	
			GRUPO INFERIOR: FORMAÇÃO CAPITÃO / PALESTINA; FORMAÇÃO JACOCA; FORMAÇÃO JACARECICA; FORMAÇÃO ITABAIANA	GRUPO CURURÉ: FORMAÇÃO TRAIPU / JARAMATAIA E COMPLEXO DE CANINDE; FORMAÇÃO STA. CRUZ

Diabásios e basaltos

Vulcanismo de Arauá

COMPLEXO GRANULITICO: Charnockitos, granulitos, kinzigitos, gnaisses migmáticos e granitóides diversos.

COMPLEXO METAMÓRFICO - MIGMATÍTICO: Metatexitos, sienito gnaisse, diatexitos, granitóides de anatexia e granitóides intrusivos.

COMPLEXO GRANITO-MIGMATÍTICO: Diatexitos, hornblenda-biotita granitóides porfiróides e biotita granitóides.

COMPLEXO METAMÓRFICO (COMPLEXO DE SERRINHA): Metavulcânicas ácidas e básicas intercaladas com metassedimentos clásticos e químicos.

PRÉ-CAMBRIANO — PROTEROZOICO — ARQUEANO

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - C P R M

SUREG/SA

Convênio DNPM/CPRM

SINOPSE ESTRATIGRÁFICA DO PRÉ - CAMBRIANO

PROJETO BAIXO SÃO FRANCISCO / VAZA - BARRIS

Ano: 1977 | Des: AVM - 02 05 77 | Fig: 12

CPRM

ERA	PERÍODO / ÉPOCA	SUPER GRUPO	GRUPO	BACIA RECONCAVO TUCANO — FORMAÇÃO	BACIA SERGIPE ALAGOAS — FORMAÇÃO	SUB GRUPO	GRUPO
CENOZÓICO	QUATER.			AREIAS E ARGILAS	AREIAS E ARGILAS		
	TERCIÁRIO — MIOCENO		BARREIRAS				BARREIRAS
				SABIÁ			
					PIAÇABUÇU		SERGIPE
					COTINGUIBA		
					RIACHUELO		
				MARIZAL	MURIBECA		
	CRETÁCEO — SUPERIOR	BAHIA	MASSACARÁ	SÃO SEBASTIÃO	PONTA VERDE *	CORURIPE	
					COQUEIRO SÊCO		
					MORRO DO CHAVES		
			ILHAS	POJUCA	SALVADOR / PENEDO / RIO PITANGA		
				MARFIM			
			SANTO AMARO	CANDEIAS	BARRA DE ITIÚBA		
				ITAPARICA			
	JURÁSSICO		BROTAS	SERGI	SERRARIA	IGREJA NOVA	BAIXO SÃO FRANCISCO
				ALIANÇA	BANANEIRA		
					CANDEEIRO *		
	TRIÁSSICO						
PALEOZÓICO	PERMIANO			STA. BRÍGIDA	ARACARÉ		
	CARBONÍFERO			CURITUBA	BATINGA		
				MOXOTÓ			
	DEVONIANO			IBIMIRIM *			
				INAJÁ			
	SILURIANO			TACARATU			

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM

SUREG / SA

Convênio DNPM/CPRM

SÍNOPSE ESTRATIGRÁFICA DO FANEROZÓICO

* FORMAÇÃO DE SUB-SUPERFÍCIE

PROJETO BAIXO SÃO FRANCISCO / VAZA - BARRIS

Ano: 1977 | Des: AVM-18 04 77 | Fig: 13

Diatexito é usado no sentido de GURICH (1905, apud MEHNERT, 1971) para denominar rochas que apresentam um elevado estágio de anatexia. Metatexito denomina rochas migmatíticas heterogêneas resultantes de anatexia seletiva e/ou diferencial "in situ", termo este usado pela primeira vez por SCHEUMANN (1936, 37, apud MEHNERT, op. cit.). Por outro lado, foi também empregado neste trabalho o termo arterito que, segundo MEHNERT (op. cit.) designa os migmatitos heterogêneos cujo metatecto tem origem estranha, isto é, foi introduzido na rocha original paleossomática.

Kinzigito é empregado para denominar gnaisses que sofreram fusão anatética parcial dos componentes quartzo-feldspáticos, e contém essencialmente biotita, cordierita, granada e silimanita no sentido de FISCHER (1860, apud MEHNERT, op. cit.) termo este desprovido de conotações genéticas. Entretanto, na área em estudo, rochas gnáissicas com a mesma composição dos kinzigitos, mas associados a granulitos foram chamadas de granoblastitos no sentido de WINKLER (1974). Esclarece-se que neste trabalho, apesar do termo original não ter conotação genética, ele é reservado para as rochas portadoras de mobilizados granito-pegmatóides.

É necessário também esclarecer a simbologia empregada nos mapas para os contatos. Os contatos entre litologias de dois complexos, ou de dois grupos ou de formações estão representados por uma linha cheia, se observados, ou linha tracejada, se inferidos, ambos tendo conotações estratigráficas.

Os contatos entre litologias de um mesmo complexo, ou intercalações dentro de grupos ou formações, estão representados por linha pontilhada. É um contato litológico sem conotação estratigráfica. Todavia os granitos, quando intru

sivos, mesmo associados a complexo ou grupo, têm contatos simbolizados por uma linha cheia ou interrompida, conforme sejam definidos ou não.

4.2 O Pré-Cambriano

4.2.1 Complexo Metamórfico

O Complexo Metamórfico tem sua terminologia originada a partir da reunião conjunta DNPM, CPRM e PROSPEC (CPRM-PROSPEC & DNPM, op. cit.), que visava a uniformização da nomenclatura geológica utilizada nos projetos que então se desenvolviam. Este complexo englobava rochas metamórficas de baixo grau de metamorfismo, ocorrentes em diversas localidades diferentes, que jaziam no seio de rochas de mais alto grau de metamorfismo e cujo relacionamento entre as mesmas era pouco claro. O Complexo de Serrinha agrupa os metamorfitos de baixo grau que afloram a norte - noroeste desta cidade e que, na área em estudo, se constitui na única porção mapeável de rochas do Complexo Metamórfico.

4.2.1.1 Complexo Metamórfico de Serrinha

As rochas dessa unidade foram primeiro mapeadas por geólogos do Projeto Bahia II (SEIXAS et alii, op. cit.) que lhes deram o nome de Complexo de Serrinha, em alusão à Serrinha, principal cidade da área, onde as mesmas ocorrem. MASCARENHAS (op. cit.), considerando os numerosos elementos estruturais e estratigráficos encontrados nesta suite de rochas, correlacionou-as com os "greenstones belts", feições geológicas já estudadas em várias regiões do globo.

Este complexo tem duas áreas de ocorrência distintas e bem limitadas, apresentando sua área maior de aflo-

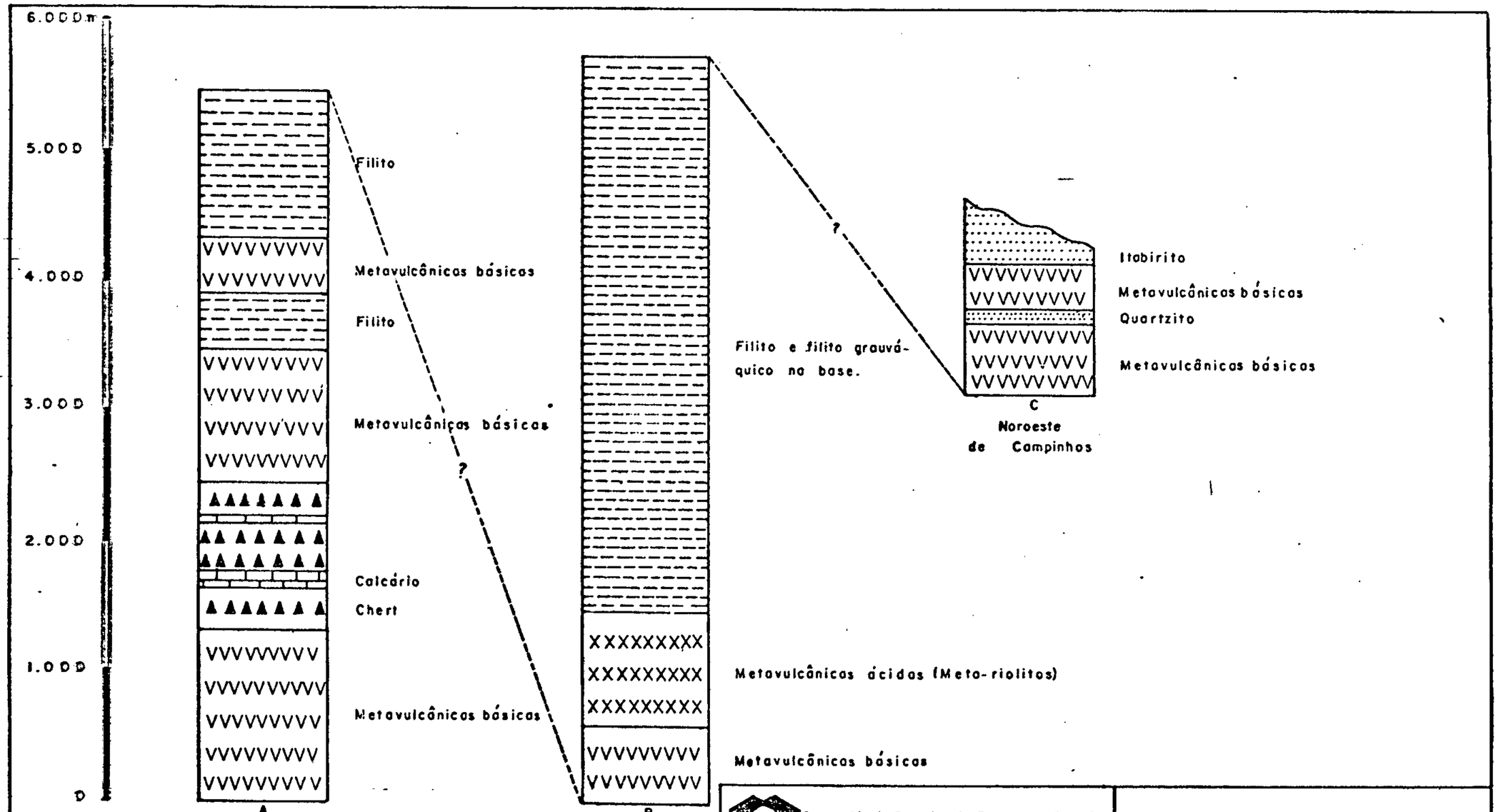
ramento situada além dos limites da área em estudo. Assim , destacam-se os afloramentos situados a sudoeste da área da folha Jeremoabo (fazenda Salgado), noroeste da área da folha Cipó e aqueles situados a sul de Araci. Subordinadamente ocorrem resquícios de metassedimentos a oeste de Coração de Maria (folha Alagoinhas) e rochas vulcânicas intemperizadas sotopostas a itabiritos a noroeste de Campinhos (folha Alagoinhas).

As rochas deste Complexo encontram-se em contato com as rochas diatexíticas e granitóides do Complexo Metamórfico-Migmatítico adiante descrito. Entram também em contato com sedimentos da Bacia do Recôncavo-Tucano geralmente por falhamentos.

A sequência litológica que constitui este Complexo compõe-se de metavulcânicas básicas e ácidas, metassedimentos clásticos e químicos, apresentando-se bastante cataclasada , fato que mascara sua verdadeira natureza. A figura 14 mostra o interrelacionamento e a sucessão destas litologias, nas diversas áreas de afloramento, tendo as espessuras sido calculadas a partir da largura de afloramento das litologias.

As metavulcânicas básicas, que predominam a sudoeste da área da folha Jeremoabo, têm coloração cinza esverdeada, granulação média, com pórfiros de feldspato, petrograficamente compostas por hornblenda, quartzo, plagioclásio, clorita, leucoxênio e tremolita-actinolita; são quase sempre classificadas como microbrechas e milonitos derivados de vulcânicas.

As metavulcânicas ácidas ocorrem ao sul de Araci, na folha Cipó, em uma pequena área de afloramento, sobrejacente ao ao tipo acima descrito. São compostas essencialmen-



Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM)

SUREG/SA

Convênio DNPM / CPRM

SEÇÕES ESQUEMÁTICAS DO COMPLEXO DE SERRINHA

PROJETO BAIXO SÃO FRANCISCO/VAZA-BARRIS

Ano: 1977

Des: AVM-28 04 77

Fig: 14

CPRM

mente por quartzo e feldspato, com o primeiro mineral citado às vezes formando pórfiros e apresentando cor azulada. Encontram-se marcadamente cataclasadas, o que dificulta a identificação do tipo petrográfico com precisão. Segundo SEIXAS et alii (op. cit.), estas rochas e mais aquelas, ocorrentes na região de Salgadália, foram petrograficamente classificadas como metapórfiros, metadacitos porfiríticos e microgranodioritos porfiríticos (p. 216, 217).

Os metassedimentos são representados por filitos, xistos, calcários e chert, e se encontram intercalados com as metavulcânicas, segundo o esquema da figura 14. Os filitos ocorrem em faixas de direção noroeste-sudeste, a noroeste da folha Cipó, e ao sul de Araci; têm coloração esverdeada, granulação fina e composição mineralógica representada por quartzo, sericita, clorita, biotita e turmalina.

Os xistos têm coloração cinza esverdeado, granulação média, apresentando-se geralmente crenulados e às vezes feldspatizados; petrograficamente são constituídos de quartzo, muscovita, biotita, feldspato, clorita, turmalina, opacos, rutilo, sericita e leucoxênio. Estes ocorrem a norte da vila de João Vieira (noroeste da folha Cipó), estando limitados a leste por falhamentos com os sedimentos da Bacia de Tucano; apresentam-se orientados, com estrutura isoclinal e cortados por pequenos veios de quartzo.

Os metassedimentos químicos (metacalcários e chert) ocorrem em uma faixa de direção noroeste - sudeste, no canto sudoeste da folha Jeremoabo, não sendo diferenciados um do outro em função de sua íntima associação. Em afloramento próximo à fazenda Salgado (sudoeste da folha Jeremoabo), o metacalcário apresenta-se bastante silicificado, com granulação média, composto essencialmente por carbonato,

quartzo, opacos, muscovita e óxido de ferro. O chert tem uma coloração cinzenta, bastante ferruginoso, milonitizado, constituído predominante por quartzo, óxido de ferro (hematita) e opacos, contendo ainda pequena percentagem de sulfetos.

Os remanescentes da sequência acima discutida, que ocorrem a noroeste de Campinhos, encontram-se bastante intemperizados, com aparência filítica, identificando-se apenas tremolita-actinolita, sugerindo um material derivado de rochas originalmente básicas. Análises espectrográficas semiquantitativas revelaram teores de elementos traços (tab. III) compatíveis com as médias mundiais em rochas básicas. Segundo KRAUSKOPF (1972), os elementos traços tendem a se conservar com seus teores originais, mesmo quando as rochas são submetidas a metamorfismo, fato que vem ratificar as observações de afloramento. Estas rochas de aspecto filítico, mas de natureza básica, provavelmente estão intercaladas com material metassedimentar de natureza argilosa, segundo os teores de elementos traços resultantes das análises espectrográficas. Intercalam-se também nessa sequência quartzitos ferruginosos, que delineiam um dobramento bastante conspícuo em corte da rodovia BR-324 (Salvador-Feira de Santana), um quilômetro após seu encontro com a BR-101. Estas intercalações de quartzito podem ser relacionados às cristas que foram diferenciadas a oeste de Coração de Maria (folha Alagoinhas). Mais a sudeste do último ponto citado, pode ser observado que as rochas básicas intemperizadas se sotopõem a itabiritos. Estes apresentam perfeita alternância de leitos silicosos e ferruginosos, com granulação fina, às vezes com as faixas silicosas se pulverizando ao contato com os dedos, indicando sua origem a partir de precipitação química.

Rochas / Elementos Traços	MÉDIAS MUNDIAIS (ppm)							AMOSTRAS					
	Seg: VINOGRADOV (1962, apud KRAUSKOPF, 1972)				Seg: TUREKIAN & WEDEPOHL (1961, apud KRAUSKOPF, 1972)			* RL-229b	* RL-229c	* RL-108a	* RL-108b	** IF-351b	** IF-365
	UB	B	I	Ac	X	Ar	Cb						
Cr	2.000	200	50	25	90	35	11	100	200	100	10	150	700
Ni	2.000	160	55	8	68	2	20	70	100	50	15	50	500
Cu	20	100	35	20	45	1 a 10	4	50	150	70	15	70	150
Ti	300	9.000	8.000	2.300	4.600	1.500	400	5000	10.000	10.000	30	10.000	10.000
Co	200	45	10	5	19	0,3	0,1	15	15	7	5	30	50
V	40	200	100	40	130	20	20	100	150		20	200	100

UB Rochas ultrabásicas
B Rochas básicas
I Rochas intermediárias
Ac Rochas félsicas
X Xistos
Ar Arenitos
Cb Carbonatos

* Complexo Metamórfico de Serrinha
* * Anfibolitos do Complexo Metamórfico - Migmatítico

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM)
SUREG/SA
Convênio DNPM/CPRM

MÉDIAS MUNDIAIS DE ELEMENTOS TRAÇOS COPARADOS COM AMOSTRAS ARQUEANAS

PROJETO BAIXO SÃO FRANCISCO/VAZA-BARRIS	Ano: 1977	Des: AVM-230477	Tab: III

As bandas ferruginosas são constituídas por magnetita, hematita e quartzo.

As associações paragenéticas encontradas nestas rochas, são características da fácies do xisto verde.

ANHAEUSSER (1971) apresenta uma coluna estratigráfica para o Arqueano, em particular para demonstrar uma ciclicidade de vulcanismo e de sedimentação neste período. Ao se analisar a figura 14, verifica-se, que, de norte para sul, encontram-se litologias, que parecem cada vez mais superiores, quando se compara esta figura com a coluna estratigráfica do autor citado. Além disso, verifica-se que as litologias, que afloram na área em discussão, podem tentativamente ser posicionadas nos limites do "Grupo Greenstone" e do "Grupo Sedimentar" de ANHAEUSSER (op. cit.). As características acima mencionadas, do ponto de vista litológico, metamórfico e estrutural induzem à comparação deste Complexo com os "greenstone belts".

A idade arqueana admitida para estas rochas, não tem confirmação por análises radiogênicas; entretanto, o contexto geotectônico, onde estão inseridas, dá suporte a este pensamento.

4.2.2 Complexo Metamórfico-Migmatítico

O Complexo Metamórfico-Migmatítico engloba metatexitos, diatexitos e granitóides, além de lentes de anfibolito, que jazem no seio destas rochas. Entre os metatexitos e diatexitos o paleossoma é quase que exclusivamente de natureza anfibolítica, o mesmo acontecendo com os enclaves existentes nas rochas granitóides, que resultam tanto da culminação de processos anatexíticos, quanto podem apresentar rela

ções intrusivas.

4.2.2.1 Metatexitos

Foram diferenciados quando dos trabalhos do Projeto Bahia II SEIXAS et alii (op. cit.), desenvolvidos fora dos limites da área em estudo.

Esta unidade aflora desde a região nordeste de Feira de Santana (folha Alagoinhas), prolongando-se em direção norte até a região a leste de Água Fria, na folha Cipó, onde desaparece sob os sedimentos do Grupo Barreiras. Na sua porção leste a unidade está bordejada por diatexitos e a oeste por sienito gnaisses. Ela aflora também na região de Quijí, prolongando-se para norte até a parte centro-oeste da folha Cipó. A leste desaparece sob os sedimentos da Bacia do Recôncavo-Tucano e a norte e oeste está em contato com diatexitos e granodioritos. A sul de Quijí e na região de Lamarão entra em contato com granulitos.

A sudoeste de Água Fria, (sudoeste da folha Cipó), seus melhores afloramentos estão ao longo da estrada carroçável que liga o povoado Boa Espera à cidade de Água Fria. São migmatitos heterogêneos (metatexitos) com predominância de paleossoma, representado por bandas espessas de rochas anfibolíticas de coloração escura, granulação média, com certa foliação e compostas de ferromagnesianos, pouco quartzo e feldspato. Estes anfibolitos estão intercalados com camadas de mobilizados granitóides com espessura milimétrica a centimétrica, de coloração cinza claro, granulação fina, foliadas e compostas de quartzo, feldspato e biotita, alternadas com faixas leucocráticas de coloração róseo claro, granulação variando de fina a média, foliadas ou não e constituídas essencialmente de quartzo e feldspato róseo, localmente ocor

rendo anfibólio e metálicos. Localmente, ainda, foram observados rolados de quartzito, indicando a possível existência de lentes desta rocha não digeridas nestes metatexitos.

A noroeste de Lamarão, os afloramentos ofereceram condições de identificação de uma estrutura estromática, com suas porções neossomáticas representadas por bandas quartzo-feldspáticas, por vezes com pouca biotita e coloração rósea, alternadas com bandas de coloração cinza, estrutura gnáissica média e constituída por quartzo, feldspato e biotita contendo ainda hornblenda alterada.

Convém salientar que o intemperismo intenso na região, oblitera muitas das características destes metatexitos, que afloram pobremente, quase sempre em afloramentos rasteiros em valetas às margens das estradas ou em pequenos cortes nas mesmas. Constitui exceção à regra, um afloramento artificial em corte da estrada de ferro na localidade de Quijí (foto 3). Neste afloramento, que representa bem a unidade em descrição, predomina um paleossoma anfibolítico, onde se intercalam leitos neossomáticos graníticos foliados de cor rosa. Neste mesmo afloramento, percebe-se veios pegmatóides que cortam todo o conjunto, preenchendo pequenas falhas. Todo o conjunto está ondulado, apresentando mergulhos fracos, característica de grande parte da área de afloramento da unidade.

A sul de Quijí são frequentes rolados de chert, podendo-se admitir que os mesmos estão associados às rochas migmatíticas da área.

Estruturalmente esta unidade apresenta foliação orientada aproximadamente na direção norte-sul, na folha Alagoinhas, infletindo para nordeste na folha Cipó. Os mergu-

lhos variam de fortes a fracos, inclinados geralmente para oeste.

A região de Quijí apresenta estruturas não muito definidas parecendo caracterizar a zona periclinal de um dobramento. Seus mergulhos são fracos e os afloramentos mostram-se suavemente ondulados, como ilustra a foto 3.

O neossoma destes migmatitos, sempre foliado, indica, que, após a migmatização, foi submetido a eventos tectônicos. Notório, também, é o fato de que estes metatexitos parecem ter sofrido duas fases de migmatização, de acordo com os tipos neossomáticos observados e suas relações intrínsecas.

As características microscópicas desses anfibolitos onde pontificam a ausência de bandeamento mineralógico e de zoneamento; a geminação complexa do plagioclásio, que se iguala, quantitativamente, à hornblenda; e o piroxênio que ocorre como pontos nas partes centrais da hornblenda, indicando sua transformação nesse segundo mineral, testemunham derivação a partir de rochas ígneas básicas.

Por outro lado, o quimismo destas rochas, cuja particularização foi obtida através da análise espectrográfica de elementos traços (tab. III), ratifica sua origem a partir de rochas básicas, mormente pelos teores característicos de titânio, níquel e cromo, similares às médias mundiais dessas rochas.

Os metatexitos, pelas características do seu paleossoma, induzem à conclusão de que se originaram a partir de rochas básicas, possivelmente de origem vulcânica. Estas, pela presença de massas siálicas ascendentes, foram transformadas em anfibolito e em metatexito, que com o progresso da migma

tização são quase totalmente assimilados, culminando em diatexitos e até mesmo granitóides. As possíveis vulcânicas, agora anfibolitizadas, estariam intercaladas com cherts, rochas comuns neste tipo de associação, e, quartzitos.

4.2.2.2 Sienito gnaisse

Esta unidade está distribuída desde a área noroeste do povoado Jaíba, na folha Alagoinhas, prolongando-se para norte até às proximidades circunvizinhas do povoado Boa Esperá (na folha Cipó), onde inflete para nordeste, indo desaparecer sob os sedimentos do Grupo Barreiras, a sudeste de Lamarão. Sua porção leste está em contato com rochas metatexíticas da unidade precedente, enquanto que, a oeste, está em contato com rochas granulíticas.

Seus melhores afloramentos são observados a sul de Tiguaruçu e a oeste de Santanópolis (folha Alagoinhas), onde se apresentam com composição predominantemente sienítica, coloração rósea e matriz de granulação média, constituída de máficos orientados, pouco quartzo e fenoblastos de feldspato róseo, microfraturados, orientados, chegando a atingir até cinco cm de comprimento. Esse caráter porfiroblástico varia de uma região para outra; em Boa Espera, elas perdem este caráter. Concentrações melanocráticas anfibolíticas, sob forma de "schlieren", são frequentes no seio da unidade. Ocorrem ainda veios de mesma composição ou de composição semelhante à da rocha da unidade, com disposição concordante, parecendo ser cogenéticos.

Em lâmina delgada, a rocha em discussão apresenta bandeamento pronunciado devido a faixas paralelas ou subparalelas de máficos e félsicos. É composta essencialmente de

microclina, em parte pertítica, sob a forma de fenoblastos arredondados ou ovalados; quartzo, estirado, denteado, e com extinção ondulante, na forma de lentes e agregados tipo mosaico; plagioclásio, geralmente está disperso na matriz granoblástica, alterado para sericita; hornblenda verde pardacenta é o máfico dominante, formando fenoblastos prismáticos com textura em peneira, apresentando inclusões de apatita, quartzo e biotita, estando em parte substituída pela biotita; esta, por sua vez, é marrom, em pequenas palhetas com inclusões de opacos, zircão, quartzo e às vezes bordas com opacos. Ocorre associada à hornblenda formando leitos. Associados às faixas máficas, encontram-se opacos com bordas de titanita, apatita e zircão.

Faixas granodioríticas, que se associam aos sienitos gnaisses, têm granulação média, foliação devida à orientação sub-paralela de agregados máficos e textura cataclástica. Consistem essencialmente de oligoclásio em fenoclastos com certa alteração para sericita; quartzo é grosseiro, com inclusões de apatita e máficos; feldspato alcalino em parte é pertítico; hornblenda parda-esverdeada a verde azulado ocorre sob forma de cristais prismáticos alongados e em fenocristais às vezes geminados com inclusões de quartzo, feldspato, apatita, opacos e zircão; em parte sendo substituída pela biotita. Forma agregados orientados que imprimem caráter nematoblástico à rocha, estando associada à biotita parda avermelhada escura. Opacos, apatita e zircão são os seus acessórios.

Considerando que os contatos destes sienitos com os metatexitos antes descritos apresentam aspecto difuso e que restos de anfibolito ocorrem como "schlieren" no seio destas rochas, aliado ao fato de que os estudos petrográfi

cos mostram titanita aureolando grânulos de óxidos de ferro, indicando que estes substituiram a ilmenita - fenômeno universalmente presente em lavas básicas, segundo WILLIAMS, TURNER & GILBERT (1970) - conclui-se que a rocha original tinha o mesmo caráter das que originaram os anfibolitos que ocorrem como paleossoma nos metatexitos antes descritos. Assim, a origem metassomática destes sienitos torna-se muito verossímil, desde que seus contatos não apresentam nenhuma relação intrusiva.

Ressalta-se, no ensejo, a similaridade destes sienitos com aqueles que ocorrem na serra de Itiúba e com aqueles mapeados por SILVA FILHO et alii (1974), na região norte de Camacã, sul da Bahia, embora qualquer correlação entre os mesmos do ponto de vista de idade e origem careça de fundamento no atual estágio de conhecimentos da geologia regional.

4.2.2.3 Diatexitos

As exposições desta unidade, a oeste da Bacia do Recôncavo-Tucano, distribuem-se desde leste da vila Murutuba passando pelos municípios de Conceição de Maria e Irará (folha Alagoinhas) desaparecendo sob sedimentos do Grupo Barreiras a sul da estação de Água Fria, já na folha Cipó. Bordeja a leste os sedimentos da bacia do Recôncavo-Tucano, estando a oeste em contato com metatexitos desde Estação de Água Fria até nordeste de Feira de Santana daí, em direção sul, entrando em contato com os charnockitos. Ainda no bordo oeste da Bacia do Recôncavo-Tucano, são observadas exposições da unidade a noroeste de Quijí, que se prolongam pela folha contígua (folha Serrinha). A oeste-noroeste da área da folha Cipó, suas ocorrências estão geralmente em contato com o Complexo Meta

mórfico de Serrinha, estando limitadas a leste por falhamentos com os sedimentos juro-cretácicos da bacia.

Na porção centro-leste da folha Cipó, a leste da Bacia do Recôncavo-Tucano, tem ampla distribuição, estendendo-se, de sul para norte, desde a região situada a oeste de Esplanada até a altura de Tanque Novo. Nesta área, que engloba as sedes municipais de Itabaianinha e Tomar do Geru, limita-se a leste com rochas granulíticas desde as imediações de Esplanada até sul de Tanque Novo. A oeste entra em contato com rochas charnockíticas até a altura de Rio Real; daí para norte, até as proximidades de Tanque Novo, entra em contato com rochas do Grupo Estância através de falhamentos de direção norte-sul e nordeste-sudoeste.

A sudeste da folha Jeremoabo, as rochas da unidade constituem o núcleo do alto estrutural de Simão Dias, ocorrendo ainda no seu canto sudoeste em uma pequena área triangular nas proximidades da fazenda Olho D'Água de São José e ao longo de uma faixa de direção noroeste-sudeste em contato com rochas do Complexo Metamórfico de Serrinha. No "domo" de Simão Dias, os contatos da unidade com as formações metassedimentares da geossinclinal, são normalmente de natureza tectônica, excetuando o bordo oeste da estrutura onde acha-se recoberta em discordância por quartzito da Formação Itabaiana.

Na folha Aracaju, as exposições da unidade restringem-se ao núcleo do "domo" de Itabaiana, onde encontram-se orladas e recobertas em discordância por quartzitos Itabaiana a oeste, leste e sul-sudeste da estrutura; a norte e sul-sudoeste, estes contatos são de natureza tectônica, colocando rochas da unidade em contato não só com os quartzitos, como também com metassedimentos das diversas formações

miogeossinclinais.

Os altos estruturais de Itaberaba e Simão Dias, são interligados por uma estreita faixa de rochas fortemente cisalhadas, na direção geral este-oeste, sendo os limites com os metassedimentos da geossinclinal determinados por falhamentos.

As rochas pertencentes a esta unidade, englobam tipos migmáticos homogêneos e heterogêneos com ampla predominância dos primeiros, cuja mobilidade é bastante acentuada, sendo difícil uma diferenciação de paleossoma/neossoma e onde as estruturas dominantes são dos tipos nebulíticos e "schlieren". Aos diatexitos da unidade associam-se intimamente rochas granitóides. Geralmente é bastante difusa a passagem de um tipo litológico para outro, como observado na região de Teotônio, fazenda São Bento e serra da Pedra Branca (folha Cipó). Por toda a área de exposição do complexo, associam-se aos diatexitos, corpos lenticulares e massas de forma indefinida de rochas anfibolíticas, metabásicas e ultrabásicas. Apesar da maior parte destes corpos não ter representatividade em mapa, observam-se níveis bastante pronunciantes, como os existentes a este-sudeste de Rio Real (fazenda São Bento) e a sul de João Vieira, âmbito da folha Cipó.

As litologias características desta unidade são de coloração cinza claro a cinza escuro, de estrutura nebulítica a "schlieren", localmente apresentando heterogeneidade com neossoma representado por material pegmatóide a granitóide grosseiro, como pode ser observado em afloramentos da região de Tomar do Gerú (foto 4).

Em lâmina delgada, mostram uma orientação imprimi

da pelas palhetas de micáceos e uma textura geralmente cata clástica evidenciada por uma granulação dos bordos dos grãos, tensão e fraturamento dos cristais de quartzo e pela formação de níveis de material triturado. A associação mineralógica quartzo, plagioclásio, microclina, biotita e muscovita é invariavelmente constante, modificando-se apenas a quantidade relativa entre os minerais, com exceção do quartzo que via de regra é predominante. Entre os acessórios dominam epidoto-zoizita e apatita, ocorrendo com frequência zircão, titanita, allanita, leucoxênio, opacos e rutilo. O quartzo é granular xenoblástico, normalmente estirado e com forte extinção ondulante. Plagioclásio, em geral do tipo oligoclásio, geminado segundo albita ou albita-carlsbad, com zoneamento normal e intercrescimento mirmequítico, localmente com aspecto turvo devido a alteração para sericita que pode recristalizar para mica branca e epidoto. Fenoclastos arredondados de plagioclásio, separados uns dos outros por uma massa de granulação fina composta por quartzo e feldspato, são observados na região de Itabaianinha. A biotita é de coloração parda a parda esverdeada, frequentemente associada a muscovita, e as vezes intercrescidas e também inclusas no quartzo ou nos feldspatos.

Faixas mais heterogêneas, não individualizadas em mapa, ricas em hornblenda e com aspecto de gnaisses, ocorrem na região da fazenda Mutuca, a sul de Tanque Novo e na área do "domo" de Simão Dias. São rochas de coloração esverdeada, estrutura gnaissica, grã média, cortadas por veios de material aplito - granítico e aparentemente feldspatizada. Em lâmina delgada, mostra um bandeamento definido pela alternância de níveis ricos em hornblenda com níveis essencialmente quartzo-feldspáticos. Sua mineralogia inclui essencialmente pla

gioclásio, quartzo e hornblenda verde pardacenta clara, em cristais prismáticos, associada à biotita que está totalmente transformada para clorita e opacos. Ao microscópio, são evidentes os sinais de cataclase revelados pela redução da granulação em certas áreas, cristais de quartzo estirados, lamelas dos geminados encurvadas e palhetas retorcidas de biotita.

Os anfibolitos são rochas caracterizadas por uma coloração verde escura, grã média, foliação geralmente desenvolvida e uma mineralogia a base de anfibólio e feldspato. Sob o microscópio, são rochas de textura granonematoblástica, constituidas de hornblenda e plagioclásio, com quartzo mais subordinado. As observações de lâmina, sugerem que estes anfibolitos tenham realmente se originado a partir do metamorfismo regional de uma rocha ígnea básica, devido as seguintes características: porções equivalentes de hornblenda e plagioclásio; quase ausência de quartzo; geminação ígnea Carlsbad/albita. Anfibolitos a sul de Coração de Maria não apresentam quartzo em sua composição, sendo classificados como diopsídio-plagioclásio anfibolito apresentando os seguintes minerais: hornblenda, diopsídio, plagioclásio, titanita, sericita, epidoto-zoizita, apatita, óxido de ferro, leucoxênio e opacos.

Rochas classificadas como metabásicas ocorrem nas folhas Aracaju e Jeremoabo, respectivamente a leste da serra de Itabaiana e arredores de Macambira. São rochas compostas por hornblenda, granada, quartzo, piroxênio, plagioclásio, epidoto, opacos e titanita. A hornblenda é de coloração amarronzada e apresenta textura poiquilítica com inclusões de quartzo, granada e opacos. O piroxênio ocorre em cristais alongados, sendo substituido por hornblenda e epidoto.

Metaultrabásica fortemente intemperizada, foi anotada num único local, a oeste-noroeste de Malhador, (folha Aracaju) caracterizando-se por uma coloração esverdeada, foliação regularmente desenvolvida, apresentando cristais maiores de um mineral fibroso envolvidos por uma massa mais fina. Ao microscópio revela uma composição mineralógica de anfibólio (cummingtonita), serpentina (crisotila e antigorita), talco, bronzita e opacos.

A foliação regional das rochas desta unidade, obedece uma direção geral nordeste-sudoeste, com algumas vezes, inversões para sudeste.

Os estudos petrográficos das rochas desta unidade, evidenciam que as mesmas foram metamorfizadas regionalmente na fácies anfibolítica e posteriormente superìmpostas por metamorfismo dinâmico.

BRITO NEVES & CORDANI (1973) dataram pelo método K/Ar uma amostra de rocha gnáissica da região a SE de Tobias Barreto, obtendo uma idade de 1710 ± 50 indicando que as rochas da região foram afetadas pelos eventos do ciclo Trans-Amazonico, fato confirmado através de datações executadas durante o desenvolvimento deste Projeto.

4.2.2.4 Granitóides de anatexia

Os granitóides desta unidade distribuem-se na porção leste da folha Cipó, onde ocupam tratos do terreno na região de Teotônio, fazenda São Bento e norte de Itabaianinha.

Estas rochas estão intimamente relacionadas aos diatexitos ocorrentes na área, sendo o contato entre as duas unidades geralmente difuso e melhor observado nos corpos da fazenda São Bento e Teotônio. A norte de Itabaianinha a uni

dade é bordejada em suas extremidades leste e norte por rochas granulíticas, enquanto a noroeste entra em contato por falha com sedimentos do Grupo Estância. Ainda nesta região, os granitóides são cortados por um enxame de diques ácido/intermediário e básico, relacionados ao vulcanismo de Araué, que podem ser visualizados em cortes de estrada a sul de Tanque Novo. Nas ocorrências da unidade em Teotônio e fazenda São Bento, os granitóides são recobertos em grande parte por sedimentos terciários do Grupo Barreiras.

Em afloramentos, estas rochas são caracterizadas por um aspecto maciço e homogêneo, ocorrendo em extensos lajeados com "boulders" sub-angulosos a sub-arredondados, onde o anisotropismo é geralmente acentuado. Com frequência, são observados veios quartzosos e aplíticos, no mais das vezes paralelos à foliação da rocha, além de pequenas concentrações máficas enriquecidas em biotita. Em amostra de mão, são rochas de coloração acinzentada, localmente róseas, faneríti ca média, foliação mais ou menos acentuada, constituidas essencialmente de quartzo, feldspato e biotita. Variedades porfiríticas são observadas na região da fazenda São Bento, com fenocristais numerosos de feldspato de formas variadas (alongados, ovóides ou tabulares), tamanho máximo de 2 - 3cm e médio em torno de um centímetro.

Ao microscópio, a rocha da fazenda São Bento foi classificada como biotita adamelito pórfiro, tendo como minerais essenciais quartzo, plagioclásio, microclina e biotita. Apresenta como característica uma textura cataclástica com os grãos de quartzo fortemente fraturados, bordos esmagados e extinção ondulante, e uma foliação, mediamente acentuada, determinada pelo arranjo sub-paralelo das palhetas de biotita. Os feldspatos apresentam-se pouco alterados, parecendo

haver uma equivalência quantitativa entre o plagioclásio e a microclina. A biotita ocorre em palhetas de côr castanha, bastante alterada para clorita, tendo associados grãos de hornblenda verde.

As ocorrências de Teotônio e norte de Itabainha, pelo aumento na quantidade de plagioclásio em relação a microclina., tendem a tipos granodioríticos, normalmente cataclasados. Os esforços dinâmicos são evidenciados por granulação dos bordos dos grãos, tensão e fraturamento dos cristais de quartzo, áreas de granulação reduzida e maclas de geminação encurvada. A mineralogia destas rochas, inclui plagioclásio, microclina, quartzo, biotita e localmente muscovita. O plagioclásio é normalmente do tipo oligoclásio e apresenta aspecto turvo devido a alteração para sericita. Microclina, em parte pertítica, com inclusões de plagioclásio, podeapresentar forma lenticular. Biotita ocorre em palhetas retorcidas, fortemente alterada para clorita e epidoto. Como acessórios são comuns opacos, zircão e titanita.

Localmente, como observado a sul de Tanque Novo, os granitóides adquirem uma estrutura mais isotrópa e uma predominância de microclina sobre plagioclásio, sendo classificados como granitos.

4.2.2.5 Granitóides intrusivos

As rochas pertencentes à unidade em descrição foram referenciadas por geólogos do Projeto Bahia II (SEIXAS et alii, op. cit.), embora sem as mesmas conotações genéticas.

Duas áreas de afloramento se destacam. A primeira ocorre desde sul de Araci até a região sudeste de Teofilândia (oeste da folha Cipó), ocorrendo também a sul da fazenda

Lagoa dos Caboclos a sudeste de Araci.

Seus contatos se fazem com filitos do Complexo Metamórfico de Serrinha, contatos estes que apresentam relações intrusivas. Com diatexitos e metatexitos do Complexo Metamórfico-Migmatítico suas relações não são visíveis devido à cobertura secundária. À leste são recobertos por sedimentos da Bacia de Tucano, em contato falhado.

Trata-se de uma rocha de coloração cinza médio a escuro, granulação média a grosseira, às vezes com pequenos pórfiros de feldspato e quartzo, apresentando geralmente pequenas concentrações de biotita. Seu conteúdo mineralógico compreende plagioclásio, quartzo, microclina, biotita, epidoto, sericita, clorita, titanita, zircão, apatita e opacos; a textura é hipidiomórfica granular bem definida, aparentemente com o predomínio dos plagioclásios sobre os feldspatos potássicos, estando os primeiros bastante sericitizados e saussuritizados. Esta rocha, embora classificada como granodiorito, foi antes mapeada pelo Projeto Bahia II como adamelito. Localmente, podem possuir em sua composição bastante hornblenda, como acontece ao norte de Teofilândia, constituindo-se em um hornblenda-biotita granito.

A segunda área de ocorrência desses granitóides situa-se a oeste da fazenda Palmeiras (20 km sudeste de Teofilândia), sobressaindo-se topograficamente com forma alongada segundo a direção este-oeste.

Seus contatos são bruscos com os metatexitos em descrição denotando seu caráter intrusivo.

Trata-se de uma rocha de coloração cinza, isotrópica, fanerítica fina a média, composta principalmente de quartzo, feldspato, e anfibólio. Veios quartzo-feldspáti-

cos de coloração rósea a atravessam localmente.

Em lâmina delgada é constituída de grãos de quartzo fraturados e com extinção ondulante; oligoclásio por vêzes geminado segundo as leis albita e/ou carlsbad, comumente com inclusões de hornblenda e/ou piroxênio, bem como grânulos de quartzo e pontos de alteração para sericita; microclina sempre geminada, e também com pontos de alteração para sericita; hornblenda às vezes com tonalidade azulada e com manchas de alteração para biotita; clinopiroxênio já quase totalmente alterado para um mineral opaco. Acessoriamente observa-se em quase todas as lâminas apatita, titanita e zircão. A extinção ondulante e os fraturamentos dos grãos de quartzo evidenciam que a rocha sofreu esforços. Este corpo intrusivo apresenta composição adamelítica.

4.2.3 Complexo Granulítico

Este complexo inclui litologias metamorfisadas na fácies granulítica e rochas que lhe são intimamente associadas. Duas unidades principais foram diferenciadas. A primeira inclui granulitos com composição charnockítica com poucas intercalações de anfibolito e granulitos de caráter básico. A segunda unidade denominada simplisticamente de granulitos, frequentemente em sua paragênese possui cordierita, além de se associar a inúmeros corpos básicos, rochas calcossilicatadas, quartzitos e migmatitos cujos componentes foram elevados à fácies granulítica. Inclui também kinzigitos com estrutura migmática. Esta segunda unidade possui uma associação litológica que, segundo WINDLEY & BRIDGWATER (op. cit.) é encontrada em muitas partes do globo, notadamente no escudo Báltico, na Groenlândia e no noroeste da Escócia.

Além dessas duas unidades, foi também incluída no Complexo uma unidade composta de gnaisses migmáticos, cujas relações de campo e estudos petrográficos evidenciam que foram formados a partir de retrometamorfismo das unidades precedentes.

Granitóides que cortam as litologias desse Complexo foram também nele incluidos pois, apesar de não terem a paragênese da fácies, devem ter se formado no mesmo ciclo geotectônico que metamorfizou o Complexo.

4.2.3.1 Charnockitos

As referências às rochas que compõe essa unidade são escassas. CORDANI (1973) a elas se refere quando de seu estudo sobre a evolução pré-cambriana da região, embora os estudos mais recentes se devam aos geólogos do Projeto Bahia II (SEIXAS et alii, op. cit.), que mapearam áreas contíguas às agora estudadas. Chama-se atenção para a nomenclatura da unidade, a mesma empregada pelos geólogos do Projeto Bahia II. Embora os petrógrafos não tenham classificado as rochas da unidade como charnockitos, elas possuem composição mineralógica compatível com os charnockitos da classificação de WINKLER (op. cit.), por isso conservou-se o termo, que no entanto não tem nenhuma conotação genética.

Seus contatos com as unidades vizinhas são de difícil vizualização e entendimento, principalmente por causa da cobertura terciária do Grupo Barreiras e pelo manto de intemperismo espésso.

Macroscopicamente se apresentam bandeados, bandeamento este evidenciado por faixas de diferentes colorações que variam do cinza claro a cinza escuro e cinza esverdeado,

naturalmente refletindo as diferentes proporções de seus constituintes minerais. Sua granulação é fina e a estrutura é gnáissica;ocorrem também tipos maciços, como ao norte de Santa Bárbara (folha Cipó, canto SW). São constituídos por quartzo geralmente discoidal, feldspatos de tonalidades esverdeadas e máficos geralmente não identificáveis à vista desarmada. Disseminações de sulfetos são comuns em diversos locais, bem como intercalações de anfibolitos bastante subordinados. A presença de granada rosa foi anotada em bandas particularmente ricas em quartzo e feldspato que extraordinariamente apresentam granulação média.

Em determinadas áreas, notadamente nas vizinhanças de Cachoeira e Maragojipe (folha Alagoinhas), estas rochas são penetradas por veios graníticos de coloração rósea que também podem se intercalar concordantemente com a foliação. Na região de Feira de Santana observam-se diques de gabro - ofítico.

O intemperismo imperante na área de afloramentos dessa unidade traz à tona vários aspectos que merecem destaque. Rochas granulíticas de estrutura aparentemente maciça quando frescas, mostram-se foliadas quando intemperizadas com a foliação sendo bem marcada pela lenticularidade do quartzo, não percebida nos afloramentos frescos. Outro aspecto que se destaca quando em um mesmo afloramento ocorrem tipos frescos e intemperizados, é a constatação de que a coloração escura dos granulitos não tem implicação na basicidade da rocha pois as mesmas aparentam ser mais máficas do que na verdade o são. O intemperismo mostra que a percentagem de quartzo e feldspato nestas rochas é extremamente mais alta do que sua cor original parece demonstrar. Um outro ponto a chamar atenção, onde os tipos intemperizados afloram em áreas extensas, é o

fato de que facilmente pode-se confundir estes com : rochas quartzo-feldspáticas comumente denominadas leptinitos e assim mapear-se como rochas distintas, litologias de mesma natureza e composição.

Petrograficamente apresentam típica textura granulítica constituindo-se de quartzo, microclina pertítica, plagioclásio, hiperstênio, augita e/ou diopsídio, hornblenda, biotita e acessórios. Estes constituintes minerais estão quase sempre presentes em todas as associações havendo no entanto variações nas proporções notadamente dos félsicos e localmente ausência de um ou outro mineral. Nestas análises petrográficas constatou-se ainda que o hiperstênio aparece em certas amostras apenas como remanescente estando substituído por biotita e/ou hornblenda, chegando mesmo a desaparecer totalmente persistindo apenas pseudomorfos deste mineral.

A sul e oeste de Feira de Santana e norte de São Gonçalo (folha Alagoinhas), algumas análises revelaram tipos enderbíticos. Por outro lado a oeste e sul de Cachoeira e na região de Feira de Santana (folha Alagoinhas) observam-se rochas com textura granulítica mas com paragêneses desprovidas de hiperstênio. Como não foi observado evidências de retrometamorfismo, devem tratar-se de granoblastitos, no sentido de WINKLER (op. cit.).

Uma análise petrográfica de um tipo intemperizado mostrou que o único máfico existente é a biotita, enquanto que, na mesma rocha fresca, constatou-se a presença de hiperstênio.

Entre Cachoeira e Maragojipe, diferencia-se uma faixa de rochas intensamente cataclasadas, faixa esta individualizada em mapa e bem visível em fotografias aéreas. Macroscopicamente caracterizam-se pela presença de "augens" de

feldspato róseo orientados e microfraturados. Constata-se ainda hornblenda, pouco quartzo e biotita e ausência de hiperstênio. Por vêzes nesses milonitos ocorrem injeções quartzo-feldspáticas e pegmatóides.

A sudoeste de Aporá (folha Cipó leste da bacia do Recôncavo-Tucano) as rochas dessa unidade encontram-se intemperizadas apresentando coloração creme, textura granulítica, estrutura gnáissica, sendo constituidas de quartzo discoidal às vêzes azulado, e feldspatos esbranquiçados. Os tipos frescos têm cor escura, estrutura gnáissica sendo compostos por feldspato, quartzo e hornblenda.

Próximo ao contato com os diatexitos do Complexo Metamórfico-Migmatítico, na região norte de Acajutiba (folha Cipó, centro-nordeste), ocorre uma exposição de rochas com textura granulítica, mas que possuem estrutura algo migmática, talvez indicando influência de granulitização sobre os diatexitos.

Os tipos intemperizados foram classificados petrograficamente como leptinòlitos, termo este que não se coaduna com a natureza da rocha, desde que é reservado a gnaisses de baixo grau de metamorfismo. Ressalta-se que estas rochas são o resultado do intemperismo sobre rochas classificadas como hornblenda granulitos, em afloramentos intimamente associado com os falsos leptinolitos. Novamente vem a tona o problema das transformações sofridas por rochas de fácies granulítica pelo intemperismo que está a merecer estudos detalhados.

Intercaladas com estas rochas na região, ocorrem lentes de quartzito, que além de quartzo contêm óxido de ferro, carbonato, provavelmente de alteração, e leucoxênio.

As associações minerais das rochas agora descritas são diagnósticas de alto grau de metamorfismo, atingindo a fácies granulítica. Fenômenos de retrometamorfismo são bastante evidentes e extensivos, principalmente em função da substituição dos piroxênios. Isto pode indicar que a unidade teria sido submetida a duas fases de metamorfismo, consequentemente, de tectonismo.

As condições de metamorfismo, pela ausência de cordierita e presença de granada em algumas paragêneses, sugerem condições de alta pressão, ou seja, metamorfismo do tipo barrowiano.

Estes metamorfitos, ainda pela paragênese por eles apresentada, devem ter se originado de rochas arcoseanas. As paragêneses mais básicas, tanto podem ter se derivado de sedimentos calco-magnesianos, quanto de vulcanitos básicos. Com efeito, intercalam-se nas rochas da unidade níveis manganesíferos. Estes níveis podem ter sido resultado da alteração de gonditos, rochas de origem vulcano-química. Por isso conclui-se que parte das rochas da unidade podem ter se derivado de vulcanitos, de resto, rochas comuns no Arqueano.

CORDANI (op. cit.) se refere ao craton de Jequié que teria se formado há 2700 m.a.. O craton de Salvador deste mesmo autor, também de natureza granulítica, teria se formado há 2000 m.a.. Teriam as rochas da unidade agora discutida se formado há 2700 m.a. e sido retrometamorfisadas há 2000 m.a.?*

---

* Segundo SEIXAS et alii (op. cit.) baseadas em dados de CORDANI (op.cit.) não é improvável a existência de duas fases de granulitização: a primeira Guriense e a segunda Trans-Amazônica. Os autores discutem relações de campo que permitem esta inferência.

4.2.3.2 Granulitos

Vários autores em épocas distintas, tiveram oportunidade de efetuar observações em rochas desta unidade, destacando-se entre outros os trabalhos de: HARTT (op.cit.) DERBY (1905), BRANNER (1913), SOPPER (op. cit.) MONTE FLORES (1923), MORAES REGO (1933) e OLIVEIRA & MOURA (1942).

HUMPHREY & ALLARD (1962, 1969) descreveram gnaisses na área de Riachão do Dantas, citando que mais para o sul estas rochas mudavam de "fácies" passando aos granulitos e migmatitos característicos do embasamento das bordas da bacia do Recôncavo.

SOBRAL et alii (1964) consideravam estas rochas como pertencentes ao Arqueano, representadas por gnaisses quartzo-feldspáticos cortados por diques e "sills" de diabásio.

Contudo, os trabalhos mais importantes e de maior detalhe sobre rochas desta unidade, enfatizam os aspectos petrológicos dos granulitos de Salvador e foram realizados por FUJIMORI (1968, apud. SHIGINOLFI & FUJIMORI, 1972), SHIGINOLFI & FUJIMORI (op. cit.) e STORMER JR. (1973).

CORDANI (1973) em sua importante tese denominada "Evolução geológica Pré-Cambriana da faixa costeira do Brasil, entre Salvador e Vitória", considerou as rochas granulíticas de Salvador como formadas durante o ciclo orogênico Trans-Amazônico.

MELLO (1975) estudou algumas ocorrências isoladas de rochas definidas petrograficamente como granulitos leucocráticos e cordierita granulitos, na região do rio Coruripe, nordeste de Arapiraca (folha Santana do Ipanema). SANTOS & SILVA FILHO (1975) referiram-se a estas rochas como

cordierita - migmatitos.

As rochas desta unidade distribuem-se amplamente pela porção oriental das folhas Alagoinhas e Cipó, ocorrendo mais restritamente no canto sudeste da folha Jeremoabo e extremidade oeste da folha Estância. Na folha Santana do Ipanema tem área de ocorrência situada entre as cidades de Arapiraca, Limoeiro de Anadia, Coité do Noia e Igaci, alongando-se quase paralelamente ao rio Cururipe. Outra ocorrência, de menor expressão, situa-se a oeste-noroeste de Arapiraca, cortada pela rodovia Arapiraca - Batalha.

Na folha de Alagoinhas, bordo leste, e porção sudeste da folha Cipó, o limite ocidental da unidade se faz com sedimentos da Bacia do Recôncavo, limite este determinado por um sistema de falhamentos normais (folha Alagoinhas). Ainda nesta região, desaparece para leste sob sedimentos quaternários praiais da linha de costa do Oceano Atlântico. Da altura de Esplanada até os arredores de Tanque Novo (folha Cipó), bordeja em toda sua extensão o núcleo cratônico do Itabaianinha, constituído por diatoxitos e granitóides do Complexo Metamórfico-Migmatítico. No extremo norte de sua área de ocorrência, a sul de Lagarto (folha Jeremoabo) e norte de Riachão do Dantas (folha Cipó), a unidade é superposta discordantemente por sedimentos do Grupo Estância. Entre Tanque Novo e a fazenda Reunidas, o contato com os sedimentos deste grupo, é determinado por um conspícuo falhamento de direção nordeste-sudoeste. Na quase totalidade das folhas de Alagoinhas e Estância e em grande parte da folha Cipó, as rochas granulíticas encontram-se recobertas por sedimentos terciários do Grupo Barreiras. Nestas áreas de cobertura, as exposições restringem-se aos pontos de cotas mais baixas dos vales dos rios e riachos, e à faixa costeira,

principalmente na região de Salvador, onde se apresentam cortadas por veios e diques de pegmatito, aplito, diabásio e basalto.

As ocorrências da folha Santana do Ipanema estão geralmente, sotopostas discordantemente a rochas quartzíticas da Formação Santa Cruz, como se observa a nordeste de Arapiraca e sudeste de Lagoa do Rancho, e nas vizinhanças de Coité do Noia, podendo localmente estarem também em contato com rochas da Formação Traipu/Jaramataia (proximidades leste de Lagoa do Rancho). Os contatos com rochas do Complexo Granito-Migmatítico não são bem visíveis no campo.

Esta unidade inclui granulitos e granoblastitos, além de kinzigitos, quartzitos, básicas e calcossilicáticas associadas. Ressalte-se que estas últimas litologias não são representáveis na escala de mapeamento.

No geral, os granulitos são rochas cinza claro a cinza escuro, granulação predominante média, textura granulítica, foliadas ou não e geralmente fraturadas.

Na área de Arauá (leste da folha Cipó) e Estância, estas rochas apresentam-se em bancos com fortes fraturamentos, bandeamento pronunciado e mergulhos pouco acentuado que raramente atingem 50^{o} (foto 5). Em escala de afloramento, são frequentes ondulações suaves de amplitude variável, como bem visualizado no leito do rio Piauí a nordeste de Arauá.

Na região de Tanque Novo, Riachão do Dantas, norte de Pedrinhas, nordeste de Buquim (folha Cipó), as litologias da unidade apresentam características e estruturas, de rochas originalmente migmáticas elevadas à fácies granulítica. Em cortes na estrada nova Riachão do Dantas - Tanque Novo, onde a rocha apresenta-se ondulada com mergulhos gerais

para norte, estes aspectos são bem visualizados sendo a rocha representada por uma porção paleossomática básica, geralmente em massas lenticulares, e um neossoma granítico a pegmatóide com pouco máfico, coloração rósea e textura granulítica desenvolvida (foto 6). Situações similares são observadas em cortes de estrada a norte de Buquim e arredores nordeste de Arauá, onde níveis lenticulares, alguns contínuos, de metabásicas, intercalam-se em piroxênios granulitos (foto 7). Estas rochas máficas são de grã fina/média, coloração esverdeada a cinza escura, homogêneas, granulares, constituidas essencialmente de ferromagnesianos e feldspatos. Em lâmina delgada são classificadas como melanorito ou metanoritos, a depender da maior ou menor quantidade de feldspato apresentada, tendo em sua composição hiperstênio, hornblenda, labradorita, augita, opacos e algum epidoto zoizita.

Granulitos com caracterísicas semelhantos ocorrem no canto sudoeste da folha Cipó, a sul de Quijí, descrevendo um arco que, de direção noroeste, infletem para nordeste passando em Lamarão.

A gênese dos granulitos desta região envolve pelo menos três eventos petrogenéticos distintos. Um inicial, responsável por um possante derrame vulcânico submarino de natureza básica. Um intermediário, durante o qual deu-se a migmatização destas básicas e um final, durante o qual processou-se a granulitização.

Petrograficamente, predominam entre os granulitos da área, tipos classificados como piroxênio granulito, piroxênio-hornblenda granulito, hiperstênio granulito, andesina-piroxênio-granada granulito, granada-piroxênio granulito e quartzo-feldspato-piroxênio granulito cataclástico.

Mostram como característica primordial, a presença constante de ortopiroxênio tipo hiperstênio, podendo ocorrer ou não clinopiroxênio dos tipos augita e pigeonita. Com frequência observam-se pseudomorfos de piroxênios em talco e bastita.

Os constituintes claros essenciais destas rochas compreendem quartzo, plagioclásio em parte saussuritizado e feldspato potássico normalmente do tipo microclina. Granada e hornblenda ocorrem como minerais varietais, a última em cristais grandes e bem formados de coloração verde intenso. Numa amostra coletada no leito do rio Piauí, cerca de dez km a este-sudeste de Buquim, a hornblenda ocorre em cristais prismáticos com pleocroismo verde amarelado a oliva, tendendo a formar bandas de concentração, juntamente com os piroxênios. As observações de lâmina indicam que o mineral pode estar evidenciando metamorfismo retrógrado (transição para a fácies anfibolito) sofrido pela rocha. Acessoriamente estes granulitos, apresentam biotita, muscovita (alteração de plagioclásio), opacos, apatita e clorita (alteração de biotita e piroxênio).

Ao microscópio, os granulitos de Salvador mostram-se constituídos de quartzo, plagioclásio, alcali-feldspato, orto e clinopiroxênios, biotita, hornblenda e acessórios, identificando-se localmente granada, sillimanita e cordierita. FUJIMORI (1968, apud. SHIGINOLFI & FUJIMORI, op. cit.) considerou entre estas rochas granulitos félsicos e granulitos básicos, sugerindo como rocha original para os primeiros, arenitos mais ou menos arcozianos, enquanto que para os máficos, uma mistura de sedimentos argilosos e calcário magnesiano. Ainda nesta área, STORMER JR. (op. cit.) estudou a composição e condições de formação de safirina ocorrente nos granulitos,

considerando ser este mineral característico de unidades litológicas pobres em sílica e enriquecidas em alumínio e ferro. Para o autor a formação do mineral é explicada pela reação de sílica metassomática com espinélio num corpo de bronzitito. Um novo aporte de sílica transformaria a safirina em cordierita.

Os granulitos aflorantes nos vales dos rios Subaúma e Inhambupe (nordeste da folha Alagoinhas), prolongam-se para norte em direção ao vale do rio Itapicuru (folha Cipó) onde passam, por retrometamorfismo, à rochas gnáissicas. Nesta região, identificam-se hornblenda-piroxênio granulitos com ou sem biotita, granulitos ácidos, hornblenda-piroxênio-biotita gnaisses e biotita-granada gnaisses. O estudo microscópico destas rochas mostram que os piroxênios alteram-se para biotita, apresentando-se também envolvido por hornblenda que o substitui.

Estes fenômenos são mais marcantes à medida que se aproxima do vale do rio Itapicuru, evidenciando um flagrante retrometamorfismo que transforma estes granulitos em gnaisses com biotita e hornblenda com algum sinal de migmatização. FUJIMORI (1968, apud SHIGINOLFI & FUJIMORI, op. cit.) estudando os granulitos de Salvador, admitiu uma sucessão de vários eventos polimetamórficos na área, baseado na grande heterogeneidade da paragênese mineral e na presença numa mesma rocha de minerais de gerações diferentes. Para o autor, parecia evidente que após um metamorfismo regional que atingiu a fácies granulítica, as rochas sofreram um fenômeno de metamorfismo retrógrado, seguido posteriormente por um novo episódio de metamorfismo crescente até atingir novamente a fácies granulito. No desenvolvimento do projeto, não foram constatadas evidências deste último evento, sendo os granulitos

considerados como rochas de caráter polimetamórfico com zonas de retrometamorfismo, em parte conservando minerais tipomorfos de fácies de alto grau de metamorfismo. Estas zonas, algumas vëzes são de grande expressão como as ocorrentes na região de Jirau do Ponciano (folha Santana do Ipanema) e na bacia do baixo rio Real (folha Cipó).

Na faixa de granulitos a nordeste de Salvador, constata-se a presença de rochas gnáissicas com caráter migmatítico, não representadas em mapa, sem diferenciação de paleossoma-neossoma e desprovidas de hiperstênio. Partes destas rochas podem ser interpretadas como granoblastitos e parte, possivelmente, devem resultar de processos retrometamórficos sobre granulitos a piroxênio. Apenas num mapeamento detalhado, com contrôle efetivo de análise petrográfica, deixaria de existir dúvidas sobre esta questão. Estas rochas gnáissicas localmente intercaladas por anfibolitos e piroxênio anfibolitos, são rochas de coloração cinza, por vezes rosadas, granulação média a grosseira, foliadas, estando cortadas por veios granitóides.

Petrograficamente, trata-se de biotita gnaisse e biotita-hornblenda gnaisses localmente com porções mais homogêneas graníticas, granodioríticas, quartzo dioríticos e quartzo monzoníticas, todas elas apresentando uma estrutura gnáissica.

Ao longo do rio Arauá, leste da cidade do mesmo nome, e cérca de oito quilômetros de Buquim, leito do rio Piauí, observam-se excelentes exposições de granoblastitos com típica composição kinzigítica, originados possivelmente a partir de sequências aluminosas. São rochas de estrutura gnáissica, grã média - grosseira, coloração cinza esbranqui

çada, constituida essencialmente por quartzo, feldspato, cordierita, granada e sillimanita. A granada, coloração avermelhada é abundante, ocorrendo em cristais arredondados que atingem um cm de diâmetro. Sillimanita tâmbém em micro cristais, compridos e delgados, localmente com hábito fibroso. A lâmina delgada mostra que o feldspato potássico predomina amplamente sobre o plagioclásio, observando-se localmente a transformação de cordierita em pinita. Como acessórios observam-se grãos mirmequíticos, rutilo, opacos e alguma biotita. Apesar de não se ter observado safirina nas rochas desta área, uma correlação com aquelas ocorrentes na região de Salvador e estudadas em detalhe por FUJIMORI (op. cit.), FUJIMORI & SHIGINOLFI (op. cit.) e STORMER JR. (op. cit.) é bastante viável, necessitando-se contudo de estudos petrográficos mais detalhados para sua confirmação.

As rochas da folha Santana do Ipanema associadas aos granulitos são representadas predominantemente por kinzigitos, com boas exposições localizadas ao longo do rio Coruripe, entre Limoeiro de Anadia e Igaci.

Estas rochas têm cor cinza escuro-esverdeado a cinza claro, granulação média, estrutura migmática "schlieren", podendo entretanto se apresentar com foliação gnáissica bem regular, como se observa entre Arapiraca e o rio Coruripe, ao longo da rodovia para Maceió. São frequentes as ocorrências de mobilizados granitóides grosseiros a pegmatóides, quartzo-feldspáticos.

Petrograficamente, os kinzigitos mostram-se geralmente foliados, ora devido à orientação de grãos estirados de quartzo, ora pela alternância de leitos quartzo-feldspáticos, de textura xenoblástica, e leitos mais escuros, com textura

lepidoblástica. São evidentes sinais de cataclase na maioria das amostras analizadas. Na composição estão sempre presentes quartzo, granada, biotita, sillimanita, plagioclásio e, quase sempre, cordierita e pertita, além de ortopiroxênio identificado em uma amostra.

Estas rochas são similares às descritas por SILVA FILHO (1974) no extremo sul da Bahia, como "metatexitos de composição kinzigítica", e são distintas estrutural e geneticamente daquelas definidas como granoblastitos na região compreendida entre Arauá, Buquim e Estância.

A paragênese dos kinzigitos da área não é considerada estável, devido à presença de plagioclásio ao lado de cordierita, almandina, sillimanita e biotita. A coexistência de cordierita e granada geralmente está restrita à zona de alta temperatura do metamorfismo de médio grau ou, mais comumente, à zona de alto grau (fácies granulito, WINKLER, op. cit.).

A presença de kinzigitos, em associações com mobilizados granitóides e pegmatóides, permite considerar, pelo menos em parte, sua origem a partir de processos de "degranitização" (MEHNERT, 1971), idéia já aventada por MELLO (1975). Isto pode ter ocorrido durante o ciclo Brasiliano, porém os eventos deste ciclo podem ter apenas sido os responsáveis pela remobilização das rochas pré-brasilianas da área, com amplos processos de migmatização. Um desses migmatitos do Complexo Granito-Migmatítico, próximo a São José da Lage, no extremo nordeste da folha Santana do Ipanema, mostra melanossoma identificado como piroxênio granulito. Os fenômenos de "degranitização" podem ser bastante mais antigos.

Rochas quartzíticas associadas aos granulitos têm

ampla distribuição na porção nordeste da folha Cipó, em muitos locais não representáveis em mapa; entre outras, destacam-se pela expressão areal, as ocorrências de Riachão do Dantas e serra da Pioneira. Macroscopicamente, são rochas fortemente recristalizadas, grã média, coloração cinza esbranquiçada, apresentando como característica a presença quase constante de granada em cristais arredondados por vezes totalmente substituída por óxido de ferro. Localmente, como na serra de Pioneira, a granada atinge proporções consideráveis ultrapassando 10% do total da rocha.

Nos quartzitos ocorrentes a leste-nordeste de Riachão do Dantas, além de granada, é comum a presença, algumas vezes em quantidade apreciável, de um mineral metálico cinza-aço, hábito lamelar, provavelmente hematita especular. Em lâmina delgada, o quartzito da serra da Pioneira foi classificado como quartzito granatífero cataclástico, apresentando algum zircão associado à granada.

Rochas calcossilicáticas incluidas na unidade, foram observadas cerca de um quilômetro a nordeste de Arauá, mostrando serem constituídas por um mosaico de grãos de quartzo entremeados com aglomerados de cristais xenomórficos de piroxênio e epidoto-clinozoizita. O piroxênio altera em parte para epidoto e para anfibólio de cor muito clara (tremolita). O quartzo é abundante, possui extinção ondulante e mostra frequentes inclusões de cristais euédricos de epidoto. O epidoto-clinozoizita em massas anedrais e cristais euédricos, resulta em grande parte da transformação de plagioclásio e piroxênio. Observa-se ainda, titanita em grandes cristais anodrais que podem formar aglomerados, apatita e opacos.

As litologias que ocorrem na unidade diagnosti

cam a presença pretérita de sedimentos aluminosos (granoblastitos de composição kinzigítica) arenosos e calco-magnesianos, além de algum material vulcânico e sedimentar transformados nos diversos tipos de granulitos. Por outro lado, a presença de rochas migmatíticas granulitizadas, sugerem que a granulitização além de atingir material formado no "Cinturão Móvel", atingiu também rochas pré-existentes.

A assembléia mineral encontrada na unidade onde pontificam cordierita e sillimanita presentes em algumas litologias, identificam condições metamórficas de alta temperatura e baixa pressão segundo WINDLEY & BRIDGWATER (op. cit.). Retrometamorfismo também nesta unidade foi constatado.

Em relação à unidade do Complexo Granulítico antes descrita, esta unidade parece ter se formado em um nível crustal mais elevado que a primeira, onde a presença de metatexitos kinzigíticos indicariam a zona transicional entre o metamorfismo "seco" e o "molhado" compatível com a idéia de "degranitização" aventada anteriormente.

A associação litológica observada nesta unidade incluindo básicas, quartzitos granatíferos e rochas de composição kinzigítica ricas em cordierita, sillimanita e granada, guardam estreita relação com sequências similares referidas por WINDLEY & BRIDGWATER (op. cit.), em terrenos arqueanos de alto grau dos escudos Báltico, Ucraniano e Aldan, e com sequências observadas nos granulitos arqueanos do oeste da Austrália.

Baseado em datações K-Ar e principalmente em isócronas Rb-Sr, CORDANI (1973) sugeriu a idade de formação entre 1700-1900 m.a. para os granulitos de Salvador, correspondendo ao ciclo Trans-Amazônico. Datações geocronológicas exe

cutadas durante os trabalhos do Projeto confirmam esta idade.

4.2.3.3. Gnaisses e gnaisses migmáticos

As rochas gnáissicas e migmáticas, que compõem esta unidade, tiveram seu primeiro trabalho de mapeamento geológico sistemático efetuado por LEITE (1969), na região de Jirau do Ponciano, tendo sido agrupadas em suas unidades: uma sequência inferior, constituída de gnaisses e migmatitos caracterizados pela pobreza em minerais máficos; e uma sequência superior, também com gnaisses e migmatitos, mas com abundante biotita e hornblenda, e portadora de ocorrências de asbesto antofilítico e rochas associadas. Para este conjunto o referido autor deu a denominação de Grupo Jirau, nome alusivo à cidade de Jirau do Ponciano, localizada aproximadamente no centro geográfico da área de ocorrência destas rochas. LEITE (op. cit.) ainda refere-se à existência de efeitos metassomáticos na parte central da área, resultando rochas granitóides de composição quartzo-dioríticas.

SANTOS & SILVA FILHO (1975) efetuaram um reconhecimento pela área de ocorrência da unidade e a posicionaram num contexto mais amplo, considerando-a compondo uma grande ruga emersa antiga do geossinclíneo de Propriá e comparando esta estrutura com o "domo" de Itabaiana.

Duas áreas de ocorrência situam-se, em sua maior parte, na região sul-sudoeste da folha Santana do Ipanema. A maior delas constitue uma faixa que prolonga-se na direção leste-oeste desde próximo à cidade de Belo Monte, à oeste, até o meridiano de 37°00', a partir de onde alarga-se e inflete para sudeste, englobando as cidades de Jirau do Ponciano, Campo Grande e extendendo-se até norte de Olho d'Água Grande, esta última já na folha Aracaju. Constitue a parte

central da anticlinal revirada de Jirau do Ponciano, que desaparece a sudeste sob sedimentos da bacia Sergipe-Alagoas.

A outra área situa-se à norte da primeira, formando faixa, que passa entre Arapiraca e Lagoa da Canoa a sudoeste, e prolonga-se para noroeste até o rio Traipu e o riacho das Pedras.

A unidade está sotoposta discordantemente a quartzitos da Formação Santa Cruz, estes geralmente constituindo cristas que se destacam na topografia suavemente colinosa dos gnaisses e migmatitos. Os contatos são geralmente bem visíveis em toda a extensão da unidade, principalmente de Jirau do Ponciano para oeste, mesmo quando estão diretamente em contato com os micaxistos granatíferos da Formação Traipu/Jaramataia (área de ocorrência menos extensa, noroeste de Arapiraca). A sudeste, a unidade está recoberta pelas formações Santa Cruz, Traipu/Jaramataia e por sedimentos do Grupo Barreiras, até o contato por falha de gravidade com sedimentos da bacia Sergipe-Alagoas.

Na folha Cipó, estas rochas ocorrem em sua porção leste-sudeste, numa área situada entre as localidades de Indiaroba, Cristinápolis, Loreto, Esplanada (área norte) e Conde, e sua melhores exposições encontram-se no vale do baixo curso do rio Itapicuru.

Na parte oeste desta área, está em contato com diatexitos do Complexo Metamórfico-Migmatítico. A norte e sul, seus contatos com granulitos são muito difusos e estão geralmente mascarados por sedimentos do Grupo Barreiras.

As litologias que compõem a unidade são predominantemente, migmatitos e gnaisses.

Os migmatitos estão bem representados pelas exposições de Jirau do Ponciano para sudeste, entre esta cidade e Olho d'Água Grande, bem como entre Jirau do Ponciano e a serra dos Manões, na estrada para Traipu. São rochas de cor cinza, granulação fina a média, estrutura geralmente estromática, por vezes dobrada, podendo não raramente ocorrer migmatitos mais mobilizados, tipo "schlieren" e nebulito. O paleossoma é quase sempre gnáissico com presença de biotita e anfibólio; o neossoma é granitóide a pegmatóide, quartzo-feldspático, podendo ocorrer concentrações de anfibólio. Nas proximidades de Jirau do Ponciano, aflora migmatito "schlieren", com porfiroblastos pouco desenvolvidos de feldspato, às vezes apresentando-se muito granitizado. Menos comumente ocorrem exposições do facies migmático da unidade entre Arapiraca e a serra do Japão.

Ao microscópio, estas rochas mostram textura cataclástica, com foliação devida principalmente ao arranjo subparalelo dos grãos estirados de quartzo e das palhetas de biotita. Na composição estão sempre presente quartzo, biotita, plagioclásio e feldspato potássico (microclina ou ortoclásio), muitas vezes também ocorrendo hornblenda, e menos comumente, granada. O quartzo mostra grãos estirados, fraturados, recristalizados, com forte extinção ondulante; o feldspato potássico, por vezes forma porfiroblastos e mostra inclusões de quartzo e plagioclásio, em parte alterado para caulim; o plagioclásio (oligoclásio), às vezes também constituindo porfiroblastos contém muitas inclusões de quartzo, geminação polissintética com alterações para sericita; a biotita tem cor castanha, possui inclusões de zircão, estando em parte alterada para clorita, epidoto, mica branca, óxido de ferro; hornblenda ocorre em cristais subedrais, de cor verde escura,

parcialmente substituída por biotita e alterada para carbonato e epidoto, contendo inclusões de quartzo e zircão. Como acessórios também ocorrem escapolita, esfeno, apatita e titanita.

Os gnaisses ocupam o restante da área, com afloramentos característicos entre Feira Grande (folha Santana do Ipanema) e Olho d'Água Grande (folha Aracaju), entre Belo Monte e Riacho Jacobina, e a noroeste de Arapiraca (folha Santana do Ipanema). São rochas geralmente leucocráticas, cor cinza a rosa, granulação fina a média, bem foliadas, cataclásticas, por vezes exibindo incipiente migmatização. Muito comumente ocorrem intercalações de anfibolitos, e também veios concordantes e discordantes de pegmatito. A composição mineralógica desses gnaisses é relativamente uniforme, com pequenas variações locais.

Microscopicamente nota-se também em quase todas as amostras analisadas a sua textura cataclástica, com a foliação dada pela disposição subparalela das micas ou por lentes concordantes mais quartzosas. A paragênese dos gnaisses incluem sempre quartzo, plagioclásio, biotita, muscovita e feldspato potássico (microclina ou ortoclásio).

O quartzo é anedral, estirado, recristalizado e com forte extinção ondulante, por vezes fraturado e formando "fitas" alongadas que se moldam em torno dos feldspatos; o plagioclásio, do tipo oligoclásio, é o feldspato predominante, com geminação polissintética está sendo substituído pela sericita, que em parte sofreu recristalização, ocorrendo como muscovita grosseira; a biotita pardo-avermelhada forma pequenos aglomerados, por vezes cloritizada, associada à muscovita; o feldspato potássico, em parte pertítico, ocorre com

geminação imperfeita e deformada por cataclase. Como acessó rios ocorrem zircão, apatita e opacos.

Ocorrências de asbesto antofilítico situam-se em dois alinhamentos de direção leste-sudeste/oeste-noroeste, um passando por Campo Grande, e outro menos extenso, a noroeste de Jirau do Ponciano.

LEITE (op. cit.) estudou em detalhe essas ocorrências associadas à denominada "sequência superior" do "Grupo Jirau". Trata-se de um conjunto de lentes de dimensões não representáveis na escala do presente mapeamento, que se alonga concordantemente com a estrutura geral dos gnaisses e migmatitos, tendo sido pelo autor denominado "horizonte intercalado calco-magnesiano". Essas lentes são constituídas de anfibolitos, quartzitos hematitizados, mármore com diopsídio, flogopita e serpentina, antofilita em forma de bolsões, associada a talco e clorita, e manchas de diopsídio, gradando para hornblenda gnaisses. Os bolsões de asbesto antofilítico nunca ultrapassam as dimensões de 100 por 30 metros.

LEITE (op. cit.) interpreta a origem do asbesto antofilítico a partir da evolução de sedimentos de precipitação, até piroxenitos, sofrendo posteriormente influência de soluções silicosas e retrometamorfismo, semelhantemente à origem proposta por FARINA (1966) para o asbesto antofilítico de Jaramataia.

SANTOS & SILVA FILHO (op. cit.) aventam a possibilidade dessas ocorrências estarem ligadas a uma fase de atividade magmatogênica, relacionadas a zonas de fraturas no embasamento pré-brasiliano.

Estes últimos autores identificaram, a sul de Campo Grande, próximo ao paralelo de $10^{o}00'$, rochas migmáticas

com estrutura "schlieren", com melanossomas ricos em piroxênio e granada, e leucossomas contendo quartzo e feldspato, predominantemente, além de granada, rara biotita e carbonato. Petrográficamente esta rocha foi identificada como um piroxênio granulito.

Os gnaisses que ocorrem na folha Cipó apresentam geralmente fácies porfiroblásticos e textura cataclástica.

Sob o microscópio são constituídos de plagioclásio (oligoclásio) microclina, quartzo, hornblenda, biotita e acessórios. A granulação varia de média a grosseira, textura sempre cataclástica, com foliação dada pelo alinhamento subparalelo das palhetas de biotita, prismas de hornblenda e grãos estirados de quartzo. O plagioclásio (oligoclásio) pode ocorrer como porfiroblastos e em parte alterando para sericita; a microclina também pode ocorrer como porfiroblastos, por vezes poiquiloblástica, geminação "grid" ou então albita, em alguns locais com inclusões de opacos e quartzo, alterando em parte para sericita; o quartzo está sempre estirado, e com forte extinção ondulante e preferencialmente concentrado em níveis, também localmente com inclusões aciculares; a hornblenda é parda esverdeada, em parte substituída pela biotita; esta tem coloração marrom esverdeada, com inclusões de opacos, quartzo, titanita ou então opacos e zircão, por vezes cloritizada. Opacos, zircão, titanita e apatita, são os acessórios.

Apesar da paragênese mineral colocar as rochas descritas na fácies anfibolítica (metamorfismo de médio grau, de WINKLER, 1974), localmente verifica-se a presença de rochas da fácies granulítica associadas (alto grau de metamorfismo, de WINKLER, op. cit.), com a ocorrência referida a sul de Campo Grande, e o kinzigito da região oeste-noroeste de

Arapiraca. Também é sintomática a presença de fenômenos de anatexia, cujo aparecimento na sequência metamórfica coloca estas rochas, pelo menos em parte, na fronteira entre o metamorfismo de médio grau e alto grau de WINKLER (op. cit.). A muscovita, presente quase sempre, principalmente nos gnaisses, parece ser de alteração do plagioclásio. Vale salientar também que praticamente toda a sequência foi afetada por intensa cataclase, constatável macroscópica e microscópicamente, também não sendo raras as evidências de retrometamorfismo.

Na folha Cipó, os gnaisses estão intimamente associados aos granulitos da área, podendo-se observar uma passagem gradativa entre eles. Também aqui algumas análises petrográficas evidenciam um retrometamorfismo, ocorrendo hornblenda resultante da transformação de piroxênio. A presença de corpos granitóides (região oeste de Conde, a SE da folha) poderiam estar relacionados a este evento, a exemplo do que ocorre na Escócia, onde HOLLAND & LAMBERT (1970) explicaram a origem de anfibólio gnaisses a partir da anfibolização dos piroxênio granulitos que ocorrem associados, e onde também constatou-se a presença de corpos graníticos.

