


MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA
DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL
CONVÊNIO DNPM - CPRM

PROJETO RIO JAGUARIBE
RELATÓRIO FINAL
G E O L O G I A
VOLUME - I

Marcio de Campos
Antonio de Pádua Gelenske Braga
Ebenézer Moreno de Sousa
Fernando Antonio Ferreira da Silva
José Bernardino de Franco

PHL
012677
2007



	SUREMI SEDETE
CPRM	196
ARQUIVO TÉCNICO	
Relatório n.º 596	
N.º de Volumes: 15 v.: 1	
OSTENSIVO	

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS

DIRETORIA DA ÁREA DE PESQUISA
SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL/RECIFE

1976

PROJETO RIO JAGUARIBE

Chefe do Projeto: Marcio de Campos

Equipe Executora: Antonio de Pádua Gelenske Braga

Ebenezer Moreno de Souza

Fernando Antonio Ferreira da Silva

Homero Coelho Benevides

João Bosco A. de Moraes

José Bernardino de França

Valdomir A. de Andrade

Colaboração Especial: Aroldo Alves de Mello

Carlos Alberto C. Lins

PROJETO RIO JAGUARIBE

RELATÓRIO FINAL

ÍNDICE DOS VOLUMES

VOL. I - GEOLOGIA

Apresentação

Resumo

Abstract

Introdução

Clima, Vegetação, Hidrografia

Geomorfologia

Estratigrafia 32

Geologia Estrutural

Geologia Histórica

Geologia Econômica 214

Conclusões e Recomendações

Bibliografia

VOL. II - ANEXOS - PARTE I

Ilustrações Fotográficas

Mapas Geológicos

Mapa Metalogenético

VOL. III - GEOQUÍMICA

Apresentação

Resumo

Abstract

Objetivos

Aspectos Fisiográficos
Técnicas de Amostragem
Preparação das Amostras e Técnicas Analíticas
Apresentação e Interpretação dos Resultados
Conclusões
Recomendações
Referências Bibliográficas

VOL. IV - ANEXOS - PARTE II

Mapas Geoquímicos

VOL. V - APÊNDICE A

Mapas de Pontos de Afloramentos
Localização em Fotos Aéreas das Ocorrências
Cadastradas

VOL. VI - APÊNDICE B

Fichas de Descrição de Afloramentos

VOL. VII - APÊNDICE C

Fichas de Descrição de Afloramentos

VOL. VIII - APÊNDICE D

Fichas de Descrição de Afloramentos

VOL. IX - APÊNDICE E

Fichas de Cadastro de Ocorrências Minerais

VOL. X - APÊNDICE F

Boletins de Análises Petrográficas, Químicas e Bioestratigráficas

VOL. XI - APÊNDICE G

Boletins de Análises Petrográficas, Químicas e Bioestratigráficas

VOL. XII - APÊNDICE H

Mapas de Pontos de Amostragem de Sedimento de Corrente e Concentrado de Bateia

VOL. XIII - APÊNDICE I - Boletins de Análises Geoquímicas

VOL. XIV - APÊNDICE J - Boletins de Análises Mineralógicas de Concentrado de Bateia

VOL. XV - APÊNDICE K - Listagem dos Dados Geoquímicos e Mineralógicos.

A P R E S E N T A Ç Ã O

O presente trabalho constitui o Relatório Final do Projeto Rio Jaguaribe, que diz respeito à descrição da Geologia de toda a área estudada. Contém texto e ilustrações pertinentes às folhas SB.24-V-B (Quixeramobim), SB.24-X-C (Jaguaribe), SB.24-Y-B (Iguatu) e SB.24-Z-A (Orós), mapeadas na escala 1/250.000.

A área investigada limita-se pelas coordenadas 5° a 7° de latitude sul e 37°30' a 40°30' de longitude oeste, abrangendo partes dos Estados do Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba e Piauí, na região Nordeste do Brasil.

Os mapas geológicos, em anexo, foram confeccionados tendo por base planimétrica as folhas cartográficas, na escala 1/100.000, editadas pela SUDENE.

Além dos serviços de mapeamento geológico sistêmico regional, incluindo análise fotogeológica, etapas de campo, descrições de afloramentos, coleta de amostras para estudo em laboratório, cadastramento e caracterização da tipologia dos recursos minerais, foi realizada uma prospecção geoquímica regional e estudo mineralógico de concentrado de batéia.

Trata-se de projeto resultante do Convênio DNPM/CPRM nos termos do artigo 23, alínea b e Parágrafo Único, do Decreto-Lei nº 764, de 15 de agosto de 1969. Sua execução esteve à cargo de equipe técnica da Superintendência Regional de Recife, sob a condução do Departamento de Geologia da Companhia (DEGEO) e fiscalização por parte do 4º Distrito Nordeste do DNPM do Ministério das Minas e Energia.

SUMÁRIO

	Pag.
1 - RESUMO	1
2 - ABSTRACT	4
3 - INTRODUÇÃO	7
3.1 - Histórico	8
3.2 - Objetivos	10
3.3 - Localização e Acesso	10
3.4 - Aspectos Sócio-Econômicos	11
3.5 - Metodologia de Trabalho	12
3.6 - Dados Físicos de Produção	13
3.7 - Trabalhos Anteriores	14
4 - CLIMA, VEGETAÇÃO E HIDROGRAFIA	17
4.1 - Clima	18
4.2 - Vegetação	19
4.3 - Hidrografia	20
5 - GEOMORFOLOGIA	25
5.1 - Aspectos Descritivos	26
5.2 - Aspectos Evolutivos	29
6 - ESTRATIGRAFIA	32
6.1 - Comentários Gerais	33
6.2 - Unidades Estratigráficas	41
6.2.1 - Complexo Caicó	41
6.2.2 - Rochas Plutônicas Granulares	50
6.2.2.1 - Granitóides	53
6.2.2.2 - Sienitos	65

	Pag.
6.2.2.3 - Gabróides	68
6.2.3 - Complexo Tamboril - Santa Quitéria	75
6.2.4 - Complexo Independência	80
* 6.2.5 - Grupo Ceará	90
6.2.5.1 - Associação de rochas relacionadas a faixas de baixo grau de metamorfismo (xistos verdes e anfibolito).....	99
6.2.5.1.1 - Quartzito basal	99
6.2.5.1.2 - Filitos, xistos e gnaisses	100
6.2.5.1.3 - Rochas Carbonáticas	103
6.2.5.2 - Associação de rochas relacionadas a faixas de alto grau de metamorfismo (facies anfibolito)	104
6.2.5.2.1 - Quartzito basal	104
6.2.5.2.2 - Xistos e gnaisses	105
6.2.5.2.3 - Rochas Carbonáticas	106
6.2.6 - Diques Ácidos e Hiperácidos	106
6.2.7 - Diques Ácidos a Intermediários	108
* 6.2.8 - Grupo Jaibaras	113
6.2.8.1 - Formação Massapê	117
6.2.8.2 - Formação Pacujá	119
6.2.8.3 - Formação Aprazível	122
6.2.9 - Diques Básicos	127
* 6.2.10 - Grupo Rio do Peixe	127
6.2.10.1 - Formação Antenor Navarro	131
6.2.10.2 - Formação Souza	134
6.2.10.3 - Formação Rio Piranhas	137
6.2.11 - Formação Gangorra	145

6.2.12 - Grupo Apodi	147
6.2.12.1 - Formação Açu	149
6.2.12.2 - Formação Jandaíra	157
6.2.13 - Vulcanismo Cabugi	164
6.2.14 - Grupo Barreiras	166
6.2.14.1 - Formação Serra do Martins	168
6.2.14.2 - Formação Faceira	172
6.2.15 - Coberturas colúvio-eluviais indiferencia das	176
6.2.16 - Formação Moura	179
6.2.17 - Aluviões	183
7 - GEOLOGIA ESTRUTURAL	186
7.1 - Considerações Gerais	187
7.2 - O modelo tectônico adotado (Regmagênese).....	191
7.2.1 - Principais direções de transcorrência da crosta	192
7.2.2 - Orientação do "stress" primário principal.	193
7.2.3 - O sistema tectônico de falhas de rejeito direcional no norte da América do Sul.....	194
7.2.4 - O modelo regmático de cisalhamento do Nor deste Oriental (área do Projeto Rio Jagua ribe).....	196
7.3 - Estruturas Dobradas	198
7.4 - Estruturas associadas às reativações do siste ma regmático Pré-Cambriano na área do Projeto.	200
7.5 - Aspectos tectônicos das rochas plutônicas	202
7.5.1 - Plutões concordantes	202
7.5.1.1 - Facólitos	203

7.5.1.2 - Domo gnaisse - granito.....	204
7.5.2 - Plutões discordantes	205
7.5.2.1 - Diques	205
7.5.2.2 - Diques anelares	206
8 - GEOLOGIA HISTÓRICA	207
9 - GEOLOGIA ECONÔMICA	214
9.1 - Considerações Preliminares	215
9.2 - Cadastramento Mineral	219
9.2.1 - Ametista	220
9.2.2 - Amianto	221
9.2.3 - Calcário	228
9.2.4 - Chumbo (Galena)	233
9.2.5 - Cianita	233
9.2.6 - Cobre	234
9.2.7 - Cromo (cromita)	235
9.2.8 - Ferro (minério)	239
9.2.9 - Fluorita	240
9.2.10 - Gipsita	241
9.2.11 - Grafita	242
9.2.12 - Magnesita	246
9.2.13 - Minerais de pegmatitos (ambligonita, berilo, cassiterita, muscovita, turmalinas e lepidolita).....	248
9.2.14 - Ouro	249
9.2.15 - Talco	250
9.2.16 - Titânio (rutilo)	251
9.2.17 - Tungstênio (Scheelita).....	252
9.2.18 - Urânio (fergusonita)	256
9.2.19 - Água Mineral	256
9.3 - Esboço Metalogenético	257
9.4 - Áreas Prospectivas	263



Pag.

10 - CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	268
10.1 - Conclusões	269
10.2 - Recomendações	272
11 - BIBLIOGRAFIA	275



1 - R E S U M O

1 - RESUMO

A área do projeto Rio Jaguaribe compreende uma história geológica que se inicia no Pré-Cambriano, com eventos episódicos no Paleozóico, Mesozóico e Cenozóico.

A maior parte dos terrenos pertence ao Pré-Cambriano, destacando-se: o Complexo Caicó, constituído predominantemente de gnaisses e migmatitos; Rochas Plutônicas Granulares englobando corpos granitóides, sieníticos e gabróides; o Complexo Tamboril-Santa Quitéria, onde se agregam litologias altamente migmatizadas, culminando localmente com o desenvolvimento de granitóides; o Complexo Independência, reunindo vários tipos de gnaisses com incorporações de lentes de calcário cristalino, anfibolitos e xistos; o Grupo Ceará, sequência ectnítica com quartzito na base, seguido de gnaisses e/ou xistos e filitos, e lentes carbonáticas posicionadas ora no topo, ora na base dos meta-pelitos. Ainda como parte integrante do Pré-Cambriano são os diques de natureza ácida a hiperácida.

No Eocambriano está incluído todo um cortejo de diques representado por dacitos, riódacitos, riolitos, andesitos e traquitos, presentes na folha Quixeramobim.

O Paleozóico está documentado pelos sedimentos do Grupo Jaibaras (Cambro-Ordoviciano) cujos elementos exibindo forte diagênese, acham-se limitados a bacias falhadas do tipo "graben".

Pertencendo ao Mesozóico tem-se as rochas filonemas básicas, relacionadas ao vulcanismo trapeano do final do Jurássico, representado na área principalmente por diabásios, e pelos sedimentos cretáceos das bacias Apodí, Iguatu,

Igarói, Lima Campos e Rio do Peixe.

O Cenozóico engloba os diques básicos pós-cretácicos relacionados ao Vulcanismo Cabugí e as coberturas terció-quaternárias de natureza colúvio-elúvio-aluviais.

Grandes falhamentos, essencialmente transcorrentes, com eventuais componentes de abatimento e empurrão representam as linhas estruturais de rasgamento.

De modo geral o arcabouço estrutural da região estudada enquadra-se no conceito de "mobile belts", aplicado a faixas metamórficas com acentuada linearidade, caracterizadas por alto grau de metamorfismo e granitização, quase sempre sujeitas a falhamentos transcorrentes.

Ocorrências minerais diversas estão registradas merecendo citação as de calcário, magnesita, talco, grafita, amianto, cianita, gipsita, ametista, turmalinas, fluorita, berilo, minerais de lítio, muscovita, rutilo, cassiterita, cromita, minerais de ferro, galena, ouro, água mineral, scheelita e minerais de cobre e urânio. Toda essa variedade mineralógica, entretanto, não implica necessariamente numa abundância de recursos minerais na área, desde que, dentro das características deste trabalho, os estudos foram superficiais, dirigidos tão somente no sentido de selecionar áreas promissoras para eventuais trabalhos mais específicos.



2 - A B S T R A C T

A B S T R A C T

The investigated area comprises a geologic history beginning in the Precambrian, with episodic events during Paleozoic, Mesozoic and Cenozoic.

The great part of the area belongs to the Precambrian with the following lithostratigraphic units: The Caicó Complex, formed principally by gneiss and migmatites; Granitoids and gabbroids represent bodies of plutonic rocks; The Tamboril-Santa Quitéria Complex embraces highly migmatized lithologies locally with formation of granitoids; The Independência Complex with various types of gneiss, crystalline limestone, amphibolites and schists; The Ceará Group beginning with quartzite, followed by gneiss and / or schists and phyllite and metamorphosed carbonate rocks positioned on top or bottom of metapelites. Acid and hiperacid dikes are also included in the Precambrian.

A swarm of dykes that occurs near Independência city is positioned in the Eocambrian.

The Jaibaras Group related with molasse sediments (Cambro-Ordovician) is formed by elements showing strong diagenese, and is limited to fault basins.

The Mesozoic is characterized by sediments of the Apodi Group localized in the Potiguar Basin (marginal) and by sediments of the Rio do Peixe Group distributed by the interior basins of Iguatu, Igarói, Lima Campos and Rio do Peixe.

Post-Cretaceous dikes related to Cabugi volcanism and sedimentary covers represents the Cenozoic.

A strike-slip fault pattern locally modified to a normal and thrust one, figures as a major structural



element of the area. This pattern associated with regional metamorphism and granitization is in accordance with the concept of mobile belts applied to similar tectonic units.

Various occurrences such as calcareous (limestone), magnesite , talc , graphite , asbestos, kyanite , gypsite , amethyst, tourmalines, fluorite, beryl, lithium minerals , muscovite, rutile, cassiterite, chromite, iron minerals , galena, gold, mineral water, scheelite, copper and uranium minerals were registered.

3 - I N T R O D U Ç Ã O

3 - INTRODUÇÃO

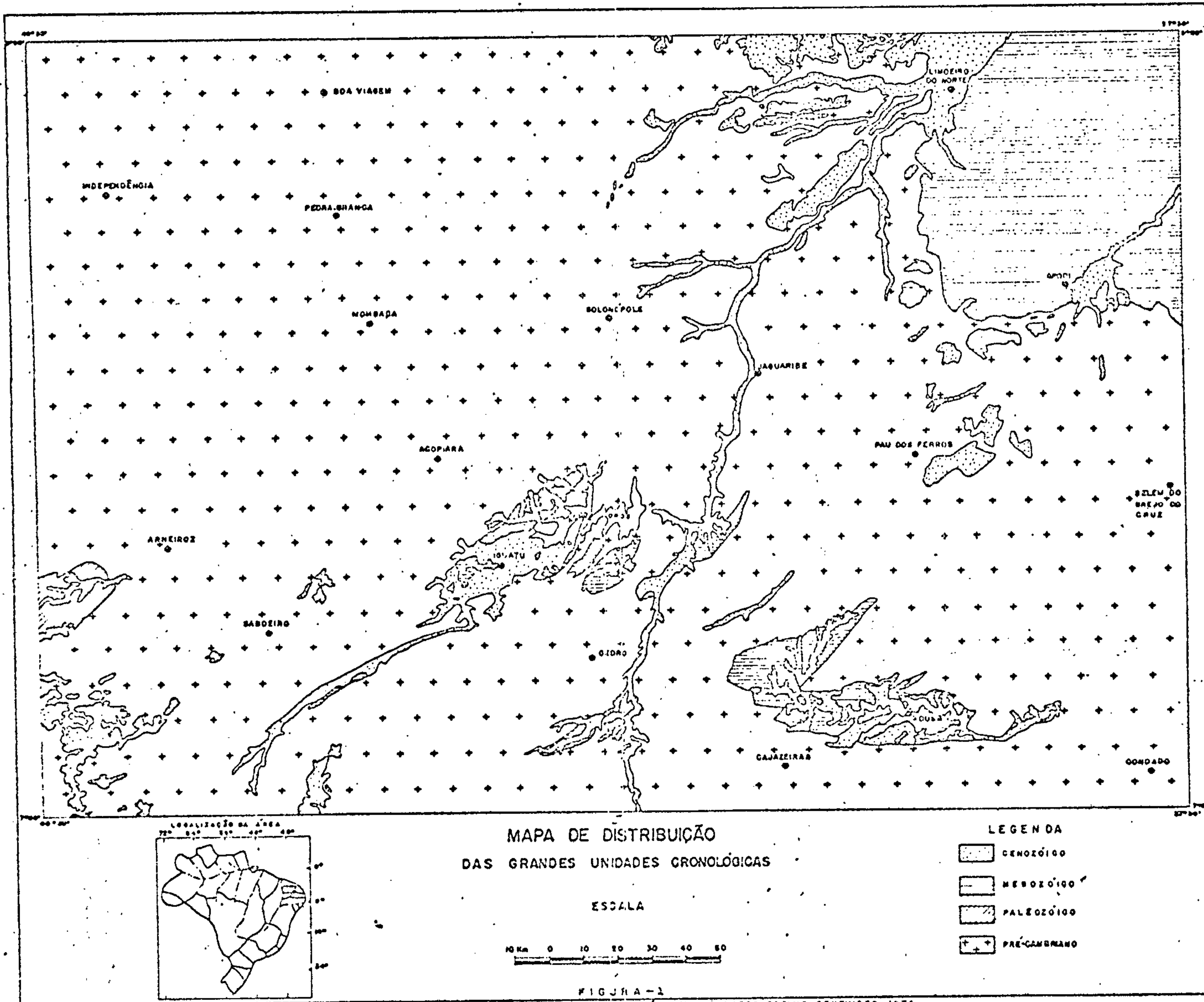
3.1 - Histórico

O Projeto Rio Jaguaribe foi desenvolvido no período 1974/1976, incluindo mapeamento geológico regional das folhas Quixeramobim, Jaguaribe, Iguatu e Orós, na escala 1/250.000, e reconhecimento geoquímico regional, associada a prospecção aluvionar também regional na densidade aproximada de 1 amostra / 50 Km².

O trabalho foi executado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM, em consonância aos termos do Convênio firmado entre o Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM) e CPRM, de acordo com o art. 23, alínea b e Parágrafo Único, do Decreto-Lei nº 764, de 15 de agosto de 1969.

No decorrer dos serviços, podemos destacar algumas etapas consideradas importantes e os respectivos técnicos que delas participaram. Assim a compilação bibliográfica e fotointerpretação preliminar foi inicialmente realizada pelos geólogos Márcio de Campos (Chefe do Projeto), Ebenézer Moreno de Souza, Fernando Antonio Ferreira da Silva e Marcelo de Freitas Medeiros. Participaram ainda, eventualmente, os geólogos José Bernardino de França, Antonio de Pádua Gelenske Braga, Francisco Leal Barros e Antonio José Barbosa.

Os primeiros resultados relacionados com a fase referida acima estão contidos nos relatórios de Progresso - 01 e 02, concluídos nos meses de junho e agosto de 1974.



A primeira fase efetiva de mapeamento (etapa de Campo I), prospecção geoquímica e cadastramento de ocorrências minerais realizou-se no período julho a novembro de 1974, no decorrer da qual integraram-se ao projeto os geólogos Carlos Antonio Grazia e Fernando Parente Fortes. Após conclusão desta fase, foi elaborado um Relatório de Progresso (03), cuja confecção abrangeu o período dezembro de 1974 a fevereiro de 1975.

A etapa de Campo II foi bastante sacrificada em função das fortes chuvas que assolaram a região. Desta maneira, os trabalhos concernentes a esta atividade iniciaram-se em março de 1975 prosseguindo de forma intermitente até novembro de 1975. No decorrer desse evento o projeto passou a ser coordenado pelo geólogo Aroldo Alves de Mello, função que vinha sendo exercida pelo geólogo Alfeu Levy da Silva Caldasso.

Os serviços de geoquímica foram iniciados pelo geólogo Carlos Antonio Grazia e, posteriormente, continuados pelos geólogos Valdomir A. de Andrade e Carlos Alberto Cavalcanti.

Na fase de conclusão, participaram ainda os geólogos Homero Coelho Benevides e João Bosco Andrade de Moraes.

A partir de dezembro de 1975 até junho de 1976, ocasião da entrega da minuta do relatório final, dedicaram-se à elaboração do mesmo os seguintes geólogos: Márcio de Campos, Antonio de Pádua Gelenske Braga, Ebenézer Moreno de Souza, Fernando Antonio Ferreira da Silva e José Bernardino de França; com participação especial dos geólogos Aroldo Alves de Mello, responsável pelo capítulo de geologia estrutu

ral e Carlos Alberto Cavalcanti Lins encarregado das interpretações e redação do capítulo sobre geoquímica.

Os serviços de apoio foram realizados por técnicos do LAMIN - Laboratório de Análises Mineral da CPRM, no Rio de Janeiro; do SECLAB-RE - seção de laboratório da SUREG-RE, em Recife; e do CECAR.

3.2 - Objetivos

Os dados obtidos durante a execução do projeto estão em acordo com os seguintes objetivos propostos e alcançados :

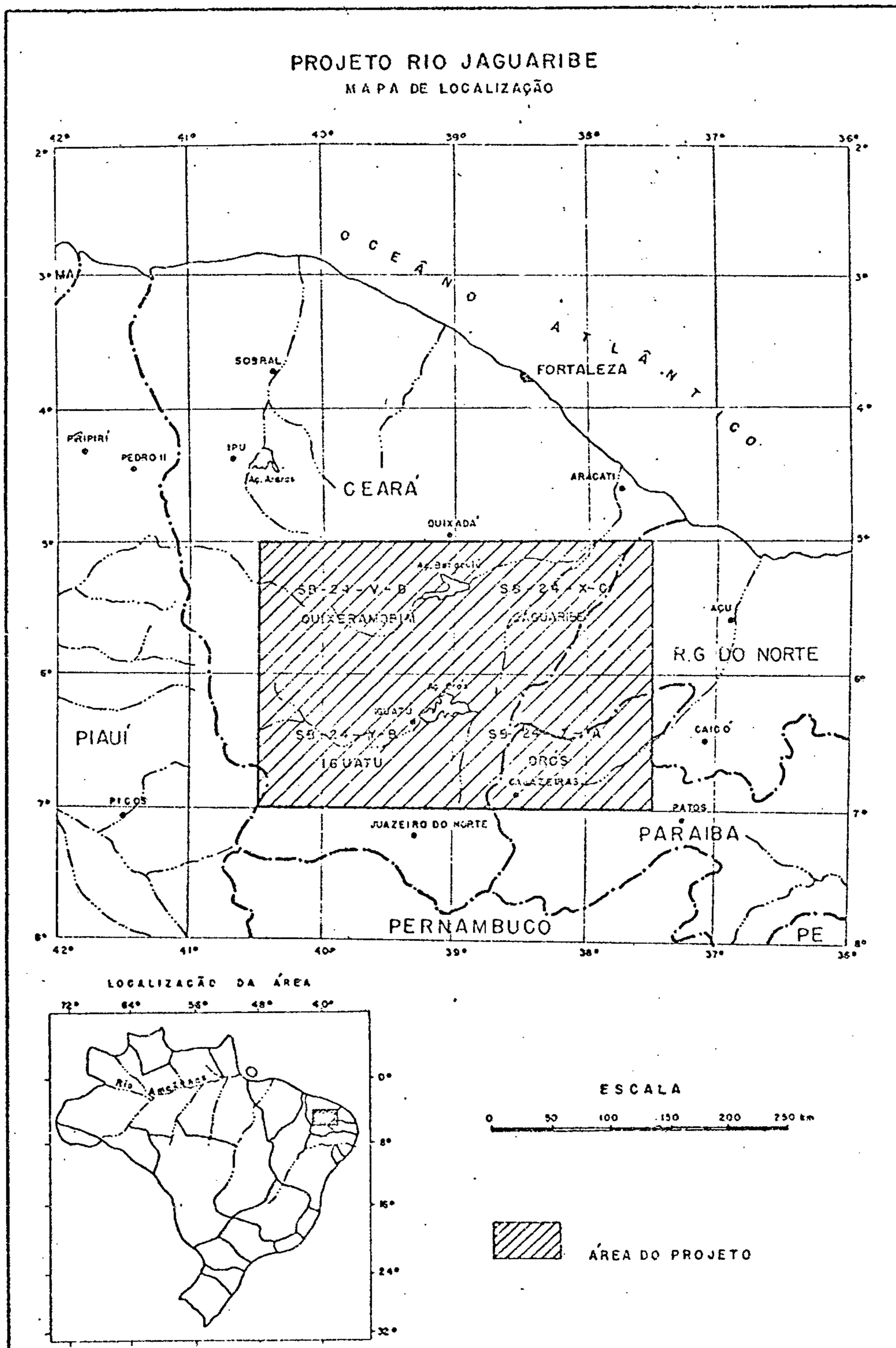
- a) mapeamento geológico sistemático regional na densidade de informação da escala de 1/250.000
- b) prospecção geoquímica regional
- c) prospecção aluvionar regional
- d) cadastramento e caracterização da tipologia dos recursos minerais.

3.3 - Localização e Acesso

A área do Projeto Rio Jaguaribe, está incluída principalmente no Estado do Ceará, mas ocupa também pequenas porções dos Estados da Paraíba, do Rio Grande do Norte e do Piauí. Ela corresponde a 4 folhas de $1^{\circ} \times 1^{\circ} 30'$, compreendida entre as seguintes coordenadas geográficas :

Meridianos : $37^{\circ} 30'$ a $40^{\circ} 30'$ de longitude oeste

Paralelos : $5^{\circ} 00'$ a $7^{\circ} 00'$ de latitude sul .



CPRM - PROJETO RIO JAGUARIBE - Relatório Final - MÁRCIO DE CAMPOS - 1976

FIGURA - 2

Estes limites correspondem às seguintes folhas cartográficas: SB. 24-V-D, SB. 24-X-C, SB. 24-Y-B e SB. 24-Z-A. A superfície total é de aproximadamente 72.000 Km².

O acesso a área, partindo-se da capital cearense, pode ser feito através das rodovias BR - 116, BR - 020 e CE - 3, todas asfaltadas, atravessando boa parte da área, na direção norte-sul, aproximadamente, e ligando suas cidades diretamente à Fortaleza. Pelas rodovias BR - 304 e BR - 405 tem-se a ligação de Fortaleza à Mossoró, no Estado do Rio Grande do Norte.

Saindo-se da capital paraibana, atinge-se a área através da rodovia asfaltada BR-230 e, de Natal pode-se chegar a área via Mossoró, através das BR - 304 e BR-405 ou ainda pela BR - 226, parcialmente asfaltada e descontínua em muitos trechos. Estas últimas rodovias cortam parte da área no sentido este-oeste, com exceção da BR - 304 que passa por Mossoró, bem próximo do extremo nordeste da área.

3.4 - Aspectos Sócio - Econômicos

Localizada quase que totalmente na região sertaneja dos estados do Ceará, Rio Grande do Norte e Paraíba, os aspectos sócio - econômicos da área estão diretamente ligados às adversidades climáticas típicas desta zona fisiográfica.

As principais cidades são: Quixeramobim, Senador Pompeu, Tauá, Mombaça, Independência, Jaguaribe, Limoeiro do Norte, Iguatu, Acopiara, Icó, Orós e Várzea Alegre, pelo Estado do Ceará; Caraúbas, Patu e Pau dos Ferros pelo Rio Grande do Norte; Cajazeiras, Souza, Catolé do Rocha e Pombal, pe

la Paraíba. Estas cidades, devido uma maior concentração populacional e volume de negócio, funcionam como pequenos polos de desenvolvimento em relação aos municípios limítrofes.

A economia da região tem como sustentáculo o binômio agricultura - pecuária. A agricultura é rudimentar e consiste no cultivo do algodão, milho e feijão. A pecuária possui relevante importância na economia, havendo condições de suplantar a agricultura. Nas fazendas maiores, a criação de bovinos e caprinos é feita em regime extensivo, normalmente para o abate. A atividade pesqueira, nos grandes açudes existentes na área, é precária. O setor mineral é também pouco desenvolvido, constituindo-se geralmente de garimpos intermitentes, aumenta suas atividades quando escasseia a agro-pecuária. Esta garimpagem atinge as zonas de ocorrências de pegmatitos, de tactitos scheelitíferos, de calcários cristalino para o fabrico da cal, atingindo um processo de exploração mais ou menos contínuo, nas zonas com magnesita, gipsita ou calcário sedimentar.

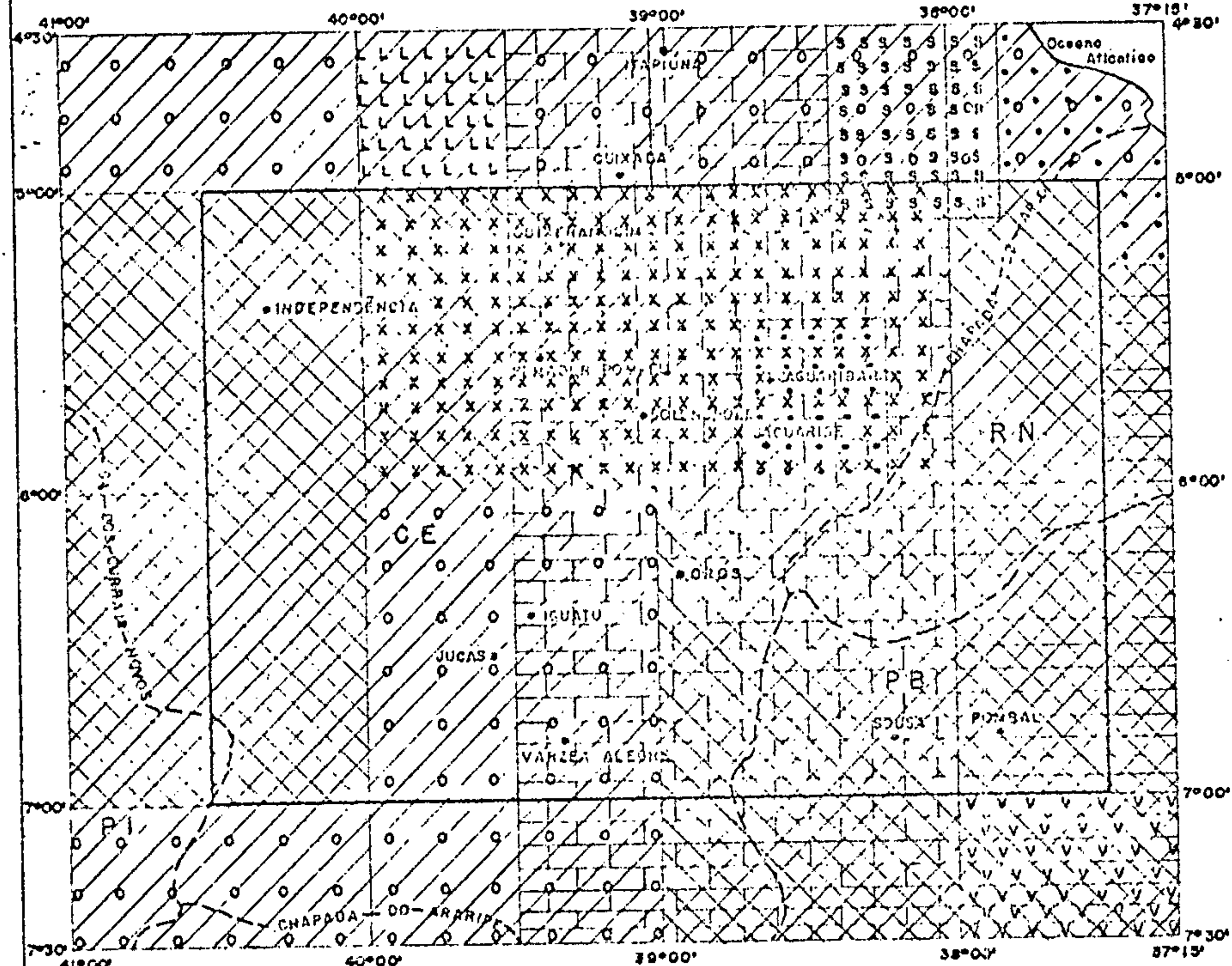
Pequenas indústrias, principalmente de beneficiamento do algodão e extração de óleos vegetais, encontram-se implantadas em algumas das cidades mais importantes.

3.5 - Metodologia de Trabalho

A sistemática aplicada na execução do Projeto Rio Jaguaribe, constou inicialmente da pesquisa e análise bibliográfica dos trabalhos efetuados na área ou que indiretamente à mesma fizessem referência.

Em seguida, realizou-se a foto-interpretação preliminar, utilizando-se fotografias aéreas verticais, na es-

PROJETO RIO JAGUARIBE
 MAPA ÍNDICE DE COBERTURA CARTOGRÁFICA



LEGENDA

ESCALA	INSTITUIÇÃO	DATA
1:250.000	DNPM	1980
1:250.000	SUDENE	1967
1:100.000	DNPM	1969
1:100.000	SUDENE	1967/69 (1966)
1:100.000	DSB	1972
1:50.000	DSB	1940/45
1:50.000	SUDENE	1966
1:50.000	DNPM	1948
1:25.000	Serv. Nal. NE	1940/41
	ÁREA DO PROJETO	
	MAPAS PLANIMÉTRICOS	
	LEVANTAMENTOS TOPOGRÁFICOS	

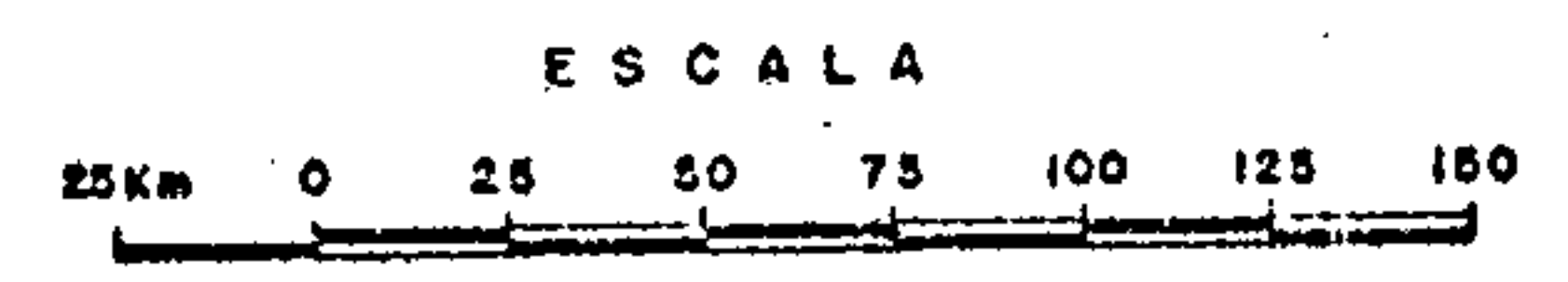
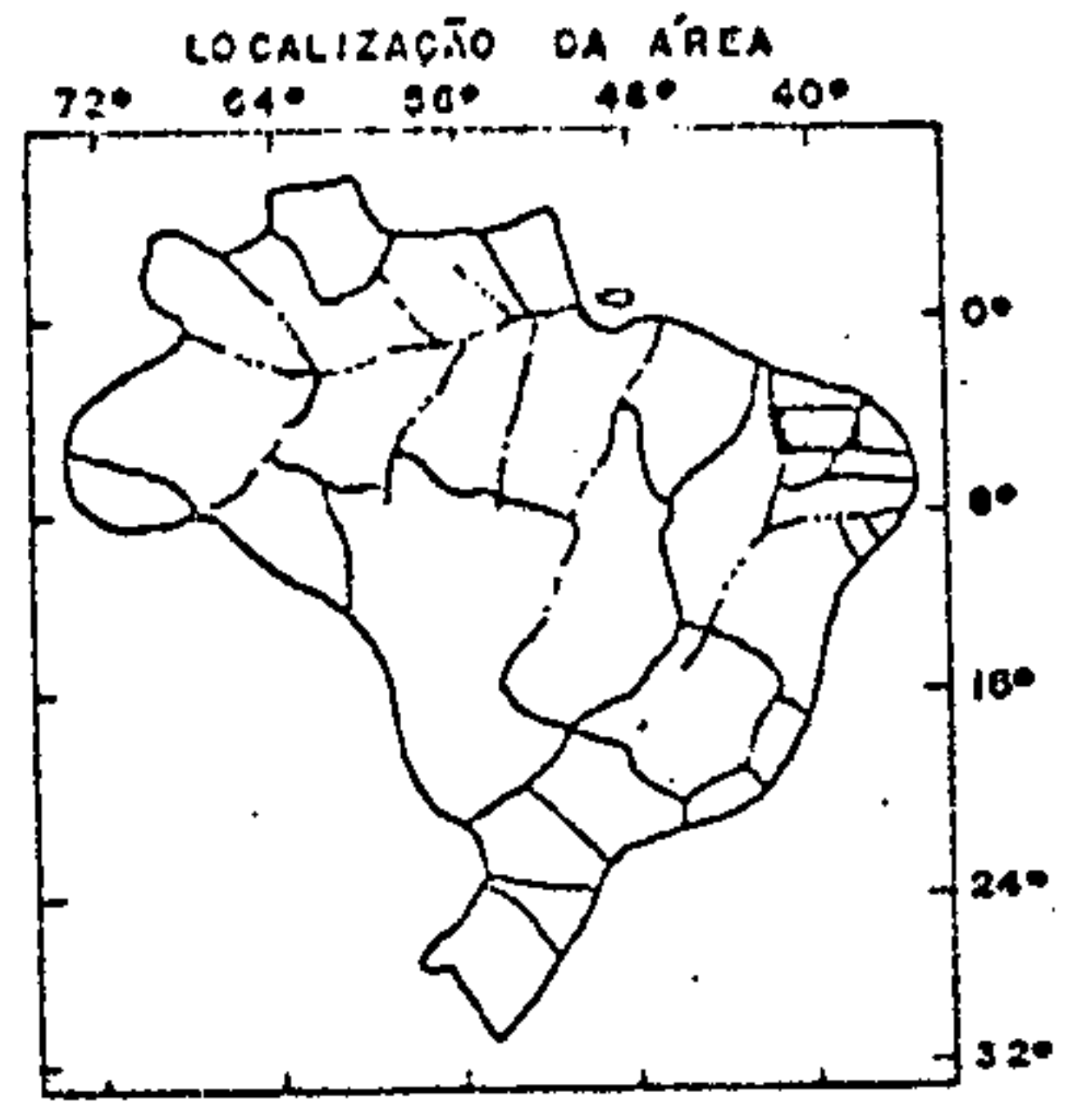
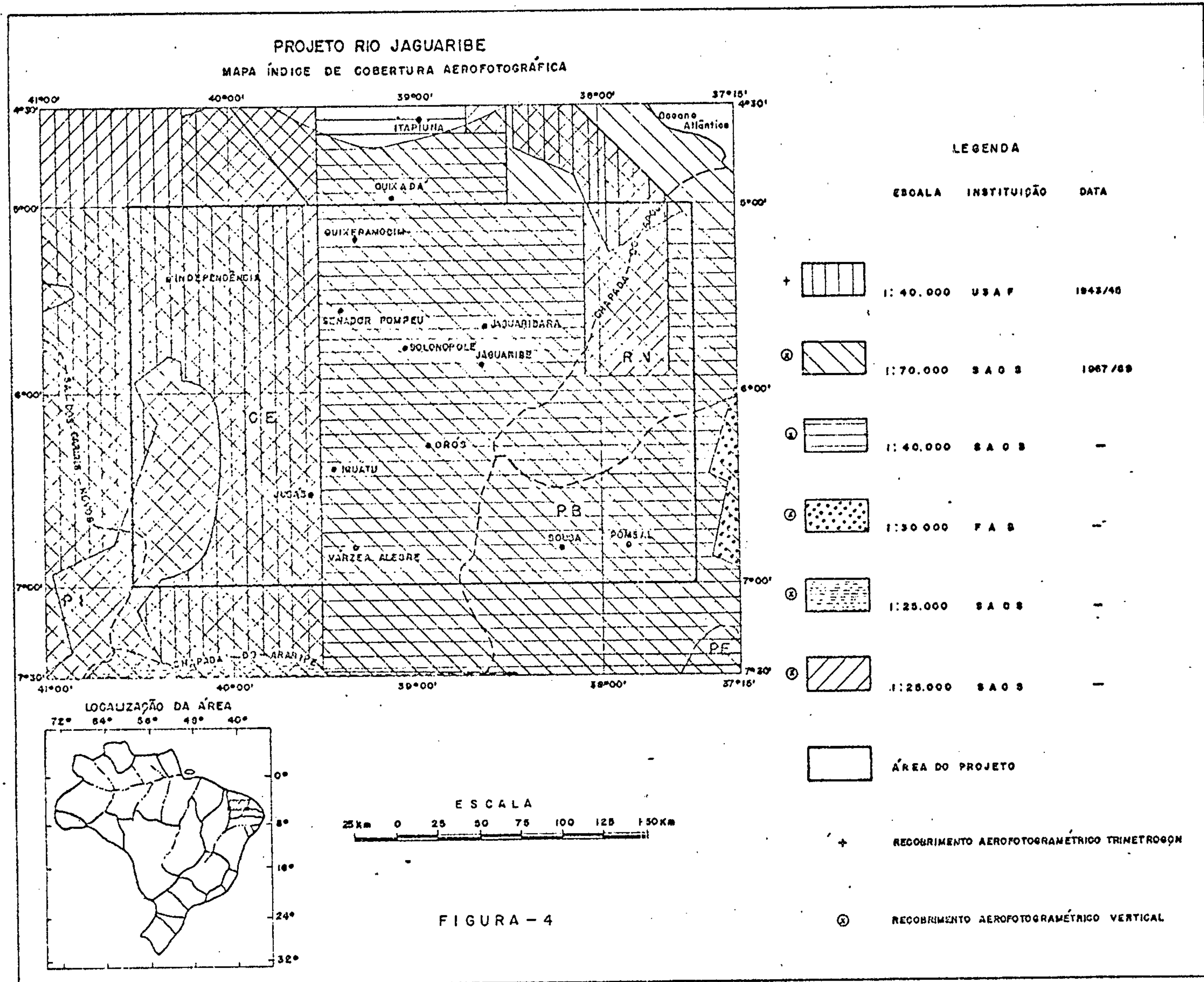


FIGURA - 3





cala 1:70.000, elaboradas pelo "Serviços Aéreos Cruzeiro do Sul S/A", no período de 1963 a 1969, num total de 1.198 fotos. Como elemento auxiliar, foram empregados os mosaicos reticulados semi-controlados na escala 1:100.000 e na escala 1/250.000. Os elementos foto-interpretados foram transferidos para as cartas plani - altimétricas, na escala 1:100.000, com auxílio do "sketch-master". Estas cartas plani-altimétricas, foram editadas pela SUDENE entre 1967 a 1972, com exceção das de Catarina, Iguatu, Assaré e Cedro, editadas em 1972 pelo D.S.G. do Ministério do Exército.

Concluída a foto-interpretação, desenvolveram-se duas etapas de campo, nas quais foram percorridos os principais perfis, por rodovias, estradas e carroçáveis, definindo-se as litologias, as estruturas, e cadastrando-se ocorrências minerais. Concomitantemente foram feitas prospecção geoquímica e aluvionar regionais em sedimento de corrente para o estudo de minerais pesados. Estes períodos de campo foram intercalados com períodos de escritório de acordo com a programação elaborada para o projeto, a fim de possibilitar a consolidação dos dados obtidos.

Com o término dos trabalhos de campo, elaborou-se 4(quatro) mapas geológicos, na escala 1/250.000, acompanhados de notas explicativas; 1(hum) mapa geológico integrado, na escala 1/500.000; 1(hum) esboço metalogenético na escala 1/500.000. Além destes mapas, anexos ao relatório, foram elaborados ainda mapas de pontos, na escala 1/250.000; mapas de distribuição geoquímica dos elementos e de concentração de batéia, na escala 1/500.000 respectivamente,

3.6 - Dados Físicos de Produção

Durante a execução do Projeto Rio Jaguaribe, foram realizados 15.284 quilômetros de caminhamento geológico, sendo 282 a pé e 15.002 em veículo motorizado. Dos 2.603 afloramentos estudados, foram coletadas 1.024 amostras de rochas e cadastradas 219 ocorrências minerais, a saber: 58 de calcário cristalino, 42 de scheelita, 18 de amianto, 18 de minerais de lítio, 14 de grafita, 14 de berilo, 10 de magnesi-ta, 10 de turmalina, 5 de cassiterita, 4 de ametista, 3 de cromita, 3 de talco, 3 de rutilo, 3 de muscovita, 3 de fluorita, 2 de água mineral, 3 de gipsita, 2 de cobre, 1 de ferro, 1 de cianita, 1 de urânio, 1 de ouro e 1 de galena.

No LAMIN e na SECLAB/SUREG-RE, foram feitas ao todo 644 análises petrográficas. No LAMIN foram feitas ainda, 61 análises químicas e 27 bio-estratigráficas. Igualmente foram realizadas 1.437 análises de sedimento de corrente e 924 análises de concentrado de batéia.

3.7 - Trabalhos Anteriores

Na área do projeto, os trabalhos que contribuíram para a elucidação de sua geologia, remontam ao início deste século. Crandall (1910), estabeleceu o primeiro conceito sobre a estratigrafia das rochas da região Nordeste baseado em critérios litológicos, subdividindo-a em duas grandes unidades: "Complexo Fundamental" e "Série Ceará", esta mais jovem que aquela (vide fig.6).