4.2.3.4 Granitóides diversos

Sob este título agrupa-se quartzo-monzonitos e leucogranitos que apresentam relações intrusivas em rochas do Complexo Granulítico.

As rochas desta unidade têm distribuição quase restrita ao âmbito da folha Cipó, ocorrendo dois corpos na região norte-nordeste de Indiaroba, dois pequenos corpos na região oeste de Conde, e vários outros na região de Santa Bárbara (SW da folha) que se prolongam no canto noroeste da

folha Alagoinhas.

Em parte recobertos em discordância pelo Grupo Barreiras, os corpos granitóides da região de Indiaroba, entram em contato por falha de direção nordeste-sudoeste com sedimentos do Grupo Estância, a cerca de 3 km a nordeste de Indiaroba. Devido à cobertura, não são visualizados em campo seus contatos com as rochas granulíticas regionais. Contudo, o aspecto de afloramento em lajeados maciços e homogêneos, aliado às características macro e microscópicas que evidenciam um caráter ígneo, leva a considerá-los como intrusivos na sequência granulítica.

O quartzo monzonito típico desta unidade é uma rocha fanerítica média, localmente porfirítica, coloração rósea, isotrópica, bastante homogênea, constituída essencialmente de quartzo, feldspato e micáceos. Localmente, são observados por toda a massa disseminações numerosas de pirita e sulfeto de cobre.

Em lâmina delgada, mostra uma textura granular hipidiomórfica a xenomórfica e composição a base de quartzo (30%), plagioclásio (40%), microclina (25%), biotita, titanita e opacos. Quartzo em grãos xenomórficos com extinção ondulante fraca, pouco fraturamento, contatos soldados, mostra por vezes inclusões de biotita e microclina. Microclina, prismática e granular, tipicamente geminada, apresentando reação de bordo quando em contato com plagioclásio. Plagioclásio do tipo oligoclásio em prismas hipidiomórficos, alguns com lamelas de geminação albita-carlsbad, quase sempre turvo devido à sericitização. Biotita em plaquetas curtas não orientadas, com pleocroismo de verde claro a escuro, alterando-se para clorita e epidoto. Associa-se aos opacos, grãos idiomórficos de titanita e grãos finos de apatita.

Os corpos que ocorrem a oeste de Conde apresentam cor cinza clara, granulação média, isotrópicos, sendo constituídos por quartzo, feldspatos e biotita. Estão intrudidos em rochas gnáissicas, e recobertos em parte pelo Grupo Barreiras.

Os corpos que ocorrem na região de Santa Bárbara oeste da folha Cipó, apresentam cor rósea, granulação média, sendo compostos essencialmente por quartzo e feldspato com pouca biotita. Sob o microscópio mostram-se compostos essencialmente por quartzo, plagioclásio, microclina pertítica e biotita subordinada. Trata-se de leucogranitos. Encontram-se intrusivos em rochas granulíticas e apresentam pronunciada foliação.

4.2.4 Complexo Granito-Migmatítico

Este complexo ocorre nas folhas Paulo Afonso e Santana do Ipanema e congrega rochas migmatíticas homogêneas e granitóides, regeneradas durante a tectogênese Brasiliana que afetou também as rochas do Supergrupo Canudos, metamorfizando-as. Apesar deste complexo conter litologias similares às do Complexo Metamórfico-Migmatítico, preferiu-se agrupá-las em outro complexo porque estas foram formadas por regeneração de rochas do Complexo Granulítico e possivelmente também do Complexo Metamórfico-Migmatítico, podendo ainda conter produtos granitizados a partir de metassedimentos do Supergrupo Canudos. Como já descrito e conceituado, os complexos Granulítico e Metamórfico-Migmatítico têm conotações estratigráficas e geotectônicas e o complexo agora descrito tem posição estratigráfica controvertida pois engloba rochas de várias idades regeneradas no Brasiliano, o que justifica ser descrito à parte.

4.2.4.1 Diatexitos

Esta unidade praticamente não foi referenciada em trabalhos anteriores de mapeamento geológico sistemático. RICHTER & PONTE (1964) efetuando um reconhecimento por toda a área do "horst" que separa as bacias de Tucano e Jatobá da bacia Sergipe/Alagoas, identificaram em sua área de ocorrência gnaisses, migmatitos e intrusões ácidas que formariam o então denominado batólito Pernambuco-Alagoas.

Outro reconhecimento foi realizado por SANTOS & SILVA FILHO (op. cit.) em parte da área de ocorrência destes diatexitos. Estes autores englobaram os diatexitos em maciços que congregavam ainda metatexitos e núcleos de biotita e hornblenda granitóides, frequentemente com fácies porfiróides.

As áreas de ocorrência dos diatexitos têm formas geralmente muito irregulares e situam-se nas folhas Santana do Ipanema e Paulo Afonso. Na primeira ocorre em suas partes norte, nordeste e leste, prolongando-se além dos limites da área do Projeto. Ainda nessa folha, a unidade está representada a norte de Craíbas, e em vários outros locais, a noroeste, nordeste e sul de Santana do Ipanema, e sul de Pão de Açucar.

Na folha Paulo Afonso, os diatexitos afloram em uma área irregular entre Delmiro Gouveia e o rio Ribeira do Capiá, e na parte sudeste desta folha, sul do rio São Francisco, onde constitue uma faixa irregular que acompanha aproximadamente a direção do referido rio. A noroeste desta folha os seus contatos extendem-se além do paralelo de $9^{o}00'$ e meridiano $39^{o}00'$. A leste desta área está em contato com os sedimentos da bacia do Tucano e ao sul, em contato por falha

com rochas do Supergrupo Canudos.

Os diatexitos estão intimamente relacionados com granitóides frequentemente com fácies porfiróides com os quais apresentam contatos geralmente difusos, fato bem observado entre Correntes (a oeste) e União dos Palmares (a leste), nordeste da folha Santana do Ipanema. Frequentemente também estão recobertos discordantemente por micaxistos granatíferos migmatizados (arteritos) ou por quartzitos feldspáticos, como observado entre Bom Conselho e Iati (centro-norte da folha) e na parte central da folha Santana do Ipanema entre Palmeira dos Índios e Quebrangulo, e a sul-sudeste de Inhapi (nordeste da folha Paulo Afonso). Os diatexitos também são cortados por granitóides a duas micas entre Terezinha e Iratama, nordeste de Bom Conselho, e por granitóides tipo Mata Grande e Águas Belas, a oeste desta última cidade. Na folha Paulo Afonso, próximo a Delmiro Gouveia, estão em contato com agmatitos e intrudidos por granitóides a hornblenda tipo Águas Belas. No extremo noroeste dessa folha, estão associados a granitóides, por vezes porfiróides, que constituem algumas das expressões topográficas da área.

Na parte leste da folha Santana do Ipanema, os diatexitos estão descontinuamente recobertos por sedimentos do Grupo Barreiras, e se estendem até os limites da bacia Sergipe-Alagoas. Sua relação com os kinzigitos da região de Igaci não é clara.

A unidade agora descrita, em realidade, engloba vários tipos de rochas migmáticas homogêneas e heterogêneas e granitóides de anatexia predominando de modo marcante os migmatitos com alto grau de mobilidade mecânica.

Na parte leste e nordeste da folha Santana do Ipa

nema podem ser observadas ótimas exposições desta unidade nos arredores de Atalaia, Capela e entre União dos Palmares, São José da Lage e Munguba, bem como a oeste de Bom Conselho e noroeste de Quebrangulo.

As rochas migmáticas mais frequentes da unidade apresentam cor cinza portando estruturas "schlieren" e nebulítica, às vezes com desenvolvimento de blastos de feldspato, e localmente mostrando heterogeneidade, com neossoma pegmatóide a granitóide, grosseiro, quartzo-feldspático, como nos afloramentos da região de São José da Lage, extremo nordeste da folha Santana do Ipanema. Ainda nessa região, no rio Mundaú, verifica-se a existência de diatexito com estrutura "schlieren" com inclusões parcialmente digeridas, cuja análise petrográfica revelou paragênese de fácies granulítica, e que pode demonstrar que estes diatexitos originaram-se a partir de fusão de rochas da fácies granulítica.

Os metatexitos quando se fazem presentes apresentam estrutura estromática, com paleossoma gnáissico a biotita e/ou hornblenda, granulação fina, e neossoma granitóide a pegmatóide essencialmente quartzo-feldspático. Estes metatexitos têm presença conspícua entre Correntes e Palmeirinha, já próximo do paralelo de $9^{o}00'$.

Os diatexitos que afloram na região sul, sudeste e sudoeste de Poço Redondo (sudeste da folha Paulo Afonso) de modo geral representam um produto de granitização mais acabado, com o neossoma predominando de modo absoluto sobre o paleossoma que se faz presente como "schlieren", enclaves e tiras esfarrapadas enriquecidas em biotita. Os enclaves podem ser de anfibólio-gnaisse e anfibolitos, estes provavelmente orto-derivados.

O neossoma apresenta composição granodiorítica, predominando tipos foliados, foliação esta por vezes muito tênue, outras vêzes bem marcada e dobrada segundo um padrão isoclinal (fotos 8 e 9) que se ressalta em tipos heterogêneos (foto 10).

Petrograficamente os diatexitos não apresentam grandes variações na composição geral. Em todas as amostras analisadas verifica-se a presença de quartzo, plagioclásio, biotita e microclina, podendo às vezes ocorrer hornblenda. Geralmente apresentam alguma orientação preferencial, principalmente devido ao modo de distribuição da biotita.

O quartzo mostra-se anedral, com extinção ondulante por vezes estirado e formando agregados; o plagioclásio é do tipo oligoclásio, subedral, tabular, com geminação encurvada, abundantes intercrescimentos mirmequíticos e aspecto turvo, devido à alteração para sericita; a biotita, de cor parda, apresenta inclusão de apatita, zircão e opacos; a microclina, por vezes constituindo fenoblastos, exibe geminação em grade, em parte pertitizada; a hornblenda, por vezes predominando sobre biotita, tem cor verde-pardacenta, com inclusões de apatita, zircão e opacos.

Na folha Paulo Afonso, canto noroeste, os diatexitos apresentam uma coloração rósea, granulação fina a grosseira, com remanescentes de granitóide porfiróide, sendo classificada sob o microscópio como biotita adamelito, conteúdo mineralógico compreendendo quartzo, microclina, plagioclásio e biotita.

Nas proximidades de Atalaia, leste da folha Santana do Ipanema, num corte da BR-316, afloram diatexitos com cristais de pirita concentrados localmente em diferenciações

pegmatóides quartzo-feldspáticas. Granada foi observada em alguns afloramentos dessa área. A oeste de Igaci, parte central da folha Santana do Ipanema, os diatexitos mostram-se mais heterogêneos, ocorrendo associada localmente uma rocha verde clara, granulação média, isotrópica, identificada como diopsídio-actinolita-plagioclásio-fels.

Segundo MEHNERT (op. cit.) e WINKLER (op. cit.), migmatitos estão colocados em terrenos de metamorfismo regional de mais alta temperatura, e assinalam a mudança do metamorfismo de médio grau para o de alto grau. Esta mudança é definida pelo desaparecimento de muscovita na presença de quartzo e plagioclásio.

Estas rochas migmáticas, pelo menos em parte, foram originadas provavelmente pela remobilização de rochas do embasamento da geossinclinal Sergipana, durante o ciclo Brasiliano, desde que são encontrados enclaves de rochas granulíticas em seu seio.

4.2.4.2 Hornblenda-Biotita granitóides porfiróides

A unidade aqui denominada hornblenda-biotita-granitóides porfiróides está amplamente distribuida nas folhas Santana do Ipanema e Paulo Afonso. Na primeira, em sua parte nordeste, ocorre entre Correntes e União dos Palmares, entre Quebrangulo, Viçosa, Cajueiro e a vila Timbó, e ainda entre Anadia e Boca da Mata, a leste-sudeste da folha. Suas maiores exposições, entretanto, ainda na folha Santana do Ipanema, ocorrem na parte oeste desta folha prolongando-se para oeste irregular e descontinuamente pela folha Paulo Afonso até além do rio São Francisco nas proximidades de Petrolândia, onde desaparecem sob sedimentos da bacia de Tucano. Na parte noroeste da folha Paulo Afonso, aflora a sudoeste da

Vila de São Saité.

Essa unidade está em contato com grande número de outras, principalmente diatexitos e granitóides de anatexia. Nesses casos, o contato não é brusco, estando essas rochas intimamente associadas entre si, constituindo maciços granito-migmáticos. Esses contatos litológicos são bem característicos entre Correntes e Santana do Mundaú, e entre Correntes e Viçosa, bem como a sul-sudoeste de Santana do Ipanema. Ocorre também sotoposta discordantemente a micaxistos granatíferos migmatizados e rochas associadas à sequência geossinclinal (Viçosa, Paulo Jacinto, Mar Vermelho, Anadia), existindo também entre essas duas unidades contato através da falha de empurrão de Jacaré dos Homens, também por falha no canto noroeste da folha Paulo Afonso.

Alguns corpos de granitóide a hornblenda e a biotita, tipo Águas Belas e Mata Grande, ocorrem intrudidos na unidade em descrição, como se observa, entre Santana do Ipanema e Águas Belas (folha Santana do Ipanema) e na parte norte e nordeste da folha Paulo Afonso (foto 11). Veios do granitóide leucocrático tipo Mata Grande são comuns entre esta cidade e a foz do rio Moxotó (noroeste de Paulo Afonso).

A unidade em descrição apresenta como principal característica a constante presença de intenso desenvolvimento de blastos de feldspato, subedrais a euedrais distribuidos aleatoriamente ou mostrando-se orientados, com comprimento máximo de até cinco centímetros, e média de um a dois centímetros. Na região entre Marimbondo, Anadia e Boca da Mata, leste-sudeste da folha Santana do Ipanema, uma zona inteiramente cisalhada transforma os granitóides porfiróides em autênticos "augen" gnaisses. Sua associação com granitóides de ana

texia e diatexitos é bem visível, contendo não raramente evidência de estrutura "schlieren" (sul e sudoeste de Águas Belas) e passagem gradativa para aquelas rochas (arredores de Quebrangulo e oeste-sudoeste de União dos Palmares).

Quando as rochas porfiróides da unidade apresentam-se bem isotrópicas, formam muitas vezes grandes blocos arredondados, como se observa a sul-sudoeste de Águas Belas, próximo ao rio Ipanema e ao povoado Tanquinho.

Apesar da área de ocorrência dessas rochas ser relativamente extensa, sua composição mineralógica pouco varia, sendo identificadas como granitos e granodioritos, por vezes gnáissicos e migmatóides. Em praticamente todas as análises efetuadas constatam-se composição granítica e mais comumente granodiorítica com as presenças de quartzo, microclina, biotita, plagioclásio e hornblenda.

O quartzo apresenta-se estirado, fraturado, com extinção ondulante e em agregados irregulares ou orientados cataclasticamente; a microclina, às vezes pertitizada, com inclusões de quartzo e mais raramente de plagioclásio e biotita, constitue a maioria dos porfiroblastos, além de ocorrer também na matriz; a biotita, de cor castanha, ocorre alterando para clorita e mica branca, geralmente em aglomerados que contornam os porfiroblastos; o plagioclásio é do tipo oligoclásio, raramente constituindo porfiroblastos, com geminação albita, zoneamento e alteração para sericita, carbonato e epidoto; a hornblenda de cor castanho-esverdeado, ocorre geralmente associada à biotita em aglomerados, e não raro está sendo substituída por ela.

Vários exemplos de rochas porfiroblásticas sincinemáticas semelhantes são citadas por MARMO (1971). A origem

dos porfiroblastos é por este autor referida como um fenômeno subordinado à granitização hidrotermal, e a direção de migração do material granitizante depende, pelo menos em pequena escala, das condições locais do gradiente de energia livre.

MARMO (op. cit.) ainda sugeriu que estas rochas podem ser derivadas de sedimentos argilosos e, portanto, ricos em potássio, o qual seria removido do pacote sedimentar durante o metamorfismo regional. O potássio então se concentraria em porfiroblastos durante a remobilização palingenética ou refusão pelo calor. Tendo em vista as considerações deste autor não se afasta a hipótese de que, pelo menos em parte, estes granitóides porfiróides possam ser derivados de metassedimentos do Supergrupo Canudos.

4.2.4.3 Biotita granitóides

A exemplo dos diatexitos e hornblenda-biotita-granitóides porfiróides associados, essa unidade situa-se nas folhas Santana do Ipanema e Paulo Afonso. Na primeira, ocupa áreas irregulares em suas partes nordeste, oeste e sudoeste; na segunda, nas partes este, sudeste e no extremo noroeste.

Além de ocorrer em contato difuso com as duas unidades precedentes, os biotita-granitóides são recobertos discordantemente por micaxistos granatíferos migmatizados, como nas regiões de Marimbondo e Mar Vermelho, leste da folha Santana do Ipanema, e por metassomatitos, nas proximidades de Palestina, oeste-sudoeste dessa mesma folha, além de estar em contato por falha com micaxistos granatíferos, quartzo-sienito e metacarbonato. A sudeste da folha Paulo Afonso, estão sotopostas a rochas quartzíticas da Formação Santa Cruz.

Os biotita-granitóides, apresentam-se com cor ro

sa a cinza-rosa, granulação média a grosseira, isotrópicos a fracamente foliados, localmente exibindo evidências do seu caráter migmático, com restos de estruturas "schlieren" e nebulítica, além de apresentarem enclaves supermicáceos e gradação com diatexitos típicos.

No canto sudeste da folha Paulo Afonso, e nordeste da folha Jeremoabo a leste de Pedro Alexandre, ocorrem "augen" gnaisses cataclásticos que passam gradativamente aos granitóides da unidade agora descrita. Estes gnaisses estão associados à grande falha de Belo Monte e parecem ter sido originados a partir dos granitóides devido a esforços cataclásticos.

A composição é praticamente a mesma dos diatexitos da área, estando sempre presentes quartzo, plagioclásio, microclina e biotita, identificando quase sempre biotita granodioritos e menos comumente, biotita granitos. Apresenta ao microscópio textura hipidiomórfica granular, com grãos de quartzo recristalizados e fraturado, exibindo forte extinção ondulante; o plagioclásio ocorre em cristais subedrais, com geminação polissintética, crescimentos mirmequíticos, estando localmente alterado para sericita; a microclina apresenta cristais subedrais a anedrais, com geminação "grid" e é em parte pertítica com inclusões de quartzo e plagioclásio, e às vezes está alterando para caulim; a biotita ocorre em palhetas de cor verde amarronzada, mostra inclusões de zircão e está muitas vezes alterada para clorita, mica branca e óxido de ferro.

Das análises petrográficas desses granitóides onde predomina a composição granodiorítica, depreende-se que a microclina é o seu componente mais jovem. Segundo DIDIER

(1973), a presença de granitos verdadeiros nos micáceos sincinemáticos limitam-se às zonas tectonicamente perturbadas desses maciços, onde existe mais baixa energia livre e consequentemente maior acréscimo de feldspato potássico. Portanto verdadeiros granitos em composição nesses corpos sincinemáticos são o resultado de metassomatismo potássico.

Tanto os granitóides agora descritos, como os porfiróides descritos anteriormente, considerados granitóides sincinemáticos autóctones, podem localmente ter sofrido alguma aloctonia. A sul de Pão de Açúcar (sudoeste da folha Santana do Ipanema) verifica-se que estas rochas englobam pedaços de metarcóseo (Formação Santa Cruz) que lhes sobrejazem. Isto sem dúvida indica que nesta região houve deslocamento de massas granitóides, o que vale dizer que nesta região os granitóides são para-autóctones.

4.2.5 Rochas magmáticas fissurais

Agrupam-se neste item rochas de origem magmática que afloram sob forma de diques, geralmente não representáveis na escala do mapeamento, cuja posição estratigráfica não é bem definida em alguns casos. No caso particular dos pegmatitos podem pertencer a diferentes fases de colocação. Estes pegmatitos por apresentarem quase sempre mineralizações, serão descritos no capítulo de Geologia Econômica.

4.2.5.1 Rochas ultrabásicas

Ocorrem em pontos distintos, alinhados aproximadamente na direção noroeste-sudeste, em uma faixa que do norte de Craibas prolonga-se até Limoeiro de Anadia, (folha Santana do Ipanema) ocorrendo ainda raramente em pontos fora da mesma faixa*.

* Como antes referenciado, estes corpos não são mapeáveis e porisso mesmo não foram diferenciados.

Intercalam-se em kinzigitos do Complexo Granulíti co, diatexitos do Complexo Granito-Migmatítico e em xistos do Supergrupo Canudos.

Afloram sob forma de pequenos "serrotes" que so bressaem na topografia plana, apresentando cór esverdeada, gra nulação média, isotrópicas, tendo sido identificadas como pi roxenitos e diopsídio-actinolita-plagioclásio fels, esta úl tima litologia submetida a processos de alteração.

Também estão relacionados a esta "suite" corpos ferríferos portadores de teores anômalos de cromo e vanádio, cuja composição mineralógica, segundo ROUTHIER (1963), iden tifica paragêneses tipicamente ultrabásicas. Vale salientar que estes corpos além de se situarem no mesmo alinhamento dos piroxenitos possuem as mesmas características de afloramento, em forma de "serrotes".

Estes corpos ferríferos por apresentarem notavel importância econômica serão melhor tratados no capítulo de Geologia Econômica onde serão abordados aspectos relaciona dos ao seu quimismo e composição mineralógica.

Estas concentrações ferríferas portadoras de síli ca podem representar o resíduo de magmas ultrabásicos normal mente ricos em sílica e ferro.

O problema do posicionamento estratigráfico des tas rochas apresenta aspectos controvertidos. Cortam rochas pré-brasilianas principalmente, como também xistos do Super grupo Canudos em apenas um ponto, apesar de que o quimismo da ocorrência ferrífera que corta os xistos é algo diferente das outras, não apresentando teores de elementos traços com patíveis com as médias mundiais encontradas nas rochas ultra básicas. Por outro lado distante um quilômetro desta ocorrên

cia nos xistos, foram observadas massas sílico-ferruginosas de pequena possança cortando os mesmos. Assim pode-se admitir, sem caráter conclusivo, que estas manifestações magmáticas tenham ocorrido durante o ciclo Brasiliano e percolaram um assoalho siálico pré-brasiliano presumivelmente pouco espesso.. Estudos mais detalhados são necessários para,com certeza, posicioná-las.

4.2.5.2 Diabásios e basaltos

São encontrados cortando as rochas do Complexo Granulítico, principalmente na região de Salvador, mas ocorrendo também em vários outros locais onde aflora este Complexo.

Ocorrem sob forma de diques de pequenas espessuras posicionados em várias direções. São rochas de colora - ção cinza escuro esverdeado, granulação média a grosseira, melanocrática, fraturadas. Seus minerais são feldspato, máficos e quartzo, além de frequentes disseminações de sulfetos.

Microscopicamente são constituídos de labradorita, titanaugita e olivina. As ripas de labradorita em parte estão transformadas em massas de saussurita, ou seja mistura de sericita, material argiloso, epidoto-zoizita, carbonato e clorita. A augita apresenta bordos transformados em uralita e a olivina também está transformada em hawlingita, sericita, carbonato, clorita, talco, biotita, leucoxênio e opacos.

Segundo datações de CORDANI (op. cit.), estes diques foram colocados no intervalo de 1300 m.a. à 1600 m.a..

4.2.5.3 Vulcanismo de Arauá

Com esta denominação designa-se um enxame de diques de natureza ácida-intermediária, com termos básicos mais subordinados, ocorrentes na porção nordeste da folha de Cipó, representantes de um possante vulcanismo fissural.

Estes vulcanitos estendem-se de oeste-noroeste para este-sudeste desde Tanque Novo, infletindo-se para sudeste e desaparecendo sob sedimentos terciários, à altura de Arauá, reaparecendo mais para sul a nordeste de Indiaroba . Ocorrências mais restritas, relacionadas ao mesmo evento, são observadas a norte de Buquim.

Rochas desta sequência constituem corpos tabulares em forma de diques, encaixados, no geral, nas litologias do Complexo, e em parte cortando granitóides do Complexo Metamórfico-Migmatítico. A presença destes corpos é bastante variável, existindo diques que atingem espessuras superiores a 50 m, enquanto outros não chegam a alcançar 10 cm.

O tipo litológico mais característico da sequência vulcânica é representado por uma rocha de coloração acinzentada, textura porfirítica, matriz afanítica a fanerítica muito fina onde imergem pórfiros de feldspato, quartzo e máficos. Os fenocristais de feldspato são normalmente euédricos e alcançam tamanho de até 1,5 cm; os pórfiros de quartzo são sub-arredondados com diâmatro máximo em torno de 5 mm. Em lâmina delgada é classificada como riolito pórfiro de grã fina, textura porfirítica, constituída por fenocristais de plagioclásio do tipo oligoclásio, quartzo e ferromagnesianos, estes completamente alterados para clorita, epidoto e carbonato com liberação de titanita. Fenocristais de K-feldspato com intercrescimento gráfico ocorrem mais subordinada

mente. A matriz, é formada por uma mistura de quartzo e feldspato intercrescidos, hornblenda verde pardacenta, biotita castanha, opacos e minerais secundários (epidoto e clorita). Cerca de 1,5 km a noroeste de Araúá, estas rochas adquirem uma coloração cinza amarronzada e encerram metálicos de coloração esbranquiçada a amarelo claro, em cristais cúbicos de até 0,5 cm (possível pirita).

Rochas basálticas geralmente de caráter porfirítico são observadas a sul de Tanque Novo, nordeste de Pedrinhas e norte de Buquim. São rochas de coloração esverdeada a cinza escuro, grã fina, isotrópas, constituídas essencialmente de feldspatos e máficos, algumas vezes com amigdalas preenchidas por carbonato. Fenocristais quando presentes são constituídos por plagioclásio sericitizado e saussuritizado. Hornblenda anedral castanha esverdeada, ocorre localmente com bordos impregnados de opacos.

A aproximadamente 1,5 km a noroeste de Arauá, estrada velha Arauá-Pedrinhas, foi observado um corpo estreito de uma rocha verde escura, granulação média, maciça, isótropa, composta essencialmente de minerais ferromagnesianos, em grande parte alterados. A análise petrográfica revelou tratar-se de um piroxenito com textura granular alotriomórfica, constituída de piroxênio e minerais de transformação. O piroxênio, acha-se substituído em parte por anfibólio uralítico verde, por vezes fibroso, associado com epidoto clinozoizita. Em quantidades subordinadas, ocorre quartzo, feldspato e esfeno.

Cerca de 5 km a nordeste de Pedrinhas, foi anotado um pequeno dique de rocha afanítica cinza esverdeada, com 10 cm de espessura, encaixado em granulito. Ao microscópio

foi classificado como traquito, composto por microlitos de feldspato dispostos sub-paralelamente e com seus interstícios ocupados por material criptocristalino de cor esverdeada (clorita?) e grãos de opacos. Vesículas esféricas ou ovoides preenchidas por quartzo e clorita são abundantes e estão disseminados pela rocha.

Uma datação Rb-Sr em rocha total em um dos diques da região de Arauá apontou idade de 1823 ± 333 m.a..

4.2.6 Supergrupo Canudos

A denominação de Canudos para englobar as sequências metassedimentares e magmáticas ligadas ao ciclo geotectônico a que pertence a geossinclinal de Propriá (ou Sergipana), com hierarquia de Supergrupo tem por fundamento o fato de ter sido este nome um dos primeiros (exceção do termo Estância) com que se denominaram rochas pertencentes à geossinclinal em discussão (SOPPER, 1914 apud BRITO NEVES 1968). É um nome ainda hoje empregado, tendo suas raízes ligadas à vila homônima, palco de disputas acirradas e por isso celebrizada nacionalmente. BARBOSA (1964) adotou o nome Canudos com hierarquia de grupo, descrevendo com essa denominação uma sequência litológica extremamente semelhante aos Grupos Miaba e Vaza Barris de HUMPHREY & ALLARD (op. cit.). Estes autores agruparam as rochas da geossinclinal de Propriá nestes dois grupos que além de discordantes representariam rochas de diferentes domínios geotectônicos. O Grupo Miaba de facies miogeossinclinal, seria acavalado pelas rochas do Grupo Vaza Barris de facies eugeossinclinal. Esta divisão além de ser insustentável nos limites propostos, falha ainda no que diz respeito a representarem rochas de diferentes domínios geo - tectônicos. Assim pois, estes nomes foram abandonados no sen

tido em que eram empregados.

Criou-se então os Grupos Inferior e Superior que englobam as formações antes pertencentes aos Grupos Miaba e Vaza Barris considerando, no entanto, os novos grupos de fácies miogeossinclinal onde não se constatou absolutamente nenhuma discordância entre quaisquer das formações por eles abrangidas, tornando inválido o critério adotado por HUMPHREY & ALLARD (op. cit.) para separar os Grupos Miaba e Vaza Barris.

Por outro lado, o critério agora adotado para a separação dos Grupos Inferior e Superior baseia-se no conceito de superposição de ciclos que ensejam recorrências nas sequências litológicas identificadas com a sequência terrígena inferior, carbonática e terrígena superior (BELOUSSOV, op. cit.). O Grupo Superior inicia-se pois com uma sequência carbonática que repousa concordantemente sobre rochas do Grupo Inferior, mostrando uma típica recorrência a condições estáveis, cujos detalhes serão melhor apresentados quando da discussão da evolução da geossinclinal.

O Grupo Macururé (BARBOSA op. cit.), cujo significado era pouco preciso, foi mantido como equivalente estratigráfico dos Grupos Inferior e Superior. Este Grupo havia sido diferenciado a oeste da bacia de Tucano e considerado como de posição estratigráfica inferior ao Grupo Canudos no sentido de BARBOSA (op. cit.). Apesar deste Grupo ter sido definido a oeste da bacia do Recôncavo-Tucano (compreende filitos, xistos e gnaisses) ele tem continuidade a leste da bacia supra-citada onde suas rochas foram denominadas por HUMPHREY & ALLARD (op. cit.) de Hornfelses Pelíticos, desde que estes autores julgaram que as mesmas teriam se formado

por metamorfismo de contato. No entanto, estes últimos autores já admitiam que elas seriam equivalentes de seu Grupo Vaza Barris.

A individualização do Grupo Macururé fundamenta-se nas particularidades das sequências por ele abrangidas. Sua sequência carbonática é inexpressiva. É representada por algumas lentes carbonáticas dentro da sequência terrígena superior que praticamente domina todo Grupo Macururé aparecendo imediatamente após o quartzito basal (Formação Santa Cruz). Isto demonstra ter se formado em um ambiente distinto daquele em que se formou o Grupo Inferior e Superior. Entretanto não se pode estabelecer correspondência estratigráfica entre litologias do Grupo Macururé e dos Grupos Inferior ou Superior, a não ser pelas suas formações basais respectivamente Santa Cruz e Itabaiana.

Os grupos acima discutidos, como se pode deduzir, agrupam sequências sedimentares do período geossinclinal (AUBOUIN 1962).

O Grupo Estância engloba formações depositadas em ambientes distintos. A Formação Cajazeira, basal e recém definida, pode, cronoestratigráfica e litoestratigraficamente, ser correlacionada com as formações do domínio geossinclinal, porém foi depositada em condições plataformais, representando tectonofácies distinto daquelas. A Formação Bomfim, superior, tardi a pós geossinclinal, representa uma típica molassa de ante-fossa, e pode ser correlacionada, à Formação Juá da intra-fossa, embora entre as duas possa existir ligeiro diacronismo.

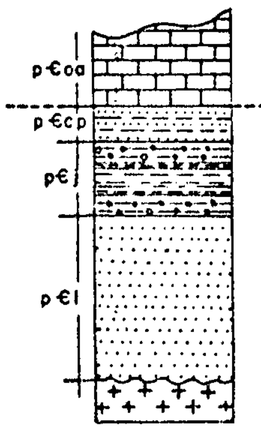
Finalmente, as rochas granitóides tardi a pós-tectônicas foram também englobadas no Supergrupo Canudos.

Torna-se necessário frisar que os conceitos geotectônicos emitidos nas páginas precedentes tiveram por finalidade fazer entender os princípios que serviram de suporte à divisão estratigráfica aqui estabelecida. Eles serão discutidos entretanto, nas páginas seguintes, principalmente quando se abordar a evolução da geossinclinal Sergipana.

4.2.6.1 Grupo Inferior

Da base para o topo, este grupo inclui as Formações Itabaiana (quartzitos predominantes, metassiltitos bastante subordinados), Jacarecica (metagrauvacas e metargilitos), Jacoca (metacarbonatos com metargilitos subordinados) e Capitão-Palestina (filitos e metagrauvacas). Como discutido anteriormente, as três primeiras formações correspondem ao denominado Grupo Miaba de HUMPHREY & ALLARD (1962-1969), enquanto a última engloba numa mesma unidade as formações Capitão e Palestina dos mesmos autores, relacionadas ao Grupo Vaza Barris. Antes das considerações sobre as diversas unidades do grupo e visando uma melhor compreensão da evolução dos ciclos de sedimentação no domínio miogeossinclinal, serão apresentadas e discutidas cinco seções estratégicas efetuadas em zonas de terminações periclinais associadas ao anticlinório de Simão Dias e ao "domo" de Itabaiana, seções estas que incluem unidades do Grupo Inferior e Superior.

Estas seções resultaram em perfís esquemáticos reunidos nas figuras 15 e 16 onde procurou-se guardar, de perfil, as espessuras relativas de cada formação. Os perfís foram nomeados como Borda da Mata - rio Jacoca do Norte, rio Jacarecica, Ribeira - fazenda Velame (fig. 15), fazenda Capitão e Bonsucesso (fig. 16), obedecendo-se nesta ordem a posição geográfica de norte para sul.

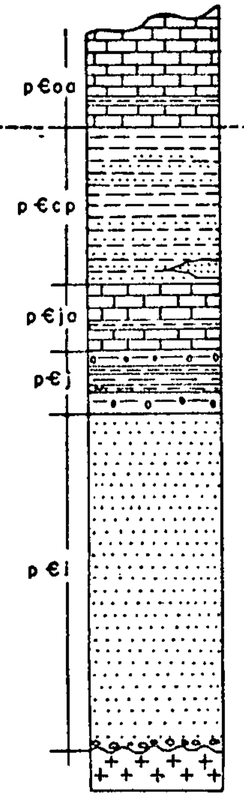


Metacarbonatos com intercalações de filito calcífero.

Metarenito micáceo
Metagrauvaca seixosa com intercalações de argilitos

Quartzitos feldspáticos acinzentados e esbranquiçados.

a- Borda da Mata
Rio Jacoca
do Norte.



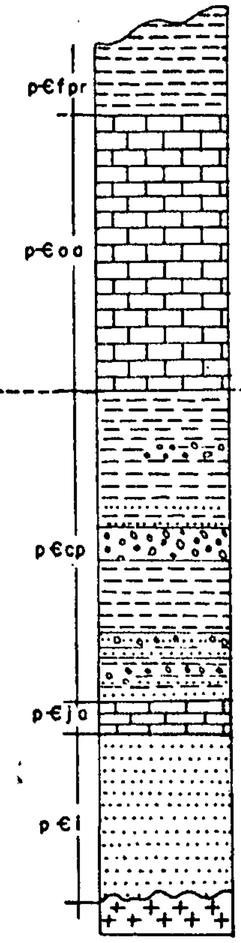
Metacarbonatos com intercalações de filitos.

Filitos e filitos arenosos / com intercalações de quartzitos feldspáticos e metassiltitos arenosos.

Metacarbonatos com metargilitos subordinados.
Metagrauvaca seixosa com intercalações de metargilitos.

Quartzitos feldspáticos gradando a ortoquartzíticos / para o topo, com metaconglomerado na base.

b- Rio Jacarecica



Filitos e metassiltitos

Metacarbonatos cinza escuro, localmente silicificados.

Metagrauvaca seixosa, filitos esverdeados, metarenito argiloso e metarcósio mais subordinado.

Metacarbonatos cinza

Quartzitos feldspáticos acinzentados e esbranquiçados.

c- Ribeira
Faz. Velame

GR. SUPERIOR
- p€fpr - Formação Frei Paulo/Ribeirópolis
- p€oa - Formação Olhos d'Agua

GR. INFERIOR
- p€cp - Formação Capitão/Palestina
- p€ja - Formação Jacoca
- p€j - Formação Jacarecica
- p€l - Formação Itabaiana

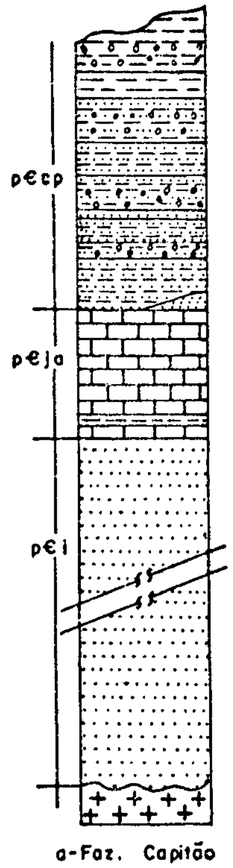
Escala vertical - 1:2.000

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
(CPRM)
SUREG/SA
Convênio DNPM/CPRM

SEÇÕES ESQUEMÁTICAS DA PARTE LESTE. DO "DOMO" DE ITABAIANA

PROJETO BAIXO SÃO FRANCISCO/VAZA-BARRIS

Ano:	Des:	Fig:
1977	AVM-22 04 77	15

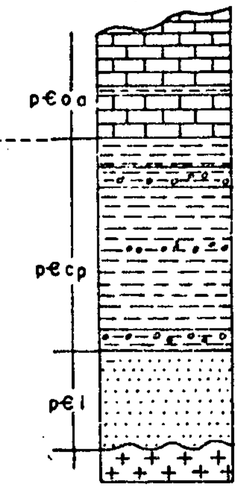


Filitos, filitos seixosos, metagrauvacas, metassiltitos arenosos e níveis lenticulares de quartzito impuro na base.

Metacarbonatos cinza escuro com intercalações de metapelitos, metadolomito,

Quartzitos feldspáticos acinzentados e esbranquiçados.

a-Faz. Capitão



Metacarbonatos cinza escuro com intercalações de filito.

Filitos, filitos seixosos, metagrauvacas e metassiltitos.

Quartzitos feldspáticos / acinzentados e esbranquiçados

b- Bonsucesso

GRUPO SUPERIOR	pEoa - Formação Olhos d'Agua
GRUPO INFERIOR	pEcp - Formação Capitão / Palestina
	pEja - Formação Jacoca
	pEi - Formação

Escala vertical - 1:2000

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM)
SUREG/SA
Convênio DNPM/CPRM

SEÇÕES ESQUEMÁTICAS DA FAZENDA CAPITÃO E DA REGIÃO BONSUCESSO

PROJETO BAIXO SÃO FRANCISCO/VAZA-BARRIS	Ano: 1977	Des: AVM-23 04 77	Fig: 16

CPRM

a - Perfil Borda da Mata - Rio Jacoca do Norte (fig. 15a).

Corresponde à seção exposta no extremo nordeste do braquianticlinório de Itabaiana, porção centro-oeste da folha de Aracaju.

A sequência basal representada pela Formação Itabaiana, compreende um pacote de quartzitos acinzentados a acastanhados, feldspáticos, grã média, em contato encoberto com o embasamento de gnaisses e migmatitos.

Concordantemente, superpõe-se um pacote de metagrauvaca seixosa, maciça, coloração castanha a vermelho púrpura, com seixos e matacões esparsos que alcançam 40 cm, eminentemente de rocha quartzo-feldspática, com intercalações de metargilito púrpura. Esta sequência é relacionada à Formação Jacarecica.

Imediatamente acima das metagrauvacas seixosas ocorre uma sequência pouco espessa, que se afina para nordeste, de um metarenito fortemente silicificado creme esbranquiçado a cinza azulado, grã fina - média da Formação Capitão/Palestina.

Encimando a sequência de maneira concordante ocorre um pacote de metacarbonatos cinza azulados, microcristalino com intercalações de filitos calcíferos, em camadas plissadas cujos eixos mergulham suavemente para sudeste, relacionado à Formação Olhos D'Água.

b - Perfil do rio Jacarecica (fig. 15b)

Corresponde à seção exposta ao longo da anticlinal do rio Jacarecica, transversal à serra de Itabaiana, sudoeste da folha Aracaju (este -sudeste de Itabaiana).

A unidade basal, correspondente à Formação Itabaiana, superpõe-se diretamente a rocha do Complexo Metamórfico-Migmatítico, e compreende um espesso pacote de quartzitos feldspáticos em bancos conspicuamente acamadados, esbranquiçados a cinza esbranquiçados, grã fina a média, duros e compactos, que gradam em direção ao topo para termos eminentemente ortoquartzíticos. A discordância com as rochas de embasamento é marcada por um nível pouco espesso de metaconglomerado , com matriz arcosiana, predominando seixos de quartzo e rochas quartzo-feldspáticas, tamanho máximo em torno de 10 cm.

Superpondo concordantemente a sequência quartzítica, segue-se um pacote pouco espesso de metagrauvaca seixosa cinza azulada a cinza escura, dura e compacta, com intercalações de metargilito cinza escuro, relacionado à Formação Jacarecica. Os seixos de metagrauvaca são esparsos, tamanho máximo em torno de 20 cm, e em sua totalidade, de rochas quartzo-feldspáticas do Complexo Metamórfico-Migmatítico. Na sequência observam-se lineações aproximadamente perpendiculares a direção das camadas, indicando zona de fechamento de dobra.

Acima das metagrauvacas, também de forma concordante, ocorre uma seguência metacarbonática da Formação Jacoca, constituída por calcários laminados microcristalinos, coloração cinza azulada, com intercalações de metargilitos de cores variegadas em camadas suavemente mergulhantes para sudeste. Alguns dobramentos abertos e suaves são observados nesta formação.

Aos metacarbonatos sucede-se um pacote de filitos e filitos arenosos cinza esverdeados com intercalações de quartzitos feldspáticos e metassiltitos arenosos da Formação

Capitão/Palestina. As camadas desta unidade apresentam-se com dobramentos abertos de eixo mergulhando suavemente para se deste.

Coroando a seção, tem-se uma nova sequência de metacarbonatos cinza azulados, microcristalinos com intercalações de rocha filítica cinza esverdeada da Formação Olhos D'Água. Esta unidade é bem exposta no ponto de cruzamento do rio Jacarecica com a rede de transmissão da CHESF, onde as camadas apresentam-se plissadas, com dobras abertas de eixo mergulhando para leste, valores raramente ultrapassando 20^{o}.

c - Perfil Ribeira - Fazenda Velame (fig. 15c)

Seção localizada no flanco sul do braquianticlinório de Itabaiana, extremo sudoeste da folha Aracaju.

Ao embasamento de gnaisses e migmatitos, superpõe se discordantemente a Formação Itabaiana, representada por quartzitos finos, esbranquiçados, duros e compactos, fortemente recristalizados, feldspáticos, gradando a ortoquartzitos mais para o topo.

Segue-se de maneira concordante uma sequência lenticular de metacarbonatos da Formação Jacoca, representada por calcários cinza azulados a cinza escuros, microcristalinos.

De maneira igualmente concordante, segue-se aos metacarbonatos uma sequência de metarenitos argilosos, metagrauvacas seixosas e filitos esverdeados com intercalações de metarcósios, referidos à Formação Capitão/Palestina. Os seixos de metagrauvaca compreendem litologias de rochas quartzo-feldspáticas, tamanho médio em torno de 10 cm, tendo como característica o alongamento na direção da xistosidade. Nesta área, em raros locais, consegue-se medir a xistosidade de

acamamento, sendo bem desenvolvida a xistosidade de plano axial.

À sequência terrígena da Formação Capitão/Palestina, superpõe-se concordantemente um pacote de metacarbonatos localmente silicificados, microcristalinos, coloração cinza escuro, localmente com alternância de níveis estreitos cinza claro, relacionado à Formação Olhos D'Água.

Superiormente, também de forma concordante, ocorre uma unidade de metapelitos da Formação Frei Paulo/Ribeirópolis, representada dominantemente por metassiltitos e metargilitos creme a róseo, com filitos mais subordinados.

d - Perfil da Fazenda Capitão (fig. 16a)

Seção exposta na sinclinal da fazenda Capitão, bordo oeste do braquianticlinório de Itabaiana (folha Jeremoabo).

A unidade basal da Formação Itabaiana não apresenta variações em relação às seções descritas anteriormente, sendo representada por espesso pacote de quartzitos cinza esbranquiçados, grã fina a média, duros e compactos, feldspáticos, passando a ortoquartzíticos no topo. Nas camadas mais superiores do quartzito, bem como na porção mais basal da formação carbonática imediatamente acima (Formação Jacoca) são observadas conspícuas lineações congruentes com os eixos dos dobramentos menores e abertos observados na Formação Capitão/Palestina.

Aos quartzitos segue-se concordantemente uma sequência de metacarbonatos cinza escuros, microcristalinos, laminados, com níveis subordinados de metapelitos, relacionados à Formação Jacoca. A base desta unidade está representada por um nível bem definido de dolomito cinza amarronzado

com cerca de 2,0 m de espessura. Ainda na porção basal da unidade, acima do nível dolomítico, ocorrem várias camadas delgadas de metapelitos, intercaladas a metacarbonatos cinza escuro.

Acima dos metacarbonatos, de forma concordante, superpõe-se uma sequência de metassiltitos arenosos, filitos arenosos cinza, localmente interestratificados com lentes de quartzitos impuros; mais para o topo, alternância de filitos seixosos, filitos e metagrauvacas da Formação Capitão/Palestina em camadas plissadas com eixos de mergulhos suaves para oeste, e como já referido anteriormente, coerentes com as lineações desenvolvidas nos quartzitos Itabaiana e calcários Jacoca.

e - Perfil de Bonsucesso

Refere-se à seção exposta na terminação periclinal oeste da anticlinal de Simão Dias.

Observa-se nesta região uma repetição das condi - ções de sedimentação observada no braquianticlinório de Itabaiana.

Em discordância sobre rochas do Complexo Metamórfico-Migmatítico, repousa um pacote de quartzitos relacionados à Formação Itabaiana, feldspáticos, acinzentados, grã fina a media, duros e compactos, fortemente recristalizados,

Superpõe-se em concordância, uma sequência de filitos e filitos seixosos da Formação Capitão/Palestina. Este pacote inicia-se por uma estreita faixa com poucos metros de espessura, de filitos e metargilitos cinza a cinza amarronzado, sotopostos a um nível com aproximadamente 10 m de espessura de filito seixoso, coloração esverdeada, contendo seixos de granitóide de até 30-40 cm. Deste nível até o topo, se

gue-se uma seqüência de filitos cinza amarronzados a esverdeados com níveis estreitos de quartzito arcosiano e intercalações de metagrauvaca cinza esverdeada com grânulos e pequenos seixos de quartzo e granitóide. Encimando a seção, segue-se também em concordância a unidade metacarbonática Olhos D'Água composta dominantemente de calcários laminados microcristalinos de coloração cinza escura.

Ainda nesta área oeste da anticlinal de Simão Dias, nos arredores norte da fazenda Santa Rosa, foi observada uma ocorrência bastante restrita de metadolomito cinza azulado, afanítico, não representável na escala de mapeamento, diretamente sotoposta a filitos e metargilitos da formação Capitão/Palestina. Sua posição estratigráfica é considerada, com reservas, como correlativa da Formação Jacoca aflorante no braquianticlinório de Itabaiana.

4.2.6.1.1 Formação Itabaiana

As primeiras observações sobre as serras quartzíticas de Itabaiana foram efetuadas em 1889 por BRANNER (1913) e em 1914 por SOPPER (1923) que tentaram sem sucesso correlacioná-las com as similares existentes em Minas Gerais e oeste da Bahia. Para estes autores os quartzitos destas serras que incluem as de Itabaiana, Miaba Comprida, Ribeira, Capunga etc, corresponderiam ao menos parcialmente, à "Série Minas". BRANNER (op. cit.) e SOPPER (op. cit.) apresentaram cortes geológicos detalhados, colocando os quartzitos no Paleozóico, discordantes do seu Complexo Fundamental, e sotopostos à "Série Estância". Esta série por sua vez, seria recoberta por calcários cretáceos de Sergipe; todas as unidades anteriormente referidas estariam ajustadas aos suaves arqueamentos das camadas quartzíticas.

HUMPHREY & ALLARD, (1962-1969) em trabalho executado para o antigo CENAP-PETROBRÁS, realizaram um mapeamento geológico detalhado na área do denominado "domo" de Itabaiana, quando definiram o Grupo Miaba equivalente em parte a "Série Itabaiana" de SOPPER (op. cit.). Para nomear a formação basal deste grupo de rochas os autores aproveitaram o uso generalizado da expressão "quartzito Itabaiana", retendo e formalizando o nome.

A Formação Itabaiana restringe-se às porções leste, sul e oeste do braquianticlinório de Itabaiana, porção oeste da folha Aracaju, e leste da folha Jeremoabo. São observadas ainda exposições da unidade, na terminação oeste da anticlinal de Simão Dias, porção centro leste da folha Jeremoabo, sendo esta área de ocorrência descrita pela primeira vez na literatura geológica.

Na região de Itabaiana os quartzitos da unidade sustentam imponentes elevações, destacando-se entre elas as serras de Itabaiana, Miaba, Comprida, Ribeira, Capunga e Itapicuru. Na área de Simão Dias onde sua ocorrência é mais restrita, apresenta as melhores exposições na região leste do povoado de Bonsucesso e oeste de Simão Dias.

A Formação Itabaiana repousa discordantemente sobre rochas do Complexo Metamórfico-Migmatítico tanto no "domo" de Itabaiana (folha Aracaju e Jeremoabo), quanto no "domo" de Simão Dias. Especificamente no perfil do rio Jacarecica (fig. 15b), a superfície de discordância é marcada por um nível de metaconglomerado que não ultrapassa dez metros de espessura. As formações que se lhe sobrepõem são as Formações Jacarecica, Jacoca e Capitão/Palestina, de acordo com as figuras 15 e 16, embora que no extremo sudoeste da serra da Miaba a Formação Itabaiana entre em contato com a Forma

ção Olhos D'Água através da folha do Vaza Barris, o mesmo acontecendo a noroeste do "domo" de Itabaiana onde estas formações entram em contato através da falha de Mocambo.

A espessura da Formação Itabaiana varia bastante de local para local, e apesar de não ter sido medida com precisão em nenhuma seção, pode ser estimada em torno de 750 m na seção do rio Jacarecica, e ao redor de 1.100 m na serra da Miaba onde alcança sua maior espessura. Na região da anticlinal de Simão Dias, a unidade apresenta sua menor espessura e atinge valores de menos de 130 m de espessura.

Na porção sudeste do "domo" de Itabaiana, zona de intenso cisalhamento de direção noroeste-sudeste, ocorre uma série de níveis lenticulares de quartzitos milonitizados da formação encaixados tectonicamente em filonitos e milonitos do Complexo Metamórfico-Migmatítico.

As litologias da formação compreendem dominantemente quartzitos com intercalações bastante subordinadas de metassiltitos. No leito do rio Jacarecica, bordo oeste da serra de Itabaiana, a discordância da formação com o Complexo Metamórfico-Migmatítico, está representada por um estreito nível de metaconglomerado com matriz arcosiana.

Os quartzitos mais de base são feldspáticos, esbranquiçados, grã fina a média, duros e compactos, localmente com níveis enriquecidos em opacos. Na serra do Itapicuru a unidade mais basal da formação é representada por um típico metarcóseo, castanho avermelhado quando fresco, descolorido quando intemperizado, granulação fina a média, bastante endurecido, tendo sido classificado em lâmina delgada como arenito feldspático epimetamórfico. Níveis bastante subordinados de metassiltito castanho, são observados na serra do Capunga.

Localmente, onde o intemperismo químico alterou profundamente o feldspato em argila, os quartzitos Itabaiana assemelham-se a um arenito não metamórfico. Petrográficamente estes quartzitos mais basais apresentam uma composição à base de grãos de quartzo, feldspatos frequentemente caulinizados, fragmentos de rocha mais subordinados, sericita, opacos, turmalina e zircão.

Para o topo, aumenta na sequência quartzítica a percentagem de quartzo, diminuindo consequentemente a quantidade de grãos de feldspato e fragmentos de rocha, tendendo a um tipo ortoquartzítico. Esta unidade mais superior é representada por quartzito cinza a cinza claro, fino, fortemente recristalizado, muito duro e compacto. No "canyon" do rio Jacoca do Sul, próximo a fazenda Capitão, o quartzito é vítreo, cinza claro, composto essencialmente de quartzo, com bastante minerais acessórios disseminados, inclusive provavelmente pirita. Em lâmina delgada, a análise de uma amostra dessa região, revelou uma rocha de granulação fina, textura granoblástica, composta essencialmente de quartzo e opacos com feldspato bastante subordinado. Os grãos são divididos em duas classes de tamanho; uma de finos, bem recristalizados e outros médios mais ou menos uniformes, com bordos denteados e extinção fortemente ondulante.

Os quartzitos Itabaiana apresentam um acamamento pronunciado com mergulhos raramente ultrapassando 30^{o}, dispondo-se em anticlinais e sinclinais de "plunge" suave para oeste no lado oeste do "domo" de Itabaiana, e para leste, na porção leste da mesma estrutura. Devido a maior competência das rochas quartzíticas, dobras menores não são uma constante nos afloramentos da unidade, observando-se contudo um conspícuo lineamento na superfície de acamamento, paralelo

aos eixos de dobramentos maiores. Um importante e conspícuo dobramento nos quartzitos, observa-se no extremo sudoeste da serra da Miaba, onde uma perfeita estrutura em anticlinal, mergulha suave para noroeste. A leste e sudeste de São Domingos, encontram-se encaixados tectonicamente nas rochas do Complexo Metamórfico-Migmatítico níveis quartzíticos milonitizados da formação, onde os mergulhos das superfícies de cisalhamento variam de 70° para norte até a vertical, observando-se nesses planos um lineamento bem pronunciado com caimento para sudeste

Esta formação ocorre na base da sequência de metassedimentos miogeossinclinais, sendo correlacionada a Formação Santa Cruz do domínio eugeossinclinal.

4.2.6.1.2 Formação Jacarecica

O reconhecimento e denominação formal desta unidade deve-se a HUMPHREY & ALLARD (1962-1969) quando do mapeamento da área do "domo" de Itabaiana, onde descreveram uma sequência de metagrauvacas seixosas e metargilitos, com seção tipo ao longo de um afluente do rio Jacarecica.

SOBRAL et alii (1964) adotaram a denominação de HUMPHREY & ALLARD (op. cit.) nada acrescentando de novo às observações daqueles autores.

A formação ocorre na porção oeste-sudoeste da folha Aracaju, balizando os contrafortes leste das serras quartzíticas de Itabaiana, Capunga e Itapicuru. Segundo HUMPHREY & ALLARD (op. cit.) a unidade ocorreria também no bordo oeste da serra da Miaba, afinada para alguns metros de filito, o que não foi reconhecido durante os trabalhos de campo.

A porção mais basal da unidade, repousa concordan

temente sobre os quartzitos da Formação Itabaiana, sendo o contato bem visualizado na seção do rio Jacarecica, bordo leste da serra de Itabaiana. Esta formação tem área de afloramento restrita à porção leste do "domo" de Itabaiana e de acordo com o que mostra a figura 15 ela é lenticular. Seus contatos superiores se fazem com a Formação Jacoca, também lenticular, e com a Formação Capitão/Palestina de distribuição ampla e ocorrência generalizada (fig. 15 e 16).

Com o auxílio de fotografias aéreas e utilizando-se os dados de campo em que topo e base de sequência são razoavelmente bem definidos, na seção do rio Jacarecica (fig. 15b), estima-se a espessura da formação em torno de 130 m. Utilizando-se o mesmo princípio, a espessura no rio Jacoca do Norte foi estimada em pouco mais de 170 m., concluindo que esta formação espessa-se para norte.

As litologias da unidade compreendem essencialmente metagrauvacas seixosas, maciças, coloração variando de cinza azulado ao castanho forte (foto 12), com intercalações de metapelitos. Os seixos e matacões observados na metagrauvaca são essencialmente de rocha quartzo-feldspática, normalmente sub-arredondados, chegando a perfazer 5% da rocha total. No rio Jacarecica, não ultrapassam 15 cm de diametro, enquanto no rio Jacoca do Norte chegam a atingir mais de 50 cm. Cerca de 4 km a leste de Malhador, aflora em corte de estrada, grauvaca maciça, castanha avermelhada, similar a observada no rio Jacoca do Norte, diferindo contudo por não apresentar característicamente o caráter seixoso. Apenas raros e esparsos seixos de quartzo, com 3 cm de diâmetro máximo são observados.

Em lâmina delgada a metagrauvaca apresenta uma

abundante matriz pelítica localmente impregnada de óxido de ferro, onde emergem os grãos clásticos, com tendência a um alinhamento segundo o eixo maior. Os fragmentos de rocha mais desenvolvidos, são de rocha quartzo-feldspática intensamente cloritizada. Os caracteres microscópicos indicam ter a rocha sofrido ação metamórfica de baixo grau.

Metapelitos intercalados nas metagrauvacas, são observados principalmente na seção do Jacarecica, onde ocorrem em níveis que ultrapassam 10 m de espessura. Normalmente são rochas maciças, grã fina, coloração variando de cinza escuro ao acastanhado e mostrando na seção delgada uma abundante matriz pelítica onde predomina a sericita que engloba grãos síltico s.

4.2.6.1.3 Formação Jacoca

HUMPHREY & ALLARD (op. cit.) nomearam como Formação Jacoca uma sequência de metacarbonatos ocorrentes na área do domo de Itabaiana.

Esta unidade foi definida formalmente por HUMPHREY & ALLARD (op. cit.) quando do mapeamento da área do domo de Itabaiana. Anteriormente havia sido reconhecida nas serras de Itabaiana e Miaba por BRANNER (op. cit.) e SOPPER (op. cit.) sendo encaixada na Série Itabaiana deste último autor.

Esta unidade, à semelhança do que acontece com a Formação Jacarecica, tem sua área de ocorrência restrita ao "domo" de Itabaiana, porção sudoeste da folha Aracaju e sudeste da folha Jeremoabo. Suas maiores exposições são encontradas balizando o flanco oeste da serra de Miaba, afinando para norte à altura do paralelo de Macambira. Na folha Aracaju, orla parcialmente a serra de Itabaiana, afinando-se e desaparecendo a cerca de 4-5 km norte de Areia Branca. Neste

local sua extensão sul é desconhecida, por estar recoberta pelos sedimentos terciários da Formação Barreiras. Cerca de 3,5 km a oeste-sudoeste do povoado de Ribeira, extremo sul do "domo" de Itabaiana, a formação ocorre numa estreita faixa de forma lenticular entre os quartzitos Itabaiana e a Formação Capitão/Palestina.

A Formação Jacoca repousa concordantemente ora sobre quartzitos da Formação Itabaiana ora sobre rochas da Formação Jacarecica, sendo superposta também de maneira concordante por litologias da Formação Capitão/Palestina.

A espessura da formação é extremamente variável devido aos afinamentos que sofre, sendo estimada contudo uma espessura máxima entre 250-300 m a oeste da serra de Miaba, utilizando-se na determinação desta medida o mesmo procedimento utilizado para os cálculos nas formações Itabaiana e Jacarecica.

Suas litologias incluem caracteristicamente metacalcário impuro finamente estratificado, coloração cinza azulada a cinza escura, contendo níveis mais subordinados de metapelitos, aí incluídos ardósias observadas em barrancos do rio Jacoca próximo a fazenda Capitão, e metargilitos de cores variegadas ocorrentes no leito do rio Jacarecica, leste da serra de Itabaiana. Na área de Ribeira a sequência Jacoca é eminentemente carbonática, não tendo sido observadas camadas clásticas.

4.2.6.1.4 Formação Capitão/Palestina

Rochas desta formação foram reconhecidas inicialmente por BRANNER (op. cit.) e SOPPER (op. cit.) e incluídas como parte da "Série Estância" que se sobrepunha à "Série Itabaiana".

Mais tarde, MORAES REGO (1933) criou a expressão "Série Vaza Barris", para reunir as rochas da "Série Estância", originalmente de BRANNER (op. cit.).

OLIVEIRA (1943) subdividiu a "Série Vaza Barris" de MORAES REGO (op. cit.) em três séries distintas, definindo como Série Vaza Barris, "stricto sensu", ardósias e filitos com calcários e quartzitos subordinados, assentados discordantemente sobre a Série Itabaiana e sotoposta também em discordância à "Série Estância" "stricto sensu" aflorante nos arredores de Estância e Lagarto, representada por arenitos grosseiros, vermelhos e micáceos.

A Formação Capitão/Palestina, como definida neste trabalho, inclui as formações Capitão e Palestina de HUMPHREY & ALLARD (op. cit.).

HUMPHREY & ALLARD (op. cit.) definiram a Formação Capitão como representada por uma sedimentação fina de filitos, com raras e finas camadas de metagrauvacas intercaladas, enquanto a Formação Palestina seria de ambiente distinto, com uma sedimentação de ambiente mais instável em que predominam metagrauvaca seixosa com intercalações de filitos e metarenitos. Nos trabalhos de campo desenvolvidos durante o projeto, não se confirmam estas assertivas, verificando-se que as duas unidades representariam períodos estanques de deposição, e sim uma única fase de sedimentação em condições ambientais onde alternam-se períodos de maior ou menor instabilidade, de duração extremamente variável. Na seção do rio Jacarecica (fig. 15b) superposta aos calcários Jacoca ocorre uma sequência onde intercalam-se estreitos níveis de rocha filítica ... com quartzitos feldspáticos e metarenitos argilosos. Já na seção Ribeira-Fazenda Velame (fig. 15c), a porção basal da unidade é

metarenito argiloso, seguido por um pacote de filitos seixosos com intercalações de quartzito. Mais para o topo retorna condições mais calmas com filitos esverdeados. Na seção de Bonsucesso (fig. 16b), apenas poucos metros de metargilito (10-15m) separam os quartzitos Itabaiana do filito seixoso da unidade. Após a sequência seixosa novamente retorna uma sequência de metargilitos e filitos com intercalações estreitas de quartzito arcosiano. Na seção da fazenda Capitão (fig. 16a) aos carbonatos Jacoca superpõe-se uma sequência de filitos, passando a metagrauvacas seixosas e retornando os filitos.

Deste modo, fica explicado o porque da fusão das duas unidades de HUMPHREY & ALLARD (op. cit.) numa única formação.

A Formação Capitão/Palestina tem uma larga distribuição na folha Jeremoabo, estendendo-se numa faixa contínua de direção noroeste-sudeste desde a porção oeste do "domo" de Itabaiana até o limite leste da bacia mesozóica de Tucano. Ainda na folha Jeremoabo, ocupa a porção norte e oeste do anticlinório de Simão Dias, onde não existia anteriormente referência à existência da unidade. Na folha Aracaju aflora numa faixa de direção noroeste-sudeste a sul do "domo" de Itabaiana, balizando a porção leste desta estrutura desde as proximidades de Areia Branca até as proximidades leste de Borda da Mata.

Os contatos da unidade com as formações inferiores (Itabaiana, Jacarecica e Jacoca) são normais, com exceção de pequeno trecho no bordo sudoeste da serra da Miaba e sul de Paripiranga (noroeste de Simão Dias) onde é por falha de direção noroeste-sudeste. Na porção norte do anticlinório

de Simão Dias a formação encontra-se empurrada por sobre rochas do Complexo Metamórfico-Migmatítico. Com as formações Olhos D'Água e Frei Paulo/Ribeirópolis, imediatamente superiores, os contatos são em parte normal e em parte por falhamento. Descrição mais detalhada dos contatos desta unidade com as que lhe são sotopostas e superpostas podem ser vistas na descrição dos perfís das figuras 15 e 16. A sul da serra do Capitão, delineia-se a terminação periclinal de uma grande estrutura em anticlinal revirada com caimento para noroeste (folha Jeremoabo, centro) em que o núcleo expõe rochas da Formação Capitão/Palestina, estando orlado por metacarbonatos da Formação Olhos D'Água. A xistosidade de plano axial desenvolvida, oblitera o acamamento das rochas desta formação, e na terminação periclinal, é perpendicular ao acamamento da Formação Olhos D'Água, causando uma falsa impressão de discordância entre as duas formações. Situação similar, ocorre no bordo oeste do "domo" de Itabaiana, causando a falsa impressão de discordância entre a unidade em causa e as formações Jacoca e Itabaiana. No caso mais particular da terminação oeste do anticlinório de Simão Dias, a Formação Capitão/Palestina mostra uma definida xistosidade de acamamento em perfeita concordância com o acamamento da Formação Itabaiana, inferior, e da Formação Olhos D'Água, superior.

A espessura máxima alcançada pela unidade localiza-se provavelmente no sítio entre o bordo oeste do "domo"de Itabaiana e a terminação da anticlinal ao sul da serra do Capitão, sendo difícil e até mesmo temerário uma estimativa para a mesma, devido aos dobramentos e falhamentos intensos que afetam a formação. HUMPHREY & ALLARD (op. cit.) estimam uma espessura máxima de 6.000 m.. Considerando apenas a influência da falha do Vaza Barris, que pode ter causado um rejeito

horizontal apreciável no pacote, esta estimativa pode ser reduzida à metade. Na porção leste do "domo" de Itabaiana, onde a formação sofre afinamento para norte, estima-se uma espessura máxima de 450 m.. Na porção norte do alto de Simão Dias, a formação sofre afinamento para leste, desaparecendo nas imediações de Olhos D'Água.

Litologicamente a formação é bastante diversificada, composta dominantemente de filitos, filitos seixosos, metagrauvacas e metagrauvacas seixosas com metarenitos e metassiltitos mais subordinados. Leitos estreitos de metacarbonato impuro, microcristalino são anotados no leito do rio Vaza Barris, cerca de 2 km a sul da fazenda Quixaba. Os filitos são normalmente de cor cinza a esverdeado, localmente arenosos, superfícies de xistosidade sedosas ao tato, localmente impregnados de óxido de ferro. Em lâmina delgada mostram pequenos grãos de quartzo e feldspato intercalados em abundantes filossilicatos, onde domina sericita e mais raramente biotita em minúsculas palhetas com arranjo sub-paralelo. Turmalina, zircão e grãos de opacos estão sempre presentes em quantidades acessórias.

As rochas classificadas como metagrauvacas são caracteristicamente de coloração cinza a esverdeada, comumente também podendo apresentar uma coloração castanha a amarronzada, granulação fina, apresentando mais das vezes, grãos mais desenvolvidos de quartzo, feldspato e fragmentos de rocha, inclusos numa matriz dominantemente pelítica. Em lâmina delgada, mostram uma abundante matriz pelítica metamorfizada, contendo eminentemente sericita, biotita, clorita e caulinita, misturados a sílica microcristalina. Esta matriz engloba abundantes grãos de quartzo e feldspato, e ainda fragmentos de rochas diversas, de tamanho desigual, apresentando forte extin

ção ondulante, além de se observar que os grãos de quartzo estão ligeiramente denteados e com início de recristalização . Óxido de ferro preenche abundantes microfraturas que cortam a rocha em várias direções. Acessoriamente ocorrem turmalina, epidoto, zircão, massas de leucoxênio e grãos de opacos. A sudoeste de Ribeira (folha Aracaju) observam-se níveis de rocha quartzítica, cinza esbranquiçada, grã muito fina, com abundante sericita nos planos de xistosidade, encaixada em filito esverdeado seixoso. Em lâmina, a rocha quartzítica foi classificada como metarcósio tendo na composição quartzo, microclina, plagioclásio, biotita, sericita, turmalina e rutilo. Rocha similar, ocorre no bordo leste do "domo" de Itabaiana, leito do rio Jacoca do Norte, sotoposto a metacarbonatos da Formação Olhos D'Água. Os metargilitos da formação são observados de preferência na porção oeste do anticlinório de Simão Dias. São rochas muito finas, normalmente friáveis, coloração vermelha a rósea, níveis mais cremes, apresentando intercalações estreitas de quartzito arcosiano e metagrauvaca esbranquiçada.

Os termos seixosos da unidade incluem principalmente seixos de granitóides e mais subordinadamente quartzo, quartzitos e calcários, normalmente sub-arredondados e alongados segundo a foliação. Atingem até 50 cm de diâmetro, com tamanho médio entre 5 e 20 cm normalmente não ultrapassando 5% da rocha total, apesar de no leito do rio Passagem (sudeste da serra do Capitão) constituirem entre 10 e 15% da rocha total.

4.2.6.2 Grupo Superior

O Grupo Superior dos metassedimentos miogeossinclinais, inclui as formações Olhos D'Água e Frei Paulo/Ribei

rópolis, definidas e nomeadas por HUMPHREY & ALLARD(op.cit.) que as consideravam como de domínio eugeossinclinal.

4.2.6.2.1 Formação Olhos D'Água

Esta unidade, anteriormente reconhecida em parte por BRANNER (op. cit.), SOPPER (op. cit.), MORAES REGO (op. cit.) e OLIVEIRA (op. cit.), foi nomeada por HUMPHREY & ALLARD (op. cit.) quando da redefinição e sub-divisão da "Série Vaza Barris". O nome deriva de uma pequena vila situada a este-sudeste de Simão Dias, folha Jeremoabo.

A formação distribui-se amplamente na porção centro-leste da folha Jeremoabo, onde estende-se em faixas de direção oeste-noroeste/este-sudeste nos flancos sul e norte do anticlinório de Pinhão. Na faixa mais ao sul, a unidade apresenta uma largura de afloramento que ultrapassa 20 km,na porção oeste da anticlinal de Simão Dias, afunilando-se para leste, região de Olho D'Água, onde não ultrapassa 3 km. A faixa mais norte, tem uma largura de afloramento médio em torno de 7-8 km. Na porção central da folha Jeremoabo, terminação do anticlinório de Pinhão, rochas da unidade sustentam a serra do Capitão, imponente acidente que domina o relevo da região. Ainda na porção central da folha Jeremoabo a unidade é truncada pelos falhamentos limitantes da bacia mesozóica de Tucano, reaparecendo a oeste da mesma na região de Rosário, (centro oeste da folha Jeremoabo). Na folha Aracaju, ocupa tratos mais restritos do terreno a sul e leste do "domo " de Itabaiana, além de uma diminuta área a sudoeste de Ribeirópolis.

Os contatos da Formação Olhos D'Água com a Formação Capitão/Palestina são concordantes, como mostram as figuras 15 e 16. Contudo esta formação apresenta alguns conta

tos falhados em diversos locais, a saber: com o embasamento a sul de Simão Dias; com a Formação Capitão/Palestina, através das falhas da serra Pelada, de Mocambo, da Escarpa, e através de outras falhas a norte de Simão Dias e a norte da serra do Capitão; através da falha de Mocambo entra também em contato com a Formação Itabaiana e o Complexo Metamórfico Migmatítico. Entra ainda em contato por falha com rochas do Grupo Estância, ao qual se sotopõe também discordantemente.

O dobramento intenso a que está submetida a sequência, aliado às frequentes e numerosas superfícies de descontinuidade que atinge a região, torna temerária a determinação de espessura da formação. Contudo entre Peripiranga e o entroncamento de Adustina, onde é maior a espessura aparente da formação, a mesma deve ultrapassar os 5.000 m de sedimento. HUMPHREY & ALLARD (op. cit.) consideraram a espessura aparente da formação entre 2.000 e 6.000 m.

As litologias da Formação Olhos D'Água incluem dominantemente metacarbonatos com níveis marmorizados, e intercalações de filitos, metassiltitos e sericita-clorita xistos. Na porção sul do anticlinório de Pinhão a razão carbonato/clástico é bem mais elevada que na parte norte, onde as camadas de filitos e metassiltitos predominam sobre os metacarbonatos.

Macroscopicamente os metacarbonatos são microcristalinos, cinza azulados a cinza escuro. algumas variedades de cor negra ocorrendo em camadas desde poucos centímetros até mais de 2 m de espessura. São normalmente bastante argilosos, apresentando intercaladas camadas marmorizadas, cores variáveis (brancas, cinza escura etc) e de grã fina a média. Frequentemente, como observado a nordeste de Lagoa Preta (folha Jeremoabo) a rocha apresenta uma alternância de leitos

mais claros essencialmente carbonáticos com leitos mais escuros enriquecidos com matéria carbonosa. Em lâmina delgada, além de carbonato e matéria carbonosa, são identificados pequenos grãos de quartzo, muscovita, biotita, rutilo e grãos opacos. Os níveis marmorizados mostram uma dominância de cristais de carbonato de tamanho desigual dispostos em um mosaico granoblástico com extinção ondulante, denteamento, orientação preferencial, além de estarem recristalizados em grande parte. Nos calcários da região de Sítio da Conceição, serra do Capitão e leste de Poço Verde, são comuns pequenos nódulos ovóides a arredondados de carbonato negro, afanítico a microcristalino, tamanho variável de poucos milímetros até 10 cm que podem resultar de esforços sobre níveis de diferente competência. Tal fato é comprovado na estrada São Domingos - Poço Verde, onde observa-se um perfeito alinhamento das concreções ovóides.

Filitos e metassiltitos distribuem-se por toda a área da formação, intercalados aos metacarbonatos, e como referido anteriormente, predominando sobre sedimentos químicos na área norte de ocorrência da unidade. Ao norte de Simão Dias, na localidade de Apertado de Pedra, filitos cinza esverdeados com superfície sedosa ao tato, intercalam-se a metacarbonatos mais ou menos puros, coloração variando do cinza escuro a róseo - amarronzado, numa razão aproximada de 1:1.

Na seção Pinhão - Mocambo, filitos e metassiltitos calcíferos, castanhos a avermelhados, com contribuição mais subordinada de metarenito muito fino, também calcífero, predominam numa proporção de quase 3:1 sobre metacarbonatos. Em lâmina delgada, um metassiltito calcífero desta área revela ser constituído por grãos de quartzo e feldspato com

tamanho desigual, com extinção ondulante e um início de recristalização. Carbonato, biotita e sericita são os outros constituintes dominantes aproximadamente nas mesmas proporções que os grãos de quartzo e feldspato. Em quantidade bem subordinada, anota-se a presença de zircão, epidoto, turmalina, leucoxênio e grãos de opacos. Impregnando a rocha observa-se óxido de ferro, que penetrou acompanhando a xistosidade da mesma.

No leito do rio Vaza Barris, cerca de 4 km a nordeste da fazenda Comandante, (folha Jeremoabo) intercalam-se nos metacarbonatos níveis de sericita-clorita xistos esverdeados, com fina foliação, e xisto calcífero. Ainda neste local, em escala de afloramento, são observados na seqüência, conspícuos falhamentos de empurrão de direção noroeste-sudeste, com o bloco norte acavalando o bloco sul (foto 13).

Pela primeira vez foram encontrados nesta formação restos fósseis na forma de Collenias (foto 14), atestando ambiente marinho de relativamente pouco profundidade.

4.2.6.2.2 Formação Frei Paulo/Ribeirópolis

Esta formação inclui numa única unidade, as formações Frei Paulo e Ribeirópolis definidas e nomeadas por HUMPHREY & ALLARD (op. cit.) durante o mapeamento da área do "domo" de Itabaiana. Segundo os autores, estas unidades seriam as mais superiores do Grupo Vaza Barris, de ambiente eugeossinclinal, e possivelmente algumas de suas litologias teriam sido reconhecidas de há muito por BRANNER (op. cit.), SOPPER (op. cit.), MORAES REGO (op. cit.) e OLIVEIRA (op. cit.).

Neste trabalho, as duas formações de HUMPHREY & ALLARD (op. cit.) são reunidas numa única unidade denominada

Frei Paulo/Ribeirópolis, com base na inexistência de um nível guia de separação entre as mesmas, aliado à alternância sucessiva de litologias distintas, com predominância local de um tipo sobre outro, variável nas diversas seções observadas.

A unidade distribui-se amplamente na porção centro leste da folha Jeremoabo e centro oeste da folha de Aracaju, aflorando de oeste para leste numa faixa contínua que se estende por mais de 90 km, interrompida a oeste pela falha da serra Pelada e a leste desaparecendo sob sedimentos da Formação Barreiras pouco a sul de N. S. das Dores. Esta faixa atinge sua largura máxima ao longo do meridiano de Frei Paulo, onde ultrapassa 20 km, englobando em seus limites as sédes municipais de Ribeirópolis, São Miguel do Aleixo, Manicoba, Cruz das Graças, Frei Paulo, Alagadiço e Mocambo.

Nesta região, a unidade repousa em concordância sobre metacarbonatos da Formação Olhos D'Água desde as imediações norte da fazenda Ponta da Serra, até a altura do Posto Fiscal da BR-235, entroncamento Frei Paulo - Ribeirópolis. Acavalamentos localizados sobre a Formação Olhos D'Água, observam-se na região de Mocambo e sul de N.S. das Dores. A norte da serra do Capitão a unidade está em contato de falha com metagrauvacas da Formação Capitão/Palestina ao longo da falha da Serra Pelada, enquanto na porção norte do "domo de Itabaiana a falha de Mocambo coloca as rochas da formação diretamente em contato com o Complexo Metamórfico-Migmatítico.

O contato desta unidade com a Formação Traipu/Jaramataia é determinado em quase toda sua extensão pela falha de São Miguel do Aleixo. Na região entre N. S. das Dores e São Miguel do Aleixo a porção superior da unidade está em contato com rochas de grau metamórfico mais alto, que inclu

em xistos granatíferos, englobados na Formação Traipu/Jaramataia.

Na porção mais meridional das folhas Jeremoabo e Aracaju, a unidade ocupa estreitos tratos de terreno, prolongando-se de oeste para leste desde sul de Simão Dias até os arredores de São Domingos, onde inflete para sudeste acompanhando a falha de Ttaporanga até desaparecer por acunhamento nas imediações da fazenda Velame.

Em toda extensão desta área, os contatos com a Formação Olhos D'Água, são normais. Ainda nesta faixa, as rochas da unidade estão parcialmente recobertas em discordância por sedimentos do Grupo Estância até as proximidades sudoeste de São Domingos; deste local e estendendo-se para sudeste até a Fazenda Velame, o contato entre as duas unidades é de natureza tectônica, com empurrão dos metassedimentos Frei Paulo - Ribeirópolis sobre o Grupo Estância, ao menos a sul de São Domingos.

Duas novas áreas de ocorrência da unidade foram descobertas no desenvolvimento do Projeto, localizadas na porção central da folha Jeremoabo, a leste de Poço Verde e sudeste de Adustina. Em ambos locais, rochas da formação ocupam o núcleo de sinclinais, sobrepondo-se concordantemente a metacarbonatos da Formação Olhos D'Água. O flanco setentrional da sinclinal a sudeste de Adustina, é truncado por falhamento de empurrão de direção oeste-noroeste/este-sudeste, que coloca as rochas de unidade em contato com metagrauvacas da Formação Capitão/Palestina. Também na porção norte da sinclinal de Poço Verde observa-se empurrão; matacarbonatos Olhos D'Água acavalando siltitos e metarenitos Frei Paulo/Ribeirópolis.

Como já comentado para outras formações do domínio miogeossinclinal, os dobramentos intensos a que foi submetida a Formação Frei Paulo/Ribeirópolis, caracterizados por um estilo isoclinal com plano axial fortemente mergulhante para norte, aliados a numerosos "thrusts" que interceptam e cortam várias seções da unidade, tornam temerário e porque não dizer, quase impossível, o cálculo de espessura da sequência. Contudo, na faixa aflorante entre N. S. das Dores e o bordo norte da serra do Capitão, a unidade aparentemente atinge sua maior espessura.

HUMPHREY & ALLARD (op. cit.) estimavam para a Formação Frei Paulo nesta área, uma espessura aparente de 6.000 m, enquanto para a Formação Ribeirópolis a estimativa era de 10.000 m de sedimentos, chamando contudo em ambos os casos a atenção para a possibilidade de repetição por dobramento e corte de algumas seções por empurrão.

As litologias da unidade são bastante diversificadas englobando metarenitos, metassiltitos, filitos, ardósias, metagrauvacas, metagrauvacas seixosas e micaxistos, com intercalações de quartzito, e mais subordinadamente, metacarbonatos e metavulcânicas.

Os metarenitos têm ampla distribuição no domínio da formação, predominando na faixa mais a norte de ocorrência da folha Jeremoabo, a oeste do meridiano de Frei Paulo.

Macroscopicamente, são rochas de coloração cinza escura a cinza azulada, grã fina, calcíferas, com placas brilhantes de micáceos, duras e compactas. Na superfície de alteração, o material adquire uma coloração creme, torna-se bastante poroso, não reagindo ao ataque do ácido devido a dissolução do carbonato. Normalmente observam-se nestas ro

chas diminutas e numerosas pontuações avermelhadas, resultantes possivelmente da oxidação de opacos ou ferromagnesianos. Estes metarenitos ocorrem em camadas de espessura variável com mergulho muito forte para norte que frequentemente atinge a vertical, algumas vëzes invertendo o mergulho para sul, sempre com valores fortes.

De uma maneira geral ocorrem intercalados a metassiltitos, filitos, ardósias e mais subordinadamente metagrauvacas e metacarbonatos impuros. Esta litologia pode ser bem observada ao sul de Frei Paulo, na BR-235 trecho Mocambo-Carira, ao longo do riacho das Aningas e na seção fazenda Sambaíra - Maritá.

Em lâmina delgada, revelam-se como rochas de baixo grau de metamorfismo, textura lepidioblástica, com grãos finos, sub-angulosos a sub-arredondados, a quartzo, feldspato, opacos e fragmentos de rocha, numa matriz mais fina onde predominam carbonato, sericita, clorita e opaco pulverulento. Localmente são ainda observados leucoxênio, biotita, turmalina e rutilo.

A sudeste de Adustina e leste de Poço Verde, os metarenitos da unidade são de coloração variável, existindo variedades esverdeadas, acinzentadas e acastanhadas, predominando esta última tonalidade, grã fina a muito fina, feldspáticos, duros e compactos.

A análise microscópica de uma amostra coletada a sul de Pau de Colher (oeste de Paripiranga), mostra ser a rocha do tipo arcosiano, com quartzo, ortoclásio, plagioclásio, biotita, muscovita, fragmentos de rocha, zircão, apatita, opacos, clorita, caulinita, turmalina, titanita e leucoxênio.

Os metassiltitos, constituem a litologia predomi

nante da formação a sul dos altos estruturais de Simão Dias e Itabaiana, além de distribuir-se por todas as outras áreas de ocorrência da unidade.

No geral, são rochas de cores variadas onde predo minam os tons acinzentados, esverdeados avermelhados e róse os, finalmente laminados, localmente com pontuações brilhan tes de filossilicatos e manchadas por óxido de cor negra.

Em lâmina delgada mostram uma textura orientada, causada pela disposição sub-paralela de grãos estirados de quartzo e minerais micáceos, composição a base de quartzo e feldspato com baixo grau de arredondamento e esfericidade. Pe quenas palhetas de sericita e biotita verde em parte cloriti zada estão entremeadas com os grãos de quartzo e feldspato. O óxido de ferro ocorre sob a forma de pequenas inclusões ou grãos mais desenvolvidos, disseminados por toda a rocha. Co mo acessórios observam-se opacos, apatita, zircão, e turmali na.

A principal área de ocorrência de filitos e ardó sias, também de ampla distribuição no âmbito da formação, si tua-se entre Frei Paulo e Alagadiço, daí estendendo-se para oeste até as imediações de Caraíba. São frequentes ainda, na faixa de ocorrência ao sul de Simão Dias e São Domingos, bem como na região logo a norte de Ribeirópolis.

Em amostra de mão são rochas cinza esverdeadas a acastanhadas, grã muito fina, superfície de foliação brilhan te, sedosa ao tato, frequentemente manchadas por óxido de cor negra, constituídas essencialmente de filossilicatos.

Ao microscópio, revelam uma composição a base de quartzo finamente granulado, parecendo algo recristalizado,

que forma juntamente com as pequenas palhetas de sericita uma massa bem orientada, e localmente com fortes microdobramentos. Cerca de 3 km a nordeste de Ribeirópolis, o filito apresenta nesta massa fina de quartzo e sericita grãos maiores de quartzo e feldspato, alguns arredondados, e a maioria alongados segundo a direção da foliação. Acessoriamente, anota-se turmalina, apatita, opacos, óxido de ferro e biotita.

Metagrauvacas e metagrauvacas seixosas, são anotadas principalmente a norte e a leste de Ribeirópolis, bem como no trecho da BR-235 entre Mocambo e Carira. Ocorrem posicionadas em diversos níveis da formação, em camadas não muito espessas, sempre com mergulho muito forte para norte. Os seixos observados nos termos conglomeráticos são pouco desenvolvidos, raramente ultrapassando 10 cm, sempre de granitóide ou quartzo, e foram observados ao norte de Mocambo em corte na BR-235 e também a noroeste de Ribeirópolis. Cerca de 3,5 km a nordeste de Frei Paulo, sob a linha de transmissão da CHESF, aflora um metargilito de cores variegadas (creme, avermelhado, esbranquiçado) com numerosos grãos dispersos de quartzo, que engloba raros seixos de rocha quartzo-feldspática, tamanho médio em torno de 5 cm.

Macroscopicamente, as metagrauvacas são caracterizadas por uma coloração cinza, localmente acastanhada, grã fina, apresentando uma matriz pelítica abundante que envolve grânulos de quartzo, feldspato e fragmentos de rocha.

Em lâmina delgada, observam-se grãos finos, geralmente sub-angulosos de quartzo, plagioclásio, opacos e fragmentos de rocha, numa matriz abundante onde predominam sericita, carbonato e mineral de argila.

Os micaxistos da unidade são de baixo grau de me

tamorfismo e restringem-se ao extremo oeste da folha Aracaju, numa região que se estende desde Maniçoba e Cruz das Graças até o sul de N. S. das Dores, onde intercalam-se a metagrauvacas, filitos e quartzitos.

Caracteristicamente são rochas de coloração cinza esverdeada, grã muito fina, superfície sedosa, fortemente microdobradas, apresentando uma infinidade de níveis quartzosos estreitos, possivelmente de injeção, encaixados paralelamente à xistosidade da rocha.

Apresentam como característica uma paragênese mineral que inclui sericita, clorita e quartzo. Palhetas de biotita, provavelmente de origem detrítica, ocorrem de forma subordinada numa amostra de xisto coletada cerca de 7 km a norte-nordeste de Ribeirópolis.

Os quartzitos da formação distribuem-se a oeste da folha Aracaju na porção setentrional do alto estrutural de Itabaiana, e no extremo leste da folha de Jeremoabo, imediações de Frei Paulo e Alagadiço. A sul de São Miguel do Aleixo, um espesso pacote de quartzitos delimita uma anticlinal revirada para norte, com fechamento a sudoeste da cidade, e caimento suave para noroeste. Outros importantes níveis quartzíticos sustentam serras que se destacam na topografia da região e que se prolongam por mais de 10 km na direção noroeste-sudeste, situados nas imediações de Ribeirópolis, Cruz das Graças e Alagadiço.

Os quartzitos de São Miguel do Aleixo são micáceos, finamente laminados, coloração creme a esbranquiçada, granulação fina, ocorrendo localmente níveis mais resistentes de quartzito grosseiro e maciço.

Em lâmina delgada, os tipos mais comuns desta área

são classificados como sericita quartzito ferruginoso, tendo em sua composição quartzo, sericita, óxido de ferro, leucoxênio, zircão, rutilo, turmalina e opacos.

Os quartzitos da área de Cruz das Graças e Alagadiço (serra Campinas e serra Preta) são regularmente selecionados, duros, maciços, coloração cinza esbranquiçada, grã fina a média, essencialmente quartzosos.

Em lâmina delgada mostram ter sofrido um metamorfismo fraco, de baixo grau, apresentando além do quartzo que é mineral essencial, sericita, óxido de ferro, turmalina, leucoxênio, zircão e opacos. O quartzito de Cruz das Graças, apresenta entre seus constituintes, alguns raros fragmentos de rocha.

Os metacarbonatos da formação, não mapeáveis, em geral, ocorrem na aba norte do anticlinório de Pinhão, tendo sido observados na área a oeste do meridiano de Mocambo. Aparentemente, a participação de metacarbonatos na unidade aumenta progressivamente de leste para oeste a partir do referido meridiano, apesar de em nenhum local suplantar as demais litologias. Uma grande lente de metacarbonato, situada dez km ao sul de Carira, com aproximadamente 4 km de comprimento e com espessura mínima de 300 m foi isolada no interior da formação sendo cortada transversalmente pela BR-235.

No geral são metacarbonatos impuros de coloração cinza azulada a cinza escuro, grã fina a muito fina, frequentemente cortados por veios e vênulas de calcita.

Cerca de 7 km a este-nordeste da cidade de Cruz das Graças ocorre intercalado em micaxistos e metagrauvacas, um nível de metavulcânica de natureza básica, coloração cinza esverdeada, grã fina, composta de ferromagnesianos e

feldspatos, não mapeável.

Ao microscópio foi classificada como metabasito, constituído essencialmente de minerais de transformação como tremolita-actinolita, epidoto-zoizita, leucoxênio e clorita numa massa irregular muito impregnada de óxido de ferro. Englobados nesta massa, encontra-se feldspato em avançado estado de alteração e também algum quartzo.

4.2.6.3 Grupo Macururé

O Grupo Macururé foi primeiramente reconhecido por BARBOSA (1964), que no entanto não o subdividiu. Entretanto estes autores o colocaram estratigraficamente abaixo de seu "Grupo Canudos" aqui elevado à categoria de Supergrupo.

Neste trabalho, o Grupo Macururé tem na base a Formação Santa Cruz (LEITE, op. cit.) constituida por quartzitos, seguidos por uma sequência de filitos, xistos, gnaisses, metarenitos e metagrauvacas com intercalações de mármores, anfibolitos, quartzitos, metavulcânicas ácidas, e rochas básicas. Esta sequência superior foi denominada por HUMPHREY & ALLARD (op. cit.) de Hornfels Pelítico e posteriormente subdividida por RICHTER (1966) em Hornfels Pelítico (Traipu) e Hornfels Quartzo-Feldspático (Jaramataia). Estes autores admitiam que esta sequência superior cornubianitizada seria equivalente à sequência de seu "Grupo Vaza Barris". Esta sequência aqui será denominada de Formação Traipu/Jaramataia mesmo que não se admita o seu caráter cornubianítico, embora considere-se que o Grupo Macururé seja equivalente dos Grupos Inferior e Superior antes descritos.

A Formação Traipu/Jaramataia apresenta uma facies predominantemente sedimentar. Em posição estratigráfica equivalente e com uma facies dominantemente magmática, foi

diferenciado o Complexo de Canindé constituido por rochas metabásicas, metaultrabásicas com intercalações de rochas metassedimentares.

Este Complexo tem hierarquia de formação de acordo com normas da Subcomissão Internacional de Classificação Estratigráfica (HEDBERG, 1970), e foi considerado como "Complexo porque aos seus metamorfitos se associam migmatitos e metassomatitos que com estes mantêm relacionamento complexo.

4.2.6.3.1 Formação Santa Cruz

Esta unidade foi reconhecida inicialmente por RICHTER & PONTE (1964), ao norte do rio São Francisco, e descrita como uma camada de quartzito com espessura raramente superior a 200 metros, que estaria na base do então denominado "hornfels pelítico".

HUMPHREY & ALLARD (op. cit.) efetuaram um breve reconhecimento também ao norte do rio São Francisco, e referiram-se à existência de quartzito milonitizado semelhante ao da Formação Itabaiana.

A denominação de Formação Santa Cruz foi proposta por LEITE (op. cit.), que efetuou mapeamento de uma área situada entre os paralelos de $9^{o}45'$ e $10^{o}15'$. A denominação é alusiva à serra de Santa Cruz, nas proximidades oeste do povoado do mesmo nome, norte de Traipu, onde esta unidade está com grande área de exposição. Este autor define a formação como um pacote de quartzito não-ferruginoso, de cor clara, granulação variável, contendo, além de quartzo, muscovita e lentes de biotita xisto. As espessuras variam de 20 a 200 metros.

SANTOS & SILVA FILHO (op. cit.) também reconhece

ram esta formação e a estenderam em vários outros locais da folha Santana do Ipanema, a norte do paralelo de 9°45'. Também foi correlacionada à Formação Itabaiana de HUMPHREY & ALLARD (op. cit.) e posicionada na zona eugeossinclinal externa da geossinclinal de Propriá.

A Formação Santa Cruz ocorre principalmente nas partes central e sul da folha Santana do Ipanema, e norte da folha Aracaju, constituindo cristas que se destacam na topografia e recebendo denominaçõeslocais tais como as serras dos Manões, das Porteiras, de Santa Cruz, dos Marcos e do Japão. Constitue também elevações nas proximidades norte de Arapiraca, e entre Limoeiro de Anadia e Igaci, e ainda nas vizinhanças do povoado Sítio Estrela, oeste de Palmeira dos Índios, todas elas bem destacadas em fotografias aéreas. Também é aqui relacionado à Formação Santa Cruz, com dúvidas, um pacote de quartzitos que ocorre na região entre Quati e Iati, norte da folha de Santana do Ipanema que prolonga-se além do paralelo de 9°00', já tendo sido seguido por grande extensão, até além de Garanhuns no estado de Pernambuco, (SANTOS E SILVA FILHO, op. cit.).

No presente trabalho foi possível também se delimitar uma faixa de ocorrência desta unidade na região sudoeste da folha Santana do Ipanema, e que se prolonga continuamente na parte sudeste da folha Paulo Afonso, passando entre Poço Redondo e o rio São Francisco, acompanhando aproximadamente a direção deste.

As rochas quartzíticas da Formação Santa Cruz constituem uma unidade bem delimitável e de extensão consideravelmente grande, sendo um guia importante para o posicionamento estratigráfico das unidades a ela sotopostas e sobre

postas, além de permitir a visualização e melhor entendimento do padrão estrutural da área. Ela situa-se na base da sequência de metassedimentos geossinclinais nas folhas Santana do Ipanema e Aracaju, e na base da seqüência ofiolítica do Complexo de Canindé, principalmente na folha Paulo Afonso , sempre sobreposta à rochas pré-brasilianas.

Na primeira situação, a Formação Santa Cruz ocorre orlando a anticlinal revirada de Jirau do Ponciano, sobreposta discordantemente a gnaisses e migmatitos. O contato superior é concordante com micaxistos granatíferos da Formação Traipu/Jaramataia.

Esses contatos são bem visíveis em campo, nos percursos Jirau do Ponciano-Traipu, Campo Grande (folha Santana do Ipanema), Olhos D'Água Grande, (folha Aracaju), Capivara-Piranhas-Riacho Jacobina (folha Santana do Ipanema), e a nordeste de Belo Monte, na estrada para Batalha (folha Santana do Ipanema).

Entre Jirau do Ponciano e Arapiraca, e a oeste desta última, reaparece a formação, estruturada em sinclinal e anticlinal reviradas, aflorando descontinuamente.

A norte e nordeste de Arapiraca, e a oeste de Palmeira dos Índios, sobrepõe-se aos kinzigitos ou a migmatitos do Complexo Granito-Migmatítico, e sempre com micaxistos granatíferos sobrepostos, estes às vezes transformados em arteritos. A ocorrência do norte da folha Santana do Ipanema tem contato inferior com migmatitos e aparentemente estrutura-se em uma sinclinal revirada com plano axial mergulhando para noroeste, desde que foi observado "graded bedding" em posição invertida num afloramento próximo a Iati.

Nas regiões sudoeste da folha Santana do Ipanema

e sudeste da folha Paulo Afonso, as rochas quartzíticas relacionadas a Formação Santa Cruz estão sobrepostas discordantemente a granitóides do Complexo Granito-Migmatítico, e sotopostos ao Complexo de Canindé, concordantemente, como se observa entre Poço Redondo e Curralinho.

As rochas dessa unidade apresentam cör clara, geralmente esbranquiçada, creme a rosa, com granulometria variando de fina a grosseira. O acamamento nem sempre é visível em afloramento, principalmente nas ocorrências isoladas a norte e nordeste de Arapiraca. Na serra dos Manões, a oeste de Campo Grande, aflora um quartzito de granulação fina, acamamento bem visível devido à alternância de níveis de colorações cinza e rosada, e concentrações de sericita nos planos. São comuns variações locais na granulometria dessas rochas, às vezes com intercalações ortoquartzíticas.

De sul para norte, os quartzitos tornam-se mais grosseiros, recristalizados e fraturados, muitas vezes contendo algum feldspato, biotita e sericita.

Análises petrográficas dos quartzítos da aba sul da anticlinal de Jirau do Ponciano, revelaram uma textura geral em mosaico, com grãos equidimensionais de quartzo, com tendência a se orientarem segundo sua maior dimensão e, juntamente com sericita orientada, imprimem à rocha uma forte lineação. Ocasionalmente nota-se agregados microgranulares de zirconita. Nas proximidades de Olhos D'Água Grande, norte da folha Aracaju, uma análise desse quartzito revelou a presença de muscovita e material argiloso provavelmente resultante da transformação de feldspatos.

A norte de Arapiraca, quartzitos relacionados à Formação Santa Cruz apresentam-se localmente ferruginosos,não

não sendo esta, entretanto, uma característica geral da unidade.

Nas proximidades de Iati, norte da folha, o quartzito feldspático exibe coloração branca a cinza claro, granulação grosseira, podendo-se localmente notar "graded bedding" invertido. Ao microscópio apresenta grãos grosseiros de quartzo, xenoblásticos, com forte extinção ondulante e com contatos reentrantes, raramente retos, com tendência a soldamento, e com inclusões de prismas curtos de microclina geminada, que ocorre também dispersa; sericita ocupa interstícios ou está inclusa em outros minerais. Nota-se também restos de biotita, além de grãos de plagioclásio com tendência ao subarredondamento.

Na anticlinal de Jirau do Ponciano são comuns redobramentos nesses quartzitos, evidentes na serra dos Manões, e nas proximidades de Olho D'Água da Cerca e Capivara. São também frequentes ocorrências isoladas de quartzitos na área dos gnaisses e migmatitos pré-brasilianos, às vezes constituindo sinclinal com restos de micaxistos granatíferos sobrepostos, como se observa a sudeste de Feira Grande.

A Formação Santa Cruz, na folha Paulo Afonso, é composta de quartzitos feldspáticos e metarcósios que localmente estão impregnados por óxido de ferro, contendo também granada subordinadamente.

O metamorfismo que afetou esta formação não pode ser diagnosticado pela falta de minerais índices.

4.2.6.3.2 Formação Traipu/Jaramataia

As rochas aqui agrupadas e designadas como Formação Traipu/Jaramataia foram, em parte, inicialmente descritas por HUMPHREY & ALLARD (op. cit.) como hornfels, resultan

te do metamorfismo térmico de metassedimentos da geossinclinal de Propriá, provocado pela intrusão de um grande batólito de rochas granitóides (batólito de Glória). Na denominação genérica, "hornfels", estariam englobados biotita-granada xistos, mármores, biotita-epidoto gnaisses e anfibolitos.

SOBRAL et alii (op. cit.) conservaram a denominação "hornfels", referindo-se à predominância de granada-micaxisto ou hornfels xistoso.

. RICHTER & PONTE (op. cit.) destinguiram nestas rochas duas fácies distintas, designando de "hornfels pelítico" aquela situada a sul do rio São Francisco, e "hornfels quartzo-feldspático", aflorante a norte do referido rio.

RICHTER (op. cit.) estabeleceu as denominações de "Hornfels Traipu" àqueles anteriormente designados como hornfels pelítico, e "Hornfels Jaramataia" ao hornfels quartzo-feldspático, nomes alusivos às duas cidades onde estas rochas ocorrem com características típicas, na folha Santana do Ipanema.

KEGEL & BARBOSA (op. cit.) identificaram no baixo São Francisco áreas de ocorrência de filito com intercalações de micaxistos, quartzo-xistos e gnaisses, com intrusões de granito. A principal área de filito estaria situada a sul do rio São Francisco, nas regiões de Cedro de São João, Aquidabã, Canhoba, Itabi e Propriá (folha Aracaju), onde nomearam o"Filito de Cedro".

LEITE (op. cit.) ainda conservou a denominação original de "hornfels", para o biotita xisto com granada em uma área do baixo São Francisco, e propôs para o "Filito Cedro" de KEGEL & BARROSO (op. cit.) a denominação de "Formação Cedro".

BARBOSA (op. cit.) descreveu uma sequência de micaxistos, paragnaisses, quartzitos micáceos, com incipiente migmatização, situados em área adjacente ao Projeto, a oeste da folha Paulo Afonso, à qual denominou de Grupo Macururé. No sentido agora proposto o Grupo Macururé engloba a Formação Santa Cruz, e a sequência acima mencionada pertencente à Formação Traipu/Jaramataia.

FARINA (1970) identificou na parte central da folha Santana do Ipanema micaxistos associados a metacarbonatos, quartzitos, anfibolitos, onde também se verificam as maiores ocorrências de asbesto antofilítico da área, estudadas em detalhe por este autor (FARINA, 1966).

BRITO NEVES & CORDANI (1973) e SANTOS & SILVA FILHO (op. cit.) consideraram que a designação "hornfels" de HUMPHREY & ALLARD (1962, 1969) não atendia a real litoestratigrafia da área, contendo micaxistos, anfibolitos, mármores e quartzitos, com evidente metamorfismo regional, estando os autênticos hornfelses muito mais restritos.

A Formação Traipu/Jaramataia ocupa grandes áreas nas folhas Aracaju, Jeremoabo, Santana do Ipenema e Paulo Afonso, tendo limite sul passando próximo a Nossa Senhora das Dores, São Miguel do Aleixo e Maniçoba, folha Aracaju, determinado em grande parte pela folha de São Miguel do Aleixo na folha Jeremoabo. Estende-se descontinuamente para norte e nordeste até as proximidades de Anadia, Marimbondo, Viçosa, Paulo Jacinto e Bom Conselho, na folha Santana do Ipanema, onde também ocorre isoladamente em sua parte noroeste. Na folha Paulo Afonso, tem áreas de ocorrência em suas partes sudeste e nordeste, e a oeste da bacia do Recôncavo-Tucano.

Nas folhas Aracaju e Jeremoabo, a Formação Traipu/Jaramataia está em contato normal, e principalmente por

falha, com a formação Frei Paulo/Ribeirópolis, como se observa a sudeste e oeste de São Miguel do Aleixo. Ainda nestas folhas está em contato também geralmente por falha com sedimentos sobrepostos das bacias de Sergipe/Alagoas, a leste, e do Recôncavo/Tucano, a oeste. Na folha Jeremoabo, a leste-sudeste desta cidade, a formação está recoberta discordantemente pela Formação Juá, como se observa próximo à fazenda Cafula, ocorrendo também contato por falha, nas proximidades sul da BR-235.

Nas vizinhanças de Feira Nova, Cumbé, Nossa Senhora das Dores e Capela, folha Aracaju, esta unidade está recoberta discordantemente por sedimentos terciários do Grupo Barreiras.

Nas folhas Aracaju, Jeremoabo e extremo oeste da folha Paulo Afonso ocorrem numerosos corpos de granitóides tipo Glória, intrusivos na Formação Traipu/Jaramataia, sendo que os de maior expressão estão situados na parte nordeste da folha Jeremoabo.

Os contatos da formação com estes granitóides são bruscos, observando-se localmente uma adaptação estrutural dos metassedimentos ao contorno dos maciços. Xenólitos de diversas formas e tamanhos são comumente observados nos granitóides, tendo como característica um enriquecimento e maior desenvolvimento de biotita.

Na folha Santana do Ipanema e norte da folha de Aracaju, a Formação Traipu/Jaramataia se sobrepõe concordantemente às rochas quartzíticas da Formação Santa Cruz, que ocorrem contornando a anticlinal de Jirau do Ponciano, o mesmo ocorrendo a oeste, norte e nordeste de Arapiraca. A sul, sudeste, leste e noroeste desta cidade, está parcialmente re

coberta por sedimentos Barreiras, o mesmo ocorrendo nas vizinhanças de Feira Nova, Cumbe, Nossa Senhora das Dores e Capela, folha Aracaju.

Muitas vezes está em contato discordante com rochas do Complexo Granito-Migmatítico (vizinhanças de Bom Conselho, leste de Palmeira dos Índios, por exemplo), às vezes através de falhas, como ocorre a norte e nordeste de Batalha, e entre Águas Belas e Maravilha, parte noroeste da folha Santana do Ipanema. Em Jacaré dos Homens, sudoeste da referida folha, a unidade está em contato falhado com metassomatitos.

A sudeste a oeste da folha Paulo Afonso, ocorre geralmente sobreposta a rochas do Complexo Granito-Migmatítico, como se observa a oeste e sudeste de Poço Redondo. A sul de Canapi, nordeste desta folha, está ainda em contato por falha com granitóides tipo Mata Grande.

As litologias predominantes da Formação Traipu/Jaramataia são micaxistos quartzosos granatíferos, com frequentes níveis feldspáticos e muitas intercalações de quartzitos, metacarbonatos, leptitos, leptinolitos, gnaisses, anfibolitos, gabros, dioritos, ultrabásicas e calcohornfels.

Nas partes norte da folha Jeremoabo e sul-sudeste da folha Paulo Afonso predominam metassiltitos e metarenitos, ocorrendo micaxistos, ardósias e metagrauvacas subordinadas, e com intercalações de quartzitos, básicas, ultrabásicas, vulcânicas e metacarbonatos.

Nas regiões central, norte, nordeste e noroeste da folha Santana do Ipanema predominam micaxistos granatíferos transformados em arteritos, o mesmo ocorrendo na parte nordeste da folha Paulo Afonso.

Filitos ocorrem associados a micaxistos granatíferos na porção norte-nordeste da folha Aracaju, e na parte oeste da Bacia do Tucano, folha Paulo Afonso.

Na região sudoeste da folha Santana do Ipanema foram identificados petrograficamente biotita-muscovita-granada xisto, carbonato-quartzo-granada-biotita xisto, granada-muscovita-biotita-feldspato-quartzo xisto e quartzo-clinozoisita-hornblenda-plagioclásio-granada gnaisse. A primeira rocha citada aflora caracteristicamente em Ilha do Ouro, nordeste de Porto da Folha, e representa bem a facies da formação que predomina nesta parte da área.

Entre Traipu e a serra dos Manões, uma facies desse xisto apresenta grãos dispersos de turmalina. Junto a Traipu, outra variedade apresenta clinozoisita, hornblenda e plagioclásio, além dos demais componentes comuns à toda sequência. Nas proximidades norte-nordeste de Belo Monte constatou-se a presença de cianita concentrada localmente na região de contato com quartzito da Formação Santa Cruz.

Tanto na folha Aracaju, como nas folhas Jeremoabo, e parte sudeste da folha Santana do Ipanema, micaxistos representativos da formação apresentam no geral uma textura granular lepidoblástica e uma composição mineralógica que inclui quartzo, muscovita, biotita, granada, sericita e clorita, podendo localmente faltar um ou outro mineral. Hornblenda é frequentemente observada nos micaxistos ocorrentes a norte-nordeste de N.S. da Glória (folha Aracaju), sendo que no leito do rio Capivara a oeste-noroeste de São Mateus, na mesma folha, é abundante em cristais prismáticos que atingem até 5 cm. Desenvolvimento secundário de biotita é comum nos micaxistos ocorrentes nos arredores de São Brás (folha Araca

ju), onde lamelas mais desenvolvidas do mineral, distribuem-se transversalmente à xistosidade da rocha. Este fenômeno é observado com freqüência nos micaxistos ocorrentes na linha de transmissão da CHESF, a norte de Carira (folha Jeremoabo).

Cerca de 4 km a norte de Igreja Nova (nordeste da folha Aracaju), foram identificados nos quartzo micaxistos granatíferos, cristais prismáticos, esponjosos, de andaluzita, crivada de inclusões de quartzo, e substituída nos bordos por agregados de mica branca. Biotita-muscovita xisto contendo estaurolita aflora na fezenda Caldeirão Grande, parte oeste da folha Paulo Afonso. Variedades de xistos com quantidades apreciáveis de fucsita, são observados na região de N. S. de Lourdes (folha Aracaju).

Na folha Jeremoabo, constatou-se o desaparecimento da granada nos micaxistos da unidade a noroeste de Cipó de Leite e sudeste de Pedro Alexandre. No primeiro local, a análise petrográfica revela um quartzo-sericita-oligoclásio xisto com 45% de quartzo, 35% de sericita, 15% de plagioclásio e 5% de opacos. Cerca de 8 km a este-sudeste de Pedro Alexandre, o xisto contém anfibólio, clorita e epidoto em proporções consideráveis, podendo ter sido originado a partir de uma marga.

Entre Jacaré dos Homens, Batalha, Arapiraca, Craibas e Major Isidoro, folha Santana do Ipanema, estas rochas xistosas granatíferas mostram-se em parte migmatizadas, com neossoma representado por granitóides de cor branca, grosseiros a pegmatóides, quartzo-feldspáticos, dando no conjunto estrutura estromática. Petrograficamente são identificadas como plagioclásio-quartzo-biotita granada gnaisses, geralmen

te contendo silimanita. Pegmatitos e leucogranitos ocorrem cortando os micaxistos granatíferos em várias direções. Ainda neste percurso ocorre localmente e com dimensões não mapeáveis rocha básica, intrusiva, identificada próximo a Jacaré dos Homens como hornblenda-diorito.

Também frequentemente ocorrem níveis milimétricos a centimétricos de quartzo leitoso, muitas vezes permitindo a melhor visualização de dobras menores, em escala de afloramento.

As rochas da unidade que afloram numa área que engloba as cidades de Bom Conselho, Palmeira dos Índios, Paulo Jacinto, Mar Vermelho, Marimbondo, Taquarana, e adjacências, são predominantemente micaxistos granatíferos migmatizados, devido à presença de injeções de granitóides e pegmatitos leucocráticos quartzo-feldspáticos de composição quartzo-diorítica e granodiorítica, sem maiores alterações dos micaxistos originais, resultando, assim, verdadeiros arteritos. Afloramentos característicos ocorrem na estrada Palmeira dos Índios - Bom Conselho, na região de Curral Novo a nordeste de Águas Belas (foto 15), e a noroeste desta última cidade . Ocorrem ainda na serra de São Pedro, (oeste de Bom Conselho) onde estas rochas apresentam-se muito dobradas.

As rochas xistosas paleossomáticas dos arteritos foram identificadas como gnaisses portadores de oligoclásio, quartzo, microclina, biotita, granada, silimanita e menos comumente, hornblenda. O neossoma, é constituído essencialmente de quartzo e plagioclásio, este último às vezes com geminação tipo albita e/ou carlsbad.

No extremo noroeste da folha Santana do Ipanema afloram arteritos semelhantes, com ótima exposição no ric

Ipanema, proximidades oeste-noroeste de Águas Belas. Entre esta cidade e Ouro Branco, estes migmatitos apresentam-se muito perturbados pela presença de intrusões de granitóides a duas micas, Tipo Cariba, e pegmatitos à muscovita associados, estes ocorrendo frequentemente nos bordos dos maciços.

Os metarenitos e metassiltitos são rochas de coloração cinza, grã fina/muito fina, bastante compactas, compostas essencialmente de quartzo, filossilicatos e feldspatos. Ao microscópio, uma amostra coletada no cruzamento da BR-235 com o rio das Pedras, foi classificada como metarenito argilo-calcífero. Cerca de 8,5 km a sudeste de Pedro Alexandre, foi observada uma metagrauvaca cinza esverdeada, grã fina, constituída por uma matriz micácea e carbonática que engloba grãos de quartzo, plagioclásio, opacos e fragmentos de rocha quartzo feldspática rica em biotita.

A noroeste de Canhoba (folha Aracaju), numerosas intercalações de quartzito micáceo, cinza esverdeado a esbranquiçado, laminado, determinam uma perfeita bacia estrutural com centro nos arredores de N. S. de Lourdes. Entre Pôrto da Fôlha e Gararu, folha Santana do Ipanema, quartzito semelhante evidencia-se numa estrutura sinclinal rasa com eixo mergulhante para noroeste. Outras intercalações ocorrem na região de Batalha, nesta folha.

Quartzitos mais maciços e recristalizados, grã fina, coloração cinza esverdeada, também bastante micáceos, são reconhecidos, porém não individualizados em mapa, entre Cumbe e Aquidabã e a leste de São Miguel do Aleixo, folha Aracaju.

Cristas imponentes, de direção aproximada leste-oeste são frequentes na região de Pedro Alexandre, sustenta

das por quartzitos laminados, cinza esbranquiçado a cinza rós eo, grã fina/média, fortemente recristalizados. Localmente, níveis mais resistentes são sustentados por variedades orto quartzíticas.

De Palmeira dos Índios para norte, até as proximi dades de Bom Conselho (folha Santana do Ipanema), são fre quentes intercalações de quartzito feldspático de cor cinzen ta, granulação grosseira, muito recristalizado, geralmente contendo silimanita, óxido de ferro e biotita, principalmen te a leste e sudeste de Bom Conselho. Essas rochas quartzíti cas por vezes mostram diferenciações mais ricas em feldspa tos e biotita, como se observa entre Palmeira dos Índios e Rua Nova.

Filitos cinza esverdeados com intercalações de leptinolitos e micaxistos diversos, predominam no setor deli mitado pelas sedes municipais de Propriá, Cedro de São João, Aquidabã e Canhoba (folha Aracaju) e na parte oeste da folha Paulo Afonso. Pelas observações efetuadas nos arredores de Porto da Folha, LEITE (op. cit.) considerou os filitos como representando a unidade mais superior da sequência sedimen tar. Contudo, no desenvolvimento dos trabalhos de campo, não foram encontradas evidências que confirmassem a assertiva do autor, permanecendo os filitos em posição estratigráfica in definida, como anteriormente considerado por KEGEL & BARROSO (op. cit.).

Leptitos, leptinolitos e gnaisses, normalmente bas tante subordinados em relação aos micaxistos granatíferos da unidade, aumentam progressivamente sua participação na se quência em direção ao norte da folha Aracaju, como observado nas regiões a norte de S. Mateus e São Brás e entre Escurial

e N. S. de Lourdes.

Os leptitos são rochas leucocráticas, orientadas, granulação fina a média, constituídas essencialmente de quartzo, feldspato, muscovita e sericita. Em corte na BR-101 a norte de Propriá, cruzamento com rio Itiuba, é observado um nível de leptito enriquecido em granada com cerca de 15-20 centímetros de espessura, intercalado em quartzo-mica xisto granatífero.

Rochas gnáissicas intercaladas aos micaxistos predominam na região entre N. S. das Dôres - Escurial e sudeste de Olho D'Água Grande. São rochas de coloração cinza, grã média, constituída essencialmente de quartzo, ortoclásio, plagioclásio, muscovita, biotita ou hornblenda e epidoto-zoisita. Acessoriamente apresentam clorita, apatita, zircão, turmalina, rutilo, sericita e opacos. Em lâmina delgada, foram identificadas petrograficamente como epidoto-muscovita-biotita gnaisse, epidoto-hornblenda gnaisse, muscovita gnaisse e muscovita-biotita gnaisse. A associação mineralógica e textura das rochas lembram xistos feldspáticos; foram considerados como gnaisses devido à riqueza em feldspato que apresentam.

Rochas gnáissicas semelhantes, afloram na porção oeste da folha Paulo Afonso, com frequentes intercalações de quartzitos e, menos comumente, de metacarbonatos.

Numerosas intercalações de metacarbonatos associados a anfibolitos e rochas ultrabásicas portadoras de asbesto antofilítico ocorrem na região de Batalha e Jaramataia.

FARINA (op. cit.) estudou em detalhe a mineralização da região de Campestre e identificou vários tipos litológicos associados ao asbesto, agrupando-os em duas sequências:

uma carbonatada, contendo metacalcários a diopsídio e a flogopita, e metadolomitos a magnetita, a forsterita e a grafita; e uma silicatada, composta de diopsiditos, websteritos , hornblenda anfibolitos, cianita anfibolitos, antofilititos, tremolita-actinolititos e serpentinitos.

O asbesto antofilítico foi interpretado por aquele autor como originário de rochas carbonáticas, sem qualquer intervenção de agentes ou efeitos magmáticos. Piroxenitos ricos em enstatita teriam se originado durante o metamorfismo regional a partir dessas rochas carbonatados, e seriam o proto-minério do asbesto, que teria se formado durante uma fase de metamorfismo retrógrado.

SANTOS & SILVA FILHO (1975) aventaram a possibilidade da gênese desses depósitos estar associada a uma atividade magmática inicial (ofiolitos), que teria sido favorecida pela presença de elementos disjuntivos frequentes na área de ocorrência do asbesto. Isto teria também algum suporte pela presença de enstatita, que estaria em desequilíbrio termodinâmico com a fácies metamórfica da sequência xistosa, aliado ao fato de existirem também numerosas ocorrências semelhante de asbesto antofilítico encaixadas nos gnaisses pré-brasilia nos que afloram no núcleo da anticlinal de Jirau do Ponciano, parecendo de posicionamento ligado a fraturas.

Cerca de 2 km a norte-nordeste de Igreja Nova e a 1,3 km a oeste-noroeste de Santo Antônio (folha Aracaju), foram descobertas outras ocorrências de asbesto antofilítico , associado a prováveis metaultrabásicas. A mineralização está associada a uma rocha de coloração esverdeada constituídas por uma massa fina de clorita em palhetas bem orientadas, onde imergem numerosos cristais bem formados e desenvolvidos

de magnetita. Não há qualquer indício das espécies minerais que compunham a rocha antes da mesma ter sofrido metamorfismo. Entretanto, já que o produto final do metamorfismo foi apenas clorita, sugere-se que a rocha original era ultrabásica e possivelmente monominerálica.

A noroeste de Jaramataia ocorrem lentes de anfibolito, contendo plagioclásio, hornblenda, biotita, quartzo e microclina, às vezes com intercalações centímetricas de rocha sienítica.

Anfibolitos e ultrabásicas, no geral em corpos não representáveis na escala de mapeamento, ocorrem de forma mais restrita, intercalados aos metassedimentos da unidade a noroeste de Canhoba, nordeste de N. S. de Lourdes e norte-nordeste de Igreja Nova (folha Aracaju).

Corpos possantes de gabros e dioritos, estruturados em geral segundo a foliação dos xistos regionais, foram anotados na região de Aquidabã, Capela e N.S. das Dores, estas duas últimas ocorrências, desconhecidas até então. Corpos menores são observados na área entre São Mateus e N. S. de Lourdes. A rocha aflorante na região de Capela e N. S. das Dores é representada por um quartzo-gabro de coloração verde escura, grã média, isótropo, constituído essencialmente de feldspatos, máficos e quartzo mais subordinado. Em lâmina mostra uma textura granular hipidiomórfica e composição mineralógica à base de plagioclásio tipo labradorita (60%), quartzo xenomórfico (10%), biotita (20%), hiperstênio e clinopiroxênio (10%).

As rochas de Aquidabã e nordeste de N. S. de Lourdes são de coloração esverdeada a cinza esverdeada, grã média, ligeiramente anisotrópicas, constituídas essencialmen-

te de feldspato e máficos, com quartzo mais subordinado. Uma amostra coletada a 12,5 noroeste de Itabi foi classificada como quartzo-diorito com textura granular hipidiomórfica com tendência a orientação devido à disposição geral das ripas de plagioclásio. Sua mineralogia inclui plagioclásio do tipo andesina (35%), biotita castanha amarronzada (25%) em geral associada a epidoto e hornblenda verde pleocróica, quartzo intersticial (30%), opacos, clinopiroxênio, apatita e titanita. A hornblenda parece estar sendo marginalmente substituída pela biotita.

A oeste e noroeste de Pörto da Fölha e na região de Batalha (folha Santana do Ipanema) ocorrem lentes de meta carbonatos brancos a cinza, por vezes marmorizados e com intercalações anfibolíticas contendo hornblenda, plagioclásio, carbonato e esfeno. Essas lentes ocorrem muitas vezes em contato com quartzo-sienito, e cortadas por veios de quartzo contendo sulfetos de cobre (fazenda Júlia). É também nesta região que ocorrem veios com mineralizações de fluorita em quartzo-sienito (riacho Mingu).

No rio Coruripe, cerca de 8,5 km a sudeste de Palmeira dos Índios, e a 6,0 km à sul-sudeste de Minador do Negrão, parte central da folha Santana do Ipanema, afloram metacarbonatos semelhantes de dimensões nem sempre representáveis na presente escala de mapeamento.

Metavulcânicas ácidas/intermediárias com variedades alcalinas, são observadas a nordeste de Jeremoabo e sudeste de Malhada Nova estruturalmente concordantes com os metassedimentos da formação. Outras ocorrências afloram na parte sul da folha Paulo Afonso.

A nordeste de Jeremoabo onde foram melhor observadas, ocorrem em corpos estreitos e alongados, encaixados em

ardósias síltícas, quartzo-micaxistos e metassiltitos, tendo suas dimensões exageradas, para permitir a representação em mapa. São rochas de coloração acinzentada, fanerítica fina/muito fina, localmente com variedades porfiríticas, constituídas essencialmente de quartzo, plagioclásio, clorita, epidoto e sericita, com opacos e carbonato mais subordinados. Nas variedades porfiríticas, os macro cristais são de quartzo e plagioclásio, além de palhetas e massas irregulares de clorita. A matriz fina, cataclasada, é constituída pelos mesmos minerais, adicionados de sericita e carbonato. Nesta área, é normalmente impossível a determinação do plagioclásio devido à saussuritização intensa observada. Contudo, numa amostra, o mesmo tem a composição aproximada de andesina, o que confere o caráter intermediário à rocha. Feldspato potássico não foi determinado em nenhuma das amostras.

Ainda nesta região, observa-se intensa mineralização nos vulcanitos, com cubos de pirita parcialmente oxidados, bem desenvolvidos, dispersos pela massa rochosa. Além disto, são encontrados com freqüência veios de quartzo leitoso também mineralizados em pirita, associados a extrusivas.

Variedade ácida destes vulcanitos, foi observada em corte na BR-235, cerca de 6 km a nordeste da fazenda da Santa Inês, onde uma rocha de côr cinza, constituída por uma matriz de grã muito fina, que engloba abundantes fenocristais de quartzo, feldspato e biotita, foi classificada em lâmina como brecha ácida.

A sudeste de Malhada Nova a efusiva tende a um tipo alcalino, sendo considerada petrograficamente como quera tófiro. Trata-se de uma rocha cinza escura, grã fina/média , constituída essencialmente de albita, oligoclásio, clorita,

carbonato, sericita e leucoxênio.

Na região de Marrancó, sul da folha Paulo Afonso, ocorrem intercalações de metapórfiros e serpentinitos.

Nas partes nordeste da folha Paulo Afonso e noro este da folha Santana do Ipanema são comuns intercalações de anfibolitos e calco-hornfels em arteritos, como, por exemplo, nas proximidades da ponte do rio Canapi, estrada BR-234. Análise petrográfica do calco-hornfels constatou a presença de diopsídio, plagioclásio, tremolita e carbonato, além de sericita, titanita, epidoto-zoisita, prehnita e opacos.

O metamorfismo que afeta a sequência da Formação Traipu/Jaramataia é progressivamente mais forte do sul para norte de sua área de ocorrência.

As litologias descritas podem predominar em determinadas áreas, e muitas vezes podem se apresentar ritmicamente alternadas em escala de afloramento (foto 16) denunciando mudanças na energia de transporte dos antigos sedimentos, o que mostra a instabilidade tectônica reinante nestes sítios.

4.2.6.3.3 Complexo de Canindé

O Complexo de Canindé foi individualizado durante os trabalhos de campo deste Projeto, e tem seu nome ligado à cidade de Canindé do São Francisco situada no centro de sua área de ocorrência. Entretanto, devido à sua grande importância econômica, e com base nos trabalhos de campo acima referidos, foi alvo de um artigo (SILVA FILHO, 1976), onde pela primeira vez foi empregado este termo. Ressalva-se que, parte do granito de Pão de Açúcar definido por LEITE (op. cit.), na verdade inclui rochas do Complexo em análise.

O termo complexo está sendo usado porque esta unidade além de congregar rochas metassedimentares e magmáticas, congrega também metassomatitos e agmatitos resultantes da transformação das primeiras, e cujo relacionamento entre si se faz de modo complexo.

Esta unidade ocorre na porção oeste da folha Santana do Ipanema na região norte, leste e sudoeste de Jacaré dos Homens, e também entre Pão de Açúcar e Mairus. Ocorre também, e principalmente, na folha Paulo Afonso que, em faixa descontínua prolonga-se desde leste de Curralinho (margem do rio São Francisco) até além de Paulo Afonso. Nesta mesma folha ocorre ainda em uma faixa que prolonga-se desde sul de Cabocio até leste de Olho D'Água do Casado.

O Complexo de Canindé repousa concordantemente sobre a Formação Santa Cruz desde leste de Pão de Açúcar (folha Santana do Ipanema) até sul de Canindé do São Francisco (folha Paulo Afonso). Entre Jacaré dos Homens e o rio São Francisco o complexo em discussão acavala os xistos da Formação Traipu/Jaramataia.

Entre o sul de Curituba (oeste de Canindé de São Francisco) e da fazenda Nova (sudoeste de Paulo Afonso) entram em contato com os sedimentos fanerozóicos. Diversos corpos de granitóides cortam este complexo, alguns deles provocando metassomatismo e migmatização, cujos produtos destes fenômenos, como já mencionado, fazem parte do complexo.

Ao norte os contatos do Complexo de Canindé se fazem com rochas mais antigas, sendo muito difusos e de difícil definição.

Estima-se que a espessura deste complexo atinja um mínimo de cinco quilômetros. Esta espessura foi estimada

com base em sua largura de afloramento entre Poço Redondo e Curralinho. Entretanto, os dobramentos que afetam o pacote tornam precária esta estimativa. Por outro lado, não obstante os dobramentos, sabe-se que para norte os metaultrabasitos e metabasitos desta unidade são transformados em metassomatitos, o que leva a admissão de que estes eram bem mais possantes do que o hoje observado e, a espessura mínima de cinco quilômetros torna-se bastante verossímil.

O complexo em questão, como mencionado, abriga litologias que embora sejam interrelacionadas têm caracteres distintos, por isso serão tratadas separadamente.

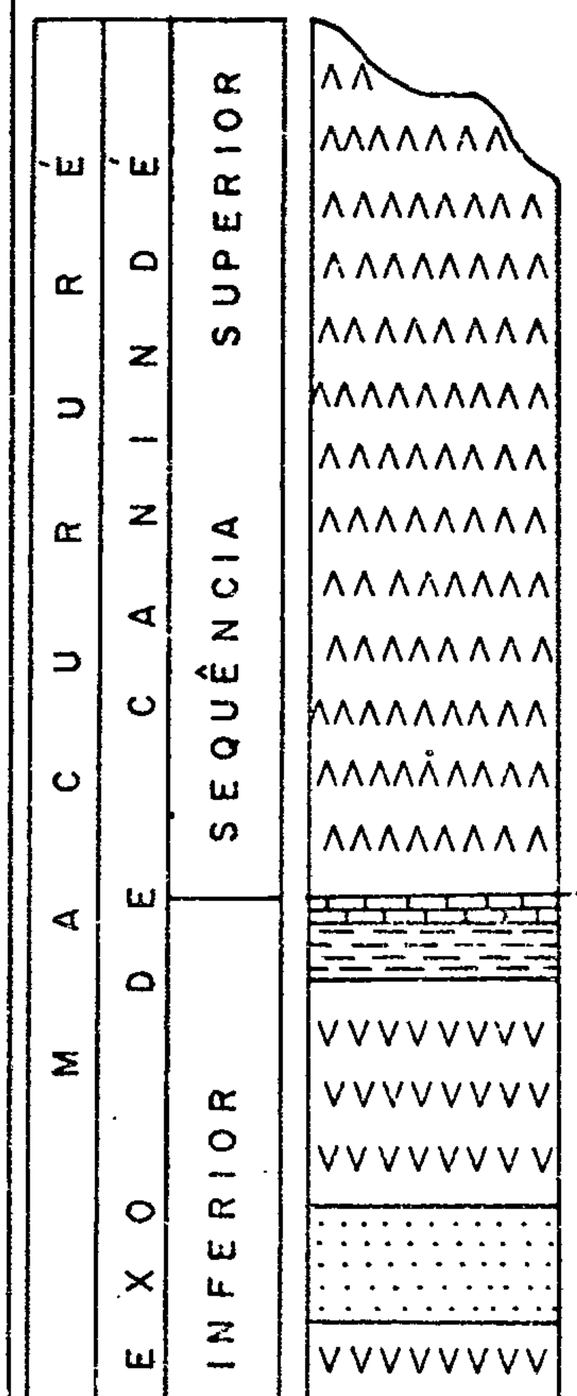
4.2.6.3.3.1 Sequência metavulcano-sedimentar

As rochas tratadas especificamente compõem-se de metaultrabasitos, metabasaltos, gabros, metarcósios, filitos e mármore, e se distribuem em uma faixa que acompanha o rio São Francisco desde leste de Curralinho até oeste de Canindé do São Francisco, noroeste de Curituba (folha Paulo Afonso). Ocorre também a oeste de Pão de Açúcar (folha Santana do Ipanema).

Repousam concordantemente sobre a Formação Santa Cruz a sul, estando também, deste lado, em contato falhado com sedimentos fanerozóicos. São também intrudidos por granitóides e por eles são transformados em todo seu contato norte.

Estas rochas se arranjam de modo a constituir duas sequências bem definidas. A sequência basal consiste de intercalações de metassedimentos diversos, metaultrabasitos e metabasaltos, enquanto que a sequência superior consiste de gabros com níveis bastante subordinados de xistos, como ilustra a figura 17 onde não existiu a preocupação com escala,

CPRM



GABROS E INTERCALAÇÕES DE XISTOS SUBORDINADOS

MÁRMORE E FILITO GRAFITOSO

METABÁSICAS COM INTERCALAÇÕES DE METARCÓSIO E FILITO.

METARCÓSIO COM INTERCALAÇÕES DE METABÁSICA

METABÁSICA COM INTERCALAÇÕES DE METARCÓSIO

METARCÓSIO COM PEQUENAS INTERCALAÇÕES DE METAULTRABÁSICA E METABÁSICA.

METARCÓSIO XISTIFICADO E MÁRMORE

METARCÓSIO

METAULTRABÁSICA

INTERCALAÇÕES DE METARCÓSIO E METAULTRABÁSICA

METARCÓSIO

GRANODIORITO

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM

SUREG / SA

Convênio DNPM / CPRM

SEQUÊNCIA META VULCANO - SEDIMENTAR DO COMPLEXO DE CANINDÉ

PROJETO BAIXO SÃO FRANCISCO / VAZA - BARRIS

Ano: 1977

Des: AVM - 26 04 77

Fig: 17

mas apenas em demonstrar a relatividade de espessura entre as litologias. Vale salientar que estas duas sequências foram individualizadas também em mapa.

Os metarcósios têm cor rosada, granulação média a grosseira, apresentando estrutura gnáissica. Contêm quartzo e feldspato dominantes, mas podem ainda conter biotita, granada e óxidos de ferro que por vezes formam pequenas camadas. Níveis de ortoquartzitos podem estar presentes.

Ao microscópio apresentam textura granoblástica. Os grãos de quartzo são angulosos variando bastante de tamanho e por vezes autigênicos; a microclina e o plagioclásio estão bem preservados com contornos angulosos e sub-angulosos. A matriz é pouco abundante e composta de minerais argilo-ferruginosos. Os acessórios são óxido de ferro, palhetas de biotita descorada, granada arredondada, zircão, apatita e titanita.

Os mármores são encontrados em dois níveis possuindo cor cinza ou rosa, listrados, com algum quartzo e sericita.

Os filitos ocorrem quase no topo da sequência inferior apresentando granulação fina, xistosidade bem definida pelos grãos de quartzo estirados e pelas palhetas de muscovita e sericita. Chama atenção o teor elevado de grafita que aparece em pequenas escamas estiradas e com microdobramento. Estes filitos grafitosos fixam muito bem o cromo pois foi detectado 700 ppm deste metal em análise semi-quantitativa desta rocha. Existe em relativa abundância um mineral de cor verde pálida, pulverulento que não foi indentificado, provavelmente devendo-se tratar de mineral de alteração.

Os metaultrabasitos encontram-se em vários níveis

não muito possantes na base da sequência inferior em discussão, cuja seção tipo aflora entre Poço Redondo e Curralinho. Metaultrabasitos também foram detectados a norte da fazenda Santa Filomena situada a noroeste de Poço Redondo. Estas rochas estão comumente alteradas, possuindo cör verde garrafa e apresentando granulação fina a média e textura foliada. Ao microscópio verifica-se que sua orientação se deve ao arranjo das palhetas de mica segundo uma direção preferencial. Contém clorita, talco, tremolita-actinolita de forma abundante, bem como mica branca. Os corpos apresentam aspecto pulverulento dispersos na lâmina onde também são encontrados raríssimos grãos de quartzo. A rocha ultrabásica original não pode ser detectada em virtude do domínio absoluto de minerais de alteração que impede este diagnóstico.

Os metabasaltos são as rochas ígnea dominantes na sequência inferior, sucedendo verticalmente os metaultrabasitos, e lateralmente onde estes não se fazem presentes desde a base da sequência. Trata-se de rochas de cör negra a ligeiramente esverdeada, normalmente foliadas ou mesmo isotrópicas , fanerítica fina, eventualmente contendo microfraturas preenchidas por carbonato. Petrograficamente são compostos por clorita, epidoto, tremolita-actinolita e plagioclásio todos evidenciando sinais de alteração por metamorfismo e hidrotermalismo. Além desses minerais estão presentes como acessórios, carbonatos, esfeno e sulfetos. Embora o exame microscópico não tenha podido identificar precisamente a rocha original devido à alteração dos minerais, seu aspecto e textura macroscópica não deixa dúvida quanto à sua origem basáltica.

Estes metabasaltos frequentemente encontra-se transformados em anfibolitos, que se apresentam também com cör negra a esverdeada, foliados e com granulação média a fina. Com

põem-se essencialmente de hornblenda que se altera para epidoto e para tremolita-actinolita, enquanto que o piroxênio ocorrendo nas partes centrais da hornblenda, é por ela substituído. O plagioclásio é do tipo andesínico podendo também ocorrer oligoclásio. Quartzo, apatita e titanita aparecem como acessórios. A substituição do piroxênio pela hornblenda, a pobreza em quartzo e sobretudo os cordões de titanita que envolvem óxido de ferro indicando que este substituiu a ilmenita, ratifica a assertiva de que estes anfibolitos são ortoderivados, pois esta associação, segundo WILLIAMS, TURNER & GILBERT (op. cit,), é universalmente presente em lavas básicas.

Os gabros constituem dominantemente a sequência superior do Complexo de Canindé que juntamente com intercalações delgadas de xistos a completam. Estes gabros têm cor negra a ligeiramente esverdeada, granulação fanerítica média a grosseira. Ao microscópio mostram textura sub-ofítica a ofítica e são compostos por plagioclásio do tipo labradorita em forma de ripas, geralmente. Estes plagioclásios encontram-se geminados segundo a lei albita e/ou periclina e albita-carlsbad. Apresentam ainda leve alteração para carbonato e sericita; os piroxênios têm cor verde-claro mostrando desenvolvimento de estrutura quelifítica, com a hornblenda formando auréolas em torno dele, podendo ainda ocorrer impregnações de opacos em suas bordas deixando o centro do cristal inalterado; a hornblenda por sua vez altera-se em tremolita-actinolita e carbonato; clorita também está sempre presente. Acessórios são representados por titanita, apatita e opacos. Estes opacos em alguns locais têm grande importância econômica pois se tratam de sulfetos de cobre, como calcopirita e bornita que se associam à pirita, tendo estes gabros por isso, gran-

de importância, pois podem conter jazimentos econômicos de cobre.

Uma análise semiquantitativa por espectrografia mostrou que estes gabros têm maior teor em titânio que as médias mundiais destas rochas, embora que os outros elementos traços sejam compatíveis com essas médias (tab. IV).

Os xistos que se intercalam nos gabros têm cor esverdeada, granulação fina, textura lepidoblástica e contêm muscovita, sericita, quartzo e biotita. A xistosidade é perturbada por porfiroblastos alongados de albita e grãos arredondados de granada rosa.

O metamorfismo a que foram submetidas as rochas acima mencionadas pode ser diagnosticado a partir da composição mineralógica dos anfibolitos, rochas derivadas de metabasaltos. WINKLER (op. cit.), discutindo o metamorfismo de rochas máficas, afirma que o conteúdo em anortita dos plagioclásios e a maior ou menor presença de piroxênio e epidoto-zoisita é indicador do grau de metamorfismo das mesmas. Deste modo este autor identifica os labradorita/bytawnita-anfibolitos que comumente contêm piroxênio e são quase que desprovidos de epidoto-zoisita, os andesina-anfibolitos e os oligoclásio-anfibolitos onde os piroxênios tendem a desaparecer, consequentemente aumentando o teor em epidoto-zoisita . Analisando-se as paragêneses dos anfibolitos existentes no complexo em discussão, identifica-se a presença de andesina associada a piroxênios em vias de alteração, e epidoto. Por isso conclui-se que estas rochas foram submetidas a um metamorfismo de grau médio segundo os critérios do autor acima citado.

Várias transformações mineralógicas, e a abundân

cia nestas rochas de clorita, tremolita-actinolita e carbonato não podem ser explicadas por simples transformações metamórficas como os estudos microscópicos deixam transparecer. Estes abundantes minerais quando associados à textura ofítica, e à ausência característica de olivina, podem indicar espilitização, e deste modo vincular a origem destas rochas a derrames e intrusões submarinas. Por outro lado, a nítida diferenciação existente desde termos ultrabásicos até gabróicos, e o caráter pré-orogênico das mesmas vem caracterizar uma sequência ofiolítica, fato ratificado pelo seu posicionamento na zona mais interna da geossinclinal Sergipana, como já preconizava SILVA FILHO (op. cit.).

É mister ressaltar que embora esta sequência ofilítica posicione-se nas zonas mais internas da geossinclinal, como já afirmado, ela tem uma posição particular. É que ao invés de se situar no flanco interno do sulco eugeossinclinal de acordo com posicionamento dos ofiolitos proposto por AUBOIN (op. cit.) para as Hellenides, ele se posiciona no flanco externo do sulco eugeossinclinal que é a mesma coisa que dizer que posiciona-se no flanco interno da ruga miogeoanticlinal. Esta posição aparentemente anômala vem caracterizar um modelo de evolução diferente do alpino preconizado por AUBOIN (op. cit.). O modelo de evolução proposto será tratado no capítulo de geologia histórica.

A idade deste vulcanismo carece de confirmação, porém remonta aos primórdios do desenvolvimento geossinclinal, sendo referenciado como vulcanismo inicial ofiolítico. Embora sem dispor de dados mais conclusivos, pode-se correlacionar esta sequência ao cinturão básico-ultrabásico existente em Goiás, estando o cinturão goiano para as geossinclinais de Brasília e Paraguai-Araguaia como este descrito, está para a geossinclinal Sergipana.

4.2.6.3.3.2 Metassomatitos

Os metassomatitos ocupam uma área situada nas partes sudoeste da folha Santana do Ipanema e leste-sudoeste da folha de Paulo Afonso, constituindo uma faixa com largura variando de dois a treze quilômetros, prolongando-se na direção nordeste-sudoeste desde a região entre Batalha e Olivença até a região de Pão de Açúcar. A partir desta região inflete para noroeste, estendendo-se pela folha de Paulo Afonso até próximo a Olhos D'Água do Casado.

O contato dos metassomatitos com as rochas granitóides-migmáticas subjacentes se faz entre Batalha e Olivença e em Monteirópolis e Palestina. Com micaxistos granatíferos da Formação Traipu/Jaramataia o contato se faz através da falha de empurrão de Jacaré dos Homens. Em Pão de Açúcar e adjacências constata-se que a unidade agora descrita representa uma transformação metassomática das rochas metavulcânicas e metassedimentares descritas acima, que são as litologias originais do complexo em questão.

Estão ainda cortadas por rochas granitóides do tipo Mata Grande e Glória, de Olhos D'Água do Casado para sudeste, acompanhando aproximadamente a margem esquerda do rio São Francisco. Os granitóides tipo Águas Belas encontrados nas proximidades leste de Pão de Açúcar, na região de Meirus, Caboclo, rio Capiá e Piau, os três últimos locais na folha Paulo Afonso, parecem ter sido a fonte do aporte potássico que deu origem aos metassomatitos em discussão.

Os metassomatitos apresentam cor cinza escura a esverdeada às vezes com tonalidade rosa, isotrópicos a fra

camente orientados, porfiroblásticos, ricos em ferro-magnesianos, enclaves hipermáficos e básicos e contendo pouco quartzo. Nos arredores de Pão de Açúcar existem afloramentos da fácies mais típica desta unidade onde são abundantes e bem desenvolvidos os pórfiros de feldspato, com tamanho em torno de dois centímetros, podendo atingir até cinco centímetros; foram identificados petrograficamente como piroxênio-biotita sienitos, biotita-hornblenda-adamelitos e quartzo-hornblenda-biotita dioritos.

Os tipos que sofreram um processo mais acabado de granitização apresentam os porfiroblastos maiores esparsos, enquanto os de menor tamanho pontificam ao lado da menor proporção dos máficos que no caso são minerais de alteração como biotita (formada a partir da hornblenda) e clorita.

Nas regiões onde estas rochas sofreram influência marcante dos granitóides tipo Mata Grande e Glória, elas apresentam maior quantidade de quartzo, geralmente leitoso, em grandes porfiroblastos esparsos, predominando os de tamanho menor que um centímetro. Isto pode ser observado ao longo da estrada Caboclo - Piau - Olhos D'Água do Casado, folha Paulo Afonso. Estas variedades foram identificadas como hornblenda-biotita granitos e biotita-hornblenda granodioritos, estes últimos menos frequentes. Os metassomatitos foram originados claramente através da feldspatização das rochas básicas do Complexo de Canindé.

Estas litologias apresentam textura granular hipidiomórfica porfiróide, contendo grandes fenocristais tabulares de microclina pertítica, às vezes também ocorrendo

Rochas / Elementos Traços	MÉDIAS MUNDIAIS (ppm)							AMOSTRAS				
	Seg: VINOGRADOV (1962, apud KRAUSKOPF, 1972)				Seg: TUREKIAN & WEDEPOHL (1961, apud KRAUSKOPF, 1972)							
	UB	B	I	Ac	X	Ar	Cb	RL-298 b	ES-202	RS - 54	PB - 45	PB - 52
Cr	2.000	200	50	25	90	35	11	1.000	200	150	5.000	5.000
Ni	2.000	160	55	8	68	2	20	3.000	100	50	2.000	2.000
Ti	300	9.000	8.000	2.300	4.600	1.500	400	20	15.000	7.000	10.000	10.000
Cu	20	100	35	20	45	1 a 10	4	5	70	100	300	1.500
Co	200	45	10	5	19	0,3	0,1	100	50	15	300	300
V	40	200	100	40	130	20	20	10	70	100	2.000	1.500

RL-298b - Ultrabásica da Formação Traipú/Jaramataia

ES-202 - Gabro do Complexo de Canindé

RS-54 - Metassomatito do Complexo de Canindé

PB-45, PB-52 } Rochas Ferríferas

UB-Rochas Ultrabásicas

B -Rochas Básicas

I -Rochas Intermediárias

Ac-Rochas Félsicas

X -Xistos

Ar-Arenitos

Cb-Carbonatos

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM)

SUREG / SA

Convênio DNPM/CPRM

MÉDIAS MUNDIAIS DE ELEMENTOS TRAÇOS COMPARADOS COM AMOSTRAS PROTEROZÓICAS

PROJETO BAIXO SÃO FRANCISCO/VAZA-BARRIS

Ano: 1977 | Des: AVM-26 0477 | Tab: IV

CPRM

na matriz, com inclusões de plagioclásio, quartzo, biotita, titanita, opacos, apatita, zircão e, muitas vezes, piroxênio; plagioclásio ocorre em grãos anedrais e em fenocristais tabulares, com geminação albita e/ou carlsbad e zoneamento normal, alterando para sericita; hornblenda apresenta-se geralmente substituindo o piroxênio e, às vezes, sendo substituída por biotita; o piroxênio (clinopiroxênio), de cor verde clara, forma cristais prismáticos grossos, com abundantes inclusões de apatita, opacos e titanita, ocorrendo como núcleos residuais dentro da hornblenda, que está substituindo-o com liberação de titanita granular; a biotita é de cor marron, ocorrendo muitas vezes cloritizada, e formando aglomerados junto com hornblenda; quartzo é anedral, com contatos suturados, extinção ondulante e textura em mosaico.

Os metassomatitos estão sempre associados a intrusões de sienitos e quartzo-sienitos, do tipo Águas Belas que devem ter exercido importante papel no fornecimento do potássio responsável pela intensa feldspatização das rochas básicas do Complexo do Canindé. Parte dessas rochas foram quase totalmente assimiladas pelos referidos granitóides, aparecendo atualmente como enclaves resquiciais ricos em biotita e anfibólio, abundantes na serra dos Meirus, norte de Pão de Açúcar.

A presença de corpos de rochas intrusivas mais ácidas na região de Olhos D'Água do Casado e Piau, certamente foi responsável pelo maior enriquecimento de sílica da variedade mais ácida dos metassomatitos.

A tabela IV, mostra que os metassomatitos apesar do generalizado aporte potássico conservam os teores origi

nais dos elementos traços, o que vem confirmar a afirmação de KRAUSKOPF (op.cit.) quando preconiza que o metamorfismo (no caso metassomatismo) não afeta os teores de elementos traços das rochas pré-metamórficas, embora é claro, modifique as percentagens dos elementos maiores.

O fenômeno que provocou este intenso metassomatismo guarda íntima semelhança com aqueles descritos por MELLO & MELLO (1969) em Toritama, no estado de Pernambuco. Nesta cidade estes autores caracterizaram um processo de sienitização por metassomatose seletiva e diferencial a partir de rochas básicas, tal qual se preconiza para a área em estudo. Entretanto, se agora admite-se que este processo tem idade brasiliana, aqueles autores se referem às rochas de sua área como pertencentes ao "Escudo Nordestino" sem precisar o ciclo geotectônico durante o qual se desenvolveram os processos.

4.2.6.3.3.3 Agmatitos

Os agmatitos têm área de ocorrência limitada à folha Paulo Afonso, prolongando-se desde o riacho Seco, leste-sudeste de Delmiro Gouveia, a leste, até desaparecer sob sedimentos da bacia de Tucano a oeste, o mesmo ocorrendo em seu limite sul. À norte, o contato passa próximo aos povoados Sinimbu e Caixão. A cidade de Paulo Afonso está aproximadamente na parte central da referida área.

Os contatos mais frequentes são com granitóides tipo Mata Grande, aos quais os agmatitos estão geneticamente associados. Estes contatos são geralmente muito difusos (norte, nordeste e noroeste de Paulo Afonso), devido ao fato de que o neossoma granitóide dos agmatitos é a única par

te aflorante por sua resistência à erosão, dando a impressão de que é a única litologia aflorante e que toda região é ocupada pelo mesmo. Entretanto, quando visto em cortes ou escavações, fica bem caracterizada a estrutura agmática, onde o neossoma é granitóide e o paleossoma composto de rochas básicas quase sempre feldspatizadas (foto 17). Isto se observa nitidamente no "canyon" do rio São Francisco junto a Paulo Afonso e em outras escavações nos arredores desta cidade. Também pode-se observar agmatitos típicos ao longo da antiga estrada que segue de Paulo Afonso para noroeste, pela margem direita do rio São Francisco.

A sudeste de Paulo Afonso, o contato com rochas metabásicas e associadas do Complexo de Canindé é também difuso, passando o mesmo próximo ao riacho Mão Direita.

A sul, sudoeste e leste de Paulo Afonso, principalmente, são comuns corpos lenticulares de metabásicas e metacarbonatos dentro do agmatito, por vezes mapeáveis na escala do mapa, geralmente com a mesma orientação dos metamorfitos do Complexo de Canindé.

Como referido anteriormente, o neossoma dos agmatitos de Paulo Afonso são petrograficamente semelhantes aos granitóides tipo Mata Grande, podendo entretanto apresentar diferenciações porfiróides, como nas proximidades de Paulo Afonso. São rochas contendo quartzo, microclina, oligoclásio, biotita e muscovita, e identificadas como granitos, leucogranitos e adamelitos.

Esses granitóides englobam pedaços geralmente angulosos de rochas básicas identificadas com aquelas do Complexo de Canindé, mas geralmente feldspatizadas em parte, e mais ricas em biotita (foto 17).

Várias análises petrográficas da parte paleossomática foram efetuadas, identificando-se anfibolitos, epidioritos e quartzo-dioritos.

Pode-se tomar como exemplo típico dessas rochas aquela que ocorre nas proximidades oeste de Paulo Afonso. Trata-se de um hornblenda-oligoclásio-biotita anfibolito, de cor cinza esverdeada, granulação média, foliada, apresentando ao microscópio textura nematoblástica, com cristais prismáticos subparalelos de hornblenda castanha a verde azulada, geminada, com inclusões de apatita, opacos, titanita e epidoto, estando em parte alterada para biotita; o oligoclásio apresenta-se em cristais tabulares, subedrais a anedrais, zoneamento normal, geminação albita e/ou carlsbad, às vezes alterando para sericita; a biotita ocorre como palhetas suborientadas, com inclusões de titanita, quartzo, apatita e epidoto. Ocorre também quartzo, xenoblástico, com extinção ondulante formando o mosaico granular juntamente com o oligoclásio. Titanita ocorre geralmente em torno de opacos.

Esta rocha é provavelmente um orto-anfibolito derivado de um gabro, devido às seguintes evidências: ausência de bandamento mineralógico pronunciado; zoneamento normal, hábito e geminação complexa do plagioclásio; e associação titanita com opacos (magnetita), reconhecidamente presente em lavas e intrusivas básicas.

Outro bom exemplo dessa rocha, recortada pelo granitóide tipo Mata Grande, ocorre a norte-noroeste de Paulo Afonso, proximidades de Nova Glória. Aqui foi identificado um epidiorito, contendo plagioclásio parcialmente saussuritizado, feldspato alcalino, hornblenda, clorita, epidoto-

zoisita, quartzo, titanita, apatita, opacos, alanita e sericita. Trata-se de uma rocha de composição intermediária, contendo minerais que evidenciam o metamorfismo qua a afetou, mas localmente preserva o arranjo granular característico de rocha ígnea.

Estas rochas paleossomáticas por vezes encontram-se muito feldspatizadas, principalmente próximo ao contato com os veios graníticos que a cortam. Isto está bem caracterizado a noroeste de Paulo Afonso, em vários afloramentos, onde o agmatito apresenta paleossoma rico em ferro-magnesianos, principalmente biotita e hornblenda, e onde a presença de microclina e quartzo deve estar associada à granitização da rocha básica. Quando essa rocha feldspatizada aflora inalterada e em forma de lajedos, tem aspecto de um granitóide a biotita e hornblenda, de granulação grosseira e com enclaves hipermáficos. Por isso, não se afasta a hipótese de que os granitóides porfiróides do Complexo Granito-Migmatítico considerados neste relatório como formados por remobilização de rochas pré-brasilianas possam, em parte, ser o resultado de metassomatose de rochas básicas, principalmente aqueles existentes da falha de Jacaré dos Homens para noroeste, que guardam estreita semelhança com os tipos grosseiros situados ao redor dos enclaves básicos paleossomáticos dos agmatitos em discussão (foto 17).

4.2.6.4 Grupo Estância

HARTT, em 1867, foi quem primeiro observou as "camadas de arenitos vermelhos", situadas nas proximidades da cidade de Estância, em Sergipe, comparando-as com os arenitos vermelhos Triássicos de New Jersey; contudo, estas observações somente foram publicadas em 1870, na sua "Geologia

e Geografia Física do Brasil" (HARTT, 1941). BRANNER em 1875, trabalhando na área, julgou que as "camadas Estância" se encontravam sotopostas a sedimentos cretáceos da Bacia de Sergipe e sobrepostas aos sedimentos mais antigos que formam o flanco sudeste da Serra de Itabaiana, (BRANNER, 1913). CRANDALL em 1907, trabalhando como assistente de BRANNER (apud BRANNER, op.cit.), a nordeste do estado da Bahia, considerou como pertencentes à "série Estância", parte dos metassedimentos do Grupo Vaza Barris de HUMPHREY & ALLARD(1962). Ainda em 1913 BRANNER (op.cit.), percorrendo a área entre a cidade de Serrinha e a região nordeste de Araci, na borda oeste da Bacia de Tucano, incluiu na sua "série Estância" todos os afloramentos encontrados, constituídos de "camadas horizontais vermelhas". Amostras fossilíferas coletadas em um poço na Fazenda Jacú, pelo autor, foram consideradas de idade Carbonífero-Superior ou Permiano. Este mesmo autor admitiu ainda como pertencente à "série Estância" várias formações encontradas na faixa ao longo da ferrovia Salvador-Juazeiro, a oeste de Campo Formoso e os arenitos amarelados do baixo São Francisco que afloram em Penedo (Alagoas). Em 1914 SOPPER (1923) também colocou na"série Estância" além do que se conhece hoje como Grupo Estância, parte do Grupo Vaza Barris de HUMPHREY & ALLARD. MORAES REGO (1933) chamou de "série Vaza Barris" às partes inferior e média da "série Estância" de BRANNER, passando a parte superior para o Cretáceo, englobando-a na antiga "série Sergipe".

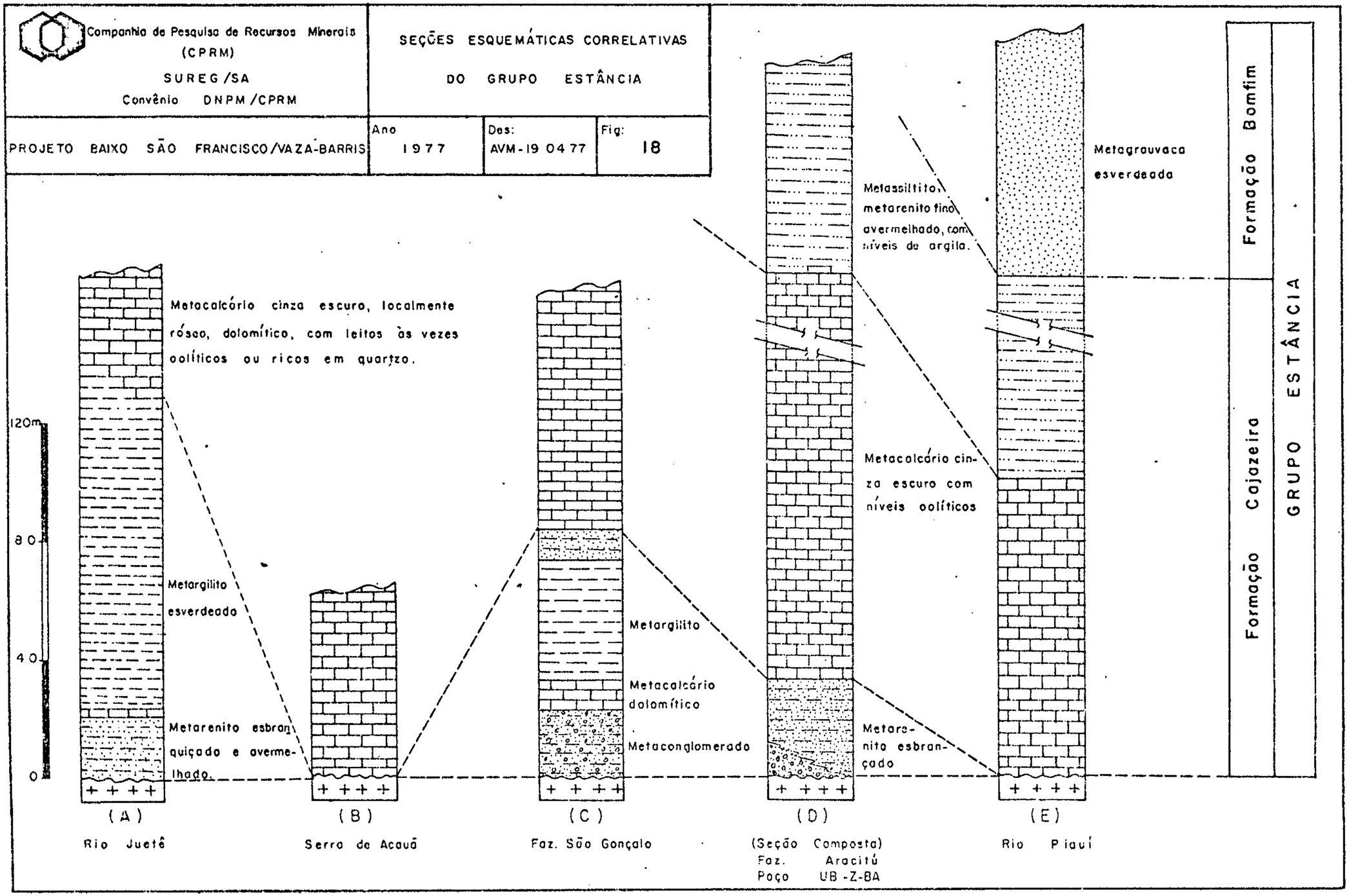
A "série Estância", conforme definida por BRANNER, abrangia, segundo OLIVEIRA & MOURA (1942), três outras séries: Baixo São Francisco (Triássico), "série Estância" (Permiano) e "série Vaza Barris" (Siluriano Superior).

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
(CPRM)
SUREG/SA
Convênio DNPM/CPRM

SEÇÕES ESQUEMÁTICAS CORRELATIVAS DO GRUPO ESTÂNCIA

PROJETO BAIXO SÃO FRANCISCO/VAZA-BARRIS

Ano: 1977 | Des: AVM-19 04 77 | Fig: 18



HUMPHREY & ALLARD (1962), mantêm a denominação de Estância, na categoria de formação, para designar os arenitos finos, siltitos e cálcarios não deformados que afloram na área ao sul de Lagarto e Simão Dias, até Tobias Barreto, incluindo também os afloramentos que ocorrem ao longo do Rio Real, Crisópolis e pontos esparsos nas proximidades de Itaporanga e Estância. No mesmo ano, estes autores utilizaram a denominação "Grupo Vaza Barris" para englobar os sedimentos deformados que limitavam ao norte a sua "Formação Estância".

Em 1963, ALLARD & TIBANA (1966), estudando os conglomerados cretáceos do Recôncavo, dividiram o Estância em dois membros: um basal carbonático e o outro mais espesso constituído de arenitos.

No presente trabalho, conserva-se o têrmo Estância, com o mesmo significado de HUMPHREY & ALLARD (op.cit.), acrescido da seção de calcários aflorantes nos arredores da cidade de Euclides da Cunha, na borda oeste da Bacia de Tucano, e a seção de clásticos e carbonatos do Rio Juetê, ao norte da cidade de Bendengó, considerado por HUMPHREY & ALLARD (op.cit.) como quartzito Itabaiana e Formação Jacoca do seu "Grupo Miaba", respectivamente. Esta unidade assim composta foi dividida em duas formações: uma inferior, denominada Formação Cajazeira, que engloba a seção basal da "Formação Estância" no sentido de ALLARD & TIBANA (op.cit.), calcário Euclides da Cunha de ALMEIDA & GHIGNONE (1962), e a seção do Rio Juetê de HUMPHREY & ALLARD (op.cit.), e, uma outra, denominada Formação Bomfim, representada pelas grauvacas esverdeadas da parte superior da antiga "Formação Estância" (fig. 18). Em consequência desta divisão, o termo "Estância" foi elevado à categoria de grupo.

Geograficamente, os sedimentos do Grupo Estância afloram em grande parte a sudeste da folha Jeremoabo e nordeste da folha Cipó, ocupando uma área aproximadamente triangular, com um dos vértices nas imediações da cidade de Crisópolis, na Bahia, estendendo-se para o território sergipano, com limite norte entre as cidades de Poço Verde e São Domingos, esta, a nordeste de Lagarto. Ainda a oeste da folha Jeremoabo, os afloramentos do Grupo Estância se distribuem ao longo de uma faixa triangular, na região da cidade de Euclides da Cunha entre os paralelos $10^{o}34'$ e $10^{o}15'$. Exposições isoladas são observadas a noroeste e sudeste da cidade de Indiaroba, a nordeste de Jandaira e nos arredores de Estância, em Sergipe. Em subsuperfície, encontra-se presente na soleira das Bacias de Sergipe/Alagoas e Recôncavo/Tucano. De acordo com ALLARD & TIBANA (op.cit.) no Paleozóico os sedimentos Estância cobriam uma área bem maior que no presente, estendendo-se para o sul, além de Salvador e sendo suficientemente espessos para fornecerem o material para os conglomerados cretáceos. Estudos efetuados por CAROZZI et alii (1972) corroboram esta afirmativa.