O trabalho de Moraes (1924) contribuiu no estudo sobre a "Série Ceará", restringindo sua área de ocorrência a faixas isoladas, longas e estreitas, orientadas segundo a direção NE - SW. Outro fato importante foi o estudo petrográfico que Guimarães, efetuou neste mesmo trabalho, nas a-

mostras coletadas.

Na década de 1940, dentre os trabalhos mais conhecidos, citamos os de Leonardos (1939, 1943 e 1946), Albuquerque (1941), Albuquerque (1943), Rolff (1943), Scorza (1944) e Johnston Jr. (1945).

A partir de 1950, começaram a aparecer os primeiros trabalhos regionais, visando o estudo das bacias sedimentares costeiras, pelo Conselho Nacional do Petróleo, principalmente na Bacia do Apodi, por Andery. Em 1954 e 1955, Ebert começou a esboçar a estratigrafia para a região do Seridó e, com a instalação das escolas de geologia, foi profícuo o enriquecimento de trabalhos na região nordestina, versando sobre mapeamento geológico, em áreas cristalinas ou sedimentares.

Ebert (1964, 1966, 1967, 1969 e 1970), aborda sistematicamente nos seus trabalhos os problemas estratigráficos do Nordeste, principalmente na região do Seridó. Beur-len (1962, 1964, 1967) procura definir as formações da Bacia do Apodí, e a estrutura geológica do Nordeste. Kegel (1957, 1958, 1965) também aborda estes dois temas, dando assim sua contribuição e Meunier (1964) traça considerações sobre a estratigrafia.

Entre 1961 e 1969 em vários locais dos estados da Paraíba, Rio Grande do Norte e Ceará foram executados mapeamentos geológicos pelos alunos da Escola de Geologia de Pernambuco, enriquecendo assim o acervo bibliográfico.

Com a SUDENE, considerável número de contribuições se somaram às anteriores, tratando de problemas geológicos, de caráter regional ou específico. Dentre eles, destacamos

os de Santos (1968, 1969, 1971), Ferreira (1967 a, 1967 b) Barreto (1967, 1971), Hermann (1967), Albuquerque (1969), Ferreira & Albuquerque (1969) , Suszczynski (1966) abordando a geotectônica e ainda Leal (1970) , Manoel Filho (1970) , Albuquerque (1970) e Cruz & França (1970), com os trabalhos sobre o " Inventário Hidrogeográfico Bacia do Nordeste ". Pela CONESP, vale ressaltar o trabalho de Costa & Mello (1965), sobre o mapeamento geológico na região de Várzea Alegre.

Através do DNPM, os trabalhos que merecem destaque são os de Moraes et alii (1962 - 1963) sobre o " Reconhecimento foto-geológico da região Nordeste do Brasil" , o de Braun (1969) estudando detalhadamente a Bacia do Rio do Peixe, e os de Kegel acima citados. Do convênio DNPM/CPRM destacamos os relatórios de Torres et alii (1973), Oliveira et alii (1974), ambos versando sobre mapeamento geológicos em áreas pré-determinadas.

Do Convênio Governo do Estado do Ceará/CPRM, salientam-se os trabalhos de Santos et alii (1972) sobre o "Mapeamento Geológico Preliminar do Estado do Ceará" e Moraes et alii (1973), Souza (1973) versando sobre trabalhos específicos de Minerais Industriais e Áreas Pegmatíticas respectivamente.

Vale ressaltar os trabalhos de Brito Neves (1973, 1975) sobre a geotectônica do Pré-Cambriano do Nordeste.

Muitos destes trabalhos estão localizados em áreas vizinhas à do Projeto Rio Jaguaribe, mas que em muito contribuíram para elucidação dos problemas da mesma, devido à semelhança dos terrenos e cujos esquemas estratigráficos propostos estão exemplificados nas figuras 6, 7 e 8.

4 - CLIMA, VEGETAÇÃO E HIDROGRAFIA

4 - CLIMA, VEGETAÇÃO E HIDROGRAFIA

4.1 - Clima

A área do Projeto Rio Jaguaribe acha-se inteiramente situada na região fisiográfica do sertão nordestino. Compreende, de acordo com a classificação de Köppen, dois tipos de clima:

- a) O clima AW e AW' - tropical úmido com chuvas de verão se prolongando pelo outono, com inverno seco.
- b) O clima BSh, semi-árido, com duas estações distintas: uma chuvosa (janeiro a março) e outra seca.

Os valores médios anuais de precipitação variam de 600 mm a 1.300 mm. No início do período chuvoso as precipitações são esporádicas, de curta duração, baixas taxas pluviométricas e quase sempre tempestuosas. As máximas pluviométricas podem prolongar-se até meados de maio, quando então a correnteza dos rios atinge grandes vazões.

Observa-se que nas partes baixas, como Iguatu, a média anual é de 788 mm, Arneiróz - 609 mm, Cococi 687 mm, enquanto nas partes mais altas como Catarina e os cordões de serras ao sul da área estudada, a média atinge valores superiores a 1.000 mm.

As máximas termiais diurnas em terrenos baixos, no período de setembro a dezembro estão em torno de $34^{\circ}05'$, contra $25^{\circ}05'$ no mesmo período para as zonas serranas. As mínimas alcançadas de junho até agosto, são de $22^{\circ}05'$ para as partes

baixas e 19°8' para as partes elevadas.

O rigor do clima, na faixa ribeirinha do Jaguaribe, é atenuado pela penetração da massa de ar úmido, conhecida como "aracati", que se desloca do mar para o interior, ao longo da calha do rio. Essa influência, entretanto, diminui com o afastamento da costa em decorrência da redução progressiva da umidade.

4.2 - Vegetação

A cobertura vegetal da área mapeada, como em todo sertão semi-árido, é heterogênea e adaptada a um conjunto de condições desfavoráveis do meio físico. Suas variações dizem respeito ao porte e densidade, isto, de acordo com as condições climáticas e edáficas locais. A caatinga, vegetação típica da região, sobrevive como que em equilíbrio quase crítico com o ambiente mesológico. O solo via de regra é pobre, pouco espesso e quase sempre com algum pedregulho, com baixos índices de permo-porosidade, e intensamente lixiviado durante as enxurradas. A evaporação consome em pouco tempo as águas infiltradas e o solo fica ressecado durante todo período seco.

A caatinga apresenta-se composta essencialmente de formações arbustivas e herbáceas, com grande número de cactáceas e remanescentes arbóreos. Os arbustos e árvores são de modo geral baixos, multigalhadas e de folhas miúdas muitas vezes transformadas em espinhos como forma extrema de proteção.

A distribuição da vegetação modifica-se um pouco em função do relevo de cotas altas, onde a influência do meio físico é mais atenuada, dando condições mais favoráveis à so

brevivência vegetal. A insolação nestes locais é menos causticante e a umidade relativa do ar não sofre variações tão acentuadas nas duas estações, como nas áreas arrasadas, resultando uma fito-fisionomia mais constante durante todo ano.

Dentre as vegetações mais dominantes se destacam : Aroeira, Juazeiro, Pereiro, Jurema, como representação xerófitas e Mandacaru, Xique-Xique, Facheiro e Coroa de Frade estas caracteristicamente cactáceas.

O sertão Jaguaribano se caracteriza por uma vegetação muito degradada, pouco alta, pouco densa e espinhosa. Diferindo desta feição, em solos ferruginosos sobre as formações calcárias e arenosas, encontra-se uma caatinga média e densa. Estas formas relativamente homogêneas opõem-se às associações de caatinga relativamente alta característica das zonas mais elevadas, e de campina herbácea e gramínea baixa predominante de zonas próximas aos principais vales. Excetua-se a Palmeira Carnaúba de grande importância sócio-econômica na área do projeto, principalmente no Vale Jaguaribano, onde esta cultura se apresenta como grande fonte de renda na indústria extrativa de cera.

4.3 - Hidrografia

As águas superficiais são praticamente dominadas pelo Sistema Jaguaribe, abrangendo aproximadamente 4/5 da área do Projeto. O restante é complementado pelos sistemas Apodi, Poti e Piranhas, sendo que os dois últimos estão apenas representados pelos seus altos cursos.

Apresenta uma drenagem dendrítica e bastante densa, devido à elevada impermeabilidade dos terrenos cristalinos.

nos que cobrem maior parte da área em estudo.

Os rios apresentam cursos pequenos e um regime irregular, com suas nascentes localizadas em áreas de dominância semi-árida, onde existe uma percentagem de evaporação muito forte. Provém essencialmente de águas pluviais que deslizam sobre a superfície do terreno e concentram-se sobre as linhas mais baixas dos vales. As águas de infiltração e as fontes têm, aí, pouca influência.

Dependendo de vários fatores, como o clima, a vegetação, a distribuição das chuvas, a estrutura do terreno e a topografia, os rios não podem possuir regime regular. O clima é um dos principais fatores do regime fluvial, pois apenas as chuvas concorrem decisivamente para a alimentação dos rios. A descarga superficial tende a se reduzir mais ainda, devido serem elevadas tanto a temperatura como a evaporação. O volume d'água precipitado seria suficiente para constante alimentação dos rios, mas devido à sua irregular distribuição, em conjunto com outros diversos fatores tais como impermeabilidade, inclinação acentuada, topografia, escassez de vegetação, originam um regime periódico e muito variável.

O rio Jaguaribe é o maior e principal rio da área aparecendo desde as suas cabeceiras até o início de seu baixo curso, nas proximidades da chapada do Apodi, no município de Russas. Os seus principais afluentes como o Banabuiú, o Salgado, o riacho do Sangue, o Bastiões, o Cariús, o Truçu e o Jucá, juntamente com os rios Poti, Piranhas, constituem as águas superficiais de destaque.

A drenagem do Jaguaribe, bastante densa, foi quase completamente talhada em rochas pré-cambrianas.

Os tributários de segunda e terceira ordens exi-

bem, não raro, modelos retangulares de drenagem, seguindo as linhas de fraturas, notadamente nas áreas de estruturas falhadas. Nos locais onde afloram rochas de textura homogênea, como granitóides arrasados, predomina o modelo dendrítico com uma ramificação menos densa. O curso do próprio rio Jaguaribe é um exemplo notável desse condicionamento estrutural. No conjunto, é uma drenagem consequente comandada pelos elementos tectônicos.

O rio Jaguaribe mostra desvio de 90° no seu curso, logo depois da barragem do Orós, acompanhando uma zona de falha na direção NE-SW.

O vale em "V" traduz bem a topografia adjacente e o caráter torrencial durante as enchentes. Ao penetrar na bacia de Iguatu a capacidade de carga da correnteza cai sensivelmente e o rio começa a meandrar, embora incipientemente, ensejando um aluvionamento mais conspícuo. Amplas áreas de seu terraço aluvionar se estendem desde a confluência com o rio Banabuiú até o baixo curso, hoje parcialmente dissecado pela retomada erosiva do rio com o seu nível de base.

O talvegue do Rio Jaguaribe é geralmente suave e sua declividade média é a menor de todos os rios cearenses. O seu perfil, representado por uma série de declividades decrescentes, possui caimento mais acentuado nas regiões em que seu leito torna-se estreito, formando gargantas, como em Orós e Arneiroz.

O vale do Jaguaribe é bastante amplo, onde estendem-se extensas planícies aluviais por mais de 150 km. Acima do Orós existem inúmeras várzeas, bastante amplas, até as proximidades de São Mateus. A cidade de Iguatu, localizada nes

sa área, possui excelente terreno agrícola.

Provavelmente devido aos terrenos baixos (mais de 2/3 estão a menos de 300 m de altitude), na bacia do Jaguaribe chove menos que no resto do Estado.

Do mesmo modo que o Jaguaribe se superimpôs desnudando o bordo ocidental da Bacia Potiguar, o rio Apodi forçou seu curso superimpondo essa mesma seqüência sedimentar, através de uma garganta de aproximadamente 500 metros de largura, entre as localidades de Rosário e Passagem Funda. Aqui o rio Apodi segue o mesmo rumo SW-NE em demanda à costa, compartimentando a chapada do Apodi, e encaixando-se no eixo de uma ampla sinclinal das camadas cretáceas, provavelmente refletindo um "trend" estrutural subjacente, semelhante ao que impôs o rumo do baixo e médio Jaguaribe. As bacias dos rios Piranhas e Potí se iniciam nos extremos diagonalmente opostos (NW e SE) da área do projeto. O Potí, representado apenas por suas cabeceiras repete outro fenômeno de superimposição, penetrando na bacia do Meio Norte através de uma garganta próxima à cidade de Crateús.

O Piranhas nasce fora dos limites em estudo, mais precisamente na região do município de Bonito de Santa Fé-PB, 7 km a sudeste, a uma altitude de 700 m. Ao penetrar na área do Projeto, a jusante do açude Engenheiro Ávidos, sofre considerável desnível, percorrendo-a no sentido SW-NE, numa faixa de altitude média de 300 m. No seu médio curso forma inúmeras aluviões que se distribuem na zona sedimentar das formações Antenor Navarro, Sousa e Rio Piranhas, do Grupo Rio do Peixe. O mesmo comportamento se observa na região de Iguatu.

Na região do município de Apodi-RN, o rio homônimo que nasce a NE da área, apresenta uma faixa aluvionar de

aproximadamente 5 km de largura, sobre a Formação Açú. É interessante observar que, ao escavar os calcários da Formação Jandaíra, estreita-se consideravelmente.

Merece destaque a formação aluvionar que vem desde o limite centro-sul da área, através do rio Salgado, até encontrar o Jaguaribe, atravessando toda a área do projeto numa direção N-S até a região do município de Cedro, e mudando para NE-SW, até o limite superior da área. Em torno da cidade de Icó, alcança até 5 km de largura, proporcionando um excelente terreno agrícola, que já está sendo aproveitado para irrigação pelo Ministério do Interior. Outro depósito de aluvião considerável, é o existente na foz do rio Banabuiú, no município de Limoeiro do Norte. Aí, as aluviões alcançam 10 km de largura limitando-se, pela margem direita, com os sedimentos da Chapada do Apodí.



5 - GEOMORFOLOGIA

5 - GEOMORFOLOGIA

5.1 - Aspectos Descritivos

O relevo caracteriza-se por diferenciações locais, devidas à variação das características litológicas e em parte, à tectônica que influenciou decisivamente na formação de maciços montanhosos.

A feição morfológica dominante na área é o extenso pediplano com cotas que variam entre 200 e 350 metros profundamente entalhado por erosão diferencial sobre migmatitos, gnaisses, granitos porfiróides e as extensas baixadas de rochas sedimentares. Inúmeros maciços residuais mameliformes, em geral, de gnaisses graníticos e granitóides sobressaem-se na paisagem arrasada. O campo de "inselbergs" que se estende desde Quixadá, a norte da área mapeada, até a região norte de Senador Pompeu, constituem as formas residuais mais típicas, caracterizando a influência do clima semi-árido no modelado do relevo da região.

As cristas de quartzito destacam-se igualmente na paisagem arrasada. As serras de Arneiroz, Dois Riachos, Maia, Flamengo e os cordões de serras que se estendem desde a região norte de Banabuiú até o agude de Lima Campos, são os exemplos mais notáveis de "hogbacks" na área, com cotas de até 800 m, modelados sobre rochas quartzíticas de mergulho geralmente forte. Os boqueirões entalhados por superimposição dos rios mais importantes (Banabuiú, Jaguaribe e Piranhas) constituem também uma feição morfológica muito característica na região, propiciando a instalação de barragens de grande importância na economia regional, como as barragens de Banabuiú, Lima Campos, Eng^o Ávidos e Orós.

Os acidentes topográficos que mais se destacam na paisagem se relacionam com as rochas graníticas e migmatíticas associadas, e aquelas laminadas tectonicamente. As serras de Marruás, Bastiões, Pereiros, Boqueirão, entre outras, são destaques especiais relacionados aos grandes falhamentos transcorrentes, com escarpas íngremes quase a pino, exibindo "sliken/sides" e outras manifestações de fenômenos cataclásticos. Formam as linhas de cumeada mais elevadas da área enfocada, com cotas de 800 m. Além de ostentarem uma capa vegetal mais densa no topo, observa-se também sensível modificação de ordem climática, com temperatura mais amena contrastando com o pediplano rebaixado, mais árido e coberto por uma vegetação mais rala.

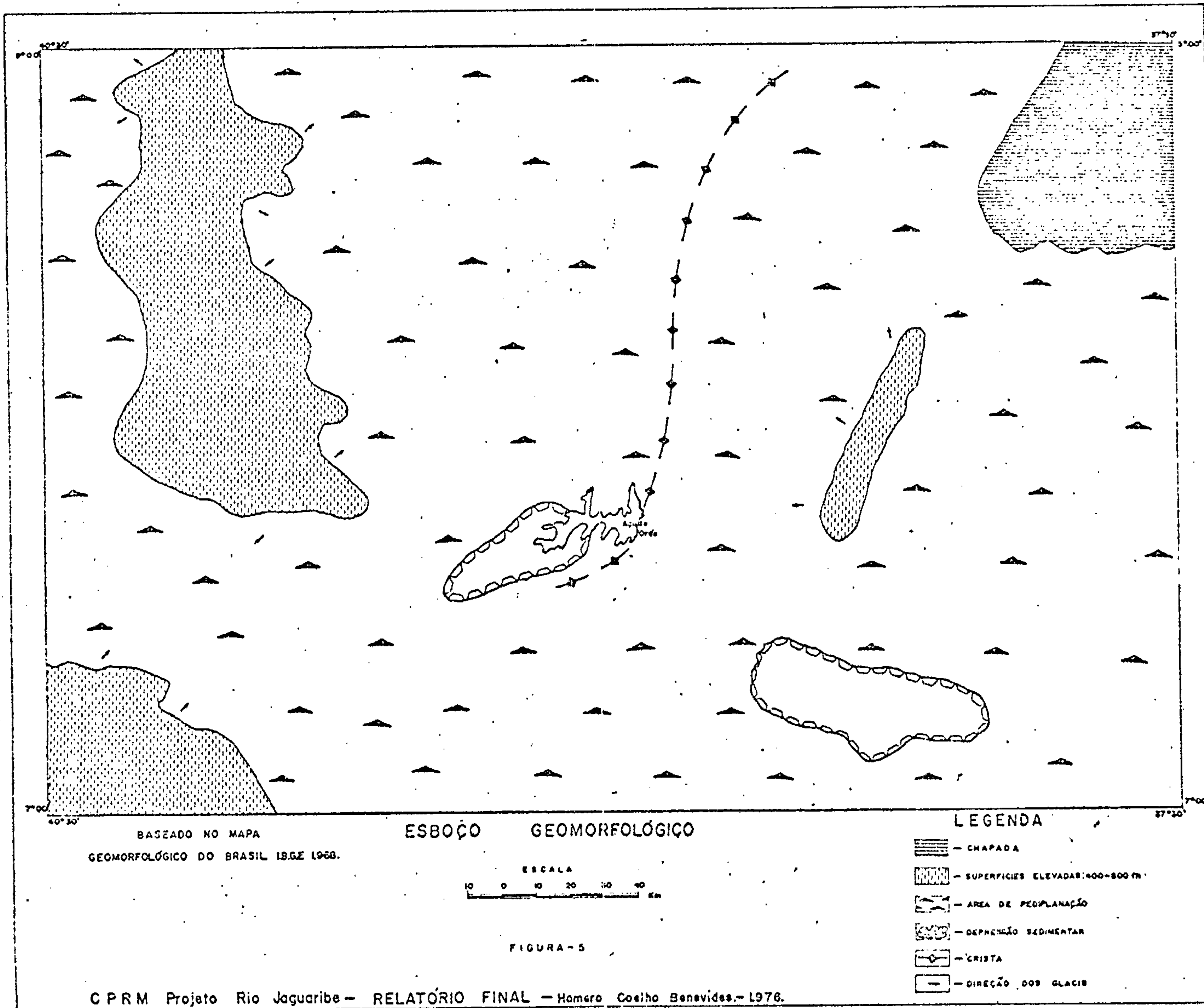
Ao lado das formas elevadas e onduladas de rochas cristalinas, dispõem-se as amplas baixadas dos sedimentos dos grupos Rio do Peixe e Jaibaras, embutidas no pediplano regional. São depressões que muito se assemelham às bacias morfológicas originais. Os limites desses sedimentos com o embasamento são marcados por flancos abruptos ao longo das falhas de abatimento, com desníveis pequenos, enquanto nos contatos discordantes a topografia eleva-se de modo mais ou menos gradual em direção às bordas da bacia.

Os tabuleiros arenosos e a borda ocidental da Chapada do Apodi completam o quadro geomorfológico da área do Projeto. Morfologicamente os tabuleiros caracterizam-se como ressaltos topográficos de topo aplainado, limitados por escarpas que se elevam de 20 até 50 metros acima do nível topográfico da "depressão periférica". As bordas festonadas e de perfil íngreme, separadas por vales às vezes profundos, sugerem uma superfície originalmente contínua e mais ampla que os limites atuais.

No extremo sudoeste da área, os tabuleiros são formados por ablação e retrabalhamento do cristalino decomposto, cobrindo extensas áreas na região de Barão de Aquiraz e serra da Quaresma. São testemunhos do aplainamento geral que precedeu a fase de abrasão atual, além de patentear um evento morfológico bastante singular na região. Estão representados nos mapas geológicos como coberturas arenosas inconsolidadas (TQc) com vestígios de traços estruturais da rocha mãe, especialmente próximo ao contato com o "embasamento". Os tabuleiros da região de Iguatu, mapeados como Formação Moura, e aqueles da margem do rio Jaguaribe, mapeados como Formação Faceira, constituem os depósitos correlativos da fase de aplainamento, acumulados ao longo do paleovale do Jaguaribe e dos tributários mais importantes.

Além da superfície estrutural representada pela Chapada do Apodi, no extremo nordeste da área mapeada, destacam-se os tabuleiros elevados (700 m) que constituem a capa arenosa da serra do Martins, Portalegre e outras menores assinaladas no mapa geológico como Tbsm, com características morfológicas similares aos tabuleiros baixos.

A drenagem nas áreas de rochas cristalinas pré-cambrianas mostram um estreito condicionamento às grandes linhas estruturais regionais. A natureza litológica das rochas influencia também no cinzelamento da drenagem, como bem exemplificam os xistos e filitos com uma rede dendrítica extremamente densa. Nos tabuleiros arenosos a dissecação é, de certo modo, retardada em face da diminuta erosão laminar no topo, por falta quase absoluta de escoamento superficial. A drenagem mal se esboça porque as chuvas incidem direto sobre a superfície dos tabuleiros logo se infiltram até os níveis impermeáveis subjacentes e se escoam em direção às bordas, donde resulta o estilo de dissecação centrípeta dos tabuleiros arenosos.



5.2 - Aspectos Evolutivos

Uma análise evolutiva do relevo no âmbito da área mapeada demandaria uma série de extrapolações de eventos morfogenéticos pré-cretáceos, cujos registros são apenas encontrados em áreas por vezes distantes. A marcha dos eventos a partir do Cretáceo Inferior até os tempos atuais pode ser seguida com certa fidelidade, apoiando-se em vestígios documentados na área que permitem cotejar com os ciclos geomorfológico definidos em escala regional por diferentes autores.

As bacias de Iguatu, Icó, Lima Campos e suas congêneres da região de Brejo das Freiras, Antenor Navarro, Pombal e Lavras da Mangabeira, todas datadas do Neocomiano, assinalam o primeiro grande evento documentado na área do Projeto. A reativação tectônica ao longo de falhas transcorrentes acompanhada de componente vertical, deu lugar à formação de depressões assoreadas por espessos pacotes de sedimentos meso e microclásticos, os quais ficaram preservados graças a seus condicionamentos em blocos afundados. Este evento tectônico, que se correlaciona à primeira fase de "reativação Wealdeniana" de Almeida (1969), iniciou-se no fim do Jurássico e prosseguiu durante o Neocomiano em fases episódicas de menor amplitude, culminando com movimentos mais acentuados na fase final de assoreamento das bacias. O rejuvenescimento do relevo nas bordas das bacias propiciou a acumulação da facies conglomerática com características brechóides da parte superior da sequência, favorecida por um clima do tipo semi-árido onde os processos de alteração física dominantes atuaram desagregando as rochas em blocos e calhaus. Em função desse nível de base, rebaixado em diversos estágios, a superfície de erosão pré-cretácea, definida como Superfície Gondwana por King (1956), foi exumada sem deixar qualquer relíquia na área enfocada neste relatório. Tão pouco restou qualquer vestígio do aplainamento

do relevo rejuvenescido pela reativação tectônica, que se identifica com a Superfície pós - Gondwana de King (op. cit.). Esta degradação afetou tanto o embasamento cristalino quanto as áreas rebaixadas dos sedimentos neocomianos.

Durante o Cretáceo, a região ficou submetida a uma fase de abrasão, equivalendo a uma fase resistática, no sentido de Erhart (in: Mabesoone & Castro, 1975), depositando-se os clásticos, inicialmente grosseiros, da Formação Açu. Seguiu-se uma fase biostática com deposição de calcários margosos nas plataformas, representada pela seqüência carbonática da Formação Jandaíra.

O próximo ciclo documentado na área refere-se aos maciços residuais mais elevados, com cotas de até 800 m. São testemunhos do aplainamento mio-pliocênico (Mabesoone & Castro, 1975), conhecido como Superfície Sulamericana de King, (op. cit.) cujos sedimentos correlativos, os tabuleiros da Formação Serra do Martins, encontram-se em áreas restritas na serra de Portalegre e na serra homônima.

A destruição da superfície Sulamericana após o arqueamento geral da região, culminou com o aplainamento mais generalizado em toda a região, desenvolvido em um período de relativa estabilidade tectônica. Estabeleceu-se assim um nível de aplainamento mais rebaixado, fartamente documentado na área pelos "inselbergs" de cotas entre 400 e 670 m; pelos tabuleiros de material de alteração in-situ, aplainados por intensa ablação do embasamento cristalino, com cotas de 670 m; pela Chapada do Moura com cotas de 270 m e os tabuleiros da Formação Faceira com cotas de 200 m, formados pelos sedimentos correlativos depositados na baixada do vale do rio Jaguaribe. A idade deste ciclo geomorfológico

co foi redefinida em trabalho recente por Mabesoone (1975), como pertencente ao Pleistoceno Inferior, ao mesmo tempo em que propõe os termos Superfície Sertaneja, no interior, e Superfície dos Tabuleiros na região costeira, em substituição à denominada Superfície Velhas de King.

Um novo levantamento epirogênico se impõe como condição para inauguração do ciclo erosivo atual, com uma superfície encaixada a um nível de 20 a 40 metros abaixo dos tabuleiros. A superfície Sertaneja foi submetida a uma intensa dissecação, entalhando vales pouco profundos que separam os tabuleiros fragmentados. O terraço sub-atual do Jaguaribe, representado pela planície de inundação das lagoas da região de Iguatu, em nível de 8 a 10 m acima do talvegue atual do rio, evidencia o caráter cíclico da atual fase erosiva, conhecida como "ciclo polifásico Paraguaçu", de King (op. cit.).

Observa-se por quase toda área, especialmente em torno dos relevos residuais, um solo pedregoso capeando uma tênue capa argilo-arenosa de alteração, que parece refletir as condições climáticas que perduram desde o fim do Terciário. Esse caráter semi-árido é comprovado no fim do Plioceno pela facies conglomerática da Formação Moura. A relativa estabilidade do clima patenteia-se também na caatinga, que parece resultar de uma adaptação mais ou menos longa. Intercala-se, entretanto, uma fase de pluviometria mais abundante, contemporânea à sedimentação da seção basal da Formação Moura, cujos elementos mais grosseiros foram transportados por torrente de maior competência de carga. Muito provável também é o entalhamento dos boqueirões em rochas quartzíticas nessa mesma época, que seria impossível num regime de chuvas escassas como o atual.



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

6 - ESTRATIGRAFIA

6.1 - Comentários Gerais

Pela sua extensão e posição, a área do projeto envolve um grande número de unidades estratigráficas representando, praticamente, todos os períodos da história da terra. Assim estão registradas unidades do Pré-Cambriano, Paleozóico, Mesozóico e Cenozóico.

A grande maioria dos terrenos mapeados pertence ao Pré-Cambriano, constituindo significativa representação de parte da crosta continental na área do Nordeste brasileiro. Os demais períodos acham-se relacionados com a deposição de rochas sedimentares, ligadas principalmente à formação e desenvolvimento das bacias interiores e marginais de cobertura do embasamento pré-cambriano.

No tocante aos sedimentos distingue-se uma cobertura paleozóica representada pelo Grupo Jaibaras, denominado informalmente de "graben" de Cococi além de outra pequena fossa tectônica, ocupando uma área restrita na região de Sitiá. Com base na similaridade ambiental e sedimentológica logrou-se separar três formações que se correlacionam com aquelas definidas na região de Jaibaras, as formações Massapê, Pacujá e Aprazível. As coberturas mesozóicas compreendem as pequenas bacias interiores do Rio do Peixe, Iguatu, Icó, Lima Campos e Pombal, relacionadas ao Grupo Rio do Peixe. Nestes sedimentos foram individualizadas as formações Antenor Navarro, Souza e Rio Piranhas. Na Bacia Potiguar, foram distintas: a Formação Gangorra, embora esta não ocorra em superfície; e o Grupo Apodi, consistindo das Formações Açu e Jandaíra. O Cenozóico é representado por sedimentos referidos como Formação Serra dos Martins,

restrita a porção centro-oriental da área, ocorrendo sob a forma de chapada isoladas; e pela Formação Faceira, resultante de acumulações de depósitos fluviais, localizada nos vales dos rios Jaguaribe e Banabaiú. Estas formações integram o Grupo Barreiras. Outras pequenas coberturas sedimentares de idades terció-quaternárias estão representadas sob a designação de Formação Moura e de Coberturas Elúvio-Colúviais. As aluviões constituem os depósitos mais recentes e formam um conjunto de sedimentos depositados nos vales dos principais rios da região ou em pequenas lagoas, porém não diferenciados na escala do mapeamento.

As unidades estratigráficas do Pré-Cambriano foram individualizadas e agrupadas com significado estritamente lito-estratigráfico. Isto implica numa subdivisão das rochas distinguidas e delimitadas com base nas características litológicas, completamente independente do conceito de tempo.

Este critério de separação envolvendo unidades lito-estratigráficas de rochas mapeáveis vem sendo aplicado em outras áreas pré-cambrianas, como o mais adequado para esse tipo de terreno (Bliss, 1968; Newton, 1968).

Com base no critério acima referido são reconhecidos: os Complexos Caicó, Tamboril-Santa Quitéria e Independência, predominantemente metamórficos, os quais se diferenciam entre si pelas associações litológicas e pelo grau de complexidade das deformações que apresentam; rochas de caracteres texturais comuns às rochas ígneas formadas em profundidade são reunidas sob a designação genérica de Rochas Plutônicas Granulares; seqüências ectníticas constituídas geralmente por um quartzito basal, associado a gnais, xistos, filitos e calcários, compondo o Grupo Ceará;

e por fim, os diques ácidos a hiper-ácidos, englobando gra
nitos filoneanos e pegmatitos.

Muito embora alguns nomes já conhecidos na literatu
ra geológica (Complexo Caicó, Grupo Ceará) tenham, em de
terminados trabalhos, significado cronoestratigráfico, aqui
são considerados apenas como unidades lito-estratigráficas,
razão pela qual evitou-se qualquer empilhamento, nas colu-
nas que acompanham os mapas geológicos deste trabalho, que
pudesse sugerir uma sucessão cronológica.

Uma análise resumida das dificuldades relacionada
das aos problemas geocronológicos da área do projeto, pode
ser observada em Brasil (1974), o que reforça a sistemática
aqui adotada para as unidades pré-cambrianas.

Dentro dessa ordem de idéias, o quadro estratigráf
ico proposto para a área do Projeto Rio Jaguaribe é o se
guinte :

PROJETO RIO JAGUARIBE
COLUNA ESTRATIGRÁFICA GENERALIZADA

QUATERNÁRIO

Aluviões (Qa): cascalhos, areias, siltes e argilas

TERCIÁRIO/QUATERNÁRIO

FORMAÇÃO MOURA
(TQm)

Cascalhos e areias silte-argilosas; coberturas colúvio-eluviais (TQc) areno-silte-argilosas, localmente lateritizadas.

FORMAÇÃO FACEIRA
(TQbf)

Conglomerados, arenitos e siltitos de cores variegadas, intercalações de argilas e cascalhos

TERCIÁRIO

FORMAÇÃO SERRA DO MARTINS
(Tbsm)

Arenitos grosseiros a conglomeráticos, arcoseanos, caulínicos, arenitos ferruginosos e lateritos

VULCANISMO CABUGI
(Tdb)

Diabásios e microsienogabros

CRETÁCEO

GRUPO RIO DO PEIXE

FORMAÇÃO RIO PIRANHAS (Kirpp): Brechas, conglomerados polimíticos e arenitos ar coseanos com intercalações de siltitos e folhelhos;

FORMAÇÃO SOUZA (Kirps): folhelhos e sill titos com intercalações de arenitos e conglomerados;

FORMAÇÃO ANTENOR NAVARRO (Kirpan): conglomerados, brechas e arenitos grosseiros; intercalações de folhelhos e sill titos.

GRUPO APODI

FORMAÇÃO JANDAÍRA (Ksaj): calcários litográficos, nodulosos, margosos e gredo sos; calcários bio-detriticos lumachelol sos e margas; intercalações de evaporit os, folhelhos e argilitos.

FORMAÇÃO AÇU (Ksaa): conglomerados e arenitos; intercalações de siltitos, fol helhos e argilitos; calcarenitos no top o.

FORMAÇÃO GANGORRA (Kig): folhelhos carb bonosos, micro-micáceos; intercalações de siltitos e arenitos caulínicos com inclusões calcíferas e margosas.

JURÁSSICO

Diques básicos (Jdb)

CAMBRO-ORDOVICIANO

GRUPO JAIBARAS

FORMAÇÃO APRAZÍVEL (eOja): brechas e conglomerados polimíticos com matriz arcoseana, arenitos conglomeráticos arcoseanos, folhelhos sílticos e siltitos argilosos;

FORMAÇÃO PACUJÁ (eOjp) : folhelhos, argilitos, e siltitos calcíferos, ardósias com intercalações de arenitos, veios de barita.

FORMAÇÃO MASSAPÊ (eOjm) : brechas, microbrechas, conglomerados polimíticos com matriz arcoseana, arenitos arcoseanos litofeldspáticos, calcíferos.

EOCAMBRIANO (eEdai)

Diques ácidos intermediários: riolitos, riódacitos pórfiros, dacitos, andesitos e traquitos

PRÉ-CAMBRIANO INDIFERENCIADO ESTRATIGRAFICAMENTE

DIQUES ÁCIDOS E HIPERÁCIDOS (p ϵ da) : leucogranitos , granitos alcalinos, granitos equigranulares, veios de quartzo e pegmatitos; GRUPO CEARÁ (p ϵ ce): muscovita-quartzitos, biotita-muscovita-granada-xistos, biotita-xistos, filitos, muscovita - biotita-gnaisses e calcários cristalinos; COMPLEXO INDEPENDÊNCIA (p ϵ i): gnaisses leocráticos, metarcóseos, augen-gnaisses, gnaisses a biotita e hornblenda , sillimanita-granada-gnaisses, anfibolitos, metagrauvas, leptitos e calcários cristalinos; COMPLEXO TAMBORIL-SANTA QUITÉRIA (p ϵ t-sq): gnaisses, migmatitos e granitóides ; ROCHAS PLUTÔNICAS GRANULARES - granitóides: granitos, granodioritos e monzonitos (p ϵ g); sienitos (p ϵ si); e gabróides : dioritos (p ϵ d), gabros (p ϵ gb) e ultrabasitos (p ϵ ub); COMPLEXO CAICÓ (p ϵ c): gnaisses e migmatitos com núcleos de nebulitos e anaxistos, lentes de anfibolitos, calcossilicáticas e calcários cristalinos.

Alguns diques de diabásio, mormente aqueles situados na extremidade sudoeste da área, muito provavelmente estão correlacionados com o vulcanismo da Bacia do Meio Norte (Parnaíba) devido a relativa proximidade, e por isto são colocados no Júrássico. Os demais diques de diabásio encontrados no restante da área, estão posicionados no Terciário e correspondem aos prolongamentos ocidentais do 'Vulcanismo' Cabugi.

PRINCIPAIS ESQUEMAS ESTRATIGRAFICOS DESENVOLVIDOS NA REGIÃO DO SERIDÓ E ADJACÊNCIAS

R. CRANDALL, 1910	H. EBERT, 1955	H. EBERT e COLABORADORES (1961-1962) A. B. RAO, 1964	A. R. MEUNIER, 1964	H. EBERT, 1966	J. A. M. FERREIRA, 1967	H. EBERT, 1969, 1970	FERREIRA e ALBUQUERQUE, 1969; ALBUQUERQUE, 1970 (PROJETO SCHLEITENFELDER, JAGUARIBE - CE)
<p>2) SÉRIE CEARÁ: ANTICLINALSÓL, COM QUARTZITOS, ARENITOS E CALCÁRIOS (MARMORE)</p>	<p>5) XISTO SERIDÓ (MOPAES, 1924): MICAXISTOS / QUARTZÍTICOS OU ARCOSÍANOS</p> <p>4) CALCÁRIO QUIXABA: MICAXISTOS COM CALCÁRIOS ESCANITOS</p> <p>3) GRUPO PARELHAS: ARCOSÍOS / GRANÍTICOS E CONGLOMERADOS</p> <p>2) QUARTZITO EQUADOR: QUARTZITO MICAICO OU CONGLOMERÁTICO</p>	<p>SÉRIE CEARÁ (ALCONQUIANO)</p> <p>F. SERIDÓ: MICAXISTOS GRANATÍFEROS, ETC.</p> <p>F. FLOFÂNIA: QUARTZITOS E MICAXISTOS (PARELHAS SUPERIOR)</p> <p>F. QUIXABA: CALCÁRIOS, ESCANITOS, XISTOS (PARELHAS E GNAISSES MÉDIA)</p> <p>F. PARELHAS: ARCOSÍOS, GRANULITOS, ETC. (PARELHAS)</p> <p>F. EQUADOR: QUARTZITOS MICÁCEOS</p>	<p>FORMAÇÃO SERIDÓ</p> <p>MICAXISTOS</p> <p>COMPLEXO CAICÓ</p> <p>QUARTZITOS E CONGLOMERADOS</p> <p>ALTERNÂNCIA DE GNAISSES E QUARTZITOS</p> <p>PORTE INFERIOR POUCO DEPENDIDA</p>	<p>FLOFÂNIA</p> <p>FLOFÂNIA SUPERIOR</p> <p>FLOFÂNIA INFERIOR (SEQUÊNCIA CLÁSTICA SUP. COM FÁCIES LOCAL "SERIDÓ")</p> <p>F. QUIXABA: (SEQUÊNCIA RICA EM CALCÁRIOS E ESCANITOS DESCONTÍNUOS)</p> <p>F. PARELHAS: (SEQUÊNCIA CLÁSTICA INFERIOR, / INCLUI FÁCIES LOCAL "EQUADOR")</p>	<p>SÉRIE SERIDÓ: BOTA-BASTOS, NIVEIS CALCÁRIOS E GNAISSES-COS</p> <p>F. JUCURUTU: GNAISSES A EPICLITO, CALCÁRIOS, / TACTITOS, XISTOS EM LENTES</p> <p>HORIZONTE EQUADOR: QUARTZITOS CONGLOMERADOS</p> <p>XISTOS E CALCÁRIOS</p> <p>F. CAICÓ: ARCOSÍOS E AMPHIBOLITOS</p> <p>F. SÃO VICENTE: ARCOSÍOS, LENTES DE AMPHIBOLITO</p> <p>F. LAGES: ARCOSÍOS, XISTOS, AMPHIBOLITOS, QUARTZITOS ÀS VEZES</p>	<p>ÁREA ORIENTAL</p> <p>SERIDÓ</p> <p>PRE-CAMBRIANO SUPERIOR</p> <p>QUIXABA</p> <p>PARELHAS / EQUADOR</p> <p>ÁREA NORTE-OCIDENTAL</p> <p>SERIDÓ MICAXISTOS s.s.</p> <p>MEMBRO B. J. SERIDÓ</p> <p>FLOFÂNIA SUP: GNAISSES, ARCOSÍOS E EPICLITO - QUARTZITOS</p> <p>FLOFÂNIA INF: GNAISSES, ARCOSÍOS, GRANULITOS E QUARTZITO</p> <p>QUIXABA: CALCÁRIOS, TACTITO, METARCOSÍO E / GNAISSE</p> <p>PARELHAS: ARCOSÍOS, GRANULITOS, COM GNAISSES, XISTOS (EQUADOR: MUSCOVITA / QUARTZITO.)</p>	<p>PRE-CAMBRIANO ANTIGO</p> <p>GRUPO CAICÓ</p> <p>GRUPO SERIDÓ</p> <p>GRUPO EQUADOR</p> <p>GRUPO PARELHAS</p>
<p>1) COBERTURA EVAPORITICA: GNAISSES E OUTROS XISTOS CRISTALINOS (INDIVISÓ)</p>	<p>1) XISTO INFERIOR: MICAXISTO E QUARTZITO (DESIGNAÇÃO ABANDONADA)</p>	<p>ARQUEANO / PRE-ALCONQUIANO: MICAXISTOS, ORTOGNASSES, ULTRABASITOS, GRANITOS</p>		<p>PRE-CAMBRIANO ANTIGO</p>	<p>SÉRIE PRE-CEARÁ: (ARQUEANO) ROCAS MICATIZADAS, NÚCLEOS DE ANTICLINALS</p>	<p>PRE-CAMBRIANO MÉDIO: GRUPO SÃO VICENTE: MIGNATITOS, ORTOGNASSES, AMPHIBOLITOS</p>	<p>EMBRASAMENTO PRE-CAICÓ: MIGNATITOS, NÚCLEOS</p>

FONTE: BRITO NEVES, 1973

FIGURA - 6



ESQUEMAS ESTRATIGRÁFICOS DO ALTO, MÉDIO E BAIXO JAGUARIBE E ÁREAS ADJACENTES

H. SMALL, 1913 (ARARIPE e ADJACÊNCIAS)	CRUZ, PAIVA e M. NETO, 1970 (FOLHA JAGUARIBE - SO)	ALBUQUERQUE, I.P.T., 1972 (FOLHA JAGUARIBE - SE)	SUDENE/ASMIC, 1967 ALTO, MÉDIO E BAIXO-JAGUARIBE	J. MANOEL FILHO, 1972 (FOLHA JAGUARIBE - NE)
XISTOS ARGILOSOS, INTERCALAÇÃO DE QUARTZITO e CALCÁRIO (S. CEARÁ, CAMBRIANO?)	FILITOS, XISTOS VERDES	<u>FORMAÇÃO CACHOEIRINHA</u> = XISTOS VERDES	ARDÓSIAS, FILITOS SERICITA - XISTOS	_____
	MICAXISTOS	<u>FORMAÇÃO SERIDÓ</u> = MICAXISTOS	MICAXISTOS e XISTOS COM NÍ- VEIS E LENTES DOLOMÍTICAS NO TOPO	<u>FORMAÇÃO SERIDÓ</u> = MICAXISTOS
		<u>FORMAÇÃO EQUADOR</u> = QUARTZITOS	QUARTZITOS (OROS, BANABUIÚ) BASAIS	<u>FORMAÇÃO EQUADOR</u> = QUARTZITOS DOMI- NANTES
	GNAISSES e XISTOS CRISTALINOS (ARQUEOZÓICOS?) COM INSTRUSÕES GRANÍTICAS	MIGMATITOS / GNAISSES MIGMATITOS HETEROGÊNEOS ANATEXITOS GRANITOS SINCINEMÁTICOS	<u>GRUPO CAICÓ</u> METARCÓSIOS, XISTOS, QUARTZITOS, PARANFIBOLITOS GNAISSES METASSOMÁTICOS GRANITOS SINCINEMÁTICOS	GNAISSES A DUAS MICAS, BIOTI- TA-GNAISSES, BANCOS DE LEPTINITOS, MIGMATITOS MIGMATITO FACIDAL (FAIXAS) MIGMATITO GRANÍTICO GRANITOS CONCORDANTES
_____	_____	_____	_____	_____

FONTE: BRITO NEVES, 1973

FIGURA - 7



ESQUEMAS ESTRATIGRÁFICOS DA REGIÃO CENTRO-OCCIDENTAL DO CEARÁ

EGUPP, 1969 (IPÚ-RERIUTUBA-CE)	G.F.RIBEIRO, 1966 (QUADRÍCULA CRATEUS)	ADEL BARRETO, 1967 (QUADRÍCULA INDEPENDÊNCIA-CE)	SILVA e SILVA, 1970 (FOLHA FORTALEZA-SO)	O. LEAL, 1970 (FOLHA JAGUARIBE, NO)
<p style="text-align: center;"><u>GRUPO JAIBARAS</u></p> <p>(INTRUSIVAS GRANÍTICAS, DIORÍTICAS E GRANODIORÍTICAS)</p> <p>MIGMATITO</p> <p>BIOTITA-GNAISSES COM INTERCALAÇÕES CALCÁREOS, ANFIBO- LITOS, HORNFELS</p> <p>CALCO-SILICÁTICO</p>	<p style="text-align: center;">MICAXISTOS</p> <p>PARAGNAISSES</p> <p>ORTOGNAISSES</p> <p>ANFIBOLITO</p> <p>MIGMATITOS</p>	<div style="display: flex; align-items: center; justify-content: center;"> <div style="writing-mode: vertical-rl; transform: rotate(180deg); font-weight: bold; margin-right: 5px;">SÉRIE CEARÁ</div> <div style="border-left: 1px solid black; border-right: 1px solid black; padding: 5px;"> <p style="text-align: center;"><u>GRUPO EMATUBA</u></p> <p>GNAISSES BIOTITA-XISTOS CALCÁREOS E ESCAR- NITOS QUARTZITOS A MUS- COVITA</p> <p style="text-align: center;"><u>GRUPO INDEPENDÊNCIA</u></p> <p>(QUARTZITO) GNAISSES FACÓIDAI COM GRANADA BIOTITA-GRANADA XISTOS</p> <p style="text-align: center;"><u>GRUPO CRUZETA</u></p> <p>GN. LEPTINÍTICO PRE- DOMINANTE INTERCALAÇÕES DE / GNAISSES A HORN BLENDA E BIOTITA GNAISSES GRANÍTICOS</p> </div> </div>	<div style="display: flex; align-items: center; justify-content: center;"> <div style="writing-mode: vertical-rl; transform: rotate(180deg); font-weight: bold; margin-right: 5px;">PRÉ-CAMBRIANO INDIVISO</div> <div style="border-left: 1px solid black; border-right: 1px solid black; padding: 5px;"> <p style="text-align: center;"><u>GRUPOS BAMBUI E JAIBARAS</u></p> <p>MICAXISTOS (VALE DO CURÚ)</p> <p>GNAISSES DOMINANTES</p> <p>MIGMATITOS DOMINANTES</p> <p>GRANITOS DE ANATEXIA</p> <p>MIGMATITOS (?)</p> </div> </div>	<div style="display: flex; align-items: center; justify-content: center;"> <div style="writing-mode: vertical-rl; transform: rotate(180deg); font-weight: bold; margin-right: 5px;">PRÉ-CAMBRIANO INDIFERENCIADO</div> <div style="border-left: 1px solid black; border-right: 1px solid black; padding: 5px;"> <p style="text-align: center;"><u>GRUPO JAIBARAS</u></p> <p>CALCÁRIOS</p> <p>MICAXISTOS (VALE CURÚ E GANINDE)</p> <p>GNAISSES</p> <p>MIGMATITOS (COM INTERCA- LAÇÕES DE CALCÁREOS / METAMÓRFICOS)</p> <p>GRANITOS</p> </div> </div>
<p style="text-align: center;">F. QUIXABA (?)</p>				

FONTE: BRITO NEVES, 1973

FIGURA - 8



6.2 - Unidades Estratigráficas

6.2.1 - Complexo Caicó (p9c)

O Complexo Caicó ocorre largamente por toda a área do Projeto, correspondendo a maior unidade, em termo de distribuição geográfica. Foi descrito originalmente por Meunier (in Ferreira, 1967a), onde o autor o define como uma espessa seqüência de metarcóseos, gnaisses e migmatitos. Ferreira (1967b) em trabalho de mapeamento geológico definiu como Complexo Caicó na região homônima, toda uma seqüência constituída de xistos, metarcóseos, gnaisses e migmatitos, situada estratigraficamente abaixo do Horizonte Equador. O próprio Ferreira (1967b), esboçou uma tentativa de uma nova divisão estratigráfica para o Pré-Cambriano na região do Seridó, onde o Complexo Caicó ocuparia a posição mais inferior do Grupo Ceará.