As formas topográficas encontradas nas áreas de ocorrência do Grupo Estância, são em geral ondulantes, localmente com vales encaixados em forma de V.

4.2.6.4.1 Formação Cajazeira

É a formação inferior do Grupo Estância. O nome Cajazeira provém da Fazenda Boa Vista da Cajazeira (folha Cipó), localizada na margem direita do Rio Piauí, ao sul da cidade de Lagarto/Sergipe (folha Jeremoabo), nas cercanias da qual encontra-se a sua seção-tipo (fig. 18e). Como naquela área a formação encontra-se incompleta, foram tomadas

duas seções de referência: uma, localizada na Fazenda São Gonçalo, distante 10 km a noroeste da cidade de Euclides da Cunha (fig. 18c) e a outra, em uma barranca do Rio Juetê, 6 km ao norte da cidade de Bendengó, no Estado da Bahia, (fig. 18a), ambas fora da área do projeto.

Afloramentos da Formação Cajazeira, são observados ao sul da cidade de Lagarto, nas cercanias da cidade de Euclides da Cunha e ao sul da cidade de Crisópolis. Seu contato inferior é discordante sobre rochas do Complexo Granulítico ao sul de Crisópolis, centro da folha Cipó. Na borda oeste da Bacia de Tucano, ao norte da cidade de Euclides da Cunha, a Formação Cajazeira (noroeste da folha Jeremoabo) está supostamente acavalada pelos calcários da Formação Olhos D'Água. Ao sul desta área, a unidade repousa discordantemente sobre o Complexo Metamórfico-Migmatítico. O contato com os sedimentos cretáceos da Bacia de Tucano é geralmente discordante no bordo oeste (oeste da folha de Jeremoabo) e por falha no bordo leste (folhas Jeremoabo e Cipó). Ainda na folha Cipó, 4 km a sudeste da Vila de João Vieira, na fazenda Aracitu, a seção basal da Formação Cajazeira (fig. 18d), aflora sobre um bloco falhado e basculado do embasamento e é recoberta discordantemente por sedimentos cretáceos da Formação Aliança. O contato superior da unidade com a Formação Bomfim é concordante, podendo localmente apresentar-se interdigitado.

Litologicamente a Formação Cajazeira é constituída por uma seção basal composta por intercalações de metaconglomerados, metarenitos, metargilitos e metassiltitos; uma seção intermediária representada por metacalcários e uma seção superior constituída por metargilitos e metassil

titos. Na seção basal, os metaconglomerados são de coloração variegada, compostos por seixos que variam desde grânulos até matacões de quartzo, granito, gnaisses, rochas básicas, calcário róseo e esbranquiçado, angulosos, dispersos em matriz avermelhada, síltico-arenosa; boas exposições deste conglomerado são encontradas ao longo do Rio Real, a norte-nordeste da cidade do mesmo nome. Na Fazenda Aracitú, próximo à Vila de João Vieira (noroeste da folha de Cipó) a seção basal da formação é representada por um arenito conglomerático, avermelhado, composto por seixos de quartzo, com tamanho médio de 1 cm, apresentando uma espessura em torno de 35 metros (fig. 18d). Na Fazenda São Gonçalo, situada 16 km a noroeste da cidade de Euclides da Cunha (fora da área do Projeto), ocorrem sobre o embasamento, dois níveis de conglomerado, constituídos por seixos de até 0,40 m de granito, gnaisse, em matriz pelítica avermelhada, com espessura em torno de 23 metros (fig. 18c).

Os arenitos são cinza esbranquiçados a avermelhados, finos a médios, micáceos, apresentando estratificação cruzada. No Rio Juetê este nível de arenito apresenta-se com 22 metros de espessura.

A análise petrográfica de uma amostra coletada nos arredores da cidade de Estância, aqui interpretada como pertencente à seção basal da Formação Cajazeira, indicou um arenito lito-feldspático epimetamórfico, constituído essencialmente de grãos de quartzo, feldspato e de fragmentos de rochas diversas, de granulação fina, que sofreu um certo metamorfismo, o qual não mascarou as características originais do sedimento.

Os siltitos são avermelhados, micáceos, estratificados e, os folhelhos, esverdeados a avermelhados, calcíferos.

A espessura máxima desta seção basal, foi observada no Rio Juetê, 6 km a noroeste da Vila de Bendengó, estimada em torno de 130 metros.

A seção intermediária da formação, é constituída por um calcário cinza médio a escuro, localmente róseo, laminado e aparentemente maciço, dolomítico, com ocasionais intercalações ricas em quartzo, e leitos oolíticos.

Em lâmina delgada, estes calcários mostraram-se constituídos exclusivamente por calcita, algum quartzo e opacos. Bons afloramentos deste calcário, são observados ao sul de Lagarto ao longo do Rio Piauí, onde se localiza a seção-tipo da formação (fig. 18e), ao sul da cidade de Crisópolis, e nos arredores da cidade de Euclides da Cunha. Estes sedimentos são em geral, fracamente metamorfisados.

Na área da Fazenda Boa Vista da Cajazeira, ao sul de Lagarto, estes calcários assentam-se diretamente sobre o embasamento granulítico, faltando por conseguinte a parte basal da formação. Nesta área, os calcários apresentam-se com uma espessura estimada em 100 metros.

Na borda oeste da Bacia de Tucano, o calcário da Formação Cajazeira, estende-se desde as vizinhanças da cidade de Euclides da Cunha, para o norte em direção às serras do Jirau e Acauã (fora da área do Projeto), repousando sobre rochas do embasamento. No caso da serra de Acauã, HUMPHREY & ALLARD (op.cit.) consideraram os calcários alí aflorantes como uma formação à parte, chamando-a Formação Acauã. Porém ALLARD & TIBANA (1966), já consideravam a possibilidade da

queles calcários, constituirem uma extensão para o norte dos calcários aflorantes em Euclides da Cunha, que por sua vez poderiam ser correlacionados com a "série Estância".

A nordeste de Euclides da Cunha, os calcários Cajazeira, estão em contato com rochas da Formação Olhos D'Água, possivelmente através de uma falha de empurrão; a leste eles são cobertos discordantemente pelas rochas do Supergrupo Bahia. ALMEIDA & GHIGNONE (op.cit.) estimaram para estes calcários uma espessura em torno de 200 metros e baseados em perfis de refração sísmica no sul da Bacia de Tucano, concluiram que a espessura aumenta de sul para norte, ou seja de Crisópolis para Euclides da Cunha. O poço exploratório 1-UB-2-BA, perfurado pela Petrobrás 17 km a leste da Fazenda Aracitú, ao norte da cidade de Araci, atravessou aproximadamente 200 metros de calcários possívelmente pertencentes à Formação Cajazeira, antes de atingir o embasamento (fig.18d). Medições realizadas por HUMPHREY & ALLARD (op.cit.), nas pedreiras de Crisópolis, indicaram uma espessura para estes calcários, em torno de 30 metros.

A seção superior da Formação Cajazeira, é constituída por metarenitos finos, vermelhos, micáceos, formando bancos de até 0,50 m e metassiltitos avermelhados, micáceos, laminados, com alguns níveis de metargilito varicolorido. Esta seção ocorre geralmente sobre os calcários da parte média da formação, podendo eventualmente estar interdigitada com os mesmos, como ocorre na área da Fazenda Gavião, ao sul da cidade de Lagarto. Boas exposições desta seção da Formação Cajazeira, são encontradas ao sul de Lagarto, entre as Fazendas Boa Vista da Cajazeira e Gavião, na área de Crisópolis, e em cortes da estrada Riachão do Dantas-Tobias Barre

to (folha Cipó). A espessura desta seção parece ser bastante irregular. Dados obtidos de poços perfurados pela Petrobrás nas Bacias do Recôncavo/Tucano, sugerem uma espessura máxima acima de 700 metros; no poço 1-UB-2-BA anteriormente referido, foi perfurada abaixo dos sedimentos cretáceos, uma seção síltico-arenosa com aproximadamente 750 metros de espessura, cuja base apresenta intercalações com os calcários da seção mediana da Formação (fig. 18d). O poço 1-RBU-1-BA, perfurado a nordeste de Esplanada, na Bacia do Recôncavo, encerrou a perfuração em sedimentos síltico-arenosos da parte superior da Formação Cajazeira, tendo atravessado aproximadamente 200 metros desta seção.

No conjunto, estima-se que a espessura total da unidade seja superior a 1050 metros.

Nota-se que a seção superior da Formação Cajazeira, não ocorre sobre os calcários aflorantes nas vizinhanças da cidade de Euclides da Cunha. Este fato pode ser explicado pela intensa erosão que atuou na área, ou, menos provavelmente, pela sua não deposição.

CAROZZI et alii (op.cit.) com base na natureza dos seixos (gnaisses, calcários e arenitos da "Formação Estância") dos conglomerados da Formação Salvador, na Bacia do Recôncavo que representariam a estratigrafia invertida da área fonte - optou por uma ampla interdigitação de calcários e arenitos que correspondem às partes média e superior(acrescida da Formação Bomfim) da formação em descrição. Esta conclusão, apenas em parte correta, evidentemente não levou em consideração a seção arenosa basal da Formação Cajazeira agora definida.

A Formação Cajazeira é praticamente estéril em

fósseis; apenas algas do gênero Collenia, foram encontradas nas pedreiras de calcários de Crisópolis e Euclides da Cunha (HUMPHREY & ALLARD, 1969; BRITO NEVES, com.verbal).

A origem desta unidade parece estar estreitamente relacionada à evolução tectosedimentar da geossinclinal Sergipana. Os dados atuais permitem pressupor inicialmente uma ou várias bacias marginais, isto é, adjacentes ao orto-geossinclinal; sobre esta bacia de lenta subsidiência e subs tratum irregular, foi depositado o membro inferior da Formação Cajazeira, cujos sedimentos se originaram do craton, em um ambiente tipicamente continental. Neste período teriam ocorrido falhamentos, o que propiciou a deposição local dos fanglomerados basais da formação. Na fase seguinte, ainda em um período geossinclinal, uma transgressão marinha, a partir do sulco miogeossinclinal, teria recoberto grande parte do craton, com seus limites atingindo, até pelo menos a cidade de Salvador, proporcionando a deposição dos carbonatos do membro médio da Formação Cajazeiras, em ambiente possivelmente nerítico raso. Neste contexto, estes carbonatos seriam o correspondente de plataforma da Formação Olhos D'Água, da geossinclinal. Em seguida, ainda em ambiente de sedimentação parálico, foram depositados os sedimentos da seção superior da Formação Cajazeira, ao mesmo tempo em que possivelmente no miogeossinclinal eram depositados os sedimentos da Formação Frei Paulo/Ribeirópolis. Deve-se notar, que parte dos sedimentos depositados na plataforma (topo da Formação Cajazeira), tem sua fonte no próprio craton e parte, é oriunda do miogeossinclinal.

A perfeita similaridade litológica entre os calcários da Formação Olhos D'Água e parte dos sedimentos da Formação Frei Paulo/Ribeirópolis, com os membros médio e

superior da Formação Cajazeira, adicionado à ocorrência de Collenias nos calcários de ambas formações, sugerem uma deposição síncrona em ambientes distintos. Representam pois, tectonofácies distintos, mas, cronoestratigraficamente correlativos.

CASSEDANNE (1964) considerou racional a correlação dos calcários da série Vaza Barris a oeste da Bacia de Tucano (Formação Cajazeira) com os da "série Bambuí".

4.2.6.4.2 Formação Bomfim

É a formação superior do Grupo Estância. O termo provém do Povoado de Bomfim (folha Cipó), situado a 24 km a sudoeste da cidade de Lagarto, Sergipe (folha Jeremoabo), nos arredores do qual encontram-se boas exposições da unidade. Como seção-tipo, foram tomados os afloramentos ao longo da estrada entre os Povoados de Tanque Novo e Bomfim. Sua área de ocorrência, situa-se entre as cidades de Poço Verde e São Domingos ao norte e Rio Real ao sul.

O contato superior, quando não aflorante é discordante com a Formação Barreiras e o inferior, com a Formação Cajazeiras, é concordante, localmente gradacional. Ao norte, no trecho entre Poço Verde e São Domingos, a formação está em contato com a Formação Olhos D'Água, por falha, e com Frei Paulo/Ribeirópolis, por discordância, ou, ao sul de São Domingos, por falha de empurrão. Conforme já foi mencionado, a Formação Bomfim não aflora na borda oeste da Bacia do Recôncavo/Tucano, e no interior da mesma provavelmente deve estar erodida total ou parcialemente. Segundo MAC RAE (apud ALLARD & TIBANA op.cit.) a área a oeste e a parte ocidental da Bacia do Recôncavo se levantaram em um tempo pós-deposição do Grupo Estância, e assim os arenitos

e carbonatos da unidade, foram erodidos desta área positiva. Como na parte norte (Bacia de Tucano) este levantamento foi menos intenso, apenas parte da formação inferior do grupo (carbonatos e arenitos basais da Formação Cajazeira), ficou conservada.

Litologicamente a formação é constituída predominantemente por meta-grauvaca, esverdeada, de granulação fina, calcífera, com pequenos fragmentos de rochas metamórficas, acamamento em geral fino, às vezes com aspecto maciço, apresentando estratificações cruzadas e marcas de onda; bons afloramentos com estas estruturas são observados nas exposições ao longo da estrada entre os povoados de Tanque Novo e Bomfim. Nesta mesma área são encontrados intercalados nas meta-grauvacas, conglomerados intraformacionais com postos por seixos subarredondados que variam de 0,5 cm até 5 a 6 cm, de granito róseo, quartzo, chert, raro calcário, imersos em uma matriz esverdeada arenosa, granulação média a grosseira; localmente, nestes conglomerados, a quantidade de seixos excede a da matriz; a largura de afloramento dos mesmos é em torno de 15 metros.

Embora de díficil previsão, calcula-se que a espessura da formação seja superior a 1000 metros.

A análise petrográfica das grauvacas esverdeadas, revelou uma matriz formada por quartzo, clorita e sericita, envolvendo grãos angulares e subarredondados de quartzo, feldspato, carbonato, além de quartzito e filito. São observados ainda, grãos de opacos, turmalina, apatita, zircão e restos de biotita.

ALLARD & TIBANA (op. cit.), notaram que os arenitos da parte norte, continham grande quantidade de ro

chas características das formações miogeossinclinais do Supergrupo Canudos, como filitos, silex, metassiltitos e metacalcários, enquanto os arenitos da parte sul continham fragmentos de feldspatos (rochas do embasamento).

A Formação Bomfim é afossilífera. Tentativamente é atribuída uma idade precambriana superior.

Quanto à origem, a unidade representa uma típica molassa depositada num período tardi-geossinclinal. As características físicas, combinadas com as feições estruturais assinaladas anteriormente, evidenciam um transporte curto e sedimentação rápida em fossas adjacentes (marginais) ao levantamento da cadeia geossinclinal.

BRITO NEVES (1972) já havia considerado a hipótese dos sedimentos do grupo Estância, constituirem uma deposição molassóide.

A Formação Bomfim é correlacionada com a Formação Juá, que aflora em uma área a leste de Jeremoabo, cujos sedimentos teriam origem no levantamento da cadeia geossinclinal, porém depositados em uma intra-fossa.

4.2.6.4.3 Formação Juá

As primeiras referências à unidade, deve-se à BRAZIL (1947) que reconheceu em Passagem do Juá, às margens do Vaza Barris, uma sequência de conglomerados metamórficos, superpostos discordantemente por sedimentos cretácicos, aos quais denominou Conglomerado Juá.

GHIGNONE (1963) elevou a unidade à categoria de formação, alegando que não se tratava apenas de conglomerados, mas também de arenitos finos e conglomeráticos, bem litificados, que constituiam uma unidade litológica distin

ta.

ALLARD & TIBANA (op. cit.) correlacionaram a Formação Juá à "Série Estância", considerando-as numa mesma posição estratigráfica.

A formação ocorre na porção centro norte da folha Jeremoabo, bordo leste da bacia de Tucano, ocupando, de forma aproximada, a porção central do triângulo formado pelas sedes municipais de Coronel João Sá, Jeremoabo e Malhada Nova.

O limite leste da unidade é observado à altura do meridiano de 38°00', arredores da Fazenda Cafula, onde repousa em discordância sobre metassedimentos da Formação Traipú/Jaramataia. A oeste, a unidade está em contato por falha com sedimentos cretáceos do Grupo Brotas. A norte, seu contato com a Formação Traipú/Jaramataia é determinado pela falha de Jeremoabo de direção aproximada este-oeste. O limite sul da unidade corre à altura do paralelo de 10°15', onde falhamentos de direção geral este-oeste colocam-na em contato com granitos tipo Glória, micaxistos Traipú/Jaramataia e sedimentos cretáceos da bacia.

Durante os trabalhos de mapeamento, não foi medida nenhuma seção estratigráfica na área de ocorrência da formação. Contudo, considerando-se os mergulhos fortes observados de leste para oeste no perfil Fazenda Cafula-Fazenda de Dentro, numa extensão contínua de 13 km, pode-se admitir que a espessura aparente da unidade é de, no mínimo, 5.000 m de sedimentos. Ressalta-se a possibilidade desta espessura ser reduzida a mais da metade, caso existam camadas repetidas por falhamentos de blocos. Esta dúvida só deixará de existir com um mapeamento de maior detalhe na região. GHIGNONE

(op. cit.) também admite não ter medido nenhuma seção estratigráfica na área da formação, estimando sua espessura em pelo menos 500 m. HUMPHREY & ALLARD (1962-1969), não entram em maiores detalhes sobre o problema, citando textualmente: "A formação parece ter várias centenas de metros de espessura, e seu contato com as rochas adjacentes (...)".

Litologicamente a unidade está representada por conglomerados polimicticos e grauvacas levemente metamórficas que se alternam em vários níveis, dispondo-se em camadas possantes com mergulhos médios, tendendo a fracos, para oeste. Numa seção de leste para oeste, desde a Fazenda Cafula até a Fazenda de Dentro, verifica-se que a porção mais basal da sequência é eminentemente conglomerática, aumentando gradativamente a razão grauvaca/conglomerado à medida em que se caminha para o topo.

Os conglomerados são normalmente mal selecionados, com uma matriz grauváquica de granulação média a grosseira, coloração esverdeada, que engloba seixos de varias litologias. Os seixos são sub-arredondados a sub-angulosos, tamanho bastante variável entre poucos cm até 30 cm, com mais frequência na classe de 3-15 cm, sendo de litologias bastante variáveis, que incluem: granito, gnaisse, quartzo de veio, metassiltito, metarenito, efusivas, quartzito e metacarbonatos impuros. Apesar da relação matriz/seixo ser um parâmetro bastante variável, pode-se estimar que, ao menos na porção mais basal da unidade, a matriz representa 50/60% da rocha total.

Em lâmina delgada, a matriz do conglomerado ocorrente 7 Km norte da fazenda Cafula mostra uma composição à base de quartzo, feldspato, clorita, sericita, opacos, zir

cão, apatita, epidoto-zoisita, material argiloso, turmalina, zircão, óxido de ferro, leucoxênio.

Grauvacas médias e grosseiras ocorrem em toda a seção, interestratificadas nos conglomerados, e constituem a litologia predominante na porção mais superior da formação. Em aspecto e composição são rochas similares à matriz dos conglomerados, coloração esverdeada a cinza amarronada, bem litificadas, constituídas por grãos minerais e fragmentos de rocha com angularidade considerável. Localmente, como nos arredores da Fazenda Monte Alegre e no leito do rio Riachão, observam-se nas grauvacas níveis estreitos com seixos pingados de pequena dimensão.

Em lâmina apresentam uma composição à base de grãos de quartzo, feldspato, fragmentos de rocha, clorita, muscovita, biotita, carbonato, opacos, sericita, óxido de ferro, epidoto-zoisita, granada, apatita, titanita, rutilo e zircão.

Os conglomerados e grauvacas levemente metamórficos da formação são correlacionados à Formação Bomfim do Grupo Estância e constituem a denominada Intra-fossa do Juá.

4.2.6.5 Rochas Granitóides

As rochas granitóides do Supergrupo Canudos foram agrupadas segundo tipos cujas características macroscópicas, químicas, mineralógicas e estratigráficas podem facilmente ser reconhecidas, mesmo que devido à relatividade entre seus constituintes mineralógicos, possam ser classificadas como granitos, adamelitos, granodioritos, etc. Esta sistemática tornou-se imperativa em função de que, por vezes, em um mesmo corpo de rocha de características uniformes, tem-se

classificado microscopicamente granitos e granodioritos ou sienitos e adamelitos, etc.

Este tipo de nomenclatura é normalmente empregada no nordeste do Brasil e também por geólogos da África. MARMO (1971) em sua obra, referindo-se a este tipo de classificação enfatiza que os tipos que venham a ser definidos devem ser empregados exclusivamente no âmbito de determinado domínio geotectônico, e que granitóides que apresentam mesmas características de algum tipo determinado, mas em outros ambientes, não devem ser referidos com o mesmo nome, pois podem ter diferentes conotações.

Os granitóides agora descritos são tipos intrusivos, reomórficos consequentemente alóctones.

4.2.6.5.1 Granitóides tipo Cariba

Os granitóides aqui referidos como do tipo Cariba, têm essa denominação devida a SANTOS (1971), que efetuou o mapeamento da folha Arcoverde, adjacente a norte da área do Projeto, entre os meridianos de 37°00' e 38°00'. SANTOS & SILVA FILHO (op. cit.) reconheceram na parte noroeste da folha Santana do Ipanema três maciços de granitóides semelhantes, encaixados em granada-biotita-muscovita xisto, inclusive com enclaves dessas rochas.

Os granitóides tipo Cariba afloram principalmente nas partes norte e noroeste da folha Santana do Ipanema, e no extremo nordeste da folha Paulo Afonso. Formam corpos de formas irregulares, com contatos geralmente muito nítidos, localmente falhados, como acontece no corpo de Ouro Branco. Ocorrem na maioria das vezes intrudidos em micaxistos granatíferos migmatizados (noroeste da folha Santana

do Ipanema), mostrando localmente apófises nestas rochas e englobando xenólitos delas, estando isto bem caracterizado a norte-noroeste de Ouro Branco (foto 18). Nos bordos desses corpos há presença abundante de pegmatitos a muscovita, que também se intrudem nas mesmas rochas encaixantes. Essas encaixantes por vezes se amoldam em torno dos corpos granitóides ou são bruscamente cortadas por eles.

Esses granitóides ocorrem menos comumente encaixados em rochas migmáticas do Complexo Granito-Migmatítico, como se observa a sudoeste de Iati e a nordeste de Bom Conselho, na folha Santana do Ipanema, e no extremo nordeste da folha Paulo Afonso. Aqui, parte do corpo é limitada por falhamento, resultando numa forte orientação do mesmo.

Os granitóides tipo Cariba são caracteristicamente à duas micas, de cor cinza claro, granulação média a grossa, geralmente isotrópicos ou mostrando fraca orientação dos micáceos, isso geralmente próximo dos contatos com as encaixantes. Como referido anteriormente, frequentemente ocorrem xenólitos dos micaxistos granatíferos nestes granitóides, que muitas vezes encontram-se quase totalmente assimilados, restando apenas "manchas" de concentrações orientadas de biotita, próximo aos contatos.

Macroscopicamente notou-se num afloramento na cidade de Ouro Branco a presença de fluorita verde.

Os granitóides tipo Cariba foram identificados em análise petrográficas como granitos, adamelitos e, localmente, granodioritos.

Muscovita-biotita granito é a litologia mais frequente nos três maiores corpos a noroeste da folha Santa

na do Ipanema. Apresentam textura hipidiomórfica granular, com presença de quartzo, plagioclásio, microclina, muscovita e biotita. O plagioclásio ocorre em grãos subedrais, com inclusões de quartzo, e está parcialmente alterado para sericita e carbonato; a microclina é em parte micropertítica, com inclusões de quartzo, e está em parte alterada para caulim;a muscovita ocorre em grandes placas, com finas concentrações de opacos ao longo das clivagens; a biotita é de cör marrom, e está paralelamente alterando para clorita e epidoto.

Além desses componentes sempre presentes, identificou-se no corpo de Ouro Branco, fluorita e topázio. Granada vermelha ocorre próximo aos contatos com os micaxistos encaixantes.

Próximo ao povoado Cachoeirinha, noroeste de Iati, identificou-se um adamelito, isotrópico,com textura xenomórfica, e com cristais bem desenvolvidos de feldspato, de até um centímetro. Esta rocha contém quartzo fraturado,com extinção ondulante, contatos retos e por vezes interpenetrantes, e com inclusões de plagioclásio; este ocorre em forma tabular, sericitizado e geminado segundo a lei albita; microclina ocorre em grãos alongados ou arredondados, micropertitizados; biotita está associada à muscovita, com inclusões de zirconita. Localmente foi notada a presença de ortoclásio.

Nesse mesmo corpo, a sudoeste de Iati e próximo ao rio Gararuzinho, uma análise petrográfica revelou composição granodiorítica, contendo oligoclásio, quartzo, microclina, muscovita, biotita e granada, esta última certamente derivada do desmembramento e assimilação de fragmentos metamorfisados das rochas encaixantes.

A oeste-noroeste de Águas Belas, o prolongamento oeste do mesmo corpo descrito anteriormente tem a composição de um muscovita-biotita granito.

Das análises petrográficas pode-se concluir que, apesar dos componentes minerais desses corpos granitóides serem quase sempre os mesmos, suas quantidades relativas variam muito, a ponto de serem identificadas num mesmo corpo composições de adamelito, granodiorito e granito, como mostrado anteriormente, embora predomine quase sempre esta última composição.

O maior dos dois corpos de granitóide tipo Cariba situados a nordeste de Bom Conselho, foi identicado como muscovita-biotita-adamelito, isotrópico, com evidência de cataclase e composto de quartzo (23%), microclina (27%), oligoclásio (40%), além de muscovita e biotita.

A presença de fluorita e topázio é uma feição típica dos granitos pós-cinemáticos de MARMO (op. cit.), embora várias outras características petrográficas sejam comuns também aos granitos tardi-cinemáticos. Deste modo, é mais coerente classificar os granitóides tipo Cariba como tardi a pós-cinemáticos.

A existência de pegmatitos cogenéticos, além de fluorita, topázio e turmalina (com. verbal, de Edilton Santos), denotam a presença marcante de soluções pneumatolíticas que seriam também responsáveis pela ocorrência generalizada de muscovita, mineral incompatível com fenômenos de anatexia, fenômenos estes responsáveis pela formação do magma palingenético que gerou estes granitóides. Assim a presença de muscovita seria de origem posterior à cristalização inicial e devida à "lavagem" pneumatolítica ocasionada pela libe

ração das soluções ricas em gases.

Segundo Edilton Santos (com. verbal) estes granitóides guardam íntima semelhança com os granitos portadores de cassiterita em Rondônia. Embora não se tenha detectado este mineral, a geoquímica mostrou anomalias de estanho na região de ocorrência destas rochas, o que torna-as merecedoras de estudos mais detalhados.

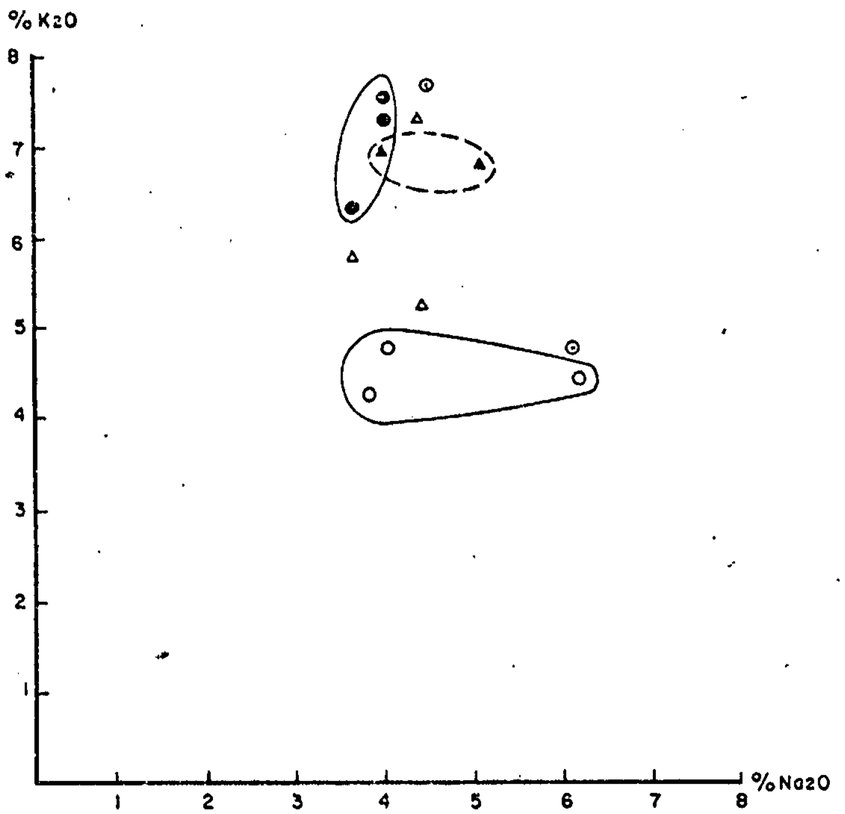
A figura 19 mostra as relações K_2O/Na_2O e K_2O/CaO nestas rochas, relações que caracterizam um quimismo bastante particular e diferente dos outros tipos granitóides do Supergrupo Canudos.

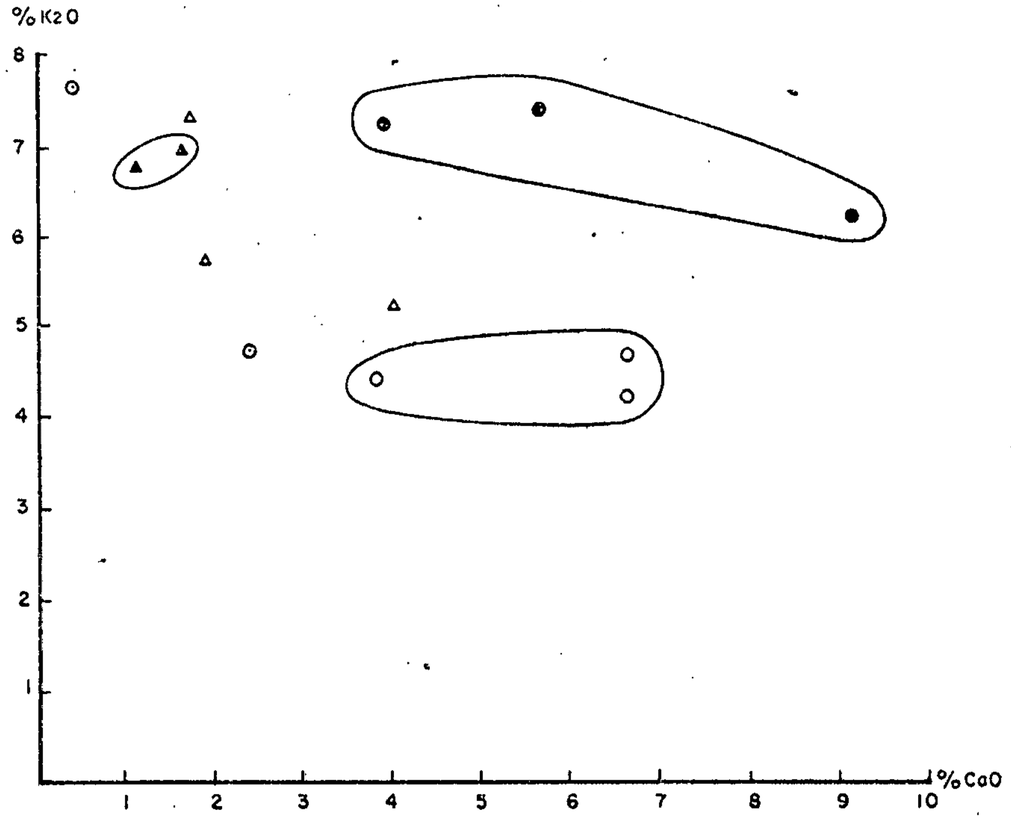
4.2.6.5.2 Granitóides tipo Glória

HUMPHREY & ALLARD (1962-1969) foram os primeiros a reconhecer, a norte do paralelo de $10^{\circ}30'$, um grande complexo de intrusivas, que se estendia descontinuamente desde a costa, sob sedimentos cretáceos, até a região de Canudos, denominando-o de "Batólito de Glória". Estas intrusivas, compreenderiam principalmente granodioritos, que em direção ao norte passavam a biotita-quartzo monzonito. Para aqueles autores o granodiorito em contato com metassedimentos do Grupo Vaza Barris, teria produzido uma grande variedade de cornubianitos dependentes da composição original dos metassedimentos.

SOBRAL et alii (op. cit.) e RICHTER & PONTE (op. cit.), complementaram o trabalho de HUMPHREY & ALLARD na área de embasamento entre as bacias do Recôncavo-Tucano e Sergipe-Alagoas, reconhecendo novos corpos intrusivos relacionados ao "Batólito de Glória".

KEGEL & BARROSO (op. cit.) e posteriormente LEI





● Granitóides tipo Águas Belas

⊙ Granitóides tipo Mata Grande

○ Granitóides tipo Glória

▲ Granitóides tipo Cariba

△ Biotita granitóides (sincinemáticos)

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM)

SUREG / SA

Convênio DNPM / CPRM

RELAÇÃO K2O / Na2O E K2O/CaO NOS GRANITÓIDES DO SUPERGRUPO CANUDOS

PROJETO BAIXO SÃO FRANCISCO/VAZA-BARRIS

Ano: 1977

Des: AVM-06 04 77

Fig: 19

TE (op. cit.) efetuaram observações em rochas graníticas do Baixo São Francisco. LEITE (op. cit.) acreditava que em sua maioria estes granitóides seriam de carater metassomático, desenvolvidos a partir dos metamorfitos regionais, frisando contudo não poder estabelecer sua contemporaneidade por falta de dados geocronológicos.

BRITO NEVES & CORDANI (op, cit.) afirmaram que o chamado "Batólito de Glória" de HUMPHREY & ALLARD, considerado como delimitante da faixa geossinclinal ao norte, não correspondia fielmente à designação e extensão propostas. Para éles, tratava-se na realidade de uma área bastante complexa, granito-migmatítica, cuja história litoestrutural é bastante remota, passando por diversas fases evolutivas. Os autores descrevem a ocorrência de corpos graníticos diversos (granodioritos, quartzo-monzonitos, etc) sin a tarditectônicos circunscritos nos ectinitos, que acarretaram a formação local de hornfelses, bem datados pela isócrona de 630 $\pm$ 23 m.a. com valores mínimos K/Ar (fechamento do sistema) da ordem de 590 $\pm$ 20 m.a.

SANTOS & SILVA FILHO (op. cit.) utilizaram a denominação "Granitóides tipo Coronel João Sá" (folha Jeremoabo) para descrever as intrusões graníticas observadas na região de Carira (folha Jeremoabo), Gararu (folhas Santana do Ipanema e Aracaju) Colégio e Canhoba (folha Aracaju). Para os autores, seriam em parte maciços circunscritos ou desarmônicos, filiando-se porém mais claramente a tipos reomórficos.

O termo Glória foi utilizado para estes granitóides, em função da literatura geológica onde o "Batólito de Glória" é conhecido há longo tempo.

Os granitóides desta unidade têm ampla distribuição no quadrante nordeste da folha de Jeremoabo, onde constituem grandes maciços intrusivos em micaxistos da Formação Traipu/Jaramataia. Pela possança, destacam-se na área os maciços ocorrentes na região de Coronel João Sá, norte de Carira e noroeste de N.S. da Glória (folhas Aracaju e Jeremoabo). Os maciços a norte de Carira, representam na realidade áreas de predominância, visto não ser incomum ocorrências restritas, não representáveis na escala de mapeamento, de micaxistos apoiados nos granitóides.

Um outro importante setor de ocorrência destas rochas, é anotado a norte-nordeste da folha Aracaju, em maciços menores encaixados também em micaxistos, na região de Propriá, Canhoba, N.S. de Lourdes, Gracho Cardoso, Itabi e N.S. da Glória. Ocorrem também em vários maciços a oeste da bacia de Tucano no extremo oeste da folha Paulo Afonso.

As rochas desta unidade constituem corpos de formas e dimensões bastante variáveis, alguns ocupando área superior a 300 km^2, como o maciço de Coronel João Sá. Outras, são de forma notavelmente circular, conspicuamente ressaltados em fotografias aéreas, e têm como exemplo típico o maciço de Sítios Novos a oeste de Canhoba, com aproximadamente 3 km de diâmetro.

Normalmente os contatos dos granitóides com os metassedimentos da Formação Traipu/Jaramataia são bruscos, verificando-se localmente uma adaptação estrutural das encaixantes aos contornos dos maciços, como se pode comprovar nos arredores de Coronel João Sá, a noroeste de N.S. da Glória e a este-sudeste de Itabi. Não raro, acontece o oposto, com os lineamentos dos micaxistos interrompidos bruscamente pe

los maciços.

Localmente, apesar de não muito comum, os granitóides apresentam-se em contato por falha com micaxistos Traipu/Jaramataia (sudoeste de Amparo do São Francisco a sudeste de Canhoba), conglomerados e grauvacas da Formação Juá (sudoeste da Fazenda Cafula) e sedimentos cretáceos (sudeste de Propriá).

Apófises de granitóides nos micaxistos encaixantes são um aspecto comum na área de ocorrência da unidade, observados com mais frequência a nordeste de N.S. da Glória.

Em parte, estes granitóides comportam-se como "intrusões frias", não causando transformações consideráveis nos micaxistos encaixantes. Contudo, é possível que o aspecto mais maciço e granular dos xistos granatíferos ocorrentes a nordeste de Fazendinha (nordeste de Carira) e nordeste de N.S. da Glória, seja decorrente da influência das intrusões. Em lâmina delgada, não se observa paragêneses típicas de metamorfismo de contato.

Xenólitos disseminados são uma presença constante no seio dos granitóides, de formas e dimensões as mais variadas possíveis. No geral são de coloração escura, tamanho mais frequente compreendido entre poucos mm e 10 cm, normalmente enriquecidos em biotita.

A sudeste de Coronel João Sá, leito do rio de Salina, zona de contato granitóide/micaxisto, observa-se um grande xenólito com cerca de 1,5 m na dimensão máxima, representado por micaxisto granatífero de coloração cinza escura, composto por bandas mais claras e de grã mais fina enriqueci

das em quartzo, alternadas a bandas mais escuras e grosseiras onde as palhetas micáceas alcançam dimensões consideráveis. Ao microscópio, a rocha foi classificada como granada-biotita-muscovita xisto, sem qualquer característica especial de metamorfismo de contato. Outros grandes xenólitos de micaxistos são observados a norte de Propriá em corte na BR-101, onde continuam a apresentar como particularidade, enriquecimento e desenvolvimento de biotita.

A noroeste de N.S. da Glória, arredores de Lagoa do Roçado, os granitóides encerram incontáveis xenólitos de micaxisto granatífero que guardam um certo alinhamento entre si, observando-se ainda numerosos cristais prismáticos de clinopiroxênio verde pálido. Neste local, no contato com micaxistos, são comuns diques e massas irregulares de granito cortando as encaixantes.

No geral, os granitóides da unidade caracterizam-se por uma granulação média a grosseira, textura hipidiomórfica granular, coloração acinzentada e isotropismo acentuado. Variedades porfiríticas são observadas nas imediações de Propriá, Sítios Novos, noroeste de N.S. da Glória e sudeste de Canhoba. No maciço de Sítios Novos, pórfiros euédricos de feldspato, tamanho máximo de 1,5 cm, média de 0,5 cm, chegam a constituir cerca de 20% da rocha total. Variações locais na granulação, coloração e isotropia são comuns, observando-se a sul de Monte Alegre de Sergipe e norte de Carira (folha Jeremoabo), tipos graníticos cremeróseos e esbranquiçados, granulação fina a média com ligeiro anisotropismo.

Entre os granitóides da unidade predominam tipos classificados petrograficamente como granodioritos e

granitos.

Os granodioritos constituem os maciços de Coronel João Sá, Sítios Novos, sul de Escurial (folha Aracaju), noroeste de N.S. da Glória e noroeste de Carira (região de Cipó de Leite). Em lâmina, mostram ser constituídos essencialmente de oligoclásio, quartzo, feldspato potássico e biotita. Muscovita é comum, sendo que no maciço de Cipó de Leite ocorre em quantidade suficiente para nomear a rocha. No corpo granodiorítico situado a noroeste de N.S. da Glória, localidade de Lagoa do Roçado, ocorre clinopiroxênio verde claro, prismático, subedral, em aglomerados, juntamente com biotita parda, epidoto com núcleos pardacentos (alanita?) e intercrescimentos vermiculares de quartzo. Os fenocristais das variedades porfiríticas são geralmente constituídos por microclina, algumas vezes pertítica, com inclusões de plagioclásio e biotita; oligoclásio ocorre mais raramente na forma de fenocristal, sendo abundante na matriz. Em quantidades acessórias observa-se sempre opacos, titanita e apatita, sendo comuns epidoto, zircão, turmalina, sericita e clorita. Hornblenda foi observada numa única amostra proveniente do maciço de Coronel João Sá.

As rochas classificadas ao microscópio como granitos, predominam no âmbito da folha Aracaju, região de Propriá, Canhoba, Frutuoso, sudeste de São Mateus e noroeste de N.S. da Glória, constituindo também o maciço a norte de Carira. Os minerais essenciais deste tipo petrográfico, incluem microclina, plagioclásio, quartzo e biotita. Muscovita é bastante comum nos granitos, ocorrendo em quantidades apreciáveis em todas as amostras do maciço a norte de Carira, onde localmente suplanta a biotita. A microclina por

vezes é pertítica, enquanto o plagioclásio encontra-se frequentemente em avançado estado de saussuritização. Como acessórios, são comuns epidoto-zoisita, titanita, apatita, zircão, opacos, alanita, sericita, clorita e caulinita.

Duas análises petrográficas foram realizadas em amostras do maciço de Sítios Novos, sendo uma classificada como biotita granodiorito porfirítico e a outra como leucogranito, observando-se assim, num mesmo corpo as possíveis variações na textura e na quantidade relativa dos constituintes minerais, estes praticamente os mesmos em ambas as amostras. Caso similar é observado no maciço situado a noroeste de N. S. da Glória, onde em duas amostras analisadas inverte-se a quantidade relativa entre plagioclásio e feldspato potássico.

Como mostra a figura 19 os granitóides tipo Glória são mais ricos em cálcio que os granitóides do tipo Cariba, entretanto são mais pobres em potássio.

4.2.6.5.3 Granitóides tipo Águas Belas

Os granitóides aqui referidos como do tipo Águas Belas foram assim denominados por SANTOS & SILVA FILHO (op. cit.), para englobar o hornblenda granitóide que constitue o maciço existente nas proximidades de Águas Belas(folha Santana do Ipanema) que estes autores consideraram cogenético com o quartzo-sienito que ocorre em Água Branca, na folha de Paulo Afonso.

Com o presente trabalho, foram identificados e delimitados vários outros maciços de hornblenda granitos, quartzo-sienitos e rochas associadas, geralmente constituindo elevações destacadas, e que foram englobados no tipo ago

ra descrito.

O maior desses maciços ocorre na região de Santana do Ipanema, passando seu contato nesta cidade, em Poço das Trincheiras, Maravilha e Tanquinho. Outros corpos afloram na folha Santana do Ipanema a norte-nordeste de Cacimbinhas, a oeste - sudoeste de Bom Conselho e a sul-sudoeste de Correntes, além de três outros na região sudoeste da mesma folha: próximos a Porto da Folha, Pão de Açúcar e em Meirus. Ocorrências de menor expressão ocorrem próximo a Paulo Jacinto e a noroeste de Águas Belas, todas na folha Santana do Ipanema.

Na folha Paulo Afonso, vários corpos de granitóides tipo Águas Belas foram delimitados principalmente em suas porções leste e nordeste, ocorrendo em áreas próximas a Santa Brígida (a sul) e Petrolândia, esta, a norte da folha. A maioria das ocorrências situa-se a norte do rio São Francisco, embora dois corpos relativamente extensos afloram a oeste-noroeste e sudoeste de Canindé do São Francisco, a sul do rio.

Esses granitóides cortam ou entram em contato direto com um grande número de outras unidades, sempre com contatos bruscos, tais como: hornblenda-biotita-granitóides porfiróides e biotita granitóides do Complexo Granito-Migmatítico (maciço de Santana do Ipanema, por exemplo); diatexitos (leste de Santa Brígida, e norte, nordeste e leste de Delmiro Gouveia); micaxistos granatíferos migmatizados (oeste-sudoeste de Bom Conselho, norte-noroeste de Águas Belas e nas proximidades de Porto da Folha); granitóides tipo Carira (região de Águas Belas); granitóides tipo Mata Grande (entre Água Branca e Mata Grande); granitóides tipo Glória

(noroeste de Porto da Folha); metassomatitos (leste e norte de Pão de Açúcar, e nordeste de Piranhas); e, rochas básicas e associadas do Complexo de Canindé (oeste e sudoeste de Canindé do São Francisco). O corpo de Petrolândia está parcialmente recoberto por sedimentos da formação Tacaratu, da bacia de Tucano.

Entre Delmiro Gouveia e Inhapi, nos arredores do povoado denominado Matinha dos Cândidos, existem três grandes enclaves de metacarbonato branco na rocha sienítica, com transformações típicas de metamorfismo térmico.

Os granitóides tipo Águas Belas são predominantemente de cör rosa, às vezes cinzentos, granulação média a grosseira, por vezes pegmatóides, localmente porfiróides, raramente anisotrópicos, sendo sua principal característica a presença constante de hornblenda, e de enclaves hipermáficos, ricos em biotita e/ou hornblenda. Esses granitóides tem seu conteúdo em quartzo variando muito de corpo para corpo, caracterizando desde hornblenda granito a sienito e tipos intermediários como quartzo-sienito e plauenito.

O maciço de Santana do Ipanema, identificado como hornblenda granito, apresenta granulação geral média, ocorrendo nos seus bordos diferenciações pegmatóides, como se observa entre Maravilha e Poço das Trincheiras e a sul de Tanquinho.

Ao microscópio, esta rocha apresenta sempre quartzo, microclina pertítica, plagioclásio e hornblenda como minerais essenciais; também pode conter biotita, titanita, sericita, epidoto-zoisita, apatita, carbonato, leucoxênio, alanita, zircão e opacos.

O maciço de Águas Belas, onde esta rocha foi inicialmente descrita, é muito semelhante ao de Santana do Ipanema, o mesmo ocorrendo com as demais ocorrências entre Santana do Ipanema e Bom Conselho.

O maciço situado a sudoeste de Correntes, parte nordeste da folha Santana do Ipanema, apresenta cor cinza a rosa, granulação média a grosseira, por vezes porfiróide e localmente com alguma orientação dos máficos. Foi identificado petrograficamente como um piroxênio granito. Exibe textura granular hipidiomórfica porfirítica, e evidências de cataclase, contendo microclina, quartzo, oligoclásio, clinopiroxênio e biotita, além de titanita, zircão, apatita, epidoto, clorita e opacos. A microclina ocorre como fenocristais tabulares, subedrais a anedrais, com intercrescimentos micropertíticos; o quartzo, muito abundante, xenomórfico, com extinção ondulante, forma agregados irregulares, com inclusões de titanita; o plagioclásio, do tipo oligoclásio, tem forma tabular, ocorre como fenocristais ou na matriz; o clinopiroxênio ocorre em cristais subedrais, está em parte substituído por uralita, clorita, epidoto e óxido de ferro; a biotita é marrom clara, associada a epidoto, e em parte cloritizada.

As ocorrências de Porto da Folha, Pão de Açúcar e Meirus, sudoeste da folha Santana do Ipanema, são mais pobres em quartzo, tendo sido identificadas quase sempre como plauenito, quartzo-sienito e sienito, o mesmo acontecendo com as ocorrências da folha Paulo Afonso situadas a norte do rio São Francisco.

Nas proximidades oeste-noroeste de Porto da Folha, aflora rocha quartzo-sienítica, principalmente no rio

Mingu. Apresenta cor rosa, granulação grosseira, isotrópica, por vezes com hornblenda quase totalmente transformada em biotita, localmente com maior teor de quartzo. Esta rocha é a encaixante dos veios mineralizados em fluorita lilás e minerais de cobre associados, que ocorrem preenchendo fraturas. Ao microscópio, apresenta textura hipidiomórfica granular, contendo ainda microclina, oligoclásio, quartzo e biotita, principalmente.

O maciço de Meirus, norte de Pão de Açúcar, é constituído de rocha semelhante à anterior, mas contendo abundantes enclaves de biotita e/ou hornblenda, além de esparsos pórfiros subedrais e anedrais de feldspato rosa, com até três centímetros de tamanho. Em afloramento dificilmente nota-se a presença de quartzo.

Ao microscópio, esta rocha foi identificada como plauenito, contendo microclina pertítica, oligoclásio, quartzo, hornblenda, augita, além de titanita, apatita, epidoto-zoisita, zircão, tremolita-actinolita, leucoxênio, carbonato e opacos.

O maciço de Meirus prolonga-se para noroeste já na parte leste da folha Paulo Afonso, constituindo serras alongadas, frequentemente deslocadas por falhamentos nordeste-sudoeste. Nas proximidades oeste da vila Caboclo, esta rocha apresenta-se muitas vezes porfiróide, tendo sido identificada como hornblenda-granito, contendo microclina pertítica, plagioclásio, hornblenda e quartzo, além de acessórios comuns a todos os granitóides tipo Águas Belas. Enclaves hipermáficos aparecem constantemente.

Outra área de ocorrência de granitóide semelhante, situa-se a sul de Inhapi, leste-nordeste da folha Paulo

Afonso, ainda com caráter muitas vezes porfiróide e enclaves melanocráticos de biotita e/ou anfibólio. Uma análise petrográfica identificou esta rocha como piroxênio-hornblenda granito, contendo principalmente microclina pertítica, plagioclásio, quartzo, diopsídio, biotita e hornblenda, esta às vezes em cristais de até 0,5 centímetros. Um pouco mais a noroeste, entre Delmiro Gouveia, Água Branca e Mata Grande, granitóides tipo Águas Belas ocorrem constituindo grandes maciços de relevo acidentado, principalmente os de Água Branca e Mata Grande.

São constituídos principalmente de sienitos e quartzo-sienitos, de cor rosa, granulação média a grosseira, isotrópicos ou mostrando diferenciações pegmatóides alongadas, certamente feldspatização concentrada em áreas de tensão mínima da rocha. Também ocorrem facies porfiróides, com enclaves ricos em anfibólio, como se observa próximo a Matinha dos Cândidos, entre Delmiro Gouveia e Inhapi.

O sienito do maciço de Água Branca apresenta textura hipidiomórfica granular e contém microclina, plagioclásio (oligoclásio), biotita, hornblenda, quartzo e clinopiroxênio, este último nem sempre presente. A microclina apresenta-se em grãos desenvolvidos, com inclusões ou intercrescimentos de plagioclásio (pertita), às vezes turvos devido à alteração para caulim; o plagioclásio mostra geminação albita ou periclina, por vezes em grãos intersticiais ou em agregados; a biotita ocorre substituindo a hornblenda; esta apresenta-se frequentemente em grãos xenomórficos bem desenvolvidos, de cor verde, por vezes substituindo clinopiroxênio e alterando para tremolita-actinolita; o quartzo tem extinção fortemente ondulante, e o clinopiroxênio é verde claro, em grãos subedrais e anedrais.

Entre Mata Grande e Inhapi foi identificado um aegirina-augita sienito, contendo, além desse piroxênio, microclina pertítica, plagioclásio ácido, quartzo, hornblenda e biotita.

Na região sul-sudeste da folha Paulo Afonso, a sudeste de Santa Brígida, o hornblenda granito engloba um grande enclave de diorito, de forma lenticular com dimensão máxima de aproximadamente três quilômetros(não mapeado).

O corpo relativamente pequeno que ocorre a sul-sudeste de Petrolândia, identificado como hornblenda-biotita granito, apresenta cor rosa, granulação grossa, com pórfiros de feldspato e hornblenda. Esta rocha revelou na composição 70% de microclina + oligoclásio, 8% de quartzo, 15% de hornblenda e 5% de biotita. Apresenta textura hipidiomórfica granular algo cataclástica.

Neste corpo, principalmente onde se encontra mais cataclasado, foram notados veios milimétricos de barita e de quartzo leitoso.

O corpo situado a sul de Caraibeiras, nordeste de Paulo Afonso foi identificado como um piroxênio-hornblenda granito, contendo microclina, oligoclásio, quartzo, biotita, além de hornblenda e piroxênio, este último do tipo diopsídio-hedembergita.

Os granitóides tipo Águas Belas apresentam várias das características dos granitóides pós-cinemáticos descritos em várias partes do mundo e referidas por MARMO (1971), como, por exemplo, a presença de microclina muitas vezes com inclusões de plagioclásio, a textura rapakivi em algumas destas rochas e a ocorrência de aegirina-augita gra

nitóides.

Pela presença de piroxênio alcalino, hornblenda, teores elevados de potássio e cálcio e baixos de sodio (fig. 19) pode-se caracterizar estes granitóides como calco-alcalinos.

4.2.6.5.4 Granitóides tipo Mata Grande

Os granitóides aqui referidos como do tipo Mata Grande estão amplamente distribuídos na região de Mata Grande, a nordeste da folha Paulo Afonso. É ainda nesta folha que ocorrem outros grandes corpos desta unidade, o maior deles a norte de Paulo Afonso, e vários outros a leste-sudeste desta cidade, distribuídos aproximadamente paralelos ao rio São Francisco.

ALVES & MORAES (1952) estudaram com algum detalhe as rochas da zona de influência da cachoeira de Paulo Afonso, e referem-se à predominância de granitos róseos de granulação fina, com frequentes lentes de calcário cristalino e rochas de metamorfismo de contato associadas.

Na folha Santana do Ipanema foram delimitados corpos desses granitóides a sul e sudeste de Águas Belas, a sul de Bom Conselho e oeste de Palmeira dos Índios.

A exemplo do que ocorre com os granitóides tipo Águas Belas, estes também estão intrudidos em um grande número de unidades distintas, tais como: micaxistos granatíferos migmatizados (sul de Bom Conselho e oeste de Palmeira dos Índios); hornblenda-biotita-granitóides porfiróides e diatexitos, em parte por contato de falha, (sul e sudeste de Águas Belas e ocorrências na parte nordeste da folha Paulo Afonso); agmatitos (norte e sudeste de Paulo A

fonso); além de básicas, ultrabásicas e metassomatitos (demais ocorrências da parte leste da folha Paulo Afonso).

Os contatos são quase sempre bruscos, à exceção daqueles com os agmatitos de Paulo Afonso, aos quais esses granitóides estão associados geneticamente, e produzem uma auréola de feldspatização em torno do paleossoma básico.

Os granitóides tipo Mata Grande ocorrem muitas vezes como veios não mapeáveis na atual escala, cortando e às vezes englobando pedaços angulosos dos granitóides porfiróides (proximidades oeste-noroeste de Mata Grande), granitóides tipo Glória (foto 19) (sudeste de Paulo Afonso, próximo de riacho Mão Direita) e, mais frequentemente, rochas metábasicas, neste último caso constituindo o neossoma dos agmatitos de Paulo Afonso.

Não são raras as ocorrências de lentes de metacarbonatos e metabásicas nesses granitóides, como no rio Moxotó e riacho do Socorro, nordeste da folha Paulo Afonso, e a sudeste de Águas Belas, folha Santana do Ipanema.

O maior desses grandes enclaves é o do rio Moxotó, divisa Alagoas-Pernambuco, representado pela serra da Jibóia, constituída de metacarbonato branco, cinza ou amarelado, muitas vezes marmorizado, com acamamento nem sempre visível, e desenvolvendo no contato com o granitóide rochas típicas de metamorfismo de contato, tais como calco-hornfels e olivina-tremolita mármore. No calco-hornfels foram identificados diopsídio, granada, plagioclásio parcialmente saussuritizado, hornblenda, tremolita, carbonato e epidoto-zoisita, além de sericita, titanita, apatita, leucoxênio e

opacos. Às vezes contém também escapolita e vesuvianita.

Nos arredores desse enclave ocorrem outros menores já totalmente transformados em calco-hornfels e anfibolitos. Grandes afloramentos em forma de lajedo e blocos arredondados, a sul-sudoeste da serra da Jibóia, margem esquerda do rio Moxotó apresentam uma fácies do granitóide tipo Mata Grande com granulação média, localmente grosseira, isotrópica, rica em enclaves angulosos centimétricos a decimétricos de rocha básica anfibolítica, foliada, com granulação média. Localmente nota-se enclaves de rocha quartzítica grosseira, cor esverdeada, recristalizada e com fraca orientação, muitas vezes intercalada em enclaves anfibolíticos.

O enclave de metacarbonato do riacho do Socorro, tem características semelhantes ao do rio Moxotó e está situado cerca de 3,5 km a leste do mesmo.

Também são semelhantes os enclaves de metacarbonatos associados a anfibolitos que ocorrem a sudeste de Águas Belas, folha Santana do Ipanema, representados por lentes orientadas na direção noroeste-sudeste e sempre apresentando alguma reação de contato com o granitóide leucocrático de granulação fina, que as engloba.

Na área sudeste a sudoeste de Paulo Afonso, onde afloram agmatitos (granitóides tipo Mata Grande cortando rochas predominantemente metabásicas) são frequentes lentes de metacarbonatos e metabásicas orientadas na direção oeste-noroeste/leste-sudeste, as primeiras quase sempre com evidências de metamorfismo de contato.

Os granitóides tipo Mata Grande caracterizam-se

por serem quase sempre leucocráticos, de cor rosa, granulação fina a média, por vezes aplíticos e isotrópicos. Contudo podem ocorrer variedades de cor cinzenta e granulação mais grosseira, até num mesmo corpo, como na região de Mata Grande e do rio Moxotó.

Essas rochas, apesar da área de ocorrência relativamente extensa, têm composição bem constante, estando sempre presentes quartzo, microclina, plagioclásio, muscovita e/ou biotita, sendo em sua maioria absoluta identificadas como verdadeiros granitos e leucogranitos, e, excepcionalmente, como adamelitos. O quartzo apresenta-se em grãos anedrais, de tamanhos variáveis, por vezes em agregados, com extinção ondulante, geralmente fraturado; a microclina ocorre em grãos tabulares, xenomórficos, micropertíticos, geminada, com inclusões de quartzo e pontos de alteração para sericita; o plagioclásio é do tipo oligoclásio, tabular, por vezes geminado segundo a albita, ou exibindo zoneamento normal, inclusões de quartzo granular e localmente alterando para sericita; a muscovita ocorre intercrescida com biotita, muitas vezes substituindo-a nos bordos e fraturas; a biotita é de cor castanha e forma aglomerados com inclusões de zircão.

Análise petrográfica de uma amostra procedente do corpo situado a leste-sudeste de Paulo Afonso, próximo ao riacho do Jacó Siqueira, revelou a seguinte composição: oligoclásio (35%), microclina (30%), quartzo (28%), muscovita (5%), hornblenda (2%) e opacos (traços). Aqui, a microclina tabular xenomórfica, micropertítica, apresenta capas de oligoclásio, caracterizando uma textura rapakivi.

A comparação das análises petrográficas desses

granitóides com as do neossoma dos agmatitos de Paulo Afonso, mostra uma grande semelhança entre eles, fato reforçado pelas observações de campo. Nos corpos desses granitóides tipo Mata Grande diferenciados na região de Paulo Afonso são comuns enclaves de rochas básicas em parte transformadas e feldspatizadas, mais abundantes nas proximidades dos contatos com os agmatitos.

Os granitóides tipo Mata Grande têm feições muito em comum com os granitóides tardi-cinemáticos de MARMO (op. cit.), tais como: cor rósea, granulação geralmente fina, muitas vezes aplíticos; composição quase sempre de verdadeiros granitos e constantemente com muscovita e biotita; plagioclásio mais ou menos rico em albita. Cortam o hornblenda-biotita-granitóides porfiróides sincinemáticos, muitas vezes formando veios aplíticos, em escala de afloramento, neste caso sem evidências de reação térmica de contato (região oeste de Mata Grande). Contudo, pelas relações de campo, eles cortam as demais litologias do Supergrupo Canudos, e são responsáveis pela formação de migmatitos (agmatitas de Paulo Afonso), sendo pois considerado como pertencendo ao último evento magmatogênico deste Supergrupo.

4.3 O Fanerozóico

As rochas fanerozóicas na área do Projeto, ocupam uma extensão aproximada de 40.065 km^2, compondo as colunas estratigráficas das bacias do Recôncavo/Tucano e Sergipe/Alagoas, além de alguns pontos isolados sobre o escudo brasileiro, ao norte da Bahia e sul de Pernambuco.

Objetivando uma melhor percepção do empilhamento estratigráfico destas rochas, as mesmas serão descritas por bacia, independente de idade, embora a maior parte des

tas formações, sejam perfeitamente correlacionáveis entre si, conforme se observa na figura 13. As formações paleozóicas que afloram na bacia de Tucano/Jatobá, por não constituirem grupos formalizados, serão descritas inicialmente, em capítulo isolado.

As formações que apenas afloram em subsuperfície não serão descritas apesar de terem suas posições mostradas na figura 13.

4.3.1 Paleozóico não-agrupado

As formações aqui incluídas, embora com correspondentes nas Bacias do Amazonas e do Maranhão, são restritas à porção centro-norte da folha Paulo Afonso, ocupando pequenas áreas ao longo da borda leste da Bacia de Tucano Norte/Jatobá. São elas Formações Tacaratú, Inajá, Curituba e Santa Brígida.

4.3.1.1 Formação Tacaratú

Inicialmente chamada Unidade A (Devoniano A) por geólogos da Petrobrás em 1962, foi denominada Formação Tacaratú por BARBOSA (op. cit.). Estende-se por toda borda sul da bacia de Jatobá, em uma faixa de 5 km, continuando até o extremo leste da bacia Tucano Norte, onde forma as principais serras da região, nas proximidades das localidades de Minuin e Santa Brígida (sul da folha de Paulo Afonso).

Repousa discordantemente sobre rochas do Complexo Granítico-Migmatítico e localmente sobre granitóides tipo Águas Belas, enquanto o contato superior com a Formação Inajá é gradacional. A espessura da formação foi estimada em menos de 150 m (RICHTER 1966).

Litologicamente é constituída por arenito cinza esbranquiçado a avermelhado, grosseiro, apresentando estratificação cruzada e leitos de conglomerado com seixos de granito e micaxisto, que não excedem a 3 m de espessura.

Embora existam dúvidas quanto à origem da formação, as estruturas primárias permitem atribuir-lhe uma deposição em ambiente marinho litorâneo, com eventuais influxos de correntes rápidas que favoreceram à deposição dos conglomerados.

Formação estéril; é atribuída duvidosamente uma idade Siluriano/Devoniano Inferior, sendo correlacionada com a Formação Serra Grande, da Bacia do Maranhão.

4.3.1.2 Formação Inajá

Inicialmente chamada Unidade B pelos geólogos da PETROBRÁS, foi denominada por BARBOSA (1964-1970), Formação Inajá, em alusão à cidade de Inajá (Pe).

O contato inferior com a Formação Tacaratú é gradacional e o contato superior é discordante, em geralcom a Formação Aliança da Bacia de Tucano/Jatobá, ou, ocasionalmente com as Formações Curituba ou Santa Brigida. Em subsuperfície o contato com a Formação Ibimirim é concordante (poço Imst-1-Pe da Petrobrás, perfurado na Bacia de Jatobá).

Apresenta uma espessura aproximada de 300 metros, contudo, varia grandemente, podendo atingir em conjunto com a Formação Tacaratú, espessuras da ordem de 700 a 1000 metros.

Litologicamente é constituída por arenitos finos avermelhados, limoníticos, friáveis, em parte bem estratificados, com marcas de onda; folhelhos castanho-esverdeados e avermelhados, síltico s, fossilíferos, siltitos verme

lhos e rosa-esverdeados, com concreções limoníticas, lâminas de calcário e marga.

Admite-se um ambiente de deposição marinho com baixios de maré, devido à fauna de moluscos e moluscóide que apresenta.

Estes sedimentos considerados de idade Devoniana constituem o testemunho da maior transgressão marinha ocorrida durante o Eratema Paleozóico, atingindo as grandes sinéclises do Amazonas (Formação Curuá e Ererê), Maranhão (Formações Pimenteiras, Cabeças e Longá) e Paraná (Formações Furnas e Ponta Grossa).

A Formação Inajá, foi bastante estudada pelo CNEN, devido à disseminação de urânio que ela encerra.

4.3.1.3 Formação Curituba

Denominação dada por BRASIL (1947) (apud RICHTER op. cit.) e definida por ALMEIDA (1963, apud.RICHTER op.cit.) porém em um sentido mais restrito que o usado inicialmente.

Sua área de ocorrência está confinada ao extremo leste do Graben de Santa Brígida, Bacia de Tucano/Jatobá (sul da folha de Paulo Afonso).

Compõe-se de folhelhos verdes, listrados, de aspecto varvítico intercalados com arenitos e calcários em camadas decimétricas. A formação está perturbada pelo tectonismo cretácico, o que dificulta a medida de sua espessura; entretanto acredita-se que não deve ultrapassar a 200 metros.

Sobrepõe-se discordantemente à Formação Tacaratú e sotopõe-se concordantemente aos sedimentos permianos da Formação Santa Brígida.

E' atribuída a idade neopensilvaniana, face à identidade litológica, principalmente com os folhelhos varvíticos, da Formação Batinga da bacia Sergipe-Alagoas. E' ainda correlacionável com a Formação Piauí (Bacia do Maranhão, Itaituba (Bacia do Amazonas) o Rio Bonito (Bacia do Paraná).

MABESOONE (1974) atribui-lhe um ambiente de sedimentação fluvial/lacustre.

4.3.1.4 Formação Santa Brígida

Denominada inicialmente por BRASIL (op. cit.) em alusão à cidade de Santa Brígida, situada próxima à zona de afloramento da formação; GHIGONE (1963) redefiniu dividindo-a em dois membros: Ingá e Caldeirão.

A definição de BRASIL (op. cit.) incluia um conglomerado de base, hoje admitido como Formação Tacaratú, além de sedimentos pertencentes às Formações Aliança, Sergi e parte da Formação Candeias.

Sua área de ocorrência resume-se à parte oeste do Graben de Santa Brígida; na área do sítio Barriga (próximo à estrada federal); em Aroeira e, em pequenas janelas não mapeáveis no meio da Formação Aliança, nas áreas de Gogó e Mulungu, todas na Bacia de Tucano Norte.

Seu contato inferior é discordante sobre a Formação Curituba e o superior é feito através uma discordância erosiva após longo hiato de sedimentação. Medições realizadas por geólogos da Petrobrás, em Santa Brígida, indicaram uma espessura de 269 metros para o membro Caldeirão e 172 metros para o membro Ingá, num total de 441 metros.

Litologicamente, o membro Ingá é constituído por arenitos quartzosos, finos a grosseiros, folhelhos, calcários e siltitos betuminosos, e o membro Caldeirão por arenitos e siltitos vermelhos, maciços, feldspáticos, com estratificação cruzada.

Na sua sedimentação, inicialmente predominaram condições continentais àridas ou semi-àridas, as quais favoreceram à deposição em ambiente provavelmente deltaico, do membro Caldeirão (o tipo de estratificação destes arenitos lembra as camadas frontais "fore set beds" de um delta); gradualmente o ambiente passou a úmido restrito com influência marinha (folhelhos betuminosos do Membro Ingá), seguindo uma sedimentação clasto-carbonática em planície de maré, quando foi depositada a parte superior da unidade (Topo do Membro Ingá).

Esporos encontrados na parte superior do membro Ingá colocam a Formação no Eo-Permiano.

Finda a sedimentação neo-carbonífera-permiana, o escudo nordestino sofreu um aplainamento bastante intenso durante o Triássico e grande parte do Jurássico (Purbequiano), quando se iniciou uma fase de reativação que culminaria com a separação dos continentes Americano e Africano.

4.3.2 Supergrupo Bahia

A Comissão de Revisão Estratigráfica (CRE) da Bacia do Recôncavo/Tucano propôs a formalização do conjunto de sedimentos continentais dos grupos Brotas, Santo Amaro, Ilhas, Massacará e Formação Salvador, reunidos no chamado Supergrupo Bahia, o que em trabalhos anteriores era denominado Grupo Bahia ou Série Bahia, compreendendo as unidades

litoestratigráficas que compõem a coluna sedimentar da Bacia do Recôncavo/Tucano.

4.3.2.1 Grupo Brotas

O termo Brotas foi primeiro usado por SHEARER em 1942, (apud VIANNA et alii 1971) com a denominação de Formação Brotas. BARNES (1949) (apud. VIANNA op. cit.) dividiu-a em Folhelho Aliança e Arenito Sergi. O grupo de Estudo da Bacia do Recôncavo, 1958, elevou-o à categoria de grupo, com duas formações: Aliança e Sergi. A C.R.E. da Bacia adotou o grupo como definido em 1958.

4.3.2.1.1 Formação Aliança

O termo foi inicialmente utilizado por SHEARER (op. cit.), em alusão à localidade de Mata da Aliança, no Recôncavo Bahiano. Foi formalizada pelo grupo de Estudo da Bacia em 1958, subdividindo-a em 3 unidades: Aliança Superior, Aliança Médio, Aliança Inferior. Em 1971 a C.R.E. da Bacia do Recôncavo formalizou os três membros, com os nomes de Capianga, Boipeba e Afligidos, respectivamente. Sua seção-tipo situa-se na estrada Salvador - Feira de Santana, 6 km a oeste de Mata da Aliança.

Em subsuperfície é encontrada em toda a Bacia do Recôncavo/Tucano/Jatobá, em geral adelgaçando-se para o norte e espessando-se para sul/sudeste, onde atinge 575 metros no poço 7-I-22-BA (Itaparica). Em superfície, seus afloramentos estendem-se de maneira descontínua ao longo das bordas da Bacia.

O seu contato superior com a Formação Sergi é gradacional, e o inferior é sempre discordante, ou sobre rochas pré-cambrianas, ou sobre rochas Paleozóicas (Bacia de Tucano - Norte).

A formação divide-se em três membros: Afligidos, Boipeba e Capianga.

Membro Afligidos: o nome provém da Estação da RFFSA, situada cerca de 19 km a oeste da cidade de Santo Amaro da Purificação, na Bahia. Como seção de referência, é tomada a atravessada pelo poço 1-CG-1-BA (Capianga) entre 1378-1510 metros. Sua litologia compreende conglomerados e arenitos conglomeráticos, avermelhados, com raras intercalações de evaporitos na base, seguido por uma seqüência de folhelhos vermelhos, micáceos, com raras intercalações de siltitos avermelhados. Estes sedimentos passam gradativamente para os arenitos do Membro Boipeba.

Membro Boipeba: o nome provém da Fazenda Boipeba, situada no município de Catú, onde foi perfurado o poço 1-BP-2-BA (Boipeba), cujo imtervalo 2050-2172 metros foi escolhido como seção-tipo. A litologia predominante é um arenito cinza esbranquiçado a vermelho, fino a médio, argiloso, feldspático, com estratificação cruzada tipo planar, tornando-se conglomerático na base, onde ocorrem seixos e grânulos de rochas metamórficas. Sua espessura, como toda a formação, decresce para o norte; no Recôncavo apresenta uma espessura de 230 metros no poço 1-DJC-1-BA (D. João Central) enquanto no norte da Bacia de Tucano, a mesma reduz-se a apenas 25 metros no poço 1-TL-1-BA (Tarrachil).

Membro Capianga: é o membro superior da Formação Aliança; o nome provém da vila de Capianga, município de Entre Rios, onde foi perfurado o poço 1-CG-1-BA (Capianga), cujo intervalo 1190-1300 metros foi escolhido como seção-tipo. Ocorre em subsuperfície de uma maneira uniforme, com um relativo espessamento de sul para norte. Sua litologia é composta essencialmente de folhelho vermelho-tijolo, com raras entercalações de calcário cristalino e arenito avermelhado, fino, no topo.

A Formação Aliança é relativamente pobre em fósseis;praticamente torna-se estéril na extremidade meridional da Bacia. Atribui-se uma idade Jurássica Superior (Purbeckiano). O ambiente de deposição é continental; segundo BRAUN (1966) a formação teria se depositado em ambiente fluvial, numa planície de inundação sob condições de clima peridesértico.

Correlaciona-se com a Formação Bananeiras da Chapada de Sergipe/Alagoas, com os sedimentos vermelhos da Chapada do Araripe e com os da Bacia do Gabão (série M'Vone) na África.

4.3.2.1.2 Formação Sergi

O nome Sergi provém do Rio Sergi, onde se localiza a seção-tipo da formação, entre as cidades de Santo Amaro e a Vila de Afligidos.

PACK e ALMEIDA (1945, apud VIANNA et alii op cit.) denominaram estes sedimentos de "Formação Brotas" , juntamente com as "camadas vermelhas" (Formação Aliança). Em 1958 o grupo de estudos da Bacia elevou a Formação Brotas à categoria de grupo e consequentemente Aliança e

Sergi, para definir o pacote arenoso sobreposto à Formação Aliança e imediatamente abaixo do grupo Santo Amaro.

Em superfície, seus afloramentos aparecem ao longo das bordas da Bacia, de uma maneira descontínua. Em subsuperfície apresenta uma grande extensão lateral, com as maiores espessuras no sul da Bacia do Recôncavo, chegando a atingir 440 metros no poço 7-I-22-BA (Itaparica).

Os seus contatos, tanto o inferior com a Formação Aliança, como o superior com a Formação Itaparica, são gradacionais.

Litologicamente a Formação Sergi é constituída por arenitos finos a conglomeráticos, de coloração clara a cinza esverdeada, grãos em geral subarredondados, com abundantes restos de madeira silicificada, principalmente nos bordos da Bacia. São comuns marcas de onda e estratificação cruzada.

A formação é afossilífera. Sua idade Jurássica superior, é determinada pelos ostracodes da Formação Aliança com a qual está em contato gradacional. O ambiente de deposição é flúvio-aluvial.

No conjunto, considerando o recobrimento dos folhelhos vermelhos da formação Aliança pelos clásticos da formação Sergi, admite-se que esta última, represente uma fase de intensificação do soerguimento das áreas adjacentes (soerguimento crustal no interior do continente gondwânico), o que provocou uma maior disponibilidade de clásticos grosseiros, resultando no regime anastomosado da drenagem e na ampliação da área sedimentar. Esta intensificação do levantamento das áreas límitrofes da Bacia primi

tiva, inclusive com grande variação climática e aparecimento de floresta (madeira silicificada), proporcionou a deposição dos clásticos grosseiros da Formação Sergi, com a sedimentação estendendo-se por vasta área do atual nordeste brasileiro, incluindo as bacias do Araripe e Sergipe/Alagoas, onde a Formação Serraria possue os mesmos atributos litoestratigráficos daquela formação. Esta primeira fase de preenchimento das bacias mesozóicas da margem continental brasileira, repete-se ao longo da costa ocidental Africana; assim é que, série M'VONE e M'BOMBO da Bacia do Gabão, são correspondentes respectivamente às Formações Bananeira, Aliança, Serraria e Sergi. MUNNE et alii (1972) estudando em detalhe este intervalo estratigráfico, concluiu por sistema de deposição combinado de leques aluviais e lagoas interiores.

4.3.2.2 Grupo Santo Amaro

O nome foi proposto por TAYLOR (apud VIANNA et alii op. cit.), com a categoria de formação, para designar os folhelhos cinza esverdeados, siltitos e arenitos lenticulares, que afloram nos arredores da cidade de Santo Amaro; originalmente englobava também os folhelhos da atual Formação Itaparica, considerados como membro. Com o "Estudo da Bacia" em 1958, os membros Candeias e Itaparica foram elevados à categoria de formação e a antiga Formação Santo Amaro, à categoria de grupo. Em 1971 a CRE da Bacia manteve esta última divisão.

4.3.2.2.1 Formação Itaparica

O termo Folhelho Itaparica, foi proposto por

PACK e ALMEIDA (op. cit.), para designar o pacote de folhelhos de cores variadas, situado entre o folhelho Candeias e a Formação Sergi. O grupo de Estudo da Bacia, em 1958 elevou esta unidade à categoria de formação do grupo Santo Amaro. A CRE da Bacia, em 1971, redefiniu-a, incluindo no seu topo, na categoria de membro, os arenitos anteriormente pertencentes à Formação Candeias, conhecidos informalmente como "Zona A". A seção-tipo desta unidade, aflora entre os quilômetros 4 e 6 da rodovia BA-001, próximo ao entroncamento com a estrada Salvador - Feira de Santana.

Sua área de ocorrência é limitada às Bacias Almada, Recôncavo e Tucano Sul. Em superfície, seus afloramentos são caracterizados pela presença do folhelho marrom e ocasionalmente pelo arenito médio a grosseiro do Membro Água Grande.

O seu contato inferior com os arenitos da Formação Sergi, é geralmente gradacional, e o superior com os folhelhos da Formação Candeias, embora marcado pela brusca variação litológica, é também concordante. Contudo, a ausência de sedimentos da Formação Itaparica, na Bacia de Tucano /Jatobá, faz supor a existência de uma discordância nesta bacia, separando o Membro Tauá da Formação Candeias, da Formação Sergi (CPEG VI - 1974 - PETROBRÁS).

A espessura da Formação Itaparica, é bastante variada; na Ilha de Itaparica (Sul do Recôncavo) foram observadas espessuras da ordem de 200 metros, enquanto em direção ao norte, a formação se adelgaça, até desaparecer no centro de Tucano.

Presumivelmente, face ao seu carater deposicional, a formação deve espessar-se mais ainda para o sul, em direção à Bacia de Camamú.

A litologia predominente na formação é folhelho marrom e cinza esverdeado, síltico; na parte mediana, ocorre um arenito cinza fino, calcífero, conhecido informalmente como "Zona B". Capeando a formação ocorre o Arenito Água Grande, a seguir definido.

Membro Água Grande: o grupo de Estudo da Bacia, em 1958, colocou esta unidade na base da Formação Candeias, com a denominação informal de "Zona A". BAUER (apud VIANNA et alii op. cit.) em 1965, considerou-o uma unidade independente, chamando-o "Arenito A". Em 1966 FONSECA e NEVES (apud VIANNA et alii op. cit.) incluiram-no no topo da Formação Itaparica, posição que foi adotada pelo CRE da Bacia.

Este membro é representado por um arenito cinza esbranquiçado a esverdeado, fino a médio, localmente com estratificação cruzada. Está intercalado concordantemente entre os folhelhos das formações Itaparica (inferior) e Candeias (superior). Como seção-tipo foi escolhido o intervalo 1082-1108 metros do poço 7-AG-219-BA (Água Grande) perfurado no campo de Água Grande, no município de Catú-Bahia.

Face ao caráter deposicional da unidade, a espessura é bastante variada, apresentando uma tendência de adelgaçamento para norte, desaparecendo na Bacia de Tucano/Jatobá.

A sedimentação da Formação Itaparica, representa uma mudança no ambiente deposicional, passando de fluvio-aluvial em que foi depositada a Formação Sergi, para lacustre-deltaico, onde o Arenito Água Grande representa a

fase final do ciclo, sendo interpretado como uma progressão do ambiente de planície deltaica sobre o lacustre (folhelho Itaparica).

Ostracodes e pólens são os fósseis típicos da formação, cuja idade é atribuída ao Cretáceo Inferior (Neocomiano), correlacionando-se com a parte basal da Formação Barra de Itiuba da Bacia de Sergipe-Alagoas.

O membro Água Grande é um dos principais reservatórios de petróleo da Bacia do Recôncavo.

4.3.2.2.2 Formação Candeias

Em 1945 PACK e ALMEIDA (op. cit.) utilizaram o termo Candeias para designar o folhelho cinza escuro que ocorre sobre o folhelho Itaparica. Em 1958 o grupo de Estudo da Bacia, dividiu-o em três membros, incluindo no membro Inferior a "Zona A", atualmente considerada topo da Formação Itaparica. Em 1971, a CRE da Bacia, redefiniu a formação, formalizando os membros Tauá, Pitanga e Maracangalha.A seção-tipo localiza-se a leste da Fazenda Mata da Aliança, situada entre os quilômetros 65 e 69 da estrada Salvador- Feira de Santana.

Aflora em vários pontos da Bacia Recôncavo-Tucano. Em subsuperfície sua ocorrência é regional, com tendência a adelgaçar-se para o norte, até desaparecer em Tucano Central.

O contato inferior, com a Formação Itaparica, é concordante na Bacia do Reçôncavo; em direção ao norte da Bacia de Tucano, onde a Formação Itaparica tende a desapare

cer, os folhelhos da base da Formação Candeias, encontram-se diretamente sobre a Formação Sergi. O contato superior, com a Formação Marfim, é interdigitado, resultado de uma gradação lateral entre as duas unidades, fato que explica as recorrências de sedimentos Marfim (camadas Caruaçú) dentro da Formação Candeias.

Devido ao tectonismo ativo durante a sua deposição, a espessura da formação sofre bruscas variações. No baixo de Camaçari atinge espessuras superiores a 3.000 metros, enquanto na área do campo de Sauipe, raramente ultrapassa os 300 metros. No sul de Tucano, onde a formação se mantém indivisa atinge cercá de 400 metros.

A formação é dividida em quatro membros: Tauá, Pitanga, Gomo e Maracangalha, facilmente reconhecíveis em "perfís elétricos".

Litologicamente é constituida por folhelho cinza escuro na base (Membro Tauá), folhelhos cinza esverdeados com calcários intercalados, na parte média (Membro Gomo) folhelhos cinza médio a escuros, sem calcários, no topo (Membro Maracangalha). Intercalados nestes folhelhos (com exceção do Membro Tauá), poderão ocorrer camadas erráticas de arenitos maciços, localmente com bolos de argila (Membro Pitanga).

A Formação Candeias é bastante fossilífera, seus estratos comportam ostracodes, restos de peixes e de conchostráceos. Com base nestes fósseis atribui-se-lhe uma idade cretácea inferior. Correlaciona-se com a porção média/inferior da Formação Barra de Itiuba, da Bacia de Sergipe/Alagoas.

O ambiente de sedimentação da Formação Candeias, teria sido inicialmente lagunar, (membro Tauá) resulta do de uma subsidência regional, ocorrida logo após a deposição do Arenito Água Grande. Durante a deposição dos membros superiores, o ambiente de sedimentação teria evoluido de lacustre para prodeltaico. Essa mudança de ambiente seria explicada por uma transgressão do lago Tauá na direção norte, seguindo-se o avanço do delta no sentido contrário (CPEG VI op. cit.).

4.3.2.3 Grupo Ilhas

O termo "Formação das Ilhas", foi empregado pela primeira vez por PEDRO DE MOURA, em 1943 (apud VIANNA et alii, op. cit.), para designar os afloramentos das Ilhas de Maré, Frades e outras situadas na Baía de Todos os Santos. Em 1958, o grupo de Estudo da Bacia, utilizou o termo "Formação Ilhas", englobando outros sedimentos além dos compreendidos na definição inicial, dividindo-os em Membros Superiores e Inferiores. Em 1971, a CRE da Bacia, elevou estes membros à categoria de formação, com os nomes de Pojuca e Marfim, respectivamente, e, em consequência, a antiga "Formação Ilhas" foi elevada à categoria de Grupo. Parte dos sedimentos considerados como pertencentes ao "Ilhas Inferior", passaram a constituir o membro Pitanga da Formação Candeias, como explicado anteriormente.

Na Bacia de Tucano/Jatobá, o Grupo Ilhas foi mantido indiviso, incluindo parte dos sedimentos mapeados pela PETROBRÁS como Formação Candeias.

4.3.2.3.1 Formação Marfim

Termo proposto pela CRE da Bacia, em substituição ao antigo Ilhas Inferior, (Kiss) retirando-se desta unidade os arenitos maciços do atual membro Pitanga da Formação Candeias. O nome provém do poço L-MF-1-BA, (Marfim) localizado no município de Catú, onde se encontra bem representado, e cujo intervalo 1105-1510 metros deste poço foi escolhido como seção-tipo.

Em superfície ocorre esporadicamente na Bacia do Recôncavo/Tucano. Em subsuperfície, sua extensão é regional na Bacia do Recôncavo e indiferenciável na Bacia de Tucano/Jatobá.

O contato superior com a Formação Pojuca é gradacional e o contato inferior com a Formação Candeias é concordante. A formação poderá ocorrer como línguas arenosas dentro dos folhelhos da Formação Candeias, com o nome formal de "Camadas Caruaçú". Lateralmente pode gradar para os conglomerados da Formação Salvador.

Litologicamente, a Formação é constituída de arenitos finos a siltitos, cinza claro a esverdeados, com marca de onda e estruturas de escorregamento; intercalados a estes arenitos, ocorrem siltitos e folhelhos.

Membro Catú: o termo Catú é atribuído a BARNES (apud VIANNA et alii op. cit.) e provém da cidade do mesmo nome, localizada no Recôncavo. A CRE da Bacia, em 1971, adotou a denominação de Membro Catú, aos arenitos que ocorrem em diversas áreas, com denominação local de São Paulo-Catú, Arenito Taquipe etc. A seção-tipo é encontrada no poço L-MF-1-BA (Marfim), perfurado no município de Catú, e corresponde ao intervalo 1105-1240 metros. O contato Superior com a Formação Pojuca e o inferior com o restante da formação, é concordante.

Os ostracodes são os fósseis característicos da Formação Marfim. Estes dão para a mesma uma idade Cretáceo Inferior.

A deposição dos sedimentos da Formação Marfim, corresponde à uma fase de subsidência diferencial da Bacia. A progradação deltaica, iniciada durante a deposição da Formação Candeias, continuou durante a deposição de toda a Formação Marfim. MELLO et alii,(1971) estudando em detalhe o membro Pitanga da Formação Candeias e camadas Caruaçú da Formação Marfim, concluiram que o ambiente de deposição das duas seções é deltaico; os dados colhidos durante o referido estudo, levaram os autores a afirmarem que o membro Pitanga foi depositado por uma combinação de escorregamento subaquoso, fluxo de lama e fluxo granular, em calhas, na frente deltaica, e as camadas Caruaçú, depositadas em uma gama de ambientes deltaicos, onde se incluem a planície deltaica com seus canais anastomosados e distribuídos, a margem deltaica, e as calhas de frente deltaica. Finalmente, a deposição do membro Catú, corresponde à culminância da progradação deltaica. GHIGNONE (1970 apud MELLO, op. cit.) interpreta a sedimentação deste membro, como o começo de um período de atividade tectônica mais atenuada.

A Formação Marfim correlaciona-se com a parte média da Formação Barra de Itiuba, da Bacia de Sergipe/Alagoas.

4.3.2.3.2 Formação Pojuca

O nome provém da cidade de Pojuca, no Recôncavo Central, onde são encontrados os melhores afloramentos da Formação. A CRE da Bacia do Recôncavo/Tucano, formalizou o

termo para designar os sedimentos do antigo "Ilhas Superior" adotado de 1958, pelo grupo de Estudo da Bacia. Como seção-tipo, foi escolhido o intervalo 552-1440 metros do poço 8=MG-142-BA (Miranga), situado no Campo de Miranga, município de Pojuca. A formação compreende uma sequência de arenitos, folhelhos, siltitos e calcários. Os arenitos quando encontrados em situações estratigráficas e estruturais adequadas, são geralmente portadores de Hidrocarbonetos, e são denominados de Arenito Brejão, Cambuqui, Santiago, Biriba e Araçás.

São bons os afloramentos da Formação Pojuca na Bacia do Recôncavo e parte de Tucano Sul; os melhores são encontrados próximo à cidade de Pojuca e nas Ilhas dentro da Baía de Todos os Santos. Em subsuperfície, sua ocorrência acompanha a Formação Marfim.

Seu contato inferior é concordante com a Formação Marfim, e quando esta não ocorre, é transicional com a Formação Candeias. O contato superior é com a Formação São Sebastião/Jatobá. A formação grada para os sedimentos indivisos do Grupo Ilhas. Em direção à borda leste da bacia, interdigita-se com os arenitos e conglomerados da Formação Salvador.

A litologia da formação consiste de: arenitos cinza esbranquiçados, cinza esverdeados, muito finos a médios, exibindo marcas de ondas e de correntes; folhelhos cinza esverdeados, verde claros, estratificados, calcíferos; siltitos cinza claros a esverdeados, areno-argilosos; calcários castanhos, criptocristalinos, localmente oolíticos e ostracodais, arenosos.

Membro Santiago: denominação formalizada pela

CRE da Bacia, em 1971, para designar o antigo Arenito Santiago, o mais importante reservatório de Hidrocarbonetos da Formação Pojuca, e o único que mantém as suas características na maior parte da Bacia do Recôncavo. Sua seção-tipo é o intervalo 1195-1235 do poço 8-MG-142-BA, perfurado no Campo de Miranga, na parte Central do Recôncavo. Estes arenitos são cinza esbranquiçados, muito finos a finos, bem selecionados, calcíferos, micáceos, com finas intercalações de folhelhos, siltitos e calcários, estes em geral ostracodais. Sua extensão é regional, desenvolvendo-se melhor na parte norte do Recôncavo a partir das proximidades da cidade de São Sebastião do Passé.

Na assembléia fossilífera da Formação Pojuca, predominam ostracodes; porém seus estratos poderão conter ainda restos de peixes, esporomorfos e gastrópodes. Estes fósseis indicam uma idade cretácea inferior para a formação.

As condições de sedimentação existentes no final da deposição da Formação Marfim (Andar Rio da Serra), traduzidas por relativa estabilidade tectônica, se mantiveram durante a deposição da Formação Pojuca (Andar Aratú). HORSCHUTZ et alii (1973), objetivando a identificação dos ambientes deposicionais dos arenitos Santiago e Cambuqui, estudaram a Formação Pojuca, na Bacia do Recôncavo, baseados principalmente no formato da curva SP do perfil E-Indução.

Estes autores concluíram por um ambiente deltaico lacustre, com uma sedimentação eminentemente cíclica, onde os corpos de arenitos denominados Araçás, Santiago, Cambuqui e Brejão constituiam grandes ciclotemas.

O conteúdo fossilífero, assim como certos caracteres litológicos, permite: correlação da Formação Pojuca

com sedimentos da Formação Penedo, da Bacia Sergipe/Alagoas.

4.3.2.4 Grupo Massacará

Denominação introduzida, em 1971, pela CRE da Bacia do Recôncavo/Tucano, para designar uma sequência arenosa, com intercalações de argilas sílticas e folhelhos, que se sobrepõem ao Grupo Ilhas.

Na Bacia Tucano/Jatobá, o Grupo Massacará é mantido indiviso, e engloba os sedimentos de parte da antiga "Formação Ilhas" e toda a Formação São Sebastião, nos mapeamentos da Petrobrás. O nome provém da Vila de Massacará, situada no Município de Euclides da Cunha, no norte da Bahia. Seus afloramentos limitam-se à Bacia de Tucano/Jatobá.

No Recôncavo, o Grupo Massacará é representado pelos sedimentos da Formação São Sebastião.

4.3.2.4.1 Formação São Sebastião

O termo foi introduzido por TAYLOR (1963 apud HORSCHUTZ, op. cit.), para designar os arenitos que ocorrem próximo à cidade de São Sebastião do Passé, no Recôncavo Central. Posteriormente a Formação São Sebastião foi redefinida, apenas com redução na sua amplitude vertical (parte dos sedimentos incluídos na definição original, foi correlacionada à Formação Marizal, de Tucano). Em 1964 PONTES e RIBEIRO (apud VIANNA et alii - op. cit.) dividiram-na em três membros, denominados informalmente de São Sebastião Superior, Médio e Inferior, incluindo na base deste último, o Arenito Bebedouro. Em 1971 a CRE da Bacia do Recôncavo/Tuca

no, manteve a Formação São Sebastião conforme definida por TAYLOR, propondo a formalização da subdivisão de PONTES e RIBEIRO, com a designação de Membros Paciência, Passagem dos Teixeiras e Rio Joanes, respectivamente Inferior, Médio e Superior.

Como seção-tipo da unidade, escolheu-se uma seção composta pelas seções-tipo de seus membros.

A Formação São Sebastião cobre aproximadamente dois terços da Bacia do Recôncavo. Seu contato com a Formação Pojuca é gradacional. Esta formação pode estar recoberta discordantemente pela Formação Marizal, pela Formação Barreiras e mais raramente pela Formação Sabiá. Lateralmente interdigita-se com os conglomerados da Formação Salvador.

Sua espessura varia grandemente face à erosão de seu topo. A máxima espessura foi encontrada no poço 2-RJST-1-BA (Rio Joanes Estratigráfico), com aproximadamente 1800 metros.

A Formação é dividida em três membros: Paciência, Passagem dos Teixeiras e Rio Joanes.

Membro Paciência: são os sedimentos basais da formação; como seção-tipo, foi escolhido um afloramento na estrada que liga a Vila de Maracangalha à cidade de São Sebastião, próximo ao entroncamento com a Rodovia Salvador-Feira de Santana. Em superfície, distribui-se em toda a faixa onde aflora a Formação São Sebastião; a presença de dois corpos espessos de arenitos separados por uma seção síltico-argilosa, confere-lhe uma feição geomorfológica facilmente reconhecível no campo e em fotografias aéreas.

A litologia do Membro Paciência, consiste de

arenitos finos a grosseiros,com intercalações finas de argila cinza-amarelada. Os siltitos e folhelhos são cinza claro a cinza avermelhados.

O Arenito Bebedouro, que ocorre na base do membro, é cinza esbranquiçado, fino a médio, maciço.

Membro Passagem dos Teixeiras: geomorfologicamente, os arenitos da base desta unidade, são bem caracterizados em superfície. Sua seção-tipo situa-se a cerca de 7 quilômetros além do entroncamento de Água Comprida na estrada Salvador-Feira de Santana.

Litologicamente o Membro Passagem dos Teixeiras é composto por arenitos cinza-amarelados e róseos, finos a médios; folhelhos e siltitos cinza amarelados, vermelhos, ricos em conchostráceos gigantes e ostracodes. Para o topo ocorre uma camada-chave constituída de folhelho vermelho, amarelo e ainda verde-cobre, micáceo, rico em microfósseis.

O Membro Rio Joanes é o mais superior da Formação São Sebastião. A seção-tipo situa-se na estrada BA-6, entre o rio Joanes e o Bahia Country Club. Sua distribuição em superfície é mais restrita que os demais membros da formação, por estar mais exposto à erosão. Em sub-superfície,a espessura máxima foi encontrada no poço 2-RJST-1-BA (Rio Joanes Estratigráfico).

Litologicamente, o Membro Rio Joanes é constituído, da base para o topo, por arenitos cinza-avermelhados e róseos, finos, maciços, arcósios, seguidos de intercalações de argilas síltica s, folhelhos, siltitos e arenitos; finalmente, na parte superior, ocorrem arenitos grosseiros a con

glomeráticos, amarelados, friáveis.

O conteúdo fossilífero da Formação São Sebastião é formado predominantemente por ostracodes. Em seus estratos são encontrados ainda conchostráceos, gastrópodes, pelecípodes e restos de peixes. É atribuída uma idade cretácea inferior para a formação.

Correlaciona-se com parte da Formação Penedo da Bacia de Sergipe/Alagoas.

A deposição da Formação São Sebastião, reflete o final da sedimentação deltáica, desenvolvida desde a Idade - Rio da Serra (Formação Candeias). De acordo com o modelo sedimentar, apresentado por GAMA JR em (1970), para a Bacia - do Recôncavo/Tucano, os sedimentos da Formação São Sebastião, na Bacia do Recôncavo, foram depositados em um ambiente de planície de inundação, onde as construções fluviais propriamente ditas (canais, diques marginais, barras de meandro, - etc), seriam responsáveis pelos clásticos mais grosseiros, e os depósitos de várzea, responsáveis pelos folhelhos e siltitos desta unidade. Realmente, esta associação de facies e as suas relações, correspondem aos requisitos apontados por - TAYLOR (1963, apud HORSCHUTZ et alii 1973), para caracterizar uma deposição deltáica.

4.3.2.5 Formação Salvador

O termo foi proposto, em 1971, pela CRE da Bacia do Recôncavo/Tucano, para designar a seção de fanglomerados, que ocorre ao longo da borda leste da bacia. A formação ocupa uma faixa aproximada de 10 quilômetros de largura, paralela à borda leste da bacia e se estende do Arco do Vaza Barris até o sul do Recôncavo. Esta formação interdigita-se com quase todas as unidades do Supergrupo Bahia, desde o

Membro Gomo da Formação Candeias, até a Formação São Sebastião. Localmente, a Formação Salvador poderá estar assentada discordantemente ao Embasamento Cristalino ou estar recoberta, também discordantemente, por sedimentos da Formação Barreiras.

A sua seção-tipo está localizada em Monte Serrate, na cidade do Salvador, sendo primeiro mencionada, em 1942, por MELLO JR, (apud VIANNA et alii, op. cit.), com a denominação de "coluna geológica de Monte Serrate".

Sua litologia compreende conglomerados constituídos de seixos e matações de rochas cristalinas, calcários dolomíticos (Formação Cajazeira), meta-arenitos, meta-siltitos, disseminados em matriz síltico-arenosa, micácea, localmente argilosa.

Vários geólogos estudaram estes conglomerados, destacando-se os trabalhos de MIURA (1965) e ALLARD & TIBANA (1966), que concluiram por uma origem leste para os mesmos, a associação com os grandes falhamentos e o rápido acunhamento, gradando para arenito à medida que se afastam das falhas.

O Membro Morro do Barro, proposto pela CRE da Bacia, para designar os clásticos intimamente associados, é da mesma origem dos conglomerados Salvador. Litologicamente, o membro é caracterizado por arenitos cinza-esbranquiçados, finos a conglomeráticos, mal selecionados. Quando conglomeráticos, possuem grânulos e seixos de rochas cristalinas e metassedimentares, disseminados em matriz arenosa.

O conteúdo fossilífero da Formação Salvador é o mesmo das unidades com as quais se interdigita.

Correlaciona-se com a Formação Rio Pitanga, da Bacia de Sergipe/Alagoas.

A deposição dos sedimentos da Formação Salvador está geneticamente ligada ao movimento da falha do bordo - leste da Bacia do Recôncavo/Tucano. Conforme explanado anteriormente, a interdigitação dos conglomerados desta formação com sedimentos das formações que compõem o Supergrupo - Bahia, comprovam uma contemporaneidade de dois processos sedimentares: deltáico-lacustre e leques aluviais, este último responsável pelos conglomerados da Formação Salvador. CAROZZI et alii (1976), em trabalho objetivando o reconhecimento de um modelo tectono-sedimentar para a Formação Salvador, confirmaram que a mesma é constituída de um sistema de leques coalescentes e superpostos, interdigitados com sedimentos lacustres deltáicos; e concluiram, que estes leques derivaram de processos gravitacionais subaquosos, tais como deslizamentos e escorregamento de blocos, fluxos de lama e correntes de turbidez.

A intercalação dos dois sistemas deposicionais, acima mencionados, propiciou a colmatação final do lago Cretáceo da Bacia do Recôncavo/Tucano (GAMA JR. op. cit.).

4.3.3 Formação Marizal

BRAZIL, (op. cit.) denominou de Formação Marizal, uma seção constituída de arenitos grosseiros e conglomerados, sub-horizontais localizada a leste da cidade de Tucano (Bahis); no mesmo mapeamento, chamou uma seção semelhante situada nos arredores da cidade de Cícero Dantas (Tucano Central), de Formação Cícero Dantas, adotando uma idade terciária. Posteriormente, alguns geólogos trabalhando na bacia re-

uniram os dois conjuntos litológicos em uma única unidade, englobando-os na Formação Marizal. Em 1971, a CRE da Bacia do Recôncavo/Tucano, propôs a formalização da Formação Marizal, conforme definida por BRAZIL (op. cit.) incluindo os sedimentos mapeados pelo mesmo autor, como "Formação Cícero Dantas". Como seção-tipo, foi escolhida a medida por BRAZIL (op. cit.), na serra do Marizal; como esta seção de referência, a medida por REBELO SANTOS (1962, apud VIANNA et alii op. cit.) nas proximidades de Poço Verde, em Sergipe.

Em superfície, ocupa dois terços da Bacia de Tucano, geralmente ausente nas proximidades de suas bordas. No Recôncavo, aflora em áreas isoladas, nas partes norte, central e a sudeste, próximo a Dias D'Ávila. Seus afloramentos formam morrotes arredondados. A formação está sotoposta em discordância homogênea, à Formação Barreiras e sobrepõe-se em discordância angular ao Grupo Massacará. Sua espessura está em torno de 150 metros, podendo atingir 300 metros no centro de Tucano. No Recôncavo não vai além de 50 metros. A litologia da Formação Marizal, compõe-se de arenitos variegados, de cinza esbranquiçados a amarelo-avermelhados, finos a grosseiros, argilosos, caulínicos, com intercalações delgadas de limonita, e frequentes estratificações cruzadas; conglomerados policompostos, cinza esbranquiçados, constituídos de matacões e seixos de arenitos vermelhos, calcário preto e róseo, quartzo e sílex, em matriz arenosa; folhelhos cinza-róseos, sílticos, apresentando às vezes finas lâminas de gipsita e barita; siltitos amarelo-avermelhados, micáceos, calcíferos.

Palinomorfos encontrados em sedimentos da Formação Marizal, lhe dão uma idade Cretácea Inferior.

Os sedimentos clásticos-continentais desta formação foram depositados imediatamente após a cessação tectônica, isto é, na fase final de formação do "rift", quando o soerguimento posterior à estabilização, conduziu o escudo nordestino a uma nova fase de rigoroso aplainamento, com testemunhos em quase todo território nacional. Os sedimentos depositados nesta fase, como a Formação Marizal, são sempre horizontais e discordantes sobre rochas de todas as idades. A expressão morfológica típica destes sedimentos é a de mesas ou tabuleiros e chapadões extensos. Fazem parte desta sequência a Formação Marizal e Urucuia na Bahia: Formação Itapicuru e Codó no Maranhão, Exu e Santana da Chapada do Araripe, além de possíveis correspondentes nos estados de Minas, São Paulo e Paraná.

A Formação Marizal, é correlacionada ainda, com os sedimentos do Membro Carmópolis da Formação Muribeca, na Bacia de Sergipe/Alagoas.

4.3.4 Formação Sabiá

Inicialmente denominada "Folhelhos de Preguiça", por ROSA (1957, apud VIANNA et alii, op. cit.) para designar os sedimentos localizados na feição estrutural, denominada pela Petrobrás de "graben" de Preguiça, sedimentos estes, até aquela época desconhecidos na coluna sedimentar da bacia do Recôncavo/Tucano. PETRI (1970), analisando nestemesmo ano estes sedimentos, constatou sua origem marinha e idade miocênica inferior. Em 1967, GHIGNONE (apud VIANNA et alii op. cit.) propôs a designação de Formação Sabiá para aqueles sedimentos, uma vez que o termo Preguiça, empregado

por ROSA (op. cit.) não tinha conotação geográfica. Em 1971, a CRE da Bacia, propôs a formalização do termo Formação Sabiá, para englobar os folhelhos, calcários e arenitos marinhos, terciários, conforme descritos por ROSA (op. cit.).

A área-tipo se situa nas imediações da fazenda Sabiá, município de Camaçari, no Recôncavo. Os afloramentos da formação são muito pobres, mesmo dentro da área-tipo; a espessura da formação não ultrapassa 20 metros. Seus contatos, o inferior com a Formação São Sebastião e o superior com a Formação Barreiras, são discordantes. Na sua litologia, predominam folhelhos cinza esverdeados e amarelados, ricos em foraminíferos, com intercalações de arenitos finos a síltiços, amarelo claro, muito micáceo e finas lentes de calcário amarelo alaranjado, muito fossilífero.

Os foraminíferos datam com segurança os sedimentos da Formação Sabiá como de idade terciária - Mioceno Inferior (PETRI 1970)..

Fora da Bacia do Recôncavo, não são reportados sedimentos correlacionáveis aos da Formação Sabiá.

4.3.5 Grupo Baixo São Francisco

É representado pelos sedimentos não marinhos que afloram no nordeste de Sergipe e sudeste de Alagoas, desde o vale do rio Japaratuba Mirim em Sergipe, até o vale do rio Coruripe, em Alagoas. O grupo é divisível em duas grandes unidades de acordo com suas características litoestratigráficas: Subgrupo Igreja Nova para o inferior e Subgrupo Coruripe para o superior.

4.3.5.1 Subgrupo Igreja Nova

Este subgrupo compreende cinco formações: Batinga, Aracaré, Candeeiro, Bananeiras e Serraria. A Formação Candeeiro não é aflorante, por isso não será descrita.

4.3.5.1.1 Formação Batinga

Esta formação foi inicialmente definida por BENDER (1957, apud SCHALLER 1969). Posteriormente PERRELA (1963, apud SCHALLER op. cit.) dividiu-a em dois membros. Após a revisão estratigráfica da bacia Sergipe/Alagoas (in SCHALLER, op. cit.) a mesma ficou dividida formalmente em três membros: Atalaia, Mulungú e Boacica. A Formação Batinga aflora ao longo da borda oeste da bacia Sergipe/Alagoas, desde Batinga em Sergipe até o rio Perucaba, em Alagoas. Como seção-tipo foram designadas as exposições dos cortes da estrada de ferro Leste Brasileiro compreendidos entre o trecho de 900 a 3000 metros, a NE da estação de Batinga. Em subsuperfície, ocorre na área de São Miguel dos Campos, em Alagoas, até Carmópolis em Sergipe; mais para o sul a unidade desaparece, provavelmente por erosão.

O contato inferior da unidade é discordante sobre rochas pré-cambrianas, e o superior é feito através uma discordância paralela, quando sotopõe-se à Formação Aracaré, e de discordância angular quando sotopõe-se à Formação Bananeiras (sul de Sergipe). Os contatos entre os membros Mulungú/Boacica e Boacica/Atalaia, são gradacionais, como se observa no vale do rio Perucaba, em Alagoas. A espessura média da formação é da ordem de 200 metros.

Sua litologia é formada por ortoconglomerados, arenitos grosseiros, imaturos do Membro Atalaia, que na área sul de Sergipe assentam-se sobre o embasamento; paraconglo

merados tiloidais do Membro Mulungú, este, composto por seixos e matações de rochas ígnea e metamórficas, imersos em matriz síltico arenosa, que passam a ortoconglomerados com seixos arredondados de quartzo, na área de Igreja Nova (Alagoas); finalmente ritmitos sílticos de coloração que vão do cinzento ao acastanhado, do Membro Boacica.

MABESOONE (op. cit.) admitiu um ambiente fluvial/lacustre para a formação.

Esporomorfos encontrados em testemunho da Formação Batinga, principalmente do gênero "Florinites", lhe confere uma idade neocarbonífera.

Correlaciona-se com a Formação Curituba da bacia Tucano/Jatobá, Formação Piauí da bacia do Maranhão e Formação Monte Alegre na bacia do Amazonas.

4.3.5.1.2 Formação Aracaré

Proposto por PERRELLA (1963, apud SCHALLER op. cit.) para designar a maior parte da antiga "Formação Japoatã Inferior". O nome provém do morro de Aracaré, próximo à cidade de Neópolis em Sergipe. Na formalização da unidade pela comissão de Revisão Estratigráfica da Bacia de Sergipe/Alagoas, escolheu-se para seção tipo os afloramentos da margem esquerda do rio São Francisco entre o morro do Aracaré e a fazenda Borges. Sua área de ocorrência compreende a borda oeste da bacia de Sergipe/Alagoas, principalmente no vale do rio Perucaba em Alagoas, como também no Horst de Penedo no trecho entre Neópolis e o morro do Aracaré em Sergipe. Em subsuperfície estende-se desde Carmópolis, em Sergipe, até a área de São José dos Campos, em Alagoas.

Estratigraficamente sobrepõe-se discordantemente aos siltitos da Formação Batinga e sotopõe-se também discor

dantemente, ou aos folhelhos vermelhos da Formação Bananeiras ou às camadas ricas em sílex da Formação Candeeiro.

A espessura máxima observada é de 250 metros (rio Perucaba em Alagoas), entretanto acredita-se que a possança inicial tenha sido muito maior e que o período erosional pré Mesozoico, quando o escudo nordestino sofreu um aplainamento excepcionalmente intenso, tenha removido a parte superior da formação, mais intensamente no sul da bacia, onde a mesma desaparece, e menos intensamente para o norte.

Litologicamente, a Formação Aracaré é constituída por arenitos brancos a róseos, médios a grosseiros, intercalados em folhelhos síltico s, esverdeados e calcários esbranquiçados associados a sílex, o que constitui uma característica da unidade; este, pode ocorrer em leitos ou em nódulos e pode mais raramente, ser oolítico ou psolítico.

Admite-se que a formação tenha sido depositada em um ambiente úmido restrito com influência marinha, passando gradativamente para uma sedimentação em planícies de maré, clasto-carbonática (GHIGNONE, 1972).

Esporomorfos encontrados na parte inferior da formação permite atribuir-lhe uma idade permiana.

Estes sedimentos parecem constituir o marco final da segunda grande transgressão marinha ocorrida sobre o escudo brasileiro, menos intensa que a transgressão Devoniana, porém suficientemente ampla para deixar seus testemunhos nas diversas bacias paleozóicas brasileiras; deste modo, a Formação Aracaré é correlacionada com as formações: Santa Brígida, na Bacia de Tucano/Jatobá; Pedra de Fogo, na Bacia do Maranhão; Nova Olinda, na Bacia Amazônica; e, possivelmente o Grupo Tubarão, na bacia do Paraná.

4.3.5.1.3 Formação Bananeiras

Nome proposto por PERRELLA (1963, apud SCHALLER , op. cit.) para designar uma seção de folhelhos vermelhos, facilmente intemperizados, que vinha sendo chamado informalmente, por diversso autores por: "Membro Igreja Nova", "Folhelho Japoatã", etc.

Em superfície, ocorre ao longo da borda oeste da Bacia Sergipe/Alagoas, desde a fazenda Pão de Açúcar, na cidade de Muribeca, em Sergipe, até o sul da cidade de Junqueiro, em Alagoas. Sua ocorrência em subsuperfície é regional.

O contato inferior, corresponde à uma discordância erosional de larga escala, que coloca seus sedimentos ora sobre os arenitos da Formação Aracaré, ora sobre os siltitos da Formação Batinga, ora sobre rochas pré-cambrianas , ou pode ainda estar sobreposta transicionalmente aos sedimentos da Formação Candeeiro. O contato superior é gradacional com a Formação Serraria.

Suas maiores espessuras são encontradas nas proximidades de Carmópolis, em torno de 200 metros, porém, para o norte, existe um acentuado adelgaçamento, com espessuras da ordem de 70 metros. As litologias predominantes da formação, são folhelhos e argilitos vermelhos, acastanhados e arroxeados, síltico s, podendo apresentar próximo à base intercalações de calcários e arenitos finos.

Ostracodes encontrados nestes sedimentos, lhes conferem uma idade Jurássico Superior.

A sedimentação da Formação Bananeiras na bacia de Sergipe/Alagoas, marca o início da fase de reativação do Craton Brasileiro, repercussão dos primeiros esforços tensionais que culminaram com a deriva continental. ESTRELLA (1972) pos

tulou uma intumescência jurássica, pré-vulcânica, assimétrica, desenvolvida no interior do Continente Gonduânico, em cujo flanco norte teria desenvolvido bacias intercratônicas, que ocuparam parte da antiga sinéclise do Maranhão, e possivelmente Congo e Kalahari na África. Ali foram depositados inicialmente sedimentos neojurássicos, em ambiente continental, correspondentes à Formação Bananeira na bacia de Sergipe/Alagoas e Formação Aliança na bacia de Tucano/Jatobá.

4.3.5.1.4 Formação Serraria

O termo Serraria foi introduzido por PERRELLA (1963, apud SCHALLER, op. cit.), para designar o pacote de arenitos grosseiros da antiga"Formação Japoatã Superior".

Seus afloramentos estendem-se na borda oeste da bacia, desde Muribeca em Sergipe, até o rio Piauí, 8 km ao sul de Junqueiro, em Alagoas. Em subsuperfície ocorre extensivamente. Como seção-tipo escolheu-se os afloramentos situados próximo ao povoado de Serraria, na margem do rio Boacica, 6 km sudeste da cidade de Igreja Nova, em Alagoas.

Seus sedimentos sotopõem-se transicionalmente aos folhelhos da Formação Bananeira e sotopõem-se aos folhelhos da Formação Barra de Itiuba. Ocasionalmente, o contato superior pode ser feito através uma discordância erosiva, principalmente nos altos regionais.

Litologicamente, a formação é constituída por arenitos brancos, cinza-avermelhados, médios a grosseiros, feldspáticos, localmente conglomeráticos, com estratificação cruzada, o que constitui uma característica da unidade; no topo, verifica-se numerosas ocorrências de madeira silicificada. Também são observadas intercalações subordinadas de folhelhos síltico, cinza esverdeados e vermelhos, estes últimos, fre-

quentes na base da formação.

A unidade é pobre em material fossilífero, contudo considerando a posição e suas relações estratigráficas, conclui-se por uma idade neo-jurássica para estes sedimentos.

4.3.5.2 Subgrupo Coruripe

Termo proposto pela Comissão de Revisão Estratigráfica da bacia Sergipe/Alagoas para designar o pacote sedimentar constituído por clásticos grosseiros, com alguns bancos de calcários não marinhos, compreendidos entre a base da Formação Muribeca e o topo da Formação Serraria. A denominação Coruripe, foi tirada do rio que corta aproximadamente o centro da área de exposição da mesma.

O subgrupo foi dividido em seis formações: Barra de Itiuba, Penedo, Rio Pitanga, Morro dos Chaves, Coqueiro Seco e Ponta Verde. A Formação Ponta Verde não será descrita, uma vez que só ocorre em subsuperfície.

4.3.5.2.1 Formação Barra de Itiuba

Reconhecida inicialmente por KREIDLER em 1948 (apud SCHALLER op. cit.) e individualizada como "Membro Barra de Itiuba" da "Formação Japoatã". Mais tarde, em 1963, PERRELLA (apud SCHALLER, op. cit.), elevou-o à categoria de formação. Como seção-tipo, foram adotados os afloramentos de folhelhos verde oliva e negros, expostos à margem esquerda do rio São Francisco, à jusante de Porto Real do Colégio.

Aflora desde os vales dos rios Japaratuba e Japaratuba-Mirim, em Sergipe, até os vales dos rios Perucuba e Boacica, em Alagoas.

O contato inferior com a Formação Serraria é bem

definido litologicamente e aparentemente concordante; o contato superior é transicional no Estado de Alagoas e discordante em Sergipe. Na margem da bacia, a formação em descrição pode estar sotoposta aos conglomerados da Formação Rio Pitanga.

A espessura varia de 500 metros em Sergipe, onde a erosão eocretácica foi mais intensa, até 2000 metros em Alagoas, onde a sedimentação foi mais contínua.

A litologia predominante é um folhelho verde oliva e negro, calcífero, onde se intercalam alguns níveis de arenitos muito/finos, bem selecionados e limpos, de coloração cinza a brancos e calcários microcristalinos ou coquinas ostracodais, cuja espessura média não atinge a 30 cm.

Seu conteúdo fossilífero, compreendendo restos de peixes, ostracodes não marinhos e pólen lhe confere uma idade correspondente ao Cretáceo Inferior.

Admite-se que a parte basal da Formação Barra de Itiuba, tenha sido depositada ainda no estágio pré-"rift", e corresponderia na Bacia do Recôncavo à sedimentação da Formação Itaparica, cujas características deposicionais, lacustres, se refletem também na Formação Candeias, Membro Tauá. A parte superior da formação, assim como as formações sotopostas, teriam sido depositadas em uma fase sintectônica, com a bacia evoluindo de um estágio intracratônico para de"rift-valley", onde predominaria uma sedimentação clástica, lacustre regressiva com desenvolvimento de deltas localizados. Na bacia do Recôncavo, corresponde à deposição da Formação Candeias e do Grupo Ilhas.

4.3.5.2.2 Formação Penedo

O termo foi aplicado pela primeira vez em 1948

por KREIDLER (apud SCHALLER, op. cit.) para definir o "Membro Penedo" da sua "Formação Japoatã".

A Comissão de Revisão Estratigráfica da Bacia (1968), elevou-o à categoria de formação, passando a englobar nesta unidade, os clásticos que se encontram sotopostos aos carbonatos da Formação Morro dos Chaves, adjacentes aos conglomerados da Formação Rio Pitanga e superpostos à seção de clásticos finos da Formação Barra de Itiuba. Como seção-tipo foram escolhidas as exposições da margem direita do rio São Francisco, em torno de Neópolis em Sergipe.

Aflora em áreas contínuas, desde o vale do rio Japaratuba, em Sergipe, até o vale do rio Coruripe em Alagoas. Em subsuperfície ocorre desde o Baixo de Mosqueiro, em Sergipe, até a área de Japaratinga, em Alagoas.

O contato inferior com a Formação Barra de Itiuba, é gradacional em Alagoas, e, aparentemente discordante em Sergipe. O contato superior, com a Formação Morro dos Chaves é concordante. Lateralmente a formação pode variar para os sedimentos da Formação Rio Pitanga. A espessura média é em torno de 800 metros. Em geral a sequência se espessa em Alagoas e adelgaça-se em Sergipe.

A litologia predominante é constituída por arenitos cinza claro, a amarelos, subarredondados, finos a grosseiros, com estratificação cruzada e estruturas convolutas, onde se intercalam folhelhos verdes e avermelhados, siltitos cinzentos, micáceos e mais raramente calcários argilosos, impuros.

Seu conteúdo fossilífero compreende principalmente ostracodes não marinhos e pólen, o que permite atribuir-lhe uma idade Cretáceo Inferior.

O ambiente de deposição é continental, flúvio-lacustre.

Correlaciona-se com os sedimentos do Grupo Ilhas e Formação São Sebastião da bacia do Recôncavo/Tucano.

4.3.5.2.3 Formação Rio Pitanga

A unidade foi primeiro reconhecida por BENDER (1957, apud SCHALLER, op. cit.) que a chamou "Membro C" da "Formação Muribeca". A CRE da Bacia em 1968, introduziu formalmente a denominação Formação Rio Pitanga para designar a seção de conglomerados distribuídos na borda da bacia, adjacentes às grandes falhas. O nome se origina do poço RP-1-SE (Rio Pitanga nº 1), perfurado cerca de 10 km a oeste de Aracaju, cujo intervalo 1822-2605 metros, foi escolhido como seção-tipo.

A formação aflora em faixas descontínuas na borda da bacia Sergipe/Alagoas, desde Propriá até Muribeca, em Sergipe. Em subsuperfície ocorre desde a área de Itaporanga e Riachuelo até Taquari, em Sergipe. Grada vertical e lateralmente para as formações Morro do Chaves e Penedo, respectivamente.

O contato inferior é discordante, ou sobre os folhelhos da Formação Barra de Itiuba ou sobre rochas pré-cambrianas. Apresenta uma espessura bastante variável, face ao seu estilo de deposição, com as maiores possanças em torno de 800 metros, encontrados nas bordas externas do baixo de Japaratuba, em Sergipe.

Litologicamente a formação é caracterizada por conglomerados e brechas policompostos, de coloração esverdeada a avermelhada, argilosas e duras; ocorrem ainda, como intercalações, lentes de folhelhos e siltitos vermelhos. Os sei

xos dos conglomerados são constituidos de mica-xisto, filito, quartzito e calcários avermelhados; estes seixos são envolvidos por uma matriz síltico-arenosa, em parte silicificada.

Ostracodes não-marinhos e pólen, encontrados nestes sedimentos, permitem atribuir-lhe uma idade Cretácea Inferior.

Admite-se que as condições de instabilidade reinantes na bacia, durante a deposição das formações Barra de Itiuba e Penedo se acentuaram no Andar Aratú, com grandes reflexos na sedimentação, proporcionando a deposição de leques áluviais (Formação Rio Pitanga) interdigitados com os sedimentos lacustres. Condições semelhantes ocorreram na bacia do Recôncavo/Tucano, onde a contínua atividade da falha de Salvador proporcionou a deposição de um sistema de leques superpostos, constituintes da Formação Salvador.

4.3.5.2.4. Formação Morro do Chaves

BENDER (1957 apud SCHALLER, op. cit.) foi quem primeiro definiu a unidade, denominando-a "Formação Muribeca", em alusão aos afloramentos dos arredores de Muribeca, em Sergipe. Posteriormente, devido a correlações errôneas, passou-se a denominar "Formação Muribeca" uma unidade em subsuperfície diferente daquela que BENDER havia definido em superfície. PETRI, em 1962 (apud SCHALLER, op. cit.), propôs a designação de Formação Morro do Chaves em lugar de Muribeca para a unidade em discussão. Finalmente a CRE da Bacia, adotou a designação de Formação Morro do Chaves para a sequência de calcários, margas e dolomitos, com intercalações clásticas, superposta à seção arenosa da Formação Penedo e subjacente aos sedimentos da Formação Coqueiro Seco. Como seção-tipo, foi

tomado o intervalo 2541-2945 metros do poço CS-1-AL (Coqueiro Seco), perfurado nas proximidades de Maceió, visto apresentarem-se incompletos devido à erosão, todos os afloramentos da formação.

Em Sergipe, são conhecidos afloramentos da Formação Morro do Chaves, nas seguintes localidades: Muribeca, Massaranduba, Japoatã e perto de Propriá. Em Alagoas aparece no vale do rio São Miguel, cerca de 5 km à montante da cidade do mesmo nome e na localidade de Pedreira. Em subsuperfície, a extensão da unidade é regional.

O contato superior da unidade é erosivo em Sergipe e gradacional com a Formação Coqueiro Seco, em Alagoas. O contato inferior é concordante com a Formação Penedo. Lateralmente a unidade pode gradar para os conglomerados da Formação Rio Pitanga.

A espessura da Formação Morro do Chaves é bastante variável; em Sergipe, onde a unidade é cortada pela discordância pré-Muribeca, não excede a 300 metros; em Alagoas, a unidade atinge 1500 metros na área de Piaçabuçu, porém não ultrapassa os 50 metros na área de Jiquiá.

A litologia é constituída quase que exclusivamente por calcários e margas coquinóides, em grande parte gredosos, de coloração cinza clara, branca e rosa; poderão ocorrer leitos de folhelhos castanhos, verdes, micromicáceos, intercalados em arenitos finos, cinzentos, calcíferos.

Seu conteúdo fossilífero comporta ostracodes não-marinhos e pólen. A idade está classificada como Cretáceo Inferior. A sedimentação é possivelmente lacustre.

4.3.5.2.5 Formação Coqueiro Seco

Termo introduzido pela CRE da Bacia de Sergipe/Alagoas, para designar grande parte do pacote sedimentar descrito pelo Grupo de Estudo da Bacia em 1960, como "Formação Jiquiá". A denominação Coqueiro Seco, provém da vila do mesmo nome, situada a oeste de Maceió. Compreende os arenitos sotopostos aos folhelhos verdes da Formação Ponta Verde, e sobrejacentes aos calcários da Formação Morro do Chaves. Ocorre da área de Jiquiá até Maceió/Alagoas; seus afloramentos são bastante intemperizados, geralmente transformados em solo.

A unidade tem o contato superior concordante com a Formação Ponta Verde e o inferior, também concordante, com a Formação Morro do Chaves. A formação é dividida em 4 membros: Arambipe, Francês, Roteio e Manguaba, nomes formados dos poços que atravessaram as suas seções-tipo, com exceção do Membro Roteio, cujo nome provém de uma lagoa próxima ao campo de Jiquiá.

A litologia é composta por arenitos médios a grosseiros com intercalações de folhelhos castanhos, betuminosos e ocasionalmente calcários.

As maiores espessuras da Formação Coqueiro Seco, são verificados nas regiões estruturalmente rebaixadas do graben de Alagoas, onde atinge 2000 metros.

Seus sedimentos comportam ostracodes não-marinhos e pólen. A idade é considerada Cretáceo Inferior.

Embora o ambiente de sedimentação não esteja bem definido, admite-se condições rapidas em clima seco; os folhelhos e calcários do Membro Manguaba evidenciam condições euxínicas locais (SAMPAIO & NORTHFLEET, A., 1973).

4.3.6 Formação Muribeca

Introduzida inicialmente por BENDER (1957, apud SCHALLER, op. cit.) para os sedimentos aflorantes próximo à cidade do mesmo nome, em Sergipe. Correlações errôneas, realizadas em 1960, levaram os geólogos a incluir na "Formação Muribeca" de BENDER, os evaporitos e rochas associadas, perfuradas de início na área do Cotinguiba, Com a continuação dos trabalhos exploratórios da PETROBRÁS, a "Formação Muribeca de subsuperfície", mesmo diferente daquela definida por BENDER em 1957, foi consagrada pelo uso na maioria dos relatórios técnicos. A CRE da Bacia de Sergipe/Alagoas, baseada no artigo II, alínea b , do Código Americano de Nomenclatura Estratigráfica, propôs que o nome "Formação Muribeca" fosse reservado para designar a unidade de subsuperfície, a qual é constituida por folhelhos betuminosos, calcários laminados, evaporitos, arenitos e conglomerados.

Esta unidade, embora só aflore na parte alagoana da Bacia de Sergipe/Alagoas, é aqui descrita devido à sua importância econômica, como portadora de hidrocarbonetos e evaporitos.

A formação se estende por quase toda a bacia, notadamente para o sul do rio São Francisco, em Sergipe, e para o norte da área de Marechal Deodoro, em Alagoas.

O contato inferior é discordante em Sergipe e no norte de Alagoas, sobre sedimentos do Subgrupo Coruripe; na região de Maceió, a formação parece estar concordantemente sobreposta aos folhelhos da Formação Ponta Verde. O contato superior é localmente discordante em Sergipe, onde a unidade se acha sotoposta aos folhelhos marinhos da Formação Riachuelo, e visivelmente discordante em Alagoas.

A formação é dividida em 5 membros: Maceió, Tabuleiro dos Martins, Carmópolis, Ibura e Oiteirinhos.

Membro Maceió - Constituído por intercalações de arenitos e folhelho betuminoso, podendo ocorrer camadas de sal-gema, denominada informalmente "Evaporitos Pariqueira". Como seção-tipo, foi estabelecido o intervalo 708-1284 metros do poço TM-1-AL (Tabuleiro dos Martins), perfurado 3 km ao norte de Maceió. Sua litologia consiste em intercalações de arenito cinza claro, grosseiro, e folhelho betuminoso com intercalações de calcário dolomítico. A espessura deste membro varia de 0 a 600 metros. Ocorre só no estado de Alagoas, face ao período de erosão que precedeu a deposição da unidade no estado de Sergipe.

Membro Tabuleiro dos Martins - Formado por intercalações de folhelho betuminoso e calcário. Sua seção - tipo corresponde ao intervalo 361 - 708 metros do poço TM-1-AL (Tabuleiro dos Martins). Este membro também não ocorre na área sergipana da bacia.

Membro Carmópolis - Termo introduzido pela C. R. E. da Bacia para designar os conglomerados cinzentos e castanhos, de composição variada, que ocorrem sotopostos aos evaporitos do Membro Ibura. Como seção-tipo foi designado o intervalo 664-805 metros do poço CP-8-SE (Carmópolis), perfurado junto à cidade de Carmópolis, em Sergipe. Sua espessura varia entre 0 a 850 metros. Ocorre tanto na parte alagoana como sergipana da bacia. Quando encontrado em condições favoráveis, torna-se um importante reservatório de petróleo.

Membro Ibura - Termo formalizado pela CRE da Bacia, para nomear os evaporitos e rochas associadas que precedem a seção marinha da bacia. Como seção-tipo foi escolhi

do o intervalo 558-651 metros do poço CP-72-SE (Carmópolis) perfurado no Campo de Carmópolis, em Sergipe. É constituído por anidrita, halita e sais de potássio, com folhelhos betuminosos e calcários associados. A espessura do membro varia de 50 a 800 metros. Ocorre tanto na parte alagoana como na parte sergipana da bacia, contudo em Alagoas o membro foi quase totalmente removido pela erosão.

Membro Oiteirinhos - Termo proposto pela CRE da Bacia para designar a associação de folhelhos betuminosos, calcários e arenitos que capeiam os evaporitos do Membro Ibura. Como seção-tipo foi escolhido o intervalo 363-463 metros do poço CPB-1R-Se (Carmópolis B) perfurado no campo de Carmópolis, em Sergipe. Sua espessura varia de 0 a 160 metros. Ocorre apenas em Sergipe.

Nos sedimentos da Formação Muribeca ocorre uma fauna pobre de ostracodes não-marinhos e pólens. Também são observados macro-fósseis representado por moldes de peixes, moluscos, e restos de vegetais carbonizados. A partir desses fósseis, infere-se uma idade aptiana para a formação.

O ambiente de sedimentação deste intervalo estratigráfico, caracterizado pela intensa deposição evaporítica, proporcionada por condições de restrição que se desenvolveram no Aptiano (Andar Alagoas), marca a fase final de formação do "rift", antes da rutura da crosta continental e consequente formação da nova crosta oceânica.

4.3.7 Grupo Sergipe

O termo Sergipe, utilizado desde o tempo de HARTT em 1870, (apud SCHALLER op. cit.) foi empregado por PETRI em 1962, (apud SCHALLER op. cit.) como supergrupo, incluindo toda a seção sedimentar da bacia. Em 1963, CHAVES (apud SCHAL

LER op. cit.) restringiu a amplitude de "supergrupo", reservando o termo para nomear apenas a parte marinha da bacia, conceito que foi mantido pela CRE da Bacia de Sergipe/Alagoas, apenas rebaixado à categoria de grupo. Compreende o conjunto de sedimentos marinhos da Bacia, sendo constituído pelas formações Riachuelo, Cotinguiba e Piaçabuçu.

4.3.7.1 Formação Riachuelo

O termo Riachuelo foi introduzido por REGO, (1933, apud SCHALLER op. cit,) na categoria de grupo. CAMPBELL,1946, apud SCHALLER op. cit.) redefiniu-o como "Formação Riachuelo" para significar o conjunto de estratos formados por folhelhos, siltitos e carbonatos expostos em Sergipe nas localidades de Riachuelo, Maruim, Laranjeiras e Pacatuba.

Ocorre desde o flanco sul do "horst" de Penedo e do alto Muribeca/Japoatã, em direção ao sul, para além do rio Vaza Barris em Sergipe. Ocorre ainda, no "graben" de Pontal de Coruripe, em Alagoas. Em superfície, ocorre apenas em Sergipe, entre a área de Itaporanga, ao sul de Aracaju, até o vale do rio Poxim, ao norte de Pacatuba.

O contato superior com a Formação Cotinguiba é discordante e o inferior é feito por discordâncias locais sobre os sedimentos euxínicos da Formação Muribeca.

A espessura da formação é relativamente uniforme e oscila em torno de 500 metros.

A formação comporta quatro membros: Angico, Taquari, Maruim e Aguilhada.

Membro Angico - Define os clásticos médios a grosseiros com lentes coquinóides, sobrepostos aos sedimentos não marinhos da Formação Muribeca. Como seção-tipo foram esco

lhidos os afloramentos ao longo da estrada que liga a fazenda Angico à cidade de Riachuelo, em Sergipe. Sua espessura varia de 0 a 100 metros.

Membro Taquari - Termo proposto pela CRE da Bacia para nomear os folhelhos marinhos, cinzentos, calcíferos, intercalados em calcários brancos, homogêneos, criptocristalinos, localmente algálicos que ocorrem sobrepostos à Formação Muribeca e adjacentes ou sotopostos ao Membro Angico e aos carbonatos do Membro Maruim. Como seção tipo foram designados os afloramentos em cortes da BR-101, no trecho que vai de 200 metros sudoeste a 1300 metros nordeste do poço CPX-1-SE (Carmópolis, Extensão), perfurado junto à fazenda Santa Bárbara, em Sergipe. Sua espessura varia de 0 a 300 metros.

Membro Maruim - Engloba os calcários oolíticos e psolíticos, calcários coquinóides, algálicos, com horizontes de arenitos, siltitos e folhelhos. Como seção-tipo foram adotados os sedimentos aflorantes à margem direita do rio Sergipe, entre 2 e 5 quilômetros a noroeste da ponte de Pedra Branca, em Sergipe. Sua espessura vai de 0 a 600 metros.

Membro Aguilhada - A CRE da Bacia, em 1968, propôs o termo, para designar a espessa seção de dolomitos sacaróides, creme a castanhos, com intercalações de arenitos finos a conglomeráticos, folhelhos vermelhos, sobrepostos nos calcários oolíticos e psolíticos do Membro Maruim. Como seção-tipo da unidade foi adotado o intervalo entre 535 e 808 metros do poço AG-1-SE (Aguilhada) perfurado cerca de 12 quilômetros sudeste da cidade de Japaratuba, em Sergipe. Sua espessura varia de 0 a 400 metros.

O conteúdo fossilífero da Formação Riachuelo compreende: foraminíferos bentônicos e planctônicos, amonóides,

pólen, além de gastrópodes e lamelibrânquios. Na margem da bacia, podem ocorrer ostracodes, evidenciando influências não-marinhas através de sedimentos da unidade.

Com a deposição dos sedimentos desta formação, tem início o desaparecimento progressivo das condições do ambiente marinho franco, propício à sedimentação pelítica e carbonática. Contudo, este intervalo inclui também, subordinadamente, sedimentos continentais e sedimentos parálicos associados.

4.3.7.2 Formação Cotinguiba

Desde HARTT (1870, apud SCHALLER, op. cit.) são conhecidos os termos "Grupo Cotinguiba" e "Formação Sapucari". A CRE da Bacia em 1968, mantém o nome de Cotinguiba, no sentido original de HARTT, mas na categoria de formação, designando como seção-tipo, os afloramentos situados ao longo da BR-101, no trecho entre as cidades de Cotinguiba e Pedra Branca, em Sergipe.

A Formação Cotinguiba estende-se numa faixa de 5 a 10 quilômetros de largura, desde Japaratuba, ao norte, até o rio Real, ao sul, no estado de Sergipe. Em subsuperfície, é conhecida desde o flanco sudeste do "horst" de Penedo, até a foz do rio Real, com tendência a desaparecer ao longo da costa.

O contato superior com os clásticos da Formação Piaçabuçu, é discordante; o inferior, com os folhelhos da Formação Riachuelo, é também discordante.

A Formação Cotinguiba comporta dois membros: Aracaju e Sapucari.

O Membro Aracaju; basal, é constituído por argili

to ou siltito cinza a verde, calcífero, com interlaminações de folhelhos castanho, betuminoso e calcário amarelado, criptocristalino. Como seção-tipo foi estabelecido o intervalo 597-748 metros do poço CA-1-Se (Calumbi).

Membro Sapucari: O superior, é representado essencialmente por calcário maciço a estratificado, cinza a amarelado, criptocristalino, localmente argiloso gradando a marga. Nas áreas onde podem ser mapeados, estes calcários recebem a designação de "fácies Laranjeiras" (informal). Como seção-tipo, foram consideradas as exposições junto à pedreira de Sapucari, no município de Laranjeiras, em Sergipe.

A espessura média da Formação Cotinguiba, varia em torno de 200 metros, contudo, localmente pode ser bem mais elevada, como no poço QM-1-SE (Quiçamã), que atravessou 750 metros de rochas desta unidade. Estas espessuras em geral, correspondem à variação do Membro Sapucari, uma vez que o Membro Aracaju é relativamente delgado, apresentando-se em média com 50 metros.

A formação é bastante fossilífera, comportando em seus estratos, ostracoides, foraminíferos, amonóides, moluscos, equinóides e pólen. Baseado neste conteúdo fóssil, admite-se para a Formação Cotinguiba uma idade que abrange o Turoniano e o Santoniano Inferior.

O ambiente de sedimentação é marinho fraco.

4.3.7.3 Formação Piaçabuçu

O termo foi inicialmente sugerido por RUEFLI (1963, apud SCHALLER, op. cit.) para nomear um trecho em"perfís elétricos", que abrange as "formações" Calumbi e Terciário Inferior do Estudo da Bacia em 1960. A CRE da Bacia em

1968, propôs a formalização do termo, para definir o conjunto de estratos constituídos de folhelhos esverdeados, clásticos piritosos grosseiros e calcários, que ocorrem sobrepostos à seção de carbonatos da Formação Cotinguiba.

A área de ocorrência da unidade compreende uma faixa com 10 a 20 quilômetros de largura, a partir da praia, ao longo de toda a Bacia de Sergipe/Alagoas, e para leste penetra na plataforma continental.

O contato inferior da unidade é discordante com os carbonatos da Formação Cotinguiba, e o superior, quando não ocorre, é exposto, e se dá discordantemente com a Formação Barreiras.

A Formação Piaçabuçu comporta dois Membros: Calumbi e Marituba.

Membro Calumbi - O termo foi primeiro usado por DUARTE, (1936 apud SCHALLER, op. cit.) e redefinido por BENDER (1957, apud SCHALLER op. cit.) como "Formação Calumbi". A CRE da Bacia em 1968, formalizou o termo rebaixando-o a categoria de membro. É constituído por argilito e folhelhos cinzentos e esverdeados, com ocasionais intercalações lenticulares de siltitos e arenitos. Também são registradas algumas ocorrências de calcários. Sua espessura varia de 0 a 1800 metros. Como seção-tipo foi escolhido o intervalo 667-1651 metros do poço RSF-6-AL (rio São Francisco), perfurado nas proximidades da foz do rio São Francisco, em Alagoas.

Membro Marituba: É essencialmente formado por arenitos médios a conglomeráticos, com intercalações de calcários arenosos, brancos e dolomitos acastanhados. O termo vem do poço MT-1-AL (Marituba) onde foram atravessados sedimentos desta unidade. A seção-tipo deste membro, corresponde ao

intervalo 90-667 metros do poço RSF-6-AL acima referido. Sua espessura varia de 0 a 700 metros.

O conteúdo fossilífero da Formação Piaçabuçu é bastante rico e compreende foraminíferos planctônicos e bentônicos, pólens, macrofósseis como lamelibranquios e gastrópodes. Os fósseis-índices cobrem um intervalo de tempo que vai do Campaniano ao Eoceno Inferior.

Os sedimentos da Formação Piaçabuçu, em recentes estudos (FISHER et alii, 1973) foram interpretados como correspondentes a três grandes sistemas deposicionais, interligados e sincronos; a) Sistema de Leques deltaicos constituido pelas areias grosseiras do Membro Marituba. b) Sistema Carbonático, constituído pela fácies marinha carbonática do Membro Marituba, também denominada "Calcário Mosqueiro". c) Sistema de Talude que engloba a espessa seção pelítica, onde ocorrem finas intercalações de arenitos e calcarenitos detritais derivados de correntes de turbidez (turbiditos ou leques submarinos).

Estes sistemas teriam ocasionado o crescimento da Plataforma Continental, durante o Cretáceo Superior e Terciário proporcionado pelo espessamento vertical e avanço progradacional dos sedimentos, como resultado de um processo contínuo de subsidência da margem continental, ao longo de linhas de flexuras e de um suficiente afluxo sedimentar, modelo que se verifica ao longo de quase toda plataforma continental brasileira.

4.3.8 Grupo Barreiras

O termo "Barreiras" foi inicialmente empregado por BRANNER (1902 apud MABESOONE et alii, 1972) para indicar as camadas variegadas que afloram nas diversas barreiras ao lon

go da costa. Segundo MOURA, (1940, apud SCHALLER, op.cit.) o termo provém das descrições de geomorfologia contidas na carta de Pero Vaz de Caminha, em 1500. A denominação "Grupo Barreiras" foi utilizado pela primeira vez em 1964 por BIGARELLA & ANDRADE (apud MABESOONE op. cit.), quando os mesmos definiram as formações Guararapes e Riacho Morno, correspondentes respectivamente às partes inferior e superior do grupo em estudo.

MABESOONE (op. cit.), objetivando dar uma redefinição ao Grupo Barreiras, principalmente nos estados de Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte, subdividiu-o em três formações: Macaíba, Guararapes e Serra dos Martins.

O grupo abrange o conjunto de sedimentos suborizontais, fracamente consolidados, de coloração variegada, constituído de areias grosseiras, argilas, arenitos grosseiros a conglomeráticos, mal consolidados, com matriz caulínica, estratificação irregular, às vezes cruzadas.

A unidade ocorre amplamente em toda área do Projeto. As maiores exposições situam-se na porção E/SE da folha Cipó, onde ocupa grandes áreas, desde o litoral até próximo a cidade de Inhambupe e Rio Real.

Na folha Alagoinhas, ocupa a maior parte da faixa litorânea entre Salvador e Vila de Palame. Na parte oeste desta folha, também são encontradas grandes áreas cobertas por sedimentos Barreiras.

Na bacia do Recôncavo/Tucano, que ocupa aproximadamente a parte central das folhas Alagoinhas, Cipó e Jeremoabo, esta unidade aflora amplamente, ocorrendo caracteristicamente sob a forma de extensos tabuleiros, dispostos em patamares ligeiramente inclinados em direção à costa. Esta

forma de relevo também é encontrada quando os sedimentos Barreiras estão repousando sobre rochas pré-cambrianas.

Na folha Aracaju, estes sedimentos cobrem vastas áreas na Bacia Sergipe/Alagoas, sendo representados também a sul, leste e nordeste do"domo"de Itabaiana e a nordeste de Propriá. Fora da bacia, a maior extensão é encontrada entre as cidades de N.S. das Dores e Gracho Cardoso.

Na folha Santana do Ipanema os sedimentos Barreiras ocorrem na sua parte sudeste, tendo duas maiores áreas de afloramentos na região entre Arapiraca e Taquara.

Estes sedimentos assentam-se discordantemente sobre rochas cretáceas e terciárias das Bacias do Recôncavo/Tucano e Sergipe/Alagoas, do Complexo Granulítico (folhas Alagoinhas, Cipó e Jeremoabo) e do Complexo Metamórfico-Migmatítico (folhas Jeremoabo e Santana do Ipanema). Na folha Jeremoabo, repousam,ainda discordantemente, sobre os sedimentos do Grupo Estância e metassedimentos do Supergrupo Canudos . Nas folhas Aracaju e Santana do Ipanema também sobrepõe-se discordantemente a micaxistos (Supergrupo Canudos) e metatexitos (Complexo Metamórfico-Migmatítico) respectivamente. As espessuras destes sedimentos variam conforme a intensidade de erosão de seu topo, porém, raramente ultrapassa os 60 metros.

Os sedimentos do Grupo Barreiras são de idade terciária, pliocênica, datada através de plantas fósseis e pólens.

É correlacionável com as formações Cachoeirinha , de Mato Grosso, e Rio Pardo, de São Paulo.

4.3.9 Sedimentos de praia,. aluvionares e eluvionares.

Sob esta denominação informal são englobados to

dos os depósitos quaternários e recentes, litorâneos e continentais, tais como as areias das praias, as dunas, os aluviões e eluviões, nem sempre diferenciados em mapa.

Os depósitos de praias e as dunas, são sedimentos arenosos, com grande percentagem de restos de conchas, que se estendem ao longo do litoral, compreendendo as folhas Estância, Aracaju, Cipó e Alagoinhas. As dunas são bem caracterizadas entre Aracaju e a foz do Rio Real.

Os aluviões são encontrados ao longo dos principais rios, que cortam a área, em destaque para o São Francisco, o Sergipe, o Vaza Barris, o Real, o Itapicuru, o Inhambupe, o Subaúma, o Sauipe e o Pojuca. Estes depósitos de caráter predominantemente arenoso, variam de acordo com as estações chuvosas.

Os aluviões são encontrados extensamente na parte oeste da folha de Paulo Afonso, mascarando o topo da Formação Marizal. São encontrados ainda sob a forma de manchas arenosas sobre rochas pré-cambrianas ou recobrindo os limites desta, com os sedimentos da bacia de Tucano. Estes depósitos arenosos, são conhecidos no estado da Bahia como "rasos",tendo como exemplo típico o "Raso da Catarina".

5 - G E O L O G I A E S T R U T U R A L

Constitui tema deste capítulo do relatório a descrição das feições estruturais características dos vários domínios geotectônicos distinguidos no mapeamento. Evidentemente algumas áreas apresentam dificuldades na definição do estilo de deformação, principalmente aquelas de metamorfismo mais elevado, que mascara completamente as feições planares mais antigas. Estas serão tratadas mais sucintamente. Outras oferecem melhores registros de sua evolução estrutural e por isso serão tratadas mais demoradamente.

Antes de iniciar a descrição, faz-se mister esclarecer o sentido em que os símbolos estruturais estão sendo empregados, principalmente aqueles que definem as atitudes das feições planares. Distinguiu-se dois tipos de simbologia para foliações: uma simbologia para foliação gnáissica, empregada nos gnaisses, migmatitos e granulitos;e outra simbologia para xistosidade, empregada principalmente para as rochas do Supergrupo Canudos. Esta simbologia é usada sempre quando não se distingue a xistosidade de acamamento (bedding schistosity, DENNIS, 1972), da xistosidade de plano axial (axial plane schistosity).

Naturalmente, quando identifica-se o acamamento usa-se simbologia de acamamento, embora que, eventualmente, no local tenha se desenvolvido uma xistosidade de acamamento. Simbologia de xistosidade também é empregada nos filitos e metassiltitos, que apresentam uma fábrica intermediária entre a clivagem ardosiana e a xistosidade, de acordo com os critérios discutidos por HOBBS et alii (1976).

A simbologia de atitude de camadas invertidas só é empregada, mesmo que se esteja no flanco invertido de uma dobra, quando, no local, pode-se constatar a inversão através de estruturas primárias. Este procedimento foi adota-

do porque no flanco de dobras invertidas pode existir redobramento não percebido nos trabalhos de campo e isso acarretaria a aposição de atitudes invertidas em locais que na verdade as camadas não o são.

Cumpre esclarecer, também, que os lineamentos estruturais simbolizados no mapa representam tanto o traço dos planos de acamamento, quanto de outras estruturas planares. A distinção pode ser feita pelas simbologias das atitudes.

5.1 As estruturas pré-brasilianas

As estruturas pré-brasilianas têm sua interpretação comprometida em função do elevado grau de metamorfismo a que foram submetidas determinadas litologias mascarando muitas de suas feições planares. Ainda, os afloramentos esparsos não permitem o relacionamento das atitudes medidas nestes pontos esparsos, com "trends" regionais identificáveis pela fotogeologia, quando coberturas sedimentares cenozóicas ou solo espesso estão ausentes.

O Complexo Metamórfico, aflorante no canto sudoeste da folha Jeremoabo e noroeste da folha Cipó, possui estruturas com direção noroeste-sudeste que mergulham para sudoeste em torno de 55°. A porção deste complexo que aflora a sul e sudoeste de Araci (folha Cipó), tem direção nordeste - sudoeste e mergulha para sudeste com intensidade aproximadamente idêntica à citada na oração precedente, para a outra área de exposição do referido complexo. A norte de Campinhos e sudoeste de Coração de Maria afloram em diversos locais remanescentes de rochas metabásicas e meta-sedimentares com direções variáveis em torno da meridiana. Estas rochas também apresentam mergulhos fortes.

Em virtude da erraticidade das áreas aflorantes,

torna-se difícil precisar o estilo de deformação sofrido pelas rochas desse complexo. Entretanto, dobras menores, em escala de amostra, anotadas na primeira área de afloramento acima citada, mostram estilo isoclinal. Por outro lado, em afloramento situado na rodovia Salvador-Feira de Santana (folha Alagoinhas), a um quilômetro noroeste de seu entroncamento com a BR-101, existem dobras isoclinais com plano axial - de mergulho forte. Por isso, admite-se que a deformação que afetou as rochas desse Complexo Metamórfico seja refletida em dobramentos isoclinais similares. A variação das direções regionais não permite identificar se estes dobramentos são contínuos, ou se são condicionados por intrusões graníticas- e diatexitos alóctones, como pode ser deduzido da área de ocorrência situada a sul de Araci e oeste de Tucano (folha Cipó). Uma medida de "plunge" de dobra menor, mergulhando para sudeste, pode dar a indicação de que este caimento de eixo pode coincidir com o caimento das estruturas maiores, hipótese que se torna mais verossímil quando se compara as sequências litológicas das diversas áreas de ocorrência do complexo (fig. 17), com o esquema apresentado por ANHAEUSSER (1971 pág. 61). Com efeito, estas sequências litológicas mostram que de norte para sul, encontram-se litologias cada vez mais superiores, se realmente este complexo pode ser comparado com um "greenstone-belt", como se está interpretando.

O Complexo Metamórfico-Migmatítico, como já descrito, compreende rochas migmatíticas homogêneas (diatexitos) e heterogêneas (metatexitos), além de rochas granitóides. Os diatexitos que afloram na região noroeste da folha Alagoinhas em torno da vila de Campinhos, Coração de Maria e leste de Irará, e na região sudoeste da folha Cipó, a sul da vila de Água Fria, além das estruturas que lhe são peculiares, caracterizantes de seu tipo litológico, como sejam "schlieren" , nebulítica, etc., portam foliações superimpostas, que

no sul de sua área de ocorrência têm direções norte-sul e, para norte, infletem levemente para nordeste. Seus mergulhos são fortes quase sempre próximos da vertical, e, quase sempre também inclinados para oeste e noroeste. A superposição desta foliação, às estruturas migmatíticas pré-existentes, leva à conclusão de que estas rochas foram submetidas pelo menos a dois eventos tectônicos, o último deles lhes conferindo a atual linearidade.

Rochas diatexíticas também ocorrem na folha Cipó, aflorando desde o sul de Acajutiba até norte de Itabaianinha. Da mesma forma que na região acima descrita, as estruturas migmatíticas são superpostas por uma foliação que na região de afloramento mais à sul tem direção nordeste, mas que inflete para norte-sul, a leste de Rio Real. Estas foliações apresentam também mergulhos médio a forte. Elas afetam até mesmo as rochas granitóides que eventualmente se associam aos diatexitos. As conclusões da parte final do parágrafo precedente, também são válidas para a porção aflorante agora descrita.

Os metatexitos ocorrem na folha Alagoinhas em sua porção noroeste, na região de Santanópolis e leste de Retiro, continuando pelo sudoeste da folha Cipó, de Vila Quilombo a sudoeste de Água Fria. Nesta porção da área, estas rochas têm direção norte-sul, direção esta que para norte inflete para nordeste. Situam-se no flanco de uma estrutura antiforme apresentando mergulhos de médio a fracos e, a falta de bons afloramentos impossibilita maiores conhecimentos do real comportamento estrutural da unidade.

Outra área de afloramento, situa-se na folha Cipó em sua porção centro-oeste, entre Quiji e sul de Teofilândia. Os afloramentos descontínuos e intemperizados impossibi

litam a visualização do detalhe. Entretanto, pode-se notar que ocupam o centro de uma estrutura. As direções que interessam a esta unidade variam de nordeste a aproximadamente - leste-oeste, ocorrendo ainda outras direções subordinadas. A característica marcante da estrutura desta unidade são seus mergulhos fracos, os quais são ilustrados na fotc 3, que tipifica as características encontradas nos demais afloramentos da unidade. É possível que estes mergulhos fracos, longe de indicarem fraca deformação, caracterizem esforços intensos que provocaram dobras de flancos deitados. Contudo esta é uma hipótese que carece de comprovação porque em nenhum local constatou-se evidências de que esta unidade assim se comporte.

O Complexo Granulítico tem duas áreas de ocorrências principais, em cada uma delas dominando determinados tipos petrográficos, que possuem características estruturais - próprias.

Por toda porção oeste da folha Alagoinhas, e canto sudoeste da folha Cipó ocorrem rochas de fácies granulítica cujas estruturas têm direção aproximadamente meridiana- na extremidade sul de sua área de ocorrência e, à medida que se caminha para norte, começam a infletir para noroeste. Tendem a contornar as rochas do Complexo Metamórfico-Migmatítico, com mergulhos fortes e inclinados geralmente para oeste e sudoeste.

O estilo de dobramento não pode ser definido através da estrutura maior, identificada por uma marcante linearidade com ausência de terminações periclinais. Constatou-se por outro lado, em um único ponto situado na cidade de Cachoeira (folha Alagoinhas), uma dobra isoclinal, o que pode indicar que a estrutura maior apresenta também este estilo -

de dobramento, hipótese corroborada pelos mergulhos quase sempre inclinados em um só sentido.

Outras estruturas menores, que aparecem conspicuamente na cidade de Cachoeira, são falhamentos de rejeito direcional evidenciados por "drags". Apresentam direções noroeste-sudeste e nordeste-sudoeste, com rejeitos respectivamente dextros e sinistros.

Características semelhantes também apresentam os granulitos que ocorrem entre Inhambupe e Rio Real (centro da folha Cipó). Possuem estruturas com direção nordeste-sudoeste, que mergulham fortemente para noroeste.

A porção deste complexo que aflora na região costeira nas folhas Alagoinhas, Cipó e Estância tem sua interpretação comprometida pela escassez de afloramentos, mercê da cobertura cenozóica que impede melhores exposições. Onde pode-se medir as estruturas planares, constata-se que estas, apesar de manterem uma direção preponderante, frequentemente apresentam desvios da direção geral. Estes desvios, não podem ser interpretados em face da cobertura sedimentar que mascara as feições fotogeológicas regionais. Além destes desvios, observa-se que o mergulho das estruturas planares, apesar de fortes em alguns pontos, tendem a suavizar.

A região situada entre Pedrinhas e Riachão do Dantas (nordeste da folha Cipó), caracteriza-se na escala de afloramento por mergulhos fracos e ondulações (fotos 6 e 7) aliadas a frequentes mudanças na direção das estruturas planares. As fotografias aéreas mostram estruturas fechadas, domos e bacias, marcando a estrutura maior da região. Este fato pode levar a admissão de que todo Complexo Granulítico da faixa costeira, em discussão, caracteriza-se por estas estru

turas só agora realçadas nesta região devido à ausência de coberturas.

falta apresentar essa análise! Dados!

A análise destas estruturas fechadas aliadas a rochas de alto grau de metamorfismo leva à formulação de duas hipótese distintas e antagônicas, quanto à origem de sua de formação. A primeira delas sugere que a região tenha se submetido a uma deformação idiomórfica? Esta hipótese é pouco provável pois, mesmo admitindo-se que os granulitos tenham se submetido a metamorfismo de baixa pressão, esta não poderá ter sido tão baixa ao ponto de não ser suficiente para - produzir deformação contínua. Mesmo que a pressão atuante no metamorfismo não seja apenas pressão dirigida, é certo que esta atua conjuntamente com a pressão confinante.

A segunda hipótese preconiza dupla fase de deformação, pois os mergulhos predominantemente baixos não são, - certamente, resultado de esforços brandos. Haveria então uma fase de deformação inicial que produziria dobramentos contínuos. Uma outra fase com direção ortogonal ou transversal superposicionar-se-ia à primeira, de modo que haveria fatalmente coincidência de culminações ou depressões axiais das duas fases, que cortadas pela superfície de erosão atual, produziriam estruturas fechadas assemelhando-se a domos e bacias. - Cumpre mencionar que estas hipóteses são meramente especulativas sem comprovação através de dados reais. Entretanto a segunda hipótese é mais verossímil, pois que as formas regionais não a invalidam. Ainda, para robustecer esta segunda hipótese, percebe-se as mesmas ondulações evidenciadas pelo - mergulho aparente das superfícies planares, em seções de diferentes direções, mesmo que estas sejam ortogonais.

A porção do Complexo Granulítico que aflora na região de Jirau do Ponciano - Belo Monte, sul e oeste de Ara

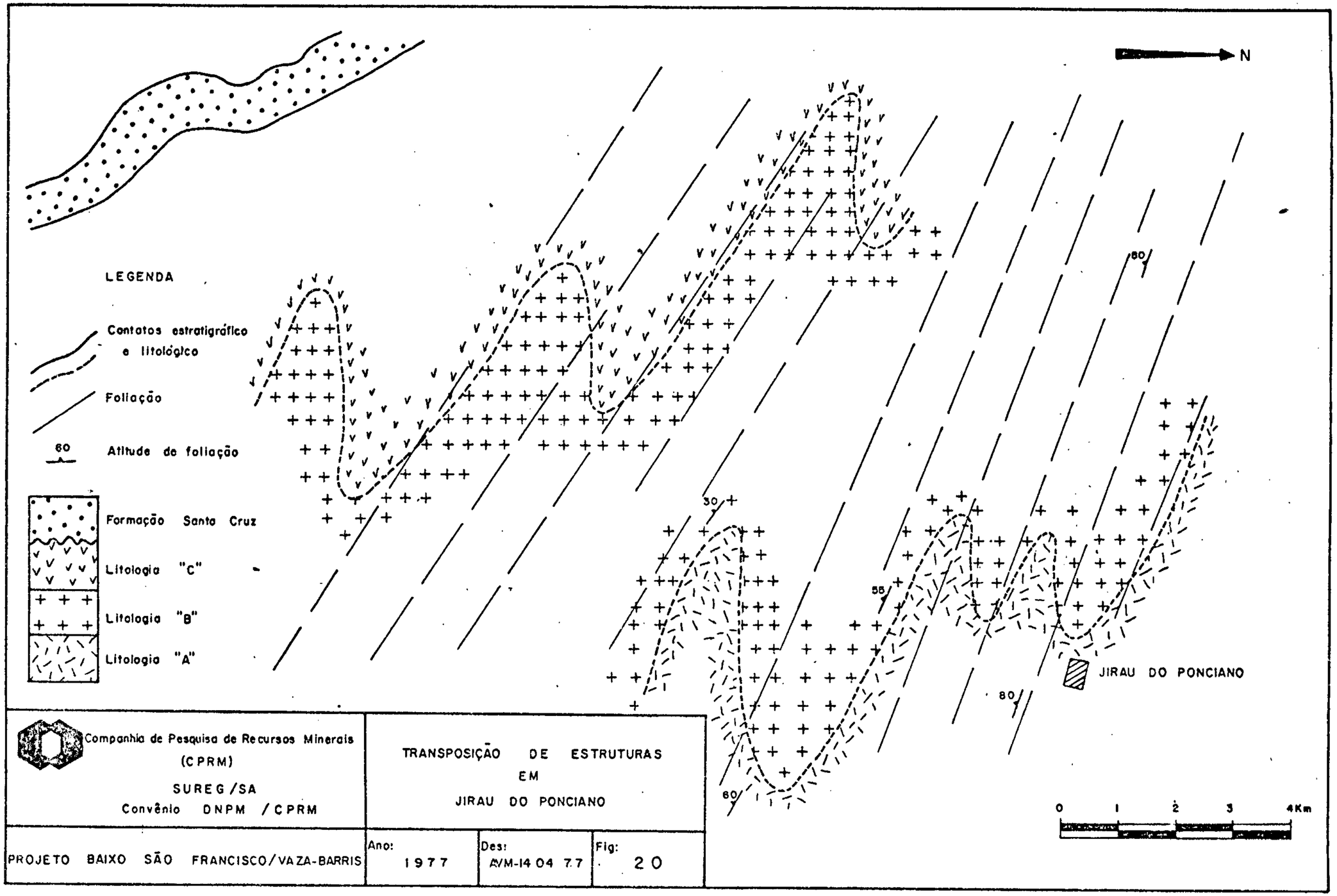
piraca e sudoeste e oeste de Limoeiro de Anadia (folha Santa na do Ipanema) comporta-se diferentemente das outras regiões onde este Complexo aflora, pois apresenta direções estrutu - rais concordantes com as estruturas da geossinclinal Sergipa na analisadas mais adiante.

Em diversos afloramentos percebe-se dobras meno- res apertadas em escala de amostra, cujos planos axiais são- paralelos à foliação brasiliana. Por outro lado, é observado que, apesar das estruturas planares medidas terem direção a proximada leste-oeste, paralela ao plano axial das dobras, o contato entre as diversas litologias (A, B e C) tem direção- noroeste-sudeste, isto é, transversal às estruturas medidas. Em fotografias aéreas, tanto as estruturas planares como o traço dos contatos são bem visíveis ratificando as observa - ções de campo, como ilustrado na figura 20, esboçada a par tir de fotos aéreas.

HOBBS et alii (op.cit.) têm descrito fenômenos - de transposição de estruturas nos quais o aleitamento antigo é dobrado de modo tal, que a repetição de determinados lei tos por dobramento dá a impressão de alternância dos mesmos. Entretanto, a observação mais acurada, aliada a mapeamento - de detalhe, mostra distribuição de litologias como que cortan do as estruturas atualmente medidas.