Posteriormente, toda a seqüência foi investigada e ampliada por Ferreira & Albuquerque (1969), onde segundo estes autores o Complexo Caicó repousa discordantemente sobre um embasamento pré-cambriano mais antigo. Sua litologia constituía-se de gnaisses diversos, com intercalações de meta-arcósios, para-anfibolitos e xistos, parcial ou totalmente migmatizados.

No presente trabalho, os critérios adotados para a identificação desta unidade foram de ordem litológica, uma vez que não foi possível estabelecer uma subdivisão cron-estratigráfica, com os subsídios disponíveis na atualidade. Daí, procurou-se estabelecer uma uniformização tão correta quanto possível, a respeito da nomenclatura a ser adotada, e então, optou-se pela denominação de Complexo

Caicó, uma vez que esta unidade já é conhecida na literatura, cujos trabalhos foram desenvolvidos em áreas vizinhas à deste Projeto, e onde a similaridade dos terrenos é evidente, favorecendo assim a sua aplicabilidade.

Segundo este conceito, denominou-se de Complexo Caicó, toda uma seqüência constituída de gnaisses variados, incluindo lentes de metarcóseos, para-anfibolitos, quartzitos e calcários cristalinos e migmatitos com as mais diversas estruturas, desde as mais foliadas, como gnaisses, até às homogêneas como os anatexitos, no sentido litoestratigráfico.

O Complexo Caicó, distribuí-se por toda a área do Projeto Rio Jaguaribe, cobrindo uma superfície de aproximadamente 50% do total. Bons afloramentos são encontrados em toda a área, como na região a oeste da Falha de Tauá, entre Senador Pompeu-Acopiara-Solonópole, na faixa compreendida entre as Falhas de Orós e Jaguaribe, na região circundada pelos "maciços" graníticos das porções nordeste e sudeste da área e, ao S, na região compreendida entre Cajazeiras e Malta.

O comportamento morfológico da unidade, de uma maneira geral, apresenta uma feição topográfica aplainada geralmente no domínio das litologias migmatíticas mais homogêneas e uma feição ondulada com pontuações serranas, no domínio das litologias gnáissicas e migmatíticas foliadas.

A foliação apresenta duas direções preferenciais do "Trend" regional, uma NE-SW, conspicuamente desenvolvida em quase toda área do Projeto e outra E-W, ocupando a porção sul na zona transversal do Lineamento Patos.

O estilo de dobramento das rochas do Complexo Caicó é bastante variável, com os parâmetros mudando constantemente de atitudes, tornando assim difícil a identificação de um tipo padrão. Localmente podem ser encontrados dobramentos desarmônicos (foto nº 64), micro-dobramentos nos flancos de dobras maiores (foto nº 70), "drag folds" (foto nº 69), dobras em "chevron" (foto nº 66) e "flexural-slip" (foto nº 61), apresentando ainda, constantes braquidobras e terminações periclinais com planos axiais sub-horizontais e eixo com "plunge". Outro caráter marcante, é o desenvolvimento acentuado da lineação "b".

Todo este comportamento está subordinado ao singular sistema de falhamento, atuante na área do Projeto, cujo enfoque especial será apresentado no capítulo de geologia estrutural.

O Complexo Caicó apresenta uma associação litológica bastante variada, constituída por gnaisses e migmatitos, onde, nos gnaisses podem ocorrer zonas de biotita-gnaisses, muscovita-biotita-gnaisses, gnaisses bandeados, gnaisses facoidais, hornblenda-biotita-gnaisses, gnaisses epibolíticos e, nos migmatitos as estruturas mais comuns são as dobradas, flebítica, embrechítica, estromática, schlieren, nebulítica e anatexítica. Intercalados no seio desta associação litológica, encontram-se corpos lenticulares de quartzitos, metarcóseos, anfibolitos, itabiritos, tactitos e calcários cristalinos. Ao longo dos falhamentos, são encontrados gnaisses cataclásticos, cataclasitos e milonitos e ultra-milonitos.

Os gnaisses apresentam boas exposições nas quatro áreas mapeadas. Na porção noroeste, os melhores afloramentos

estão entre Senador Pompeu-Fiquet Carneiro-Tataíra e nos arredores de Milhã, onde aparece uma assembléia petrográfica formada por biotita-gnaisses, muscovita-biotita-gnaisses, gnaisses facoidais e gnaisses epibolíticos. Neste último termo aparecem relíctos xistosos com palhetas de grafita. Ao longo da Falha de Senador Pompeu aparecem gnaisses cataclásticos, cataclasitos e milonitos. Na faixa compreendida entre Acopiara-Suquarana-Saboeiro, dominam os gnaisses epibolíticos com relíctos xistosos grafitosos nos arredores de Acopiara, biotita-gnaisses e muscovita-biotita-gnaisses, ao longo da serra dos Bastiões. Entre as Falhas de Tatajuba e de Aiuaba, dominam biotita-gnaisses finos, hornblenda-biotita-gnaisses, ambos com intercalações de anfibolitos, gnaisses facoidais e cataclásticos. Em uma faixa nos arredores de Riacho Verde, dominam epibolitos e hornblenda-biotita-gnaisses de granulação fina; na região de Laranjeira-Pasta-Nova Floresta ocorrem gnaisses facoidais e hornblenda-biotita-gnaisses (foto nº 03), em uma estreita faixa a leste de Jaguaribe indo até os arredores N da "Bacia do Icó", constituída de biotita-gnaisses laminados com intercalações de metarcóseo (foto nº 01). Na região compreendida entre Alto Santo e Iracema, dominam os hornblenda-biotita-gnaisses laminados e algo migmatizados, gradando para gnaisses migmatizados (epibolitos) comuns nos arredores de Potiretama (foto nº 05). O biotita-gnaisse laminado, dos arredores da Lagoa Grande (foto nº 06) e da região Potiretama e Rodolfo Fernandes, geralmente encontra-se intercalado com leitões de metarcóseo (foto nº 02), podendo ainda gradar para gnaisse facoidal (foto nº 04) ao sul de Iracema. Na faixa entre Ema e a falha de Jaguaribe, predominam os tipos gnaissicos ricos em hornblenda. A medida que aproximam das falhas, estas

rochas vão se tornando feldspatizadas, desenvolvendo proeminentemente laminação até serem transformadas em cataclasitos. Na região de Tenente Ananias-Sta. Cruz e Pau dos Ferros - Rafael Fernandes dominam gnaisses ricos em biotita. Os termos gnáissicos façoidal e feldspático tem melhores representações na faixa compreendida entre a Falha de Orós e o rio Jaguaribe, muitas vezes circundando núcleos de anatexitos e nebulitos. Entre Lavras da Mangabeira, Baixio e Ipaumirim, predominam os gnaisses bandeados, com lentes de anfibolito e leitos de metarcóseos.

As análises petrográficas mostram que os minerais essenciais são sempre o quartzo, plagioclásio e biotita, podendo ter ainda microclina, muscovita e hornblenda, dependendo das variações e os acessórios são, em média, zircão, apatita, titanita, opacos e minerais de alteração. A textura pode ser granoblástica, granolepidoblástica, granolepidoblástica-orientada, e às vezes cataclástica. Em geral a rocha é formada por uma matriz de granulação média, podendo ter facóides de feldspato no caso dos gnaisses façoidais, tornar-se mais fina como nos hornblenda-biotita-gnaisses ou transformar-se em cataclasito.

O plagioclásio geralmente ocorre em cristais grandes, geminados ou não, às vezes irregulares, com extinção ondulante, denteamento nos bordos e intercrescimento mirmequítico. O quartzo ocorre em cristais irregulares, ora em agregados, ora em faixas alongadas, apresentando fenômeno de denteamento e forte extinção ondulante, podendo ainda apresentar-se como inclusões globulares nos feldspatos. A microclina é frequentemente pertítica, intercrescida com o quartzo e o plagioclásio, ou como pequenos porfiroblastos

ocelares ou tubulares, podendo apresentar ou não geminação. Os minerais máficos ocorrem geralmente formando aglomerados ou dispostos em faixas por entre os componentes félsicos, orientados preferencialmente. Dentre eles, o maior destaque é para a biotita em pequenas palhetas levemente pleocróicas, ou em lamelas desenvolvidas, micro-encurvadas, bordejando os cristais de feldspato e às vezes podendo alterar para clorita. A muscovita quando ocorre está sempre associada à biotita. A hornblenda geralmente está orientada preferencialmente em pequenos prismas, contornando os componentes félsicos e associada a biotita. Os acessórios ocorrem em pequenos grãos esparsos, ou com pequenas "manchas" de alteração nos feldspatos ou na biotita.

Os migmatitos estão também amplamente distribuídos dentro do Complexo Caicó, cujas estruturas podem apresentar elementos planares, como as embrechítica, dobrada, flebítica e estromática; e ausência ou tênue lineação como as estruturas schlieren, nebulítica e anatexítica. É interessante salientar que estas facies não possuem uma zona de predominância rigidamente delimitada, pois facilmente se encontra mais de uma destas facies em um mesmo afloramento.

No quadrante noroeste, na região a oeste da Falha de Tauá, na região ao norte da BR-226, entre as cidades de Senador Pompeu e Solonópole e a nordeste de Quixeramobim, predominam migmatitos mais homogêneos, bordejando as Rochas Plutônicas Granulares. Os migmatitos com estruturas planares desenvolvidas apresentam um domínio na região ao sul da BR-226 entre Senador Pompeu e Solonópole, na faixa compreendida entre as falhas de Senador Pompeu e de Sabonete-Inharé, nas regiões de Boa Viagem e no extremo noroeste

de Quixeramobim,

A oeste da Falha de Tauá as estruturas mais comuns de serem encontradas são nebulíticas, schlieren e anatexítica. Ocorre ainda ao sul da serra da Joanhina exemplos de estruturas embrechítica e dobrada. Na região de Boa Viagem e extremo noroeste de Quixeramobim, dominam as estruturas embrechítica, estromática, flebítica e dobrada, enquanto que nos arredores do açude Morengo há uma abundância de corpos anfibolíticos intercalados com leitos quartzo-feldspáticos bastante cataclasados. Na região entre as falhas de Senador Pompeu e Sabonete-Inharé, dominam as facies estromática, flebítica, dobrada e embrechítica. A nordeste de Quixeramobim dominam os embrechitos e as estruturas transicionais para os granitos e granodioritos, com o aparecimento de porfiroblastos de microclina na facies anatexítica. Na região compreendida entre Senador Pompeu-Solonópole-Acopiara, as estruturas dominantes são as estromática, flebítica, dobrada e epibolíticas, estas associadas aos gnaisses. Ao norte da BR-226, entre as duas primeiras cidades citadas, dominam tipos com estruturas nebulítica, embrechítica e anatexítica, podendo mais raramente apresentar estrutura agmática. Um fenômeno que geralmente ocorre é o contato transicional destes migmatitos para os granitos e granitoides, através de um enriquecimento de porfiroblastos de microclina.

Na porção sudoeste da área dominam as estruturas schlieren, embrechítica, nebulítica e anatexítica, como a sudoeste de Tauá nas regiões de Aiuaba e Assaré, bordejando os corpos graníticos ao sul de Suçuarana, leste de Acopiara e arredores de Riacho Verde e Várzea Alegre. As estruturas

dobrada, estromática, flebítica e aquelas tão foliadas como os epibolitos, apresentam amplo domínio em toda a unidade.

Na porção nordeste, os migmatitos com estruturas embrechítica, estromática, flebítica, dobrada e as intimamente associadas aos gnaisses, como as epibolíticas, dominam por toda a faixa compreendida entre Solonópole e Jaguarétama, com exceção dos gnaisses que bordejam o Grupo Ceará. No sudeste da área estes migmatitos bordejam também rochas graníticas. As estruturas mais homogêneas predominantes na região de Jaguaribe-Jaguaribara também circundam rochas graníticas.

Também na porção sudeste ocorrem estruturas nebulítica, schlieren, anatexítica e embrechítica, nas regiões de Cajazeiras, Belém do Brejo do Cruz-Junco, a sul de Martins e de Lagoa, a leste de Nazarezinho, a sul de Malta e de Paulista e entre Marcelino Vieira e José da Penha. As estruturas estromática, flebítica e dobrada apresentam seus melhores afloramentos nas regiões de Engenheiro Ávidos, Cachoeira dos Índios, Aurora, Condado, Almino Afonso, Pau dos Ferros e Jericó-Paulista.

Os migmatitos com estruturas planares bem desenvolvidas geralmente possuem uma textura grosseira, cor cinza, exibindo muitos dobramentos, micro-dobramentos desarmônicos (foto nº 70). Os constituintes básicos do paleossoma são biotita, quartzo e pouca hornblenda, intercalados com veios ou agregações quartzo-feldspática e pegmatóide que constituem a porção neossomática. O arranjo entre o paleossoma e o neossoma forma diversas estruturas: estromática (foto nº 10); flebítica (fotos nºs 08 e 09) do-

brada (fotos nºs 12 e 13); embrechítica (foto nº 07); ou apresenta "boudinage" (foto nº 19) e ainda rarefação progressiva do aspecto foliado e dos diques, atestando assim sua evolução para uma grande homogeneidade.

São comuns nestes migmatitos, a presença de veios de quartzo, aplitos, pegmatitos e veios graníticos preenchendo fraturas multidirecionais e, corpos anfibolíticos concordantes.

Os migmatitos com estruturas homogeneizadas são geralmente de cor cinza clara, e textura média a grossa, e constituídos essencialmente por quartzo, feldspato e biotita. A penetração de mobilizados ácidos ao longo de fraturas, associados a pequenos deslocamentos, acarreta a presença de "drag-folds", como podemos observar nas fotos nºs 69, 18, ou dobramentos em "chevron" (foto nº 66). A estrutura schlieren apresenta um paleossoma de textura fina enquanto que o neossoma pode já estar granitizando toda a rocha ou ainda apresentar porções pegmatóides, (foto nº 16). Estruturas nebulíticas e anatexíticas, apresentam-se bem granitizadas, diferindo no tênue arranjo das lineações difusas que ocorrem nos nebulitos e a raridade de lineações nos anatexíticos, que são verdadeiros ápices de granitização (fotos nºs 15, 16, 17).

Pequenos micro-falhamentos, podem apresentar um visível deslocamento nas estruturas, às vezes perceptíveis pela presença dos veios ácidos como na foto 18. Uma estrutura que pode ocorrer na faixa de transição entre migmatitos foliados e os homogeneizados é a em "raft", bem visível na foto nº14.

Incluídos nas litologias do Complexo Caicó, são encontrados anfibolitos com muita frequência, principalmente a nordeste de Boa Viagem onde tais rochas são abundantes. São encontradas em formas lenticulares que quando espessas, impõem ao solo uma cor avermelhada; itabiritos em pequenas ocorrências isoladas; tactitos, mineralizados ou não também são frequentes em toda a unidade, ocorrendo sob forma de veios concordantes ou não com a encaixante; e calcários cristalinos de cor branca, cinza ou creme, bastante recristalizados, de grã média, as vezes comportando impurezas de minerais calcossilicáticos e de grafita. Seu modo de ocorrência é sob forma de lentes, algumas bastante significativas como as que são encontradas nos arredores da serra do Quincuncá, na porção sudoeste da área, e a nordeste de Riacho da Cruz ao sul da borda da Chapada do Apodí.

O Complexo Caicó apresenta grandes variações na intensidade dos processos de migmatização na sua assembléia petrográfica, tornando difícil a análise e caracterização de seu grau metamórfico. A associação mineral mais comum é a quartzo-plagioclásio-hornblenda-biotita, e segundo Mehnert (1968), a associação plagioclásio-hornblenda caracteriza a facies almandina-anfibolito.

6.2.2 - Rochas Plutônicas Granulares

Trabalhos de âmbito regional ou específico, versando sobre aspectos diversificados tais como mapeamento regional, estudos petrológicos, além de outros dedicados à geologia econômica, abordaram em várias ocasiões, ocorrências de rochas plutônicas granulares aflorantes na área do projeto. Alguns destes trabalhos, são aqui destacados por

contribuïrem decisivamente para um melhor conhecimento daqueles corpos intrusivos.

Santos (1969), em estudo efetuado na regiãõ em torno de Belém e Brejo do Cruz, no Estado do Rio Grande do Norte, analisou os diversos eventos de granitizaçãõ e migmatizaçãõ atuantes nesta área. Reconheceu duas fases principais do processo granitizante refletidas nas facies porfiróide e equigranular.

Em 1969, Ferreira & Albuquerque identificaram corpos graníticos e granodioríticos distribuidos na parte leste da regiãõ a atualmente estudada. Estabeleceram correlações com os granitos Itaporanga e Itapetim de Almeida et alii (1967).

Algumas das ocorrências de granitos situadas no setor noroeste, próximas a Quixeramobim, foram descritas sucintamente por Leal (1970). Foram relacionadas de modo particular granitos porfiróides a duas micas, posicionados na regiãõ situada a nordeste de Quixeramobim. Cruz & França (1970) reconheceram manifestações de "granitos sincinemáticos" a norte de Assaré e próximo de Jucás.

Em trabalho efetuado em Senador Pompeu, objetivando o mapeamento geológico e cadastramento de ocorrências de scheelita em área de 3.055 km², Souza & Santos (in: Torres et alii, 1973), registraram a presença de rochas plutônicas na regiãõ. Foram discriminados dois tipos principais de granitos texturalmente distintos: porfiróide e equigranular.

Oliveira et alii (1974) em mapeamento efetuado na regiãõ de Cococí descreveram representações de intrusivas ácidas e básicas no setor sudoeste da regiãõ presente

mente abordada.

Devem ser mencionados ainda, um grande número de mapeamentos geológicos executados por alunos do Curso de Geologia da Universidade Federal de Pernambuco que tratam de problemas relacionados com rochas plutônicas granulares integradas na área deste Projeto.

As rochas incluídas na categoria de plutônicas granulares estão aqui subdivididas em 3 grandes subgrupos: granitóides, sienitos e gabróides.

A grande maioria destes corpos (exceção feita a alguns ultrabasitas) situa-se a norte do Lineamento Patos, encaixados em diversas unidades lito-estratigráficas, mais freqüentemente no Complexo Caicó.

Os termos ácidos granodioríticos-graníticos são equivalentes aos tipos Itaporanga e Itapetim, de Almeida et alii (op. cit.) definidos como rochas sintectônicas a tardi-orogênicas.

Os corpos básicos por seu turno constituem des de massas relativamente extensas e alongadas (a exemplo do Maciço de Tauá) até corpos menores sub-circulares. Enclaves diversos destes basitos são freqüentemente encontrados nas zonas granitizadas.

A singular ocorrência de granitóide situada a oeste da Falha de Senador Pompeu, entre esta cidade e Quixeramobim, estendendo-se em direção a Quixadá, possui peculiar heterogeneidade textural e petrográfica, tornando impossível estabelecer tipo ou tipos dominantes.

Os corpos sieníticos são muito pouco freqüentes limitando-se às duas únicas ocorrências, uma das quais situ

ada na zona do grande Falhamento Tatajuba-Malta.

6.2.2.1 - Granitóides (p e g)

Constituindo os corpos plutônicos ácidos individualizados, são encontradas associações granodioríticas-graníticas porfiróides e equigranulares, responsáveis pela maior parte do total das rochas plutônicas aflorantes na área.

Encontram-se distribuídas em várias localidades por toda região estudada com especial concentração no quadrante SE. São, via de regra, corpos alongados, concordantes com a estruturação regional NNE-SSW.

Devem ser ressaltadas extensas ocorrências semelhantes à grandes "facólitos", dentre os quais anotam-se os maciços de Pereiro, Brejo do Cruz e Catolé do Rocha. Convém salientar que o termo maciço é aqui empregado sem nenhuma implicação geotectônica, definindo apenas grandes massas de rochas plutônicas abrangendo áreas relativamente extensas.

Apresentam feições morfológicas das mais variadas, indo desde terrenos arrasados ou suavemente ondulados, a expressões mais elevadas em forma de inselbergs e serras, entre as quais merecem destaque as serras do Pereiro, do Bastiões, do Aimoré, Vermelha, entre outras, com altitude máxima da ordem de 800 m.

As formas de contato estabelecidas com as rochas encaixantes são igualmente diversificadas. Admitem desde o contato nítido (brusco) ao gradacional, passando para zonas essencialmente migmatíticas. Exceção deve ser feita aos contatos por falha, onde se observa o desenvolvimento

de notável cataclase.

Amostragens efetuadas nos diversos corpos revelaram acentuada semelhança nas associações petrográficas. Predominam os tipos granodioríticos-graníticos com facies intermediárias quase sempre monzoníticas. Além de textura porfiróide (foto nº 22), caracterizam-se por apresentar coloração cinza à rósea com termos leucocráticos e mesocráticos, e teores de quartzo bastante baixos em relação ao normal.

Do ponto de vista petrográfico, essas rochas calco-alcalinas, classificam-se como biotita-granodioritos porfiróides, biotita-granitos porfiróides e monzonitos porfiróides com ou sem hornblenda. Incluem, vez por outra, remanescentes de gnaisses migmatizados e "manchas" de rochas "básicas" dioríticas ou gabróides.

O estudo microscópico de diversas seções delgadas da facies predominante revelou uma textura porfiroblástica, formada por grandes cristais de microclina dispostos em uma matriz heterogranular granodiorítica ou granítica, composta essencialmente de oligoclásio, microclina e biotita com quantidade subordinada de hornblenda e teores acessórios de titanita, apatita, sericita, zirconita e opacos. A microclina apresenta-se geralmente inalterada englobando cristais subedrais e relíquias de plagioclásio, cujas bordas mostram-se mais sódicas, além de biotita e epídoto. É comum a presença de mirmequitas ao longo dos contatos entre os cristais de microclina e plagioclásio. Este último, ao contrário da microclina, ocorre incipientemente alterado para argila, sericita e epídoto. Às vezes, pequenos cristais de plagioclásio agrupam-se granoblasticamente ao

redor da microclina. A biotita, o anfíbólio e acessórios, mostram-se comumente segregados em relação aos componentes félsicos da rocha.

Análises modais efetuadas em amostras padrão da facies porfiróide revelou a seguinte composição percentual média:

Quartzo	18,15%
Microclina	41,09%
Plagioclásio + Sericita + carbonato saussuritizado	23,43%
Biotita + clorita	7,04%
Hornblenda	1,62%
Acessórios	2,24%
Intercrescimentos mirmequíticos	<u>6,39%</u>
T O T A L	99,96%

Variações nas proporções dos componentes félsicos (quartzo e feldspato) ensejam o aparecimento das diversas facies granodiorítica, granítica e monzonítica.

Em determinados locais das diversas ocorrências observadas, este tipo porfiróide assume o aspecto de um augen-gnaisse por efeito de um metamorfismo dinâmico mais atuante. Este aspecto se verifica principalmente nas proximidades de contatos falhados, a exemplo da borda leste do maciço de Pereiro e no extremo nordeste do maciço de Catoilé do Rocha.

De composição idêntica, porém com presença menos marcante, são encontrados tipos equigranulares em íntima associação com a facies porfiróide, com passagem brusca ou gradativa de uma para outra. De um modo geral os ti-

pos de granulação média , contidos nestes corpos, possuem coloração cinza clara, muito raramente evidenciando orientação nos seus constituintes mineralógicos. No exame microscópico, exibem uma textura xenomórfica granular isotrópica , podendo eventualmente assumir uma orientação grosseira (mercê do alinhamento dos minerais micáceos); constitui-se essencialmente de microclina, oligoclásio e quartzo, com quantidade subordinada de biotita e frações acessórias de titanita, alanita, anfibólio, apatita, epídoto e carbonato secundário. A microclina, geralmente pertítica, associa-se intimamente ao plagioclásio, envolvendo-o e substituindo-o, não sendo incomum a presença de cristais mistos constituídos de plagioclásio e microclina. O plagioclásio aparece em cristais xenomórficos, ora argilizados, sericitizadas, ou carbonatizados. Frequentemente mostra coroas mais sódicas principalmente quando em contato com a microclina; o quartzo ocorre em cristais anedrais intersticiais em relação ao feldspato, pelo aumento da proporção em plagioclásio (microclinização menos intensa) passam para o polo quartzo monzonítico.

Em todos os corpos granulares que incluem rochas de composição granodiorítica-granítica e textura predominantemente porfiróide aparecem remanescentes de rochas gnáissico-migmatíticas e de rochas " básicas " dioríticas e/ou gabróides (foto nº 24). Comportam-se como verdadeiros "resisters" não atingidos pelo processo granitizante. Este aspecto é bastante frequente nas ocorrências situadas no setor oriental da área estudada. Os corpos remanescentes estabelecem forma variada de contato com as rochas neoforadas, ocasionando, por vezes , passagem brusca e, em ou

tras, transicionais. Esporadicamente são encontrados cristais bem formados de feldspato distribuídos nos remanescentes dioríticos, particularmente nas zonas marginais dos corpos.

Manifestações de destaque destas "básicas" dioríticas são observadas nos maciços de Catolé do Rocha, Pereiro, Pombal e Brejo do Cruz. Aparecem normalmente como "manchas" mais escuras, dispersas nos corpos granitizados. Menção especial deve ser feita para a forma de ocorrência da "mancha" básica preservada no seio da massa granítica que constitui o maciço de Catolé do Rocha. Localiza-se na parte nordeste daquele corpo, nas proximidades do contato falhado com o Complexo Caicó. O elemento máfico aparece circundado por pequenos morros graníticos alinhados, que imprimem uma forma aproximadamente circular ao conjunto. A área de domínio da rocha básica, diorítica a gabróide é bastante arrasada, recoberta por um solo cinza escuro relativamente espesso.

Possuem, ditas rochas, aspecto maciço, granulação fina-média onde são identificados, megascopicamente, o feldspato e os máficos. O estudo microscópico revelou uma textura granular hipidiomórfica constituída essencialmente de quartzo intersticial. O feldspato, que tanto se apresenta em cristais euedrais como anedrais, encontra-se geminado, exibindo ainda, assim como o quartzo, extinção ondulante. Os máficos da rocha são bastante frequentes e a variedade dominante é a hornblenda verde, ocorrendo geralmente sob a forma de prismas grossos. A biotita aparece em palhetas pouco desenvolvidas e fortemente pleocróicas. Acessoriamente, porém de forma bastante frequente, tem-se opacos titani

ta e apatita, enquanto alguma sericita ocorre como produto de transformação dos feldspatos.

As diversas observações de campo, aliadas à estudos petrográficos de laboratório levaram às conclusões seguintes:

- a) - presença acentuada de fenômenos tipicamente metassomáticos entre os quais, intercrescimentos pertíticos e formas mirmequíticas sugerem uma importante participação da metassomatose na constituição dos corpos ora descritos.
- b) - falta de indícios de movimentações verticais, ausência de deslocamentos nos remanescentes gnáissicos-migmatíticos, além das relações de contato com as encaixantes indicam uma granitização desenvolvida "in situ", sem mudanças consideráveis de posição.
- c) - por outro lado a composição mineralógica e caráter textural predominantes nestas rochas granitizadas aproximam-nas bastante dos granitos tipo Itaporanga definidos por Almeida et alli (op. cit.).

Os corpos de textura predominantemente equigranular possuem geralmente forma alongada segundo a direção NNE-SSW.

As manifestações mais extensas situam-se nas porções centro-norte e sudeste da área estudada, mais precisamente a sudeste de Senador Pompeu, em Rinaré e cercanias, Luis Gomes e noroeste de Sousa. Ocorrências de menor dimensão são esporadicamente assinaladas, com ênfase para aquelas posicionadas no extremo oeste.

O quadro morfológico apresentado por estes cor-

pos abrange desde serras alongadas (a exemplo das serras do Mirador e Cajá) até regiões plenamente arrasadas com termos transicionais onde o relevo é pouco movimentado.

Estas massas plutônicas concordantes encontram-se encaixadas principalmente nos gnaisses e migmatitos do Complexo Caicó, com raras ocorrências inclusas no Complexo Tamboril-Santa Quitéria (extremo noroeste da carta geológica integrada, escala 1:500.000) e no Grupo Ceará (parte centro-sul).

Os contatos estabelecidos com as encaixantes variam do tipo brusco ao gradacional. Este último é o mais frequentemente encontrado nas relações com rochas gnáissico migmatíticas do Complexo Caicó, tornando difícil nestes casos a individualização destes corpos plutônicos, mesmo através de foto-aéreas. Contatos por falha, bem mais raros, ensejam o aparecimento de feições cataclásticas locais.

Como características marcantes dos tipos petrográficos constituintes, tem-se, além de texturas equigranulares, coloração cinza a rósea, granulação fina-média e caráter isotrópico localmente orientado nas áreas afetadas pela ação tectônica.

Podem ser classificados como rochas calco-alcalinas: biotita-granodioritos a biotita-granitos passando pelo pólo quartzo-monzonítico, com ou sem muscovita e hornblenda. Estes termos podem vir a apresentar variações gnaissóides com aparecimento de visível orientação dos constituintes minerais.

Amostras dos tipos padrão revelaram, ao exame microscópico, textura heterogramular xenomórfica ora orien-

tada ora isotrópica. São compostos essencialmente de oligoclásio, quartzo, microclina, biotita e eventualmente muscovita e hornblenda. A nível de acessório apresentam apatita, epidoto, clorita, opacos e carbonato neo-formado. A microclina aparece sob a forma de cristais anedrais bem desenvolvidos, comumente com intercrescimentos pertíticos de substituição envolvendo relíquias de plagioclásio. São frequentes formas mirmequíticas.

Como facies marginal, de ocorrência reduzida, são observados nos diversos corpos estudados, tipos porfiróides que conservam, no entanto, composição mineralógica semelhante.

Manchas básicas de natureza gabróide ou diorítica encontram-se intimamente associadas às rochas graníticas, comumente em contato brusco. Em alguns locais, na zona de transição básica-granítica, são encontrados alguns cristais bem desenvolvidos de feldspato potássico no seio da rocha máfica como evidência do processo de potassificação atuante.

As manchas básicas possuem, em geral, aspecto maciço, coloração cinza escura, granulação fina-média onde são identificados megascopicamente o feldspato e os máficos.

Em seção delgada mostram-se constituídas essencialmente por andesina sódica, augita diopsídica e biotita com feldspato alcalino em quantidades essenciais a subessenciais. Incluem proporções subordinadas de hiperstênio e, às vezes, de hornblenda. Como acessórios são identificados opacos e apatita. Revelam textura hipidiomórfica granular com

caracteres locais gabróides tais como feições sub-ofíticas e aspectos ripiformes de alguns cristais de plagioclásio . São assíduos os intercrescimentos mirmequíticos.

Convém , ainda , mencionar a existência de enclaves gnáissico-migmatíticos nos diversos corpos estudados , os quais não foram totalmente " transformados " durante o processo granitizante.

A evidente concordância destes corpos granitizados com o " trend " estrutural regional levam a supô-los como sincinemáticos. Em algumas das ocorrências observadas, o caráter petrográfico-textural assemelham-nas aos chamados granodioritos tipo Conceição de Almeida et alii (op. cit.) se bem que os traços típicos não sejam sempre observados , havendo frequentes variações composicionais e granulométricas.

O granitóide Quixeramobim, possui forma alongada, concordante com as estruturas regionais , orientado segundo a direção NE-SW. A sua largura média é da ordem de 15 km , estendendo-se segundo o seu comprimento para além da área estudada.

Neste maciço verifica-se comportamento por demais heterogêneo, com diversos tipos de rochas plutônicas granulares constituintes , tais como: granodioritos , monzonitos , granitos gnáissicos , granitos e dioritos , intimamente associados, em contato brusco ou gradacional de uma facies para outra. Há uma constante dificuldade de se estabelecer, mesmo em nível de afloramento, o domínio de qualquer um dos tipos citados.

O caráter textural é também variado com termos

médio-grosseiros, porfiróides e equigranulares de distribuição irregular. Evidências da ação tectônica são melhor observadas na parte leste do maciço onde desenvolve extensa faixa cataclástica promovida pelo falhamento transcorrente de Senador Pompeu.

Ao longo das estradas Senador Pompeu-Mineirolândia e Quixeramobim-Quixadá, são encontrados diversos afloramentos nos quais o diorito se apresenta como remanescente de representantes mais antigos que foram submetidos ao processo de granitização regional. Este diorito precederia ao estágio granodiorítico, fase intermediária da granitização, "senso strictu" quase nunca alcançada. O aspecto indefinido do corpo sugere que o processo não atingiu o seu ápice, haja visto que a fase granito ideal é raramente encontrada.

A supra-referida rocha básica ocorre ora sob a forma de relíquias centimétricas, ora constituindo "manchas" irregulares que cobrem dezenas de metros, preservadas no seio da massa granitizada. Possui um aspecto maciço, granulação média a grosseira, constituída predominantemente de feldspato e biotita.

Ao exame microscópico esta rocha exhibe uma textura de transição entre a hipidiomórfica granular e a xenomórfica granular levemente orientada. Seus constituintes essenciais são oligoclásio cálcico, hornblenda e biotita, com teores acessórios de epidoto, carbonato, quartzo, apatita, titanita e zirconita. A orientação da rocha é promovida pelos ferro-magnesianos que ocorrem associados ao epidoto. O quartzo mostra-se exclusivamente intersticial no plagioclásio e hornblenda.

A presença esporádica de pórfiros de microclina incluídos na rocha diorítica, evidencia o processo de potassificação a que foram submetidos estes remanescentes básicos.

O granodiorito possui granulação grosseira, (porfiróide e equigranular), estrutura maciça, podendo esboçar localmente, tênue lineação, onde são identificados microscopicamente feldspato, quartzo e biotita. Petrograficamente, trata-se de um biotita-granodiorito porfiróide a equigranular, exibindo eventualmente feições cataclásticas.

No estudo de lâmina foi constatada textura xenomórfica heterogranular, onde a mineralogia típica é integrada por plagioclásio, quartzo, microclina, biotita, epidoto, titanita, apatita, carbonato, muscovita, hornblenda, clorita e zirconita. São bastante visíveis os indícios da ação metassomática na grande quantidade de formas mirmequíticas e na substituição de minerais antigos por neo-formados — (quartzo e microclina).

O quartzo pode vir a apresentar extinção ondulante, em volta do qual são observadas palhetas vergadas de elementos micáceos. Não são raras as deformações de planos de clivagem e geminação dos feldspatos. Este aspecto é mais frequente nas proximidades da borda leste do corpo, onde os efeitos cataclásticos são proeminentes.

Associados ao tipo acima descrito são encontrados, ainda, facies mais ricas em sílica com quantidade equivalente de plagioclásio (oligoclásio) e microclina, classificados como quartzo-monzonitos. Em afloramentos, possuem aspecto maciço, granulação média a fina, podendo ser identi

ficados macroscopicamente feldspatos, quartzo e finas palhetas de biotita.

Microscopicamente verifica-se que os teores em oligoclásio, quartzo e microclina são aproximadamente iguais enquanto que a biotita aparece em quantidade subordinada. A nível de acessório são encontrados muscovita, epidoto, alanita, titanita, carbonato, clorita e zirconita. São ainda frequentes intercrescimentos pertíticos e formas mirmequíticas.

Os tipos mais próximos ao granito ideal possuem composição calco-alcalina, porém com baixo teor em quartzo. São biotita-granitos ou hornblenda-biotita-granitos porfiroídes assumindo localmente aspecto gnáissico porfiroclástico mediante efeito tectônico. São rochas de granulação grossa onde se destacam grandes cristais de feldspato potássico atingindo até 3 cm de comprimento numa matriz grosseira constituída fundamentalmente de hornblenda, biotita, quartzo e feldspato.

A textura, evidenciada no exame ao microscópio, é porfiroblástica com variações para lepidó-granoblástica nos tipos orientados. Os componentes mineralógicos essenciais são microclina, plagioclásio e quartzo, com biotita, muscovita e hornblenda subordinadas. Como acessórios podem ser encontrados titanita, epidoto secundário, clorita, alanita, apatita, zirconita e opacos. Há comumente, em maior ou menor intensidade, demonstrações de efeitos cataclásticos tais como extinção ondulante do quartzo, quebramento de grande parte dos cristais de feldspato, além de envergamento e encurtamento de palhetas micáceas. A ação metassomática se manifesta mais uma vez através das constantes formas

mirmequíticas, e de microclina pertítica com inclusões de relíquias de plagioclásio e de quartzo.

O granitóide Quixeramobim, por seu comportamento estrutural-tectônico, perfeitamente concordante os alinhamentos estruturais pode ser considerado como um corpo intrusivo sintectônico. Deve ser ressaltado que além do caráter químico calco-alcalino é evidente uma notável influência de metassomatose potássica na fase final de sua formação.

6.2.2.2 - Sienitos (p̄si)

Nos quadrantes sudoeste e nordeste da área do Projeto, ocorrem representações de rochas granulares que constituem respectivamente as serras da Pitombeira e do Bom Jardim. Como feições morfológicas isoladas (elevações com altitude máxima de 400 m), destacam-se notavelmente da região pediplanizada onde predominam migmatitos e coberturas cenozóicas.

A serra da Pitombeira, situada na região de São Gonçalo (PB), possui forma alongada segundo a direção E-W, perfeitamente concordante com as linhas estruturais que definem o Lineamento Patos, a sul da Falha Tatajuba-Malta. Tanto o sienito que constitui o núcleo da serra quanto a encaixante, um gnaisse migmatizado, mostram evidências de cataclase, principalmente esta última.

Petrograficamente, trata-se de um sienito equigranular médio, composto por um agregado de cristais de microclina e plagioclásio associados a anfibólio de coloração esverdeada. O quartzo pode ou não se encontrar presen

te, em quantidade subessencial. O caráter isotrópico é bastante evidente se bem que algumas vezes se esboce uma lineação, quase imperceptível.

Microscopicamente, é destacada a textura xenomórfica (de granulação em torno de 2 a 3 mm) onde a microclina é o mineral mais abundante, frequentemente com geminação polissintética e intercrescimentos peritéticos (inclui filetes residuais de albita). O plagioclásio sódico ocorre também circundando os cristais de microclina, acompanhado ou não de quartzo.

Os constituintes máficos identificados foram anfibólio (richterita e tremolita) em quantidade relativamente abundante, acessoriamente, piroxênio (augita), apátita, rutilo e epídoto.

Diferenciações esporádicas quanto ao teor em quartzo ocasionam o aparecimento de dois tipos petrográficos semelhantes: sienito e quartzo-sienito.

Vandoros & Coutinho (1966) em trabalho efetuado naquela região atribuíram uma idade média de 610 m.a. para as rochas sieníticas, com base em datações radiométricas. Esta idade é perfeitamente concordante com a encontrada por Almeida et alii (1967) para rochas afins do Nordeste Brasileiro.

A S-SW de Potiretama (CE), na serra de Bom Jardim, o sienito ocorre como corpo plutônico granular, de forma grosseiramente elíptica. Encontra-se encravado concordantemente no Complexo Caicó em contato gradual, passando por uma zona difusa onde coexistem granitos e migmatitos. O quartzo-sienito concentra-se principalmente na par-

te central do corpo, associado a biotita-granito equigranular médio-grosseiro, com o qual adota transição gradativa.

Nos diversos afloramentos visitados constatou-se como características comuns, o aspecto maciço, a coloração cinza a rósea, e a composição predominantemente quartzo-feldspática. A ausência de orientação dos constituintes minerais é quase constante, a não ser em determinados locais mais próximos à periferia onde se observa lineação incipiente.

No exame microscópico, além da textura xenomórfica, foram identificados vestígios de ação cataclástica no fraturamento de diversos cristais. O mineral mais abundante é a microclina subordinando plagioclásio e quartzo com piroxênio em quantidade subessencial. Fenômenos tipicamente metassomáticos tais como intercrescimento pertítico e formas mirmequíticas são comumente observados:

A análise modal efetuada em amostra representativa revelou a seguinte composição:

Plagioclásio	33,35%
Feldspato alcalino	49,94%
Quartzo	10,74%
Piroxênio	4,35
Secundários	0,39
Acessórios	1,22
TOTAL	99,99%

Algumas semelhanças com o sienito de São Gonçalo são notáveis se bem que se torna evidente a quase total ausência de anfibólio e aumento considerável nos teores de quartzo e piroxênio.

6.2.2.3 - Gabróides

Incluídas nesta unidade encontram-se dioritos (pEd), gabros (pEgb) e ultrabasitos (pEub).

As rochas "básicas" pré-cambrianas aflorantes na área estudada se apresentam sob a forma de corpos gabróides perfeitamente individualizados, ou então integrando as massas granítica-granodioríticas anteriormente descritas.

Das diversas ocorrências observadas, as duas de maior destaque, por sua extensão, localizam-se no setor oeste, uma das quais constitui o corpo diorítico de Tauá-Iapi, incluindo no seu campo de domínio a sede do município de Várzea do Boi. Encontra-se limitado a oeste pelo falhamento transcorrente de Tauá e a sudeste por outra falha de mesma natureza porém de menor amplitude. Com as rochas do Complexo Independência observa-se uma passagem menos brusca.

Caracteriza-se pela presença predominante de dioritos associados a gabros, com inclusões de rochas mais ácidas (graníticas) e enclaves gnáissico-migmatíticos.

Nas proximidades da parede do açude Várzea do Boi no seio do corpo descrito, são encontrados vários afloramentos de migmatitos com paleossoma diorítico e neossoma granítico grosseiro (equigranular ou porfiróide). Neles é visível a ascendência diorítica daquelas rochas ácidas; a estrutura agmática é dominante com blocos angulosos (semelhantes a brechas) remanescentes da rocha hospedeira, incluídos na massa granítica neo-formada. O diorito nestes locais encontra-se cortado por numerosos veios aplíticos de espessura centimétrica que se inter cruzam, chegando a formar uma intrincada rede. Possui aspecto maciço, coloração cinza,

granulação média, constituída fundamentalmente de feldspatos e magnesianos.

Quando observadas ao microscópio apresenta textura hipidiomórfica granular, média-grosseira, de composição mineralógica onde predomina a andesina, secundada por hornblenda, augita, biotita e, em quantidades acessórias, apatita, clorita, epídoto e opacos. A clorita é de origem secundária, provindo de alteração da biotita.

Há pouco mais de 2 km a nordeste de Tauá, na estrada que liga aquele município à Várzea do Boi, esta rocha básica assume uma coloração esverdeada, mesocrática, aspecto maciço, encontrando-se mesoscopicamente integrada de feldspato cinza claro e anfibólio com esporádicas concentrações de sulfeto amarelo. Nas proximidades ocorre um biotita-gnaisse leucocrático, bastante laminado tectonicamente. O solo neste local, como normalmente acontece por todo o corpo descrito, é argiloso, pouco espesso e de coloração cinza escura.

No exame da seção delgada comprovou-se uma textura bastante irregular com vestígios de arranjo granular original. É composta fundamentalmente de plagioclásio (total ou parcialmente sericitizado), e augita incipientemente transformada em hornblenda, a qual por sua vez origina actinolita-tremolita. A cloritização apesar de generalizada, incide mais frequentemente nos anfibólios. São identificados ainda, em quantidade relativamente irrisória pistacita, apatita, opacos e biotita (secundária, derivada da hornblenda).

O posicionamento do plagioclásio e da augita como minerais essenciais, aliado à condição nitidamente se

cundária dos anfibólitos, aproximam esta rocha do pólo gabróide, se bem que ainda deva ser considerada naqueles locais como diorito.

O granito formado possui granulação grosseira (com textura porfiróide e equigranular), ausência de orientação e predomínio absoluto de feldspatos, anfibólito e biotita na sua composição mineralógica. Petrograficamente é classificado como um biotita - hornblenda-granito de textura heterogranoblástica onde despontam como minerais essenciais microclina, plagioclásio, quartzo, biotita e anfibólito. Acessoriamente são encontrados clorita, titanita, apatita e zircão. A microclina se apresenta em cristais disformes incluindo frequentemente fragmentos e grãos arredondados de quartzo, enquanto que o plagioclásio possui formas irregulares, com fraca geminação eventualmente alterado para argila. Ocasionais variações nos teores de feldspatos e de quartzo promovem o aparecimento de facies granodiorítica sendo mantidos no entanto os mesmos caracteres texturais.

Em alguns destes corpos predominantemente dioríticos podem ser individualizados núcleos gabróides. Estabelecem entre si contatos gradacionais sem variações visíveis nos padrões geomorfológicos, caracterizando-se por um escurecimento do solo e aumento de sua espessura além da presença de blocos sub-arredondados desta rocha com relativa abundância.

O gabro possui uma granulação grosseira, coloração cinza escura, aspecto maciço, podendo ser identificado macroscopicamente feldspatos e máficos. O tipo petrográfico mais comum é um olivina-augita-gabro de textura hipidiomórfica-granular, apresentando plagioclásio como mineral domi

nante ocorrendo em grandes cristais geminados segundo as leis da albita. A augita, de assídua presença, se apresenta em macro-cristais disformes com impregnações de opacos. No piroxênio são comuns assinalar alterações periféricas para anfibólio. Diversos fenocristais de olivina apresentam preenchimento de opacos ao longo das numerosas fraturas existentes. Raramente são encontrados hiperstênio, carbonato e clorita secundária.

Outras ocorrências são observadas como aquela à noroeste de Pombal, quadrante sudeste da área, de composição gabro com aproximadamente 15 km², contorno bastante irregular e forma alongada segundo a direção NE-SW, concordante com os traços estruturais. Observada em fotos aéreas, destaca-se nitidamente pela coloração cinza clara e textura áspera, facilitando assim a sua individualização. Caracteriza-se ainda por um relevo notavelmente aplainado, solo cinza escuro, areno-argiloso, relativamente espesso.

A acentuada escassez de afloramentos dificulta sobremaneira as observações de campo, principalmente no que tange as relações de contato, no entanto tudo leva a crer tratar-se de corpo intrusivo, que estabelece contato nítido com os migmatitos encaixantes do Complexo Caicó.

A análise petrográfica revelou uma composição típica de augita-norito, onde se destacam feldspato (labradorita), hiperstênio, augita e biotita, secundados por hornblenda, com quantidades acessória de apatita, zircão, quartzo e opacos. Muito raros cristais de quartzo foram identificados, ocupando interstícios.

Em diversos locais foi constatada a presença de

blocos de rocha calco-silicática, de granulação grosseira, cor esverdeada, composta de epídoto, diopsídio, granada e tremolita-actinolita. Em menor quantidade encontram-se carbonato, titanita, biotita e opacos.

Outras manifestações de rochas básicas sob a forma de corpos individualizados com composição predominantemente diorítica e/ou gabro são encontrados distribuídos erraticamente por toda área do Projeto, especialmente no setor setentrional. Situam-se a oeste de Caraúbas, sudeste de Jaguaretama e sudoeste de Boa Viagem. Os dois primeiros estão incluídos no Complexo Caicó e o último no Complexo Independência. Em relação as demais ocorrências anteriormente relacionadas, divergem no que diz respeito a extensão (mais reduzida), conservando no entanto, similitudes quanto ao modo de ocorrência e caracteres petrográficos.

Encaixados no Complexo Caicó ocorrem diversos corpos ultra-máficos sob a forma aproximada de lentes ou diques cujas dimensões, irrisórias quando se leva em consideração a escala do mapeamento, não permitem a sua representação nos mapas geológicos. A espessura destes corpos, da ordem de dezenas de metros, é assaz variada, com zonas de alargamento e estreitamento, sugerindo por vezes uma estrutura tipo "boudinage". Grosseiramente concordantes com "trend" regional, situam-se preferencialmente nas zonas axiais das estruturas antififormes.

Na grande maioria são serpentinitos ou peridotites serpentinizados, como sugere a ocorrência situada a nordeste de Aurora. Ali pode ser observada uma intrusão ultrabásica constituída em parte por serpentinito, em parte por peridotito. Possuem aspecto maciço, coloração esverdeada

com tonalidade escura, estrutura granular densa e compacta, composta essencialmente de ferromagnesianos e opacos.

O exame de seção delgada revelou tratar-se de uma rocha fanerítica, que tem como minerais essenciais a olivina, serpentina e o espinélio. O primeiro é magnesiano com frequente serpentinização, sendo comum remanescentes de olivina no seio da massa alterada. O espinélio aparece em cristais isotrópicos de cor verde, salpicados de diminutos grãos de opacos. Serpentina de cor amarela é vista em placas ou fibras em boa quantidade. Outro mineral frequente é a apatita em quantidade quase equivalente aos demais, acima citados. Dentre os opacos alguns apresentam propriedades magnéticas (magnetita ?).

O serpentinito associado possui coloração cinza esverdeada (em tons claros), por vezes alterado, constituído predominantemente de material serpentínico, epídoto e argila (?).

Ao microscópio constata-se um domínio absoluto da serpentina, de tipos lamelar e fibroso desenvolvendo uma típica estrutura em malha, peculiar aos serpentinitos. Números grãos de opacos são encontrados, disseminados por toda a rocha. Em menor quantidade aparecem placas de clorita (de baixa birrefringência), leucoxênio em aglomerados de minúsculos grãos, mineral do grupo do espinélio de cor pardacenta, além de palhetas isoladas de talco e epídoto em pequenos grãos.

Nas demais ocorrências visitadas situadas na parte centro-sul da área do Projeto, a leste de Granjeiro e a sul de Iborepi, além daquela posicionada no quadrante nor

deste (mapa integrado), a norte de Potiretama, o processo de serpentinização encontra-se em estágio mais avançado dificultando o reconhecimento da rocha original, provável peridotito.

Outra dificuldade é a própria forma de ocorrência destes corpos, sem nenhum ressalto topográfico e, em diversos casos, recobertos por considerável manto de intemperismo. Muitos dos dados coletados foram obtidos nas poucas profundas escavações efetuadas visando à pesquisa de amianto e/ou vermiculita.

Menção especial deve ser feita às lentes de ultrabásito localizadas a leste de Tróia, encaixadas no Complexo Independência. São ao todo três corpos que devido à sua relativa importância econômica (conteúdo em cromita), a parecem em tamanho exagerado no mapa geológico (escala 1:250.000, folha Quixeramobim).

Petrograficamente, classificam-se como serpentinitos cromitíferos, de coloração esverdeada, granulação heterogênea, por vezes com "pontos" amarelados devido a alteração superficial. Possuem aspecto compacto definido por um agregado médio-grosseiro onde despontam eventualmente cristais centimétricos de minerais máficos. Foram identificados como constituintes essenciais clorita e tremolita e a nível de acessório diversos grãos de opacos intimamente associados às concentrações de clorita. Um aumento na quantidade de tremolita em detrimento do mineral micáceo ocasiona variações locais para um clorita-tremolitito.

Devido ao interesse econômico despertado pelas rochas ultramáficas elas são abordadas de forma relativamen

te detalhada no capítulo referente à Geologia Econômica.

6.2.3 - Complexo Tamboril-Santa Quitéria (petsq)

Esta unidade tem representação apenas na extremidade noroeste da área do Projeto. Kegel (1965), a posicionou no bloco orogênico de Santa Quitéria (vide fig. 29). Barreto (1971), no primeiro trabalho de mapeamento geológico, "Mapa geológico da folha Independência-CE" sob auspícios da SUDENE, chamou de granítica, toda a região serrana, de caráter migmatítica-granítica que ocorre para o norte do paralelo que passa sobre a vila de Ematuba.

Outros trabalhos, de cunho exclusivamente regionais, como Leal (1970) cita as litologias desta unidade, como gnaisses-graníticos e migmatitos da região de Tamboril-Santa Quitéria; já Santos et alii (1972) e Dantas (in DNPM-1974), situaram as rochas deste complexo como pré-cambria - nas mais antigas e representadas por migmatitos e granitoides.

Sob o caráter geotectônico, Suszczynski (1966), posicionou estas litologias de ascendências migmatítica-granítica, na "Geoanticlinal do Ceará", em zonas axiais. Brito Neves (1975), definiu como pertencentes ao "Maciço de Santa Quitéria" todo o conjunto litológico formado por gnaisses-graníticos, migmatitos e granitos.

No conceito adotado neste trabalho, toda a singular região serrana a partir do paralelo que passa na vila de Ematuba para norte, composta litologicamente por gnaisses-migmatíticos, (com estruturas flebítica, estromática e oftálmica, frequentes), migmatitos (com estruturas schlie

ren, nebulitos e anatexitos, dominantes) e granitóides vá-
rios; com comportamento tal onde estruturas difusas e con-
tatos transicionais apenas acusam zonas de predomínio de
litologias, será chamada de Complexo Tamboril-Santa Quité-
ria no sentido litoestratigráfico.

Esta unidade, localiza-se na porção noroeste,
ocorrendo nas regiões das vilas de Ematuba e Oliveiras.
Tem uma forma grosseiramente de semi-circular, cuja conca-
vidade está voltada para o norte, estendendo-se para além
dos limites da área do Projeto.

O contato com os para-metamorfitos do Complexo
Independência e com as Rochas Plutônicas Granulares, é nor-
mal. No entanto, com o Complexo Caicó, o contato é feito
através da Falha de Tauá.

As melhores exposições litológicas e a seção ti-
po deste Complexo, ficam entre as cidades de Tamboril e
Santa Quitéria, para além dos limites deste Projeto. A sua
característica morfológica é dada pela feição uniformemen-
te elevada, sob a forma de um maciço onde se agregam lito-
logias altamente migmatizadas. Os contatos entre seus ti-
pos litológicos, são transicionais, permitindo apenas a
observação de zonas foliadas, no domínio dos gnaisses-mig-
matíticos e rarefação dos elementos planares no domínio
dos migmatitos e granitóides.

Os fraturamentos principais tem como direção
preferencial a NW-SE, mas a direção NE-SW também ocorre
com relativa frequência.

No tocante aos elementos litológicos, serão abordadas as descrições macro e microscópicas daqueles apresentados nas zonas de dominância de determinada litologia, uma vez que os contatos entre as mesmas são transicionais, não permitindo uma separação precisa.

Por toda a região que bordeja o Complexo, ou seja no contato com o Complexo Independência, a litologia dominante é dos gnaisses-migmatíticos, onde na parte mais externa a foliação é proeminente, com bandeamento formado por faixas claras de quartzo e feldspato e faixas escuras de biotita e hornblenda, esta em menor quantidade que aquela. O mergulho da foliação é no máximo 30° , mas sempre para o interior do maciço. Estes gnaisses-migmatíticos são, via de regra, leucocráticos, com textura variando de média a grossa, apresentando ainda dobramentos meandriformes, micro-dobramentos e micro-falhamentos, daí o domínio de estruturas dobradas, gnáissicas e, quando próximos a zona de feldspatização, costumam apresentar facóides de feldspato neoformados, da ordem de 2,0 cm, dando um aspecto oftálmico a estrutura.

Um pouco mais para o interior do Complexo, aparecem os primeiros sinais de uma migmatização mais acentuada, devido a gradativa diminuição da espessura dos leitos quartzo-feldspáticos e biotíticos e/ou hornblêndicos, com domínio dos leitos leucocráticos e apresentando como estruturas mais comuns, a flebítica, estromática, ptigmática e mais raramente, a dobrada.

Na porção mais interior do Complexo, abrangendo cerca de 70% de sua área total, aparecem estruturas amplamente homogêneas, ainda migmatíticas, com inúmeros núcleos

granitóides. As litologias são leucocráticas, com granações que variam de fina a grossa e cuja composição mineralógica é formada de quartzo, feldspato, biotita, hornblenda e alguma granada, como acessório nas zonas mais granitóides.

As estruturas mais comuns dentro destes migmatitos homogeneizados são schlieren, nebulitos e anatexitos, com foliação dada pelos componentes máficos, mas diminuindo gradativamente da primeira para a última, passando gradativamente de finas lentes máficas orientadas dentro do neossoma quartzo-feldspático, para uma estrutura difusa, ou mesmo quase uma ausência total dos máficos nos anatexitos. É de bom alvitre salientar que nestas zonas homogêneas, estas facies dominantes podem até ocorrer num mesmo afloramento e apresentar ainda peculiaridades como dobramentos ptigmáticos e micro-desarmônicos.

Quanto maior o efeito da migmatização, maior homogeneização das rochas, daí que onde predominaram os anatexitos, são frequentes núcleos ou pontuações granitóides, cujos limites de individualização são pouco precisos, apenas podendo-se notar que o afloramento ou uma pequena região tornou-se mais isotrópica.

Nestas estruturas granitóides, quando a forma é grosseiramente circular, é comum o desenvolvimento de uma tênue lineação circundante, mas quando é irregular, pode-se observar alguns remanescentes máficos, ou algumas estruturas schlieren e nebulíticas preservadas, ou localmente pequenos fenoblastos mal formados, de feldspato alcalino.

É comum estes núcleos granitóides apresentarem uma granulação grossa e uma variação na coloração de cinza clara a rósea, dependendo do predomínio do feldspato. A biotita e a hornblenda se equivalem quantitativamente na massa, mas não chegam a 15% do total da mesma e têm alguns acessórios como magnetita e granada.

A análise microscópica é bastante singular, apresentando paleossoma com estrutura granoblástica-orientada, onde a biotita ocorre em lamelas orientadas, às vezes parcialmente muscovitizadas e associadas a aglomerados de cristais de sillimanita, quando do aumento do grau metamórfico. Nas amostras estudadas, a hornblenda apresenta-se subessencial, a granada em pequenos cristais arredondados ou irregulares, principalmente nas linhas de fraturas, com caráter de acessórios; a apatita e zircão são bastante raros. A média para o neossoma, foi de apresentar uma textura xenomorfa-granular, ligeiramente deformada, constituído essencialmente por microclina em cristais irregulares, peritíticas e cripto-peritíticas, o plagioclásio (oligoclásio dominante), em cristais disformes, geminados, às vezes com as linhas de geminação deslocadas, podendo localmente apresentar alterações incipientes ora para muscovita-sericita, ou para carbonato; o quartzo em formas variadas, extinção ondulante, não raro corroendo o plagioclásio ou como inclusões globulares na microclina, formando mirmequitas. A biotita, sub-essencial, enseja em parte a formação de muscovita e, os acessórios são titanita, carbonato, apatita e zirconita.

Os corpos granitóides, amostrados para exame microscópico exibem um domínio da microclina em fenoblas

tos mal formados e bem desenvolvidos, o quartzo envolvendo ou corroendo os cristais de plagioclásio e os máficos, pequenas concentrações de palhetas biotíticas e/ou de hornblenda. Já as associações gnáissico-migmatíticas, apresentam uma textura granoblástica orientada e deformada, com microclina intersticial em relação ao plagioclásio, o quartzo também em quantidades essenciais e o aparecimento de mirmequitas entre o feldspato alcalino e o plagioclásio. Quando a rocha apresenta um caráter gnáissico-granítico, ocorrem alguns enclaves calco-silicáticos (tactíticos), constituídos de quartzo, salita, microclina, carbonato, plagioclásio, hornblenda, epídoto, titanita, apatita, turmalina e granada.

6.2.4 - Complexo Independência (pSi)

Esta unidade foi mapeada pela primeira vez por Barreto (1967), onde o autor reconheceu três grupos, a saber: um grupo basal, chamado de Cruzeta, correspondendo a uma espessa seqüência leucocrática de camadas leptiniticas, contendo intercalações delgadas de gnaisses escuros em que predominam biotita e hornblenda; o Grupo Independência, formado por biotita-gnaisses facoidais, granatífero, e biotita-xisto granatífero em seu pacote inferior; e o Grupo Ematuba com um quartzito basal e um gnaisse-migmatítico no topo. Devido ao interesse econômico pela abundância de rutilo ao longo do quartzito basal do Grupo Ematuba, aquele autor, ainda sob os auspícios da SUDENE, apresentou um novo trabalho em 1971, onde corroborou a presença dos três grupos reconhecidos anteriormente e acrescentou duas novas unidades, quais sejam, uma granítica dominando a norte da

vila de Ematuba e em mais duas ocorrências menores; e a outra formada por inúmeros diques de riolitos, dacitos e traquitos.

Em 1969, uma seqüência para-metamórfica constituída de hornblenda-gnaisses, biotita-gnaisses e leptinitos, com algumas intrusões magmáticas, foi reconhecida por Andrade, Andrade e Fonseca, na região de Tróia a sudoeste de Pedra Branca, em trabalho de graduação, para a Escola de Geologia da UFPE.

Leal (1970), no trabalho intitulado "Inventário Hidrogeológico Básico do Nordeste", sob auspícios da SUDENE, identificou duas seqüências ectiníticas, uma na região de Pedra Branca e outra na região de Independência, estendendo-se até a vila Ematuba, separadas por migmatitos da região compreendida entre Boa Viagem e Cruzeta. Este mesmo posicionamento foi adotado por Santos et alii (1972) no "Mapa Geológico Preliminar do Estado do Ceará".

Sob o ponto de vista geotectônico, Suszczynski (1966), em "Evolução tectônico-orogênica da parte oriental do escudo brasileiro", posicionou a área em que se encontra este Complexo, como pertencente a geoanticlinal do Ceará. Mais recentemente, Brito Neves (1975), em sua tese sobre a "Regionalização Geotectônica do Precambriano nordestino", coloca a área onde ocorre o Complexo Independência, como pertencendo ao "Maciço de Tróia" na região de Pedra Branca a Cruzeta e, na "Sub-faixa dobrada rio Curú-Independência, na região de Cruzeta a Independência".

Os trabalhos pioneiros do eminente geólogo Luciano Jacques de Moraes, "Serras e Montanhas do Nordeste"

(1924) e "Mapa Foto-Geológico do Nordeste" (1962-63), com outros autores, denominam de gnaisses e migmatitos pré-cambrianos, as rochas da porção geográfica ocupada pelo Complexo Independência.

Neste presente trabalho, procurou-se agrupar todo o pacote ectinítico que ocorre de Pedra Branca a Independência como pertencendo a uma mesma unidade lito-estratigráfica. Em virtude da diversidade litológica encontrada e da falta de subsídios para uma sub-divisão crono-estratigráfica, adotou-se a denominação de Complexo Independência.

Esta unidade é basicamente para-metamórfica, constituída de gnaisses variados e xistos, leptinitos, lentes anfibolíticas e calcários cristalinos.

O Complexo Independência ocorre em duas porções distintas na área do Projeto. A primeira tem uma forma grosseiramente losangular, cujos vértices agudos estão voltados para o norte e para o sul, sendo que a norte ele está truncado, uma vez que se estende para além dos limites do Projeto. Sua área está quase totalmente distribuída no quadrante noroeste, tendo sua maior área aflorante na seção mediana, ao longo da BR-226, passando pelas cidade de Pedra Branca e Independência. Em área bem menor, este complexo ocorre nos arredores da cidade de Quixeramobim, com uma forma ligeiramente elíptica, cujo eixo de maior alongamento está voltado para a direção NNE-SSW. Em ambas as porções, o Complexo Independência envolve as rochas do Grupo Ceará, sottoposto ao quartzito basal desta última unidade.

A sua seção tipo está situada ao longo do trecho da BR-226, começando na subida da serra entre Pedra

Branca e Mineirolândia, e daí, rumando em direção a oeste, passando por Cruzeta e Independência e, estendendo-se até a Falha de Tauá. Sua direção é aproximadamente E-W, o que a torna praticamente normal à direção das estruturas da unidade.

As feições morfológicas apresentam-se ora suavemente ondulada, onde as rochas têm mergulho suaves ou quase horizontalizados, ora formando serras ou com mergulhos fortes e sub-verticais.

Os contatos entre o Complexo Independência e as unidades circunvizinhas, são tectônicos e/ou normais aparentemente concordantes, onde nestes últimos, a feição mais comum é a morfológica, bastante evidenciada até em fotografias aéreas.

A foliação destes ectinitos obedece a grosso modo à direção NE, variando apenas entre Ematuba e Independência, onde torna-se NW-SE e, ao longo da Falha de Tauá, onde é quase N-S. Os dobramentos são suaves e assimétricos, ora apertados, (foto nº 63), ora abertos, em sucessivas estruturas sinformes e antiformes.

A unidade é basicamente constituída de gnaisses, cujos tipos faciológicos são os mais variados, como gnaisses bandeados, gnaisses leucocráticos, biotita-gnaisses, hornblenda-biotita-gnaisses e em menores proporções, ocorrem leptinitos e gnaisses facoidais. Incluídos nesta associação gnáissica são encontradas litologias como metar_ucóseos, meta-grauvacas biotíticas, anfibolitos, biotita-xistos, xistos anfibolitizados, tremolita-clorita-xistos, com intercalações lenticulares de meta-basitos e lentes de calcário cristalino.

Os gnaisses bandeados mostram uma seqüência interestratificada de leitos claros, quartzo-feldspáticos ou de metarcóseos, e leitos escuros, biotíticos ou de anfíbolitos (fotos nºs 25, 26, 28). Estes gnaisses são de cor cinza, apresentam uma granulação de média a grossa, neste último caso os leitos quartzo-feldspáticos assumem um aspecto pegmatóide. Os anfíbolitos são lenticulares, concordantes, de cor verde escura e grã média. Os metarcóseos são em forma de lentes ou camadas, pouco espessos, de cor branca ou rósea e granulação média (foto nº 30).

Estes gnaisses dominam na região entre Pedra Branca e Cruzeta quer na direção norte quer na direção sul, na região ao sul de Ematuba onde estão algo migmatizados e bastante alterados e na região de Quixeramobim.

No exame microscópico, pode-se notar o amplo domínio dos plagioclásios nos componentes félsicos, em cristais disformes e desenvolvidos, com fraca geminação, podendo às vezes alterar para sericita e/ou carbonato. O quartzo ocorre em cristais estirados, quebrados e com forte extinção ondulante, podendo ainda formar aglomerados paralelos à direção da rocha. A microclina quando ocorre é geralmente em cristais disformes e pertíticos, levemente argilizados. O máfico dominante é a biotita que pode ocorrer em palhetas formando um agregado de aspecto compacto ou associada a muscovita em pequenas palhetas formando finíssimas fitas, segundo a orientação da rocha. Os acessórios são apatita, zircão e opacos.

Os anfíbolitos costumam apresentar uma textura nematoblástica constituída predominantemente pela hornblenda actinolítica e proporções sub-essenciais de quartzo

e andesina cálcica e acessórios como carbonato e opacos. Os metarcóseos são constituídos essencialmente por microclina, oligoclásio e quartzo, com frações acessórias de biotita, muscovita e epídoto. A textura é granoblástica orientada onde as micas e o epídoto dispõem-se ao longo das fraturas da rocha. O plagioclásio mostra-se em cristais disformes e geminados, o quartzo em cristais xenomórficos com extinção ondulante e a microclina sempre pertítica.

Os gnaisses leucocráticos são de cor clara, granulação média e formados por espessas camadas quartzo-feldspáticas ou leptiníticas, intercaladas com finos leitos biotíticos, com alguma muscovita. Devido ao próprio comportamento mineralógico destas litologias, elas são mais resistentes aos processos erosivos, daí geralmente formam serras como a das Pipocas e outras. De Cruzeta até a serra das Pipocas, o domínio é de gnaisse com camadas quartzo-feldspáticas espessas intercaladas com finos leitos biotíticos (foto nº 29), às vezes tectonicamente movimentados (fotos nºs 29 e 62).

O estudo petrográfico revelou uma mineralogia essencialmente constituída de plagioclásio, microclina, quartzo, biotita e muscovita e, como acessórios epídoto, granada e opacos. A textura granoblástica mostra o plagioclásio em cristais disformes, geminados e livres de alteração, o quartzo em cristais xenomorfos com extinção ondulante e corroendo os feldspatos, a microclina em pequenos cristais irregulares, pertíticos, normalmente situados nos interstícios. A biotita e a muscovita, esta em menor proporção que aquela, ocorrem em pequenas lamelas orientadas e encurvadas ou formando agregados segundo o plano de orien-

tação da rocha.

Os leptinitos dominam a região leste da vila de Tróia, formando um conjunto de serras abruptas, de influência tectônica. São de cor clara, granulação média e encaixantes dos corpos magmáticos. No exame microscópico, apresentam uma textura granoblástica, formada essencialmente por plagioclásio, em cristais irregulares, microclina peritítica e quartzo xenomorfo com extinção ondulante. Localmente podem formar agregados semi-cataclásticos. Como minerais varietais, são encontrados pequenos grãos arredondados de granada e lamelas esparsas de muscovita associada a relictos de biotita.

Os hornblenda-biotita-gnaisses ocorrem principalmente nos arredores das vilas de Tróia e Boa Vista, por entre as serras de São Joaquim, Bom Jesus e Cajazeiras, como se envolvessem os leptinitos de Tróia e também ocorrem bordejando os gnaisses leucocráticos da serra das Pipocas, começando desde o extremo norte da área do Projeto e alongando-se por toda uma faixa relativamente larga, na parte oeste da referida serra e continuando para sul até as proximidades da serra das Guaribas.

Apresentam-se como rochas bem compactas orientadas, de cor cinza esverdeada, constituídas por leitões claros, quartzo-feldspáticos com até 0,30 m de espessura, intercaladas com leitões escuros de hornblenda e biotita, podendo incluir algumas lentes de metarcóseos (foto nº 28) e anfibolíticas, ambas concordantes. A granulação varia de fina a média e a foliação pode estar sub-horizontalizada (foto nº 27); ou sub-verticalizada (foto nº 28), mas sempre desenvolvendo uma laminação acentuada. Na região de Quixeramobim, os

gnaiesses leucocráticos são descontínuos entre os gnaisses bandeados e o Grupo Ceará.

Microscopicamente, forma um agregado granoblástico, podendo variar para granoblástico-orientado evidenciado pelo arranjo em planos sub-paralelos dos prismas de anfibólio e piroxênio, às vezes lembrando a textura nematoblástica, quando intercalados no quartzo-feldspato. O plagioclásio é o mineral dominante, com geminação segundo a lei da albita, zonado e com alterações para sericita e carbonato. O quartzo é incolor e tem extinção ondulante e a microclina é intersticial ou em pequenos grãos, entre o quartzo e o plagioclásio. O principal componente máfico é a hornblenda, em prismas alongados de cor verde, concentrando-se em "faixas", podendo ter prismas de diopsídio, epídoto-zoisita, lamelas de biotita e alguma granada rosada associada a ela. Os acessórios são titanita, zircão, apatita e opacos.

Os biotita-gnaiesses são de granulação fina a média, cor cinza, foliação proeminente, às vezes laminados, formados por finos leitões quartzo-feldspáticos, intercalados com finíssimos leitões biotíticos. Talvez seja o tipo litológico mais comum e o que possibilita maiores variações texturais. Um tipo mais fino, mais compacto, com tendência para bimicáceo, bastante laminado, ocorre por toda a parte sul, (foto nº 36), bordejando os "corpos granulares", tomando o rumo N até os arredores da serra Bom Jesus (foto nº 35), onde está sub-verticalizado e começa a enriquecer-se em leitões de metarcóseos e anfibolitos.

No contato com o Complexo Caicó, estes gnaisses podem se transformar em cataclasitos, sob influência da falha de Sabonete-Inháre e apresentar uma feição típica, sub-

horizontalizada (foto nº 34) na subida da serra a leste de Pedra Branca. Mais para norte, este mesmo gnaisse experimenta uma migmatização em pequeno grau (foto nº 33).

Ao longo da região serrana entre Pedra Branca e Boa Viagem e arredores de Cruzeta e Boa Viagem, o biotita-gnaisse apresenta-se bem compacto e bastante laminado, (foto nº 32). A oeste de Boa Viagem, a partir da serra do Calogí e rumando para norte, associado a faixa de hornblenda-biotita-gnaisses, o biotita-gnaisse está horizontalizado, com leitões pouco espessos e laminados (foto nº 31).

No exame microscópico, os biotita-gnaisses de grã fina e laminados, apresentam um arranjo granoblástico, ou granoblástico-orientado com algum efeito de cataclase nos cristais disformes, geminados segundo a lei da albita, podendo estar levemente argilizado e com inclusões de quartzo. Está sempre associado a microclina, que ocorre em cristais disformes ou alongados, pertíticos e com extinção ondulante. O quartzo apresenta-se sob forma de cristais xenomorfos, estirados e com forte extinção ondulante ou ainda como inclusões no plagioclásio. A biotita ocorre em palhetas pardo-esverdeadas, arranjadas em "planos" paralelos segundo a orientação da rocha e associada a palhetas de muscovita e cristais de epídoto. Os acessórios são, titanita, zircão, apatita e opacos.

Nos arredores de Independência os biotita-gnaisses apresentam uma feição típica qual seja a de mostrar quase a mesma espessura entre os leitões de componentes félsicos e máficos. Possui uma granulação média, cor cinza-clara e possantes lentes de calcário cristalinos concordantes. A

oeste de Independência, torna-se cataclástico próximo à Falha de Tauá e bordejando o Grupo Ceará pode ter variações como biotita-cianita-gnaissse, biotita-cianita-muscovita - gnaissse e gnaissse facoidal, tornando-se cada vez mais bandeado e migmatizado a medida que se aproxima do Complexo Tamboril-Santa Quitéria, mostrando sinais de migmatização.

No estudo microscópico os biotita-gnaisses da região de Independência, apresentam uma textura granoblástica-orientada, ou lepidó-granoblástica com alguns efeitos cataclásticos nos cristais. A composição mineralógica essencial é formada por plagioclásio em cristais disformes e geminados, um pouco argilizados e com algumas inclusões globulares de quartzo; microclina em cristas disformes, alongadas, pertíticas, com extinção irregular e associada ao plagioclásio; o quartzo em cristais xenomorfos, estirados e com forte extinção ondulante. Como minerais varietais são encontradas lamelas de biotita orientadas, com alterações para muscovita e com micro-dobramentos. Os acessórios são apatita, titanita, zircão, epidoto secundário, turmalina, granada em cristais poiquilíticos irregulares e opacos. Quando a facies é facoidal, o gnaissse apresenta uma textura porfiroblástica com efeitos cataclásticos. A microclina ocorre sob forma de cristais xenomorfos, pertíticos e com extinção ondulante. O plagioclásio, em pequenos cristais disformes em quantidade bem menor que a microclina. O quartzo mostra-se com forte extinção ondulante e cristais lamelares, encurvados e envolvendo os cristais de microclina. Pode ainda ocorrer alguma muscovita.

Na porção noroeste entre o Grupo Ceará e o Complexo Tamboril-Santa Quitéria, o biotita-gnaissse facoidal

perde suas características e localmente passa a um biotita-muscovita-xisto, que no exame microscópico mostrou uma textura lepidoblástica, constituída de plagioclásio, quartzo, biotita e muscovita. Em outros locais podem ocorrer rochas xistosas, como a 9 km a oeste de Cruzeta, apresentando uma alta percentagem em cianita, daí a denominação de cianita-xisto, por entre o leptinito da região de Tróia, como intercalações de tremolita-clorita-talco-xisto, de aspecto sedoso, com uma textura lepidoblástica a nematoblástica, formada principalmente por tremolita-actinolita, talco e opacos. Ao sul, entre as serras das Guaribas e de São Joaquim, ocorrem intercalações de rochas meta-básicas e de xistos ricos em tremolita-actinolita, talco e algum amianto, incluindo lentes anfibolíticas e de meta-básicas.

Os calcários cristalinos desta unidade são brancos, bem recristalizados, concordantes, com espessura média aparente de 10 m, magnesianos, encaixados no biotita-gnaisse, tendo sua maior área de ocorrência nos arredores de Independência, frequentemente apresentando palhetas biotíticas ou zonas escarníticas.

O Complexo Independência apresenta associações mineralógicas que permitem o seu enquadramento nas áreas metamórficas com dominância das pressões intermediárias (tipo Barroviano) da facies almandina-anfibolito e sub-facies cianita-almandina-muscovita.

6.2.5 - Grupo Ceará (pEce)

Deve-se a Crandall (1910) a primeira proposição para elucidação da geologia das seqüências de rochas cristalinas do Nordeste. Baseando-se em critérios puramente

litológicos, ele reconheceu uma sequência de antigos xistos argilosos com quartzitos, arenitos e calcários, que denominou de "Série Ceará", e um "Complexo Fundamental", composto de gnaisses e outros xistos cristalinos.

Crandall (op. cit.) coloca todas as camadas por ele referida à "Série Ceará" no Paleozóico Inferior (in: Brasil/DNPM, 1974).

Oliveira (1923), em seus estudos realizados na região de Pedra Branca (Pb), compara a "Série Ceará" à "Série Minas" de idade algonquiana, discordando assim de Crandall e Small. Oliveira (op. cit.) fez também a primeira referência aos quartzitos como unidade basal da "Série Ceará".

Moraes (1924), numa revisão dos trabalhos de Crandall, Small e Sopper, levou em conta a estratigrafia e com auxílio de exames petrográficos, considerou toda a "Série Ceará" como sendo de idade algonquiana, e o "Complexo Fundamental", mais antigo, pertencente ao Arqueano. Observou também que diversas áreas assinaladas por Crandall como "Série Ceará", podiam pertencer ao "Complexo Fundamental", reduzindo as áreas de ocorrência da "série" a faixas estreitas e isoladas de micaxistos e quartzitos algonquianos, encaixados discordantemente entre vastas regiões arqueanas.

Posteriormente, Moraes (1938) volta a abordar o problema da estratigrafia da "Série Ceará", reconhecendo entre Picuí e Parelhas o quartzito como o membro estratigraficamente inferior ao micaxisto, e introduz o termo "micaxisto Seridó", para designar a espessa sequência de rochas biotíticas características de toda a região do Seridó, posição

nando-o no topo da "Série Ceará".

Seguindo o esquema de Moraes (op. cit.), Rolf (1945) e Chaves (1947) dividem a "Série Ceará", na região do Seridó, em duas unidades: um quartzito basal, capeado pelo "micaxisto Seridó", com camadas carbonáticas e rochas derivadas intercaladas no xisto, próximo ao contato com o quartzito.

Com o substancial incremento da atividade mineira na região do Seridó na década de 40, surgiu paralelamente um grande interesse geológico face a grande concentração de pegmatitos mineralizados e tactitos scheelitíferos ali existentes. A região foi extensivamente investigada por diversos geólogos, surgindo daí um grande número de divisões estratigráficas para a "Série Ceará". Assim é que Ebert, 1955 (in Ebert, 1969), propõe a primeira subdivisão naquela região, compreendendo cinco unidades:

5. Xisto Seridó (L.J.de Moraes, 1924) - micaxistos mais ou menos quartzíticos ou arcossianos.
- 4: Calcário Quixaba - micaxistos com calcário e escarnitos (margas metamorfoseadas).
- 3: Grupo Parelhas - arcósios graníticos e conglomerados.
- 2: Quartzito Equador - quartzito micáceo ou conglomerático (itacolomito).
- 1: Xisto Inferior - micaxisto e quartzito.

Ebert (op. cit.) supõe existir uma discordância entre os membros 1 e 2, porém nos lugares visitados por ele o contato é mascarado por intensa tectonização. O calcário Quixaba pode encontrar-se intercalado entre o quartzito e o Grupo Parelhas, como no lugar típico (Quixaba, PB), na capa do Parelhas ou a algumas centenas de metros acima do quartzito basal. Outros esquemas estratigráficos foram formulados por Ebert em 1964, 1966, 1969 e o mais recente, em 1970 (in Mello & Mello, 1974), onde ele apresenta a seguinte divisão crono-estratigráfica, baseada em inconformidades:

- 3) Grupo Seridó
- 2) Grupo Caicó (Précambriano Superior)
- 1) Grupo São Vicente (Précambriano Médio)

Outro trabalho importante para compreensão da estratigrafia da "Série Ceará" na região do Seridó foi realizado por Meunier em 1964, que a dividiu em dois complexos, chamando o inferior de "Complexos Caicó", compreendendo os quartzitos originais da "Série Ceará", em associação com calcários cristalinos, biotita-gnaisses e migmatitos, e o superior, incluindo micaxistos, calcários e tactitos.

Ferreira (1967 a) segue a divisão proposta por Meunier (op. cit.), porém separa os Complexos Caicó e Seridó pelos quartzitos e metaconglomerados da "Formação Equador" que ele inclui na base do Grupo Seridó. Reconheceu também uma sequência de epídoto-gnaisse que ele chamou de Grupo Jucurutu, posicionando-o estratigraficamente acima do quartzito basal.

Posteriormente, Ferreira & Albuquerque (1969) verificaram que o "Complexo Seridó" de Ferreira (1967a) devia

englobar outras sequências de rochas, e propõem uma nova subdivisão para o que chamaram de "Grupo Seridó", porém mantendo a separação com o "Grupo Caicó" pelos mesmos quartzitos da Formação Equador de Ebert, 1956 (In: Ferreira & Albuquerque, op. cit.).

- 4) Formação Cachoeirinha - filitos, sericita-xistos e quartzitos (Barbosa et alii, 1964)
- 3) Formação Seridó - biotita-xistos (Moraes, 1924).
- 2) Formação Jucurutu - epídoto-gnaisses cinza-azulado (Ferreira, 1967)
- 1) Formação Equador - quartzito e metaconglomerados (Ebert, 1956).

Nesse esquema, Ferreira & Albuquerque (op. cit.) não vinculam mais a estratigrafia da Folha Seridó à "Série Ceará" no sentido original.

No Mapa Geológico do Brasil editado em 1971 pelo DNPM (escala 1:5.000.000), as sequências ectiníticas descritas anteriormente como "Série Ceará" aparecem com o nome de "Grupo Ceará", referido como pCA de idade entre 620 e 900 m.a..

Dantas (1974) adotou em seus mapas geológicos das folhas Jaguaribe e Fortaleza, a divisão do "Grupo Seridó" nas Formações Equador, Jucurutu e Seridó, no mesmo sentido de Ferreira e Albuquerque (op. cit.). Ele argumenta que a Formação Cachoeirinha desses mesmos autores foi descrita na área onde Barbosa et alii (1964) definiram o Grupo Cachoeirinha, e por isto optou pela designação original. Dantas posicionou o Grupo Cachoeirinha acima do Grupo Seridó.

dó, e este, sobre um Pré-Cambriano indiviso, que inclui os complexos gnáissicos-migmatíticos e migmatítico-granítico.

Mello (1973) observou que muitas das correlações feitas até então para as seqüências definidas como "Grupo Ceará", são baseadas no aspecto formal do tipo petrográfico, não se observando, em muitos casos, as variações faciológicas e o gradiente metamórfico. Ele acha que o conceito de "série de facies metamórfica" ou simplesmente "série de facies" estabelecido por Miyashiro (1961) poderia em muito auxiliar o estudo desses terrenos, particularmente nas áreas onde os meta-sedimentos experimentaram metamorfismo topoquímico e cujas condições paleogeográficas são possíveis de reconstituições. Cita ainda os trabalhos de Mello & Siqueira (1971) na região de Surubim (PE), onde o calcário é a unidade mais jovem, enquanto na região do Seridó, esta posição é ocupada pelo xisto (Formação Seridó). Outra diferença mencionada por Mello (op. cit.) entre as seqüências meta-sedimentares dessas duas regiões, refere-se aos estudos realizados por Mello & Mello em 1971, 1972 e 1973, na região do Seridó, onde definiram duas facies metamórficas (xistos verdes e cordierita-anfibolito), formadas em condições de metamorfismo do tipo de pressões baixas. Enquanto na região de Surubim, somente a facies anfibolito está presente, sem minerais críticos que definissem a "série de facies" no conceito de Miyashiro. Na denominada "Zona de Orós" de Moraes (1924), Mello & Mello (1973), enquadraram aquela seqüência no tipo de pressões baixas, porém sem a cordierita típica da facies anfibolito da região do Seridó.

Neste trabalho, define-se o Grupo Ceará, sensu strictu, como uma seqüência tectônica para-metamórfica, com

quartzito na base, ao qual sobrepõem-se xistos, filitos e gnaisses. Níveis de rochas carbonáticas situam-se ora no topo da seqüência, ora dentro dos meta-pelitos próximo do contato com o quartzito basal, dentro da mesma concepção adotada no Mapa Geológico do Brasil (1971), porém, aqui considerado como unidade litoestratigráfica.

O Grupo Ceará distribui-se por extensas faixas de afloramento na parte ocidental da área do Projeto, principalmente no "bloco" entre a denominada "Zona de Orós" (Moraes, 1924) e a falha de Arneiroz - Senador Pompeu. Outras ocorrências são encontradas também nas regiões de Independência, Quixeramobim, Caipu, Lavras da Mangabeira e Tabuleiro do Norte. Representações menores, em faixas muito restritas, aparecem à leste da "Zona de Orós" e na área do açude Eng^o Ávidos.

Só em algumas áreas de ocorrência as seqüências estão completas. Os meta-pelitos estão sempre representados, podendo localmente assentar direto sobre os gnaisses e migmatitos do Complexo Caicó, na ausência do quartzito basal. A facies carbonática pode faltar também ou ficar reduzida a lentes de dimensões não representáveis na escala do mapa.

O contato do Grupo Ceará com as rochas subjacentes é concordante. Em nenhum lugar foi observada a postulada discordância, defendida por muitos autores, entre os ecinitos do Grupo Ceará e o suposto embasamento. A tectônica disjuntiva superposta, muito característica da região adaptou as estruturas originais, resultando uma foliação final nitidamente concordante entre as diversas unidades. Por esta razão adotou-se a camada de quartzito como horizonte-

chave para separar o Grupo Ceará das seqüências inferiores, estratigraficamente mais antigas.

O modelo tectono-estrutural do Grupo Ceará na área do Projeto assume características peculiares dentro das unidades de rochas pré-cambrianas. Em quase todas as ocorrências assinaladas no mapa geológico, as camadas mostram-se dobradas, conformando sinclinais simétricas e reviradas exibindo periterminações. No extremo nordeste da faixa de Independência, a seqüência está estruturada em uma série de dobras anticlinais e sinclinais com caimento dos eixos para N:NE. A norte das sinclinais de Lavras da Mangabeira afloram remanescentes do quartzito basal em faixas estreitas de sinclinais apertadas e reviradas, com os planos axiais mergulhando para S:SW.

Em escala de afloramento observa-se um estilo micro-estrutural extremamente complexo, com dobramentos desarmônicos, paralelos e do tipo "chevron". Dobras de arrasto associadas aos movimentos transcorrentes são também frequentes. O exemplo mais notável são os dobramentos de segunda ordem das seqüências do Grupo Ceará e Complexo Caicó, no "bloco" limitado pelas falhas de Aiuaba e de Jordão.

Os quartzitos e outras rochas mais resistentes, como leptinitos e gnaisses quartzosos, destacam-se nas áreas ocupadas pelo grupo como ressaltos topográficos conspícuos, em forma de espigões ou cristas elevadas e autênticos "hog-backs", suportando entre outras as serras de Arneiroz, Dois Riachos, Maia, Flamengo e do Boqueirão. Uma característica morfológica igualmente notável dessas rochas duras é a ocorrência de superimposição dos rios, entalhando os denominados boqueirões. Nos terrenos de filitos e xistos, ao con-

trário, o relevo é rebaixado e suavemente ondulado, com uma drenagem extremamente densa.

Em acordo com a conceituação lito-estratigráfica adotada neste relatório, o Grupo Ceará engloba os terrenos metamórficos caracterizados pela presença de filitos, xistos e gnaisses finos, e áreas onde ocorrem exclusivamente rochas de alto grau de metamorfismo, sem os filitos e rochas afins.

A seqüência mais completa do primeiro tipo de associação litológica corresponde à denominada "Zona de Orós" (Moraes, op. cit.) e sua extensão para oeste, a "faixa" serra do Torto - serra Nova. Ali a seqüência inclui quartzitos na base, filitos, xistos, gnaisses finos e rochas carbonáticas (calcário e magnesita com talco). Fazem parte ainda deste tipo de associação as rochas que ocorrem na sinclinal de Peixe Gordo, que ocupa uma pequena área na região de Tabuleiro do Norte, e nas sinclinais do Caipu e Lavras da Manga beira. Nestas, ocorrem somente o quartzito basal e os metapelitos superiores, sem os horizontes carbonáticos.

No segundo grupo estão incluídas as seqüências de meta-sedimentos que constituem a faixa dobrada da serra de Dois Riachos (com uma seção espessa de calcário no topo) e as faixas sinclinoriais de Baixio da Dona, Flamengo, Independência, Quixeramobim e serra do Boqueirão na área do açude Eng^o Ávidos, contendo no topo lentes de calcário de espessura reduzida. As "faixas" das serras de S. José e do Cantinho, e da região de Aroeiras são igualmente formadas só por rochas da facies anfibolito, mas faltam os horizontes carbonáticos. O quartzito basal é descontínuo, podendo faltar em alguns locais, como na "faixa" de Aroeiras e extremo sudoeste

te da "faixa" de Flamengo.

6.2.5.1 - Associação de rochas relacionadas a faixas de baixo e alto grau de metamorfismo (xistos verdes e anfibolito)

6.2.5.1.1 - Quartzito basal

Apresenta-se geralmente com cores cinza e esbranquiçada, granulação fina e em parte micáceo. Ocorre geralmente em bancos maciços, algo recristalizados, podendo localmente exibir traços de estratificação cruzada original (foto 38). A composição mineralógica é extremamente monótona, formada praticamente por quartzo com ocasionais pontuações de opacos e lamelas de micas. Ao microscópio, o quartzito exibe textura lepidó-granoblástica, destacando-se cristais xenomórficos de quartzo com extinção ondulante, formando agregados associados com lamelas sericíticas, que alternam com finos leitos de aglomerados microdobrados de lamelas biotíticas com impregnações de óxido de ferro ao longo da clivagem.