Os fatos observados na área em estudo, compara - dos com as descrições de HOBBS et alii (op. cit.) evidenciam que durante o ciclo Brasiliano houve uma regeneração tectôni ca expressiva, pois as estruturas antigas, que orientavam- se na direção aproximada norte-sul, adquiriram por transposição, as direções brasilianas da Geossinclinal Sergipana.

O Complexo Granito-Migmatítico em grande parte



Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
(CPRM)
SUREG/SA
Convênio DNPM / CPRM

TRANSPOSIÇÃO DE ESTRUTURAS
EM
JIRAU DO PONCIANO

PROJETO BAIXO SÃO FRANCISCO/VAZA-BARRIS

Ano: 1977

Des: AVM-1404 77

Fig: 20

CPRM

não apresenta estruturas características próprias, ou seja , adquiridas durante os processos de anatexia através dos quais se formaram, muitas vezes orientando-se na direção leste-oeste. A região de Poço Redondo (folha Paulo Afonso) caracteriza-se por diatexitos e também granitóides. Estes diatexitos apresentam uma foliação superimposta bem marcada que, ao se dobrar, o faz segundo o estilo característico da geossinclinal, como mostram as fotos (8, 9 e 10).

5.2 As estruturas brasilianas

As estruturas brasilianas interessam especificamente às rochas de alguma maneira ligadas à geossinclinal - Sergipana. Dentro do panorama regional alinham-se segundo a direção N70°W, porém registram-se desvios desta direção predominante, principalmente na região situada entre Major Isidoro e Arapiraca e sudoeste de Bom Conselho (folha Santana - do Ipanema), e na região oeste de Águas Belas (folha Santana do Ipanema) e leste de Canapi (folha Paulo Afonso). Por outro lado, as estruturas impressas às rochas do Grupo Lagarto comportam-se de modo particular com direções que fogem, em - parte, ao padrão geral.

Apesar do "trend" comum a quase toda geossinclinal, estas estruturas comportam-se segundo padrões sensivelmente diferentes, nas diferentes zonas da geossinclinal, quer seja pela intensidade de mergulho das superfícies axiais dos dobramentos, quer pela associação de dobramentos e falhamentos, ou ainda pelo sentido da vergência das superfícies axiais das dobras.

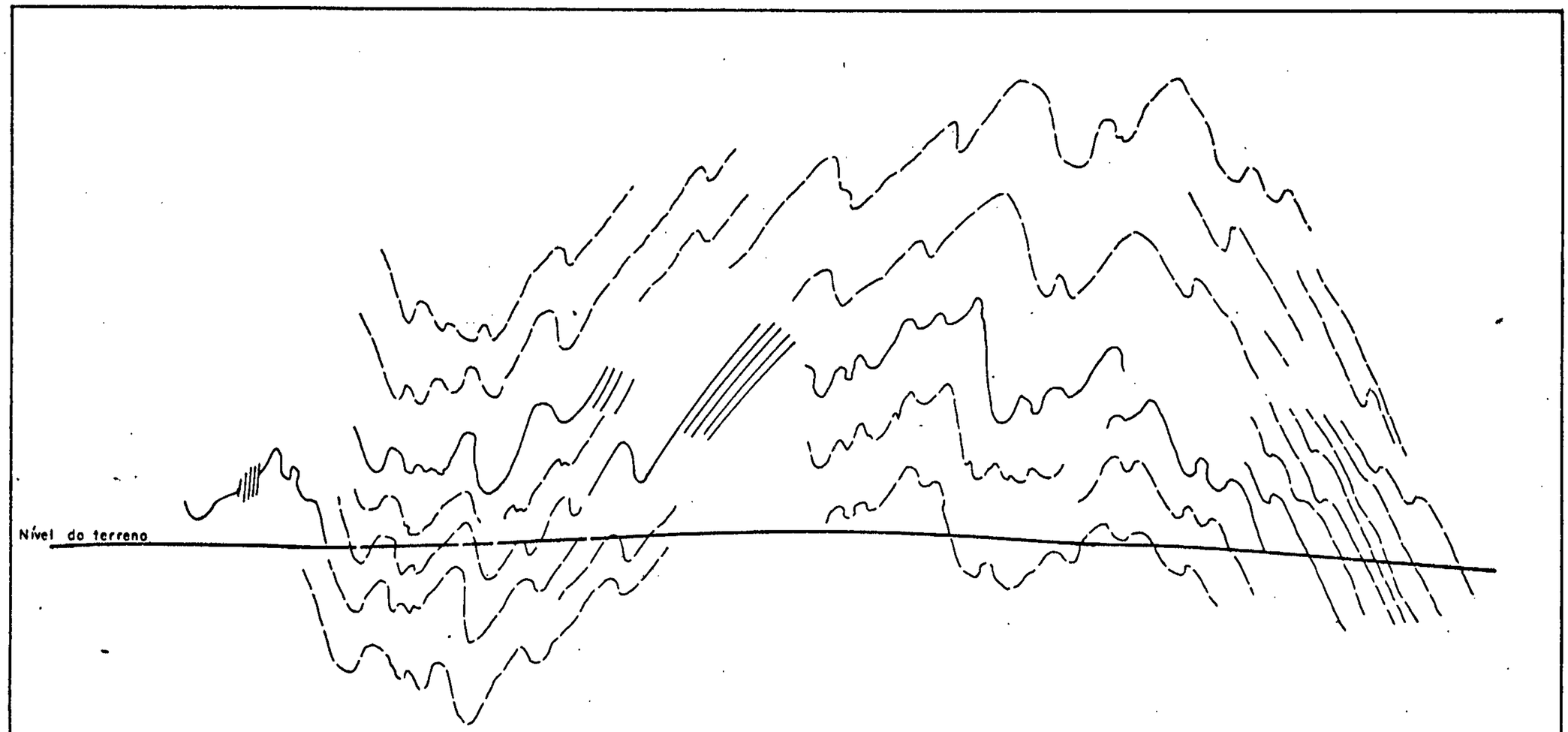
As zonas das geossinclinais acima mencionadas , que congregam estruturas particulares, coincidem com as unidades elementares da geossinclinal que serão tratadas no ca

pítulo seguinte.

Assim a miogeossinclinal caracteriza-se por dobras similares apertadas, de grande amplitude e pequeno comprimento de onda (fotos 20 e 21) com planos axiais de mergulho forte, geralmente para nordeste, caracterizando uma vergência para sudoeste, isto é, em direção ao craton, nesta porção da geossinclinal. Além de uma xistosidade ou clivagem de acamamento (S_1) desenvolve conspicuamente uma xistosidade ou clivagem de plano axial (S_2). A clivagem ou xistosidade de acamamento, como o próprio nome indica, desenvolve-se paralelamente ao acamamento e, nos flancos de dobramentos, paraleliza-se com a xistosidade de plano axial. Em litologias derivadas de rochas argilosas, a xistosidade de plano axial (S_2) mascara completamente o acamamento que aparece tenuemente quando porventura intercala-se um nível litológico diferente (foto 22). Por outro lado, esta xistosidade de plano axial corta quase que perpendicularmente o acamamento nas charneiras das dobras, xistosidade esta que nas litologias competentes transmuta-se em clivagem de fratura (fracture cleavage , foto 21).

Além das características mostradas acima menos comumente encontram-se dobramentos tipo "chevron" associados a zonas de cisalhamento, e dobramentos algo desarmônicos associados a empurrões (foto 13).

A figura 21 de um corte da estrada Lagarto (folha Jeremoabo) - Itabaiana (folha Aracaju), a três quilômetros norte do rio Vaza Barris, mostra o esboço do tipo de dobramento que afetou a área, embora no ponto específico a vergência não corresponda à dominante. Verifica-se que nas charneiras das dobras maiores aparecem dobramentos secundários abertos, enquanto que nos flancos, as dobras são mais aperta-



ESCALA

0 5 10 15 20 m

Níveis Observados

Dobras Reconstituidas

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM)

SUREG /SA

Convênio DNPM/CPRM

PADRÃO DE DOBRAMENTOS DA GEOSSINCLINAL SERGIPANA

PROJETO BAIXO SÃO FRANCISCO/VAZA-BARRIS

Ano: 1977

Des: AVM-05 04 77

Fig: 21

das e estiradas com dominância de uma xistosidade que mascara o acamamento e lhe é paralela. Dobras de terceira e até quarta ordem são visíveis, ainda que não apresentadas na figura.

As características das dobras na escala de afloramento até agora estudadas, identificáveis em afloramento, refletem a estrutura maior. Com efeito, os dobramentos maiores se distribuem continuamente por toda área de modo que a cada anticlinal corresponde uma sinclinal, cujos planos ou superfícies axiais são paralelos e mergulham sempre no mesmo sentido. Estas características, segundo BELOUSSOV (op. cit. p. 143), identificam o estilo holomórfico, também chamado de alpino ou orogênico. Associadas a estes dobramentos, falhas inversas e cavalgamentos se fazem presentes quase sempre, posicionadas nos flancos invertidos das dobras, caracterizando, desta maneira, uma estrutura imbricada para esta zona miogeossinclinal.

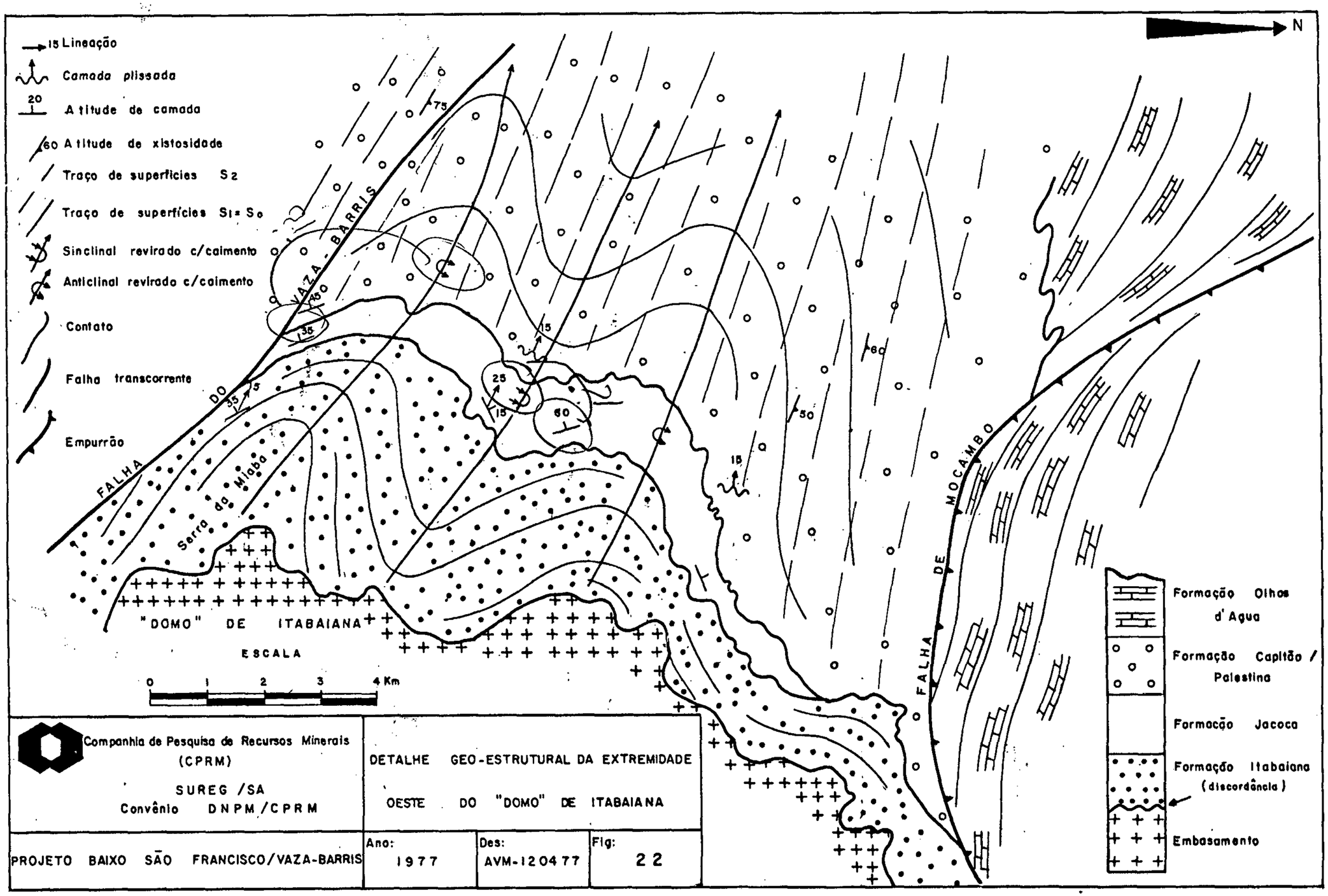
Estes dobramentos se dispõem de modo a estruturar um anticlinório, o qual foi reconhecido já por HUMPHREY & ALLARD (op. cit.) que o cognominou de anticlinal de Pinhão. Este anticlinório é cortado diagonalmente pela Falha do Vaza Barris, falha transcorrente de componente de rejeito horizontal dextro, que assume grande importância na área pelo seu rejeito horizontal que aparentemente alcança cerca de 30 km. Esta falha tem direção oeste-noroeste/este-sudeste e de Itaporanga D'Ajuda (folha Estância) prolonga-se pelo canto sudoeste da folha Aracaju, entrando na folha Jeremoabo onde, desde a região de São Domingos, segue em direção à serra Pelada (oito km a norte de Paripiranga) e daí para oeste noroeste. HUMPHREY & ALLARD (op. cit.) a denominou de São Domingos "shearzone", de São Domingos para este-sudeste.

Este falhamento do Vaza Barris acarreta boas exposições do flanco sul do anticlinório de Pinhão a oeste de Paripiranga (folha Jeremoabo) enquanto na região de São Domingos (folha Jeremoabo) as exposições desaparecem talvez por erosão em virtude da possível componente de rejeito vertical deste falhamento.

O anticlinório de Pinhão tem plunge para oeste - noroeste, que se reflete nos caimentos dos eixos das dobras menores tendo culminação axial na região do denominado "domo" de Itabaiana (HUMPHREY & ALLARD, op. cit.) com exposição de rochas do embasamento. Embora as exposições das litologias - no lado leste do "domo" de Itabaiana sejam em parte comprometidas pelo manto de intemperismo e por coberturas terciárias, verifica-se repetição das litologias que ocorrem do lado oeste, litologias estas contendo dobras menores com eixo mergulhando para este-sudeste. Isto posto, induz à conclusão de que o denominado "domo" de Itabaiana verdadeiramente trata-se da culminação axial de um brachianticlinório e, em decorrência desta conclusão, o anticlinório de Pinhão é um brachianticlinório.

HUMPHREY & ALLARD (op. cit.) admitiram que ao redor dos metassedimentos que aureolam o "domo" de Itabaiana - metassedimentos que constituem o Grupo Miaba dos autores - existia um "décollement", sobre o qual deslizaram os metassedimentos que denominaram de Grupo Vaza Barris, admitindo assim uma discontinuidade tectônica entre os metassedimentos - dos dois Grupos, além de uma discordância erosiva.

A figura 22, que reproduz fotografias aéreas da - extremidade oeste do "domo" de Itabaiana, mostra perfeita concordância entre os metassedimentos dos Grupos Miaba e Vaza Barris daqueles autores, concordância esta ratificada em tra



Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) SUREG /SA Convênio DNPM/CPRM	DETALHE GEO-ESTRUTURAL DA EXTREMIDADE OESTE DO "DOMO" DE ITABAIANA		
PROJETO BAIXO SÃO FRANCISCO/VAZA-BARRIS	Ano: 1977	Des: AVM-120477	Fig: 22

CPRM

balhos de campo. Os dobramentos que afetam as rochas das Formações Itabaiana e Jacoca afetam também a Formação Capitão / Palestina, havendo perfeita concordância estrutural e sedimentar entre estas formações. Por outro lado, tendo a Formação Capitão/Palestina um grande conteúdo pelítico desenvolve-se nela uma intensa xistosidade de plano axial (S_2) que é representada na figura 22 mascarando o acamamento (S_0) ou xistosidade de acamamento (S_1). Em menor escala isto foi mostrado na foto 22. As formações Itabaiana e Jacoca, formadas por litologias mais competentes, e por estarem ligadas diretamente ao embasamento, tornam-se resistentes ao desenvolvimento da xistosidade de plano axial. Contudo, nestas formações desenvolvem-se lineações paralelas às direções da xistosidade de plano axial, que têm mergulhos aproximadamente iguais aos das dobras menores da Formação Capitão/Palestina (Fig. 22). Cumpre salientar que, nas litologias onde a componente pelítica é significante poderá desenvolver-se também uma xistosidade paralela ao plano da Falha do Vaza Barris, afirmação - que carece de confirmação e real comprovação no campo.

Os mesmos aspectos mostrados na figura 22 podem ser identificados do lado leste do domo de Itabaiana (folha Aracaju) ou seja, concordância estrutural e sedimentar entre as formações Itabaiana, Jacarecica, Jacoca e Capitão/Palestina, e obliteração da xistosidade de acamamento pela de plano axial nas litologias pelíticas. De resto, este fenômeno pode ser visualizado na terminação perianticlinal do brachianti - clinório de Pinhão, situado a sul da serra do Capitão, como- mostra a figura 23, onde o traço da foliação de plano axial desenvolvida na Formação Capitão/Palestina, choca-se com carbonatos da Formação Olhos d'Água o que mostra a perpendicularidade existente entre a xistosidade de plano axial e o acamamento nas terminações periclinais dos dobramentos.

CPRM

N

Anticlinório de Pinhão

55

85

70

20

80

70

70

Atitude de acamamento

70 Atitude de xistosidade

Atitude de xistosidade vertical

Contato

Traço de superfície S2

Traço de superfície So = S1

Empurão

Falha transcorrente

Formação Frei Paulo/ Ribeirópolis

Formação Olhos d'Agua

Formação Capitão/Palestina

ESCALA

0 1 2 3 4Km

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM

SUREG / SA

Convênio D N PM/CPRM

DETALHE GEOESTRUTURAL DA PARTE SUL DA SERRA DO CAPITÃO

PROJETO BAIXO SÃO FRANCISCO / VAZA - BARRIS

Ano:	Des:	Fig:
1977	AVM- 15 04 77	23

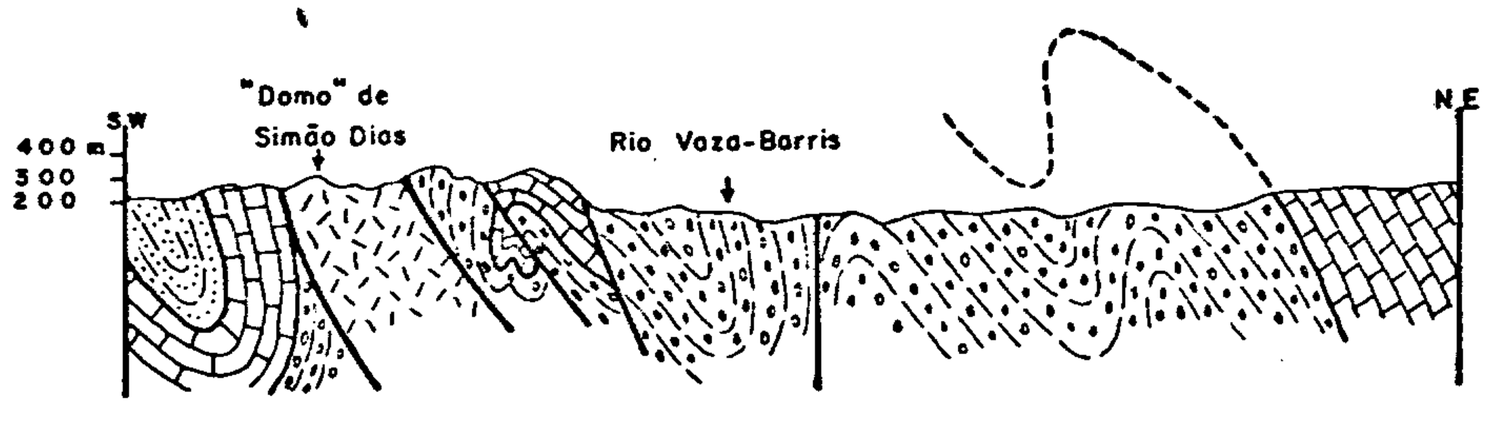
Assim, com estas considerações advindas das observações de campo, julga-se sem sentido admitir-se o denominado "Macambira thrust" de HUMPHREY & ALLARD (op. cit). Entretanto, ficou evidenciado um cavalgamento (Falha de Mocambo) ao norte do "domo" de Itabaiana (fig. 22) que, passando-por Mocambo (centro leste da folha Jeremoabo) com direção nordeste, inflete para este-nordeste a sul de Frei Paulo, entrando na folha Aracaju com esta direção. Este cavalgamento-põe em contato a Formação Frei Paulo/Ribeiropolis diretamente com o embasamento e, pode ser explicado como resultante da resistência oferecida pelo embasamento neste local ("domo"de Itabaiana) constituindo um paleoalto - aos esforços tectônicos dirigidos para sul, ou, precisamente, para sudoeste. Pela observação do mapa conclui-se que este cavalgamento foi - expressivo, pois, nessa área norte do "domo" falta todo pacote representado pelas Formações Itabaiana, Jacarecica, Jaco-ca, Capitão/Palestina e Olhos d'Água. Contudo esta migração-de massas não foi a tal ponto monumental que conseguisse ultrapassar toda extensão do embasamento hoje aflorante no domo de Itabaiana, como admitido por HUMPHREY & ALLARD (op. cit.).

A parte sul do "domo" de Itabaiana caracteriza - se por intenso cisalhamento provocado pela Falha do Vaza Barris. O que realmente aconteceu nesta região é de difícil compreensão, pois aos movimentos transcorrentes devem associar-se movimentos verticais de caráter inverso. O fato é que arestas do embasamento intensamente milonitizadas são encon - tradas entre os metassedimentos da geossinclinal, podendo ser interpretadas como janelas estruturais. Estas arestas do embasamento, por sua vez, possuem enclaves de carbonatos,quartzitos e filitos. Não está afastada a hipótese de que nesta -

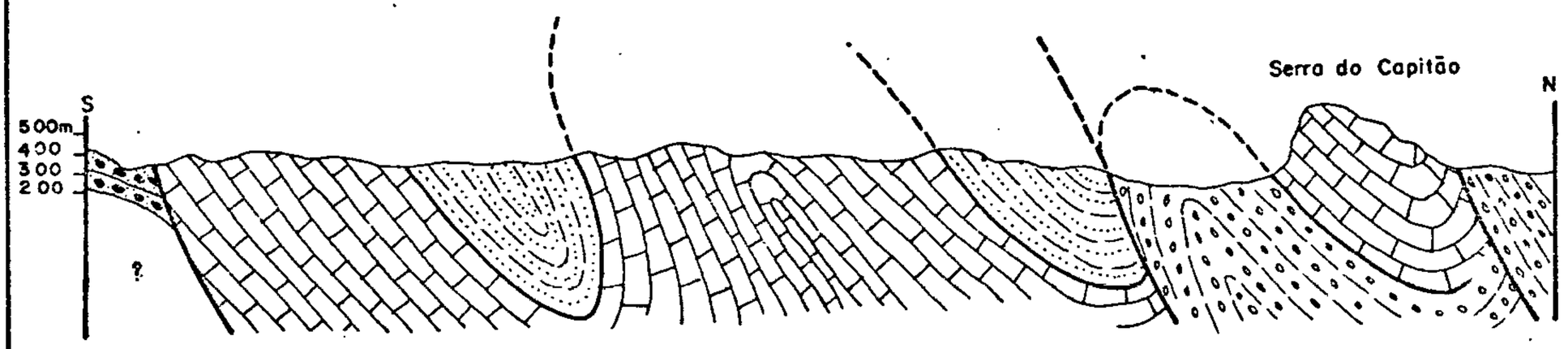
região houve reativação destes falhamentos oriundos da tectônica geossinclinal, pela regeneração wealdeniana que provocou movimentos gravitacionais.

A intensa deformação desta região, parece deixar claro que o bloco nordeste da Falha do Vaza Barris o qual congrega o "domo" de Itabaiana migrou para sudeste, enquanto o bloco sudoeste desta falha permaneceu aparentemente imóvel.

Esta estrutura denominada "domo" de Itabaiana assemelha-se aos mantled gneiss domes descritos por Eskola nos Caledonides, fato já assinalado por SANTOS & SILVA FILHO (op. cit.). Estas estruturas foram também reconhecidas nos Apalaches, em geossinclinais da Austrália (geossinclinal Pine Creek), Groelândia e África. Como descreve Eskola (apud HOBBS et alii, 1976, p. 428) estas estruturas caracterizam-se por um núcleo granito-migmatóide-gnáissico, aureolado por metassedimentos (o manto), de modo que ao redor de toda estrutura o contato com o embasamento se faz com a mesma litologia por inconformidade. Como aponta HOBBS et alii (op.cit.) as estruturas do núcleo tendem a se paralelizar com os metassedimentos em alguns casos, porém, em outros, isto não acontece. Cavalgamentos podem também acontecer de um certo lado. Várias hipóteses tentam explicar a forma dômica destas estruturas encontradas em cinturões orogênicos, destacando-se entre as mais consistentes, a que as explica como sendo derivadas de intrusões graníticas em metassedimentos e, a que preconiza sua origem relacionada a culminações axiais que ocorrem onde anticlinais, de diferentes gerações e "trends", se combinam para produzir um alto estrutural. Das discussões dos autores imediatamente acima citados, deduz-se que podem ser formadas por diferentes processos ou combinações de pro

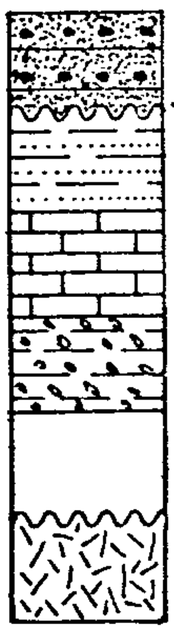


-a-



-b-

LEGENDA



Formação Bomfim (molassa)

← (discordância)

Formação Frei Paulo / Ribeirópolis

Formação Olhos d'Agua

Formação Capitão / Palestina

Formação Itabaiana (não representada)

← (discordância)

Embasamento: gnaisses

Escala horizontal 1:250.000

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM SUREG / SA Convênio DNPM/CPRM	SEÇÕES ESQUEMÁTICAS DO FLANCO SUL DO ANTICLINÁRIO DE PINHÃO (a) E DO "DOMO" DE SIMÃO DIAS (b)		
PROJETO BAIXO SÃO FRANCISCO / VAZA - BARRIS	Ano: 1977	Des: AVM - 140477	Fig: 24

cessos. A estrutura que ocorre na área em estudo parece ter se formado a partir de um alto paleogeográfico, que condicionou o duplo caimento do eixo do brachianticlinório de Pinhão, hoje exposto pelo trabalho da erosão, como já foi deixado implícito nas páginas anteriores.

O flanco norte do brachianticlinório de Pinhão - não apresenta maiores perturbações. Algumas inversões de mergulho ao norte de Frei Paulo (folha Jeremoabo) podem indicar dobramentos, que com certeza são constatados a sul de São Miguel do Aleixo (centro oeste da folha Aracaju) onde peri- anticlinais e peri-sinclinais os patenteiam, com eixos mergu - lhando para noroeste.

O flanco sul deste brachianticlinório, principalmente a oeste de Paripiranga é mais movimentado, com sinclinais e anticlinais, que se desdobram em dobras de segunda e terceira ordem, sempre associadas a falhamentos inversos, como mostrado na figura 24b que esboça o estilo de dobramento- deste flanco.

Ainda, neste flanco sul, ressalta-se o "domo" de Simão Dias (domo?) com características que se aproximam do "domo" de Itabaiana anteriormente caracterizado. Esta estrutura, porém, além de apresentar menores proporções é limitada por falhamentos. Ao norte se lhe associam cavalgamentos originados também por sua resistência aos esforços tangenciais- dirigidos para sul-sudoeste. A figura 24a esquematiza o estilo das deformações a que se sujeitaram as rochas a norte e a sul de Simão Dias (folha Jeremoabo).

Entre os falhamentos inversos destaca-se a Falha da Escarpa, cujo plano ao longo do qual se deu o deslocamento, apresenta mergulho forte (foto 23). Os cavalgamentos com planos de mais baixo ângulo parece que estão intimamente as

sociados à resistência apresentada por paleoaltos do embasamento aos esforços tangenciais, localizando-se por conseguinte, na frente dos "domos" de Itabaiana e Simão Dias. Apesar destes falhamentos terem componentesverticais expressivas , eles apresentam também componente horizontal aparente, dextra ou sinistra.

A ruga miogeoanticlinal apresenta característi - cas estruturais similares às encontradas no sulco miogeosinclinal. As estruturas menores apresentam também as mesmas relações, às vezes até com maior clareza, como ilustra a foto 24. Neste local pode-se notar a superfície de acamamento - (S_0) (contato de xisto com metarenito impuro) e o desenvolvimento de uma xistosidade de acamamento (S_1) na litologiamais competente. A litologia incompetente propicia o desenvolvi - mento de uma clivagem de plano axial (S_2) paralela ao plano axial do dobramento, que mascara os planos de acamamento.Percebe-se claramente que nos flancos da dobra a xistosidade de plano axial é paralela à xistosidade de acamamento por se tratar de uma dobra isoclinal, enquanto na charneira lhe é perpendicular. Por outro lado, a xistosidade de plano axial, transmuta-se em clivagem de fratura no metarenito, onde se percebe que a última corta a xistosidade de acamamento.Disto se conclui que a xistosidade de acamamento se desenvolveu durante o metamorfismo, e a de plano axial durante a deforma - ção, implicando em que o metamorfismo precedeu a deformação, pelo menos em um curto intervalo de tempo. Verifica-se ainda que existem duas gerações de biotita cristalizando-se em direções por vezes diferentes. Isto pode indicar que a primeira geração pertencente ao metamorfismo regional cristalizou-segundo os planos de acamamento. A segunda geração pode estar relacionada às intrusões graníticas características da - região, tendo se cristalizado nos planos de xistosidade de

plano axial. Além destas evidências a relação metamorfismo/ deformação é ratificada em alguns locais pelo deslocamento da xistosidade de acamamento pela de plano axial, dando surgi - mento à crenulação.

Os dobramentos também, salvo excessões posterior mente discutidas, são caracterizados por isoclinais revira - das similares (foto 25), às vezes associadas a empurrões (fo to 26), caracterizando uma deformação holomórfica. Entretan- to, se no sulco miogeossinclinal os mergulhos das várias su perfícies planares são mergulhos médio a fortes, na zona ago ra estudada eles são dominantemente baixos. Isto, antes de caracterizar um abrandamento dos esforços tectônicos, parece definir justamente o inverso, como bem demonstram as fotos 27 e 28 que mostram dobras com plano axial quase deitado, is to é, tendendo a dobras recumbentes, indicativas de severos esforços tangenciais.

Entre o meridiano de Nossa Senhora da Glória - (noroeste da folha Aracaju) e perlongando pela porção nordes te da folha Jeremoabo, sudeste e oeste da folha Paulo Afon so, não se distingue dobras maiores pela ausência de termina ções periclinais, todavia algumas inversões de mergulho e do bras menores representadas por seu eixo em mapa, e ilustra - das nas últimas fotos apresentadas, fazem crer na presença - de grandes estruturas dobradas cujo posicionamento do eixo não se teve condições de localizar.

Distinta é a conformação geométrica dos dobramen tos visíveis, do meridiano de Nossa Senhora da Glória para leste. Apesar do mergulho das estruturas planares continuarem caracteristicamente baixos (foto 16), verifica-se que a les te de Porto da Folha (sudoeste da folha Santana do Ipanema), ressalta-se uma sinclinal normal e simétrica e, na região de

Nossa Senhora de Lourdes (norte da folha Aracaju) constata-se uma bacia estrutural balizada por lentes e camadas de quartzito, que evidencia uma depressão axial do eixo desta sinclinal da região de Porto da Folha. O eixo desta estrutura continua em direção leste passando por São Braz (folha Aracaju) e caminhando em direção a Igreja Nova (folha Aracaju).

Estes fatos parecem induzir duas conclusões importantes. Primeiro, o caráter simétrico dessa estrutura é indicativo da zona axial de simetria centrífuga da geossinclinal Sergipana na região. Com efeito a sul do eixo desta sinclinal as estruturas têm vergência para o craton, como mostrado nas páginas anteriores, enquanto a norte desse eixo as estruturas têm vergência oposta como será mostrado nas páginas seguintes. Segundo, a depressão axial desta sinclinal indica ainda a influência do paleoalto representado pelo "domo" de Itabaiana, na estrutura geral da geossinclinal-Sergipana. Efetivamente a depressão estrutural agora tratada projetada para sul, posicionar-se-ia a leste do domo de Itabaiana e, vice-versa, o "domo" de Itabaiana projetado para norte iria situar-se entre a bacia estrutural da região de Nossa Senhora de Lourdes (folha Aracaju) e a terminação perisinclinal situada a leste de Porto da Folha (folha Santana - do Ipanema). Isto posto, conclui-se existir um paleoalto de direção norte-noroeste/sul-sudeste que, de Itabaiana, segue para norte às vezes aflorando, como é o caso do "domo", e - que o plunge das estruturas da geossinclinal Sergipana são sempre para noroeste, salvo onde está influenciado pelo paleoalto acima referido.

A forma distorcida e anômala da bacia estrutural da região de Nossa Senhora de Lourdes (folha Aracaju), uma lineação com caimento para norte-nordeste a 9 km noroeste -

desta cidade, e uma dobra menor transversal às estruturas entre a vila de Várzea da Ema e a fazenda São Miguel (canto centro-oeste da folha Paulo Afonso), podem indicar esforços transversais superpostos à direção geral e normal aos esforços da geossinclinal, embora que de pouca intensidade.

Os falhamentos não são característicos desta zona geossinclinal. Contudo, destaca-se a Falha de São Miguel do Aleixo, que passa nesta cidade (folha Aracaju), prolongando-se para oeste pela folha Jeremoabo, tendo direção aproximadamente leste-oeste e limitando o sulco miogeossinclinal agora descrito. Destacam-se ainda alguns falhamentos na região da serra Grande e do riacho Tim-Tim (centro nordeste da folha Paulo Afonso) e, a grande Falha de Belo Monte (nordeste da folha Jeremoabo, canto sudeste da folha Paulo Afonso e canto sudoeste da folha Santana do Ipanema) com direção aproximada leste-oeste infletindo para nordeste na folha Santana do Ipanema. Esta falha se bifurca no canto sudoeste da folha Santana do Ipanema, de onde, com direção aproximadamente leste-oeste, ressalta-se a Falha de Porto da Folha. Estas falhas são inversas, se lhes associando pequenos empurrões nas proximidades do traço de seu plano. Apresentam também uma componente de rejeito horizontal sinistra que pode ser visualizada através de "drags". Outra evidência desta componente-de rejeito horizontal pode ser verificada através dos quartzitos que balizam a sinclinal situada a oeste de Porto da Folha e a bacia estrutural da região de Nossa Senhora de Lourdes, ambas estruturas já discutidas. Os quartzitos podem ser os mesmos que afloram intercalados nos xistos na região sul-e sudoeste de Pedro Alexandre (nordeste da folha Jeremoabo)e assim indicar que este rejeito horizontal foi bastante expressivo. Estes quartzitos ainda, podem ser os mesmos situa-

dos na região da serra Grande e serra da Carreta (noroeste - da folha Paulo Afonso), agora rejeitados para nordeste em movimento dextral. Estes vários níveis de quartzito podem estar repetidos por dobramentos desde que na região da serra - Grande constatou-se camadas invertidas, evidenciadas através de estruturas primárias (acamamento gradacional e estratificação cruzada).

O sulco eugeossinclinal apresenta algumas particularidades estruturais que o distingue, deste ponto de vista, das outras zonas da geossinclinal. Seu "trend" estrutu - ral inflete bruscamente para nordeste de Limoeiro (margem do rio São Francisco no canto sudoeste da folha Santana do Ipanema) em direção a Bom Conselho (centro norte da folha Santana do Ipanema), o mesmo acontecendo entre Maribondo (centro leste da mesma folha) em direção a Bom Conselho.

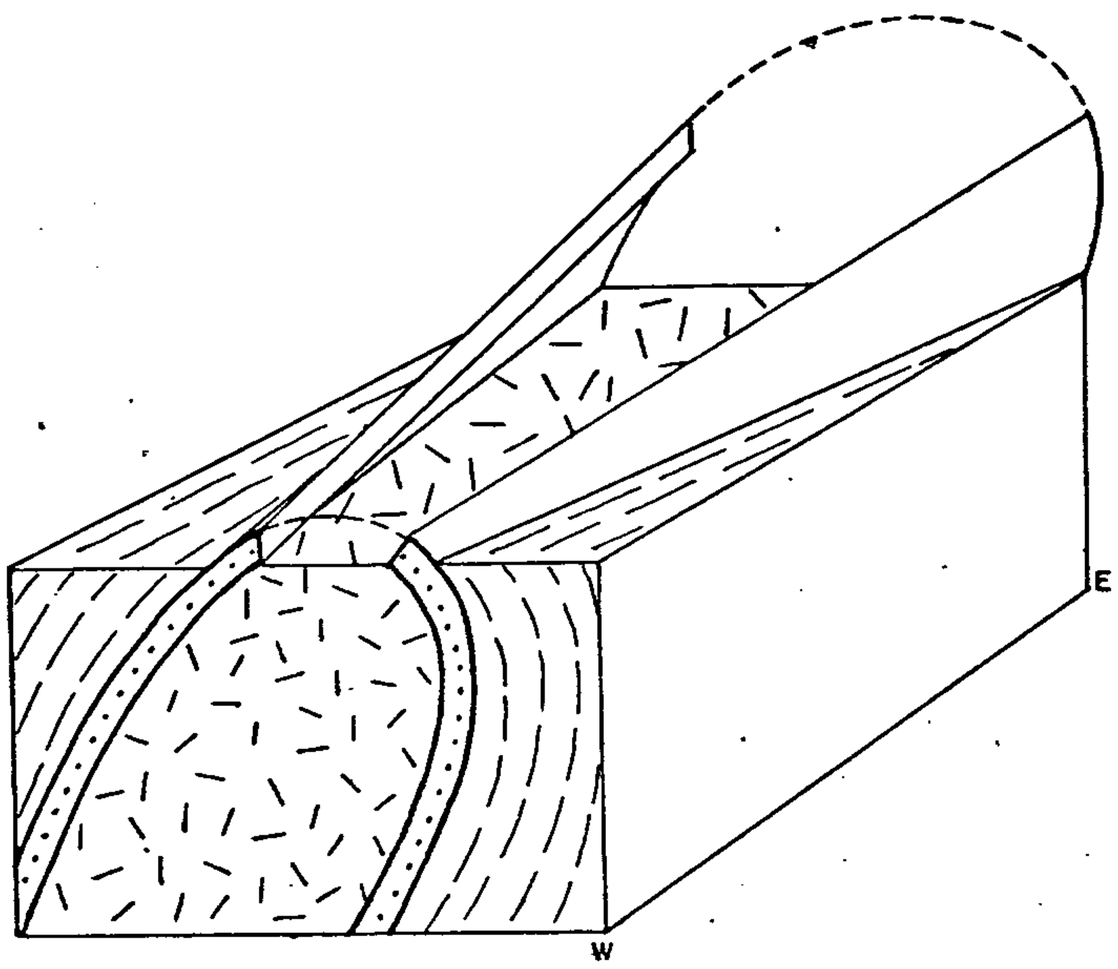
Os mergulhos das superfícies planares são dominantemente baixos, e o dobramento obedece ao mesmo padrão holomórfico antes já descrito, porém com uma diferença fundamental: os planos axiais dos dobramentos mergulham para sul-sudoeste caracterizando uma vergência contrária ao antepaís, fato bem marcado na série de anticlinais e sinclinais que se situam entre Traipu (margem do rio São Francisco, folha Santana do Ipanema) e Palmeira dos Indios, dos quais a mais importante é a anticlinal de Jirau do Ponciano. O núcleo das anticlinais é quase sempre ocupado pelo embasamento, estando estas estruturas balizadas por níveis por vezes descontínuos de quartzito (Formação Santa Cruz).

A região situada entre Piranhas (folha Paulo Afonso) e Pão de Açúcar (folha Santana do Ipanema) ocupada dominantemente por rochas básicas já mostra alguns mergulhos - para sudoeste, principalmente a noroeste de Piranhas, o que

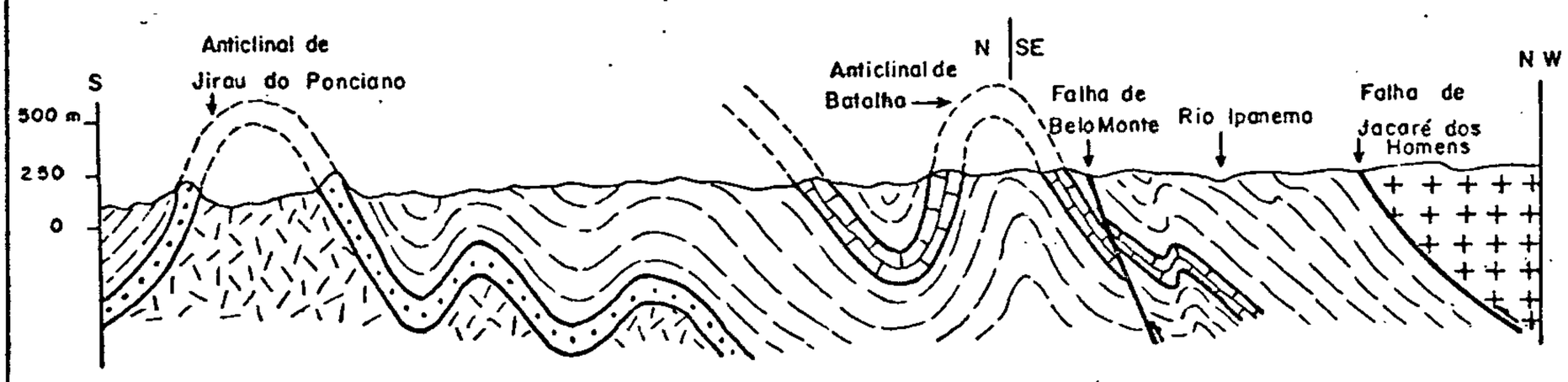
pode indicar a zona axial de simetria centrífuga nesta região.

Os metassedimentos que ocorrem entre Águas Belas (nordeste da folha Santana do Ipanema) e sudoeste da fazenda Carié (nordeste da folha Paulo Afonso) mostram mergulhos baixos com sentido dominantemente para sudeste, o que caracteriza vergência para norte ou noroeste. Nesta região sudoeste da fazenda Carié, foram medidos alguns eixos transversais às direções das superfícies planares e, como aqueles anotados - na ruga miogeoanticlinal, podem indicar esforços transversais aos principais. Aí também foram anotadas dobras deitadas, o que demonstra esforços tectônicos muito enérgicos.

Os falhamentos principais desta região têm direção dominantemente nordeste-sudoeste apresentando rejeito horizontal sinistro. As falhas de Jacaré dos Homens e de Belo Monte, esta anteriormente referenciada, parecem condicionar-as estruturas que entre elas lhe são paralelas com direção anômala, como já mencionado. Estas falhas de rejeito vertical inverso parecem apresentar também uma forte componente horizontal aparente. Elas têm importância fundamental no condicionamento das estruturas e, seu mecanismo ainda não está perfeitamente entendido. Entre Belo Monte (margem do rio São - Francisco, folha Santana do Ipanema) e Batalha provocam forte amarrotamento das estruturas, e seu sentido de empurrão - para sudeste contrasta com a superfície axial da anticlinal-de Jirau do Ponciano que mergulha para sul. A leste de Belo Monte esta anticlinal parece simétrica mas esta falsa impressão é causada pelo nível da erosão em sua terminação perianticlinal, fato também observável na anticlinal de Batalha, e ilustrado na figura 25a. A figura 25b mostra um esboço da situação estrutural na região de Batalha interrelacionando es



- a -



-b-

Escala horizontal 1:250.000

LEGENDA

- Formação Traipú/Jaramataia: micaxistos e metacarbonatos
- Formação Santa Cruz: quartzitos
- Granitóides porfiróides
- Embasamento: gnaisses

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM SUREG / SA Convênio DNPM/CPRM	ESQUEMA DA TERMINAÇÃO DA ANTICLINAL DE JIRAU DO PONCIANO (a), E RELACIONAMENTO DESTA ESTRUTURA COM A ANTICLINAL DE BATALHA E FALHAS DE BELO MONTE E JACARÉ DOS HOMENS (b).		
PROJETO BAIXO SÃO FRANCISCO / VAZA-BARRIS	Ano: 1977	Des: AVM - 13 04 77	Fig: 25

tes dobramentos e as falhas de Jacaré dos Homens e Belo Monte.

As estruturas que interessam à ante e à intra - fossa molássica são algo diferentes, se bem que na borda do sulco miogeossinclinal tenha se detectado ainda movimentos compressivos significantes que afetam as rochas do Grupo Estância através de dobramentos, e sobretudo, por empurrões, que jogam rochas miogeossinclinais sobre a molassa. Estes falhamentos foram detectados a norte de Lagarto (sudeste da folha Jeremoabo), a sul de Conceição do Saco (leste de Simão Dias, folha Jeremoabo) e próximo à fazenda Gravatá Amarelo (centro oeste da folha Jeremoabo). A região situada entre Lagarto e Igreja Nova (folha Jeremoabo) caracteriza-se por uma tectônica germanotípica com blocos falhados e constantes mudanças nas direções das camadas.

As estruturas encontradas a norte e sul de Tobias Barreto (folha Cipó) constam de ondulações na forma de anticlinais e sinclinais rasas com grande comprimento de onda.

Parece que os esforços nesta região tinham direção aproximada leste-oeste sem que se saiba ao certo sua origem. A convulsão que acontece entre Igreja Nova e Lagarto dever-se-ia à adaptação dessas estruturas aos esforços tardiossinclinais da geossinclinal, a esta altura reativados.

O Grupo Estância no extremo oeste da folha Jeremoabo estrutura-se na direção nordeste-sudoeste tendo na sinclinal normal da fazenda Algodões sua estrutura mais significativa.

A intra-fossa de Juá parece constituir um meio "graben" com suas rochas repousando discordantemente sobre

os metassedimentos da geossinclinal.

Dentro de um campo puramente teórico observa-se que as estruturas encontradas na geossinclinal Sergipana obedecem ao esquema de MOODY & HILL (1956 apud LOCZY & LADEIRA, 1976). Com efeito verifica-se grande desenvolvimento de falhas transcorrentes sinistras com direção nordeste-sudoeste que podem representar falhas de 1ª ordem, enquanto que as falhas com direção noroeste-sudeste são mais subordinadas. Rejeito dextro é detectado principalmente na Falha do Vaza Barris que parece ser uma falha de 2ª ordem. Os empurrões e a vergência dos dobramentos também se coadunam com o esquema daqueles autores. Entretanto, assinala-se que esse esquema é apenas válido para as estruturas encontradas na ruga miogeoanticlinal e no sulco miogeossinclinal.

5.3 As estruturas fanerozóicas

As estruturas fanerozóicas, estudadas superficialmente, definem estruturas germanotípicas resultantes da tafrogenia que resultou da reativação wealdeniana. Falhamentos gravitativos herdaram muitas vezes suas direções das estruturas da geossinclinal, já estudadas, e de outras do embasamento.

Não existem dobramentos significativos nas rochas fanerozóicas e quando existem são apenas flexuras devidas a queda de blocos e basculhamentos. "Horsts" e "grabens" são as estruturas mais significativas deste eon.

CPRM

6 - GEOLOGIA HISTÓRICA

A assembléia litológica, que ocorre na área objeto do presente relatório, permite tentativamente identificar os eventos que marcaram sua evolução geológica, quando comparada com sequências, que, em outras áreas do globo, lhe são similares. Evidentemente, a caracterização completa da trama geológica - necessita de estudos mais detalhados, maior número de análises, tanto geocronológicas quanto químicas e petrográficas- e maior conhecimento da distribuição das unidades em áreas de maiores dimensões. Portanto, o esquema evolutivo aqui apresentado é passível de ulterior aperfeiçoamento pois que baseia - se apenas nos dados até agora disponíveis, quer obtidos no desenvolver dos trabalhos do projeto, quer coligidos de trabalhos anteriores, mesmo fora dos limites de sùa área. Por outro lado, admite-se que hipóteses alternativas possam ser estruturadas explicando de modo diverso a evolução da sequência de eventos acontecidos, principalmente no que diz respeito ao Arqueano onde se defronta com as maiores dificuldades na visualização dos fatos e onde existem as maiores controvérsias - quanto à sua evolução.

Dentro da área em apreço, existem três grandes compartimentações geotectônicas, cuja evolução apresenta particularidades individualizantes, que permitem serem tratadas separadamente.

6.1 A evolução cratônica

O conceito de cráton aqui adotado é o de ALMEIDA- (1976), que seguindo as idéias ilustradas no Mapa Tectônico- da Europa e no Mapa Tectônico do Mundo, entende por cráton uma plataforma cujo embasamento consolidou-se em tempos pre-brasilianos e que não mais sofreu uma deformação do tipo alpino , mas sim do tipo germânico.

O embasamento arqueano, aflorante na área em estudo, pertence ao denominado cráton ou plataforma do São Francisco (ALMEIDA, 1967). A porção deste cráton agora estudada, foi também denominada de cráton de Salvador, por CORDANI (1973).

Os complexos em que foram agrupadas as unidades litoestratigráficas descritas nos capítulos precedentes, possuem características tais que podem ser comparados com entidades geotectônicas reconhecidas e estudadas com bastante detalhe em outros continentes. Assim o Complexo Metamórfico e o Complexo Metamórfico-Migmatítico podem ser comparados com os "crátons" Granítico-Greenstone de GLIKSON (1972), e o Complexo Granulítico pode ser comparado com os Cinturões Móveis no sentido de ANHAEUSSER et alii (1969).

A evolução destas entidades geotectônicas remonta aos primórdios do desenvolvimento da crosta, que tem nos "greenstones-belts" ou cinturões de rochas verdes, o primeiro evento geológico definido e decifrável. Numerosos pesquisadores apresentam hipóteses sobre o modo de evolução destes cinturões de rochas verdes, hipóteses estas por vezes muito similares, tendo geralmente como pomo de discórdia a presença ou não de uma crosta siálica, nos tempos primitivos.

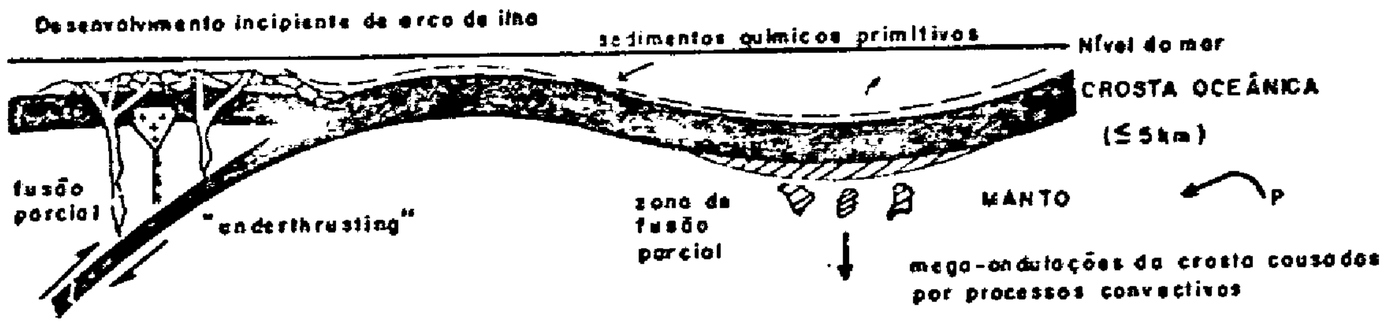
ANHAEUSSER et alii (op.cit.) tomando como exemplo o cinturão de rochas verdes do Barberton (África do Sul), - talvez a mais completa sequência de rochas representativas destes cinturões em todo mundo - sistematizou a evolução da crosta nessa época, sugerindo que, através de grandes fraturas crustais, o magma básico e ultrabásico extravasou, após o que houve a deposição de sedimentos acompanhada de vulcanismo. Ele reconheceu dentro da organização destes cinturões, um Grupo Ultramáfico, um Grupo Greenstone e um Grupo Sedimentar,

intrudidos por granitóides sódicos precoces orientados nos bordos e outras rochas granitóides tardias cada vez mais potássicas. Em última análise, estes plutons granitóides seriam responsáveis pelo modelado tectônico característico destes - cinturões de dobras apertadas sugerindo calhas sinclinoriais aureoladas por estes mesmos plutons, que se originariam por diferenciação do manto. Os migmatitos que aí são encontrados são explicados como tendo sido formados pela assimilação das rochas do cinturão pelas massas siálicas. ANHAEUSSER et alii (op.cit.) assinalam que estas massas granitóides no seu contato transformam as rochas dos cinturões de rochas verdes, normalmente de fácies xisto verde para a fácies anfibolítica. É importante frisar que neste modelo de evolução os autores admitem a presença de uma crosta siálica , ainda que de pouca espessura.

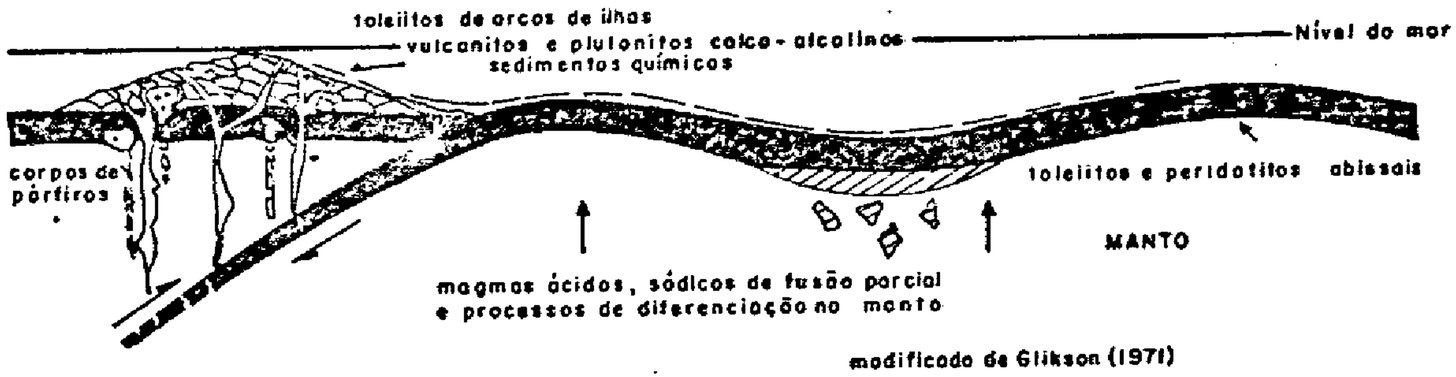
Contrapondo-se às idéias de ANHAEUSSER (op.cit.) GLIKSON (op.cit.), valendo-se de uma série de evidências e de argumentos, lançou a hipótese de que as rochas básicas e ultrabásicas dos cinturões de rochas verdes derivam-se da crosta oceânica primitiva, excluindo assim a possibilidade de existência de uma crosta siálica. Sedimentos químicos ferruginosos (cherts e itabiritos) depositar-se-iam nesta fase, após o que por diferenciação do manto, surgiriam diápiros graníticos de forma alongada ou ovalada. Seguiu-se um estágio vulcano-sedimentar (greenstone belts) e posteriormente aconteceu o dobramento e o metamorfismo de baixo grau.

Finalmente, ANHAEUSSER (1973) reformulando suas idéias anteriores apresentou um modelo de evolução (figura - 26), que muito se assemelha ao de GLIKSON (op.cit.), sobressaindo-se, entretanto, como um modelo mais evoluído e acabado. Este autor imagina placas oceânicas chocando-se e na zona de

A- ESTÁGIO OCEÂNICO

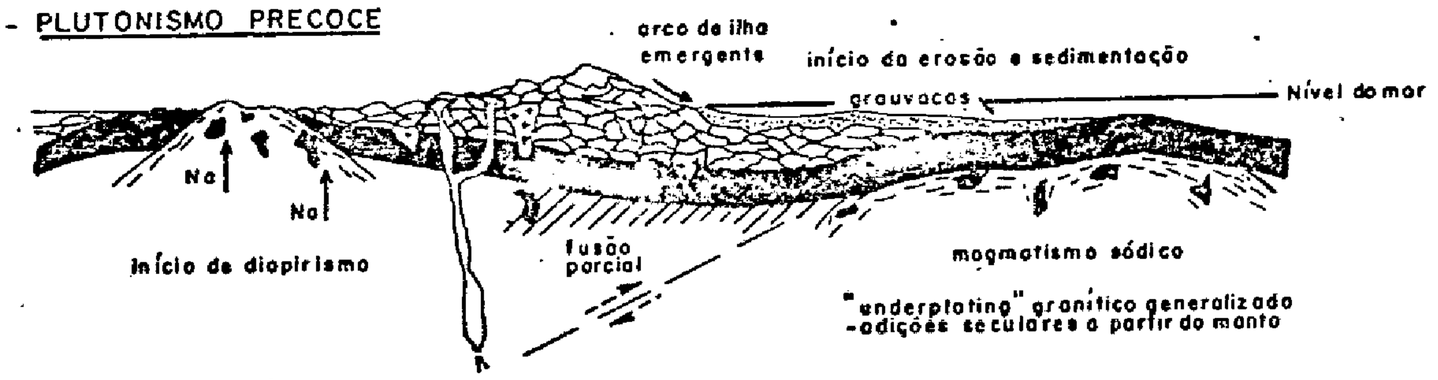


B- VULCANISMO PRECOCE

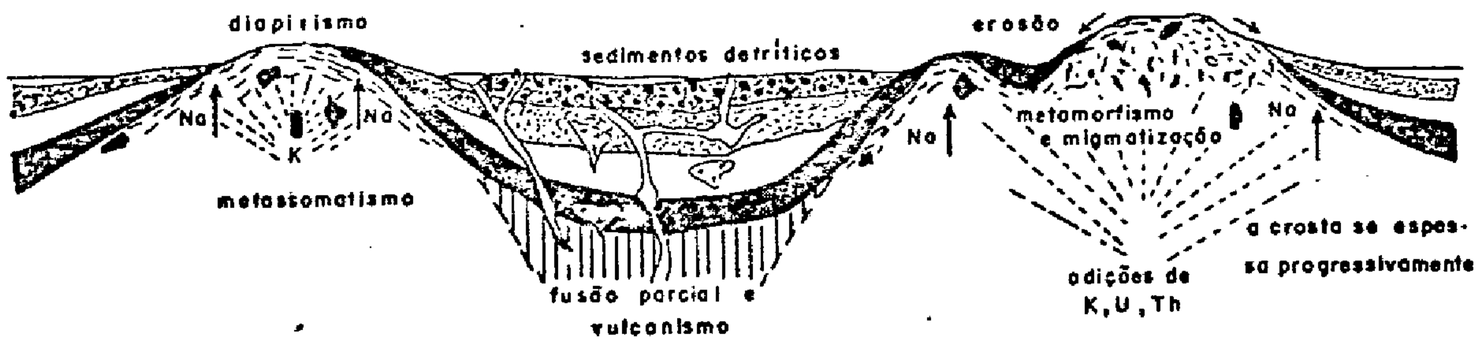


modificado de Glikson (1971)

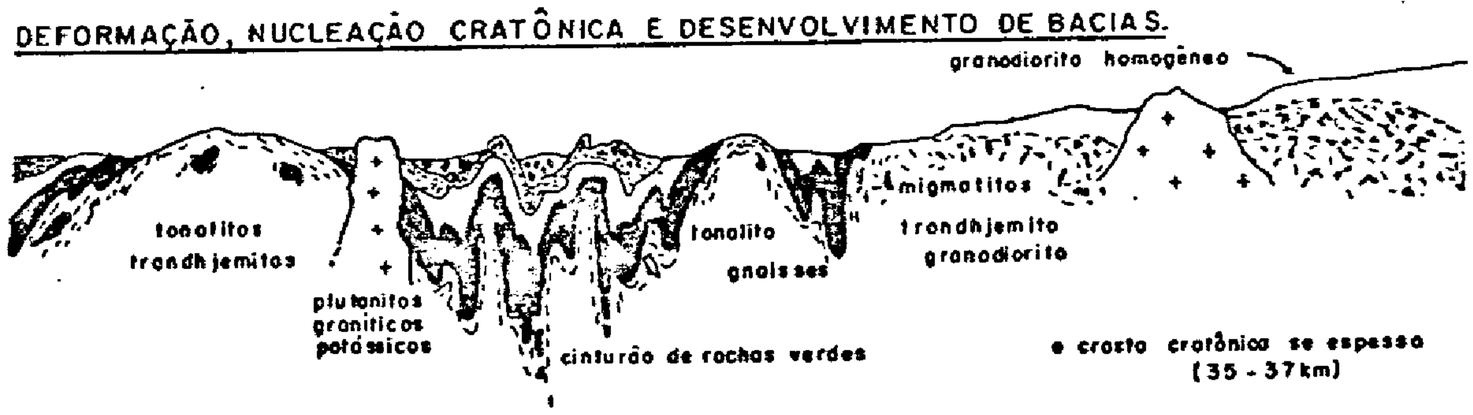
C- PLUTONISMO PRECOCE



D- VULCANISMO, SEDIMENTAÇÃO E DIAPIRISMO



E- DEFORMAÇÃO, NUCLEAÇÃO CRATÔNICA E DESENVOLVIMENTO DE BACIAS.



Segundo ANHAEUSSER (1973)

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - C P R M SUREG/SA. Convênio DNPM/CPRM	ESBÔÇO DO DESENVOLVIMENTO CRUSTAL PRIMITIVO E EVOLUÇÃO DOS TERRENOS GRANITO - GREENSTONE		
PROJETO BAIXO SÃO FRANCISCO / VAZA - BARRIS	Ano 1 9 7 7	Des: AVM - 280377	Fig: 2 6

consumação de uma delas, pelo contato com o manto, acontecem fusões parciais dando ensejo à formação de um arco de ilhas. Sobre estas placas existiria uma incipiente sedimentação química, e onde elas estão arqueadas para baixo também haveriam fusões parciais (figura 26a). O manto diferencia-se dando ensejo à formação de magmas ácidos, magmas estes que migram para.cima iniciando assim um diapirismo (figura 26b). O arco de ilhas bem como os diápiros graníticos emergem e sendo erodidos dão ensejo à sedimentação de clásticos (figura 26c). O diapirismo continua provocando metamorfismo, migmatização e metassomatismo; a erosão torna-se intensa aumentando o volume de sedimentos que se associam a um vulcanismo bastante ativo (figura 26d). O processo continua com nucleação cratônica, desenvolvimento de bacias e intrusões graníticas tardias (figura 26e).

Desta maneira, é explicado o processo de sialização da crosta representada por estes proto-cratons de natureza granito-greenstone, no sentido de GLIKSON (op. cit.). A fronteira destes proto-cratons com a crosta oceânica e zonas de "rifts" cortando-os, é sítio de sedimentação, vulcanismo, plutonismo e alto grau de metamorfismo característicos dos "mobile-belts", ou cinturões móveis.

Utilizando-se a organização proposta por ANHAEUSSER (op. cit.),verifica-se que seu Grupo Ultramáfico não tem representação na área em estudo.A associação litológica encontrada a sudoeste da área da folha Jeremoabo e a noroeste da área da folha Cipó(figura 14a),composta por metabasitos com intercalações de meta-calcário e metachert,além de indicar a ciclicidade do vulcanismo como bem ilustrado por ANHAEUSSER (1971, p. 61), mostra ainda similaridade com as sequências de topo do Grupo Greenstone. O mesmo acontece com a associação

litológica encontrada a sul de Araci (folha Cipó, figura14b), que além de vulcanitos ácidos já apresenta itabiritos subordinados e maior quantidade de filitos, o que pode indicar o início da sequência argilosa do Grupo Sedimentar. A sequên - cia arenosa do Grupo Sedimentar por sua vez, parece estar re presentada na região noroeste de Campinhos, folha Alagoinhas, onde são encontrados quartzitos, itabiritos, filitos subordinados e metabasitos (figura 14c).

. Como sugere a disposição litológica das unidades existe de norte para sul o aparecimento de unidades cada vez mais superiores susceptíveis de comparação com a sequência - encontrada no cinturão Barberton. Cumpre ressaltar que até agora não foi constatada a presença de lavas intermediárias- na área em estudo.

O metamorfismo de baixo grau, a sequência vulcano-sedimentar, a tectônica de dobras apertadas, vincula o Complexo de Serrinha aos cinturões de rochas verdes.

Aureolando estes resquícios de rochas vulcânicas e metassedimentares, ocorrem diatexitos bastantes homogê - neos, que localmente ou mesmo em grandes extensões, tornam - se verdadeiros granitóides. Estas rochas como também migmatitos heterogêneos (metatexitos) de larga distribuição, portam enclaves e intercalações de anfibolitos,que parecem ser a única litologia paleossomática. Localmente,estes granitóides como ocorre nos arredores da fazenda São Bento às margens do rio Real, apresentam enclaves de anfibolitos. As observações petrográficas microscópicas e análises geoquímicas (tab.III) de alguns anfibolitos denunciando sua filiação magmática,evidenciam que estas massas siálicas são posteriores ao estabelecimento de cinturões de rochas verdes na área, do qual os anfibolitos são remanescentes transformados em uma fácies me

tamórfica mais elevada, como já havia observado VILJOEN & VILJOEN (apud WINDLEY & BRIDWATER, 1971). É interessante a observação da foto 3, onde há predomínio absoluto de paleossoma anfibolítico (ortoanfibolito), lembrando uma pilha vulcânica.

Salvo futuras constatações, até o momento na área, em nenhum local, encontrou-se evidências de que as rochas do Complexo Metamórfico jazem sobre um embasamento mais antigo. O que parece é que elas estão flutuando sobre algo que, formado nas profundezas da crosta, as forçou localmente para cima. O quadro se completa com granitóides tardios que cortam os migmatitos.

Desta maneira a crosta primordial aflorante na área parece ter evoluído seguindo os processos expostos por GLIKSON (op.cit.) e ANHAEUSSER (op.cit.), a partir do choque de duas placas oceânicas com posterior diferenciação do manto, responsável pela formação de massas siálicas que foram impelidas para cima pelo fenômeno de nucleação.

Assim, pois, teriam se formado núcleos continentais, em cujas margens desenvolver-se-iam os cinturões móveis. Este termo é usado para descrever cinturões lineares metamórficos mais jovens que os antigos núcleos cratônicos envolvidos, caracterizados por metamorfismo de alto grau e por granitização. São cinturões complexos, tendo sido afetados por vários eventos tectono-termais mas, apesar disto, conservam sua individualidade. O termo é empregado para substituir cinturão orogênico, cuja conotação implica evolução geotectônica, compreendendo geossinclinais e orogenia.

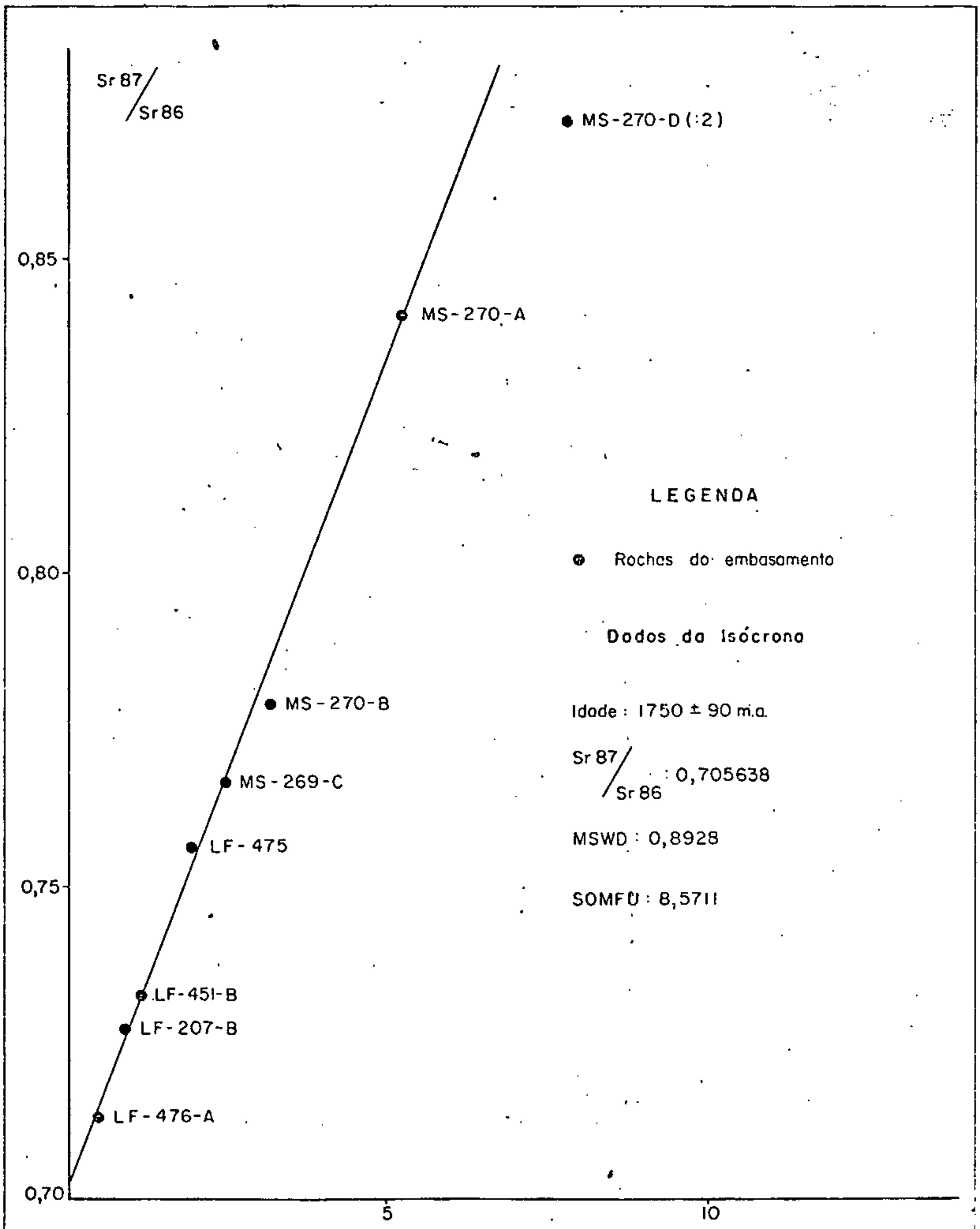
Estas características marcam as rochas de facies granulítica, tanto as que ocorrem na faixa costeira quanto aquelas que ocorrem na região de Feira de Santana.

Estes cinturões móveis englobam rochas sedimentares e possivelmente também rochas de origem vulcânica. Além disso, englobam fragmentos dos cinturões de rochas verdes representados por migmatitos, cujos paleossoma e neossoma foram levados à fácies granulítica, fato bem ilustrado na região situada entre Buquim e Riachão do Dantas (fotos 6 e 7). A sul de Quiji (folha Cipó), também, observa-se que parte dos granulitos derivaram de rochas migmatíticas.

As características do metamorfismo parecem ser diferentes entre aqueles granulitos da costa e os do interior. Os primeiros apresentam frequentemente em sua paragênese cordierita, que pode refletir condições de baixas pressões, ao contrário dos granulitos do interior, em que este mineral está ausente, indicando pressões mais elevadas. Este fato pode indicar que poderia ter existido cinturões metamórficos emparelhados, onde as condições de pressão e temperatura variam de um para outro. KATZ (1972) observou este fenômeno em rochas de facies granulítica do Ceilão, comparando com os "paired metamorphic belts" de MIYASHIRO (1961, apud KATZ, 1972), de idade fanerozóica, que estão intimamente relacionados com a tectônica de placas.

As observações microscópicas revelam que o Complexo Granulítico foi submetido a um poli-metamorfismo. Primeiramente, aconteceu um evento metamórfico de alto grau. Após isso aconteceu um retrometamorfismo evidenciado pela transformação dos hiperstênios em biotita e hornblenda, e por coroas de reação nas granadas. Este retrometamorfismo foi bastante intenso a nordeste de Esplanada (folha Cipó) onde todos os piroxênios foram anfibolitizados. Nesta região, ocorrem mais conspicuamente granitos e pegmatitos cuja introdução é provável que tenha acontecido na época deste evento -

CPRM



Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - C P R M SUREG / SA Convênio DNPM / CPRM	ISÓCRONA DE REFERÊNCIA DAS ROCHAS ARQUEANAS		
PROJETO BAIXO SÃO FRANCISCO / VAZA BARRIS	ANO. 1977	DESENHO: J. C. S.	FIG: 27

termo-metamórfico. Esta faixa de metamorfismo muito se assemelha ao Lewisiano, da Escócia, onde faixas de fácies anfibolítica retrometamórfica (Metamorfismo Inveriano) situam-se transversalmente ao "trend" regional de rochas de fácies granulítica metamorfisadas durante o evento Scouriano (HOLLAND & LAMBERT, 1975).

Após este retrometamorfismo o craton do São Francisco consolidou-se e só foi perturbado pelas intrusões fissurais de diabásio e basalto não metamórficos, generalizadamente presentes em todo o craton. Parte deste craton foi regenerada durante o trans-amazônico (Fig. 27)* e durante o Brasiliano, quando então funcionou como uma paraplataforma.

Pode-se sumarizar as etapas da evolução do cráton do São Francisco do modo que se segue:

a - Oceano primitivo em cujo assoalho simático - podem ter se depositado sedimentos químicos;

b - Desenvolvimento incipiente de um arco de ilhas, cujo testemunho é representado pelos metabasitos e anfibolitos hoje aflorantes (idade não determinada, supostamente 3000 m.a.);

c - Formação de um magma ácido por diferenciação do manto. Início do diapirismo ácido e emer

---

* A Fig. 27 representa um diagrama isocrônico preparado por MORIO HAMA, Geólogo da CPRM, do Convênio CPRM-IGUSP-GEOCRON a partir de amostras coletadas no projeto. Observar que inclusive rochas vulcânicas do vulcanismo de Arauá situam-se sobre a isócrona.

são do arco de ilhas;

d – Erosão das vulcânicas e plutons graníticos a florantes, dando início à sedimentação de clásticos. Durante os períodos mais calmos; sedimentação química de cherts e itabiritos;

e – Nucleação cratônica, desenvolvimento das bacias, deformação e metamorfismo de baixo – grau acompanhado de intrusões ácidas tardias;

f – Formação e consolidação de uma crosta siálica primitiva em torno da qual aconteceram fenômenos de subducção dando ensejo à sedimentação e vulcanismo;

g – Formação dos cinturões móveis e metamorfismo-regional de alto grau afetando porções do núcleo cratônico. Hipoteticamente, aventa-se a possibilidade de que a idade do Complexo de Jequié (CORDANI op.cit.) reflete o metamor – fismo regional de alto grau, que primeiro afetou estes cinturões móveis.(2700 m.a.?);

h – Retrometamorfismo regional, mais enérgico na região nordeste de Esplanada. Intrusão de alguns granitos e pegmatitos. Vulcanismo de Arauá. O término da cratonização e resfria – mento desta porção do craton. é relacionado-ao fim do ciclo Transamazônico. Este evento afetou tanto rochas do Complexo Granulítico-quanto rochas do Complexo Metamórfico-Migmatítico, afetando ainda os vulcanitos de Arauá, que cortam ambos os complexos. A figura –

27 é uma isócrona de referência, onde a idade de 1750 ± 90 m.a. data bem o evento.

i - Movimentos epirogenéticos positivos; distensão acompanhada de vulcanismo basáltico entre 1300 e 1600 m.a. (CORDANI op.cit.). Colocação de pegmatitos (Tab. VII). Possivelmente, já se preparava o sítio onde haveria a regeneração da plataforma e que possibilitaria a implantação da geossinclinal Sergipana.

6.2 A evolução Geossinclinal

O craton São Francisco, após sua consolidação, há 1750 m.a., conservou-se imune a movimentos compressivos significantes, tendo permanecido emerso durante o Proterozóico - Inferior, onde imperaram condições geocráticas. Registram-se apenas distenções relacionadas provavelmente a movimentos epirogenéticos, aos quais estão associados diques de diabásio posicionados durante o intervalo 1300-1600 m.a. (CORDANI, op. cit.). Eis que esta ortoplataforma sofre, em parte, fenômenos de regeneração transformando-se em uma paraplataforma (ALMEIDA op.cit.) no sítio, onde hoje estão fixados sedimentos afetados por tectônica alpinotípica, metamorfismo e magmatismo característicos de zonas geossinclinais os quais - são referidos na bibliografia como pertencentes à geossinclinal Sergipana. O início deste ciclo geossinclinal é aqui considerado como há 900 m.a..*

Caracterizar-se-á a compartimentação geossinclinal com base no esquema organizacional de AUBOUIN (1962-1965) para que melhor se entenda a evolução desta entidade geotec-

---

* Início do ciclo Brasiliano, segundo ALMEIDA (1971).

AMOSTRA *	UNIDADE ESTRATIGRÁFICA / LITOLOGIA	DATAÇÕES Rb-Sr EM ROCHA TOTAL
	COMPLEXO METAMÓRFICO - MIGMATÍTICO	
1183 - MS - 269c	Biotita adamelito pórfiro	1717 ± 150
1183 - MS - 270a	Biotita granodiorito	1748 ± 113
1183 - MS - 270b	" "	1592 ± 134
1183 - MS - 270d	" "	1458 ± 086
	COMPLEXO GRANULÍTICO	
1183 - LF - 207b	Granulito	1873 ± 420
1183 - LF - 475	Granoblastito kinzigítico	1876 ± 200
1183 - LF - 476a	Piroxênio - hornblenda granulito	1760 ± 878
1183 - LF - 451b	Vulcânica de Arauá	1823 ± 333
1183 - MS - 264b	Pegmatito	1340 ± 110
	SUPERGRUPO CANUDOS	
1183 - BC - 3	Granito	681 ± 102
1183 - RS - 380	"	425 ± 034

* Para localização, vide mapa de amostragem

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
(CPRM)
SUREG / SA
Convênio DNPM / CPRM

DATAÇÕES GEOCRONOLÓGICAS

PROJETO BAIXO SÃO FRANCISCO/VAZA-BARRIS

Ano: 1977 | Des: AVM-03 05 77 | Fig: VII

tônica (Fig. 28).

Basicamente distinguiu-se dois domínios: o domínio miogeossinclinal e o domínio eugeossinclinal. O domínio-eugeossinclinal compreende a ruga eugeoanticlinal, o sulco eugeossinclinal e a ruga miogeoanticlinal. Os limites entre o sulco eugeossinclinal e a ruga correspondente têm hoje sua caracterização comprometida em função dos enérgicos proces - sos granitizantes a que estas entidades foram submetidas e também o nível de erosão que, expondo a infra-estrutura, priva o observador do contato com a cobertura sedimentar através da qual poder-se-ia identificar estes limites, antes, por certo, decifráveis. Finalmente, foi também incorporada ao domínio eugeossinclinal a ruga miogeoanticlinal, porque, ao - contrário do que acontece nas geossinclinais mais modernas, têm maiores afinidades com as zonas mais internas, quer no que diz respeito às características de sedimentação, quer no tocante às manifestações magmáticas.

O domínio miogeossinclinal, portanto, compreende apenas o sulco miogeossinclinal.

O domínio eugeossinclinal caracteriza-se por uma sedimentação essencialmente terrígena. Onde o assoalho siálico projeta-se à superfície, anota-se uma sedimentação psamítica representada pelo quartzito basal (Formação Santa Cruz). Isto vem testemunhar que porções da ruga miogeoanticlinal - permaneceram emersas desde a individualização das unidades-elementares geossinclinais. A sedimentação no sulco eugeos - sinclinal entretanto deve ter se caracterizado por pelitos , porém deste fato não se tem certeza. O mesmo poderá ter acontecido sobre as porções das rugas que se situaram a maiores profundidades. Tanto nas rugas como no sulco, a sedimentação continuou através de argilitos, grauvacas e arenitos impuros,

que se alternam ritmicamente (foto 16). Assim pois, estes sedimentos têm o caráter de um "flysch" que se implantou desde quase o início da sedimentação neste domínio. Cumpre assinalar, que, em determinadas porções do domínio eugeossinclinal, houve predominância de uma determinada litologia sem prejuízo do modo de ocorrência ritmicamente alternada. Intercalam-se frequentemente lentes não muito possantes de carbonatos principalmente na parte mediana do pacote aflorante. RICHTER et alii (op.cit.) assinalam a presença de seixos de granito em meio às litologias acima referidas que também foram encontrados no sangradouro do açude de Gracho Cardoso. Isto pode caracterizar a presença de uma subsequência denominada de "wildflysch" (PETTIJOHN, 1957; RAYMOND, 1975).