Próximo ao topo e na base, o quartzito torna-se mais xistoso, passando a muscovita-quartzito de granulação fina, compacto, foliação bem pronunciada e aspecto bandeado. Em amostra de mão à rocha é sedosa e brilhante nos planos da foliação. Nas bandas granulares predominam os grãos de quartzo, que mostram denteamento e extinção ondulante, intercalando-se com "planos" predominantemente muscovíticos paralelos à estrutura da rocha. As palhetas de muscovita acham-se às vezes deformadas e ocorrem junto com biotita de cor parda. Pontuações de mineral opaco, provavelmente pirita

alterada, ocorrem por toda rocha.

Em alguns locais, especialmente na região de Peixe Gordo, o quartzito alterna com leitos de metarcóseo de coloração clara (foto 37), constituído por quartzo, feldspato, sericita e biotita. No extremo norte da "Zona de Orós" o quartzito mostra também níveis feldspáticos (oligoclásio e microclina) e micáceos (muscovita), com foliação bem desenvolvida. O quartzo forma agregados fortemente engraçados, cujos contatos, em geral, são mal definidos. No seio deste conjunto intercalam-se leitos descontínuos de muscovita, usualmente associado ao plagioclásio e leitos maiores de plagioclásio e microclina.

6.2.5.1.2 - Filitos, xistos e gnaisses

A seqüência pelítica é representada por associação de filitos, xistos e gnaisses, em níveis individualizados.

Os filitos formam pacotes espessos nas sinclinais de Lavras da Mangabeira e Caipu. Na extensão da "Zona de Orós", na região de José de Alencar, o filito situa-se na calha da sinclinal, em posição nitidamente terminal do grupo. Em afloramentos, os filitos são geralmente de cor cinza claro e cinza esverdeado e, quando intemperizados, adquirem tonalidades avermelhada e castanha. Apresentam-se geralmente com granulação fina, aspecto acetinado, foliação bem pronunciada e micáceo. Ao microscópio, a rocha revela uma textura fina, muito bem orientada e um certo bandeamento expresso por faixas e listras compostas por sericita (às vezes com propriedades óticas transicionais para biotita), alternadas por faixas granulares constituídas essencialmente

por quartzo. Localmente os filitos alternam com quartzo-xisto-filítico, em leitos finos, granulação assaz fina e textura lepidó-granoblástica. Os minerais essenciais são quartzo, biotita e sericita, e como acessórios, minúsculos cristais de zircão, turmalina e opacos.

No contato com os xistos, o filito adquire características mais xistosas, passando a clorita-sericita-xisto, biotita-sericita-filito e quartzo-xisto filítico, com textura lepidó-granoblástica, granulação finíssima, às vezes evidenciando micro-dobramentos. Em amostras de mão, as rochas são de coloração acinzentada clara ou verde acinzentada, com aspecto quartzítico micáceo ou filitoso. As micas aparecem nitidamente associadas, formando agregados orientados, quase impregnadas por óxido de ferro. Nos leitos granulares, o quartzo ocorre como cristais xenomórficos com extinção ondulante, associados a diminutas lamelas de micas, alternando-se com aglomerados micro-dobrados de biotita e sericita.

Os filitos passam gradativamente a xistos subjacentes, que constituem também a facies petrográfica mais largamente distribuída nas seqüências da área do Projeto. Ocorrem desde os níveis superiores da facies xistos verdes até os xistos granadíferos a silimanita. Eventualmente, encontram-se níveis mais quartzosos intercalados.

No extremo norte da "zona de Orós" ocorre estaurolita-granada-biotita-muscovita-quartzo-xisto, e no extremo oeste da mesma, na estrada Iguatu-Lavras da Mangabeira, a análise microscópica revelou a seguinte associação mineralógica: quartzo, muscovita, andalusita, cordierita, silimanita e como acessórios turmalina e opacos. A andalusita destaca-se como porfiroblastos milimétricos em uma massa de tex-

tura lepido-porfiroblástica.

No leito do rio Salgado, a norte de Lavras da Mangabeira, Mello & Mello (1973) descrevem xistos com porfiroblastos de andalusita poiquilítica, distribuídos em uma massa fundamental de quartzo, plagioclásio e biotita. Além dos minerais da matriz, os porfiroblastos de andalusita englobam estauroлита, granada, ilmenita e lamelas de grafita. Posicionados na porção superior destes xistos, ocorrem intercalações de lentes talcíferas, especialmente nos arredores da cidade de Granjeiro, representados por antofilita-talco-xisto e talco-clorita-xisto associados com xistos anfibolíticos (actinolita ou tremolita-clorita-xisto). Normalmente os xistos talcíferos apresentam-se desagregados em afloramento, como material pulverulento, muito comum na estrada Várzea Alegre-Granjeiro.

Os termos gnáissicos ocorrem somente na parte ocidental da "Zona de Orós", na região de José de Alencar e na região de Banabuiú. Estratigraficamente situam-se entre o quartzito basal e as lentes carbonáticas encaixadas nos xistos. No terreno, os gnaisses caracterizam-se pela granulação fina, coloração róseo-acinzentada, com microfacóides e finas faixas feldspáticas. A textura é micro-granoblástica orientada, com alguns fenoblastos feldspáticos disseminados. Entre os minerais essenciais encontram-se a microclina em diminutos cristais e porfiroblastos pertíticos, às vezes alongados e impregnados por um material fino de aspecto argiláceo; plagioclásio em cristais pequenos normalmente argilizados, mostram-se às vezes em cristais maiores e geminados; quartzo em cristais xenomórficos, por vezes estirados e dispostos subparalelamente com a direção ge-

ral da rocha; e biotita em finas lamelas orientadas, com inclusões de opacos e mais raramente alterados em parte para clorita. Nas faixas cataclásticas que acompanham as falhas transcorrentes, a microclina apresenta-se em cristais cataclásticos, com extinção irregular, ocorrendo em aglomerados que tomam a forma de bandas e se alternam com cristais pequenos e alongados de plagioclásio argilizados, alguns cristais de microclina com inclusões de mirmequita, e lamelas biotíticas em parte muscovitizadas. O quartzo mostra forte extinção ondulante, formando aglomerados alongados de cristais xenomórficos e alternando-se com os demais minerais.

6.2.5.1.3 - Rochas carbonáticas

Na região de Banabuiú, no extremo norte da "Zona de Orós", os níveis carbonáticos assentam sobre a sequência de meta-pelitos e estão representados por camadas delgadas de calcário cinza esbranquiçado de granulação média a grossa. Para oeste do açude de Lima Campos, além de calcário ocorre magnesita com talco, posicionado entre o gnaisse e os xistos superiores, estendendo-se até a região de Jucás, em forma de lentes e bolsões de até 400 metros de espessura.

A magnesita apresenta-se em cristais bastante fraturados, formando uma massa compacta de textura granoblástica. Associado à magnesita ocorre comumente talco lamelar esverdeado formando agregados irregulares. Calcário dolomítico é encontrado também junto com a magnesita, principalmente na localidade de Cabeça de Negro, próximo à represa do açude Orós.

No extremo sudoeste da "Zona de Orós", no trecho da estrada Aiuaba-Antonina do Norte, não ocorre mais a mag-

nesita. A facies carbonática é representada por extensa faixa de calcário, posicionada de modo idêntico às lentes magnesianas ou seja, dentro dos meta-pelitos, próximo ao contato com o quartzito basal. A composição mineralógica dos calcários é igualmente monótona, podendo ocorrer esporadicamente lamelas de muscovita e diminutos grãos de opacos disseminados. Em afloramento, os calcários formam bancos macios e compactos, de granulação média a grosseira, com textura sacaroidal. Às vezes exhibe certo bandeamento com faixas escuras. Na localidade de Poço da Cruz, na região leste de Iguatu, o calcário ocorre em bancos macios de granulação fina e consistente, e leitos de granulação média, friável, com aspecto calco-arenoso.

6.2.5.2 - Associação de rochas relacionadas a faixas de alto grau de metamorfismo (facies anfibolito)

6.2.5.2.1 - Quartzito basal

Em todas as ocorrências assinaladas no mapa geológico da área do Projeto, o quartzito normalmente exhibe acentuado grau de recristalização, formando bancos macios esbranquiçados de granulação média e textura granoblástica. Ao microscópio, o quartzito revela uma composição essencialmente quartzosa, com os cristais xenomórficos de quartzo exibindo feições de recrescimento. Localmente ocorrem leitos finos micáceos, a biotita e muscovita, que podem evoluir a quartzo-micaxistos especialmente no topo. Próximo à zona de falha, os cristais de quartzo ficam disformes, com bordas granuladas, denteadas e saturadas, e as micas dispõem-se preferencialmente ao longo das zonas de maior deformação da rocha.

Na sinclinal de Arneiroz intercalam-se aos quartzitos, bancos espessos de leptinolito com bandas ricas em mica (muscovita e biotita). Próximo ao contato com os metapelitos superiores na região de Independência e Quixeramobim, o quartzito torna-se micáceo e granadífero, com textura algo cataclástica. O quartzo, ali, mostra extinção ondulante nãstante forte. Em lâmina delgada, constatou-se a presença de raro cristal de granada e pequenos cristais prismáticos de cianita intimamente associados com muscovita.

6.2.5.2.2 - Xistos e gnaisses

Logo acima do quartzito basal, segue-se gnaisse granadífero de coloração cinza e granulação grosseira. Em amostras de mão a granada destaca-se como fenoblastos bem formados, com até 5 mm de diâmetro, e na lâmina delgada, apresenta-se em numerosos poiquiloblastos fraturados, incluindo quartzo, plagioclásio e biotita. Outros minerais essenciais são: oligoclásio-andesina (An_{30}), quartzo e biotita, e em frações acessórias, muscovita (dominante), apatita, opaco, zircão e possivelmente sillimanita. A textura normalmente é lepidogranoblástica passando a brechóide nas zonas de falha. Na sinclinal de Arneiroz, acima destes gnaisses sobrepõe-se gnaisse anfibolítico a hornblenda e augita-dioxídica, com bandas mais quartzo-feldspáticas e leitões mais quartzosos na base.

Na porção superior da sequência seguem-se xistos de composição bastante variada, merecendo destaque especial a sillimanita-granada-biotita-muscovita-xisto e granada-cianita-biotita-xisto da região de Independência. O primeiro mostra os efeitos de cataclase que deformaram a textura

nematoblástica original. A sillimanita ocorre em quantidade subordinada, com habitus prismático de várias dimensões, sempre associada aos leitos pelíticos. O segundo encontra-se também deformado tectonicamente. Ao microscópio apresenta uma textura lepiroquiloblástica e compõe-se essencialmente por microclina, quartzo, biotita, cianita e granada.

6.2.5.2.3 - Rochas carbonáticas

São representadas apenas por calcário, podendo ocorrer tanto no contato dos gnaisses com o quartzito (região da serra de Dois Riachos) como no topo da seqüência (Quixeramobim, Independência e arredores da vila de Flamengo). De modo geral a granulação é grosseira e a textura sacaroidal. A cor varia do cinza claro a branco nos bancos maciços, e localmente, bandeado de cinza claro a cinza escuro de composição ferromagnésiana. Os termos mais puros são formados essencialmente por calcita, com ocasionais lamelas de biotita, muscovita e clorita disseminadas. Nos calcários posicionados no topo da seqüência, foram observadas lamelas de flogopita além de grãos feldspáticos e quartzo.

6.2.6 - Diques Ácidos a Hiperácidos (péda)

Neste trabalho, foram agrupados sob uma mesma unidade, todas as rochas filonianas de caráter petrográfico ácido a hiperácido, como granitos finos equigranulares, veios quartzosos e de sílica criptocristalina e pegmatitos, que ocorrem preenchendo fraturas.

Os granitos ocorrem com dois caracteres petrográficos distintos, mas sempre preenchendo fraturas concêntricas. Nos arredores do açude Várzea do Boi, ocorrem granitos

filonianos, de cor cinza, biotíticos e equigranulares, podendo ter variações locais para granito gráfico e microdiorito. Estão encaixados em granitos porfiróides com os quais apresentam um contato nítido, não raro, com a presença de uma zona cataclástica pouco espessa entre ambas as unidades.

O estudo petrográfico de algumas amostras, revelou uma composição mineralógica em média, formada por microclina, plagioclásio, quartzo e biotita, como essenciais, alguns representantes da hornblenda, epidoto, muscovita, clorita, carbonato e sericita, sendo os cinco últimos, produtos de alteração; como acessórios ocorrem apatita, zircão, titanita, alanita e opacos.

A microclina ocorre em cristais pequenos e xenomorfos, às vezes pertítica, geminados e livres de qualquer tipo de alteração. O plagioclásio ocorre em pequenos cristais ripiformes, as vezes bem desenvolvidos, mal geminados, segundo a lei da albita e a lei de Carlsbad, zonados, e com algumas inclusões micáceas e de opacos; são comuns alterações para carbonato, clorita, epidoto, sericita e muscovita. O quartzo ocorre em cristais xenomorfos, com extinção ondulante e às vezes englobando o feldspato. A biotita, apresenta-se em pequenas lamelas, com inclusões de zircão e às vezes parcialmente cloritizada.

Nos arredores da Vila de Iapi, ocorrem veios graníticos preenchendo fraturas. São granitos de coloração rosada, com granulação média e pontuações de minerais ferromagnesianos, encaixados em dioritos, e sobressaem na topografia, com a forma de pequenos serrotes (foto nº 42). São alcalinos e os seus contatos com a encaixante são marcados

por uma zona cataclástica de até 3,0 m de espessura e, estão quase sempre fraturados.

A composição mineralógica essencial é formada por microclina, plagioclásio, quartzo e alguma hornblenda. Os acessórios, são o piroxênio, titanita, opacos, alanita, zircão, epidoto e zirconita. A microclina é o mineral mais abundante, ocorrendo em cristais grandes, disformes e pertínicos; o plagioclásio ocorre em cristais subedrais, amplamente substituídos pela microclina e apresentando alteração; o quartzo apresenta cristais anedrais, fraturado e frequentemente intersticial no plagioclásio, muitas vezes silicificando-o. A hornblenda ocorre em pequenos cristais, de formas irregulares, com inclusões de opaco, e titanita e, alguma alteração para biotita.

As demais formas filonianas são hiperácidas, compostas por quartzo e sílica cripto-cristalina, onde os membros mais conspícuos ocorrem preenchendo longas fraturas, na região noroeste de Independência e S de Tauá. Estas fraturas são geralmente de direção NW, mas podemos encontrar também direção NE e N-S. As demais hiperácidas, não são mapeáveis, devido a escala. Os pegmatitos da região de Solonópole e Berilândia, de valor econômico, estão representados sob forma de ocorrência e tratados no capítulo referente a Geologia Econômica.

6.2.7 - Diques Ácidos a Intermediários (eÉdai)

Esta unidade foi mapeada pela primeira vez por Barreto, (1971), reunindo diques e filões de riolitos e dacitos, na região de Independência. No presente trabalho,

designou-se diques ácidos a intermediários, a todo um cortejo extrusivo-fissural constituído de riolitos, dacitos, dacitos pórfiros, riodacitos, riodacitos pórfiros, andesitos e traquitos, sendo os três primeiros dominantes.

O seu posicionamento como unidade eo-cambriana, está calcado ainda nas datações geocronológicas efetuadas por Brito Neves (1974), em dois diques de dacito ao sul de Cruzeta, os quais apresentaram idades isócronas em torno de 452 ± 10 m.a. para Rb/Sr em rocha total.

Estes diques estão singularmente distribuídos em dois "enxames" situados a noroeste e sudeste de Independência, passando pela serra das Guaribas e cruzando a BR-020 ao sul da vila de Cruzeta.

Os diques são de grandes extensões, às vezes da ordem de 5 km, alcançando até 300 m de espessura, em média. Eles formam uma topografia elevada, bastante característica, em forma de crista alongada, retilínea, sinuosa ou seccionada em várias cristas. Muitas vezes estão os diques tão próximos uns dos outros que podem ser confundidos como um único dique, formando os serrotes do Nicácio, da Oliveira, da Taboa, Sete Varas, das Queimadas e do Morro, a norte de Independência e o serrote Preto, ao sul da mesma. A fotomontagem nº 43 mostra uma elevação formada por diques de dacito, no sítio Pajeú, a sudeste de Independência. Outra forma de ocorrência é ao nível do terreno, de onde são diferenciados da encaixante, quer pelo solo mais escuro, quer pela forma de dique discordante com blocos rolados sobre a superfície. Este cortejo de diques ácidos a intermediários, estão preenchendo fraturas com direção NW-SE, em média, cortando discordantemente a orientação estrutural

da lineação e/ou foliação das rochas regionais. São fraturas de tensão, paralelas aos esforços da compressão NW, que ocorrem na área (vide capítulo sobre estrutural), situadas na zona de distensão, que provocou uma abertura nas fraturas, e daí, por alívio de pressão, ascendeu este magmatismo singular.

Como foi citado anteriormente, estes diques compõem-se preferencialmente de dacitos pórfiros, dacitos, riolitos, riodacitos, riodacitos pórfiros e, em menores percentagens de andesitos e traquitos. Merece destaque o fato de que em um mesmo dique, às vezes, pode ocorrer uma variação composicional, como é o caso verificado a 29 kms ao sul da vila Cruzeta, na BR-020. (fotos nºs 44, 45).

Os dacitos pórfiros apresentam uma estrutura serial, com matriz afanítica, acinzentados, com fenocristais cujas dimensões podem chegar até 2,5 cm, sobrenadando na matriz, e distribuídos ao acaso. O tamanho médio destes fenocristais é da ordem de 0,5 cm, e os principais representantes são o plagioclásio, em cristais bem formados ou não, a hornblenda em cristais prismáticos, o quartzo e algumas palhetas de biotita.

Em microscopia, a textura é porfiróide serial, representada por inúmeros fenocristais de plagioclásio (principal), quartzo, biotita e hornblenda, imersos numa matriz micro cristalina com tendências locais para granular, e composta essencialmente de plagioclásio e quartzo, às vezes formando mirmequitas. Muitas vezes os fenocristais de plagioclásio alteram moderadamente para epídoto, o qual sob a forma de pequenos grânulos pardos, empresta um aspecto em =

poeirado ao plagioclásio. A biotita altera para clorita e associa-se a cristais de epídoto e titanita, podendo ainda aparecer cristais anedrais de carbonatos e opacos.

Os dacitos, comportam-se quase que identicamente aos seus homônimos pórfiros, diferindo apenas na mesóstase mais escura, afanítica com algum material vítreo.

Os riódacitos ocorrem, via de regra, associado aos dacitos e somente são distintos em microscopia, (foto - nº 45) onde o dacito pórfiro e o riódacito pórfiro se confundem, devido a uma intimidade composicional. Em amostra de mão, apresentam uma mesóstase de cor escura, praticamente afanítica e, quando são pórfiros, a textura é porfirítica com fenocristais incolores e/ou róseos. Em microscopia, um riódacito pórfiro revelou-se constituído essencialmente de oligoclásio, biotita, feldspato potássico e quartzo, com proporções acessórias de carbonato, epídoto, sericita, apatita e opaco. A textura porfirítica com matriz granular fina, tendo fenocristais de oligoclásio, e de feldspato potássico (às vezes pertíticos), dispersos na matriz. Os cristais de plagioclásio apresentam singularmente, quer na matriz, quer nos fenocristais, coroas irregulares de feldspato potássico, e algumas vezes, alteração para carbonato, epídoto e sericita. A biotita aparece em escamas esmigalhadas ou disformes, mas sempre em pequenos tamanhos, enquanto o quartzo ocorre na matriz como intersticial.

Os riólitos apresentam-se como uma rocha compacta, granular de grã fina e coloração rósea. Localmente pode apresentar uma granulação grosseira, onde os cristais mais desenvolvidos, de até 0,5 cm, de feldspato róseo, são

envolvidos pela mesóstase fina. A dominância mineralógica é do feldspato alcalino, seguido do quartzo e raras palhetas de biotita. A análise microscópica revelou uma rocha holocristalina, granofírica, constituída essencialmente por feldspato alcalino, quartzo, onde tais minerais formam intercrescimentos mistos de várias formas e desenhos. A biotita representa o único acessório presente ocorrendo em pequenas lamelas isoladas ou aglomerados, podendo localmente alterar para clorita.

Os andesitos são mesocráticos, de cor cinza escura, granulação muito fina, evidenciando logo o seu caráter efusivo, mas com alguns fenocristais de feldspato róseo e diversas amígdalas, geralmente arredondadas e preenchidas por quartzo e/ou carbonato. Em estudo de laboratório, revelou uma composição mineralógica formada por plagioclásio e biotita como essenciais, acompanhados por minerais de alteração como clorita, muscovita, epídoto, carbonato e sericita e quartzo intersticial ou preenchendo vesículas juntamente com o carbonato. Como acessórios tem-se a apatita, titanita e zircão. A textura é intersertal, com o plagioclásio em cristais ripiformes, e como fenocristais, deixando perceber linhas de geminação. A biotita ocorre em quantidade considerável, intimamente associada aos grãos ou cristais de epídoto, ou apresentando intensa alteração, nas suas lamelas, para muscovita, clorita, sericita, carbonatos e argila. O quartzo em cristais xenomorfos, ora preenchem interstícios, ora vesículas, às mais das vezes, neste último caso, associado a cristais de carbonatos. Os acessórios são cristais aciculares de apatita, grãos de titanita e zircão. Estes andesitos são amigdaloidais e

muitas vezes podem ocorrer em concentrações alongadas dentro dos dacitos-riodacitos pórfiros (foto nº 45).

Os traquitos ocorrem em menor percentagem que os demais diques, mas parecem ter afinidades com os riolitos, pois sempre ocorrem próximo do mesmo, não sendo encontrados em uma zona de domínio ou próximos às demais litologias citadas. São de granulação fina, mas com alguns fenocristais de feldspato. A matriz é constituída de feldspato e apresenta alguma saturação em quartzo. O máfico presente é a biotita. Infelizmente não foi coletada amostra representativa para estudo microscópico.

6.2.8 - Grupo Jaibaras

O Grupo Jaibaras na área do rio Jucá aparece em trabalhos regionais com diferentes designações. Moraes et alli (1962), em seu Reconhecimento Fotogeológico da Região Nordeste do Brasil, foram os primeiros a delimitar a bacia, com o nome de Eo-paleozóico do Rio Jucá, duvidosamente atribuída ao Cambriano. Definiram aqueles sedimentos como uma seqüência de rochas de baixo grau de metamorfismo, com predominância de conglomerados, arenitos e folhelhos roxos e verdes, com lentes calcárias intercaladas, formando uma ampla sinclinal afundada no bordo sul por falha de rejeito normal, representada no terreno por uma linha de crista de direção E-NE.

Apoiados nas idéias de Susczynski (1966), Cruz & França (1970), correlacionaram os sedimentos da Bacia do Rio Jucá com o Grupo Jaibaras no sentido de Oliveira & Leonardos (1943), sendo seguidos pela equipe do Projeto Radam.

(1973) e por Dantas (1974).

O termo Formação Rio Jucá, originalmente utilizado por BRASIL, SUDENE/ASMIC (1967), foi retomado por Fortes & Oliveira (1974), que baseados em estudos pormenorizados de campo e de laboratório, conseguiram distinguir duas unidades litológicas: uma facies arcoseana grossa (C0jarc) incluindo conglomerados e brechas, e uma facies mais pelítica (C0jpf), ocupando a parte central da bacia, com folhelhos, siltitos e arenitos, interdigitados com conglomerados.

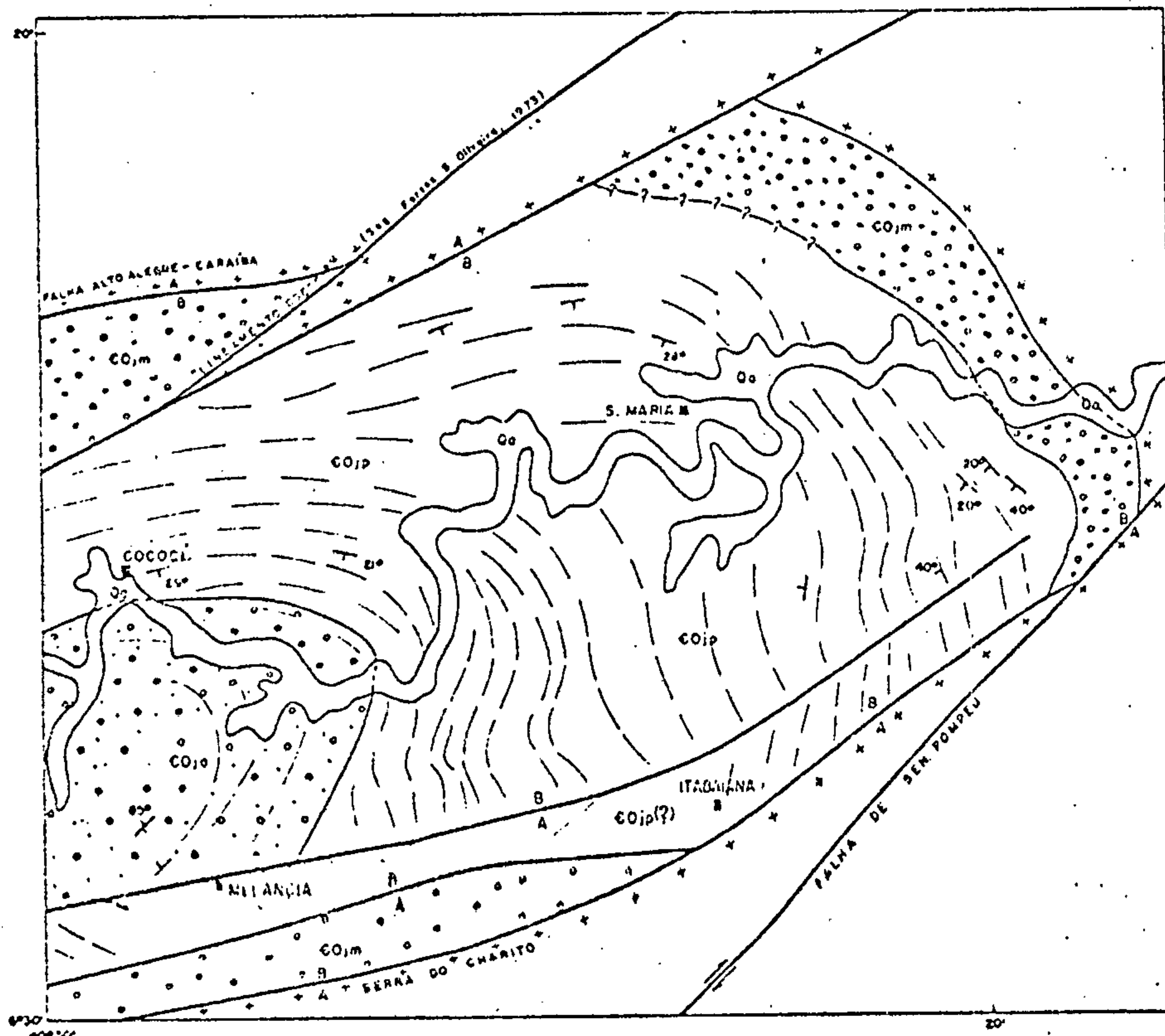
Manoel Filho (1970), refere-se a sedimentos clásticos a norte de Sitiá, correlacionando-os com a Formação Açu do Grupo Apodí. Durante os trabalhos de campo, verificou-se que, tanto a configuração tectônica-estrutural do Graben de Sitiá como os próprios caracteres petrográficos destes sedimentos, são passíveis de correlações com os do Grupo Jaibaras. A chamada Bacia do Rio Jucá apresenta um contorno aproximadamente elíptico, alongado na direção E-NE. No conceito de Fortes & Oliveira (op. cit.), a Bacia é definida tectonicamente como dois grabens originados por reativações de falhas transcorrentes precambrianas, por efeito de gravidade, separados pelo que chamaram de "lineamento Cocó". Os contatos com o embasamento nos bordos norte e sul são feitos através de falhas de abatimento, convergentes na direção oeste, onde os metassedimentos mergulham sob a seção basal da Bacia do Meio Norte. No extremo leste o contato é normal e discordante com o substrato cristalino. Essa feição estrutural, definida aqui como um graben basculado para oeste, entremeando flancos formados por escarpas de falha ao norte e ao sul, tem o mesmo condicionamento tectônico da Bacia de Jaibaras, em blocos afundados pré-

servados como relíquias de capas sedimentares originalmente mais extensas.

Na área do Projeto aflora a metade oriental da Bacia do Rio Jucá, caracterizada morfológicamente por uma extensa baixada, aplainada, de solo pouco espesso coberto com uma vegetação rala essencialmente xerófita. A sequência ali mostra-se dobrada, formando uma ampla sinclinal mais ou menos simétrica de direção E-NE, com plunge para W-SW, confinada por estruturas de afundamento (fig. 9) e afetada por tectônica ratural superimposta. Outra pequena fossa tectônica ocorre entre Morada Nova e Banabuiú, próximo ao povoado de Sitiá, com direção NE-SW, limitada por duas pequenas falhas de gravidade. Esse modelo tectono-estrutural possibilitou o empilhamento das seqüências e suas correlações com as unidades lito-estratigráficas definidas por Costa et alii (1973), na região de Jaibaras.

O esquema estratigráfico da denominada Formação Rio Jucá utilizado no mapeamento geológico do Projeto Cocóci revelou-se algo incompatível com os resultados da análise fotogeológica da área, ilustrada na fig. 9, e em parte com a interpretação dos dados apresentados nos Vols. II e V do Relatório Final do mencionado Projeto. No esquema adotado, a facies EOjarc ocorreria ao longo da borda da bacia, passando lateralmente e interdigitado com a unidade EOjf, que ocuparia a parte central. Cumpre ressaltar que a área compreendida entre os meridianos 40°00' e 40°30' e os paralelos 6°00' e 6°30' abrange as Folhas de Arneiroz e Aiuaba mapeadas no Projeto Cocóci. Por esta razão as observações de campo nessa área durante a execução do Projeto Rio Jaguaribe foram muito esparsas, visando apenas compatibilizar os resultados obtidos em ambos Projetos. Daí a revisão estra-

ESBOÇO GEOLÓGICO DA PARTE ORIENTAL DO "GRABEN DE COCOCI"



CONVENÇÕES

- | | | |
|----------------------|-------|--------------------|
| QUATERNÁRIO | Oo | ALUVIÕES RECENTES |
| | ~~~~~ | DISCORDÂNCIA |
| | CO10 | FORMAÇÃO APRAZIVEL |
| | ~~~~~ | DISCORDÂNCIA |
| CAMBRO - ORDOVICIANO | CO1P | FORMAÇÃO PACUJÁ |
| | CO1M | FORMAÇÃO MASSAPÉ |
-
- CONTATO DEFINIDO, INFERIDO E SUPOSTO
 - LIMITE DA BACIA
 - DIREÇÃO DE ACAMAMENTO
 - ATITUDE DA CAMADA MEDIDA
 - ATITUDE DE CAMADA FOTO-INTERPRETADA
 - FALHA DE GRAVIDADE
 - FALHA DE REJEITO DIRECIONAL

MAPA BASE: CARTA TOPOGRÁFICA, ESC. 1:100.000 EDITADA PELA SUDENE EM 1969

PROJETO RIO JAGUARIBE - RELATÓRIO FINAL -



CPRM SURCARE

J. M. DE CARVALHO



FIGURA - 9



tigráfica ora proposta para a Bacia do Rio Jucá e as correlações com as unidades lito-estratigráficas da Bacia de Jaibaras não ter apoio em observação mais apurada de campo.

Com base no modelo tectono-estrutural concebido para a seção aflorante da bacia, na porção sudoeste da área do Projeto (fig. 9), que informalmente é denominada de graben de Cococí, a parte basal da sequência é representada por um conglomerado polimítico que assenta, no extremo leste da bacia direto e discordante sobre o embasamento de rochas precambrianas. Esta unidade corresponde em parte à facies E0jarc de Fortes & Oliveira e se correlaciona à Formação Massapê de Costa et alii (op. cit.). Acima do conglomerado basal jaz concordantemente um pacote espesso de rochas predominantemente pelíticas, correspondente à facies E0jf do Projeto Cococí e correlacionado à Formação Pacujá da Bacia de Jaibaras (Costa et alii, op. cit.). No topo da sequência assenta o conglomerado que aflora ao sul da vila de Cococí, em contato provavelmente discordante com os folhelhos sottopostos. Na fig. 9, esses conglomerados são referidos como Formação Aprazível, no mesmo sentido de Costa et alii (op. cit.).

As ocorrências de filões de barita encontrados em diversos lugares da Bacia do Rio Jucá, poderiam representar a nível de hipótese, a fase tardia do vulcanismo Parapuí da Bacia Jaibaras. Analogamente as manchas de malaquita em fraturas de folhelho sobretudo nos arredores da vila de Cococí, poderia ser o termo correspondente às mineralizações cupríferas associadas às vulcânicas na área de Aprazível. Outro fato digno de nota é a referência de Fortes & Oliveira aos seixos de efusivas encontrados nos conglomerados ora posicionados no topo da sequência. Sua origem pode ser a

mesma dos seixos provenientes do retrabalhamento das camadas pelíticas subjacentes, onde as vulcânicas estariam encaixadas. Uma investigação mais minuciosa poderá comprovar ou não tal hipótese.

6.2.8.1 - Formação Massapê (G0jm)

O termo Massapê foi usado originalmente por Mabe soone et alii (1971), para referir-se ao membro conglomerático basal da antiga Formação Trapiá, que o mesmo autor considerou como base da seqüência na área do Jaibaras. Costa et alii (op. cit.) elevaram o Membro Massapê à categoria de formação, em vista da continuidade em diversas áreas do conglomerado na base do Grupo Jaibaras, ocupando posição tectônica e estratigráfica bem definida.

Neste trabalho define-se a Formação Massapê como os conglomerados e brechas que ocorrem ao longo da borda leste da bacia, assentando direto e discordante sobre o embasamento, e nos blocos escalonados a norte da vila de Cocó e a norte da escarpa de falha da serra do Charito ocupando obviamente a posição basal da seqüência.

Devido à topografia plana e a cobertura de solo, são poucas as exposições da rocha fresca. Em escala de afloramento as diversas litologias que compõem a Formação Massapê (G0jm), apresentam-se maciças e muitas vezes fraturadas. Este padrão foi usado na foto-interpretção como caráter distintivo para separar dos pelitos superiores bem estratificados. O contato superior com a Formação Pacujá é concordante e mais ou menos brusco, principalmente na parte mais central da bacia. Na borda nordeste os pelitos passam

lateralmente a um facies mais grosseiro, com contato menos distinto nas foto-áreas e passagem gradual do conglomerado basal até os pelitos mais superiores. Via de regra o acamamento mergulha em direção centro do graben, conformando mais ou menos com a forma original da bacia. Tomando como referência os mergulhos medidos nas camadas pelíticas na capa da unidade ora enfocada, estima-se aproximadamente em 700 metros a espessura da Formação Massapê no extremo leste da bacia, onde a seção apresenta-se completa.

No graben do Cococí, a Formação Massapê apresenta uma grande variedade faciológica tanto horizontal quanto vertical. Compõe-se essencialmente de brechas, microbrechas, conglomerados polimícticos, arenitos arcoseanos e lito-feldspáticos, geralmente duros e compactos, às vezes calcíferos, com intercalações de arenitos mais finos, siltitos e argilitos no topo. Em todos os níveis estratigráficos as rochas são predominantemente grosseiras, mal selecionadas, com fragmentos angulosos de rochas cristalinas, de até 15 cm de diâmetro, em uma matriz arenosa cimentada por sílica, carbonato e óxido de ferro, extremamente dura e compacta. Predominam os tons róseo e avermelhado, característico da facies molassóide da seqüência. No bordo nordeste os arenitos arcoseanos grosseiros são caulínicos e algo muscovíticos, intercalados com conglomerados polimícticos com seixos de gnaisses de até 7 cm de diâmetro. A natureza litológica dos seixos ao longo das bordas evidencia a estreita influência da litologia das rochas locais, fornecendo sedimentos imaturos depositados em condições de grande energia, com desníveis topográficos acentuados nas bordas. Próximo às zo -

nas de falha, tanto os arenitos quanto os conglomerados mostram-se silicificados, com fraturas preenchidas por calcita secundária. Normalmente os conglomerados apresentam-se cataclásados e até milonitizados nessas zonas.

Em lâminas finas o metarcóseo mostra uma predominância de grãos de quartzo e feldspato e fragmentos de rocha de tamanho irregular, com baixo grau de arredondamento e esfericidade, cimentados por sílica cripta a microcristalina. Por vezes, aparece clorita e carbonato, e epídoto nas microfraturas. Indícios de metamorfismo incipiente são distinguidos em lâminas, como denteamento dos grãos e recristalização, além de extinção ondulante. As brechas e microbrechas possuem textura clástica, e são constituídas de quartzo e feldspato, e em quantidade subordinada, fragmentos de rochas cristalinas. A matriz é arenosa, algo caulínica, micromicácea e localmente, pequenas concentrações de carbonatos.

6.2.8.2 - Formação Pacujá (C0jp)

A Formação Pacujá foi denominada por Costa et alii (op.cit.) para referir os arenitos arcoseanos micáceos, grauvacas, folhelhos micáceos e leitos conglomeráticos que ocupam maior parte do "graben Jaibaras".

Na área do rio Jucá esta unidade compõe-se de uma sequência de rochas predominantemente pelíticas, com níveis grosseiros intercalados e, próximo às bordas, podem gradar lateralmente a facies mais grosseira. É a unidade mais espessa do graben de Cocóci, fazendo limite a leste com o conglomerado basal da Formação Massapê e, ao norte e sul, ora com o embasamento precambriano, ora com o conglomerado basal

através de falhas de gravidade.

A feição mais característica da unidade é a sucessão rítmica de bancos finos bem estratificados, facilmente reconhecida em foto-aérea e no terreno. As melhores exposições encontram-se nas vertentes do rio Jucá. No restante da área de ocorrência, os afloramentos são mais escassos devido à cobertura de solo e aluviões. O aspecto bandeado das linhas de sedimentação destacam-se nitidamente da textura fotográfica homogênea dos conglomerados das unidades basal e superior. O contato inferior com os conglomerados e arenitos grosseiros da Formação Massapê é francamente concordante, sendo em alguns lugares gradacional e interdigitado. Na parte superior, entretanto, o contato parece discordante, provavelmente correspondendo a um hiato de sedimentação ou emersão episódica da bacia com retrabalhamento das rochas do topo da seqüência pelítica, que aparecem como seixos nos conglomerados da Formação Aprazível. As linhas de acamamento são bem regulares e concêntricas, com perturbação local próximo às falhas, devido aos esforços compressivos. Dobramentos de 2ª ordem em escala de afloramento são comuns, cujos eixos são aproximadamente paralelos às direções locais do mergulho das camadas.

Do ponto de vista litológico a formação compõe-se de uma associação de ardósias, folhelhos, argilitos e siltitos calcíferos, de vários tons cinzentos, violáceos e chocolate, com intercalações ocasionais de arenitos grosseiro e conglomerático. Próximo às fontes de suprimento dos sedimentos, os pelitos passam gradativamente a arenitos arcoseanos grosseiros, sobretudo no bordo nordeste e arredor

res da serra do Charito. Os fólhelhos e argilitos ficam mais endurecidos nas zonas de falha, passando a ardósias cinzentas com mergulhos fortes. Na base, a seção é mais siltica e algo arenosa, com intercalações mais frequentes de leitos conglomeráticos com seixos e fragmentos de quartzo e feldspato de até 10 cm, passando superiormente a ardósia cinza-azulada, físsil, laminada, frequentemente exibindo marcas de onda. Na zona de influência da Falha de Arneiroz, a ardósia encontra-se fortemente litificada, dobrada, laminada e comumente exibindo estrutura em lápis. Seguem-se para cima, folhelhos cinza claro, ora arroxeados, bem laminados, sedosos, em parte calcíferos, micromicáceos, localmente algo arenosos, cortado por veios irregulares de quartzo e barita leitosa. Da parte média para cima são mais comuns os folhelhos chocolate e cinzento escuro, intercalados com folhelhos cinza-esverdeado e não raro avermelhados, e arenitos arcoseanos creme e esverdeado, grã fina à média, calcífero, mui consistente. Argilitos impuros e alguns leitos arenosos se distribuem mais ou menos esporadicamente dentro dos folhelhos que localmente podem mostrar manchas de malaquita nos planos de fratura, sobretudo nos arredores da vila de Cococí.

Ao microscópio as ardósias das zonas de falha se compõem essencialmente de quartzo e feldspato e finas palhetas de biotita, clorita e sericita. Os folhelhos, por seu turno, mostram pequenos grãos de quartzo e feldspato de tamanho uniforme, além de sericita, biotita e clorita, cortado por finos veios carbonáticos. Além da fração argilosa os folhelhos possuem uma fração carbonática praticamente pura, contendo lentes e pequenos veios de material ar

giloso.

6.2.8.3 - Formação Aprazível (Cocója)

Adotou-se neste trabalho designar de Formação Aprazível os conglomerados polimíticos que afloram ao sul da vila de Cococí. De acordo com o esboço geológico da fig. 9, os referidos conglomerados ocupam uma posição nitidamente terminal das seqüências de rochas do denominado graben de Cococí. Apesar de não ter sido observado no terreno, o contato com os folhelhos da Formação Pacujá assinala uma discordância erosiva, conforme foi mencionado anteriormente.

Fortes & Oliveira (op.cit.) incluem esses conglomerados em uma única unidade litológica junto com os conglomerados da borda leste da bacia, enfatizando, porém, certas diferenças litológicas entre os mesmos e ainda a significativa presença de seixos de rocha folheada da bacia, no conglomerado aqui referido como Formação Aprazível.

A área de ocorrência restringe-se a uma pequena língua de terreno no extremo sudoeste do graben de Cococí. Estruturalmente a Formação Aprazível ocupa a posição mais elevada da calha da ampla sinclinal, recobrendo parcialmente os folhelhos da Formação Pacujá. Qualquer estimativa da possança da formação carece de pontos de referência, porém não deve ser inferior a 100 metros.

A análise foto-geológica revelou um certo acamamento na seção inferior e uma provável discordância angular com os folhelhos subjacentes. Com efeito, o mergulho medião ao sul de Cococí (13°/S-SE), contrasta com os valo-

res mais altos medidos nos folhelhos superiores da Formação Pacujá.

Os conglomerados da Formação Aprazível diferem fundamentalmente do conglomerado basal. As brechas e conglomerados que afloram 1 km a sul de Cococí caracterizam-se pela quase ausência de fragmentos de rochas cristalinas, predominando os seixos de quartzo e de rochas da seqüência pelítica subjacente, em uma matriz geralmente grosseira, arenosa, de forte diagênese. Próximo ao topo o conglomerado contém leitos siltosos intercalados, alternando com níveis de arenitos conglomeráticos arcoseanos, de tons avermelhados, e não raro de folhelhos amarronzados. Na zona de influência da falha do sítio Melancia os conglomerados e arenitos arcoseanos passam a brechas e microbrechas com os elementos grosseiros caoticamente distribuídos, interdigitados e alternados com folhelhos sílticos e siltitos arenosos cinzentos.

A Bacia do Rio Jucá, como os demais "grabens" que encerram sedimentos do Grupo Jaibaras, originaram-se por reativações de falhamentos transcorrentes pre-cambrianos, associados com tectônica de distensão com expansão das margens e afundamento dos blocos através de falhas de gravidade que convergem para dentro da bacia.

Movimentos diferenciais e basculamentos associados, seccionaram a bacia em dois blocos, separados pelo chamado "lineamento Cococí" (Fortes & Oliveira, op.cit.). O bloco leste, como já foi mencionado antes, foi aqui informalmente denominado de graben do Cococí, o qual encontra-se quase totalmente representado na área objeto deste re-

latório. Além dos basculamentos do lado oeste e ao sul, mais acentuado que no bordo norte, o graben de Cococí mostra um comportamento tectono-estrutural bastante singular na evolução geotectônica do Grupo Jaibaras, exibindo ampla dobra e efeitos de tectônica ratural que afetaram todas as seqüências. O mergulho das camadas varia de 20° a 40° em direção ao interior da bacia, acentuando-se próximo às zonas de falhas onde os valores medidos ascendem até 60°.

Os esforços compressivos que acompanharam a tectônica de afundamento originaram microdobramentos de 2ª ordem com eixos paralelos ao mergulho dos estratos, além de intenso fraturamento das camadas mais competentes e apertamento da estrutura na área mais basculada. Os fenômenos de reativação das falhas sucederam-se em fases episódicas até períodos pós-Jaibaras, como atestam as faixas caraclásticas e miloníticas que acompanham as zonas de falhas.

O contato entre os conglomerados da Formação Aprazível e os pelitos da Formação Pacujá denunciam a existência de dois ciclos sedimentares na bacia, separados por discordância erosiva confirmada pela presença de grande quantidade seixos da seqüência subjacente, formados pela erosão que se instalou durante a fase emersa da bacia no trânsito Pacujá/Massapê. A foto-interpretção, por outro lado, sugere uma provável discordância angular no contato das duas formações, mais conspícua nas proximidades da falha do sítio Melancia.

A Formação Massapê, caracterizada maiormente por conglomerados brechóides, brechas e microbrechas depositados em condições sub-aéreas, refletem a grande atividade tectônica nas margens da bacia. A extrema desorganização dos

elementos grosseiros, angulosos e mal selecionados, indicam condições de sedimentação rápida com transporte pequeno das fontes de suprimento situadas em áreas próximas das margens da bacia. O caráter imaturo dos sedimentos Massapê, com características litológicas e estruturais típicas de sequências molassóides, assinala o início do "estádio de transição" do processo de consolidação da plataforma Brasileira, Almeida (1969).

O contato dos conglomerados com os pelitos sobrepostos, é concordante e em alguns lugares gradacional, especialmente nas partes mais próximas das fontes de suprimento. Os pelitos apresentam normalmente cores mais pálidas, predominando os tons cinzentos e esverdeados. A regularidade na sedimentação em toda seção exposta indica condições mais tranquilas ou de atividade tectônica mais atenuada, com subsidência mais profunda da bacia, em ambiente francamente reductor. Por vezes interpõem-se condições sub-aquáticas, documentadas pelas intercalações de leitos conglomeráticos e pelas marcas de onda nos clásticos finos. É um comportamento anômalo dentro do modelo geotectônico proposto para o Grupo Jaibaras (Costa et alii, op. cit.), que evolui de uma fase geossinclinal para uma ambiência paraplataformal com a inversão dos geossinclíneos Brasileiros (Almeida, op. cit.). Faltam ainda evidências maiores de campo que comprovem atividade vulcânica na Bacia do Rio Jucá, provavelmente em proporções mais reduzidas que na área do Jaibaras. O ciclo Massapê-Facujá encerra-se com a emersão da bacia, talvez por movimentos tectônicos positivos e a instalação subsequente de uma fase erosiva.

O rejuvenescimento do relevo nas margens da bacia inaugura um novo ciclo sedimentar com os conglomerados polimictos da Formação Aprazível, provavelmente depositados por corridas de lama para zona abaixada, representada pela superfície aplainada dos sedimentos Pacujá. O ciclo Aprazível assinala o evento derradeiro do "estádio de transição" de Almeida (op. cit.).

As analogias tectono-estruturais, litológicas e de evolução geotectônica das unidades estratigráficas do graben de Cococí e da região de Jaibaras são bastante convincentes, conforme foi amplamente discutido neste capítulo. O complexo de rochas vulcânicas que afloram em extensas áreas daquela região não foram devidamente constatadas ainda no graben de Cococí, porém especula-se sobre a possibilidade de os veios de barita encontrados nos arredores de Cococí serem manifestações da fase tardia daquele vulcanismo. As impregnações de malaquita assinaladas por Fortes & Oliveira (op. cit.) na Bacia do Rio Jucá são sugestivas, podendo correlacionar-se aos indícios de malaquitas associadas às vulcânicas da Formação Parapuí (Costa et alii, op. cit.).

Nas áreas de ocorrência que bordejam a serra da Ibiapaba, as unidades do Grupo Jaibaras são cobertas discordantemente pelos sedimentos basais da Bacia do Meio Norte, atribuídos ao Siluriano Inferior. Datações absolutas indicam 450 m.a. para o "stock" granítico pré-Jaibaras de Meruca - Rosário (Costa et alii, op. cit.). A idade do Grupo Jaibaras fica compreendida entre esses limites, ou seja Cambro-Ordoviciano, que coincide com o intervalo de tempo do "estádio de transição" de Almeida.

6.2.9 - Diques Básicos (Jdb)

Esta unidade foi individualizada na porção sudoeste da área do Projeto, a nordeste de Barão de Aquiraz e ao sul da Falha de Tatajuba-Malta, nas proximidades do povoado de São José.

Constitui-se de rochas filoneanas básicas de direção predominantemente NE-SW, discordantes com a estrutura regional, preenchendo fraturas em rochas do Complexo Caicó.

Petrograficamente, são representadas por diabásios e gabros de granulação média a grosseira, de cor cinza escura a negra, com impregnações de óxido de ferro. Afloram sob forma de blocos arredondados, em parte alterados, produzindo solos de colorações cinza e avermelhada. Microscopicamente apresentam texturas microlítica e ofítica, sendo constituídas por plagioclásio, augita, uralita, alanita, apatita, clorita, sericita, carbonato e opacos.

Oliveira et alii (1974) relacionou esses diques básicos ao vulcanismo trapeano do final do Jurássico. A idade absoluta destas rochas foi determinada entre 120 e 200 milhões de anos (Costa et alii, 1973), colocando os derrames no intervalo Triássico-Cretáceo Inferior.

6.2.10 - Grupo Rio do Peixe

Em todas as referências sobre as bacias de Iguaçu, Icó, Lavras da Mangabeira, Lima Campos e Rio do Peixe, elas são definidas estratigraficamente como unidades distintas, porém nestes trabalhos, todos admitem que as mesmas sejam relacionadas entre si, com extensão provável até as

camadas do Araripe.

A primeira alusão feita à Bacia do Rio do Peixe coube a Crandall em 1910 (in: Moraes, 1924), que a correlacionou com as formações cretáceas do Ceará, supondo na ocasião que a bacia se ligava a oeste com as camadas basais da Chapada do Araripe e com os arenitos que afloram a sul de Lavras da Mangabeira. Pertencem à Moraes, porém, as primeiras descrições das camadas de arenitos e folhelhos alternados, por ele designados de Série Rio do Peixe, e das pegadas de dinossauros encontradas em lamitos fossilíferos de Passagem de Pedra. Além das semelhanças litológicas e estratigráficas os novos dados paleontológicos reforçaram a correlação de sua Série Rio do Peixe com o Comancheano da América do Norte.

A Bacia de Iguatu foi pela primeira vez assinalada em mapa geológico por Small, 1913 (in: Moraes, op. cit.), sendo referida como arenito inferior do Araripe. Com a criação da Escola de Geologia da então Universidade do Recife, as bacias sedimentares de Iguatu e Rio do Peixe serviram de palco a diversos trabalhos de mapeamento, destacando-se entre eles o de Cruz (1961), que dividiu a antiga Formação Iguatu em três membros. O inferior, composto essencialmente de arenitos grosseiros e conglomerados; o médio, com arenitos finos, siltitos, calcário lenticular e leitos conglomeráticos; e o superior, também de conglomerados e arenitos siltosos variegados, arenitos micáceos e calcíferos no topo.

Braun (1969), em seu mapeamento de semi-detalle, subdividiu as sub-bacias de Souza e Brejo das Freiras em

três unidades litológicas, evitando dar nomes às mesmas antes de um estudo integrado das bacias isoladas, cujas sequências poderiam se estender à do Araripe, onde têm nomes já consagrados. Assim, denominou de Unidade "A" a sequência basal, psamítica com pséfitos; Unidade "B", intermediária, pelítica com psamitos; e Unidade "C", superior, psamítica com pséfitos. Albuquerque (1970) preferiu usar os termos Formação Antenor Navarro e Formação Souza, de Costa, 1964 (in: Albuquerque, op. cit.), correspondendo praticamente às Unidades "A" e "B" de Braun, e Formação Rio Piranhas, de Albuquerque (op. cit.) para referir-se aos conglomerados e arenitos que afloram no local onde Braun definiu sua Unidade "C".

Neste trabalho é adotada a divisão proposta por Albuquerque (op. cit.), extensiva a todas as ocorrências reconhecidas como Grupo Rio do Peixe.

O Grupo Rio do Peixe, tal como é definido neste trabalho, distribui-se por diversas bacias isoladas, de dimensões variadas, já de muito conhecidas, como a de Iguatu, Lima Campos, Icó, Lavras da Mangabeira, Quintaus, Souza, Pombal e Brejo das Freiras. Ocorrências menores, com perfil incompleto, são aqui assinaladas pela primeira vez, a sul de Iborerí e na área do rio Bastiões.

Com exceção das manchas do rio Bastiões, onde os sedimentos formam uma reduzida capa elevada, repousando sobre rochas migmatíticas, o Grupo Rio do Peixe ocorre em depressões tectônicas do embasamento, como relíquias de uma capa originalmente mais extensa, preservada em blocos afundados delimitados por falhas ou em forma de meio-graben. A

direção, a extensão e o contorno dos blocos são condicionados pelas estruturas do embasamento.

As relíquias atuais formam bacias morfológica-mente bem pronunciadas. A área sedimentar caracteriza-se por uma baixada plana ou suavemente ondulada, cercada por relevo elevado e colinoso de rochas do embasamento. Nas bordas delimitadas por falha, o cristalino desponta algumas vezes como paredão escarpado, retilíneo, com desníveis topográficos nunca superiores a 25-30 metros. Ao longo do contato discordante, ao contrário, o relevo eleva-se de forma suave abrigando ocasionalmente restos de sedimentos nas depressões topográficas próximas às margens da bacia. Nas áreas de afloramento da Formação Souza, notadamente nas Bacias de Iguatu e Lima Campos, o terreno mostra-se regularmente ondulado, refletindo as intercalações rítmicas de camadas brandas mais argilosas com camadas arenosas que ficam em relevo, semelhante a uma sucessão de pequenas cuestas, escalonadas no mesmo sentido do mergulho dos estratos. O efeito das intercalações é sentido também na vegetação e na tonalidade das fotografias aéreas. Os termos mais argilosos são mais desnudados e com tons esbranquiçados nas fotos enquanto nas camadas arenosas e conglomeráticas a vegetação é mais fechada e com tons mais escuros.

Há uma extraordinária identidade estratigráfica e paleogeográfica entre as bacias de Iguatu, Rio do Peixe e as outras menores assinaladas no mapa geológico anexo. Os caracteres lito-faciológicos e a evolução tectono-estrutural são também muito semelhantes em todas as áreas de ocorrência. Isto conduziu alguns autores a admitir que se

tratava de uma área de sedimentação contínua, da qual restam somente testemunhos isolados e preservados em blocos afundados.

O termo Grupo Rio do Peixe aparece na literatura geológica num sentido mais restrito, para referir-se às sequências isoladas que ocorrem nas bacias de Brejo das Freiras e Antenor Navarro. O mesmo ocorre com relação à Bacia de Iguatu, onde os sedimentos são referidos como Formação Iguatu. Neste trabalho o termo Grupo Rio do Peixe inclui todas as sequências isoladas que se identificam com os modelos estratigráficos e tectono-estrutural ora definidos.

6.2.10.1 - Formação Antenor Navarro (Kirpan)

Constitui a unidade basal do grupo repousando diretamente e em discordância angular sobre o embasamento. Aflora por toda extensão da borda das bacias, e nos contatos de falha, no lado menos afundados dos blocos. Nas bacias menores e nas manchas do rio Bastiões, constitui-se no único remanescente do grupo, geralmente com espessura reduzida.

A seção mais característica da Formação Antenor Navarro ocorre nas bacias do Rio do Peixe (blocos de Uiraúna-Brejo das Freiras e Antenor Navarro) Icó e Lima Campos. A sequência começa por sedimentos imaturos na base, mal selecionados, angulosos, incluindo brechas, conglomerados brechóides, com seixos, calhaus e blocos de rochas cristalinas. Em quantidade subordinada ocorrem seixos e calhaus de quartzo, subangulosos a subarredondados, com dimensões superiores a 6-8 cm. A matriz é arenosa, grosseira, mal selecionada, arcoseana, com acamamento pouco distinto e tons cre-

me, cinzento e róseo. Distribui-se ao longo da borda das ba cias com espessura muito irregular. A faixa de afloramento é sempre inferior a 60 metros, e em alguns trechos, fica re duzido a poucos metros. Evoluem superiormente para uma seção de arenitos grosseiros e conglomeráticos, arcoseanos, creme até avermelhado claro, com estratificação cruzada e em bancos espessos com estratificação plano-paralela. São compostos de quartzo e feldspato, algo micáceos (muscovita e biotita), matriz arenosa com cimento argiloso e por vezes silicoso. Ocorrem intercalados leitos de siltitos e argilitos variegados, e arenitos de grã fina creme a avermelhado. Gradativamente os arenitos grosseiros passam a arenito fino, menos arcoseano, acamamento fino, micáceo, cimento silte-argiloso. Intercalam-se também leitos finos de argilito e siltito, e localmente níveis carbonáticos impuros, às vezes fóssilíferos, com ocasionais lentes milimétricas de aragonita castanho-escuro, com habitus fibroso.

Na Bacia de Pombal, a Formação Antenor Navarro inicia também por conglomerado brechóide e brechas, com calhaus e blocos de rochas cristalinas (gnaisses, migmatitos, granito e rochas cataclásticas). Sobre o conglomerado basal sobrepoem-se camadas alternadas de arenitos grosseiros e médios, com predominância de grãos e grânulos de quartzo, sub-angulosos, matriz areno-argilosa e cimento argiloso e/ou silicoso. A cor varia do creme claro ao vermelho claro. Formam as vezes bancos espessos, com estratificação plana, e comumente níveis de 1 a 2 metros com estratificação cruzada. O quartzo e o feldspato caulinizado são os minerais mais comuns, podendo ocorrer palhetas de micas (muscovita e biotita), dispersos em uma matriz silto-argilosa mui consis

tente. Na porção superior da seção exposta, o arenito torna-se mais fino e finamente estratificado, com intercalações de leitos argilosos e carbonáticos impuros.

No extremo norte da Bacia de Icó há excelentes exposições de brechas e conglomerados brechóides ao longo da BR-116 (foto nº 46). Nas bacias de Lima Campos, Lavras da Mangabeira, Quintaus, sul de Iborepí e Igarói, não foram observados os conglomerados basais. Na margem do rio Bastiões, a seção basal é caracterizada por arenito conglomerático, mal selecionado, arcoseano, bastante friável, assentando direto sobre o embasamento migmatítico. Níveis siltosos e argilosos foram observados no leito do rio, logo acima do arenito conglomerático basal.

Na Bacia de Iguatu a extensa cobertura aluvionar e de sedimentos da Formação Moura dificultaram sobremaneira a observação da seção inferior da formação, principalmente na parte ocidental. A oeste da vila de José de Alencar, afloram arenitos conglomeráticos arcoseanos mal selecionados assentando direto sobre o embasamento. Os grânulos e seixos são de quartzo, quartzito e outras rochas cristalinas, angulosos, matriz arenosa e cimento silicoso. Formam bancos espessos sem acamamento distinto. Mais a oeste, ao sul da estrada Iguatu-Icó, há pequenas exposições de conglomerado brechóide, semelhante ao descrito acima. Predominam os seixos e calhaus de rochas quartzíticas e xistosas e seixos de quartzo subangulosos. A matriz é silte-arenosa, mal selecionada, cimento silte-argiloso e ou silicoso. Acima dos conglomerados, seguem-se arenitos grossieiros arcoseanos, róseos, consistentes. Nas partes cen-

trais da bacia, são vistos vários afloramentos do arenito fino da seção superior da formação, alternando com leitos sílticos, argilosos e carbonáticos, seguindo o mesmo esquema estratigráfico das bacias de Brejo das Freiras e Antenor Navarro.

A espessura da formação varia de um local para outro. Nas bacias de Brejo das Freiras e Antenor Navarro a espessura é estimada respectivamente em 1350 m e 750 m. O poço F.est.LF.PB-1, perfurado na localidade da Lagoa do Forno (Bacia de Antenor Navarro), cerca de 10 km a SE de Souza (BRASIL, DNPM, 1970), atravessou somente 86,20 m (intervalo 903,70 - 989,90 m) de arenitos fino a conglomerático referidos como Unidade "A" de Braun (op. cit.). O embasamento, composto de gnaiss milonítico e granitóide, foi atingido à profundidade de 989,90 m, sem penetrar as camadas de conglomerado da base da referida unidade. Isto sugere a hipótese de tal furo ter sido locado sobre um alto estrutural do embasamento subjacente. Em Lima Campos e Icó as espessuras foram calculadas em 300 m e 390 m respectivamente. E em Iguatu, a espessura máxima (400 m) ocorre no extremo sudoeste da bacia, próximo à falha da serra do Torto. Nas demais ocorrências a seção é incompleta, com o topo normalmente erodido. A possança máxima é observada na Bacia de Quintaus, com aproximadamente 350m de sedimentos da sequência basal.

6.2.10.2 - Formação Souza (Kirps)

As áreas de ocorrência da Formação Souza restringem-se às bacias mais profundas como as de Iguatu, Iga

roí, Lima Campos, Icó e Rio do Peixe. O contato com os arenitos finos do topo da Formação Antenor Navarro é concordante e gradacional, facilmente reconhecível em fotografias aéreas e no terreno. Apresenta-se normalmente em nível mais rebaixado e aplainado que os clásticos grosseiros da sequência basal. Devido a esse modo de ocorrência, as faixas de afloramento são quase sempre cobertas por solo e aluviões, limitando as observações de campo aos barrancos dos rios e córregos.

De uma maneira geral a sequência é monótona e essencialmente pelítica. Caracteriza-se por uma sucessão desde camadas finas paralelas de facies mais argilosas e carbonáticas até arenitos finos e ocasionalmente grosseiros, por quase todo perfil e em todas as ocorrências assinaladas no mapa geológico. Predominam os arenitos finos e siltitos, de cores vivas, com leitos argilosos e margosos intercalados. Embora ocorra uma predominância de camadas pelíticas, encontram-se, vez por outra, níveis arenosos de grã grossa até conglomerática, especialmente nas partes inferior e superior da unidade. Encontram-se igualmente vários níveis com abundância de restos fósseis, principalmente de ostrácos, conchostráceos, dentes e escamas de peixe, fragmentos ósseos não identificados e vestígios de vegetais carbonizados.

Na seção inferior há maior presença de siltitos roxos, siltitos argilosos roxos, vermelho escuro, chocolate e esverdeado, com cimento calcífero, e margas variegadas com calcários impuros maciços. Intercalam-se arenitos finos a mui finos, calcíferos e silte-argilosos, variegados, forma-

dos por grãos de quartzo e feldspato subordinado, angulosos a subangulosos, e palhetas de micas (muscovita e biotita) às vezes em abundância. Via de regra são finamente laminados e em bancos espessos maciços, com marcas de ondas e estratificação cruzada. Níveis de arenito de grã média a grossa e conglomerática, com grãos de quartzo e feldspato subordinado, e com estratificação cruzada, encontram-se localmente associados aos arenitos finos e siltitos. Na Bacia de Icó, predominam arenitos fino a médio, enquanto os níveis carbonáticos são mais raros. Já na Bacia de Igarói, a ocorrência maior de níveis carbonáticos impuros é denunciada pelas extensas áreas de solos típicos de alteração de rochas calcárias ou calcíferas, margeando a estrada carroçável que liga as localidades de Malhada Vermelha a Cabeça de Negro, cortando obliquamente a bacia. Em afloramento, observa-se frequentemente na capa das camadas de siltitos e arenitos finos, uma delgada cobertura de lamito geralmente creme, com gretas de dissecação preenchidas por material silte-argiloso, formando uma trama de malha irregular. Argilitos e folhelhos são também muito comuns nesta seção, principalmente na parte média da sequência. As cores variam do vermelho ao chocolate, verde claro ao creme amarelado e cinza. São micromicáceos, calcíferos, pintalgados de opacos (provavelmente pirita alterada), e apresentam-se ora maciços ora bandeados com lâminas de margas, siltitos e ou arenitos finos, variegados. As margas podem formar bancos de 1 a 1,5 metros, de espessura, intercalando calcário mais puro, com concreções calcáreas maciças e consistentes.

Na parte superior predominam arenitos finos e siltitos arenosos, igualmente variegados. O acamamento é

fino e plano-paralelo. No topo da seqüência, os termos grossieiros são mais freqüentes, com níveis conglomeráticos. São compostos de grãos e grânulos de quartzo angulosos, e de feldspato subordinado ou quase ausente, com cimento silte-argiloso e caulínico. Os níveis de margas, calcários impuros, calco-arenitos, argilitos e folhelhos são menos freqüentes no topo da formação. Os arenitos são de cores vivas, predominando os tons avermelhado, chocolate e creme, friáveis, com cimento silte-argiloso e em parte calcífero. Nas bacias de Iguatu, Igarói e Lima Campos, os arenitos são mais caulínicos. Restos fósseis são também abundantes, principalmente nas camadas mais argilosas e carbonáticas. A olho nú distingue-se grande quantidade de ostracodes, ossos não identificados, lentes e escamas de peixe, e restos vegetais carbonizados.

Tanto na porção superior como inferior da formação encontram-se placas de aragonita com habitus fibroso, de diversas tonalidades castanha e dimensões variadas. Nas diversas ocorrências observadas, acham-se sempre espalhadas ou misturadas com solos de rochas calcáreas.

A seção mais espessa da Formação corresponde à Bacia de Souza, estimada em 1200 m. No poço F. est. LF.PB-1 (BRASIL, DNPM, op.cit.), foram atravessados 799,75m de sedimentos, com predominância de siltitos roxos e folhelhos piritosos, de diversas matizes, arenitos e bancos calcáreos subordinados. Nas bacias de Iguatu e Lima Campos, são estimadas espessuras de 800 e 450 m, respectivamente.

6.2.10.3 - Formação Rio Piranhas (Kirpp)

Esta unidade compõe a capa do Grupo Rio do Peixe repousando concordantemente sobre a Formação Souza. O contato é gradacional, passando dos arenitos finos superiores da seqüência subjacente até os clásticos grosseiros da parte inferior da Formação Rio Piranhas. As áreas de ocorrência restringem-se apenas ao sul da cidade de Souza, no limite meridional da bacia; parte central do meio-graben de Lima Campos, limitando-se igualmente pela falha de fechamento da estrutura; e parte média da Bacia de Iguatu, em contato de falha com a Formação Souza. Distingue-se na fotografia aérea e no terreno pelo relevo mais movimentado, contrastando com a topografia plana dos terrenos correspondentes às camadas brandas inferiores. Geralmente os termos mais grosseiros formam uma sucessão de pequenas cuestas, escalonadas em direção ao centro de convergência da estrutura:

A seqüência começa por arenitos mais finos na base, evoluindo para facies mais grosseira e conglomerática no topo. Na seção inferior os arenitos são finos a médio, variegados, calcíferos, os grãos e grânulos são angulosos a subangulosos, cimentados por material silte-argiloso. Distingue-se dos arenitos inferiores pela percentagem maior de grãos de feldspatos róseo e cinza, e pela abundância de micas (muscovita e biotita). Apresentam-se ora maciços, ora em bancos de até 2 metros de espessura, com estratificação plano-paralela e freqüentemente exibindo estratificação cruzada torrencial. São intercalados por arenitos arcoseanos, grosseiros e conglomeráticos, angulosos e mal selecionados. Leitões delgados de siltitos, argilitos e folhelhos são localmente muito freqüentes, como na Bacia de Icó. Os níveis carbonáticos muito comuns na seqüência subjacente, são mais

raros ou mesmo ausentes nesra unidade. O conteúdo fóssil é também menos abundante e concentra-se mais na seção basal, nas camadas pelíticas e carbonáticas.

Na porção superior predominam arenitos conglomeráticos e conglomerados. São mal selecionados, arcoseanos, micáceos. Predominam as tonalidades cinza, creme e amarelada. Os seixos são geralmente subangulosos a subarredondados, com até 10-12 cm de diâmetro, dispostos regularmente, (foto 49) segundo a direção do acamamento. A matriz é composta de grãos e grânulos de quartzo, feldspato subordinado e mica, cimentados por silte e, às vezes, por argila calcíferos. Via de regra formam bancos espessos, com estratificação cruzada, como no sítio Caldeirões, a norte de Iguatu. Separando os bancos de conglomerados e arenitos conglomeráticos, intercalam-se leitões de até 1 m de arenitos finos, siltitos e argilitos, variegados.

A espessura máxima observada é de 320 m, observada na Bacia de Antenor Navarro, secundada pela Bacia de Lima Campos com 300 m. O poço F. est. LF.PB-1 (BRASIL. DNPM, op.cit), penetrou somente 103,95 metros detectando uma seção de arenitos roxos, creme e esverdeado, grã média à grossa, arcoseano, micáceo, intercalados com siltitos roxos, calcíferos e micáceos.

Desde os tempos eo-paleozóicos as falhas transcorrentes pré-cambrianas sofreram reativações periódicas. Essas falhas estiveram particularmente ativas durante o Berriasiano e o Neocomiano (Almeida, op.cit), junto às quais originaram-se, por distensão e afundamento, as bacias neocomianas de Iguatu, Rio do Peixe e as outras menores, tectonicamente similares. A reativação das falhas começou antes

do assoreamento das bacias, como documenta o conglomerado brechóide da seqüência basal, depositado logo após a formação da depressão tectônica. A movimentação prosseguiu de forma intermitente durante e na fase pós-deposicional, patenteada pelo intenso fraturamento e brechamento dos sedimentos próximos das zonas de falha. Localmente observa-se certa silicificação em arenitos e conglomerados ao longo do contato da falha com o embasamento. As camadas mostram-se infletidas próximo das falhas, com mergulhos superiores a 50° . As linhas de sedimentação mostram igualmente "drags" concordantes com o sentido da componente direcional durante a reativação pós-sedimentar.

A feição estrutural dominante é de blocos afundados, com deslocamentos diferenciais ao longo de falhas de gravidade. Nas bacias de Lima Campos e Quintaus houve basculamento em apenas um dos bordos, resultando daí a configuração de meio-graben. Os basculamentos e afundamento, diferenciais dentro dos blocos e meio-grabens dobraram as camadas em amplas sinclinais assimétricas, com caimento mais acentuado das camadas no lado da falha de fechamento. Com exceção do meio-graben de Quintaus, que basculou a parte norte, nas outras bacias as camadas inclinam-se para sul, com mergulhos de 10 a 15° , limitando-se por falha com o embasamento soerguido.

Braun (op.cit.) refere-se à Bacia do Rio do Peixe como sendo dois blocos ou "sub-bacias", separadas pela Falha de Brejo das Freiras, com rejeito de aproximadamente 1600 m, e pelo alto estrutural de Santa Helena capeado com restos do conglomerado basal. O bloco ou "sub-bacia" de Antenor Navarro, por sua vez, é compartimentado em sub-blo

cos, limitados por falhas transversais pós-sedimentares de rejeitos diferenciais. No fechamento sul do sub-bloco de Souza o rejeito ao longo da falha de São Gonçalo é de aproximadamente 1400 m, enquanto no sub-bloco de Antenor Navarro, o rejeito é da ordem de 2.000 m. A "sub-bacia" de Brejo das Freiras, menos deformada tectonicamente, forma uma ampla sinclinal assimétrica, com o flanco mais suave a norte, e o centro da dobra próximo da falha de fechamento, na área de maior afundamento. Na "sub-bacia" de Brejo das Freiras a estruturação é mais complexa, com dois baixos estruturais a sul de Antenor Navarro e outro a sudeste de Souza. A estrutura geral da "sub-bacia" é de uma ampla sinclinal, semelhante à de Brejo das Freiras. É um modelo tectono-estrutural de superimposição, condicionado às estruturas do embasamento. Na opinião de Braun (op.cit.), os dobramentos resultaram do próprio mecanismo de afundamento dos blocos.

A Bacia de Iguatu e suas correlatas de Icó, Lima Campos e Igarói, bem como as bacias de Quintaus e Lavras da Mangabeira, têm comportamento análogo, com menor ou maior grau de deformação superimposta. Parece fora de dúvida que cada bacia originou-se isoladamente em depressões tectônicas pré-existentes do embasamento, seguido de subsidência durante a fase sedimentar.

Com vistas a determinação da idade, correlações e ambiente deposicional, procedeu-se a uma coleta sistemática de sedimentos fossilíferos, procurando tanto quanto possível tomar amostras representativas dos horizontes estratigráficos de cada bacia. Da fauna foram estudados so-

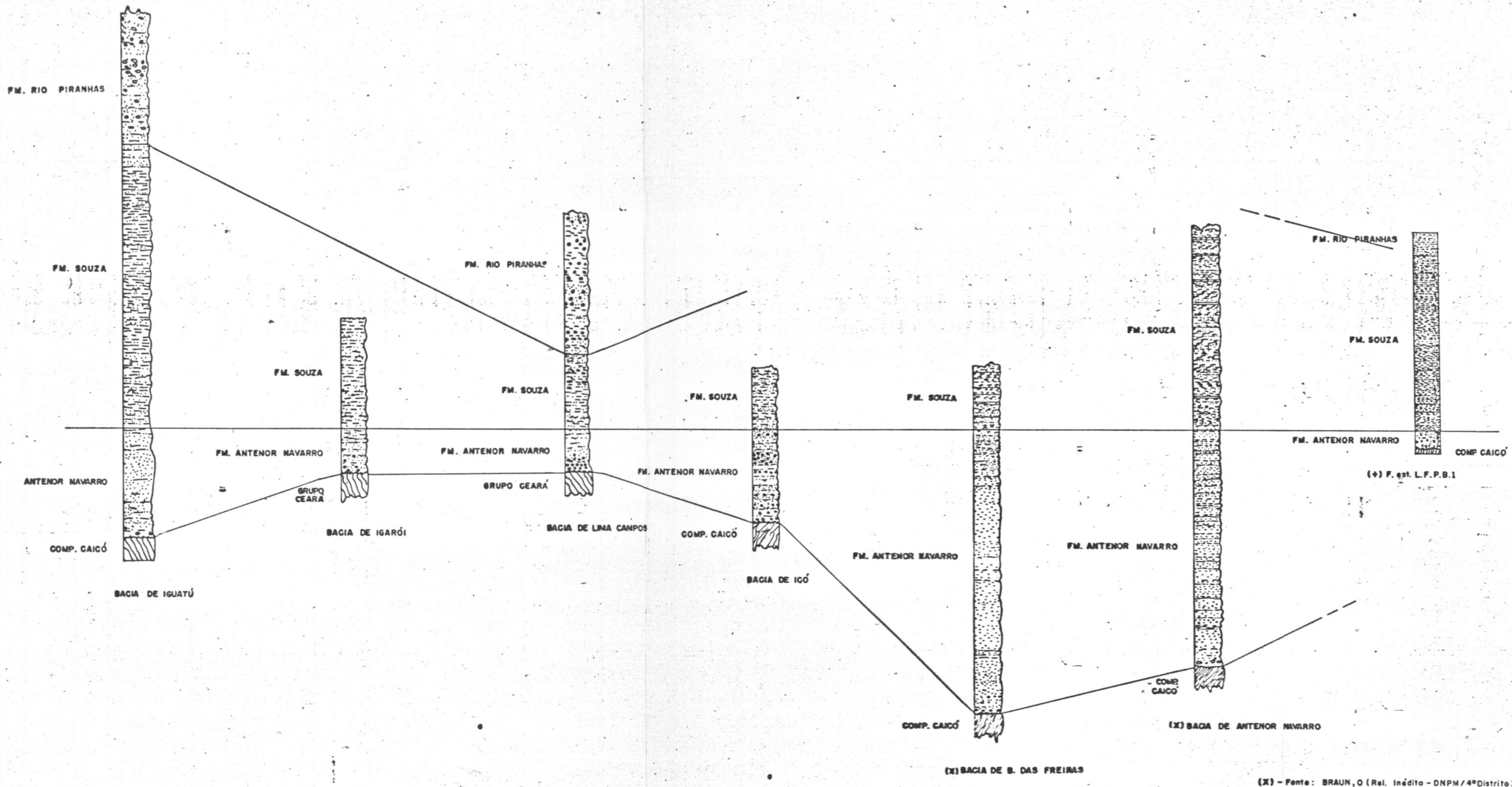
mente os elementos palinológicos, que confirmam a idade neocomiana para todas as seqüências amostradas, formadas em ambiente exclusivamente continental. Os caracteres litológicos e faciológicos, por outro lado, mostram que as bacias desenvolveram-se em condições de grande instabilidade tectônica do embasamento. Os processos não foram contínuos e isto se reflete nos caracteres litológicos e estratigráficos do pacote sedimentar, composto de três unidades lito-estratigráficas consoantes com períodos ativos intercalados por período mais estável.

A Formação Antenor Navarro representa uma facies de características sintectônicas, depositada logo após um período tectônico extremamente ativo, com desmantelamento da rede hidrográfica e rejuvenescimento do relevo modelado durante um período longo de aplainamento. A ampla depressão formada na zona de afundamento foi entulhada paulatinamente pelos fragmentos de brecha e outros detritos heterogêneos, transportados e depositados em regime torrencial. A seção superior, mais homogênea e com sedimentos finos, sugere a transição do ambiente tipicamente fluvial, com características de facies de cones aluviais, para o ambiente francamente lacustre da Formação Souza. A atividade cessou ou foi atenuada durante a sedimentação da Formação Souza, caracterizada por uma seqüência predominantemente pelítica, depositada em condições mais tranquilas. Esta formação assinala uma fase de subsidência mais profunda das bacias, modificando as condições físico-químicas do ambiente. Os sedimentos são variegados, predominando os tons castanho, creme e esverdeado, com restos de matéria orgânica carbonizada, depositados em ambiente essencialmente redutor. Intercalam-se

condições de águas agitadas, documentadas por estratificação cruzada, camadas vermelhas e marcas de onda na superfície de acamamento dos arenitos, siltitos e folhelhos. Os termos extremos conglomeráticos, com distribuição irregular dentro da seqüência pelítica, assinala episódios de instabilidade tectônica de curta duração. A passagem da Formação Souza para a Formação Rio Piranhas mostra a reincidência de nova fase instável, a qual perdurou até a fase pós-sedimentar, como atestam os efeitos da tectônica superimposta. O rejuvenescimento do relevo, com o soerguimento do embasamento nas margens, criou gradientes maiores, voltando o regime torrencial semelhante ao da Formação Antenor Navarro, com depósitos sintectônicos mal selecionados.

Braun (1966), estudou amostras de folhelhos fossilíferos da região de Souza, contendo fragmentos de ossos, dentes de peixe e espécimes de *Darwinula* sp., de água doce, que se distribuem desde o Carbonífero Superior até o Recente; e *Cypridea vulgaris* Kr., de água doce, encontrado no Berriasiano da Bacia Sedimentar do Recôncavo (Formação Ilhas Inferior) sem correspondente na Chapada do Araripe. Em estudo mais recente (1969), ele reconheceu tipos diagnósticos que definiram seguramente a idade das camadas da Bacia do Rio do Peixe. A fauna por ele estudada situa aqueles sedimentos entre o Berriasiano e Barremiano, correspondente ao intervalo de sedimentação das Formações Sergi e Santana, do Araripe, e das Formações Candeias, Ilhas e provavelmente parte inferior da Formação São Sebastião, da Bacia do Recôncavo-Tucano-Jatobá. Nesse mesmo trabalho, Braun menciona alguns ostrácodes encontrados em amostras da Bacia de Iguatu, que se relacionam à fauna da Bacia do Rio do Peixe.

Beurlen & Mabesoone (1969), falam de uma muito local e episódica ingressão marinha na parte ocidental da Baía de Lima Campos, procedente do Sul, documentada por conchas de lamelibrânquios não determináveis e formas típicas de Ostrea, encontrados em camadas calcáreas, que por sua descrição posicionam-se na Formação Souza. Para eles, as bacias de Iguatu e Rio do Peixe representam a extremidade setentrional da Chapada do Araripe, e que as bacias de Barro (Ce) e Lavras da Mangabeira são testemunhas dessa continuidade. Braun (1969), chega a admitir que os arenitos conglomeráticos mapeados por ele como Sergi na área Nordeste do Araripe em parte pode ser a sua Unidade "A" do Grupo Rio do Peixe.



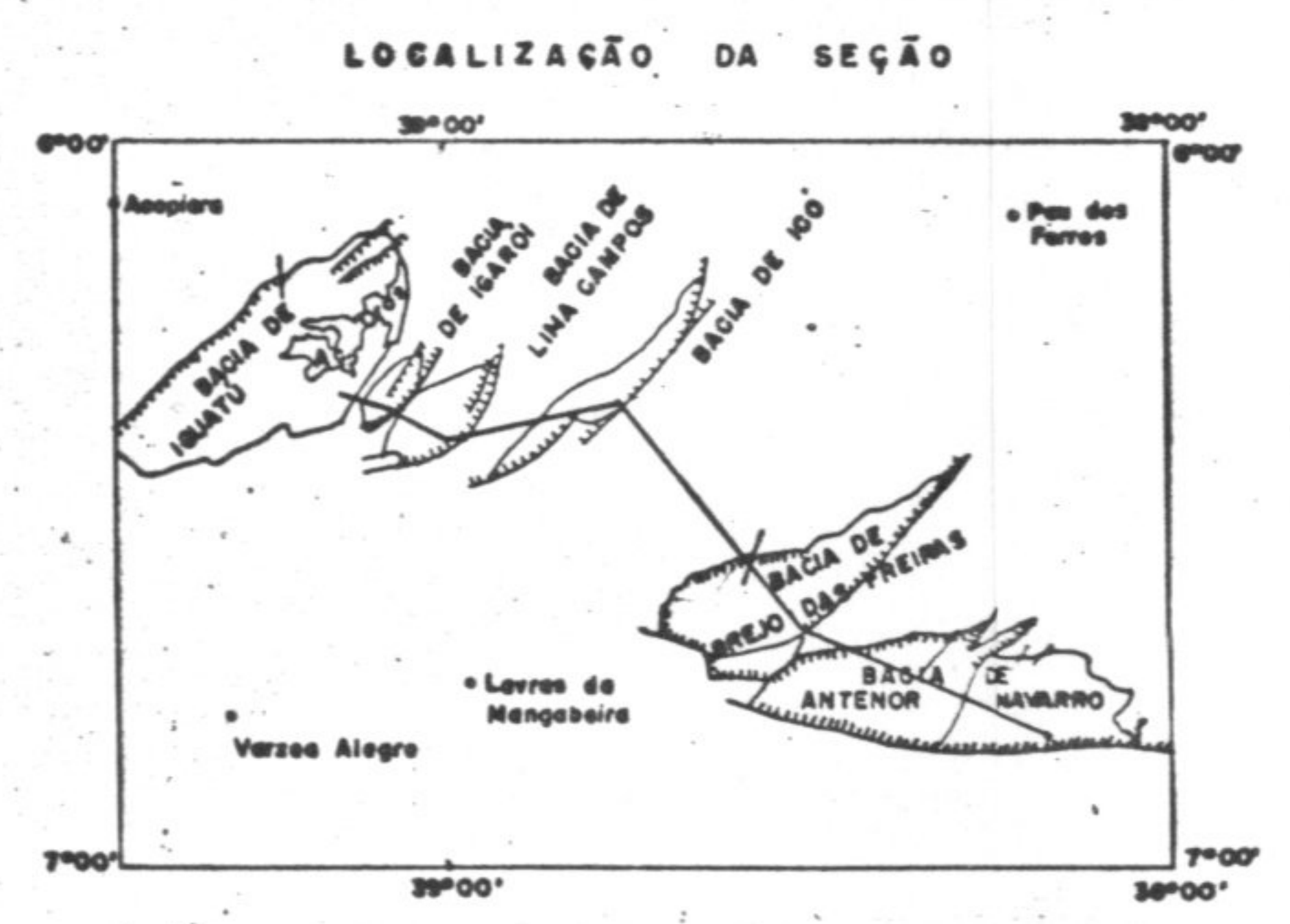
(X) - Fonte: BRAUN, O (Rel. Inédito - DNPM/4º Distrito)
 (+) - FURO ESTRATIGRÁFICO DE LAGOA DO Forno SOUZA - Pb. (Rel. Inédito - DNPM/4º Distrito, 1969)

FIGURA - 10

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS
 SUREG - RE
PROJETO RIO JAGUARIBE
RELATÓRIO FINAL
GRUPO RIO DO PEIXE
 CORRELAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS
 (PLANO DE REFERÊNCIA NA BASE DA FM. SOUZA)

0 100 200 300 400 500
 ESCALA VERTICAL

NEOCOMIANO	GRUPO RIO DO PEIXE	FORMAÇÃO RIO PIRANHAS	Arenitos de grã fina à média, variegados, calcíferos, intercalados por arenitos arcoseanos grossieiros e conglomeráticos, mal selecionados. Na parte superior predominam arenitos conglomeráticos e conglomerados com matriz arcoseana, com leitos delgados de arenitos finos, siltitos e argilitos variegados.
		FORMAÇÃO SOUZA	Sequencia monotona de arenitos finos e siltitos, de conserivas com leitos argilosos e margosos intercalados e ocasionais níveis arenosos até conglomeráticos. Horizontes fossilíferos são comuns em todo perfil.
		FORMAÇÃO ANTEOR NAVARRO	Brechas e conglomerados brechóides na base, com seixos, calhaus e blocos de rochas cristalinas, anguletes, em matriz arenosa mal selecionada, passando superiormente a arenitos grossieiros e conglomeráticos, arcoseanos com leitos de siltitos e argilitos variegados intercalados.



J. B. de FRANÇA

6.2.11 - Formação Gangorra (kig)

Esta unidade foi reconhecida em 1967, num poço executado pelo Departamento Nacional da Produção Mineral, na localidade de Panela do Amaro (PA-1-RN) no município de Mossoró, Estado do Rio Grande do Norte. Provisoriamente, foi denominada por Schaller (1967) de Formação Pré-Açu. Posteriormente, Schaller & Sampaio (1968) revisando as amostras e testemunhos de outros poços da bacia, verificaram que esta unidade tinha sido primeiramente detectada no poço G-1-RN perfurado na localidade de Gangorra, município de Mossoró, propondo então a denominação de Formação Gangorra.

A Formação Gangorra não ocorre em superfície, estando restrita à parte basal do graben central da Bacia Potiguar, só tendo sido revelada através de quatro poços localizados em Macau (M-1-RN) e Carnaubais (Cb-1-RN); além dos dois referidos anteriormente. Com base na interpretação de perfis geofísicos e de alguns poços tubulares perfurados na bacia, Manoel Filho (1970) admite a existência de um falhamento de direção NE-SW, aproximadamente paralelo ao rio Apodi, passando entre Baraúna e Mossoró, separando o bloco oeste do graben central da bacia, no entanto, sem representá-lo no mapa geológico. A figura 11, assinala o provável limite ocidental do graben central da Bacia Potiguar.

Com a finalidade precípua de apresentar uma seção estratigráfica completa da bacia, uma vez que em nenhum dos poços existentes na área do Projeto foi atravessada a Formação Gangorra, é que se está reportando neste tra

balho, uma descrição sumária desta unidade.

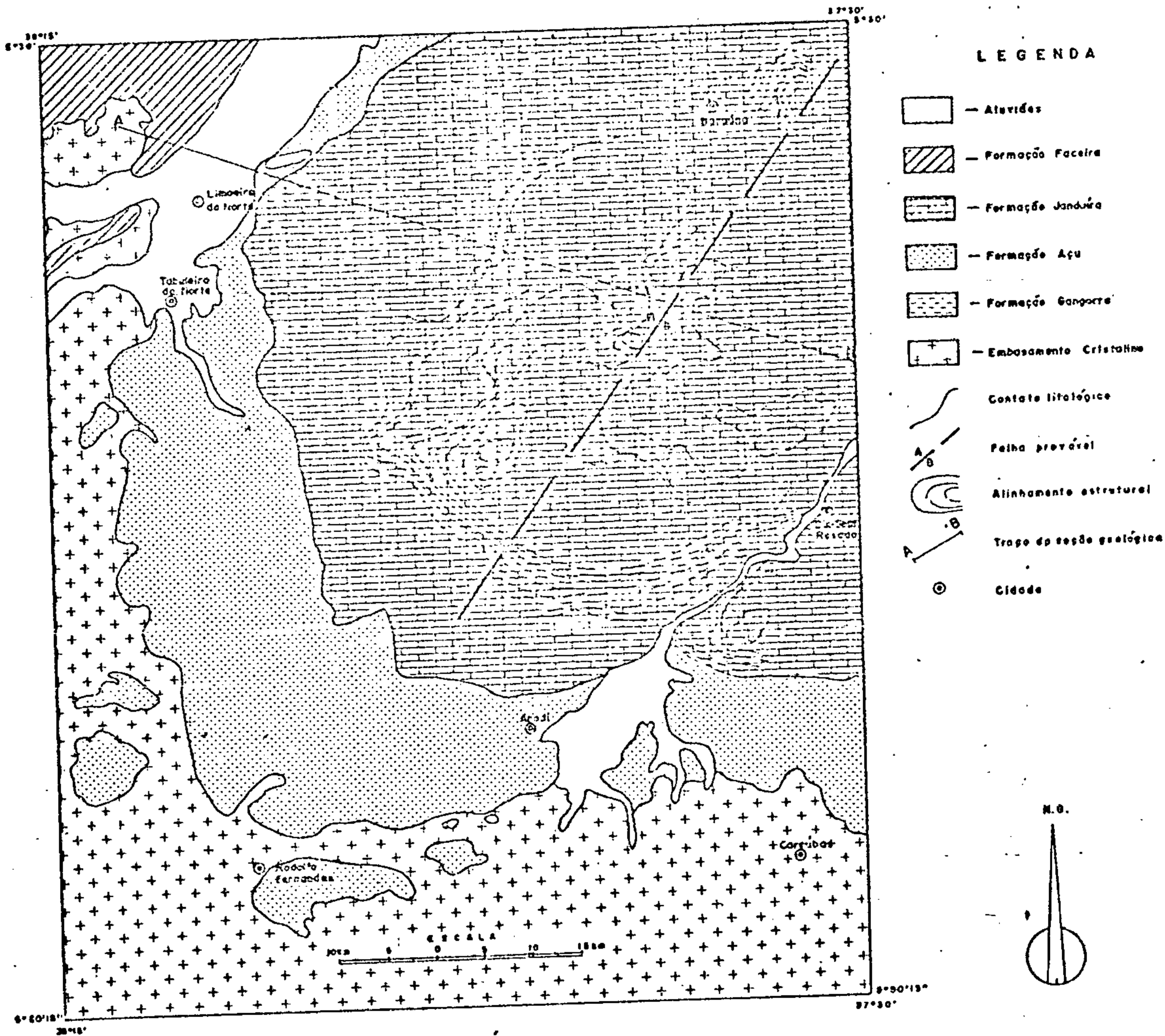
Litologicamente, a Formação Gangorra é constituída predominantemente de folhelhos cinza-esverdeados a negros, bem laminados, ricos em material carbonoso, micromicáceos, contendo intercalações de siltitos e arenitos caulínicos de grã fina a média, localmente contendo inclusões calcíferas e margosas, de cor castanha.

Os poços perfurados em Gangorra (figura 12) e em Macau (figura 12) mostram um acréscimo da espessura desta formação em direção à plataforma continental, cujas espessuras detectadas foram de 134 a 262 metros, respectivamente.