O magmatismo que afeta este domínio tem características fundamentalmente distintas. Destacam-se um magmatismo inicial básico-ultrabásico e um posterior dominantemente ácido. O magmatismo inicial abrange tipos litológicos desde ultrabásicos, mais subordinados, até básicos, representados-por basaltos e gabros, que apresentam distribuição mais regional. A alternância destes magmatitos, nos níveis mais basais, com metassedimentos, sugere derrames submarinos, e seu caráter diferenciado sugere relacionamento com o cortejo ofiolítico das geossinclinais modernas. Seu posicionamento é anômalo: situa-se no flanco interno da ruga miogeoanticlinal. Entretanto é possível que tenha se desenvolvido mais conspicuamente em zonas mais internas, no flanco externo da ruga eugeoanticlinal por exemplo, mas hoje esteja mascarado pela granitização ou tenha sido alijado pela erosão.

O magmatismo ácido é representado por granitóides sintectônicos concordantes, com envoltórios migmatíticos mas que provavelmente se formaram às expensas de material da

MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA

DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL

39°00' 37°30' 36°00'

9°00' 10°00' 11°00' 12°00' 13°00'

PETROLANDIA
MATA GRANDE
ÁGUA BRANCA
DELMIRO GOUVEIA
PAULO AFONSO
VARZEA DA EMA
ÁGUAS BELAS
OURO BRANCO
SANTANA DO IPANEMA
BOM CONSELHO
CORRENTES
UNIÃO DOS PALMARES
PALMEIRA DOS ÍNDIOS
VIÇOSA
JACARÉ DOS HOMENS
BATALHA
PIRANHAS
CANINDÉ DE SÃO FRANCISCO
POÇO REDONDO
PIO DE AZEVEDO
ARAPIRACA
SÃO MIGUEL DOS CAMPOS
JEREMOABO
NOSSA SRA. DA GLÓRIA
PROPRIÁ
CORONEL JOÃO SÁ
CARIRA
PENEDO
NOSSA SRA. DAS DORES
CAPELA
RIBEIRÓPOLIS
FREI PAULO
CICERO DANTAS
PARIPIRANGA
ITABAIANA
LAGARTO
ARACAJU
RIACHÃO DO DANTAS
BUQUIM
VITÓRIA DA CONQUISTA
ITABAIANINHA
ESTÂNCIA
TUCANO
CIPÓ
ARACI
RIO REAL
CRISÓPOLIS
INHAMBUPE
ESPLANADA
IRARÁ
FEIRA DE SANTANA
ALAGOINHAS
OLIVANÇAS
CAMPINHO
CACHOEIRA
DIAS D'AVILA
CAMAÇARI
SALVADOR

BACIA DO TUCANO NORTE
ALTO DO VAZA BARRIS
BACIA DO TUCANO CENTRO
BACIA DO TUCANO SUL
BACIA DO ALTO DE CROBÓ
BACIA DO RECÔNCAVO
BACIA DE SERGIPE
BACIA DE ALAGOAS

Rio São Francisco
Rio Pajeú
Rio Moxotó
Rio Ipanema
Rio Capiá
Rio Mundaú
Rio Mirim
Rio Paraíba
Rio Vaza Barris
Rio Jacuípe
Rio Pojuca
Rio Paraguaçu
Baía de Todos os Santos

CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

- CAPITAIS
- CIDADES
- VILAS
- LIMITES DE ESTADOS
- ESTRADAS ASFALTADAS
- ESTRADAS SECUNDÁRIAS
- RIOS E RIACHOS

Silva Filho M.A. (1977)

CONVENÇÕES

- Coberturas fanerozóicas
- Ante e intra fossa
- Granitos (tardi após tectônicos)
- Sulco miogeossinclinal (metassedimentos)
- Ruga miogeoanticlinal (metassedimentos)
- Metassedimentos
- Ofiolitos
- Ofiolitos (metassomatitos)
- Infra estrutura geossinclinal anateticamente regenerada
- Infra estrutura geossinclinal tectonicamente regenerada
- Zona de baixa pressão
- Zona de alta pressão
- Zona granito-migmática
- Rochas verdes e metassedimentos
- Falha indiscriminada
- Falha de rasgamento
- Falha de empurrão
- Sentido de vergência
- Limite de unidade geotectônicas

GEOSSINCLINAL SERGIPANA — DOMÍNIO EUGEOSSINCLINAL — CINTURÃO MÓVEL

CRATON GRANITO-GREENSTONE

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM
SUREG / SA
Convênio DNPM / CPRM

MAPA GEOTECTÔNICO

PROJETO BAIXO S. FRANCISCO/VAZA BARRIS

DATA	ESCALA	FIG
06/77	1/1.000.000	28

infra-estrutura geossinclinal, regenerada durante a tectorogênese brasiliana, que deformou os metassedimentos da geossinclinal de Propriá. Tem-se encontrado enclaves residuais de rochas de fácies granulítica nestes granitóides que devem a testar sem dúvida a regeneração da dita infraestrutura, pois que jamais os metassedimentos do Super-Grupo Canudos atingiram esta fácies metamórfica. Tal hipótese torna-se ainda - mais verossímil quando se sabe que o embasamento do antepaís e fragmentos do embasamento situados dentro do prisma geossinclinal contém litologias da fácies granulítica. Embora os granitóides agora considerados pareçam ser autóctones, eles devem possuir algum grau de aloctonia pois que englobam fragmentos de metassedimentos, principalmente calcários, calcários estes que podem atestar a sedimentação pelágica inicial concomitante com a sedimentação psamítica das partes emersas situadas dentro do prisma geossinclinal.

O magmatismo tardi a pós-tectônico é representado por granitóides que podem ser agrupados em quatro tipos principais (Glória, Cariba, Águas Belas e Mata Grande), de caráter intrusivo, que da câmara magmática se projetaram a níveis crustais mais elevados. Esta atividade plutônica alcança a ruga miogeoanticlinal. Paralelamente registram-se atividades vulcânicas de natureza ácida e alcalina sobre a ruga miogeoanticlinal. Foram também anotadas algumas intercalações dioríticas em metassedimentos que recobrem esta ruga e intrusões de gabro.

Relacionados ainda com atividades magmáticas aparecem os arteritos caracterizados por um paleossoma xistoso- e um neossoma granítico ou pegmatóide alóctone, e que se dispõe concordante ou aleatoriamente no paleossoma dominante.

O metamorfismo que afeta o domínio eugeossincli-

nal aumenta da ruga miogeoanticlinal para as partes mais internas deste domínio, desde a fácies xisto verde à fácies anfibolítica. Este metamorfismo que transforma os sedimentos originais em filitos, xistos e gnaisses é caracterizado pelo aparecimento progressivo de biotita, granada, estaurolita, cianita e silimanita no sentido das zonas internas.

A deformação é caracterizada por um estilo holomórfico com as superfícies axiais apresentando vergência nordeste aproximadamente do rio São Francisco, para norte e vergência sudoeste deste rio para sul. Aparecem também associados alguns empurrões e falhas transcorrentes para completar o quadro tectônico.

O domínio miogeossinclinal é caracterizado por uma sedimentação psamítica inicial seguida de uma sedimentação carbonática, que em tudo é idêntica à associação consanguínea quartzito/carbonática de PETTIJOHN (op.cit.), característica de ambientes plataformais. Localmente entre estas duas sequências interpõe-se metalamitos e metapsamitos seixosos denunciando mudança acidental de condições tectônicas. A sedimentação carbonática interrompe-se para dar lugar a turbiditos representados por argilitos, siltitos, arenitos impuros, grauvacas e argilitos seixosos, que apresentam caracteres de um "flysch" precoce. Estes bem característicos sedimentos de caráter tilóide, que portam blocos exóticos de granito, gnaisse, quartzo e calcáreo, constituem o que antes já foi denominado de "wildflysch". Assemelham-se também às "mélanges", caso se desvincule este termo de suas conotações genéticas, como assim o entende RAIMOND (op.cit.).

Cessado este evento representativo de condições tectônicas instáveis, ressurge a sedimentação carbonática, agora potente e conspicuamente distribuída, tendo sua espessu

a aumentada em direção à plataforma. Este espesso pacote - carbonático caracteriza bem a sedimentação neste domínio geossinclinal.

Novamente o pulsar orogênico, oferece condições para uma sedimentação composta de argilitos e grauvacas ritmicamente alternados, que tem caráter de "flysch" tardio. Ainda mais uma vez aparecem níveis seixosos, o "wildflysch".

O magmatismo, neste domínio geotectônico é negligenciável. Apenas intercalações basálticas cortam (?) algumas formações e pode-se atribuir a estas manifestações o caráter pós-tectônico.

O metamorfismo que afeta os sedimentos agora tratados, não ultrapassa as condições da fácies xisto verde, notando-se um ligeiro aumento da plataforma para o interior.

A deformação, em que pese o fato de se estar na zona mais externa da geossinclinal, é notável. Dobramentos - isomórficos (isoclinais reviradas) com superfície axial vergindo para sudoeste, associados a cavalgamentos e falhas inversas, atestam no sulco miogeossinclinal um estilo imbricado.

Constituem ainda compartimentações ligadas ao desenvolvimento geossinclinal, as fossas ditas molássicas que se implantaram nos períodos tardi a pós-geossinclinais, quando da transformação da geossinclinal em orógeno. Discordante sobre metassedimentos que recobrem a ruga miogeoanticlinal encontram-se metaconglomerados polimictos e metagrauvacas que apresentam ligeiro metamorfismo. Eles constituem a denominada Intra-fossa de Juá.

Dispostos em posição marginal, recobrindo discordantemente em parte os metassedimentos do sulco miogeossin -

clinal, e em parte o embasamento cratônico, encontra-se uma sequência de metassedimentos que por seu posicionamento e características têm o sentido de uma antefossa. A sequência basal desta antefossa é constituída de conglomerados carbonatos geralmente de cor escura, siltitos e arenitos finos geralmente de cores vermelhas, com marcas de onda simétricas e estratificação cruzada denotando ambiente continental e em parte marinho. A sequência superior constitui-se de grauvacas e conglomerados interestratificados, geralmente de cores esverdeadas. Esta sequência superior constitui a ante-fossa molássica propriamente dita.

As características dos domínios geossinclinais acima expostas permitem definir uma polaridade manifestada por uma série de gradientes, a saber:

a - Gradiente magmático-evidenciado pelo aparecimento do magmatismo inicial restrito ao domínio eugeossinclinal; magmatismo granítico sinorogênico confinado às zonas mais internas do domínio eugeossinclinal e magmatismo-granítico tardio pós-orogênico que alcança a zona mais externa deste domínio, ou seja a ruga miogeoanticlinal. Neste particular, chama se atenção para AUBOUIN (op. cit.), quando ele demonstra que o magmatismo granítico torna-se mais intenso nas geossinclinais mais-antigas chegando mesmo a atingir o sulco miogeossinclinal. Note-se, que na geossinclinal-alpina este magmatismo restringe-se aos maciços intermediários de simetria centrífuga;

b - Gradiente metamórfico - evidenciado pela diminuição da intensidade do metamorfismo das zo

nas internas para as externas;

c - Gradiente orogênico - evidenciado pela precocidade do "flysch", nos domínios internos da geossinclinal, e pelo seu estabelecimento retardado no sulco miogeossinclinal. Cumpre afirmar que, tanto no domínio eugeossinclinal como no miogeossinclinal, registram-se dois períodos de máxima intensidade da orogênese e que principalmente na segunda culminação orogênica verifica-se a manifestação da polaridade.

As características paleogeográficas das unidades elementares acima mencionadas permitem a reconstrução dos ambientes onde se depositaram as capas sedimentares, bem como a sucessão de outros eventos que afetaram o prisma geossinclinal. Assim como foi reconhecida uma organização geossinclinal dentro dos moldes clássicos preconizados por AUBOUIN (op.cit.), também pode ser aqui aplicado o esquema evolutivo proposto por este autor para o desenvolvimento das geossinclinais, com base no exemplo das Hellenides.

AUBOUIN (op.cit.), distingue fundamentalmente três períodos de evolução das geossinclinais: o período geossinclinal, o tardi-geossinclinal e o período pós-geossinclinal. Estes períodos por sua vez desenvolvem-se em vários estágios.

O período geossinclinal apresenta os estágios de individualização ou geração, de estado ou desenvolvimento e o estágio orogênico. A geossinclinal Sergipana tem seu estágio de geração iniciado há 900 m.a., como já mencionado. Este estágio de geração caracteriza-se pela individualização dos sulcos e rugas que, segundo AUBOUIN (op.cit.), obedece -

também à polaridade, dita polaridade geossinclinal, com a individualização do sulco interno precedendo à do externo. A ausência de restos fósseis e de medidas de idade por métodos radiogênicos torna impossível a caracterização desta polaridade na geossinclinal em estudo.

O estágio de desenvolvimento sucede o de geração podendo mesmo ser concomitante. Aí distingue-se inicialmente a fase de vacuidade. Testemunham esta fase, no sulco miogeossinclinal, a Formação Itabaiana, Formação Jacoca e a Formação Olhos d'Água, enquanto que no domínio eugeossinclinal esta fase é testemunhada pela Formação Santa Cruz, que recobre o embasamento, onde o mesmo estava emerso. Entretanto, o caráter da sedimentação no sulco eugeossinclinal propriamente dito é desconhecido, mas deveria ser pelágica com calcários e/ou sedimentos finos. A sedimentação durante esta fase onde ela é testemunhada indica condições plataformais em águas pouco profundas retratando condições tectônicas estáveis. Com efeito PETTIJOHN (op.cit.) se refere à potente sedimentação que eventualmente se desenvolve nos sítios geossinclinais adjacentes à plataforma com o caráter agora observado, à qual ele denominou de associação ortoquartzito-carbonato, que por sua vez corresponde à sequência terrígena inferior e carbonática de BELOUSSOV (op.cit.). Esta sequência também é chamada de pré-inversão ou geossinclinal precoce, porque precede o período orogênico em que começam os levantamentos no interior da geossinclinal.

Esta sedimentação é derivada do craton iniciando se com um nível delgado de conglomerado, seguindo-se quartzitos feldspáticos, que para o topo tornam-se verdadeiramente ortoquartzitos. Isto atesta um retrabalhamento do material por correntes litorâneas que progressivamente vai adquirindo maior grau de maturidade. Seguiu-se após isso a sedimentação

carbonática no sulco miogeossinclinal muito espessa, conten
do localmente fácies algais.

Sucedendo este período toma vez a fase de assore
amento ou geossinclinal propriamente dita, onde os depósitos
característicos são o "flysch". As características destes de
pósitos de argilitos e grauvacas alternadamente dispostos en
sejam variações constantes na energia de transporte.Como mos
tra VASSOYEVICH (1946-1951, apud BELOUSSOV, op.cit.) o
"flysch" reflete zonas contíguas de intenso levantamento e
erosão de um lado e igualmente subsidência intensa por outro
lado, em que as mudanças constantes e periódicas na relação
levantamento subsidência é responsável pela ritmicidade des
tes depósitos.

Conclui-se destas considerações, que o ambiente-
de deposição da sequência "flysch" é fortemente instável, on
de rápido transporte e deposição confere grande imaturidade
aos sedimentos. Por outro lado é de se esperar que a fonte
dos sedimentos localize-se na própria cadeia, que a partir
das zonas internas inicia seu levantamento. Deste modo, e em
virtude da polaridade orogênica, o "flysch" é mais antigo nas
zonas internas como bem se pode demonstrar na geossinclinal-
Sergipana,onde as zonas internas têm quase unicamente este ti
po de sedimento. A presença da subsequência "wildflysch"(For
mação Capitão/Palestina) com seixos e blocos de granito, su
gere que a área fonte foi erodida até seu embasamento e que-
a dinâmica do transporte foi bastante enérgica. Admite-se mes
mo que um jogo de falhas contemporâneas ao levantamento seja
responsável por um abrupto levantamento na ruga miogeoanti-
clinal. Já AUBOUIN (op.cit.) se refere à possibilidade das
rugas e sulcos serem "horsts" e "grabens" submarinos tomando
por base os estudos de GUNZLER - SEIFFERT (1941, apud AUBOUIN
op.cit.) que demonstrou a existência de falhas jurássicas nos

Alpes Ocidentais.

Sugere-se que a fase de assoreamento na geossinclinal tenha se desenvolvido primeiro com levantamento da ruga eugeoanticlinal, provocando o entulhamento do sulco eugeossinclinal. Concomitantemente, houve ligeiro levantamento na ruga miogeossinclinal para que se depositasse a Formação Jacarecica, formação esta que afina para sul denunciando fonte de material a norte.

Continuava o levantamento na ruga eugeoanticlinal, entulhando o sulco eugeossinclinal e certamente recobrindo a ruga miogeoanticlinal, enquanto o sulco miogeossinclinal permanecia na fase de vacuidade e aí depositavam-se os carbonatos Jacoca. Persistia o levantamento na ruga eugeoanticlinal, levantamento este que atingiu a ruga miogeoanticlinal e possibilitou a deposição, no sulco miogeossinclinal, da sequência Capitão-Palestina, interrompendo a deposição de carbonatos que então se processava neste sulco. Esta interrupção da deposição de carbonatos se coaduna bem com o pensamento de BELOUSSOV (op.cit.) quando ele assinala que a deposição de "flysch" é típica da geossinclinal como um todo, porém não o é de uma etapa determinada de seu desenvolvimento, estando - ligada apenas ao período que segue imediatamente a inversão.

Após este período de levantamento que afetou até o sulco miogeoanticlinal, seguiu-se um período de relativa - estabilidade. Até a ruga eugoeanticlinal cessou o levantamento pois que foi possível precipitar-se algum carbonato representado pelas lentes de dolomito da região de Batalha (folha Santana do Ipanema). Entretanto este período foi breve nas zonas internas, seguindo-se logo algum levantamento que possibilitou o assoreamento do sulco eugeossinclinal e extravasou por sobre a ruga miogeoanticlinal. Neste ínterim, em di

reção às zonas externas, o momento era de absoluta estabilidade porque a sedimentação carbonática retomou no sulco miogeossinclinal através da espessa Formação Olhos d'Água.

Novamente as condições instáveis voltaram a predominar e o levantamento atingiu a ruga miogeoanticlinal propiciando a deposição do "flysch" mais tardio em toda geossinclinal Sergipana, representado pela Formação Frei Paulo/Ribeirópolis do sulco miogeossinclinal. Deste modo termina a fase de assoreamento do estágio de desenvolvimento da geossinclinal. Como apontado por PETTIJOHN (op.cit.), nas geossinclinais existem períodos onde o levantamento e deformação em determinados sítios são contemporâneos com a deposição em outros sítios, e às vezes depósitos primeiro formados são elevados, erodidos e redepositados dentro da própria geossinclinal, o que caracteriza uma tendência "canibalística" - (KRYNINE, apud PETTIJOHN, op.cit.). Estes fatos puderam ser observados na geossinclinal Sergipana.

Ao estágio de desenvolvimento seguiu-se o estágio orogênico do período geossinclinal.

Neste estágio ocorreu o levantamento total da cadeia, o recuo do oceano e consequentemente a transformação da geossinclinal em orógeno. Evidente que esse estágio já vinha se manifestando desde a deposição do primeiro "flysch", porém só agora foi completo e definitivo, mudando totalmente a paleogeografia até então reinante.

Durante este estágio, ocorreram os processos de granitização através da palingênese do embasamento formando os granitóides sintectônicos. Foi nesta época que aconteceu a principal fase metamórfica e a deformação sofrida pelos metassedimentos da geossinclinal. É possível que o metamorfismo tenha precedido um pouco a deformação pois que uma xisto

sidade de acamamento desenvolvida possivelmente durante a recristalização metamórfica é superimposta por uma xistosidade de plano axial desenvolvida durante a deformação (foto 21 e figuras 22 e 23).

Segundo BRITO NEVES & CORDANI (1973) o metamorfismo aconteceu há 673 m.a..

Ainda no período geossinclinal formaram-se bacias marginais que foram o sítio de sedimentação clástica, e eventualmente a partir do sulco miogeossinclinal o mar transgrediu por sobre as mesmas, o que é testemunhado pela presença de calcários.

Estas bacias seriam o sítio de acumulação dos sedimentos da Formação Cajazeira do Grupo Estância. O seu membro carbonático poderia ser o equivalente de plataforma da Formação Olhos d'Água, miogeossinclinal, pois com essa formação tem completa identidade litológica, contendo ainda as mesmas "collenias", agora identificadas nessa formação miogeossinclinal.

Observa-se que este membro carbonático por vezes situa-se diretamente sobre o embasamento (fig. 18), mudando de espessura não raras vezes. ALMEIDA & GHIGNONE (1962) através de observação de poços e de perfís sísmicos, assinalaram que este membro diminui de espessura de Euclides da Cunha para Crisópolis. A observação do perfil do poço Ub-2 mostra que para oeste estes carbonatos novamente aumentam de espessura. Isto vem demonstrar a existência de paleo-altos em seu substrato.

Concomitantemente, com a deposição no miogeossinclinal do "flysch", Frei Paulo/Ribeirópolis depositava sobre o craton os arenitos e siltitos vermelhos com marcas de

onda simétricas, tendo menor espessura que a formação mio - geossinclinal, porque o nível de base já então tinha pequena diferença de altitude em relação às áreas fonte. Esta sedi - mentação clástica teria se depositado em lagos e em lagoas marginais.

Os sedimentos da Formação Cajazeira caracterizam bacias parálicas, marginais pois que parte tem origem continental e parte marinha. Como já mencionado, podem ser correlacionados lito e cronoestratigraficamente com os sedimentos geossinclinais, mas apresentam uma facies tectônica distinta, por isso foram reunidas no Grupo Estância.

É importante ressaltar que essas rochas foram encontradas por sob a bacia do Recôncavo até às imediações de Salvador (ALLARD & TIBANA, op.cit.).

A inversão da geossinclinal propiciou o recuo do mar; a erosão intensa da cadeia formada foi responsável pela deposição das grauvacas e conglomerados de cor verde da Formação Bomfim do Grupo Estância, típica molassa e sem dúvida de caráter tardi-geossinclinal.

Durante estes tempos tardi-geossinclinais, aconteceram intrusões graníticas (Tipo Glória, Cariba e Águas Belas), vulcanismo ácido e alcalino, e metamorfismo que afetou a sequência sedimentar tardi-geossinclinal. Movimentos compressivos são também assinalados, pois que verificam-se em purrões da sequência miogeossinclinal sobre a molássica.

BARBOSA (1964-1970) assinala que os calcários a que ele denominou Bambui e que são os mesmos pertencentes à Formação Cajazeira do Grupo Estância agora descrita, repousam discordantemente sobre as rochas da geossinclinal, e na região Bendegó-Corundundum-Patamuté-Canabravinha são acavalados pelas mesmas, o que mostra que as relações das fossas -

marginais com a geossinclinal são as mesmas, quer do lado - leste, quer do oeste da Bacia do Recôncavo-Tucano.

BRITO NEVES & CORDANI (op.cit.) mostram através da geocronologia que aconteceram dois episódios termo-tectônicos há 630 ± 23 m.a. e 590 ± 30 m.a.. É possível que no - desenrolar deste tempo tenha acontecido o metamorfismo e o magmatismo tardi-geossinclinal, com a última idade provavelmente indicando a época da intrusão dos granitóides tipo Águas Belas.

O testemunho do período post-tectônico é vago e seus eventos carecem de melhor caracterização. Hipoteticamente, relaciona-se a este período o magmatismo ácido, representado pelos granitóides tipo Mata Grande e por manifestações de caráter básico verificadas na ruga e no sulco miogeossinclinal. Além disso, algumas falhas que cortam os metassedimentos molássicos possivelmente de gravidade, podem ter se originado a partir de fenômenos de distensão que normalmente acontecem durante este período.

Novamente BRITO NEVES & CORDANI (op.cit.) assinalam eventos termo-tectônicos há 530 ± 30 m.a.. Esta idade pode representar a culminação deste evento pós-tectônico a partir do qual o sistema fechou-se, e houve cratonização final da geossinclinal.

O mar recuou e instalou-se um novo período geocrático na história geológica do nordeste brasileiro.

Os fatos expostos até agora além de serem facilmente reconhecíveis seguem os padrões clássicos normalmente encontrados em algumas geossinclinais fanerozóicas, cujo modelo de evolução tem em AUBOUIN um emérito sistematizador. Contudo, DEBELMAS et alii (1966 apud LOCZY & LADEIRA, 1976) sa-

lientam que embora as premissas de AUBOUIN (op.cit.) sejam bem fundamentadas para as Hellenides - que ele estudou em detalhe - elas não são válidas de modo absoluto para todas as geossinclinais, apresentando dissimilaridades no que diz respeito aos diversos gradientes, aos ofiolitos e à associação obrigatória das unidades elementares. Estes autores apontam excessões ao modelo, representadas por feições das cadeias do Irã, Himalaia e Andes peruanos.

Dentro do que já foi anteriormente descrito, constata-se também na geossinclinal Sergipana algumas particularidades que fogem ao esquema padrão desenvolvido por AUBOUIN (op.cit.). Primeiramente não houve condições de separação do sulco eugeossinclinal da ruga eugeoanticlinal, quiçá em função dos fatores alegados: granitização e erosão. Depois, apontou-se a posição anômala onde jazem os ofiolitos, que normalmente deveriam se colocar no flanco interno do sulco eugeossinclinal, mas posicionam-se no flanco interno do que seria a ruga miogeoanticlinal. Finalmente, também mostrou-se que ao invés dos metassedimentos apresentarem uma vergência única dirigida para o cráton, apresentam polaridade tectônica - divergente nas zonas internas e externas. A sul do rio São Francisco as estruturas vergem para o cráton e a norte deste rio, vergem para norte. Isto posto vem demonstrar que a evolução da geossinclinal Sergipana obedece a uma sistemática - diversa daquela definida pelos autores clássicos e, neste - sentido, procura-se a explicação em teorias recém elaboradas.

O fim da década passada e o começo da atual foi marcado por uma grande revolução no domínio das geociências. Vários pesquisadores elaboraram a partir de numerosas evidências e dados, e quase que simultaneamente, a teoria da tectônica de placas, que se fundamenta na deriva continental e

expansão do assoalho oceânico. Esta teoria vem explicar várias questões nebulosas no campo geológico, entre elas a origem das forças tangenciais atuantes na deformação orogênica.

DEWEY & BIRD (1970) à luz da tectônica de placas, analisou as características de diversos cinturões montanhosos, e demonstrou que essas cadeias, conforme suas características, evoluem de maneiras distintas, representadas pelos cinturões do tipo Cordilheirano e do tipo Colisão. O tipo Cordilheirano tem como exemplo os Apalaches e os Andes, enquanto o tipo Colisão tem como exemplo os Alpes.

A geossinclinal Sergipana identifica-se com o tipo Cordilheirano que tem por característica vergências opostas e cinturões metamórficos emparelhados. Além disso este tipo de evolução explica as dissimilaridades que a geossinclinal de Propriá apresenta com o padrão de evolução de AUBOUIN.

As figuras 29 e 30 autoexplicativas, esquematizam a evolução dos cinturões montanhosos do tipo Cordilheirano, e serão comparadas com as feições que identificam a geossinclinal Sergipana.

O processo inicia-se com o choque de uma placa continental com uma oceânica que é consumida por sob a margem continental (underthrusting da placa oceânica). Sobre a plataforma continental há deposição de uma sequência de ortoquartzitos e carbonatos tal qual no sulco miogeossinclinal - da geossinclinal Sergipana foram depositados os metassedimentos Itabaiana, Jacoca e Olhos d'Água. No talude continental e depositados em parte sobre fundo siálico, em parte sobre - fundo oceânico, aparecem clásticos grosseiros, argilitos, turbiditos e rochas vulcânicas. Estes sedimentos podem ser comparados com parte da Formação Traipu/Jaramataia da geossin -

clinal Sergipana. Sobre a crosta oceânica e numa trincheira-formada nesta zona depositam-se argilitos carbonatos e cherts que também podem ser comparados com parte da Formação Traipu/Jaramataia (figura 29a). Este período deve corresponder à fase de vacuidade do esquema de AUBOUIN.

A fusão parcial da placa oceânica no contato com o manto, origina magmas basálticos e calco-alcalinos que geram um fluxo quente que se expande para cima em forma de domo (figura 29b). Neste momento o domo se expande até acima do nível do mar, é erodido e fornece sedimentos para uma bacia formada, por subsidência, na plataforma continental (figura 29c), e para a trincheira oceânica. Estes sedimentos - têm o caráter de "flysch" e se formam a partir de correntes de turbidez e deslizamentos gravitacionais ("wildflysch").Na geossinclinal de Propriá são representados pela Formação Capitão/Palestina, Frei Paulo/Ribeirópolis e parte da Formação Traipu/Jaramataia (fase de assoreamento do esquema de AUBOUIN).

A Formação de um núcleo móvel, dômico e quente , produz metamorfismo de alta temperatura (figura 29b e c) e também deformação dirigida para o continente através de empurrões e, consequentemente, dobramentos (figura 29d). DEWEY & BIRD (op.cit.) assinalam que o embasamento pode ser empurrado durante esta deformação e aflorar. O sítio onde se posiciona o núcleo móvel caracteriza-se pela presença de granodioritos, monzonitos, granitos, dioritos, andesitos, gabros e basaltos. Este sítio na geossinclinal Sergipana pode ser encontrado no polígono formado pelas cidades de Propriá, Capela (folha Aracaju), Coronel João Sá, Pedro Alexandre (folha Jeremoabo) e, arredores da vila de Várzea da Ema, a oeste da bacia do Recôncavo/Tucano (folha Paulo Afonso).

FIG: 29

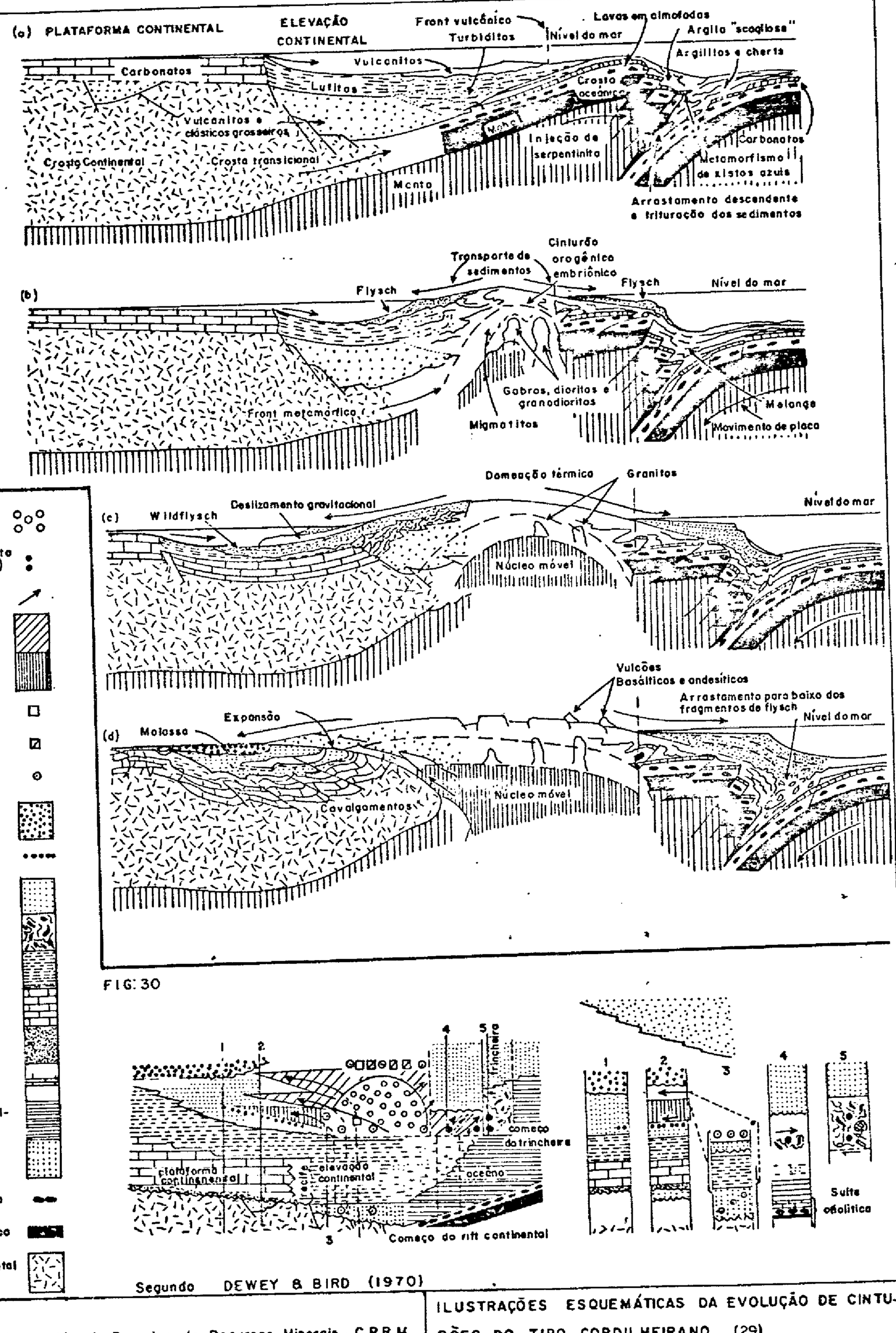


FIG: 30

Segundo DEWEY & BIRD (1970)

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM SUREG / SA Convenio DNPM / CPRM	ILUSTRAÇÕES ESQUEMÁTICAS DA EVOLUÇÃO DE CINTURÕES DO TIPO CORDILHEIRANO (29) RELAÇÕES ESQUEMÁTICAS TEMPO/ESPAÇO DA SEDIMENTAÇÃO, VULCANICIDADE, DEFORMAÇÃO E METAMORFISMO / DE CINTURÕES DO TIPO CORDILHEIRANO (30)		
PROJETO BAIXO SÃO FRANCISCO / VAZA - BARRIS	Ano: 1977	Des: AVM - 28 03 77	Fig: 29 / 30

A deformação dirigida para o oceano do lado da crosta oceânica é apontada por DEWEY & BIRD (op.cit.) como reflexo do "underthrusting" da placa oceânica e precede o "overthrusting" que acontece do lado continental. Convém salientar que o metamorfismo desenvolvido na trincheira oceânica é do tipo "blueschist" ou seja de alta pressão. Os ofiolitos que aparecem também do lado desta trincheira oceânica são representados pela própria crosta oceânica, ou por vulcânicas resultantes da fusão dessa crosta no contato com o manto. Este período corresponde ao período orogênico do esquema de AUBOUIN.

Desta forma, pode-se distinguir um sulco externo de assoalho continental caracterizado por uma sequência orto quartzítica carbonática inicial, seguida por outra sequência com caráter de "flysch". A deformação é dirigida para o craton e o metamorfismo é do tipo de alta temperatura, fato que não pode se discernir na geossinclinal Sergipana, mas pode-se pressupor pela ausência de glaucofana em seus metassedimentos. Este sulco seria o sulco miogeossinclinal.

Passaria-se para uma zona com sedimentos do tipo "flysch" com frequentes intercalações vulcânicas e cortada por granitóides e rochas gabróides, com afloramentos frequentes de arestas do embasamento. Esta zona corresponderia a uma ruga miogeoanticlinal.

Finalmente teria-se um sulco interno com ofiolitos, sedimentos argilosos e do tipo flysch, metamorfismo de alta pressão - confirmado na geossinclinal Sergipana pela presença de cianita - e vergência dirigida para norte. A figura 30 mostra as sequências sedimentares e os eventos que acontecem neste tipo de evolução dito Cordilheirano.

As dissimilaridades apontadas nas páginas anteri

ores na geossinclinal Sergipana seriam assim explicadas. A deformação com vergência oposta é nítida, bem como o posicionamento dos ofiolitos. Falta no entanto dados a norte da área mapeada para que se construa um modelo que explique as massas granitóides pré-brasilianas existentes na folha de Santana do Ipanema e Paulo Afonso. Entretanto DEWEY & BIRD (op.cit.) assinalam que o desenvolvimento das placas não pode ser explicado de modo simplista, e que pode haver conjugações de modelos de evolução e presença de microcontinentes e arcos vulcânicos, fatores estes que podem explicar a presença das massas pré-brasilianas na posição onde se encontram.

O maciço Pernambuco-Alagoas, considerado por BRITO NEVES & CORDANI (op.cit.) como maciço mediano, e representado pelas rochas granitóides do Super-Grupo Canudos e do Complexo Granito-Migmatítico, tem que ser reconsiderado pois, a evolução do mesmo a leste e oeste dos falhamentos de Belo Monte e Jacaré dos Homens, é distinta. Do lado leste, parece - que realmente as rochas do Complexo Granito-Migmatítico são originadas a partir de regeneração do embasamento da geossinclinal, enquanto a oeste destas falhas podem ser originados- da granitização direta de metassedimentos geossinclinais. Entretanto, a área está a merecer estudos mais aprofundados para resolver esta questão.

6.3 - A evolução fanerozóica

As unidades fanerozóicas pré-quaternárias que ocorrem na área do Projeto, compõem as colunas estratigráficas das bacias do Recôncavo/Tucano/Jatobá e Sergipe/Alagoas- (fig. 13), além de alguns remanescentes sedimentares paleozóicos dispersos sobre o "Horst" que separa as duas bacias.

As analogias estratigráficas e estruturais das

bacias acima citadas com as demais bacias da costa brasileira ou mesmo com as bacias da porção equatorial da margem atlântica africana, permitem pressupor uma gênese comum e processos evolutivos semelhantes. Assim, a evolução tecto-sedimentar das referidas bacias será tratada num âmbito geral à luz da moderna tectônica global, admitindo as mesmas como componentes de um único sistema.

Por outro lado, os sedimentos paleozóicos não poderão ser relacionados diretamente com a tectônica de placas, uma vez que sua colocação neste contexto é obliterada tanto pela falta de registros seguros dos limites das placas pré - mesozóicas, como pela dificuldade de se relacionar sua origem com o mecanismo da tectônica global.

6.3.1 O Paleozóico

Como ponto de partida da evolução fanerozóica da área do projeto, toma-se o Siluriano Inferior, quando a Plataforma Brasileira atingiu um estágio de ortoplataforma (ALMEIDA, op.cit.). Naquela época, três grandes bacias intracratônicas, as chamadas "Sinéclises Paleozóicas", faziam parte do arcabouço geológico do território nacional: a Bacia Amazônica, a Bacia do Maranhão ou Parnaiba e a Bacia do Paraná.

As similaridades dos sedimentos, que compõem a coluna estratigráfica destas bacias, com os sedimentos paleozóicos encontrados na seção basal da Bacia Tucano/Jatobá, Bacia do Araripe, além de pontos isolados sobre o escudo nordestino, sugerem que as mesmas estiveram interligadas em tempos pretéritos e que ocupavam uma extensão bem superior aos seus limites atuais. No caso particular da Bacia do Maranhão, os dados atuais conduzem à uma interpretação segundo a qual grande parte do nordeste brasileiro, incluindo a área hoje ocupada pela Bacia de Tucano/Jatobá, constituiria uma -

extensão sudeste daquela bacia (embayment). O limite desta - extensão teria sido o Arco do Vaza Barris, que passa nas proximidades da cidade de Jeremoabo, e tem uma direção aproximada este-oeste. As análises de vários poços perfurados pela Petrobrás sobre este arco, revelaram que os sedimentos siluro-eo-carboníferos da base da seção, se adelgaçam em direção ao mesmo com tendência a desaparecerem sobre este. Ao sul do Arco do Vaza Barris, não foi mapeada nenhuma ocorrência de rochas paleozóicas. Este limite deposicional, constitui o testemunho dos últimos eventos pré-cambrianos que culminaram com o processo geossinclinal de Propriá, que ainda mantinha uma considerável expressão topográfica no eo-carbonífero. No contexto geossinclinal, segundo a concepção clássica de AUBOUIN (op.cit.), o Arco do Vaza Barris corresponderia à "ruga miogeoanticlinal" da geossinclinal Sergipana.

Assim, sobre este cenário, teve início a fase de preenchimento das grandes bacias paleozóicas, em um estágio de estabilização da Plataforma Brasileira. Apenas na Bacia Amazônica teria ocorrido sedimentação no Siluriano Inferior (Formação Trombetas), enquanto nas bacias do Maranhão e Paraná, os primeiros sedimentos só seriam depositados - no Siluriano Superior/Devoniano Inferior.

Estes sedimentos, reflexo da primeira transgressão marinha de caráter epicontinental, são representados pela Formação Serra Grande, na Bacia do Maranhão, Maecuru na Bacia Amazônica, Tacaratu na Bacia de Jatobá e Formação Furnas na bacia do Paraná.

No Devoniano Médio/Superior ocorreu a maior - transgressão marinha sobre a Plataforma Brasileira, no Fanerozóico, com seus efeitos se fazendo sentir além dos limites das grandes sinéclises. Nestas, foram depositados sedimentos

pelíticos, com rica fauna marinha. Na Bacia do Amazonas, foram depositadas as formações Ererê e Curuá; na Bacia do Maranhão, formações Pimenteira, Longá e Cabeças; na Bacia de Tucano/Jatobá, formações Inajá e Ibimirim e na Bacia do Paraná Formação Ponta Grossa. A regressão que se seguiu, no Carbonífero Inferior, deixou como testemunho, a Formação Faro, na Bacia do Amazonas, Poti, na Bacia do Maranhão e Moxotó na Bacia de Tucano/Jatobá. Após uma fase erosiva de grande amplitude, possivelmente no Namuriano (GHIGNONE, 1963); nova transgressão ocorreu no neo-carbonífero/Permiano, menos intensa que a anterior, porém bastante ampla para deixar seu registro nas diversas bacias brasileiras. Neste período, foram depositados discordantemente, em toda a Bacia do Amazonas os arenitos da Formação Monte Alegre (ambiente continental), seguidos dos calcários e dolomitos da Formação Itaituba, em ambiente marinho (CAROZZI et alii, 1972) e finalmente os sedimentos da Formação Nova Olinda, ricos em evaporitos, já em condições de bacia restrita, no limiar do Permiano. Na Bacia do Maranhão, durante a transgressão carbonífera, foi depositada a parte superior da Formação Poti, sobreposta com ligeira discordância angular pelos siltitos vermelhos da Formação Piaui, pelitos com níveis de silex da Formação Pedra de Fogo, seguidos por camadas vermelhas da Formação Motuca. Na Bacia de Tucano Norte/Jatobá, a sedimentação neo-carbonífera / Permiana, é representada pelas Formações Curituba e Santa Brígida; a primeira é equivalente à Formação Batinga e a segunda à Formação Aracaré, ambas da Bacia de Sergipe/Alagoas. Finalmente, na Bacia do Paraná, durante este período, foram depositados sedimentos das Formações Itararé e Rio Bonito.

De um modo geral, a sedimentação paleozóica, se caracteriza pela continuidade dos padrões litológicos e pequenas variações de espessuras das unidades estratigráficas.

A regressão do Permiano marca o início de um período de emersão quase total da Plataforma Brasileira, que durou até o Jurássico Superior. Contudo a parte principal da Bacia do Maranhão, correspondente hoje aos estados do Piauí e do Maranhão, não sofreu tão intensamente a ação erosiva que seria esperada. Segundo GHIGNONE (op.cit.), o "escudo cariri ano" desarticulou-se, mantendo-se estável o bloco oeste (Maranhão e Piauí), enquanto o de leste passava a movimentar-se independentemente e era soerguido e aplainado, (norte da Bahia e Pernambuco). Esta desarticulação, acrescenta GHIGNONE, teria se efetuado por esforços tensionais, ativando antigas linhas de debilidade, cujas cicatrizes estariam assinaladas, hoje, pelas falhas de Sobral, Acaraú e outras associadas.

6.3.2 Meso-cenozóico

A evolução da área do Projeto durante o meso-cenozóico, fica melhor entendida, partindo-se da aceitação de uma ligação pretérita dos continentes sul americano e africano, formando o Continente de Gondwana. Esta hipótese inicial, com origem nos trabalhos de WEGNER (1929, apud ASMUS et alii 1971) fortaleceu-se através dos tempos, com as surpreendentes identidades litológicas e paleontológicas entre as formações não marinhas das bacias do Gabão e do Recôncavo. Num estágio inicial de pré-separação, sob condições de extrema estabilidade tectônica, desenvolviam-se no interior do continente Gondwânico, depressões intracratônicas, sem qualquer influência marinha; estas depressões ocuparam parte das antigas sinéclises do Maranhão (incluindo as áreas das bacias de Sergipe/Alagoas e Recôncavo/Tucano), do Paraná, além das sinéclises africanas do Congo e Kalahari. Nestas depressões, sobre os relictos de rochas paleozóicas, depositaram-se os sedimentos terrígenos areno-argilosos das Formações Bananei-

ras e Serraria, na Bacia de Sergipe/Alagoas, correspondentes ao Aliança e Sergi no Recôncavo/Tucano. Estes sedimentos aparecem ainda nas bacias de Camamu e Almada, e, como remanescentes de uma distribuição mais ampla, nas bacias de Jatobá, Araripe, Miramdiba, Olhos d'Água.

ESTRELLA (1972) postula que estas depressões se formaram às custas de sinclinais periféricas adjacentes a uma grande intumescência no craton Gondwana, preconizando o fendilhamento do continente. De fato, segundo MORGAN (1971, apud ASMUS, 1972) a força causadora da movimentação das placas litosféricas é fornecida por correntes de convecção do manto inferior que ascendem à astenosfera, trazendo calor e material original, sob a forma de feixes colunares ou plumas, cuja expressão na superfície é dada por "hot spots" (pontos quentes), que constituem a causa dessas intumescências dômicas. No caso do continente Gondwanico, a intumescência teria ocorrido na área hoje ocupada pelas bacias do Espírito Santo e Campos, com isto, explica-se a ausência de sedimentos jurássicos nestas bacias.

Por outro lado, PONTE (1971, apud ASMUS 1975),ao estudar a paleogeologia do Brasil Oriental e África Ocidental, admitiu que a bacia do estágio pré-rift, tenha se formado após um período de severa erosão no pré-Jurássico Superior. Esta erosão tem suas melhores evidências nos contatos - discordantes das Formações Bananeiras e Aliança com rochas sotopostas do Pré-Cambriano, Devoniano, Carbonífero e Permiano. Tais evidências sugerem que a referida intumescência - constituía uma porção acentuada do relevo, que já no Jurássico, atuava como limite deposicional dos sedimentos continentais da base da Bacia do Recôncavo/Tucano.

Comparativamente, pode-se inferir que esta intu-

mescência poderia ainda estar relacionada com os últimos e ventos tectônicos de uma possível organização geossinclinal, à semelhança do que ocorre com o Arco do Vaza Barris em relação à Geossinclinal de Propriá.

Ainda nesta fase de "pré-rift", foram depositados os sedimentos lacustres das Formações Barra de Itiúba (parte basal) na Bacia de Alagoas e Formação Itaparica na Bacia do Recôncavo.

Com a continuação do processo de movimentação - das placas litosféricas, já no Cretáceo Inferior, os esfor - ços tensionais provocaram os falhamentos e colapso da crosta, com a formação de "grabens" e meio "grabens". Assim se inicia o "Estágio de Reativação Wealdeniana" que culminou - com a separação dos continentes Sul Americano e Africano. Os "rift-valleys" ou tafrogeossinclíneos resultantes do tecto - nismo Wealdeano abriram-se de sul para norte ao longo de antigas linhas de fraqueza do embasamento pré-cambriano, até uma zona entre o nordeste do Brasil (Pernambuco) e o oeste da África (Nigéria-Camerum), que permanecia resistente à abertura continental, constituindo-se no ponto de convergência do proto-oceano Atlântico Sul e o proto-oceano Altântico Norte.

Ao norte do rift sul-atlântico, desenvolveram- se as bacias de Sergipe/Alagoas, Recôncavo, Tucano/Jatobá, Almada e Jequitinhonha.

A fase cretácea de reativação tectônica do escudo brasileiro, se processou através de uma subsidência diferencial de blocos, simultaneamente a um preenchimento rápido do sistema nordestino de fossas. As condições de sedimentação gradaram de fluvio-aluvial para fluvio-lacustre. Durante este estágio, foram depositados na bacia de Sergipe/Alagoas-

os sedimentos continentais terrígenos das Formações Barra de Itiuba, Penedo, Morro dos Chaves e Rio Pitanga, enquanto na bacia do Recôncavo/Tucano eram depositadas as Formações Candeias, Marfim, Pojuca e Salvador. O período de maior intensidade tectônica é representado pelos conglomerados sintectônicos da Formação Rio Pitanga (Sergipe/Alagoas) e Formação Salvador (Recôncavo/Tucano). GAMA JR. (op.cit.) admitiu para a bacia do Recôncavo/Tucano, durante o estágio de "rift", um ambiente de sedimentação lacustre, regressivo, com deltas localizados, associado ao desenvolvimento de leques aluviais, resultante dos movimentos ao longo da falha de Salvador. Modelo semelhante, poderá ser estabelecido para a deposição do sub-grupo Coruripe da Bacia de Sergipe/Alagoas (ASMUS op. cit.).

GHIGNONE (1972) acredita que no caso específico da bacia do Recôncavo, a migração e acumulação de hidrocarbonêtos na Formação Sergi e Arenito Água Grande, tenha ocorrido em "traps" estruturais (blocos falhados) preexistentes ou pecontemporâneos à sedimentação dos folhelhos geradores da Formação Candeias em áreas estáveis da bacia. Contudo, algumas acumulações parecem ter sido parcialmente destruidas por falhamentos associados à linha de flexura, muito ativa durante a deposição da Formação Marfim. Por outro lado, as acumulações de hidrocarbonêtos nos arenitos deltaicos do Grupo Ilhas (Formações Marfim e Pojuca), estão associadas a estruturas dômicas originadas ou por compactação diferencial, ou formada por "anticlinal residual", geneticamente relacionado ao diapirismo de folhelho.

Algumas ocorrências de carvão foram observadas em folhelhos das Formações Candeias e Pojuca, resultado do processo deltaico que atuou no Recôncavo naquele tempo.

Após este período de grande atividade tectônica, quando foram depositados os sedimentos Waldenianos, iniciou-se, já no Aptiano, uma fase de quiescência relativa. Verificou-se então, a primeira invasão de água salgada na Bacia de Sergipe/Alagoas, com a deposição de espessas camadas de evaporitos, proporcionada por condições de restrição, que teria se extendido para o sul, até a Bacia de Santos. Segundo ASMUS et alii (op.cit.) o incipiente oceano Atlântico Sul, apresentava-se, no Aptiano, como um golfo alongado e estreito, semelhante ao atual Mar Vermelho. Como naquela época já se definira a linha de ruptura continental, a Bacia do Recôncavo ficou à margem do processo; ali foram depositados os clásticos continentais da Formação Marizal.

O retorno às condições de ortoplataforma se realizou apenas no interior do continente; na costa, a subsidência prosseguia através do neo-cretáceo e, no Albiano, verificou-se provavelmente a ruptura da crosta continental com a expansão da crosta oceânica e finalmente a separação dos continentes. Este fato resultou na implantação de condições ambientais francamente marinhas. A Bacia de Sergipe/Alagoas evoluiu então para um Estágio de bacia costeira Marginal (MIOGEOSSINCLÍNEO na concepção de DEWEY e BIRD - 1970). O registro litoestratigráfico deste Estágio, estende-se do Albiano ao Plioceno, sendo representado pelos sedimentos do Grupo Sergipe e os sedimentos de praia e aluvião, depositados em ambiente marinho de plataforma, variando de transicional a nerítico-médio, como resultado de um processo contínuo de subsidência da margem continental, ao longo das linhas de flexuras e de um suficiente afluxo sedimentar. Sob estas condições foram depositadas as Formações Riachuelo, Cotinguiba, Piaçabuçú e os sedimentos de praia.

A deposição do espesso pacote de folhelhos geradores do Membro Calumbí, com o basculamento para leste, propiciou a Formação de "traps" estratigráficos, constituídos - por barras, canais, leques submarinos de areias (turbiditos), e "traps" combinados, onde se associam o paleo-relevo, o falhamento e as deformações estruturais sofridas pelos reservatórios do Cretáceo Inferior. Nestas "armadilhas", foram encontradas as maiores acumulações de petróleo produzido na Plataforma Continental Sergipana.

Durante o Terciário em ambiente continental e como resultado de alternâncias climáticas depositaram-se os sedimentos do Grupo Barreiras, que também são ligados à consumação do relevo no ciclo Velhas.

O trabalho dos rios é responsável pela acumulação de depósitos aluvionares enquanto o fluxo e refluxo das marés retrabalham sedimentos arenosos com grande componente de carapaças de organismos marinhos.

CPRM

7 - GEOLOGIA ECONÔMICA

7.1 Situação mineral da área

A área do Projeto Baixo São Francisco/Vaza Barris é destituída de atividade mineira significante, aparecendo os garimpos como principal atividade extrativa da região. Mesmo quando a lavra de algum bem mineral é intensa, quase sempre ela é executada de forma predatória, prejudicando o rendimento da jazida ou inutilizando-a para um futuro aproveitamento.

Cento e oitenta e sete ocorrências minerais foram verificadas na área do Projeto Baixo São Francisco/Vaza-Barris.

A tabela V mostra estas ocorrências relacionadas por folha especificando o bem mineral, enquanto a tabela VI mostra a situação dessas mesmas ocorrências do ponto de vista de seu modo de exploração.

Houve grande dificuldade em localizar as ocorrências relacionadas na bibliografia com as realmente existentes, devido a uma série de empecilhos, como sejam: uma mesma ocorrência estar indicada em municípios diferentes; e ainda o grande número de ocorrências fantasmas(inexistentes na área).

Amianto tem sido pesquisado e explorado em Alagoas pela Mineração Barreto S.A., principalmente nos municípios de Jaramataia, Campo Grande e Batalha (folha Santana do Ipanema), estando atualmente em exploração o asbesto existente no município de Jaramataia.

Calcários, calcário dolomíticos e mármores, com ampla distribuição na área, vêm sendo lavrados em grande escala nos municípios de Batalha (AL), pela Mineração Barreto S.A.; em Pedra Mole (SE), pela Sergical; em Simão Dias (SE), por empresa do Grupo Votorantim; em Crisópolis (BA), pela I

SUBSTÂNCIA MINERAL / FOLHA	ANTOFILITO	AMIANTO	AMETISTA	ARGILA	AREIA	BARITA	CALCÁRIO	CIANITA	CAULIM	CHUMBO	COBRE	DIAMANTE	FELDSPATO	FLUORITA	FERRO	HALITA	MATERIAL/CONSTRUÇÃO	MANGANÊS	MÁRMORE	PIRITA	QUARTZO	QUARTZO RÓSEO	TALCO	VERMICULITA	TOTAL DE OCORRÊNCIA POR FOLHA
PAULO AFONSO	—	—	—	—	—	2	18	—	—	—	3	—	1	—	—	1	8	—	4	1	1	1	1	—	38
SANTANA DO IPANEMA	—	10	1	1	—	—	30	1	1	—	2	—	9	1	7	3	3	—	4	—	3	1	—	4	81
JEREMOABO	—	—	—	—	—	—	14	—	—	—	1	—	—	—	—	—	1	1	3	1	1	—	—	—	22
ARACAJU	1	1	—	—	2	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	1	3	—	—	—	—	—	—	9
CIPÓ	—	—	—	1	—	—	4	—	—	—	1	1	—	—	1	—	3	—	—	1	—	—	—	—	12
ESTÂNCIA	—	—	—	1	—	—		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
ALAGOINHAS	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	18	4	—	—	—	—	—	—	24

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM)

SUREG/SA

Convênio DNPM/CPRM

OCORRÊNCIAS MINERAIS VERIFICADAS

POR FOLHA

PROJETO BAIXO SÃO FRANCISCO/VAZA-BARRIS

Ano:	Des:	Tab:
1977	AVM-15 0477	V

FOLHAS	MINAS EM ATIVIDADE	MINAS ABANDONADAS	GARIMPOS	GARIMPOS ABANDONADOS	OCORRÊNCIAS MINERAIS
PAULO AFONSO	1	-	11	12	14
SANTANA DO IPANEMA	5	6	2	13	55
JEREMOABO	6	-	1	-	14
ARACAJU	1	-	1	-	7
CIPÓ	3	-	3	2	4
ESTÂNCIA	-	-	1	-	-
ALAGOINHAS	13	2	4	-	5
TOTAL	29	8	23	28	99

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM)

SUREG/SA

Convênio DNPM / CPRM

DEMONSTRATIVO DA SITUAÇÃO DAS OCORRÊNCIAS MINERAIS POR FOLHA

PROJETO BAIXO SÃO FRANCISCO/VAZA-BARRIS

Ano: 1977

Des: AVM-15 04 77

Tab: VI

CPRM

norcal; em Araci (BA) pela Cal Aracitu S.A. e em Euclides da Cunha (BA), pela Midnor, Damacal, Cal Sublime e Soares Leone.

Pedreiras destinadas à obtenção de material de construção estão em funcionamento em Arapiraca (AL), explorada por J. Leão e Cia Ltda; em Água Branca pela Engrel; em Salvador, Lauro de Freitas, Inhambupe e Feira de Santana por diversos, destacando-se a Pedreira Valéria, pertencente ao Grupo Odebrecht, considerada a maior mina em volume de material explotado da América do Sul. Ametista, amianto, antofilitito, areia, argila, barita, calcário, caulim, cianita, cobre, diamante, feldspato, ferro, fluorita, galena, halita, mármore, manganês, material de construção, pirita, quartzo, - quartzo róseo, talco e vermiculita, são as substâncias minerais verificadas na área; subordinadamente a estas ocorrências, aparecem ouro, berilo, água marinha, lepidolita, apatita e enxôfre.

7.2 Descrição das ocorrências

A sistemática utilizada para caracterização das ocorrências minerais da área baseia-se na classificação de ROUTHIER (1963), que utiliza principalmente a associação litológica, considerando elementos de depósito, tais como paragênese, morfologia e estrutura. Sempre que possível, procurou-se enquadrar a ocorrência mineral num determinado tipo genético.

7.2.1 Mineralizações filonianas associadas a plutonitos

As ocorrências de barita, fluorita e ametista se enquadram neste tipo genético.

Classificam-se também neste tipo as ocorrências de ferro existentes no serrote da Lage, situado a onze quilô

metros noroeste de Arapiraca, na fazenda Lagoa dos Caboclos-(serrote da Pedra Preta), localizada a sete quilômetros norte de Caribas e no serrote do Galvão, oito quilômetros noroeste de Batalha.

As ocorrências de barita localizam-se na encosta meridional da serra Vermelha, a 100m sul da cabeceira nordeste da barragem de Itaparica, 9 km sul de Petrolândia, Pernambuco, e na margem esquerda do riacho Riachão, a 150m montante da antiga ponte ferroviária Petrolândia-Piranhas, a 7 km sul de Petrolândia.

A barita em veios irregulares com espessura variando de 1 à 5 cm, ocorre associada a vênulas de quartzo, encaixadas em sienito, isotrópico, fanerítico grosseiro, composto de feldspato rosa e raro quartzo estando por vezes enriquecido em hornblenda e mostrando-se localmente cataclasado.

O veio de barita da serra Vermelha está orientado N75°W e contém traços de malaquita. A ocorrência do riacho Riachão tem duas direções de mineralização, Norte-Sul e N75°W, esta última mais mineralizada.

A mineralização de barita é relacionada a evento hidrotermal na área.

Na serra Vermelha há vestígios de que já houve - exploração, estando estocado cerca de 300 quilos de barita ao lado de uma trincheira de 15m de comprimento. A pequena reserva existente, deve ter motivado a paralização dos trabalhos de lavra.

A geologia provincial está representada por sienitos e hornblenda sienitos (granitóides tipo Águas Belas), sendo o conjunto por vezes capeado discordantemente pelos a

renitos da Formação Tacaratú.

A ocorrência de fluorita está situada no riacho Mingu ou das Lages, na fazenda de Carlos Rezende Cardoso, a 5 km oeste da cidade de Porto da Folha em Sergipe, onde ocorre em veios dispostos em enxames, com espessuras variando de 1 a 20 cm. Os maiores veios observados têm comprimento de 20 m, estando distribuídos esporádica e transversalmente ao leito do rio, em uma faixa com largura superior a 200m, sendo recoberto nas margens do riacho por sedimentos coluvio-aluviais com cerca de 1m de espessura, não representáveis devido à escala do mapa.

Os veios de fluorita do riacho Mingu estão orientados predominantemente Norte-Sul, havendo veios secundários N60°E e N60°W, estes últimos com mergulhos variando de 10° a 45°, caindo ora para o lado leste, ora para oeste. Eles contém traços de minerais de cobre e chumbo estando presentes - bornita, calcopirita, galena, azurita e malaquita.

A fluorita é lilás e associa-se ocasionalmente à calcita, estando encaixada em fraturas do quartzo sienito - com variações para hornblenda-granito e hornblenda biotita - granito ricos em enclaves hipermáficos.

Houve uma pesquisa inicial com desmonte da encaixante ao longo dos veios paralelos, em três pontos com distanciamento médio de 100m; as dificuldades encontradas para o desmonte, já que a mineralização está encaixada na rocha fresca, bem como a inexistência de tecnologia e recursos suficientes para a avaliação, devem ter motivado a paralização da pesquisa.

A geologia provincial é representada por micaxistos granatíferos com intercalações de quartzitos e lentes de mármore, intrudidos por granodiorito, hornblenda granito e

quartzo sienito afetados pelo falhamento de Porto da Folha.

A ocorrência de ametista está localizada próximo a sede da fazenda do Sr. João Messias, a 500m norte da cidade de Santana do Ipanema, no estado de Alagoas.

A ametista ocorre em drusas com cristais de até 5 cm associada a veio irregular de quartzo leitoso, por vezes apresentando cristal de rocha.

Disseminado no quartzo leitoso estão presentes - pontos metálicos sob a forma de calcopirita, bornita, bem como manchas de malaquita.

O conjunto está encaixado em granitóides e há sinais de que já houve exploração no local, informando-se terem sido retirados na ocasião ótimos exemplares, restando algumas amostras de ametistas espalhadas em volta do poço de 7m de profundidade, hoje preenchido por água.

As rochas aflorantes na região são granitóides - profiróides do Complexo Granito-Migmatítico, além de granitóides tipo Águas Belas.

O minério de ferro ocorre no serrote da Lage e no serrote da Pedra Preta, principalmente na forma de magnetita, constituindo corpos maciços que se destacam na superfície plano ondulada.

Fe

A mineralização do serrote da Lage está encaixada em micaxistos da Formação Traipu/Jaramataia, encontrando-se cortada por veio de quartzo leitoso e róseo. Este serrote foi estudado em detalhe pelo Departamento Nacional da Produção Mineral (GREENWOOD & CHAVES, 1950), que atribuiram para o mesmo uma reserva de 500.000 toneladas de ferro.

O corpo de minério de ferro do serrote da Pedra Preta acha-se intrudido em rochas diatexíticas.

Segundo FARINA (1974), a norte da ocorrência do serrote da Pedra Preta, existem corpos menores e alongados - de magnetita compacta, nos lugares denominados Ferreira e Lagoa do Curral.

Ainda segundo FARINA (1974), seções polidas do minério dos lugares referenciados acima mostram textura granular hipidiomórfica, cristais com contornos nítidos, salvo nos limites entre magnetita e hematita, onde se observa uma passagem gradual daquele para magnetita euédrica em grãos de 0,3 a 0,5 mm de diâmetro, hematita em quantidades variáveis, parecendo toda ela proveniente de alteração da magnetita, hercinita como cristais de baixa reflexibilidade de cor cinza - escuro, tendo formas irregulares e inclusões de magnetita, limonita como impregnações ao longo das fraturas, raros cristais de clorita, talvez de alteração do espinélio e ilmenita de cor marrom-rosa, anisotropismo acentuado e birrefrigência fraca.

FARINA (1967) indica que a composição deste minério seria expressa por 75% de magnetita, 15% de hercinita, 5% de ilmenita e 10% de hematita mais limonita.

Análises químicas efetuadas em três amostras procedentes do serrote da Lage, serrote da Pedra Preta na fazenda da Lagoa dos Caboclos e serrote do Galvão, deram os resultados expostos abaixo:

	Serrote da Lage %	Lagoa do Caboclo %	Serrote do Galvão %
SiO_2	0,69	2,16	3,40
FeO	15,6	4,65	2,20
Fe_2O_3	57,00	66,7	73,6
TiO_2	1,16	1,23	0,06
Cr_2O_3	1,85	1,52	0,01

	Serrote da Lage %	Lagoa do Caboclo %	Serrote do Galvão %
P_2O_5	0,01	0,05	16,6
V_2O_5	0,53	0,62	0,01
MnO	0,19	0,17	0,17
SO_3	0,06	0,23	0,01
H_2O	0,11	0,30	1,32

A presença de hercinita, ilmenita, magnetita euédrica e os resultados das análises químicas com teores relevantes de cromo, titânio e vanádio, reforçados pela existência de corpos básicos nas imediações das ocorrências, indicam para os depósitos uma gênese ligada a processo de segregação magmática. Tem também, possivelmente, origem magmática o minério de ferro maciço que ocorre como rolados próximo à Tanque D'Arca (folha S. do Ipanema sudeste de Palmeira dos Índios).

Os minérios de ferro do serrote do Galvão têm reserva superior aos dos serrotes da Lage e de Lagoa Caboclo, apresentando-se predominantemente bandado (leitos de especularita intercalados em leitos quartzosos), com raras exposições do minério maciço.

A mineralização está encaixada em biotita xistos migmatizados, as vezes cortados por filões de magnetita compacta.

Os resultados químicos sensivelmente diferentes-para as análises do minério do serrote do Galvão, mostrando teores mais elevados de sílica, fosfato e percentagens baixas de titânio, cromo e vanádio, deve-se ao fato de a amostra enviada para determinação química ter sido a do minério bandado.

A tabela IV mostra os teores de elementos traços

de duas amostras destes corpos ferríferos onde pode-se com provar sua filiação tipicamente magmática.

São geneticamente sedimentares o quartzito ferrí fero de Taquarana, onde níveis milimétricos de especularita, intercalam-se em níveis quartzosos. O quartzito ferrífero do Alto do Piranguçu ou do Cruzeiro e o da serra do Caboxi situ ados, respectivamente, a noroeste de Anadia e a leste de Bom Conselho, também tem minério de origem detrítica.

Os depósitos minerais com altos teorés em ferro de filiação magmática do estado de Alagoas, apesar de não te rem grandes reservas mostram-se promissores, principalmente levando-se em consideração os teores econômicos de vanádio, a presença de titânio e cromo, havendo possibilidade de serem encontradas zonas de concentrações econômicas, deste último elemento. O acesso aos locais das ocorrências é facilitado pela existência de estradas em boas condições de tráfego.

Os depósitos do serrote da Pedra Preta e Lage, já foram submetidos a exploração, apresentando atualmente trin cheiras e minério estocado ao lado das mesmas.

7.2.2 Mineralizações filonianas associadas a metamor fitos sem relação visível com plutonitos

Enquadram-se neste tipo a mineralização de chum bo existente na fazenda Barra, margem direita do rio Vaza Barris, a 5km nordeste do povoado Jenipapo no município de Lagarto em Sergipe, e as mineralizações de cobre em veio de quartzo presente na fazenda Júlia, a 6 km noroeste de Porto da Folha, estado de Sergipe.

O chumbo ocorre sob a forma de galena em filões dispostos Norte-Sul e N20°W com espessuras milimétricas, ha vendo vênulas de quartzo na mesma direção.

A mineralização está encaixada em mármore bran - co, listrado de cinza azulado, estratificado em leitos de cinco centímetros, com direções N65°E, mergulhando 35° para noroeste. Em alguns pontos a mineralização está concordante com a estratificação.

Segundo informações, esta ocorrência já foi visi tada por diversos pesquisadores, havendo citações de filões mais possantes no local.

Na área afloram rochas da Formação Olhos d'Água, representada por metacalcários pretos com intercalações de filitos, em contato por falhamento com a Formação Frei Paulo/Ribeirópolis, capeadas discordantemente pelos sedimentos pelíticos - psefíticos do Grupo Barreiras.

O cobre da fazenda Júlia ocorre associado a enxa me de veios de quartzo irregulares mineralizados em sulfetos (calcopirita e bornita), óxidos (cuprita) e carbonato hidratado (azurita e malaquita). Os veios têm espessura variando de 1 a 10cm e apresentam cristais de quartzo centimétricos - em estrutura engrenada, com a mineralização restrita aos veios e aos contatos dos mesmos com a encaixante (lentes de metacalcário dolomítico, creme amarronzado a branco, isotrópico, sacaroidal médio), pertencente a Formação Traipu/Jaramataia.

A mineralização tem controle de falha sudoeste - nordeste (falha de Belo Monte), sendo os indícios de sulfe - tos observados descontinuamente ao longo do comprimento mai or da lente, numa extensão de 200 metros.

O calcário mostra manchas de malaquita e as dre nagens do lado oeste da serra apresentam fragmentos rolados de veios de quartzo mineralizados.

A encaixante foi explorada por volta de 1935 para a obtenção de cal, havendo no local uma caieira em ruínas.

A mineralização está relacionada a evento hidrotermal seguindo falhamento, e reveste-se de grande perspectiva, mormente se se levar em consideração a presença de corpos básico-ultrabásicos com disseminações de sulfetos primários em rochas subjacentes a oeste do local (porção sudeste da folha Paulo Afonso), e as ocorrências de fluorita antes descritas que, encaixadas em granitóides, sofrem influência de falhamentos contemporâneos.

7.2.3 Ocorrências associadas à pegmatitos

Ocorrências de minerais associados a pegmatitos foram verificadas notadamente nos municípios de Arapiraca, de Limoeiro de Anadia (folha Santana do Ipanema) e de Mata Grande (folha Paulo Afonso). As principais estão concentradas na região de Bom Sucesso, norte do vale do rio Coruripe, nos arredores de Arapiraca e subordinadamente no morro do Carié, em Mata Grande. Morfologicamente, os corpos de pegmatitos, as vezes, apresentam feições topográficas salientes em relação às rochas encaixantes e estão predominantemente restritos às rochas do Complexo Granulítico especialmente no seio de kinzigitos.

A oeste de Limoeiro de Anadia, os corpos são alongados e possuem espessuras em torno de 5 metros.

Os pegmatitos da fazenda Carié (folha Paulo Afonso) estão encaixados em arteritos da Formação Traipu/Jaramataia e são de maior porte, embora atinjam poucos metros de espessuras.

De modo geral, a associação mineralógica dos peg

matitos é formada essencialmente por quartzo, feldspato, muscovita, às vezes, biotita e lepidolita; acessoriamente podem ocorrer berilo, água marinha, vermiculita, magnetita, turmalina, columbita e, segundo informações verbais um mineral de urânio, provavelmente uraninita.

Os pegmatitos da região, têm núcleo de quartzo - mal definido, principalmente aqueles de Bom Sucesso. Distingue-se as seguintes zonas: a) zona do núcleo quartzoso muito irregular; b) zona de parede, constituída de quartzo e feldspato por vezes com textura gráfica, aparecendo esporadicamente berilo, água marinha, lepidolita, columbita e magnetita; c) zona de bordo, caracterizada pela predominância de muscovita, lepidolita e biotita.

O quartzo apresenta-se principalmente nas variedades leitoso e rosa.

Quartzo róseo de boa qualidade é encontrado às margens do rio Coruripe a leste de Limoeiro de Anadia, formando núcleo de pagmatito, tendo sido explorado em regime de garimpagem até 1975 (com. verbal).

Os feldspatos apresentam cores rosa carne e branco. A muscovita é a mica predominante na maioria dos pegmatitos, exceção feita aos situados a noroeste de Arapiraca, onde a vermiculita é a mica presente. Pode ocorrer em placas - com algumas dezenas de centímetros de comprimento, tendo sido alvo de garimpagem no passado.

Segundo informações, água marinha e berilo foram os minerais mais objetivados pelos garimpeiros, além do - feldspato que era obtido como sub-produto. A garimpagem nesta região iniciada na década de 30 foi paralizada por volta de 1950.

As ocorrências do vale do rio Coruripe, guardam-semelhança com aquelas descritas por SILVA FILHO et alii (op cit.) no sul da Bahia. Estão encaixadas em rochas kinzigíticas e possuem os mesmos minerais econômicos lá encontrados . Por outro lado o pegmatito descrito no morro do Carié deve pertencer a uma diferente geração por seu condicionamento - geológico diferente, preenchendo zona de falha.

7.2.4 Mineralizações no âmbito de metamorfitos regionais sem relação visível com plutonitos

Estão classificados neste tipo a cianita situada no "canyon" do rio Ipanema, na serra das Porteiras, a 10 km nordeste da cidade de Belo Monte, as mineralizações de manganês, localizadas nos municípios de Cachoeira e Feira de Santana, Bahia, bem como a de Nossa Senhora das Dores, em Sergipe, e as ocorrências de metacalcários e mármores da área.

A cianita ocorre em cristais verde escuros de até 4 cm de comprimento, aparecendo associada a quartzo-muscovita-xisto com variações para muscovita-quartzito, rocha - branco-amarelada com xistosidade crenulada.

A cianita é considerada como tendo sido formada a partir de metamorfismo regional sobre rochas silicato-aluminosas talvez acompanhado por emanações magmáticas.

As rochas da região são muscovita quartzitos da Formação Santa Cruz, biotita-xistos granatíferos, gnaisses - localmente migmatizados, intercalando-se anfibolitos, meta - carbonatos, rochas ultrabásicas, gabros e dioritos da Formação Traipu/Jaramataia.

O manganês de Cachoeira ocorre sob a forma de psilomelano e manganita nos locais denominados fazenda Pedra Preta, morro do Cucuí e no corte da estrada Cachoeira-Capoeiruçu, disposto em camadas ou bolsões N10°W, a N20°W sub-ver-

ticais, concordantes com a foliação do granulito. Estas camadas apresentam espessuras variando de 2 a 30cm, aparecendo - numa faixa com largura média de 1 metro.

A mineralização está frequentemente mascarada pela alteração da encaixante, sendo acompanhada de maneira descontínua por mais de 1km, aparecendo rolados do minério ao longo das encosta adjacentes às ocorrências.

O manganês da fazenda Pedra Preta e morro do Cucuí, apresentam sinais de já terem sido pesquisados, existindo trincheiras, poços, e aproximadamente 2 metros cúbicos de minério, acumulado ao lado da trincheira.

O manganês de Feira de Santana localiza-se no povoado Caatinga, 10 km noroeste da sede do distrito de Tiguaruçu. O psilomelano aí ocorre em camadas centimétricas, orientadas norte-sul, ou como blocos maciços de 20 cm de espessura, deslocados e encaixados em granulito estando a mineralização presente na trincheira e, descontinuamente, numa extensão de 20m em faixa de 3 metros de largura. Geneticamente estas ocorrências podem ser correlacionadas ao manganês de Maraú, estudado em detalhe por TONIATTI & BARBOSA, (1973)que postulou uma origem metassedimentar para o mesmo. Entretanto este manganês pode ter como proto-minério, gonditos, rochas vulcano-sedimentares, pois nas proximidades da ocorrência de Cachoeira existe rocha quartzosa contendo granada.

Psilomelano ocorre em Sergipe, na serra do Besouro, fazenda Poções e povoado Tabocas, todos no município de Nossa Senhora das Dores. A mineralização aparece em camadas- e bolsões encaixadas em granada-muscovita xisto, por vezes com intercalações de quartzito e veios quartzosos. Estas ocorrências já foram submetidas a trabalhos de pesquisa havendo no local trincheiras semi-soterradas, expondo o corpo do

minério.

Regionalmente afloram rochas da Formação Frei Paulo/Ribeirópolis e Traipu/Jaramataia capeadas descontínua- e discordantemente pelo Grupo Barreiras.

Associado a metacalcário da Formação Olhos D' Á gua, aparece enxöfre, finamente disseminado no calcário, sendo sua presença constatada indiretamente quando se fragmenta a rocha, que exala um odor característico de gás sulfídrico. Foi encontrada uma ocorrência de enxöfre nativo, localizada na serra Preta, 2,5km a leste do povoado de Olhos D'Água, município de Lagarto; ai o enxöfre apresenta maiores concentrações nas fraturas e nos locais que sofreram recristalização, mostrando-se sob a forma de cristais amarelo-ouro de 0,5 cm, incrustados na calcita ou no quartzo leitoso como esporádi - cas cristalizações diminutas de quartzo.

CALDASSO (1967) cita ainda ocorrências de enxô - fre nos locais denominados Quixaba e sítio Chico Pereira no município de Paripiranga, porém estas não foram encontradas. Segundo este autor, estas ocorrências são relacionadas a um evento hidrotermal que solubilizaria o enxöfre disseminado , concentrando-o nas fraturas.

Metacalcários, metadolomitos e mármores constituem importante recursos, que já foram ou estão sendo objeto de exploração, em vários locais da área do projeto.

No bordo ocidental da Bacia Sedimentar de Tucano, arredores de Euclides da Cunha, caracteriza-se a mais expressiva área de ocorrência dos calcários cinza escuros da Formação Cajazeira do Grupo Estância. Aí situam-se as maio - res instalações para fabricação de cal da área, como sejam : a Indústria de Calcários Sublime S.A.; a MIDNOR, Minérios Industriais do Nordeste Ltda.e a Fábrica de Cal do Grupo Soares

Leone/CBPM.

No riacho Pega Fogo e fazenda Aracitu ou Pirilampo a este da vila de João Vieira (folha Cipó), ocorrem morrotes de metacalcário dolomítico, róseo a cinza esverdeado, daquela formação, existindo no local uma pedreira em exploração, sendo o produto beneficiado pela Cal Aracitu S.A. em Feira de Santana.

Duas análises químicas, efetuadas em amostra do calcário da Formação Cajazeira , da área este e nordeste de Euclides da Cunha, solicitadas respectivamente pela MIDNOR e DAMACAL, forneceram os seguintes resultados:

	%	%
Umidade	0,16	0,06
Perdas ao fogo	43,21	42,99
Insolúveis	1,15	1,53
Óxidos combinados R_2O_3	0,27	0,47
Cálcio expresso em CaO	54,37	54,65
Magnésio expresso em MgO	0,36	0,14

Calcário da mesma formação é explorado em escala industrial pela Inorcal S.A. na pedreira Pau de Colher, município de Crisópolis a este do bordo oriental da Bacia de Tucano, onde mostra níveis margosos centimétricos intercalados. Em regime de garimpagem, é explorado no lugar denominado Buril, sudoeste de Rio Real, apresentando cor creme a cinza esverdeado, estratificado em bancos espessos. O minério é transportado para Salvador onde é beneficiado para utilização como corretivo e "filler". Metacalcários da Formação - Olhos d'Água, são explorados de maneira rudimentar nos municípios de Paripiranga, Simão Dias, Lagarto e Pinhão, existindo nesta última cidade a empresa Sergical, produtora de cal, e no município de Simão Dias, outra fábrica em insta

lação, pertencente ao Grupo Votorantim.

No serrote da Lage, oeste de Porto da Folha, ocorrem lentes de mármores fraturado, que foram minerados por volta de 1940 (com.verbal), restando hoje a frente de lavra, onde se deu a exploração, e alguns blocos abandonados.

No Estado de Alagoas ocorrem lentes de calcário de 1 a 20 metros de comprimento que foram garimpadas no passado, estando algumas ainda em exploração.

Elas ocorrem na região sudeste de Palmeira dos Índios, intercaladas nos gnaisses e biotita-xistos do rio Coruripe, onde existe pequena unidade para fabricação de cal e moagem para corretivo. Apresentam-se ainda na fazenda Charque, sul de Minador,Palmeira do Negrão, na fazenda Lunga e Mario Veiga,sudoeste de Paulo Jacinto. Á noroeste de Belo - Monte, ocorre, lentes dentro de micaxistos migmatizados que se prolongam para nordeste, formando as serras das Queimadas dos Fornos e do Meio. Estas lentes passam nas mediações de - Batalha estendendo-se até Jaramataia, onde a sudoeste desta cidade ocorrem lentes menores paralelas; este mesmo horizonte tem continuidade para sul no Estado de Sergipe, a oeste da cidade de Porto da Folha.