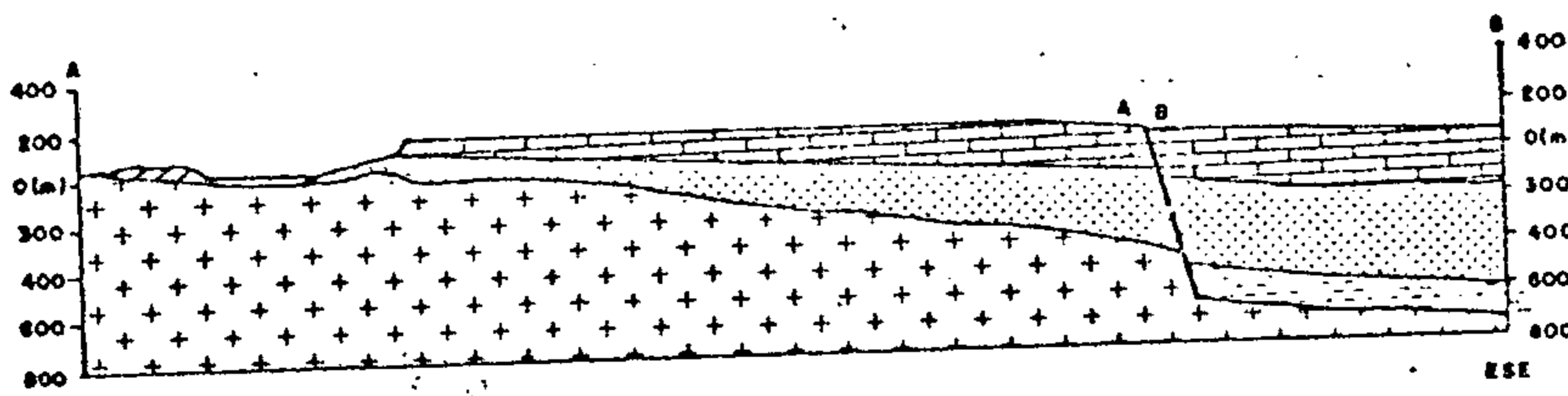
A Formação Gangorra repousa discordantemente sobre o embasamento cristalino. O seu contato superior, segundo Schaller & Sampaio (op.cit.) e Manoel Filho (op.cit.) é marcado por uma discrodância paralela. Cypriano & Nunes (1968) admitem, entretanto, um contato brusco porém concordante, com a formação Açu sobrejacente.

A idade desta formação é atribuída por Santos & Uesugui (1967) como aptiana, com base na identificação de Inaperturopollenites sp.l., juntamente com outras espécies. Cypriano & Nunes (op.cit.) correlacionam esta formação com a Formação Arpoador da Bacia de Barreirinhas.


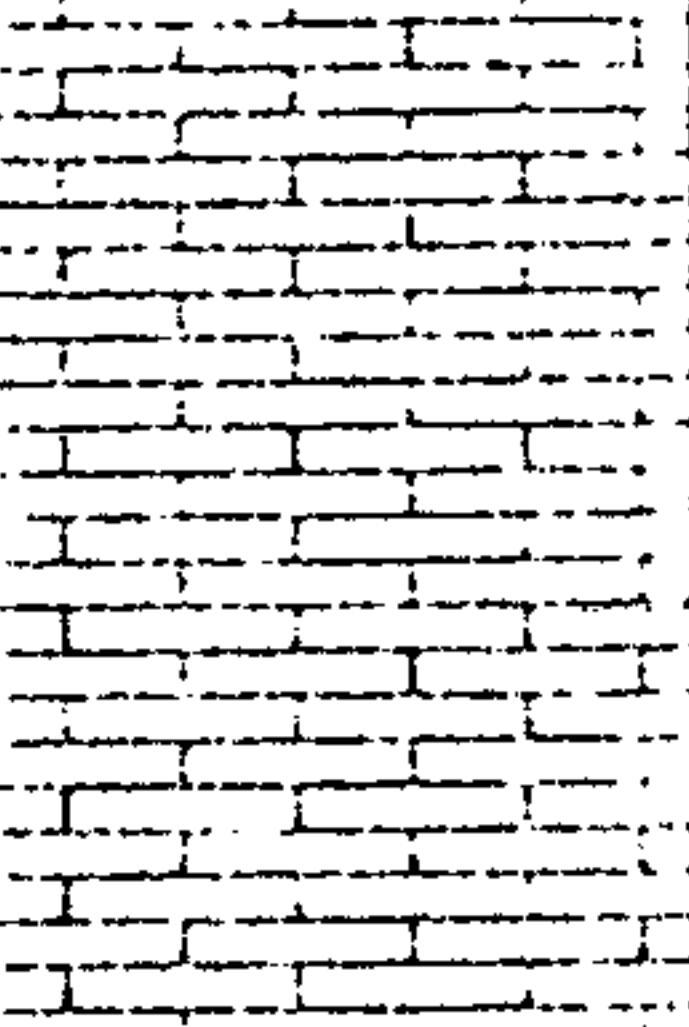
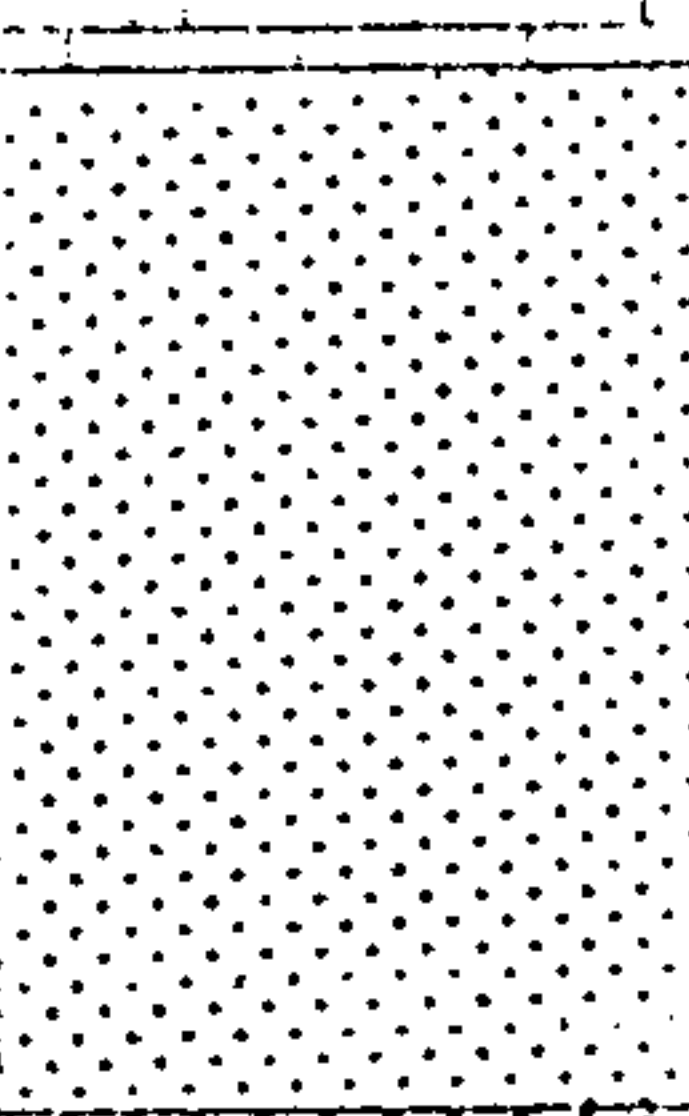
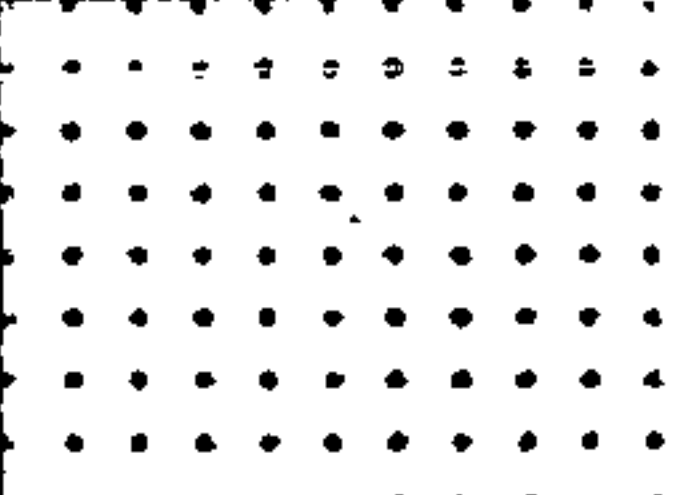
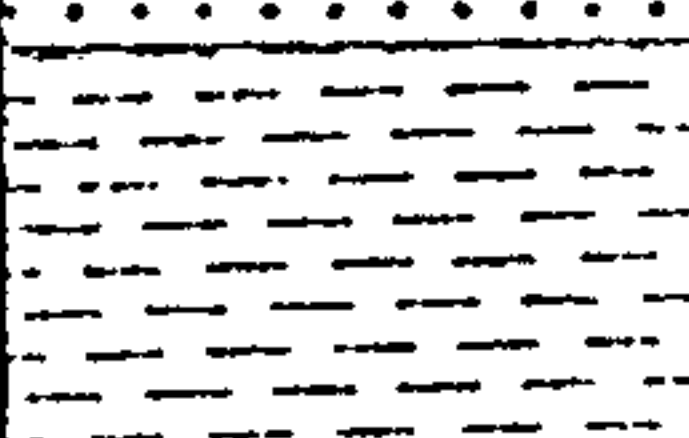
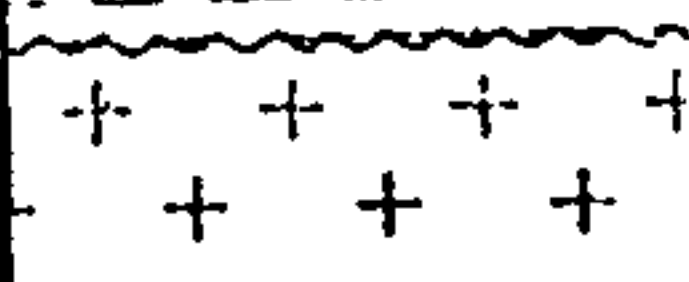
ESBOÇO GEOLÓGICO DA BACIA POTIGUAR
- PORÇÃO SUDOESTE -



SEÇÃO GEOLÓGICA


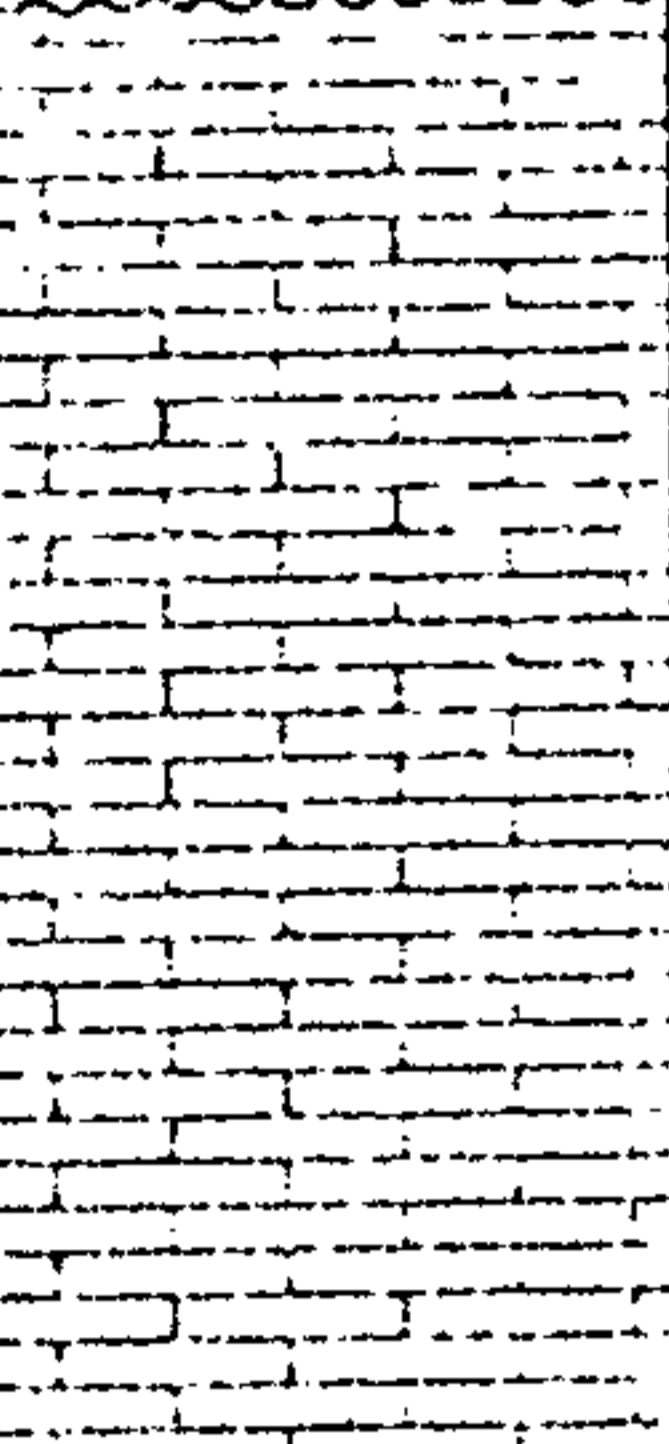
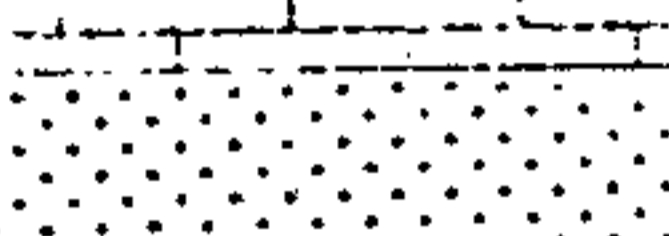
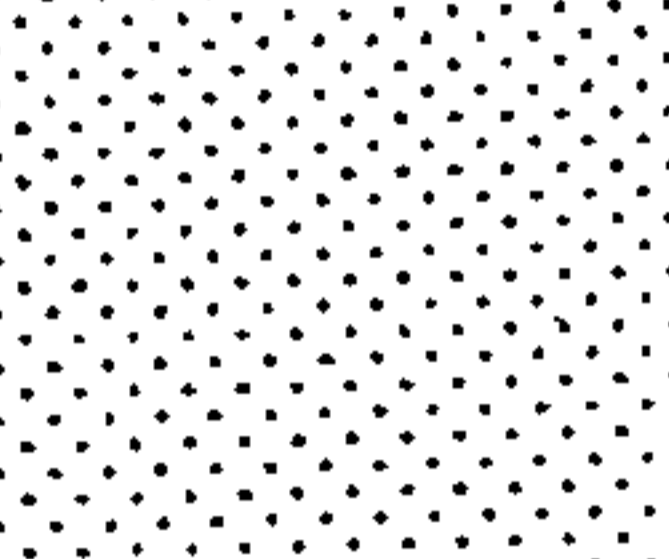
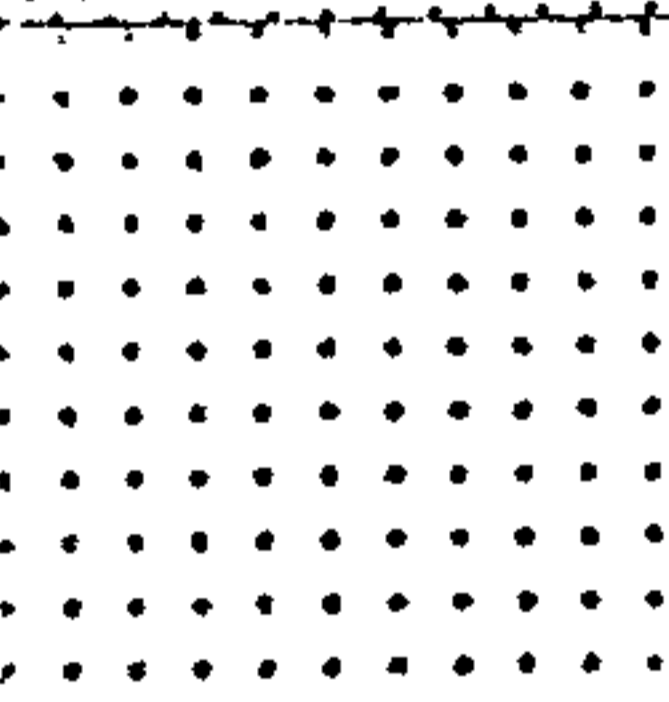
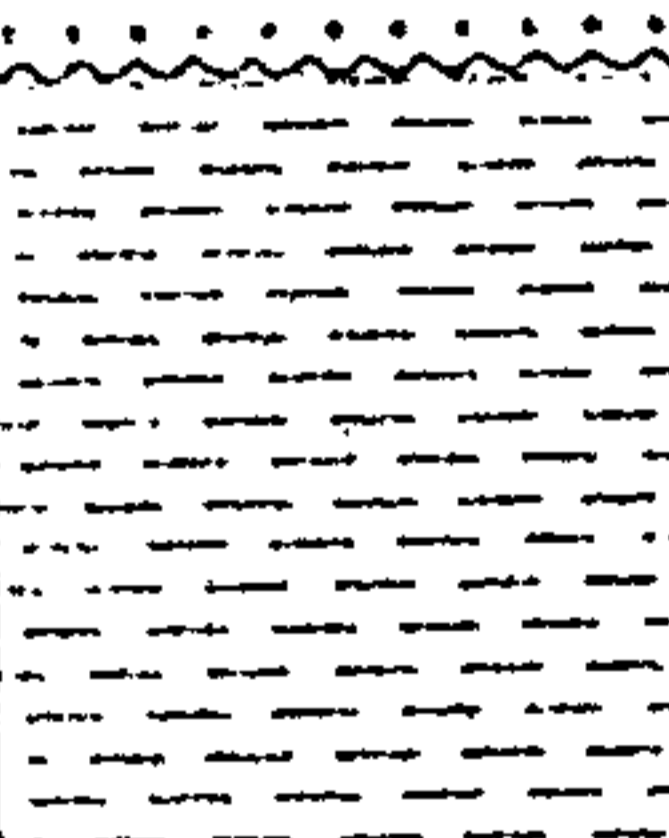
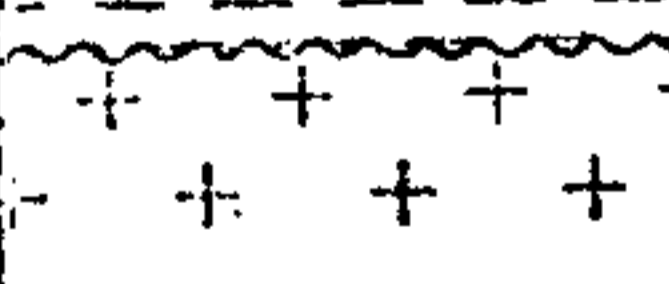


W W W
CPRM - PROJETO RIO JAGUARIBE - RELATORIO FINAL. ANTONIO DE PÁDUA SELENSKE BRAGA - 1978
FIGURA - II

FICHA DE SONDAGEM			
EXECUÇÃO PETROBRÁS		LONGITUDE: 37° 16' 15"	MUNICÍPIO: MOSSORÓ
LOCALIDADE: GANGORRA (G-1-RN)		LATITUDE: 04° 57' 40"	ESTADO: R.G. DO NORTE
GRUPOS E FORMAÇÕES	PROFUNDIDADE. (m)	ESCALA DO PERFIL 1:10.000	LITOLOGIA
BARREIRAS	38		Arenitos mal relacionados
GRUPO APODI	FORMAÇÃO JANDAÍRA		Calcários cremes
		395	
	FORMAÇÃO AÇU	715	
FORMAÇÃO GANGORRA	881		Folhelhos escuros
	1015		Embasamento cristalino

CPRM - PROJETO RIO JAGUARIBE - RELATÓRIO FINAL 1976

FIGURA - 12

FICHA DE SONDAGEM				
EXECUÇÃO PETROBRÁS		LONGITUDE: 36° 30' 15"	MUNICÍPIO: MACAU	
LOCALIDADE: MACAU (M-1-RN)		LATITUDE: 05° 06' 40"	ESTADO: R. G. DO NORTE	
GRUPOS E FORMAÇÕES	PROFUNDIDADE. (m)	ESCALA DO PERFIL 1:10.000	LITOLOGIA	
BARREIRAS	75		Arenitos mal relacionados	
GRUPO APODI	FORMAÇÃO JANDAIRA		Calcários	
		540		
	FORMAÇÃO ACU	770		Arenitos finos e argilas
		1000		Arenitos conglomeráticos
FORMAÇÃO GANGORRA			Folhelhos escuros	
	1262		Embasamento cristalino	

CPRM - PROJETO RIO JAGUARIBE - RELATÓRIO FINAL, 1976

FIGURA - 13

6.2.12 - Grupo Apodi

As primeiras investigações a respeito dos sedimentos que formam a Chapada do Apodi foram feitas por C. A. White (1887) quando assinalou e descreveu fósseis cretáceos procedentes do Rio Grande do Norte. Em 1910, Crandall também estudou alguns fósseis coletados na região de Macau e Mossoró. As primeiras correlações foram feitas por Jenkins (1913) com base nas descrições de alguns fósseis, propondo uma equivalência dos calcários do topo da seqüência com os da Formação Maria Farinha já estudada e conhecida em Pernambuco. Em 1924, Maury, com base em estudos paleontológicos de fósseis coletados na região de Mossoró, Macau e Pendências, determinou uma idade turoniana para aqueles sedimentos. Este mesmo autor, em 1934, correlaciona os fósseis encontrados na região de Natal com os estudados anteriormente, procedentes de Mossoró e Macau. Só em 1940, E. P. Oliveira cognominou de "Formação Natal com Tylostoma" e de "Formação Mossoró" para os calcários fossilíferos encontrados no Rio Grande do Norte. Foi entretanto, Oliveira & Leonardos (1943), em "Geologia do Brasil" quem primeiro denominaram de Grupo Apodi ao pacote sedimentar que constitui a bacia homônima, também denominada Potiguar, assinalando ainda que a mesma se iniciava por sedimentos clásticos. Contudo, vale ressaltar que todos estes trabalhos foram apresentados com base nos estudos realizados por Maury (op.cit.), de cunho especificamente paleontológico, sem que os mesmos autores tenham considerado ou discutido o comportamento estratigráfico da bacia.

Sob os auspícios do Conselho Nacional de Petróleo, surge em 1949, o primeiro levantamento geológico da ba

cia, realizado por Kreidler & Andery, os quais dividiram o Grupo Apodi em "Arenito Açú", para os sedimentos clásticos-basais, e "Calcário Jandaíra" para a sequência calcária da capa.

Entre 1951 e 1955, a PETROBRÁS realizou estudos geológicos na Bacia Potiguar, utilizando prospecção geofísica, que culminaram em 1956, com a perfuração de dois poços pioneiros, um em Macau e outro em Gangorra.

Kegel (1957), através de um minucioso estudo geológico na região de Macau, verificou a existência de diversos horizontes estratigráficos dentro do calcário abrangendo camadas campanianas e maestrichtianas, além daqueles horizontes turonianos identificados por Maury (op. cit.). Observou também que o contato entre o arenito da lapa e o calcário da capa era dado por uma significativa mudança de fácies, por tal motivo, evitou o termo "Formação" e chamou de "Arenito Açú" e "Calcário Jandaíra", agrupando estas unidades litológicas como Grupo Apodi, designação proposta anteriormente por Oliveira & Leonardos (op. cit.).

Estudos de alguns fósseis encontrados em Aracati e no vale do rio Açú, entre Arapuá e Estreito, fizeram com que Beurlen (1961 e 1964) confirmasse a idade turoniana dos calcários da Chapada do Apodi. Entretanto, não foram encontrados representantes fósseis do Coniaciano e do Santoniano, levando este mesmo autor a admitir um hiato de sedimentação entre os calcários turonianos e aqueles assinalados por Kegel (op. cit.), na região de Macau, datados do Campaniano/Maestrichtiano. Este fato serviu de subsídio para Beurlen (op. cit.) propor a subdivisão do "Calcário Jandaíra" em duas unidades cronoestratigráficas: a Formação

QUADRO CRONOLÓGICO COMPARATIVO DAS UNIDADES
ESTRATIGRÁFICAS CRETÁCEAS DA BACIA POTIGUAR

AVELINO E LEONARDOS 1943 (INFORMAL)		KREIDLER 1949 (INFORMAL)		OLIVEIRA, JENKINS, PASHAK E COOK, 1955/56 (INFORMAL)		KEGEL, 1957 (INFORMAL)		BEURLIN, 1961/66. (INFORMAL)		SUDENE 1966 (INFORMAL)		SCHALLER & SAMPAIO 1967		PROJETO RIO JAGUARIBE 1976				
		RELAT. OUT. 49	MAPAS DEZ. 49															
SÉRIE APODI	CALCÁRIOS	"APODI GROUP" <small>MASSIVE LS RED BEDS T.BEDDED LS</small>	APODI	CALCÁRIO JANDAÍRA	CALCÁRIO APODI	CALCÁRIO JANDAÍRA	SUPERIOR	APODI	FORMAÇÃO JANDAÍRA	CALCÁRIO JANDAÍRA	APODI	FORMAÇÃO JANDAÍRA	APODI	FORMAÇÃO JANDAÍRA	APODI	FORMAÇÃO JANDAÍRA		
							MEDIO		FORMAÇÃO SEBASTIANOPÓLIS									
							INFERIOR											
	ARENITO VERMELHO	"BASAL SANDSTONE"	GRUPO APODI	ARENITO AÇU	ARENITO AÇU	ARENITO AÇU	SUPERIOR	GRUPO APODI	SUPERIOR	ARENITO AÇU	GRUPO APODI	ARENITO AÇU	GRUPO APODI	ARENITO AÇU	GRUPO APODI	ARENITO AÇU	SUPERIOR	
							MEDIO		MÉDIO								MEMBRO SUPERIOR	MÉDIO
							INFERIOR		INFERIOR								MEMBRO INFERIOR	INFERIOR
												FORMAÇÃO GANGORRA	FORMAÇÃO GANGORRA					

CPRM - PROJETO RIO JAGUARIBE - RELATÓRIO FINAL, 1976

MODIFICADO DE: Schaller & Sampaio, 1968

FIGURA - 14



Jandaíra para a unidade superior, de idade campaniana/maes trichtiana e a Formação Sebastianópolis datada como turoniana, restrita às partes ocidental e meridional da bacia . Em "Geologia da Região de Mossoró", trabalho concluído em 1967, Beurlen (op. cit.) propôs a subdivisão da seqüência clástica basal, Formação Açu, em três membros: inferior, médio e superior.

Utilizando os resultados de algumas perfurações efetuadas pelo Departamento Nacional da Produção Mineral , Rebouças et alii (1967) denominaram de Formação Jandaíra a todo o pacote de rochas carbonáticas da bacia, e subdividiram a Formação Açu, composta de sedimentos clásticos, em um membro inferior arenoso e/ou conglomerático, e outro superior argiloso, síltico e calcarenítico.

Sem fornecerem maiores detalhes sobre a estratigrafia da bacia seguiram-se novos trabalhos como os de Silveira (1967), Schaller & Sampaio (1968) e Cypriano & Nunes (1968). Entretanto estes dois últimos trabalhos apresentaram dados significativos sobre a estrutura da Bacia Potiguar e propuseram correlações estratigráficas desses sedimentos com os da Bacia de Barreirinhas. O trabalho - mais recente, porém de cunho puramente específico, é apresentado por Manoel Filho (1970), sobre as condições hidrogeológicas da bacia.

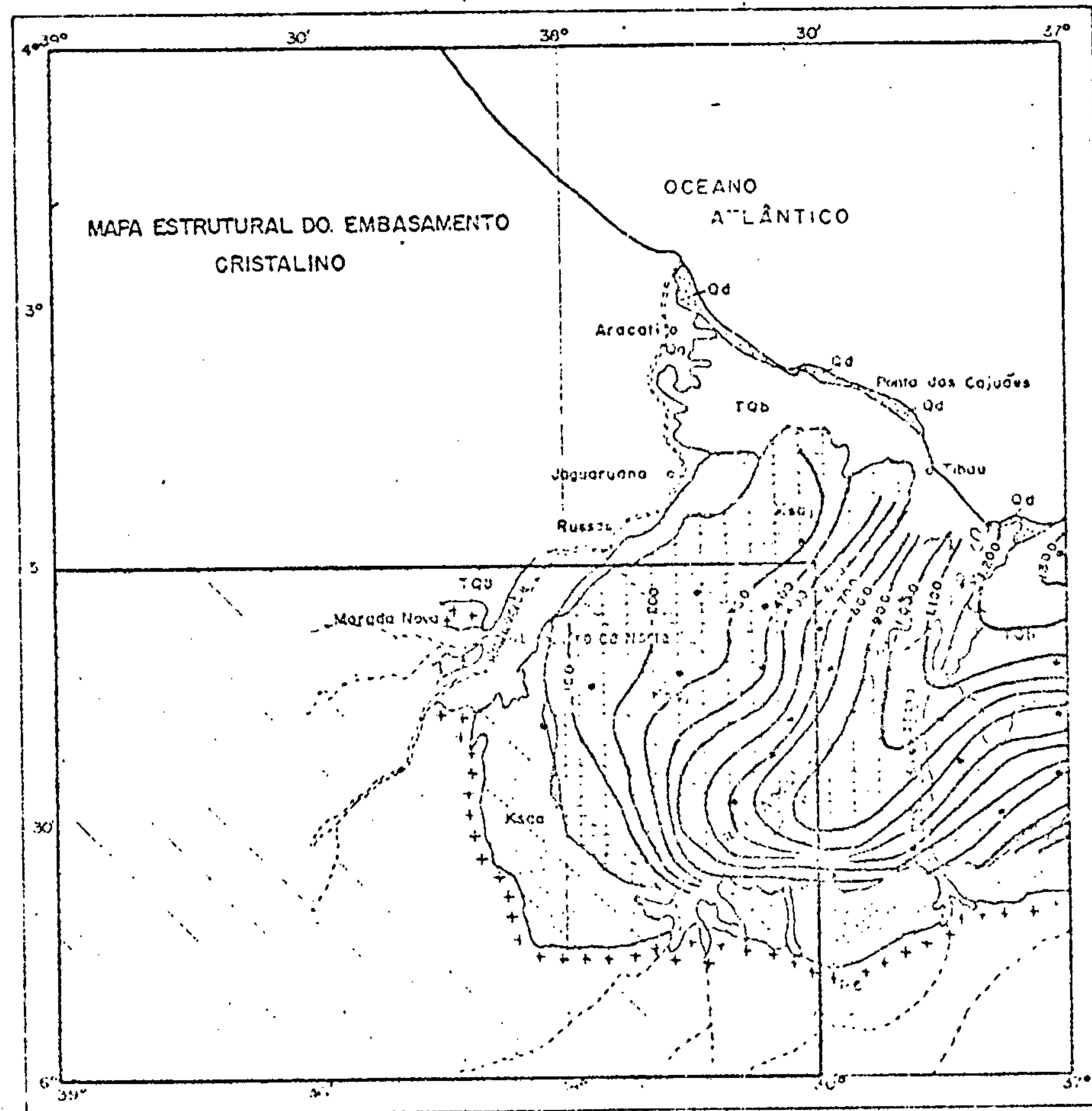
6.2.12.1 - Formação Açu (Ksaa)

Neste trabalho é adotada a designação original de Formação Açu proposta por Beurlen (op. cit.) para os sedimentos clásticos ocorrendo na base da seqüência sedimentar denominada de Grupo Apodi por Oliveira & Leonardos

(op. cit.). A seção tipo escolhida para esta unidade estratigráfica localiza-se na estrada que liga a cidade de Limoeiro do Norte a BR-405, passando pela vila de Santa-Maria, no trecho compreendido entre o rio Quixeré e a borda da Chapada do Apodi.

A Formação Açu ocupa uma faixa ampla contínua na porção nordeste da área do projeto, com mais de 140 km de extensão e contorno aproximadamente semi-circular, circundando a borda sudoeste da Chapada do Apodi. Suas extremidades sententrional e oriental atingem os limites da área, passando próximas às cidades de Quixeré e Caraúbas, respectivamente. Entre Quixeré e Tabuleiro do Norte, esta unidade apresenta-se bastante comprimida e encoberta por aluviões, acompanhando as bordas cuestiformes da chapada, perfazendo uma extensão aproximada de 35 km, com largura média em torno de 3,0 km. A partir de Tabuleiro do Norte em direção sul, a faixa aflorante destes sedimentos é bem mais marcante, com uma largura em torno de 20 km e extensão superior a 50 km, estendendo-se até as proximidades de Rodolfo Fernandes. A partir daí, toma rumo leste em direção a Apodi e proximidades de Caraúbas, infletindo-se finalmente para fora dos limites da área do projeto, totalizando mais de 55 km de extensão, porém já mostrando novamente um adelgaçamento em sua faixa de afloramentos, com larguras de 10 a 15 km aproximadamente. Outras exposições menores são observadas a sudoeste de Tabuleiro do Norte; nos arredores de Rodolfo Fernandes; entre Itaú e Apodi e a norte de Potiretama, documentando uma extensão originalmente maior da bacia.

Nas zonas mais largas, estes sedimentos apresentam um comportamento morfológico característico, com



LEGENDA

- Qd - Aluviões
- Qd - Dunas
- TQb - Grupo Barreiras
- K301 - Formação Jandaíra
- K302 - Formação Açu
- Ep6 - Embasamento Cristalino
- Área Abrangida Pelo Projeto
- - Ponto de sondagem elétrica
- 400 — Curva estrutural e sua cota

ESCALA
20 10 0 20 40 60 km

N G

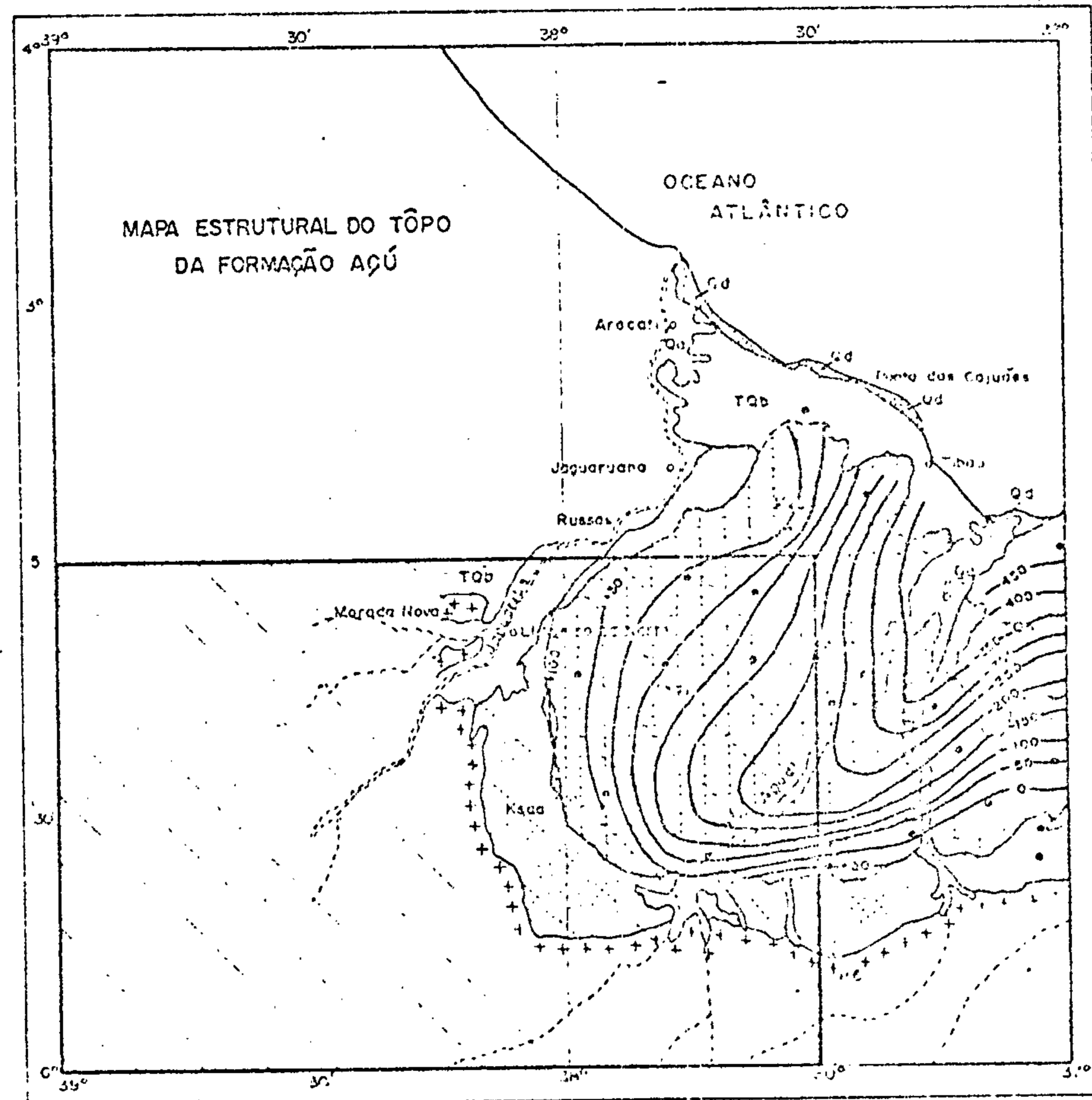


CPRM - PROJETO RIO JAGUARIBE - RELATÓRIO FINAL 1976

FIGURA-15

Fonte - SUDENE. Inventário Hidrogeológico do Nordeste. folha Jaguaribe - NE



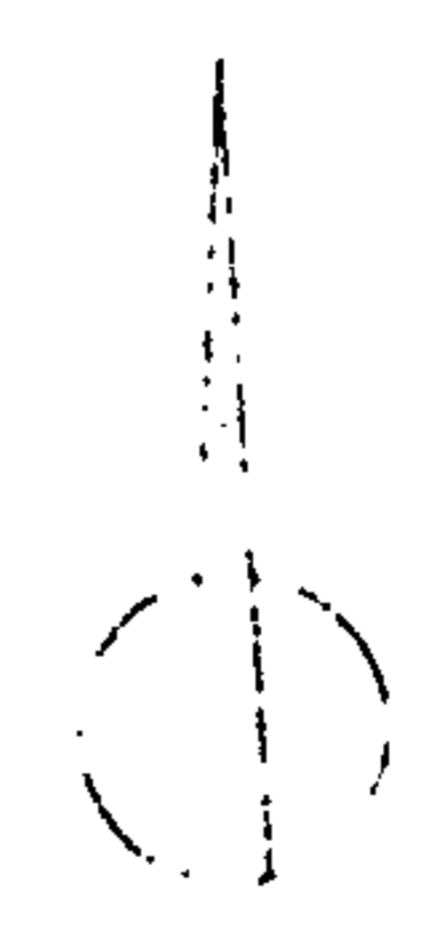


LEGENDA

- Qd — Aluviões
- Qd — Dunas
- Tqb — Grupo barreiras
- Ksca — Formação Jundáira
- Ksca — Formação Aquí
- Ksca — Embasamento Cristalino
- — Área Abrangida Pelo Projeto
- — Ponta de sondagem elétrica
- — Curva estrutural e sua cota

ESCALA
 20 10 0 10 40 50 km

N G.



CPRM - PROJETO RIO JAGUARIBE - RELATÓRIO FINAL, 1976

FIGURA-16

Fonte - SUDENE, Inventário Hidrogeológico do Nordeste, folha Jaguaribe - N Z

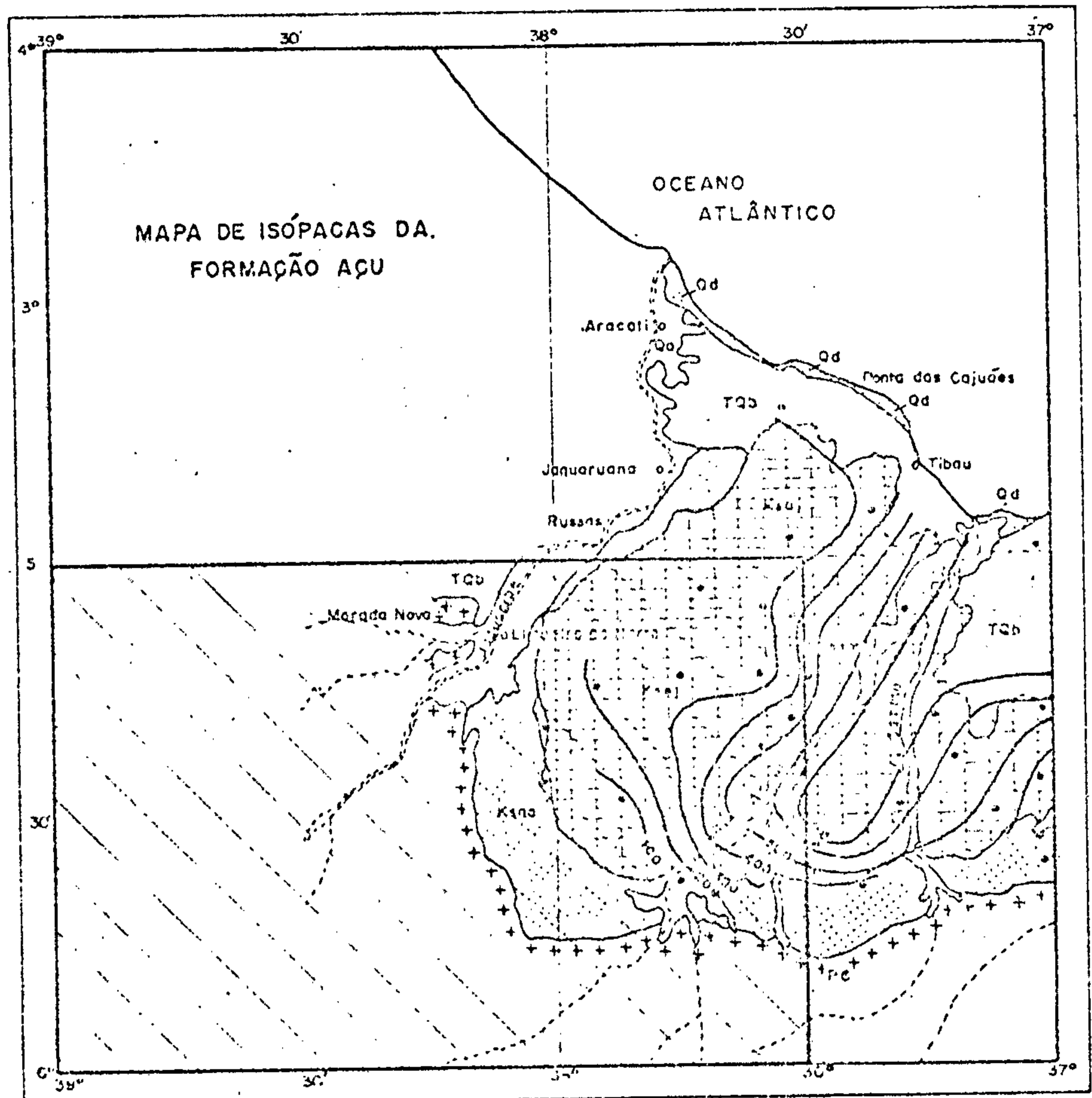


formas de relevo colinoso bem tênue, podendo localmente chegar a mostrar formas tabulares. Tal comportamento, peculiar à Formação Açu, pode ser comprovado durante as etapas de campo, já que foi detectada anteriormente, durante a fase de foto - interpretação. No talude da chapada forma escarpas abruptas, que se elevam poucas dezenas de metros acima do pediplano circundante, muito bem preservadas na parte setentrional da área, mormente próximo a Limoeiro do Norte.

Os sedimentos componentes da Formação Açu repousam em discordância angular e erosiva sobre as rochas do substrato. As zonas marginais da bacia jazem diretamente, sobre rochas cristalinas, enquanto que, para leste, em direção ao centro, sua base assenta sobre os folhelhos da Formação Gangorra. Via de regra os contatos nas zonas marginais são mascarados por um solo arenoso resultante da lixiviação dos sedimentos clásticos da Formação Açu. Além do mais, nestas regiões as rochas cristalinas mostram-se bastante intemperizadas, cuja causa principal é dada pelas infiltrações das águas pluviais que aproveitam as ótimas condições de permeabilidade e porosidade apresentadas pelo membro basal da Formação Açu. Conquanto os contatos basais são bruscos e pouco expostos, com relação aos calcários da capa o comportamento é diferente. Neste caso, nota-se sempre que entre os arenitos da lapa e os calcários da capa, o contato se faz por uma passagem vertical e gradativa, observando-se sempre da base para o topo, um enriquecimento progressivo da componente carbonática, evoluindo desde arenitos calcíferos, calcarenitos e finalmente calcários puros da própria Formação Jandaíra. Morfologicamente o contato arenito/calcário é marcado pelo desenvolvimento de uma frente de cuesta, observada ao longo de toda a área de ocorrência destas

duas formações. Os elementos utilizados durante a fotointerpretação tais como contrastes tonais e texturais, o modelado do relevo e os padrões de drenagem, peculiares de cada uma destas unidades litológicas, quando levados a efeitos comparativos, forneceram uma delimitação concisa do bordo da bacia.

A Formação Açu comporta-se, tanto em superfície como em subsuperfície, como uma seqüência contínua, mostrando um acréscimo gradativo de sua espessura em direção ao centro da bacia, atingindo, próximo à costa, possança superior a 800 metros. O mapa de isópacas (fig. 17), ilustra o comportamento da espessura desta formação em toda a bacia. Na área do projeto, a isópaca de cota 700 mostra que as maiores espessuras se concentram nas proximidades da cidade de Governador Dix-Sept Rosado. Num poço para captação de água subterrânea executado pelo Departamento Nacional de Produção Mineral nesta cidade, foram perfurados 741 metros de arenitos (fig. 18) sem que se tenha atravessado completamente esse pacote. Grandes profundidades foram também detectadas nas proximidades de Mossoró (figs. 18, 19 e 20). Na localidade de Alto de São Miguel, constatou-se uma espessura de 586 metros (fig. 19) sem atingir também as rochas da lapa desta formação. No bairro São José, uma única sondagem revelou espessura superior a 564 metros (fig. 20). Dentro da área do projeto, apenas um poço, executado pelo Departamento Nacional da Produção Mineral, na localidade de Baraúna, atravessou completamente esta formação (fig. 22), constatando-se uma espessura de 448 metros. A PETROBRÁS, sondando na localidade de Gangorra, fora dos limites da área, detectou 486 metros de arenitos repousando sobre folhelhos que denominou de Formação Gangorra.