Existem diversas caieiras e pedreiras abandonadas, estando em emploração a pedreira Pau Ferro, situada a sudeste de Batalha, sendo lavrada pela MIBASA. O minério é transportado para Mina Campestre, onde é beneficiado.

Na região de Batalha, as ocorrências de metacalcários têm maior expressão, formando camadas e lentes, encaixadas em biotita xistos, por vezes em contato com anfibolitos, sendo componente do horizonte portador das mineralizações de asbesto. FARINA (op.cit,) estimou as reservas de metadolomitos dos arredores de Batalha em 15.000.000 de toneladas para

uma profundidade de 5 metros.

São metacalcários de coloração branca a cinza - com composição variando de metacalcário propriamente dito a dolomitos, tendo, segundo CAVALCANTE (1973), os seguintes minerais acessórios: diopsídio, quartzo, vesuvianita, microclina, titanita, flogopita, muscovita, clorita e grafita.

Análises químicas efetuadas pela UFPe * em amostras procedentes da região de Paulo Jacinto e do vale do rio Coruripe forneceram as seguintes percentagens:

PR	(perda ao rubro)	37,40%	41,80%
RI	(resíduos insolúveis)	8,50%	2,80%
R_2O_3	(óxidos combinados)	0,70%	1,10%
CaO	(óxido de cálcio)	38,10%	52,10%
MgO	(óxido de magnésio)	15,00%	0,70%

A maior lente de metacalcário e mármore do estado de Alagoas localiza-se no serrote da Jiboia, margem esquerda do rio Moxotó (folha Paulo Afonso), estando em contato com granito tipo Mata Grande, havendo formação de calco - hornfels na zona de contato. Foi detectado por geoquímica, anomalias de chumbo nas imediações deste corpo.

A sudeste de Água Branca as lentes de metacalcáriorio acham-se cortadas por sienito, não mostrando indícios de mineralização.

No Estado de Pernambuco a sudeste de Águas Belas ocorrem lentes de metacalcário intercalados em anfibolitos , estando o conjunto cortado por leucogranito. Encontram-se - presentes neste metacalcário calcita de veio, cuprita, e man

---

* U.F.P.e - Universidade Federal de Pernambuco

chas de malaquita ao lado de uma trincheira.

Na área da folha Paulo Afonso ocorrem pequenas lentes de metacalcários e mármores alternados com anfibolitos cortados ou englobados por leucogranitos, encaixadas, mais para W, no Complexo básico-ultrabásico de Canindé, principalmente a sul de Pão de Açúcar e entre Canindé do São Francisco e Paulo Afonso.

7.2.5 Ocorrências no âmbito de metamorfitos regionais associadas a vulcânicas

Enquadram-se neste tipo, as ocorrências de pirita e talco existentes respectivamente nos municípios de Jeremoabo e Santa Brígida.

A pirita de Jeremoabo ocorre como pontos disseminados em vulcânica intermediária, estando intercalada na Formação Traipu/Jaramataia, composta localmente por metarenitos, metassiltitos e ardósias. É encontrada ainda pirita, como pontos disseminados em metachert, cinza, listrado, intercalado na sequência vulcânica do Complexo de Serrinha, aparecendo na fazenda Salgado, 21km oeste de Tucano.

O talco está presente a 800m nordeste do povoado de Marrancó, município de Santa Brígida (folha Paulo Afonso), na encosta sul de uma serra.

O talco encontra-se associado à sequência metavulcânica - ultrabásica alterada, constituindo a dita serra, ocorrendo serpentinito intercalado. O minério é formado por talco-clorita-xisto, apresentando espessura média de 5 metros.

7.2.6 Ocorrências no âmbito dos metamorfitos regionais associados a concentrações residuais

Classifica-se neste tipo a mineralização de cau

lim existente na serra do Bulandi a sudeste de Bom Conselho. O caulim apresenta-se como manchas em rocha quartzo-feldspática alterada, isotrópica, muito grosseira, apresentando ferruginização ao longo dos planos de fratura, podendo ser anotado no local túneis e trincheiras abandonadas. A ocorrência no entanto não se mostra com possibilidades econômicas.

Na região afloram, lepititos lepitinolito e quartzitos ferríferos intercalados em xistos migmatizados (arteritos) da Formação Traipu/Jaramataia.

7.2.7 Mineralizações disseminadas associada a Complexo básico-ultrabásico

Estão incluidas neste tipo, as mineralizações de cobre existentes na fazenda Logradouro, 11 km noroeste de Poço Redondo, a 6 km norte da fazenda Stª Filomena no municí - pio de Poço Redondo e a leste de Curituba município de Caninde do São Francisco.

A mineralização da fazenda Bom Jardim é formada por calcopirita e pirita, ocorrendo como disseminação em rocha metabásica feldspatizada e orientada.

O cobre da fazenda Alto Bonito ocorre sob a forma de bornita com calcopirita e pirita associadas, encontrando-se disseminado em rocha gabróide.

Estas mineralizações revestem-se de grande importância, pois podem indicar no corpo gabróide a presença de zonas de sulfetos em concentrações econômicas.

Na região afloram rochas gabróides portadoras da mineralização, constituindo o topo de uma sequência que tem metarcóseos na base, seguidos por intercalações de metaultrabásicas, metabasaltos e metassedimentos, formando uma sequência básica-ultrabásica diferenciada (fig. 17).

7.2.8 Mineralizações asbestíferas em ultrabasitos associadas a meta-carbonatos ou encaixadas em gnaisses e migmatitos

Classificam-se neste tipo, os depósitos de asbesto - anfibólico - antofilítico encaixados em micaxistos da Formação Traipu/Jaramataia e em gnaisses e migmatitos do Complexo Granulítico.

O amianto é o principal recurso mineral da região de Alagoas, explorado pela Mineração Barreto desde 1945 , tendo sido estudado em detalhe por FARINA (1966) e LEAL (1969).

O mineral de minério é a antofilita que ocorre - em fibras de 2 a 4 centímetros, podendo excepcionalmente atingir 10 centímetros, mostrando-se nas colorações acinzentadas ou avermelhadas (quando impregnadas por óxido de ferro - hidratado). A porção aproveitável dos depósitos, constituída por antofilitos asbestiformes talci-carbonatados, apresentam textura radial com os cristais de antofilita distribuidos - sem orientação preferencial. Eles formam bolsões maciços de conformação irregular, espessuras de 20 a 40 metros e dimensões variáveis, dispostos leste-oeste, distribuídos caoticamente na direção da estrutura regional, nos municípios de Batalha e Jaramataia e noroeste-sudeste nos municípios de Jirau do Ponciano e Campo Grande.

Associados aos depósitos de asbesto, aparecem anfibolitos, metacalcários, metadolomitos, cloritítos, quartzitos, micaxistos e, segundo FARINA (op.cit.), piroxenitos, serpentinitos e epidotitos.

As litologias predominantes na área leste-sudeste de Batalha são micaxistos com intercalações de quartzitos

e metacarbonatos, estes últimos associados a metabásicas. Esses carbonatos são níveis guia para a caracterização de dobramentos na região de Batalha e Jaramataia, os quais controlam a mineralização de asbesto.

Na área de Campo Grande e Jirau do Ponciano o asbesto ocorre em lentes ultrabásicas circundadas por clorititos, que por sua vez estão encaixados em hornblenda gnaisses. Estes gradam lateralmente para granodiorito-gnaisses e quartzo-diorito-gnaisses. Os cloritítos formam o envoltório do depósito de asbesto, constituindo faixa de agregados de clorita, tendo espessura média de 50cm; na paragênese aparecem : talco, tremolita (raramente), quartzo, carbonatos e sílex.

Estes depósitos parecem acompanhar direção de cisalhamento noroeste-sudeste, dispondo-se descontinuamente em faixas que passam respectivamente a sul de Campo Grande e - norte de Jirau do Ponciano.

Para FARINA (1966), os depósitos de asbesto de - Batalha são controlados por elementos litoestratigráficos, estruturais e paragenéticos. Os lito-estratigráficos são representados por um conjunto de metamorfitos magnesianos, formando nível definido na estratigrafia regional, associando-se a serpentinitos, anfibolitos e calcários cristalinos; os estruturais, por zonas de tectônica mais enérgica, destacando-se os eixos de dobras e zonas de falhas onde estão presentes veios de natureza clorítica, carbonática e sílico-carbonática, geralmente relacionados a estas falhas; os paragenéticos pela presença dos minerais componentes destas rochas, como serpentina, clorita, talco e carbonato, que são indicativas da presença de importantes depósitos.

Os metamorfitos magnesianos, são representados - por duas sequências: uma carbonatada composta por calcários-

e dolomitos, algumas vezes portadores de diopsídio, flogopita, forsterita ou magnetita; e outra sequência magnesiana e silicatada, com características ultrabásicas, formadas por piroxenitos, anfibolitos e serpentinitos, profundamente alterados por metamorfismo retrógrado.

O asbesto presente nos antofilititos contém quantidades variáveis de talco, carbonato, enstatita, antigorita, clorita e magnetita. As zonas de maior concentração de asbesto são aquelas onde a serpentinização, talcificação e carbonatação foram mais intensos. Ao microscópio observa-se um arranjo desordenado dos cristais de piroxênio e passagem deste para antofilito.

Ainda segundo FARINA (op.cit.), geneticamente, estas rochas são originárias de margas, calcários, rochas argilosas e silicosas que sofreram metamorfismo progressivo, resultando piroxenitos, anfibolitos hornblêndicos e peridotitos de metamorfismo regressivo responsável pela formação do asbesto a partir de alteração dos piroxênios, sem participação de eventos magmáticos.

As rochas primárias do asbesto antofilítico, foram piroxenitos magnesianos à base de enstatita. Estes foram formados por fenômenos de descarbonatação crescente, passando provavelmente por estágios diopsídicos que evoluiram através de enstenitização. Esta metassomatose está ligada ao metamorfismo regional progressivo. Os piroxenitos magnesianos sofreram posteriormente alterações diaftoréticas produzindo antofilititos, que foram asbestificados ainda na fase do metamorfismo regressivo.

Os processos de descarbonatação foram claramente postos em evidências em rochas calco-silicatadas como ofical

citos, calcários cristalinos a flogopita e calcários a diopsídio associados aos depósitos de asbesto.

A produção alagoana de asbesto teve seu auge em 1963 quando se colocou em 1º lugar no Brasil com 100.987 - ton./ano (com. verbal).

Existem vários depósitos que foram explorados durante um certo período e atualmente encontram-se abandonados, quer seja, devido à profundidade atingida que dificulta a extração do minério, ou mesmo em virtude do esgotamento teórico.

O único depósito em lavra é o de Campestre, 6 km sul de Jaramataia, que está associado a rochas ultrabásicas- e estas a metacalcários e metadolomitos encaixados em muscovita - biotita - xistos, substituídos para norte por biotita xistos e migmatitos heterogêneos.

A exploração é feita a céu aberto e o material é facilmente desagregável, fazendo com que a exploração seja conduzida utilizando-se picareta, pá e compressores. Após a desagregação é efetuada a seleção manual na frente de lavra, visando o enriquecimento primário do minério, sendo o mesmo transportado em caminhões para o engenho de beneficiamento.

A pesquisa para expansão ou prospecção de novos depósitos baseia-se na abertura de trincheiras e na perfuração de poços. A lavra em Campestre está enfrentando dois obstáculos a serem superados: carência de água nas proximidades e, principalmente, a falta de tecnologia para uma maior recuperação da fibra.

Estudos realizados por FARINA (1967) indicaram - só para o depósito de Campestre, uma reserva de 14.648.820 - toneladas para 10 metros de profundidade, dos quais 2.309.338

são depósitos contendo 2% de asbestó.

O amianto na região de Campo Grande foi rudimentarmente explorado; o material extraído em Alagoas era transportado para a cidade de Neópolis em Sergipe, onde sofria beneficiamento. A lavra era conduzida no sentido de ter a maior produção pelo menor custo, fato este favorecido na ocasião pela existência de mão de obra barata e acessível. A lavra na maioria das minas foi feita atentando contra normas de segurança, impossibilitando a continuação dos trabalhos pelas dificuldades de mineração ou mesmo aparentemente por esgotamento das reservas.

Anexo à mina Campestre existe um engenho de beneficiamento com capacidade de processar 8 ton/d. pelo processo clássico de tratamento para o amianto. O beneficiamento consiste em moagem, aspiração e peneiramento, obtendo-se tor de recuperação de 3%.

O engenho de beneficiamento vem sofrendo modificações com vistas ao aproveitamento mais racional do minério e ao processamento do rejeito.

Apesar da flexibilidade e sedosidade do asbesto-antofilítico serem mais baixas que a do tipo crisotílico, o produto tem boa aceitação no mercado.

A produção é estimada em 2.400 ton/ano, sendo o amianto usado principalmente na industria de fibra - cimento, isolantes térmicos e materiais de fricção.

7.2.9 Mineralizações associadas a rochas sedimentares e a sedimentos inconsolidados

Classificam-se neste tipo as ocorrências de sal gema das lagoas salgadas na região de Palmeira dos Índios, o manganês de Jeremoabo, as argilas das várzeas de diversos -

rios, as aluviões auri-diamantíferas do rio Itapicuru e as areias da faixa costeira e da serra de Itabaiana.

LIMA (1961-62) inclui no seu relatório análise - química efetuada pela Sudene numa amostra de salgema da região de Palmeira dos Índios fornecendo os seguintes resultados:

Materiais insolúveis	-	0,86%
Água hidrométrica (105°C)	-	3,06%
Água combinada (180°C)	-	0,27%
$CaSO_4$	-	2,82%
$MgCl_2$	-	0,31%
NaCl	-	92,32%
$NaCl_2$	-	0,24%
$Ca(NO_3)_2$	-	0,12%

O salgema precipita-se em lagoas (depressões antigas) se acumulando perifericamente à lâmina d'água, ocorrendo com espessura de 1cm. O processo era acelerado bombeando-se água das lagoas para tanques de precipitação, onde o produto podia ser melhor recolhido, além de vir destituído de impurezas.

Observou-se concentrações salinas e indícios de exploração passada nos locais denominadas Lagoa de Xereu, do Canto, Nova, Mourão e Porcos, situadas a 10 km noroeste de Palmeiras dos Índios, próximo a Canafístula.

É desconhecida na região a existência de rochas salinas que poderiam ser a fonte de alimentação das lagoas.

Na área afloram micaxistos granatíferos migmatizados (arteritos). As ocorrências salinas, em vista da sua pequena reserva, e devido à presença de depósitos mais possantes no estado de Alagoas, (já em exploração) não se mostram com grande possibilidade econômica.

A mineralização de manganês está localizada a sul de Jeremoabo as margens do riacho Baixa da Carita.

O manganês ocorre sob a forma de psilomelano, aparecendo no topo de um morro como crostas e concreções nodulares, cimentando arenito conglomerático da Formação Ilhas . Segundo MAHRHOLZ (1967) o manganês encontra-se mais concentrado numa zona de falha de direção N60°W e mergulho de 60 ° para sudoeste.

As concreções de manganês constituem acidentes locais e não têm expressão econômica.

Na área afloram arenitos conglomeráticos e arenitos médios a finos, amarronzados, enegrecidos em alguns pontos por óxido de manganês: dispõem-se em camadas sub-horizontais.

A garimpagem de diamante e ouro nas aluviões do rio Itapicuru, município de Acajutiba e no baixo e médio Itapicuru, remonta há alguns anos, verificando-se desde o século passado.

Segundo informações locais,garimparam-se exemplares de excelente qualidade, embora de tamanhos reduzidos. Atualmente, embora em pequena escala, a garimpagem é feita de maneira esporádica, explotando-se os cascalhos aluvionares acumulados ao longo e nas margens do rio Itapicuru, ao sul do povoado de Teotônio.

Argila de boa qualidade é explorada nas várzeas dos rios Piauitinga e Piauí, respectivamente no município de Salgado, folha Estância,onde é utilizado pela cerâmica Marfim, mecanizada, na confecção de telhas, tijolos e lajotas especiais. Também no município de Itabaianinha (folha Cipó), é explorado pela cerâmica Buril, argila de várzea destinada-

à cerâmica vermelha, que produz estas peças para o mercado - local e regional.

As ocorrências de areia cadastradas, não refletem o potencial da região do projeto neste tipo de bem mineral. Areia tem grande área de exposição nos municípios de Camaçari, Simões Filho, Salvador onde ocorre em dunas com cristas alinhadas paralela a costa ou associadas ao Grupo Barreiras. Areia quartzosa ocorre também no sopé e encosta da serra de Itabaiana, onde se encontra associada a material colúvio-aluvial. É utilizada principalmente na construção civil e na fabricação de azulejos.

7.2.10 Pedreiras - materiais de construção

As pedreiras têm amplas distribuição na área do projeto. São as minerações que apresentam maior nível de mecanização na exploração e no beneficiamento. As cadastradas nos municípios de Salvador, Lauro de Freitas, Conceição de Feira, Conde, Feira de Santana e Inhambupe, são constituídas de rochas metamórficas e capeadas discordantemente por sedimentos do Grupo Barreiras. A espessura de alteração na região de Salvador e de Lauro de Freitas, excede 10 metros, dificultando a exploração, fato este agravado quando há capeamento do Grupo Barreiras. Pode-se citar como principais pedreiras, a pedreira Valéria S.A. em Salvador, considerada a mais importante da área; a Pedreira Aratu S.A., em Lauro de Freitas, com duas frentes de lavra; a sul de Inhambupe perto da Lagoa Grande o granulito é explorado pela IMPEDRA, no local denominado Riacho da Guia. A produção destas pedreiras é totalmente destinadas à construção civil.

Nos arredores de Paulo Afonso a exploração é efetuada geralmente por garimpeiros em "boulders", produzindo - se paralelepípedos e matações, sendo a produção vendida à

Prefeitura de Paulo Afonso, à CHESF e a fábrica de postes - CAVAN.

As rochas aflorantes na região são agmatitos e leucogranitos, às vezes englobando metacarbonatos e metabásicas.

A sudeste de Água Branca, Estado de Alagoas, na fazenda Macambira, existe uma pedreira mecanizada explorada pela ENGREL, sendo o produto destinado, após beneficiamento na própria mina, à construção de estradas. A pedreira está em operação, segundo informações, há dois anos.

Na região norte de Arapiraca as pedreiras Jenipapo e Porções exploradas por J. Leão & Cia, produzem britas - dos tipos 0, 1, 2, 3, pedra brita e matacões abastecendo o mercado local e parcialmente o estadual. Litologicamente estão colocadas no domínio das rochas do Complexo Granulítico.

No município de Itabaiana, Sergipe, existe a Pedreira Dinâmica Ltda, que a exemplo das anteriores fornece - brita dos tipos padronizados ao mercado estadual. As litologias aflorantes na frente de lavra são granodiorito-gnaisse cortados por diorito.

7.2.11 Outras ocorrências

Nos domínios das bacias sedimentares, plataforma continental, e na faixa litorânea, ocorre ampla gama de recursos minerais que apesar de não terem sido cadastrados, merecem referência por sua grande importância econômica.

Destacam-se os depósitos salinos das bacias Sergipe/Alagoas pesquisados inicialmente pelo DNPM/CPRM e atualmente pela Petrobrás Mineração S.A., e os da Bacia do Recôncavo, localizados na ilha de Itaparica, explorado pela DOW QUÍMICA. Destacam-se ainda os depósitos de petróleo e gás na

tural das bacias do Recôncavo, Sergipe/Alagoas e da plataforma continental de Sergipe, pesquisados e lavrados pela Petrobrás; as mineralizações de urânio na Bacia Tucano/Jatobá, estudadas pelo C.N.E.N.; os "placers" marinhos de areias ilmeníticas da faixa costeira de Sergipe; os calcários lavrados para cimento e cal, por várias companhias, e as argilas de diversas qualidades, usadas em olarias e cerâmicas.

8 - C O N L C U S Õ E S

Os trabalhos de mapeamento executados, permiti - ram várias conclusões no que diz respeito ao posicionamento- estratigráfico de unidades e seu condicionamento geotectôni- co.

Dentro do Arqueano foi confirmada a presença na área de estruturas semelhantes aos "greenstone belts", admi tindo-se que estas estruturas sejam o testemunho da crosta - primordial, a partir da qual processou-se a sialização. Par- te dos terrenos granito-migmatíticos englobam enclaves de an fibolitos, considerados ortoderivados, que seriam remanescen tes das rochas básicas dos cinturões de rochas verdes ou - "greenstones belts".

As rochas ?, granulíticas que ocorrem aureolando ou cortando os "proto-cratons", representados pelos terrenos - "granito-greenstone", representam estruturas do tipo "mobile belt" ou cinturão móvel, que congregam sedimentos derivados- destes proto-cratons, além de rochas vulcânicas e parte des tes mesmos "proto-cratons", granulitizados. Foram encontra - das evidências de que o metamorfismo de alto grau que afetou estes cinturões granulíticos processou-se de modo distinto - no interior e na costa. O cinturão granulítico do interior - predominantemente quartzo-feldspático, foi afetado por meta morfismo de alta pressão, enquanto o cinturão costeiro, além de congregar uma associação litológica bastante caracterísli ca, foi afetado por metamorfismo de baixa a média pressão de nunciado pela presença generalizada de cordierita.

A geossinclinal de Propriá ou Sergipana sofreu - modificações em seu arranjo estratigráfico-geotectônico. O - domínio miogeossinclinal congrega dois grupos, Inferior e Su perior que são correlacionados com o Grupo Macururé do domí- nio eugeossinclinal que agrupa metassedimentos, e o Complexo

de Canindé, identificado com a suite ofiolítica da geossin - clinal, agora definida e caracterizada. Salienta-se que os Grupos Inferior e Superior do domínio geossinclinal, podem e devem ser nomeados respectivamente de Grupos Miaba e Vaza - Barris, porque estes nomes estão arraigados à literatura geo lógica nacional. Portanto, estes grupos devem ser formalmente redefinidos para englobar as sequências dos Grupos Inferi or e Superior.

O termo Estância foi elevado à categoria de gru po, englobando a Formação Cajazeira - correlacionada crono e litoestratigraficamente à sequência geossinclinal, mas re presentando tectonofacies distinto - e a Formação Bomfim, tí pica molassa de ante-fossa, que, por sua vez, é correlaciona da à Formação Juá, da intra-fossa. Os grupos acima mencionados foram reunidos no Supergrupo Canudos que congrega ainda as rochas granitóides da geossinclinal.

As características lito-estratigráficas da geos sinclinal aliadas às suas estruturas e metamorfismo permitiu que se estabelecesse uma compartimentação geossinclinal que, comparada com o modelo clássico de AUBOUIN (op.cit.) apresen tou dissimilaridades marcantes. Estas dissimilaridades são bem explicadas, no entanto, à luz da tectônica de placas, e identificam uma evolução para a geossinclinal Sergipana, do tipo Cordilheirana (DEWEY & BIRD, op.cit.).

O Cambriano e o Ordovinciano não têm representação, o que caracteriza estes períodos como eminentemente geo cráticos na área em estudo e de resto, em todo nordeste brasileiro.

A partir do Siluriano até o Permiano o oceano co meça a transgredir por sobre a área em apreço e suas repre - sentações denunciam uma manifesta influência da paleogeogra-

fia geossinclinal pois seus sedimentos não ultrapassam o chamado arco do Vaza Barris, coincidente com a ruga miogeoanticlinal.

O Triássico novamente é um período geocrático, - mas já no Jurássico houve fixação de sedimentos e, posteriormente os registros sedimentares testemunham a separação do grande continente Gondwana, nos atuais continentes africano e sul-americano.

9 - RECOMENDAÇÕES

As ocorrências minerais cadastradas e a presença de anomalias geoquímicas detectadas na prospecção aluvionar-desenvolvida no Projeto, quando analisadas à luz de seu posicionamento estratigráfico e de seu condicionamento geotectônico, caracterizam áreas com excelentes condições prospectivas, com amplas possibilidades de definição de jazimentos minerais economicamente exploráveis. Outras áreas, embora desprovidas de ocorrências e anomalias geoquímicas, apresentam condicionamentos geológicos capazes de também abrigar depósitos minerais. Em função da presença de anomalias e seus condicionamentos geológicos, recomenda-se trabalhos de prospecção detalhada nesta áreas, estabelecendo-se para isso critérios de prioridade. As áreas cuja potencialidade justifica - trabalhos imediatos, por serem passíveis de conter jazimentos de bens minerais estratégicos são a seguir enumeradas:

a - Área do Complexo de Canindé, situada nas folhas Santana do Ipanema e Paulo Afonso abrange desde a região nordeste de Pão de Açúcar (folha Santana do Ipanema) até a região de Paulo Afonso (folha Paulo Afonso). Este complexo como já referido, compõe-se de rochas metaultrabásicas, metabásicas, metassedimentos, metassomatitos e agmatitos pertencentes a uma sequência diferenciada pré-orogênica do cortejo ofiolítico da geossinclinal Sergipana. Constatou-se ocorrências de cobre em rochas gabróicas, além de anomalias geoquímicas deste metal, cromo, níquel, cobalto e vanádio. Além disso constatou-se teores elevados de titânio acima da média normal encontrada em rochas básicas. Em virtude das ocorrências e anomalias encontradas, sugere-se um mapeamento geológico na escala 1:50.000 para definir os condicionamentos litológicos e estruturais das mineralizações, aliado a um levantamento geoquímico para caracterizar o comportamento das populações geoquímicas portadoras de anomalias. Definidos al

vos, com base nestes métodos, sugere-se o detalhamento tanto geológico como geoquímico, auxiliado por métodos geofísicos-compatíveis com o problema a ser definido. O sucesso nesta prospecção acarretaria o uso da sondagem para definir os possíveis corpos minerais. Um programa neste sentido deve ser elaborado com vagar, detalhando cada etapa do programa e integrando os métodos de modo a obter o máximo de eficiência e racionalidade.

b - Área na região de Jeremoabo-Coronel João Sá, situada nas folhas Paulo Afonso e Jeremoabo, definida ao norte pelo paralelo de 9°45', a sul pelo paralelo de 10°15', a leste pelo meridiano 37°45' e a oeste pelos sedimentos da bacia do Recôncavo. Constata-se nesta área intrusões granodioríticas e rochas vulcânicas ácidas, intermediárias e alcalinas, além de presença de um corpo de serpentinito. Em todo o mundo, ligadas a aparelhos vulcânicos e subvulcânicos, existem frequentes mineralizações de chumbo, zinco, prata, estanho, antimônio, bismuto, mercúrio e cobre, principalmente em regiões orogênicas (ROUTHIER, op.cit.). Embora se tenha observado apenas pirita associada às rochas vulcânicas, aparecem bem delineadas anomalias significativas de cobre, cobalto, níquel, chumbo e manganês, o que torna a área altamente prospectável. Some-se às suas possibilidades minerais, as concentrações epigenéticas localizadas em metassedimentos e ligadas a estas manifestações vulcânicas, também frequentemente presentes onde ocorrem estes aparelhos. Ligados possivelmente às rochas intrusivas da área, ocorre frequente turmalinização dos metassedimentos além de veios de quartzo mineralizados em pirita o que torna flagrante os fenômenos epigenéticos.

A sistemática de prospecção deve ser basicamente a mesma do item anterior, no entanto, dependendo dos resulta

dos da pesquisa, a área deverá ser estendida para leste porque até a região de Propriá constata-se a presença destes mesmos granodioritos e rochas vulcânicas, se bem que em menor quantidade, bem como presença de anomalias geoquímicas . Seria esta área então, uma área piloto, capaz de definir os métodos de pesquisa.

c - Área de Itabaiana - Simão Dias, situada na folha Jeremoabo e definida a norte pelo paralelo de 10°30', a sul pelo paralelo de 11°00' e a leste e oeste respectivamente pelos metassedimentos das bacias de Sergipe-Alagoas e Tucano-Recôncavo. Esta área engloba metassedimentos cuja sucessão pode ser comparada com a existente em diversas partes do mundo (ROUTHIER, op.cit.), além de terem se depositado no sulco miogeossinclinal da geossinclinal Sergipana onde diversos ambientes de sedimentação podem ser encontrados, inclusive ambientes restritos, possibilitados por eventuais elevações do substrato que tenham cortado a ligação com o mar aberto. Em algumas jazidas ROUTHIER (op.cit.) cita, além do controle litológico da mineralização, sua ligação com paleo-relevos e sequência transgressivas. No que diz respeito a mineralizações, têm-se encontrado carbonatos escuros piritosos e ocorrências de chumbo, cobre e enxofre. Deste modo verifica-se que neste domínio da geossinclinal Sergipana encontram se quase todas as condições para a presença de mineraliza - ções estratiformes, como sejam: sequências estratigráficas - compatíveis com modelos existentes em outras áreas,inclusive com duas sequências transgressivas (Jacoca e Olhos d'Água); paleo-altos, representados pelos "domos" de Itabaiana e Simão Dias; presença de ocorrências já constatadas de cobre , chumbo e enxofre. Entretanto, falta uma sequência evaporíti-

tica, até agora não constatada, mas que segundo ROUTHIER(op. cit.) não é fator absolutamente negativo pois em alguns jazimentos esta pode faltar. Além disso, estes jazimentos são encontrados não apenas em sequências transgressivas mas em qualquer posição da sucessão estratigráfica. Recomenda-se, pois, a mesma sistemática de pesquisa adotada para as áreas anteriores, mas o mapeamento deve ser voltado para a procura de litologias indicativas do ambiente favoráveis, especialmente ambientes restritos (fácies euxínicos).

d - Áreas de carbonatos termalmente transformados, encontradas principalmente entre Mata Grande e Paulo Afonso (folha Paulo Afonso) e na região sul de Águas Belas (folha Santana do Ipanema). Estes carbonatos encontrados no seio de rochas graníticas estão transformados em calco-hornfels no contato com o granito, destacando-se pelo seu tamanho entre as principais ocorrências, a situada no serrote da Jiboia margem esquerda do rio Moxotó, a oeste-noroeste de Mata Grande, onde, nas imediações, constatou-se anomalias de chumbo, cobre, cobalto, molibdênio, etc. Digno de nota é a presença de cuprita e malaquita em uma dessas lentes situada a sul de Águas Belas. Estes jazimentos guardam semelhança com as jazidas pirometassomáticas de ROUTHIER (op.cit.), que podem conter jazimentos de molibdênio, cobre, chumbo, zinco e tungstênio. Recomenda-se um reconhecimento detalhado da região para a descoberta de novos corpos, e o mapeamento destes corpos na escala 1:5.000 ou 1:10.000, inclusive com o uso de escavações superficiais, aliados a uma geoquímica de detalhe, além do emprego de métodos geofísicos.

e - Área das rochas ferríferas e ultrabásicas, da região de Arapiraca, Coité do Noia e Batalha. Esta área contem rochas ferríferas com alto teor de ferro mas pequena reserva, e corpos de rocha ultrabásica com o mesmo modo de

ocorrência das rochas ferríferas. Não foram efetuadas análises nas rochas ultrabásicas (piroxenitos). As rochas ferríferas, entretanto, apresentam teores de elementos traços que a filiam a uma suite básico-ultrabásica com teores de vanádio economicamente exploráveis, e teores de cromo abaixo do limite econômico e bem acima das médias encontradas em rochas desta suite. Estes jazimentos filiam-se aos jazimentos de ferro pouco titanados de ROUTHIER (op.cit.), devendo- se objetivar a procura de cromo, pois que este metal deve ser encontrado em maiores profundidades, desde que, nestes jazimentos, existe quase sempre uma diferenciação gravitativa.

Recomenda-se um detalhamento na região para delimitação de novas ocorrências. Em seguida devè ser investigada a continuidade longitudinal e em profundidade destes corpos através de trincheiras, geoquímica e geofísica. Existe a possibilidade, devido ao seu modo de ocorrência sem continuidade longitudinal aparente, destes corpos representarem condutos vulcânicos tamponados.

f - Área de ocorrência de granitóides tipo Cariba, situada nas porções noroeste da folha Santana do Ipanema e nordeste da folha Paulo Afonso. Afloram nesta região granitóides intrusivos a duas micas contendo ainda, fluorita, turmalina e topázio, com composição e aspecto semelhante aos granitos estaníferos do território de Rondônia (EDILTON SANTOS, comun.verbal). Foram também, constatadas nesta área anomalias de estanho e outros elementos o que torna estes granitóides altamente prospectáveis para cassiterita. Recomenda-se uma prospecção aluvionar através de bateia ou pan californiano, visando detectar presença de cassiterita.

Além dessas áreas específicas com comprovadas mineralizações ou anomalias geoquímicas, sugere-se estudos de bibliografia e de campo em áreas que, por conterem litolo-

gias favoráveis a mineralizações, são susceptíveis de futuros trabalhos de pesquisa.

Em primeiro lugar, recomenda-se a área de ocorrência dos metatexitos e dos granulitos aos quais se associam rochas básicas. Estas litologias podem conter importantes jazimentos de sulfetos metálicos, que mesmo podendo ter baixo teor podem ser explorados se as reservas forem suficientes. Frequentemente tem-se argumentado da impossibilidade de rochas granulíticas portarem jazimentos por serem rochas "secas", desprovidas de grandes quantidades de substâncias voláteis. Entretanto WILSON (1969) demonstrou que alguns destes granulitos contém grandes possibilidades de conterem mineralizações, pois nestas rochas ocorrem minerais que durante retrometamorfismo podem liberar quantidades apreciaveis de voláteis condutores de mineralizações. Por outro lado tem-se o exemplo do vale do Curaçá, nordeste da Bahia, onde jazimentos de cobre têm por encaixante rochas granulíticas. No âmbito destas unidades foram encontradas anomalias, destacando-se as anomalias de cobre, prata e arsênio da região de Maragojipe.

Em segundo lugar destaca-se a área de ocorrência da Formação Cajazeira do Grupo Estância. Foram depositadas em bacias marginais. Apesar de não se ter constatado ocorrências minerais nas litologias desta formação, sua sequência estratigráfica (fig. 18) é compatível com as sequências onde normalmente jazem depósitos estratiformes. Paleo-relevos foram também reconhecidos. Apresentam, por outro lado dobramentos pouco pronunciados o que é um fator que a torna mais favorável a mineralizações que os metassedimentos que lhe são correlatos, de ambiente miogeossinclinal. Os trabalhos nesta formação devem buscar o reconhecimento de ambientes restritos, redutores, tais como os encontrados nos "kupferschiefer"

da Alemanha, com os quais guardam semelhança em relação ao - posicionamento perante uma geossinclinal.

Por último chama-se atenção para as bacias mezozóicas, receptáculos naturais dos produtos da erosão de todas as unidades da geossinclinal Sergipana e seu embasamento, que certamente abrigam ou abrigaram concentrações minerais, mesmo de baixos teores. Estas concentrações minerais erodidas , deveriam permanecer em suspensão no oceano até que encontrassem condições favoráveis de precipitação. Estas condições existem nas bacias mesozóicas desde que suas sequências estratigráficas são susceptíveis de abrigarem depósitos minerais, pois são encontrados ambientes restritos contendo potentes sequências evaporíticas associadas a folhelhos pretos odorosos. São sugestivas algumas anomalias geoquímicas no âmbito destas bacias, notadamente a nordeste de Ribeira do Pombal, - norte de Alagoinhas (vide relatório de geoquímica).

Ressalta-se ainda as faixas prospectivas do ponto de vista geoquímica. Elas coincidem aproximadamente com as áreas de ocorrências minerais cadastradas e que possuem - condicionamentos geotectônicos favoráveis às mineralizações acima apontadas.

Outras áreas indicadas pela geoquímica, podem merecer futuras atenções, levando-se em conta, no entanto, que as populações tratadas estatisticamente congregam numerosas- litologias, e que litologias específicas podem influenciar - no "back ground" destas populações de modo que supostas anomalias são devidas aos teores médios mais elevados destas litologias específicas.

10 - B I B L I O G R A F I A

ALLARD, G.O. & TIBANA, P. - Extensão pré-cretácea e petrografia da série Estância, reconstituída pelo estudo do conglomerado cretáceo do Recôncavo. B. Téc. PETROBRÁS, Rio de Janeiro,9(1): 17-45, jan/mar. 1966. il.

ALMEIDA, A.C.F. & GHIGNONE, J.I. - Geologia do flanco centro oeste da bacia de Tucano. Salvador, PETROBRÁS, 1962. 89p. il. Relatório 568.

ALMEIDA, F.F.M. de - Origem e evolução da plataforma Brasileira. Rio de Janeiro, DNPM-DGM, 1967. 36p. il. (Boletim - DGM n. 241).

ALMEIDA F.F.M. de - Geocronological division of the Precambrian of South America. Rev. Bras. Geoc. São Paulo, 1 (1): 13-21, dez. 1971

ALMEIDA, F.F.M. de - "O cráton de São Francisco". São Paulo, IG/USP, 1976. 38p. Inédito.

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.

ANHAEUSSER, C.R. et alii - A reappraisal of some aspects of precambrian shield geology. B. Geol. Soc. America, Boulder, 80 (2): 2175-2200, 1969.

ANHAEUSSER, C.R. - Cyclic vulcanicity and sedimentation in the evolutionary development of Archean Greenstone belts - of shield areas. In: GLOVER, J.E. ed. - Symposium on Archaean Rocks. Perth, May, 1970. Camberra , Geol. Soc. of Australia, 1971. (Special Public. Geol. Soc. Australia, 3) p. 57-70.

ANHAEUSSER, C.R. - The evolution of the early Precambrian - crust of southern Africa. Phil. Trans. Royal Soc. London,

A 273:359 - 388, 1973.

ASMUS, H.E. et alii - Integração Geológica regional da bacia do Espírito Santo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA,25, São Paulo. 1971. Anais do ... São Paulo, Soc. Bras. Geol . 1971. 3v., v.3, p. 235-252.

_____ & PORTO, R. - Classificação das bacias sedimentares brasileiras segundo a tectonica de placas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26, Belém, 1972. Anais do.. Belém, Soc. Bras. Geol. 1972. 3v., v.2, p. 67-90.

_____ - Controle estrutural da deposição mesozóica nas bacias da margem continental brasileira. R. Bras.Geoc. São Paulo, 5(3): 160-175, set. 1975.

AUBOUIN, J. - Geossinclinais; organização e evolução. |Propos sur les geossinclinaux|. Porto Alegre, Publ. 1962. 48p.

_____ - Geosynclines. Amsterdam, Elsevier, 1965. 335p. il.

AZEVEDO, A. de - Brasil. A terra e o homem. 2ª ed. rev., São Paulo, Nacional, 1968. 3v, il.

BARBOSA, O. - Geologia de parte da região do médio São Francisco, nordeste do Brasil. Petrópolis, DNPM - PROSPEC,out. 1964. 69p., tab.

_____ - Geologia de parte da região do médio São Fran - cisco, nordeste do Brasil. Rio de Janeiro, DNPM-DFPM,1970. 97p., il. (Boletim DFPM n. 140).

BELOUSSOV, V.V. - Problemas básicos de geotectônica. |Basic-problems in geotectonics|. Barcelona, Omega, 1971. 848 p.

BRANCO, P.M. et alii - Projeto Baixo São Francisco /Vaza Barris. Relatório Preliminar - Salvador, CPRM, 1975. V.I (con

vênio DNPM-CPRM).

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 n. 263).

BRAZIL, J.J. - Resume of geologic reconaissance of the north half of the Bahia sedimentary embayment, north east Bahia- and west edge of Sergipe. [Salvador], PETROBRÁS, 1947. 24p. il. Relatório 281.

BRITO NEVES, B.B. de - Contribuição ao léxico estratigráfico do leste do Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE , 4, Recife, 1968. Recife, SBG , 1968. 215 p.

_____ - Síntese da Geologia e bibliografia das coberturas dobradas pré-silurianas. B. Rec. Nat. SUDENE, Recife , 10 (1/2): 87-121. 1972.

_____ & CORDANI, U.G. - Problemas Geocronológicos do "Geossinclinal Sergipano" e do seu embasamento. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27, Aracaju, 1973. Anais do ... Aracaju. Soc. Bras. Geol. 1973, 3v. il. v.2, p.67-77.

CALDASSO, A.L. dos S. - Notícia sobre as ocorrências de enxofre na região de Lagarto e Simão Dias em Sergipe. Boletim de Estudos, SUDENE, Recife, (3): 7-10, 1967.

CAROZZI, A.V. et alii - Controle tectônico sinsedimentar dos carbonatos permo-carboníferos das formações Itaituba e Nova Olinda da bacia Amazonas , Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26, Belém, 1972. Anais do ... Belém, - Soc. Bras. Geol., 1972, 3v., v.3. il. p. 47-64.

CAROZZI, A.V. et alii - Formação Salvador: um modelo de deposição gravitacional subaquosa. B. Tec. PETROBRÁS, Rio de Janeiro, 19(2): 47-79, abril/jun. 1976. il.

CASSEDANE, J.P. - Comparação petrográfica dos calcários das séries Vaza-Barris (SE) e Bambuí (MG e BA). Arquivos de Geologia. Recife, (5): 102-117. 1964. il.

CAVALCANTE, A.T. - Principais jazidas e ocorrências minerais de Alagoas. Maceió, CODEAL, 1970. 85p. il. (Série Recursos Minerais, 1).

_____ & ROCHA, F.C. da - Contribuição ao estudo dos calcários e dolomitos cristalinos de Alagoas. Maceió, Univ. Fed. Alagoas, 1973. 19p., il. (Boletim n. 1).

CORDANI, U.G. - Evolução geocronológica pré-cambriana da faixa costeira do Brasil entre Salvador e Vitória. (Tese, Livre Docência, Deptº Min. Petrol. Inst. Geoc. USP). São Paulo, 1973. 98 p. il.

CPEG VI - Curso de Projetos Especiais em Geologia - Anomalias estratigráficas no Supergrupo Bahia. |Salvador|, PETROBRÁS: SETEX-Ba, 1964. 43 p. il. Relatório inédito.

CPRM, PROSPEC & DNPM - Projetos Bahia - Bahia II - Sul da Bahia - Leste do Tocantins/Oeste do S. Francisco, Salvador, CPRM, set.out. 1974. 17 p. (Programa de Reuniões para Integração Regional).

DENNIS, J.G. - Structural Geology. New York, Ronald, 1972. 532 p.

DERBY, O.A. - Notas geológicas sobre o Estado da Bahia. Bol. Sec. Agric. Viação Obr. Publ. Bahia, 7 (1-3): 12-31, jul / set. 1905.

DEWEY, J.F. & BIRD, J.M. - "Mountains belts and the new global tectonics". J. Geophs. Res. 75 (14): 257-279, May

1970.

DIDIER, J. - Granites and their enclaves. Amsterdam, Elsevier, 1973. 393 p. il.

ESTRELA, G.O. - O estágio "rift" nas bacias marginais do leste brasileiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26, Belém, 1972. Anais do ... Belém, Soc. Bras. Geol., 1972. 3v. il. v.3, p. 29-34.

FARINA, M. - Asbesto de Alagoas; relações litológicas estruturais e genéticas. Importância econômica. Recife, SUDENE/Div. Geol., 1966. 45p.. il. (Série especial, 3).

_____ - Geologia da parte norte das quadrículas de Batalha e Arapiraca. Recife, SUDENE/Div. Geol., 1970. 71p. mapas.

_____ - Quantificação dos depósitos de asbesto de Campestre - Alagoas. Recife, SUDENE, 1967. 37p. mapas (Série Geologia Econômica, 6).

_____ - Panorâmica da tipologia dos depósitos minerias do nordeste do Brasil. Recife, CPRM, 1974. 60 p.

FISHER, W.L. et alii - Estratigrafia sísmica e sistemas deposicionais da formação Piaçabuçu. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27, Aracaju, 1973. Anais do ... Aracaju. Soc. Bras. Geol., 1973. 3v., v.3, p. 123-133.

GAMA JR., E.G. - Modelo geológico das bacias do Recôncavo e Tucano. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 24, Brasilia, 1970. Anais do ... Brasilia, Soc. Bras. Geol., 1970. 416p. il., p. 191-199.

GALVÃO, M.V. - Regiões bioclimáticas do Brasil. R. Bras. Geogr., Rio de Janeiro, 29 (1): 3-36, jan./mar. 1967.mapa.

GELLATLY, D.C. - Possible archean rocks of the Kimberly regi

on, Western Australia. In: GLOVER, J.E. ed. - Symposium on Archaean Rocks. Perth, May, 1970. Camberra, Geol. Soc. of Australia, 1971. (Special Public, Geol. Soc. Australia, 3) p. 93-101.

GHIGNONE, J.I. - Geologia do flanco oriental da bacia de Tucano Norte (do Vaza Barris ao São Francisco). Salvador, PETROBRÁS-RPBa, 1963, 99p., mapas, tab., fig.

GHIGNONE, J.I. et alii - Geologia do centro-leste da bacia de Tucano: |Salvador|, PETROBRÁS-RPBa., 1967. Relatório 990.

_____ - A evolução estrutural do Recôncavo durante o tempo Candeias. R.Bras.Geoc., São Paulo, 2(1): 35-50,1972.

_____ - Ensaio da paleogeologia do Nordeste e as sequências sedimentares. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA , 26, Belém, 1972. Anais do ... Belém, Soc. Bras. Geol.,1972. 3v. il. v.3, p. 21-28.

GLIKSON, A.Y. - Early precambrian evidence of a primitive - ocean crust and island nuclei of sodic granite. Geol. Soc. America Bull. 83 (11): 3323-3344, Nov. 1972.

GRENWOOD, R. & CHAVES, O.P. - Estado de Alagoas. Relatório inédito. Campina Grande (PB), DNPM/DFPM, 1950. 14p.

HARTT, C.F. - Geologia e geografia física do Brasil. | Geology and physical geography of Brazil, 1870|. São Paulo, Nacional, 1941. 649p. il. (Brasiliana, 5).

HEDBERG, H.D. - Preliminary report on lithostratigrafic - units. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS,24, Montreal, 1970. (International subcomission on stratigraphic classification, rapport 3). 29p.

HOBBS, B.E., et alii - An outline of structural geology. New

York, John Weley, 1976. 571 p.

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, Elsevier, Amsterdam, 2(2): 161-188, 1975.

HORSCHUTZ, P.M. et alii - Sedimentação deltáica das sequências Santiago e Cambuqui, Formação Pojuca, bacia do Recôncavo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27, Aracaju, 1973. Resumo das Comunicações. Aracaju, SBG, 1973. 219p. (B. Especial, n.2) p. 156.

HUMPHREY, F.L. & ALLARD, G.O. - Reconnaissance geology of pre-cretaceous rocks in the state of Sergipe. |Salvador|, PETROBRÁS, 1962. 37 p. Relat. 1625.

_____ - Geologia da área do domo de Itabaiana e sua relação com a geologia do geossinclinal de Propriá. |Geology of the Itabaiana dome area (Sergipe) and its bearing on the geology of the Propria geossyncline|. Rio de Janeiro, PETROBRÁS, 1969. 104 p. mapa. il.

JORDAN, H. - The late Precambrian Synclinorium of Curaçá (Brazil). Geol. Jb, Hannover, (88): 617-628, 1971.

KATZ, M.B. - Facies series of the high-grade metamorphic rocks of the Ceilon Precambrian. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 24, Montreal, 1972. p. 43-51.

KEGEL, W. & BARROSO, J.A. - Contribuições à geologia do sub médio e baixo São Francisco. Rio de Janeiro, DNPM-DGM, 1966. 42p. mapas. (Boletim DGM n. 331).

KING, L.C. - A geomorfologia do Brasil Oriental. R.Bras.Geogr, Rio de Janeiro, 18 (2): 147-263, abril/jun. 1956.

KRAUSKOPF, K.B. - Introdução à geoquímica. |Introduction to geochemistry|. São Paulo, Polígono. 1972. 2v., v.1,294p. - il.

LEITE, W. de A. - Geologia do baixo São Francisco e depósi - tos de asbesto de Alagoas. Recife, SUDENE/Div. Geol.,1969, 88p. il. Relatório inédito.

LIMA, I.F. - O salgema de Palmeira dos Índios. In: SEMINÁRIO SOCIOECONÔMICO DE ALAGOAS, Maceió, 1961-1962. Anexo n.2.Maceió, Fed. Ind. Est. Alagoas e CODEAL, 5p. (Relatório sobre a região dos lagos salgados).

LOCZY, L. de & LADEIRA, E.A. - Geologia estrutural e introdução à geotectônica. São Paulo, Edgard Blucher, 1976. 528p., il.

MABESOONE, J.M. et alii - Estratigrafia e origem do Grupo - Barreiro em Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte. R. Bras. Geoc., São Paulo, 2 (3): 173-188, set. 1972. il.

_____. - Sedimentos do estádio de estabilização no Nordeste. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 6, Maceió, 1974. Soc.Bras.Geol., 1974. 36p., p. 16-17. Resumos.

MAHRHOLZ, W.W. - Verificação de algumas ocorrências minerais na região nordeste e sudoeste do estado da Bahia. Salvador, Comissão de Planejamento Econômico, 1967. 89p.

MARMO, V. - Granite petrology and the granite problem. Amsterdam, Elsevier, 1971, 244 p., il.

MASCARENHAS, J. de F. - Estruturas tipo "greenstone belt" no leste da Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, Ouro Preto, 1976. Anais do ... Ouro Preto, Soc. Bras.Geol., 1976. No prelo.

MARSHALL, B. & TUCKWELL, K.D. - The structural and metamor - phic evolution of the Block Euriowie, Barrier Ranges, N.S.

W. In: GLOVER, J.E. ed. - Symposium on Archaean Rocks. - Perth, May, 1970. Camberra, Geol. Soc. of Austrália, 1971. (Special Public. Geol. Soc. Austrália, 3). p. 71-72.

MEHNERT, K.R. - Migmatites and the origin of granitic rocks. 2 ed. Amsterdam, Elsevier, 1971. 405 p., il.

MELLO, A.A. de & MELLO, Z.F. de - Sienitização de rocha básica em Toritama, Pernambuco. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23, Salvador, 1969. Anais do ... Salvador, Soc. Bras. Geol., 1969. p. 149-155. il.

MELLO, A.A. - O granitóide de Acarí (RN). Rev. A.G.P., Recife, 2 (5): 43-59, jun. 1972.

MELLO, A.A. de - The granulite facies metamorphites from Arapiraca, Alagoas state, northeastern Brazil. Maceió. Univ . Fed. Alagoas, 1975. 16p. il. (Boletim n.2).

MELLO, V. de et alii - Processos gravitacionais subaquosos e rochas sedimentares na parte frontal de um delta cretáceo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo, 1971. Anais do ... São Paulo, Soc. Bras. Geol., 1971. 3v. v.3,p. 159-177.

MIURA, K. - Estudo dos fanglomerados na margem leste da bacia do Recôncavo. In: BRASIL. DNPM-DGM. O XIX Congresso - Brasileiro de Geologia. Rio de Janeiro, 1965. (Avulso n.40) p. 53-55.

MONTE FLORES, M.M. - Geologia e mineralogia econômica da Bahia. [Salvador], Imprensa Oficial do Estado, 1923. 36p.

MORAES, L.J. de - Estrutura geológica da região de cachoeira de Paulo Afonso. Min. Met.,Rio de Janeiro. 13(78): 304-306, mar./abr. 1949. il.

MORAES REGO, L.F. de - Notas sobre a geologia, a geomorfolo-

gia e os recursos minerais de Sergipe. Anais da Escola de Minas de Ouro Preto, Ouro Preto, 24:31-84, 1933.

MUNNE, A.I. et alii - Análise estratigráfica do andar Dom João na bacia do Recôncavo e do Tucano Sul. |Salvador|,PETROBRÁS, 1972. 73p. Relatório 8.

NASCIMENTO, P.A.B. de - Inventário hidrogeológico básico do Nordeste. Folha n.29. Bahia-NE. Recife, SUDENE, 1970.194p. il. (Série Hidrogeologia, 35).

OLIVEIRA, A.I. & MOURA, P. - Nota sobre a idade da série Estância, dos Estados da Bahia, Sergipe e Alagoas. Min.Met. Rio de Janeiro, 6 (33): 111-113, 1942. il.

_____ - Geologia de Sergipe. Rio de Janeiro, Mineração e Metalurgia, 1943. 35p., mapa, il.

OLIVEIRA, M.A.F.T. de - Contribuição para o conhecimento petrológico de Salvador, Bahia-Brasil. Garcia de Orta, Lisboa, 18 (1/4): 229-240, 1970. il.

PETRI, S. - Algumas considerações ecológicas sobre o ambiente de deposição dos sedimentos da Formação Preguiça, miocena, do Recôncavo baiano. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 24, Brasília, 1970. Resumo 1. Soc.Bras.Geol., - 1970. (Bol. Especial, 1). p. 44-45.

PETTIJOHN, F.J. - Sedimentary rocks. 2 ed. New York, Harper & Row, 1957. 718p., il.

PONTES, A.R. & RIBEIRO, C.L. - Detalhe geológico do Recôncavo Central (Mata, Salvador, Candeia e Santo Amaro). |Rio de Janeiro|, PETROBRÁS, 1965. 101p. il. Relatório 737.

RANKAMA, K. - The proterozoic Archaean rocks. In: GLOVER, J. E. ed. - Symposium on Archaean Rocks. Perth, May,1970.Camberra, Geol. Soc. of Australia, 1971. (Special Public .

Geol. Soc. Australia, 3) p. 71.

RAYMOND, L.A. - Tectonite and "mélange". A distinction. Geology, Colorado, 3 (1): 7-9, jan. 1975.

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 Alagoas - Sergipe. Maceió, PETROBRÁS-RPNe, 1964. 55p. mapas, tab. fig.

_____ - Síntese da geologia do "horst" que separa as bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá da bacia Sergipe-Alagoas. |Rio de Janeiro|, DNPM-DGM, 1966. 17p. Relatório 1073.

ROUTHIER, P. - Les gisements métallifères. Paris, Masson, - 1963. 1282p. Tomos I e II. il.

SAMPAIO, A.V. & NORTHLEET, A. - Estratigrafia e correlação - das bacias sedimentares brasileiras. In: CONGRESSO BRASI - LEIRO DE GEOLOGIA, 27, Aracaju, 1973. Anais do ... São Paulo, Soc. Bras, Geol., 1973. 3v. v.3, p. 189-206.

SANTOS, E.J. dos - Síntese da geologia do pré-Cambriano da Folha Arcoverde. Recife, SUDENE/Div. Geol., 1971. Inédito.

SANTOS, E.J. dos & SILVA FILHO, M.A. da - Ensaio interpretativo sobre a evolução da geossinclinal de Propriá. Min.Met. Rio de Janeiro, 39 (367): 3-22, out. 1975.

SCHALLER, H. - Revisão estratigráfica da bacia Sergipe/ Alagoas. B. Tec. PETROBRÁS. Rio de Janeiro, 12 (1): 21-86,jan/ mar. 1969.

SEIXAS, S.R.M. et alii - Projeto Bahia II. Relatório Final. |Salvador|, CPRM, 1975. v.1 (Convênio DNPM-CPRM).

SHIGHINOLFI, G.P. & FUJIMORI, S. - Granadas nos granulitos - de Salvador, Bahia: discussão sobre relações entre sua variação química e reações metamórficas. Rev. Bras. Geoc., -

São Paulo, 2 (3): 140-150, 1972. il.

SILVA FILHO, M.A. da - Os kinzigitos do extremo sul da Bahia, sua origem e posição estratigráfica relativa. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre, 1974. Anais do ... Porto Alegre, Soc. Bras. Geol., 1974.

_____ - A "suite" ofiolítica do geossinclinal de Propriá. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, Ouro Preto, 1976. Anais do ... Ouro Preto, Soc. Bras. Geol., 1976. No prelo.

_____ et alii - Projeto Sul da Bahia; Geologia da folha SD.24-Y-D Itapetinga. Relatório final |Salvador|, CPRM, 1974. v.1 (Convênio DNPM-CPRM).

SOBRAL, J.F.B. et alii - Geologia de reconhecimento da área do embasamento entre as bacias do Recôncavo-Tucano e Sergipe-Alagoas. Maceió, PETROBRÁS, 1964. 38p.

SOPPER, R.H. - Geologia e suprimento d'Água subterrânea em Sergipe e no nordeste da Bahia. 2 ed. Min. Viaç. Obr.Publ., Isp. Fed. Obr. Contr. Sec., 1923. 89p. il. (Série I.D.- Geologia, 34).

SPIX, J.B.V. & MARTIUS, C.F.P.U. - Através da Bahia. Trad.M. Pirajá da Silva e P. Wolff. São Paulo, Nacional, 1938. 342 p. Brasiliana, Bibl. Pedag. Bras. Ser. 5, v. 118.

STORMER Jr., J.C. - The composition of sapphirine from Salvador, Bahia, and conditions of its formation. Rev. Bras. Geoc., São Paulo, 3 (3): 192-200; 1973. il.

SUTTON, J. - Some developments in the crust. In: GLOVER, J. E. ed. - Symposium on Archaean Rocks. Perth, May, 1970.Camberra, Geol. Soc. of Australia, 1971. (Special Public.Geol. Soc. of Australia, 3) p. 1-10.

TONIATTI, G. & BARBOSA, B. - O manganês de Maraú - Bahia; avaliação de reservas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27. Aracaju, 1973. Anais do ... Aracaju, Soc. Bras. Geol . 1973. 3v., v.2, p. 421-430.

VIANA, C.F. - Correspondência entre os ostracodes das séries Cocobeach (Gabão) e Bahia (Brasil). B. Téc. PETROBRÁS, Rio de Janeiro, 9 (3-4): 367-382. jul./dez. 1966. il.

VIANA, C.F. et alii - Revisão estratigráfica da bacia Recôncavo/Tucano. B. Téc. PETROBRÁS, Rio de Janeiro, 14 (3/4) : 157-192,jul./dez. 1971.

WILSON, A.F. - Granulite terrains and their tectonic setting and relationship to associated rocks in Australia. Spec. Publs. Geol. Soc. Aust., 2: 243-257, 1969.

WINDLEY, B.F. & BRIDGWATER, D. - The evolution of archaean - low and high-grade terrains. In: GLOVER, J.E. ed. - Symposium on Archaean Rocks. Perth, May, 1970. Camberra, Geol . Soc. of Australia, 1971. (Special Public. Geol. Soc. of Australia, 3) p. 33-46.

WINKLER, H.G.F. - Petrogenesis of metamorfic rocks. 3 ed.Berlin, il. Springer-Verlag, Berlin, 1974. 370p. il.

CPRM

⇦ Foto 1
Planícies cristalinas, ao fundo (Superfície Velhas) e serras representando a superfície de cimeira do aplainamento Sul-americano. Estrada Bom Conselho - Palmeira dos Índios.

⇧ Foto 2
Entalhe na Superfície Velhas esculpido em rochas agmatíticas. O entalhe corresponde ao ciclo Paraguaçu. Ao fundo obras da hidrelétrica de Paulo Afonso. Paulo Afonso - Ba.

Foto 3 ⇨
Migmatito com paleossoma anfibolítico e neossoma granítico foliado de côr rosa, mostrando ondulações e mergulhos suaves. Quiji (folha Cipó).

⇦ Foto 4

Diatexito. Notar presença de enclaves supermicáceas e schlieren biotíticos imersos em uma massa granitóide com aspecto difuso.
Tomar do Geru, Se.

Foto 5 ⇨

Granulitos bandeados, fraturados e com mergulho fraco.
Margem do rio Piauí, leste de Estância, Se.

⇦ Foto 6

Migmatitos heterogêneos granulitizados. Estrada Riachão do Dantas - Tanque Novo.

Foto 7 ⇨

Outro aspecto de migmatitos granulitizados. Norte de Buquim, estrada para Salgado, Se.

⇦ Foto 8

Diatexito foliado, mostrando dobras com estilo isoclinal. Sudoeste de Poço Redondo, Se.

Foto 9 ⇨

Outro aspecto do afloramento anterior visto em planta.

⇦ Foto 10

Porção heterogênea de um diatexito, mostrando dobramentos isoclinais.

Foto 11 ⇨

Hornblenda - biotita granitóide porfiróide cortado por granitóide tipo Mata Grande. Noroeste de Mata Grande, Al.

⇦ Foto 12

Formeção Jacarecica. Metagrauvaca seixosa. Note-se fraturamentos ortogonais. Rio Jacarecica, leste de Itabaiana, Se.

Foto 13 ⇨

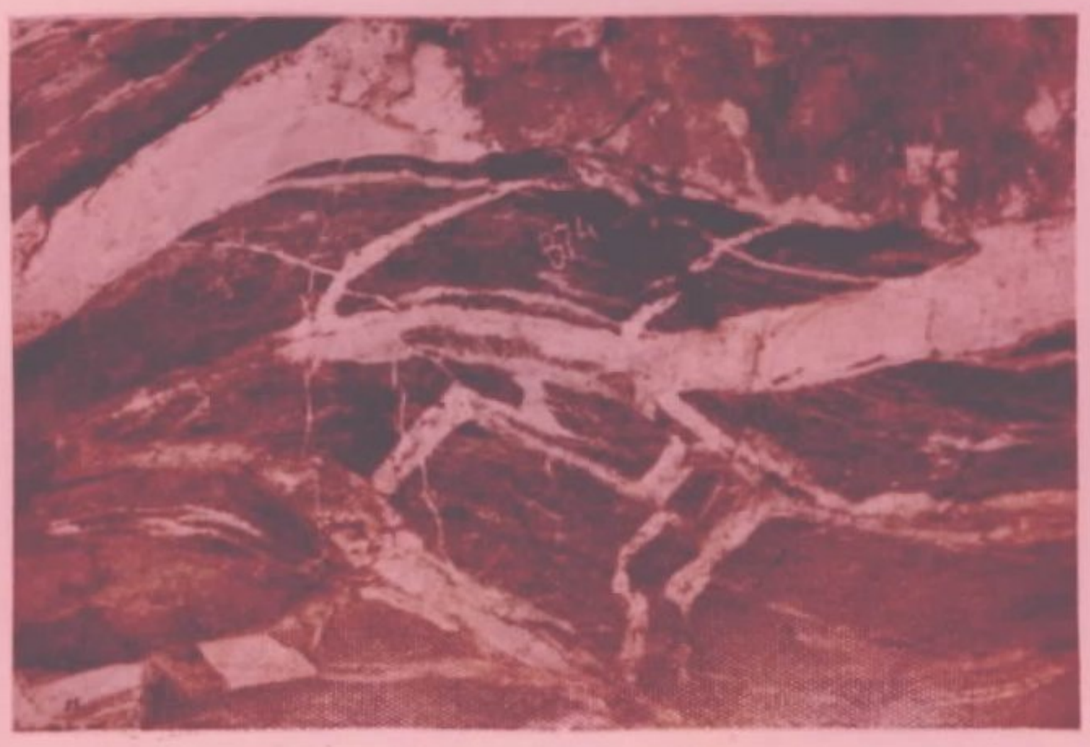
Formação Olhos d'Água. Metacarbonatos e metessiltitos. Nota-se dobras com certa desarmonia associadas a empurrão. Fazenda Comandante.

⇦ Foto 14

Formação Olhos d'Água. Collenies. Um Km leste do povoado de Saco da Camisa, Se.

Foto 15 ⇨

Arteritos da Formação Traipú/Jaramataia.
Norte de Ouro Branco, Al.



⇦ Foto 16

Formação Traipú/Jaramataia. Intercalações de xistos e metarenitos impuros com nível de vulcânica subordinado.
Sul de Canhoba, Se.

Foto 17 ⇨

Paleossoma básico de um agmatito do Complexo de Canindé. Notar auréola feldspatizada. Região de Paulo Afonso, Ba.

⇦ Foto 18

Xenólito de micaxisto granatífero em granitóide tipo Caripa. Norte de Maravilha, sul de Ouro Branco, Al.

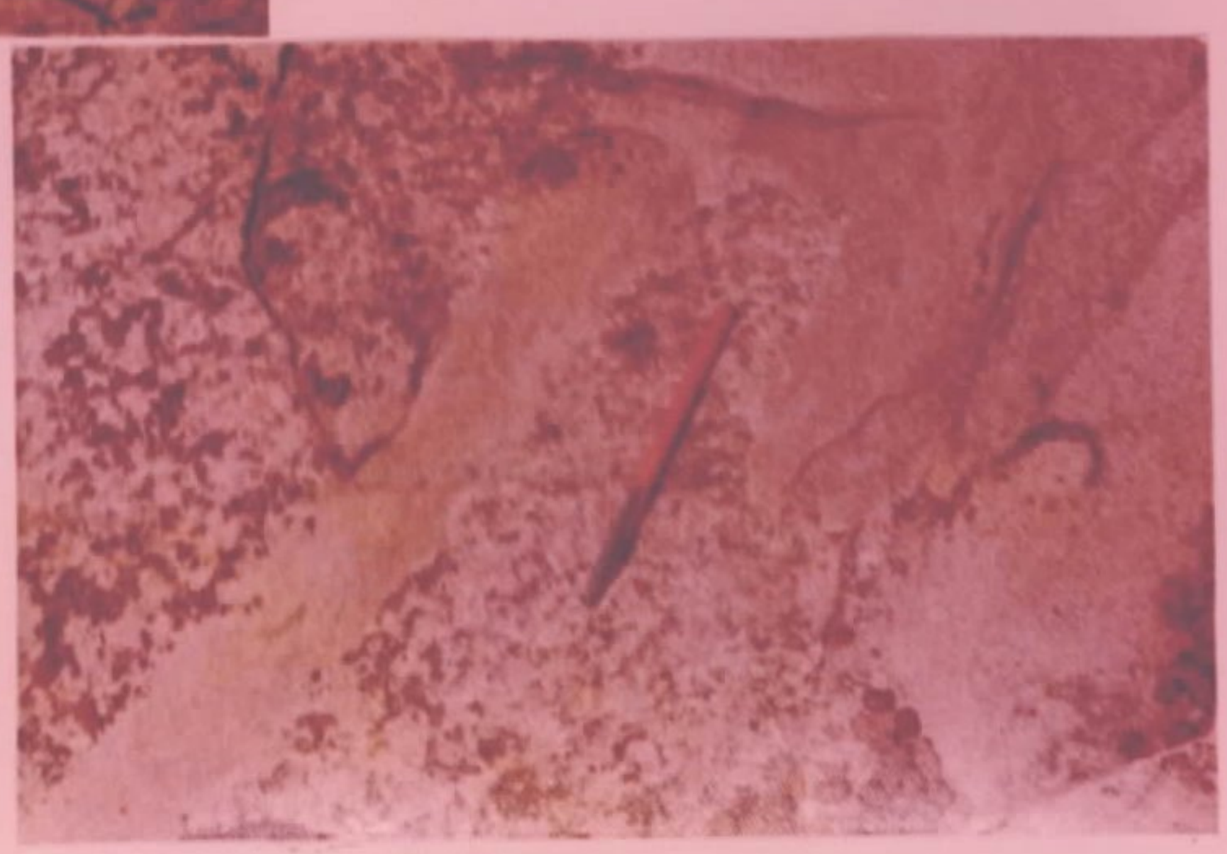


Foto 19 ⇨

Granitóide tipo Glória, variedade porfiróide, cortado por granitóide tipo Mata - Grande.
Sudeste de Paulo Afonso, Ba.

Foto 20

Dobra isoclinal revirada de grande amplitude. Formação Olhos d'Água, norte de Simão Dias, Se.

Foto 21

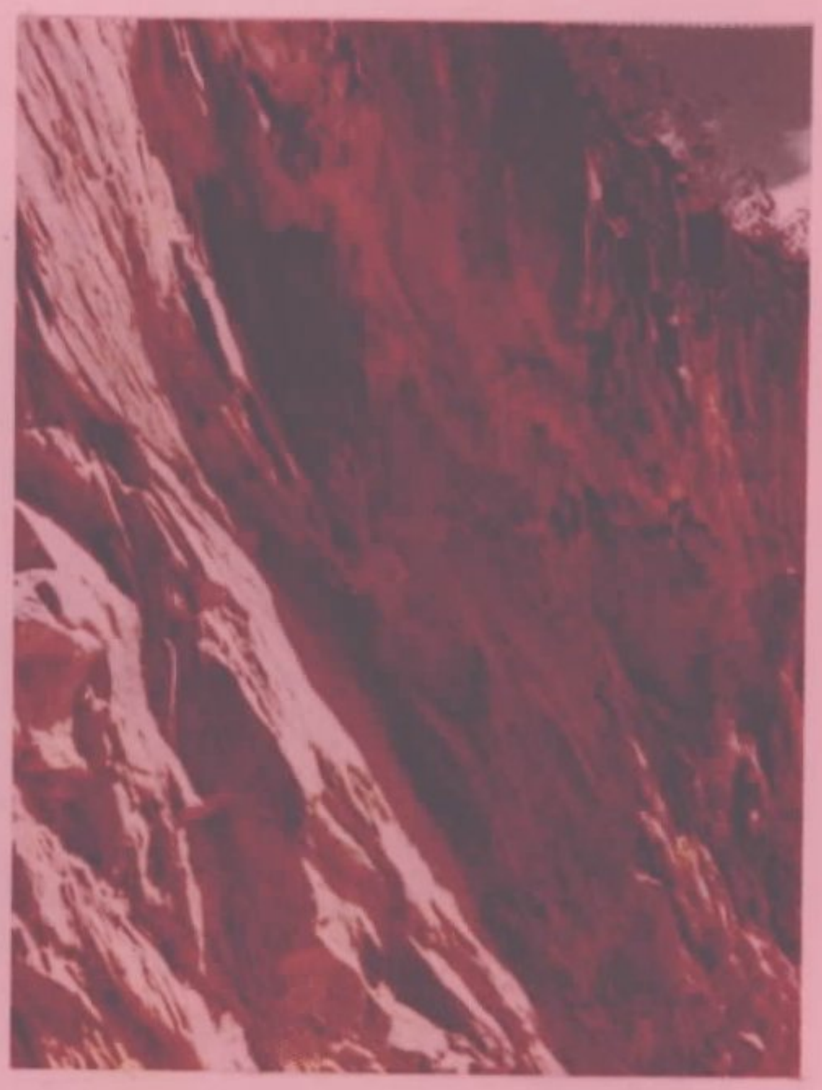
Desenvolvimento de clivagem de fratura (S_2) nos metacarbonatos do afloramento anterior.

Foto 22

Xistosidade de plano axial (S_2), mascarando superfície de acamamento (So). Sul do rio Vaza Barris, estrada Simão Dias - Pinhão. Se.

Foto 23

Plano da falha da Escarpa. Notar dobras apertadas e truncadas. Estrada Simão Dias - Pinhão, Se.



CPRM

Foto 27

Dobras quase deitadas em gnaisses da Formação Traipú/Jaramataia. Riacho Tim - Tim, oeste da folha Paulo Afonso.

Foto 28

Dobra quase recumbente em meterenitos impuros da Formação Traipú/Jaramataia. Cruzamento do riacho Capivara com a rêde da CHESF sudeste de Pedro Alexandre, Ba.

MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA

DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

QUATERNÁRIO

Qa, Qm — Depósitos aluvionares, praiais e eluvionares

TQ — Sedimentos arenosos não consolidados passando lateralmente a ter características dos sedimentos do grupo Barreiras

TB — GRUPO BARREIRAS arenitos, semi consolidados, conglomerados fluviais, interestratificados com argilitos

TERCIÁRIO

BACIA RECONCAVO / TUCANO

Ts — FORMAÇÃO SABIÁ folhelhos, calcários e arenitos

BACIA SERGIPE/ALAGOAS

GRUPO SERGIPE

Kpi — FORMAÇÃO PIACABUÇU calcários, arenitos e folhelhos

Kcot — FORMAÇÃO COTINGUIBA calcários predominantes

Kri — FORMAÇÃO RIACHUELO calcários e dolomitos predominantes

Km — FORMAÇÃO MARIZAL arenitos, conglomerados, folhelhos e siltitos

KMu — FORMAÇÃO MURIBECA arenitos, folhelho e evaporitos

CRETÁCEO

SUPER GRUPO BAHIA
GRUPO MASSACARÁ

Kms — FORMAÇÃO SERRINHA arenitos, siltitos e folhelhos

GRUPO ILHAS

Kis — arenitos, siltitos, folhelhos e calcários

GRUPO SANTO AMARO (Ksa)

Ksa (Kc, Ki) — FORMAÇÃO CANDEIAS folhelhos escuros betuminosos arenitos (Kc)
FORMAÇÃO ITAPARICA folhelhos castanhos, arenitos (Ki)

GRUPO BROTAS (Jb)

Jb (Js, Jp) — Conglomerados, arenitos, folhelhos e calcários (Jb)
FORMAÇÃO SERGI arenitos e conglomerados (Js)
FORMAÇÃO ALIANÇA folhelhos, vermelhos e arenitos (Ja)

GRUPO BARREIRAS

GRUPO BAIXO SÃO FRANCISCO
SUB-GRUPO CORURIPE

Kxs — FORMAÇÃO CRUSTAL SÉRGIO arenitos, siltitos e folhelhos

Kxc — FORMAÇÃO COCAIRANA arenitos, folhelhos e calcários

Kx — FORMAÇÃO RIO PITANGA conglomerados

Kpn — FORMAÇÃO PENEDO arenitos predominantes, com intercalações de folhelhos, siltitos e calcários

Kbr — FORMAÇÃO BARRA DE ITIUBA folhelhos predominantes com níveis de arenitos e calcários

SUB-GRUPO IGREJA NOVA

Jsm — FORMAÇÃO SERRARIA arenitos predominantes

Jbm — FORMAÇÃO BANAMEIRAS folhelhos e argilitos

JURÁSSICO

PERMIANO

Pms — FORMAÇÃO SANTA BRÍGIDA arenitos, folhelhos, calcários e siltitos betuminosos

Pmo — FORMAÇÃO ARACARE calcários, arenitos e folhelhos

CARBONÍFERO

C — FORMAÇÃO CURITIBA folhelhos, arenitos e calcários

C1s* — FORMAÇÃO BATINGA siltitos, conglomerados e arenitos

DEVONIANO

D — FORMAÇÃO INAJÁ arenitos, folhelhos e siltitos

SILURIANO

S — FORMAÇÃO TACARATU arenitos e conglomerados

PROTEROZÓICO

SUPERGRUPO CANUDOS
GRUPO ESTÂNCIA

INTRA FOSSA

pCju — FORMAÇÃO JUÁ metaconglomerados e metagravacas

ANTE FOSSA

pCbf — FORMAÇÃO BONFIM metagravacas e metaconglomerados

pCc — FORMAÇÃO CAMAZEIRAS metarenitos, metassiltitos, metacarbonatos e metaconglomerados

DOMINIO MIOGEOSSINCLINAL
GRUPO SUPERIOR

pCgb — granitóides tipos Água Branca (pCab) com encraves de metabásicas (mb)

DOMINIO EUGEOSSINCLINAL
GRUPO MACURURÉ

pCgm — granitóides tipo Mata Grande (pCmg) com inclusões de metacarbonatos (mc), anfibolitos e calcio silicáticas (ch)

pCgc — granitóides tipo Curaçá (pCcc) e Glória (pCgl)

FÁCIES SEDIMENTAR

pCpf — FORMAÇÃO PILÕES / RIBEIRÓPOLIS metarenitos, metassiltitos, filitos, metagravacas (pCpr), lentes de quartzitos (qt) e metaconglomerados (mc)

pCmo — FORMAÇÃO OLHOS D'ÁGUA metacarbonatos e metapelitos subordinados

GRUPO INFERIOR

pCc — FORMAÇÃO CAPITÃO / PALESTINA metargilitos, siltitos e filitos, às vezes tarsíticos

pCjo — FORMAÇÃO JACOCA metacarbonatos e/ou metapelitos quase subordinados

pCj — FORMAÇÃO JUCURUÇU metagravacas, siltitos e metapelitos subordinados

pCt — FORMAÇÃO TRAIRI metarenitos com ms, fossilíferos subordinados

FÁCIES MAGMÁTICA

pCgn — COMPLEXO DE CAMAÇÃ Intercalações de metaultramafitos, metabasitos, metacalcios, metacarbonatos (mc) e félsicas, na base (pCc) e metagabros no topo (pCgb), transformados em parte em metassiltitos e ortognaisses (pCgg) com lentes de metabasicos (mb) e metacarbonatos (mc)

pCmt — FORMAÇÃO SANTA CRUZ quartzitos, metarenitos e metagnaisses

ARQUEANO

COMPLEXO GRANITO-MIGMATÍTICO

pCgg | pCmg | pCgb | pCgc

"Augen" gnaisses, ortognaisses, migmatitos predominantes (pCmg), biotita granulitos (pCgb) e homogêneos bigranitos granulitos porfiróides (pCgc)

COMPLEXO GRANULÍTICO

pCgnl — Quartzo-monzonito e biotita-granitos

pCgr — Gnaisses e granulitos migmatíticos

pCgb — Granulitos (granulitos frequentemente com corindon), classificados a rochas básicas e ortogranitos (gnaisses e quartzitos (qt)

pCgc — Charnockitos (granulitos quartzo-feldspáticos, com intercalações de anfibolito, granodioritos e quartzitos), fossa mineralizantes (mn)

COMPLEXO METAMÓRFICO - MIGMATÍTICO

Gnaisses, migmatitos, granitos e ortognaisses

pCgn — Granodioritos de Sobradinho

pCdi — Dioritos com encraves e níveis de anfibolitos

pCgg — Sienito gnaisses

pCmb — Metabasitos

COMPLEXO METAMÓRFICO DE SERRINHA

pCm | pCmg | pCm | pCvb | pCvb | pCmet

Metavulcânicas e riolitos (pCm), metacarbonatos e chert (pCmg), filitos (pCfi), metavulcânicas básicas (pCvb), metavulcânicas básicas (pCvb) e quartzitos ferruginosos, por vezes dobrados (pCmet)

Acamamento medido, indicado, invertido e com mergulho de valor aproximado

Xistosidade medida, indicada, vertical e horizontal

Foliação medida, indicada, vertical e com mergulho aproximado

Contato estratigráfico, litológico e provável

Falha indeterminada, de rejamento, de empurrão, de empurrão suposto, encoberta, provável e normal

Anticlinal e sinclinal com e sem caimento

Anticlinal provável c/ caimento

Anticlinal e sinclinal revirados com e sem caimento

Anticlinal e sinclinal revirados com provável caimento

Anticlinório

Dobras menores

Cúpula e depressão com ou sem valor

Linhas estruturais

Zona de cisalhamento

Níveis de quartzo

Veio de quartzo

Dobra prolongada com mergulho e valor

Poço perfurado

Ocorrências minerais

Garimpo em atividade

Garimpo abandonado

Mina em atividade

Mina abandonada

Agrolito, ag-argila, am-amianto, ar-areia, at-ametista, ba-barita, ca-calcário, cr-cromita, cm-caulim, Cu-cobre, Di-diamante, Fd-feldspato, Fe-ferro, Fl-fluorita, Ma-material de construção, mr-mármore, Mn-manganês, Pi-pirocloro, pr-pirita, qt-quartzo, S-enxofre, ti-titânio, vr-vermiculita

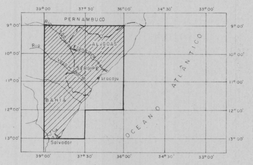
CONVENÇÕES GEOGRÁFICAS

Cidades — Estradas pavimentadas — Estradas de tráfego permanente — Drenagens — Lagoas — Divisa de estados

---

Base planimétrica obtida a partir de reduções fotográficas e xerográficas de mapas plani-altimétricos da SUDENE, IBGE, PETROBRÁS, CGN e SUVALE, e com apoio de fotografias aéreas em diversas escalas

LOCALIZAÇÃO DA ÁREA



PROJETO BAIXO SÃO FRANCISCO / VAZA-BARRIS

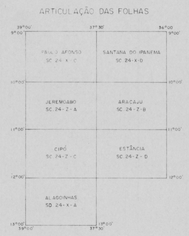
MAPA GEOLÓGICO INTEGRADO

ESCALA 1:500.000

10km 0 10 20 30 40km

1977

ARTICULAÇÃO DAS FOLHAS



CPRM

Projeto executado pela CPRM nos termos do convênio firmado entre o DNPM e CPRM, de acordo com o Art. 23 do Dec. Lei nº 764

Chefe do projeto: Marinho Alves da Silva Filho

Geologia por: Marinho Alves da Silva Filho
Luis Fernando Costa Bomfim
Reginaldo Alves dos Santos
Rômulo Alves Leal
Antonio Carlos Santana

Cadastramento mineral por: Pedro de Alcantara Braz Filho

PROJETO BAIXO SÃO FRANCISCO / VAZA-BARRIS
MAPA GEOLÓGICO INTEGRADO
1:500.000