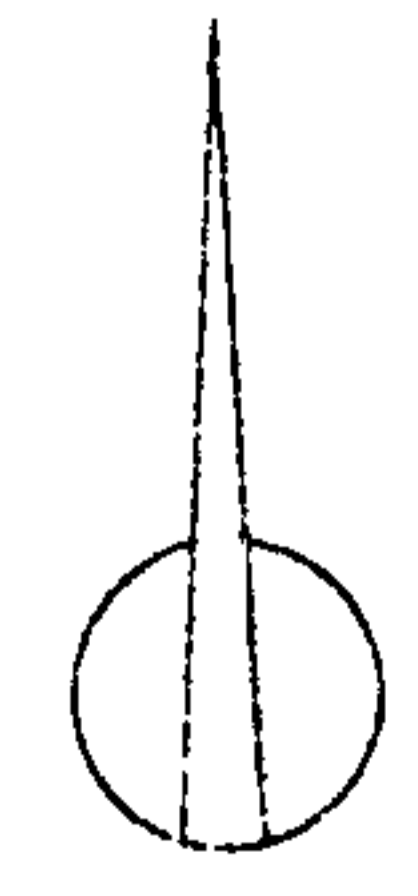


LEGENDA

- Qd — Aluviões
- Qd — Dunas
- TQb — Grupo Barreiras
- Ksua — Formação Jandaíra
- Ksua — Formação Açu
- Ksua — Embaskamento Cristalino
- Área Abrangida Pelo Projeto
- — Ponto de sondagem elétrica
- 700 — Isópacos

ESCALA
20 10 0 20 40 60 km

N G.



C P R M - PROJETO RIO JAGUARIBE - RELATÓRIO FINAL, 1976

FIGURA - 17

Fonte - SUDENE, Inventário hidrogeológico do Nordeste, folha Jaguaribe - NE



A Formação Açu é, litologicamente, representada por uma seqüência sedimentar predominantemente clástica. Este comportamento já tinha sido observado por Kegel (op. cit.), Beurlen (op. cit.) e Cypriano & Nunes (op. cit.) entre outros, em diferentes localidades, de modo que esta característica essencialmente clástica parece se distribuir uniformemente por toda a bacia. Nas áreas de ocorrência desta unidade observa-se sempre uma cobertura de solo arenoso, predominando os tons esbranquiçado e avermelhado, resultante da lixiviação dos horizontes superiores, acarretando via de regra, um mascaramento na zona de contato com as rochas subjacentes. Durante os trabalhos de campo logrou-se distinguir nesta unidade, três membros, já observados e descritos por Kegel (op. cit.) nas proximidades de Tabuleiro do Norte e por Beurlen (op. cit.) e Cypriano & Nunes (op. cit.), em trabalhos precedentes.

O membro basal se constitui de uma litofácies arenítica de granulação grossa a conglomerática estuarina, de coloração cinza ou avermelhada, composta essencialmente, de quartzo e feldspato, cujos seixos maiores podem atingir diâmetros de até 3 cm. A matriz é arenítica arcósica com material siltico em proporções razoáveis e material microclástico em quantidades menores. Estes arenitos são sempre pouco selecionados, mormente nas fácies mais grosseiras, friáveis e com baixo grau de arredondamento dos grãos de quartzo e feldspato. As litofácies mais finas mostram sempre um melhor selecionamento dos componentes granulares. Estes arenitos mais finos ocorrem em intercalações não muito espessas na facies grosseira, formando bancos com coloração avermelhada mais intensa. Em geral, nestas intercalações observa-se uma maior concentração de matéria

microclástica. Há uma tendência geral de maiores concentrações destas facies mais finas em direção aos horizontes superiores. Beurlen (1967) notou que próximo a Apodi falta completamente esta facies estuarina, porém admitiu ser esta variação de caráter puramente local.

O membro médio mostra contato transicional com o basal e o superior, sendo constituído por uma seqüência, muito variada de arenitos interestratificados com siltitos e folhelhos, de cores muito variadas. De um modo geral, os arenitos deste membro são de granulação média e grosseira, arcoseanos, dominando as tonalidades cinza, com variação para marron, vermelho e esbranquiçado, com estratificações cruzadas e aleitamentos horizontais, via de regra, separadas por finos leitos argilosos de tons mais escuros. Mineralogicamente, predominam os grãos de quartzo e de feldspato mostrando grau de arredondamento médio. A matriz em geral é arenítica, podendo em alguns horizontes ser arcoseana com cimento muitas vezes argiloso impregnados ou não de óxido de ferro. As intercalações de siltitos e argilitos ocorrem a partir dos horizontes basais até o topo da seqüência, predominando as tonalidades cinza-esverdeada e vermelha intensa. A seqüência é encerrada por um arenito arcósio esbranquiçado, mal classificado, friável, com horizontes grosseiros a conglomeráticos e intercalações de níveis argilosos esverdeados ou mesmo nódulos do próprio arenito. A matriz é arenítica fina a média e o cimento caulínico. Os grãos são de quartzo e de feldspato subangulosos e subarredondados. Comumente apresentam estratificação cruzada e paralela, freqüentemente alternadas ritmicamente.

O membro superior propriamente dito, inicia-se

por uma seqüência de arenitos predominantemente finos de cores variegadas, ricos em material microclástico. São geralmente bastante micáceos e apresentam quase sempre estratificação cruzada. Em direção ao topo, passam para arenitos, mais finos com cimento carbonático em quantidades reduzidas. Intercalam-se então horizontes de argilitos pouco espessos de tonalidades vermelha e cinza-esverdeada. Mais para cima, observa-se que o teor em carbonato vai gradativamente aumentando, chegando-se a encontrar calcários quase puros em leitos que se alternam com arenitos calcíferos de granulação média a fina, ricos em matéria microclástica. É comum também ocorrer níveis de argilitos com espessuras centimétricas separando os bancos mais carbonáticos. Acima, ocorrem já os calcários litográficos, compactos e em geral afossilíferos, com o qual se inicia a Formação Jandaíra.

A presença de representantes fósseis na Formação Açu, reflete um comportamento bastante peculiar. Kegel (1957) observou a existência de conchas nos calcários intercalados na seção superior do arenito Açu, contrastando substancialmente com os dois membros mais inferiores, absolutamente estéreis. A existência de moldes internos de um grande lamelibrânquio de contorno subcircular foi verificado por Beurlen (1967), em bancos de siltitos na seção superior desta formação, próximo a Tabuleiro do Norte. Este lamelibrânquio, segundo o próprio Beurlen (op. cit.), pertence à família Veneridae. Também na região de Apodi, Rubens Santos - (in Beurlen, op. cit.), encontrou restos vegetais mal conservados no membro superior do arenito Açu, próximo à escarpa, na rodovia RN-13, entre Apodi e Mossoró. Nos levantamentos efetuados durante as etapas de campo, na área do pro

jeto, foram observadas poucas evidências de representantes fósseis da Formação Açu, na sua seção mais superior. Na região de Russas, fora dos limites da área, Duarte & Santos (1962), comunicaram a ocorrência de moluscos Disodontes associados a Isópoda e escamas de peixe, em folhelhos, e siltitos intercaladas no membro superior desta formação. Este conteúdo fóssil como também o teor de calcário, por todo o perfil do membro superior da Formação Açu, documentam um ambiente marinho de praia ou de zona litorânea, com pequenas oscilações da linha da costa, refletido pela alternância de siltitos e calcários, e nele inicia-se a própria transgressão marinha. Os membros inferiores sugerem um ambiente continental com esporádicas ingressões marinhas na época de deposição do membro inferior. O membro médio reflete uma regressão geral caracterizada por sedimentos areníticos arcósicos, depositados em amplas planícies aluvionais num ambiente tipicamente continental.

A interpretação da idade geológica da formação Açu se baseia nas suas relações estratigráficas e nos resultados obtidos de estudos palinológicos efetuados por Santos & Uesugui (op. cit.), os quais revelaram quatro espécies de esporomorfos de amplitude local, exclusivos do membro superior desta Formação. A espécie Classopollis maior caracteriza uma zona que, por correlação com uma mesma espécie encontrada em Portugal, corresponde a uma idade albiana superior/cenomaniana. Também Schaller & Sampaio, (op. cit.), atribuíram para esta formação, idade albiana / cenomaniana, através da identificação de um triorites. Cypriano & Nunes (op. cit.), aventam a possibilidade de correlacionar a Formação Açu (fig. 26) com as três formações superiores do Grupo Tutóia, da Bacia de Barreirinhas.

FICHA DE SONDAAGEM			
EXECUÇÃO D N P M		LONGITUDE: 37° 30' 15"	MUNICÍPIO: DIX-SEPT ROSADO
LOCALIDADE: DIX-SEPT ROSADO		LATITUDE: 05° 28' 00"	ESTADO: R. G. DO NORTE
GRUPOS E FORMAÇÕES	PROFUNDIDA- DE. (m)	ESCALA DO PERFIL 1:10.000	LITOLOGIA
GRUPO APODI	FORMAÇÃO JANDAÍRA	30	Solo
	FORMAÇÃO AÇU	180	Calcários
FORMAÇÃO AÇU		500	Arenitos finos
	FORMAÇÃO AÇU	921	Arenitos grosselros

CPRM - PROJETO RIO JAGUARIBE - RELATÓRIO FINAL, 1976

FIGURA-18

FICHA DE SONDAGEM			
EXECUÇÃO D N P M		LONGITUDE: 37° 26' 00"	MUNICÍPIO: MOSSORÓ
LOCALIDADE: ALTO SÃO MANUEL		LATITUDE: 05° 11' 50"	ESTADO: R. G. DO NORTE
GRUPOS E FORMAÇÕES	PROFUNDIDADE. (m)	ESCALA DO PERFIL 1:10.000	LITOLOGIA
GRUPO APODI	FORMAÇÃO JANDAÍRA		Calcários
	FORMAÇÃO AÇU	347	Arenitos finos
		682	Arenitos grosseiros
	933		

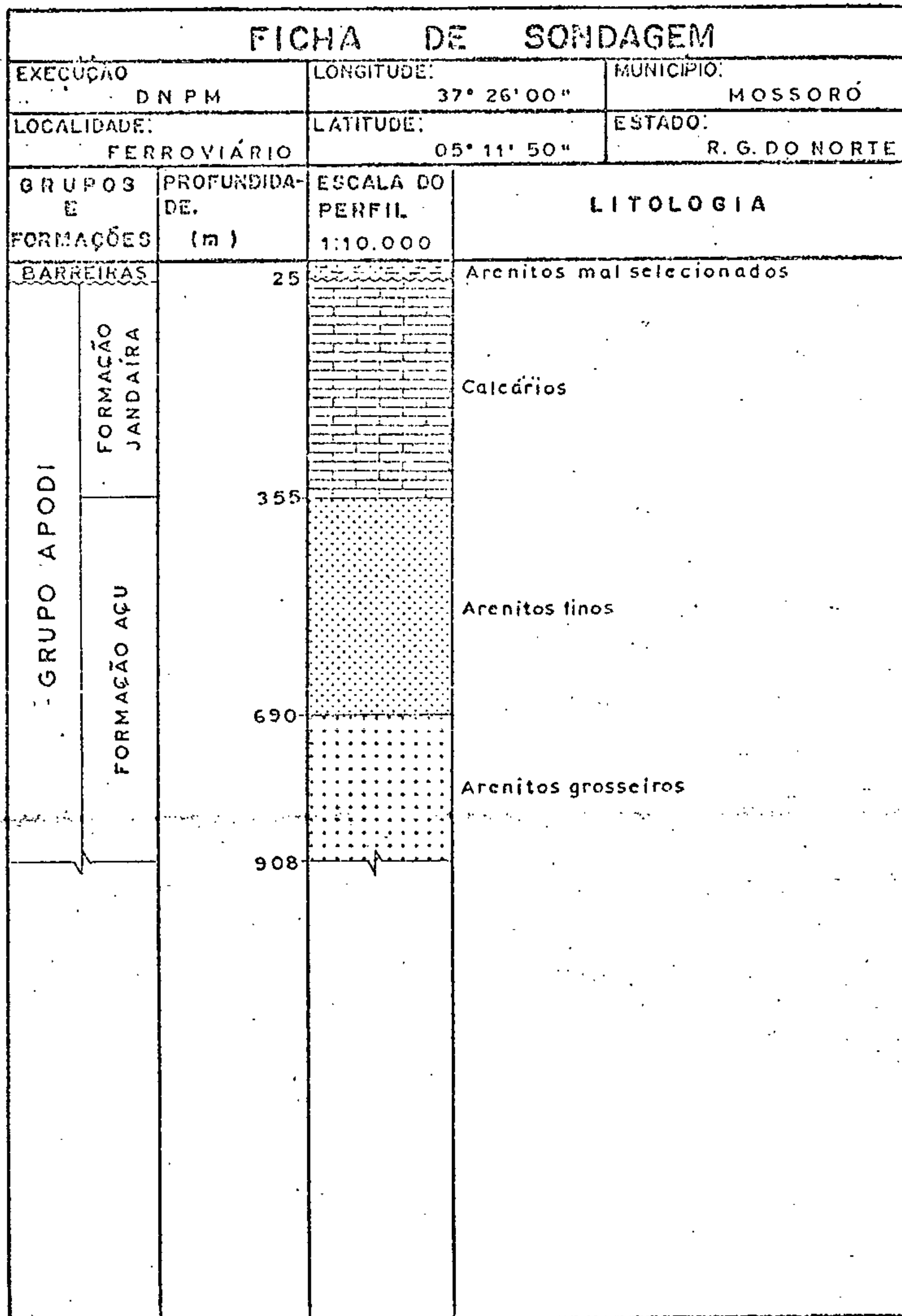
CPRM - PROJETO RIO JAGUARIBE - RELATÓRIO FINAL, 1976

FIGURA - 19

FICHA DE SONDAAGEM			
EXECUÇÃO D N P M		LONGITUDE: 37° 26' 00"	MUNICIPIO: MOSSORÓ
LOCALIDADE: BAIRRO SÃO JOSÉ		LATITUDE: 05° 11' 15"	ESTADO: R. G. DO NORTE
GRUPOS E FORMAÇÕES	PROFUNDIDADE (m)	ESCALA DO PERFIL 1:10.000	LITOLOGIA
GRUPO APODI	BARREIRAS	15	Arenitos mal selecionados
	FORMAÇÃO JANDAÍRA	348	Calcários
	FORMAÇÃO AÇU	670	Arenitos finos e argilas
		912	Arenitos grosseiros

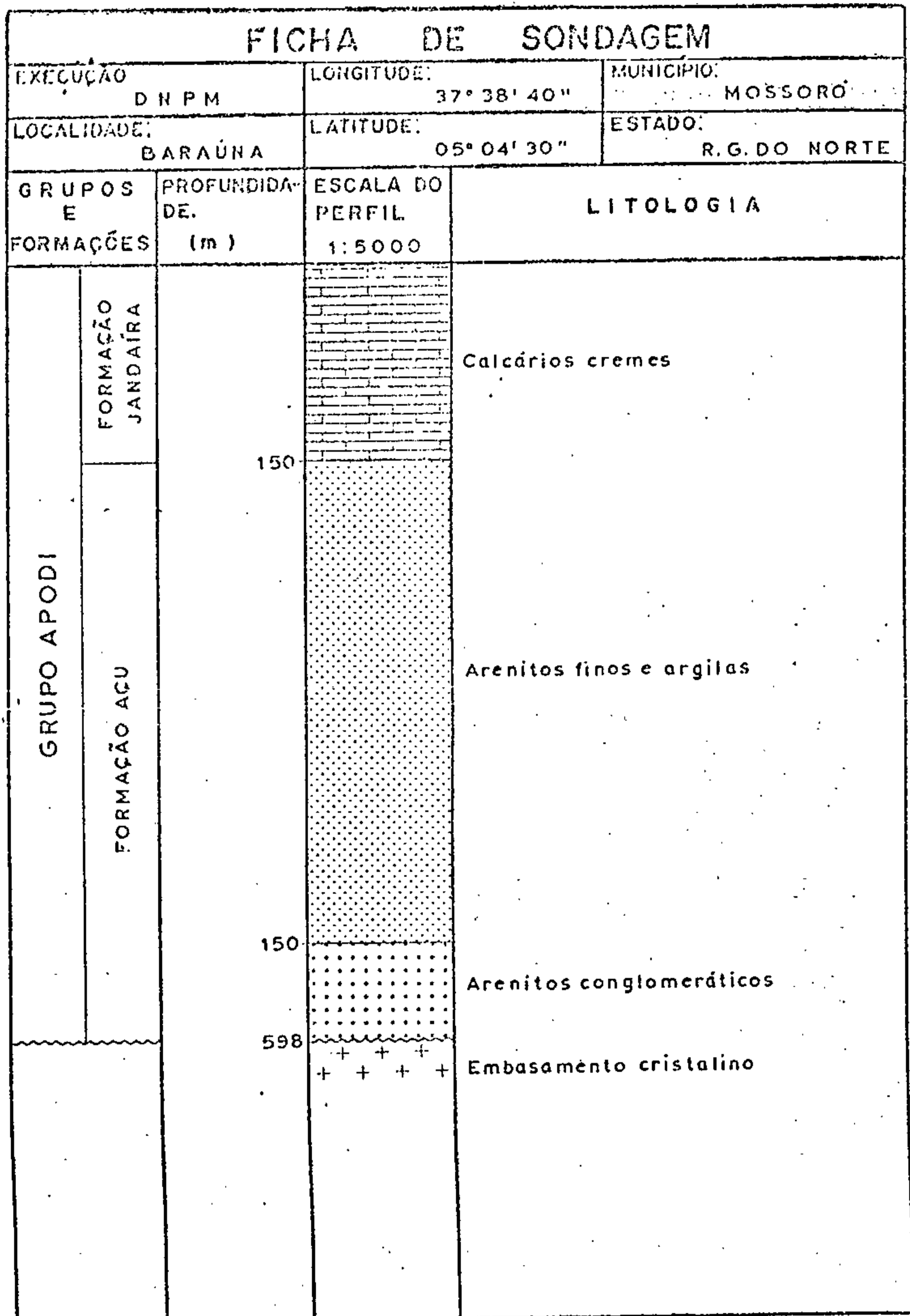
CPRM - PROJETO RIO JAGUARIBE - RELATÓRIO FINAL, 1976

FIGURA - 20



CPRM - PROJETO RIO JAGUARIBE - RELATORIO FINAL 1976

FIGURA - 21



CPRM - PROJETO RIO JAGUARIBE - RELATÓRIO FINAL, 1976

FIGURA - 22

6.2.12.2 - Formação Jandaíra (Ksaj)

As primeiras referências sobre a ocorrência de fósseis cretáceos procedentes de calcários do Rio Grande do Norte foram assinaladas por C. A. White (1887). Somente em 1943, Oliveira & Leonardos, denominaram esta seqüência sedimentar cretácea de Grupo Apodi, assinalando ainda que a parte basal se iniciava por sedimentos clásticos, capeados pelos calcários fossilíferos. Kreidler & Andery (1949) denominaram essa seqüência carbonática de "Calcário Jandaíra", termo este empregado posteriormente por Kegel (1957). Estudo bioestratigráfico mais completo foi efetuado por Beurlen (1964) nos sedimentos do Grupo Apodi, resultando na sub-divisão desses calcários em duas unidades crono-estratigráficas: uma inferior denominada Formação Sebastianópolis, e outra superior a Formação Jandaíra.

Nas etapas de campo efetuadas durante o mapeamento, não se logrou êxito na divisão desta seqüência carbonática conforme propusera Beurlen (op. cit.). Neste trabalho, portanto, é usado o termo Formação Jandaíra para todo o pacote de calcários sobrejacentes aos sedimentos clásticos que compõem a Formação Açu.


A Formação Jandaíra ocupa uma vasta superfície, situada no quadrante nordeste da área do Projeto, formando extensa chapada sub-horizontal mergulhando suavemente para o norte e nordeste e constitui a Chapada do Apodi. Esta imensa superfície estrutural encontra-se aplainada e seccionada diagonalmente às camadas calcárias. A ampla faixa exposta de calcários desta formação, na região compreendida a oeste do rio Apodi, segundo Beurlen (1967), assume direção N-S, apresentando portanto um comportamento periclinal nesta par-

te da chapada. Aí, tanto a Formação Açu como a Formação Jandaíra assumem direção N-S e mergulham suavemente para leste. Deste modo, o vale do rio Jaguaribe tem seu curso aproximadamente paralelo as camadas. Já o vale do rio Apodi apresenta um comportamento diferente, seccionando mais ou menos perpendicularmente a direção das camadas já que estas tem direção E-W e o vale do rio Apodi direção notadamente nordeste. A área de ocorrência da Formação Jandaíra corresponde a superfície da chapada, com seus bordos delineados por relevos escarpados de contorno levemente semi-circular na parte sul-ocidental, estando seccionada a norte e leste, respectivamente, pelo paralelo 5° de latitude sul e pelo meridiano $37^{\circ}30'$ de longitude oeste, que delimitam a área deste projeto. A grande faixa exposta de calcários da Formação Jandaíra nesta área na região compreendida entre as cidades de Dix-Sept Rosado, Apodi, Tabuleiro do Norte, Limoeiro do Norte e Quixeré é causada pela encurvatura da direção das camadas, vindo com direção E-W entre Dix-Sept Rosado e Apodi, assumindo gradativamente a orientação S-N em direção a Quixeré.

O contato entre as formações Jandaíra e Açu é transicional, marcado por um acréscimo gradativo do teor de carbonato, na passagem entre estas duas formações. Teoricamente, a parte apical do membro superior da Formação Açu, com intercalações de bancos de calcários fossilíferos e bancos argilosos, muitas vezes contendo calcários arenosos, deveria pertencer à base da Formação Jandaíra, "pois se trata de facies da transgressão definitiva, de camadas pertencentes à mesma unidade crono-estratigráfica", conforme descreveu Beurlen (1967). Como algum destes horizontes pode faltar localmente, aquele autor sugere o limite inferior da


























































sequência calcária da Formação Jandaíra, na base dos primeiros bancos de calcários compactos e puros, não mais arenosos e que é também o adotado aqui neste trabalho. A sequência arenítica, enriquecida gradualmente da componente carbonática, representa a própria transição entre estas duas formações.

A espessura dos calcários que compõem a Formação Jandaíra aumenta gradualmente para norte e nordeste, obedecendo o comportamento geral da bacia. Na área do projeto, afloram calcários por toda a superfície da chapada e as melhores exposições são encontradas nos seus bordos, quando atingem espessuras inferiores a 10 metros. Calcados em dados colhidos nos perfis de sondagem, Cypriano & Nunes (op. cit.), Schaller & Sampaio (op. cit.), Rebouças et alii (op. cit.) e Manoel Filho (op. cit.), admitem uma espessura média da ordem de 250 a 300 metros. Schaller & Sampaio (op. cit.) aventam a possibilidade de possanças superiores a 500 metros a leste de Areia Branca e talvez, sobre a plataforma continental, próxima de Macau, fora dos limites da área abrangida neste projeto. Alguns perfis de sondagens documentam também o acréscimo da espessura de oeste para leste, entre Apodi e Dix-Sept Rosado, confirmando o aspecto periclinal proposto por Beurlen (op. cit.) para o bordo ocidental da Chapada do Apodi. Estes perfis, ilustrados nas figuras 23 e 24, apresentam espessuras de 150 metros de calcários num poço tubular executado pelo Departamento Nacional da Produção Mineral (fig. 23) a norte de Apodi. Outro poço, situado mais para leste (fig. 24), na fazenda Pau dos Ferros, encontrou a lapa desta formação a 228 metros de profundidade. Para efeito ilustrativo, estão anexados perfis de alguns poços situados a leste do meridiano $37^{\circ}30'$,

FICHA DE SONDAGEM			
EXECUÇÃO CONESP		LONGITUDE: 37° 43' 50"	MUNICIPIO: APODI
LOCALIDADE: FAZ. PAUDOS FERROS		LATITUDE: 05° 25' 30"	ESTADO: R. G. DO NORTE
GRUPOS E FORMAÇÕES	PROFUNDIDA- DE. (m)	ESCALA DO PERFIL 1:2.000	LITOLOGIA
GRUPO APODI FORMAÇÃO JANDAÍRA	2		Aluvião Calcário Argila
	230		Calcário Folhelho Arenito Calcário arenoso Folhelho

CPRM - PROJETO RIO JAGUARIBE - RELATÓRIO FINAL, 1976

FIGURA - 23

FICHA DE SONDAGEM			
EXECUÇÃO CONESP		LONGITUDE: 37° 47' 25"	MUNICÍPIO: APODI
LOCALIDADE: SÍTIO DO GÓIS		LATITUDE: 05° 25' 50"	ESTADO: R.G. DO NORTE
GRUPOS E FORMAÇÕES	PROFUNDIDADE (m)	ESCALA DO PERFIL 1:2000	LITOLOGIA
GRUPO APODI FORMAÇÃO JANDAÍRA	4		Aluvião
	20		Calcário
			Folhelho
			Calcário
			Folhelho
			Calcário
			Folhelho
			Calcário
			Folhelho
			Calcário
			Folhelho
			Calcário
			Folhelho
			Calcário
			Folhelho
			Calcário
			Folhelho
			Calcário
			Folhelho
			Calcário
			Folhelho
			Calcário
			Folhelho
			Calcário
			Folhelho
			Calcário
			Folhelho
			Calcário
			Folhelho
			Calcário
			Folhelho
			Calcário
			Folhelho
			Calcário
			Folhelho
			Calcário
			Folhelho
			Calcário
			Folhelho
			Calcário
			Folhelho
			Calcário
			Folhelho
			Calcário
			Folhelho
			Calcário
			Folhelho
			Calcário
			Folhelho
			Calcário
			Folhelho
			Calcário
			Folhelho
			Calcário
			Folhelho
			Calcário
			Folhelho

CPRM - PROJETO RIO JAGUARIBE - RELATÓRIO FINAL, 1976

FIGURA - 24

fora dos limites da área do projeto (figs. 19 a 21), que documentam também o aumento paulatino da espessura da Formação Jandaíra em direção ao centro da bacia.

Na área em estudo, as melhores exposições da Formação Jandaíra restringem-se aos paredões escarpados das chapadas. Na sua superfície somente ocorrem nos vales dos rios ou nas partes mais elevadas, onde os calcários estão desnudados. Superficialmente encontram-se quase sempre capados por um solo pouco espesso, avermelhado, muitas vezes cobertos por pequenos seixos de concreções limoníticas. Este aspecto é bastante comum no extremo mais nordeste da área, próximo a Mossoró, nas rodovias RN-13 e BR-405. Nas porções meridional e ocidental da chapada, o comportamento já é bem diferente, não mais ocorrendo estes solos. Nestes trechos os calcários estão melhor expostos e a superfície da chapada é mais desnudada.

Litologicamente, a Formação Jandaíra é constituída por uma seqüência bastante homogênea de calcários em geral compactos de cores creme, cinza e menos frequentemente avermelhada quando enriquecida localmente de óxido de ferro. Apresenta via de regra, um acamamento paralelo bem distinto mostrado claramente, nos cortes e paredões das chapadas, pela superposição de bancos calcários. Entretanto, a análise individual de cada um desses bancos é denotada por um comportamento bem diferente, onde a estratificação é indistinta ou mesmo ausente. Comumente os calcários desta formação são lajeados e às vezes nodulosos. Afloramentos destas facies são bem expostos no paredão da escarpa da Rodovia BR-405, a leste de Tabuleiro do Norte. O grau de recristalização é variável para cada horizonte, porém em geral é

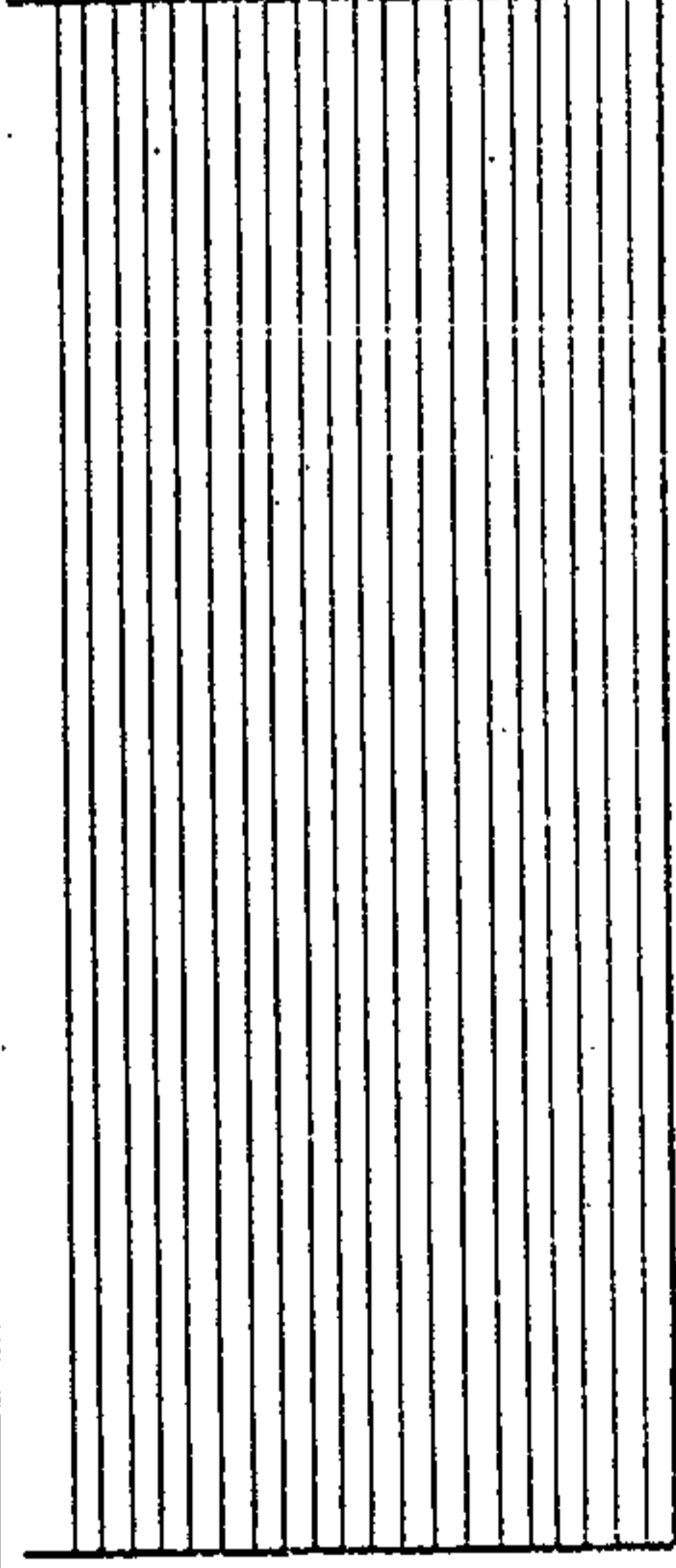


bem acentuado. Calcários bio-detríticos são muito característicos e ocorrem geralmente próximos a uma litofacies arenosa. Boas exposições destes calcários foram verificadas a norte de Apodi, ao longo da rodovia RN-13. Também nas margens do riacho do Tapuio, próximo à cidade de Dix-Sept Rosado, foram encontrados alguns afloramentos destes horizontes. Análises bioestratigráficas caracterizam uma microfauna rica em ostrácodes representados pelos gêneros *Cytherella* e *Hemicytherura*. Neste mesmo horizonte calcário aparecem bancos lumachelosos, constituídos quase exclusivamente por conchas de gastrópodes e lamelibrânquios. Faciologicamente, tratam-se de calcários bio-detríticos, originados em ambiente marinho de águas rasas, relativamente quentes e movimentadas. O perfil ao longo deste riacho ainda mostra outras tipologias, representadas por calcários litográficos, compactos e recristalizados com espessuras consideráveis, de cores creme acinzentada e branca, localmente mostrando ligeira ferruginação. É comum em quase todas as exposições dos tipo litográficos intercalarem-se, numa alternância rítmica, margas brancas - amareladas e acinzentadas, bastante friáveis. Os calcários litográficos sobressaem formando bancos com espessuras de até 2 metros. Intercalações pouco espessas de folhelhos e siltitos de tonalidades cinza, verde e vermelha irregularmente estratificados são características dos horizontes mais inferiores da Formação Jandaíra. A parte mais superior é caracterizada por calcários maciços de cores creme e cinza, microcristalinos, com forte diagênese, predominando a litofacies recristalizada, aparentemente pouco fossilífera, com variações faciológicas locais para níveis lumachelosos intensamente recristalizados e ricos em drusas preenchidas por cal

citadas. Em alguns trechos da chapada observam-se grandes fraturamentos que constituem reservatórios naturais de águas de precipitações pluviométricas (foto 52), utilizadas no consumo doméstico.

Nos arredores de Dix-Sept Rosado ocorrem camadas evaporíticas intercaladas entre leitos de folhelhos e argilitos vermelhos e verdes e camadas calcárias. Estes depósitos estão restritos a pequenas bacias isoladas e constituem jazidas de gipsita bem puras, ocorrendo em horizontes de espessuras variáveis de 3 a 5 metros, com boas possibilidades de aproveitamento econômico. Cassedane et alii (1972) referem-se a níveis ricos em celestita, próximo aos garimpos de gipsita, nas margens do riacho do Tapuio. O posicionamento estratigráfico dos horizontes gipsíferos é bastante discutido e muito controvertido. Schaller & Sampaio (op. cit.) posicionaram no limite superior da Formação Açu. Cypriano & Nunes (op. cit.) colocam esta seção evaporítica próximo ao topo da Formação Jandaíra, admitindo também estarem localizados num eixo sinclinal de uma área estruturalmente baixa. Manoel Filho (op. cit.) os inclui na Formação Jandaíra sem contudo fornecer maiores detalhes. Beurlen (op. cit.) relaciona as camadas evaporíticas a um hiato de deposição existente entre as formações Sebastianópolis e Jandaíra, que corresponde a parte média da Formação Jandaíra aqui proposta. Neste trabalho é acatado o posicionamento aventado por Beurlen (op. cit.), face a própria configuração estrutural da bacia.

As associações fossilíferas da Formação Jandaíra são abundantes, porém pouco diferenciadas. Uma monografia completa sobre a fauna desta formação é apresentada por

DISTRIBUIÇÃO GEOLÓGICA DE ALGUNS REPRESENTANTES DA MICROFAUNA DA BACIA POTIGUAR

IDADE	AMPLITUDE MUNDIAL	AMPLITUDE MÁXIMA POSSÍVEL NA BACIA POTIGUAR
CAMPANIANO		
SANTONIANO		
CONIACIANO	 <i>Siphogenerinoides</i> cfr. <i>dentata</i>	
TURONIANO	 <i>Brachythere</i> (B.) <i>sapucariensis</i>	
CENOMANIANO		

Beurlen (op. cit.). Essa fauna está representada por algumas espécies de gastrópodes, lamelibrânquios, equinóides, foraminíferos e ostrácodas. Beurlen (op. cit.) encontrou exemplos de *Inoceramus labiatus* ao sul de Pendências, no vale do rio Açu e correlacionou estes calcários contendo amonóides Hoplitóides com os calcários de Dix-Sept Rosado, embora nesta parte sul da chapada não tenha encontrado nenhum exemplar desse fóssil-guia. A presença de *Inoceramus labiatus* e outras associações típicas determinam com segurança a idade turoniana para a unidade inferior da Formação Jandaíra (Sebastianópoles de Beurlen, op. cit.). Este mesmo autor concluiu um hiato entre as unidades inferior e superior, pela falta de indícios de representantes fósseis do Coniaciano. Este foi um dos motivos com que Beurlen (op. cit.) se baseou na separação de sequência calcária em Formação Sebastianópoles e Formação Jandaíra, agrupadas e descritas neste trabalho como Formação Jandaíra. Cypriano & Nunes (op. cit.) atribuem por correlação, idade turoniana e santoniana inferior, com base na ocorrência de esporomorfos *multiporopollenites* aff. *masculosos*, característicos do intervalo de 30/60 metros a 270/300 metros do poço perfurado na localidade de Panela do Amaro. Kegel (op. cit.), documentou ter encontrado camadas do Cenomaniano superior e do Maestrichtiano a leste do rio Açu (in Cypriano & Nunes, op. cit.). Uma minuciosa análise da microfauna da Formação Jandaíra é apresentada por Schaller & Sampaio (op. cit.), concluindo por uma idade correspondente aos andares Turoniano a Santoniano para esta formação.

A correlação crono-estratigráfica dos sedimentos cretáceos da Bacia Potiguar com as bacias de Sergipe, Almada e outras africanas é proposta por Schaller & Sampaio (op.

<p style="text-align: center;">CORRELAÇÃO CRONO - ESTRATIGRÁFICA DOS SEDIMENTOS CRETÁCEOS DAS BACIAS DE BARREIRINHAS E POTIGUAR</p>		L I T O R A L N O R D E S T E		<p style="text-align: center;">L I T O R A L N O R T E</p>	
		L I T O R A L N O R D E S T E			
<p style="text-align: center;">TEMPO GEOLOGICO</p>	<p style="text-align: center;">MAESTRICHTIANO CAMPANIANO</p>	<p style="text-align: center;">ALBIANO - SANTONIANO</p>	<p style="text-align: center;">BACIA DE BARREIRINHAS</p>	<p style="text-align: center;">GRUPO BARREIRINHAS</p>	<p style="text-align: center;">F.M. HUMBERTO DE CAMPOS</p>
					<p style="text-align: center;">FORMAÇÃO QUEIMADAS</p>
<p style="text-align: center;">ALPIANO - ALBIANO</p>				<p style="text-align: center;">GRUPO TUTÓIA</p>	<p style="text-align: center;">FORMAÇÃO PREGUIÇAS</p>
					<p style="text-align: center;">FORMAÇÃO BARRO DURO</p>
					<p style="text-align: center;">FORMAÇÃO ÁGUA DOCE</p>
					<p style="text-align: center;">FORMAÇÃO BOM GOSTO</p>
					<p style="text-align: center;">FORMAÇÃO ARPOADOR</p>
		<p style="text-align: center;">BACIA DE POTIGUAR</p>	<p style="text-align: center;">GRUPO APODI</p>	<p style="text-align: center;">FORMAÇÃO JANDAÍRA</p>	<p style="text-align: center;">MEMBRO SUPERIOR</p>
					<p style="text-align: center;">MEMBRO MÉDIO</p>
		<p style="text-align: center;">MEMBRO INFERIOR</p>	<p style="text-align: center;">FORMAÇÃO AÇU</p>	<p style="text-align: center;">FORMAÇÃO JANDAÍRA</p>	<p style="text-align: center;">MEMBRO SUPERIOR</p>
					<p style="text-align: center;">MEMBRO MÉDIO</p>
					<p style="text-align: center;">MEMBRO INFERIOR</p>
					<p style="text-align: center;">F. M. GANGORRA</p>

FONTE: Cyrllano & Nunes, 1968

FIGURA - 26

CPRM - Projeto Rio Jaguaribe - Relatório Final, 1976

cit.) e contestada, em parte, por Cypriano & Nunes (op. cit.) pela falta de correspondência litológica entre os calcários da Formação Jandaíra com os da Bacia Sergipe-Alagoas, sugerindo portanto, uma correlação entre a Formação Jandaíra e os sedimentos do Grupo Barreirinhas, daquela bacia.

6.2.13 - Vulcanismo Cabugi (Tdb)

A ocorrência de vulcanismo fissural no Nordeste é conhecida há bastante tempo. Moraes (1924) apresenta um relato importante sobre a localização das principais ocorrências, fornecendo ainda elementos valiosos para correlação com outras evidências encontradas nos estados da Paraíba e do Ceará, aventando ainda a possibilidade de um sincronismo destas atividades vulcânicas com as de Fernando Noronha e dos Abrolhos. Distingue ainda que os basaltos se apresentam, morfologicamente, sob a forma de picos vulcânicos, enquanto que as formas filonares são representadas por diabásios. Santos (1968) verificou que este cortejo de diques mostra uma direção preferencialmente E-W, para o qual denominou de Lineamento Cabugi e que essa associação basáltica é do tipo vulcânica toleítica continental, abundante em sílica e álcalis e pobre em alumina. Caldasso (1968) assinala as intrusões de basaltos olivínicos sob a forma de diques na região de Boa Vista, Estado da Paraíba, como prováveis representantes deste vulcanismo fissural.

Na área do projeto, diques de rochas eruptivas básicas pertencentes a este vulcanismo estão maiormente distribuídos nas regiões de Iracema-Alto Santo e de Solonópole-Jaguaretama, alguns dos quais mostram extensões superior

res a 20 km. Outras ocorrências foram observadas nas proximidades de Caraúbas, Jaguaribe, Milhã, Sitiá e Lavras da Mangabeira. Estas rochas ocorrem sob a forma de diques localmente descontínuos, com espessura muito variável, podendo alcançar até 20 metros como o que ocorre ao sul de Potiretama. Na superfície, afloram em forma de blocos arredondados e compactos, dando um solo cinza escuro, às vezes avermelhado, bastante argiloso.

A maioria desses diques ocorre atravessando rochas cristalinas pré-cambrianas. Apresentam direção predominantemente WSW e E-W. A sul de Lavras da Mangabeira ocorre um pequeno dique cortando rochas cretáceas do Grupo Rio do Peixe.

Petrograficamente, essas rochas hipabissais são representadas predominantemente por diabásios, compostos por prismas euédricos bem desenvolvidos de plagioclásio, em geral mostrando intercrescimentos com augita granular sub-cálcica, dispostos numa matriz fina, vítrea, de coloração esverdeada, dando à rocha uma textura subofítica característica. O plagioclásio dominante tem composição média da labradorita. Ocupando alguns espaços intersticiais ocorre uma mistura de quartzo e de feldspato alcalino. A massa esverdeada é uma mistura de uralita fibrosa, biotita e clorita que se espalham intersticialmente além de preencherem amígdalas junto com agregados incolores de stilbita ou de iddingsita. Em quantidades subordinadas ocorrem grânulos opacos, por vezes circundados por titanita, palhetas de sericita, epidoto e carbonato proveniente de transformação dos feldspatos.

Em Iracema, ocorre um dique relativamente extenso de microsienogabro. A rocha é mesocrática de cor cinza

e de composição intermediária entre o gabro e o sienito. Ao microscópio revelou ser composta de largas ripas entrelaçadas de labradorita e prisma de augita sub-cálcica purpúrea, entremeadas por uma massa traquitóide de composição sienítica, constituída de feldspato alcalino e algum quartzo impregnado de óxido de ferro. Acessoriamente ocorrem grãos opacos e prismas finos de apatita incolor. Nota-se certa transformação do piroxênio, nos bordos e planos de clivagem, em massas de uralita verde.

Kegel (op. cit.) datou o vulcanismo basáltico como terciário inferior baseado na ocorrência de derrames basálticos, entre Macau e Pendências no Estado do Rio Grande do Norte, atravessando camadas maestrichtianas, da Formação Jandaíra, sendo capeadas por sedimentos terciários do Grupo Barreiras. Almeida (op. cit.) relaciona estas atividades vulcânicas com a terceira fase de reativação Wealdenia na plataforma brasileira, desenvolvida durante o Oligoceno e o Mioceno.

6.2.14 - Grupo Barreiras

O termo Barreiras foi primeiramente empregado por Branner (1902), no sentido morfológico, para o conjunto de sedimentos clásticos de cores variegadas ocorrentes ao longo da costa, repousantes discordantemente tanto sobre o embasamento cristalino quanto sobre as formações cretáceas e terciárias marinhas litorâneas.

Foi somente em 1943 que Oliveira & Leonardos (op. cit.) propuseram para essa sequência a designação de "Série Barreiras", modificada mais tarde por Oliveira & Andrade Ramos (1956), para "Formação Barreiras", referente

aos sedimentos variegados encontrados ao norte de Recife. Kegel (1957) manteve esta última denominação para as camadas superiores encontradas no Rio Grande do Norte, denominando entretanto de Infra-Barreiras para a seqüência variiegada inferior.

Uma definição mais sistemática foi apresentada por Bigarella & Andrade (1964), estudando alguns perfis nos arredores de Recife. Observaram uma discordância de erosão e concluíram pela separação da seqüência inteira em duas formações: uma inferior que denominaram de Formação Guararapes e outra superior, a Formação Riacho Morno, separadas entre si por uma disconformidade. Referiram-se a esse conjunto como Grupo Barreiras. Mabesoone (1966) estudando as falésias do Cabo Branco em João Pessoa, observou comportamento estratigráfico análogo ao de Bigarella & Andrade (op. cit.).

Na região em torno de Natal, Campos e Silva (1965), verificou que uma disconformidade separava a Formação Riacho Morno de outra superior que cognominou de Formação Macaíba. Uma quarta unidade foi finalmente separada por este autor, a qual designou de Formação Potengi.

No levantamento hidrogeológico efetuado pelo Grupo de Estudos do Vale do Jaguaribe através da SUDENE/ASMIC (1967), face às dificuldades encontradas na interpretação das unidades propostas, foram diferenciadas duas novas unidades, designadas de Formação Barreiras e Formação Faceira, sem entretanto localizar as seções típicas nem posicioná-las estratigraficamente.

Capeando chapadas interioranas nos estados do

Rio Grande do Norte e da Paraíba, ocorrem depósitos sedimentares semelhantes às seqüências variegadas litorâneas, descritas por Moraes (op. cit.) como Série Serra do Martins, correspondentes a Infra-Barreiras (Kegel, op. cit.), Formação Mossoró (Lins & Andrade, 1960) e formações Bananeiras e Solânea (Assis, 1964).

Mabesoone et alii (1972) apresentam uma redefinição do Grupo Barreiras, abordando o problema estratigráfico desta seqüência sedimentar. Admitem que a Formação Serra do Martins representa a unidade mais inferior do grupo. Manteve a denominação original de Formação Guararapes para a unidade média, na qual estariam incluídas as formações Guararapes e Riacho Morno de Bigarella & Andrade (op. cit.) e Barreiras (SUDENE/ASMIC, op. cit.) definida no vale do rio Jaguaribe. À unidade superior, designou de Formação Macaíba, incluindo nela as formações Potengi e Macaíba, de Campos e Silva (op. cit.), e Faceira definida pelo Grupo de Estudos do Vale do Jaguaribe (SUDENE/ASMIC, op. cit.).

O esquema estratigráfico adotado neste relatório é alicerçado nos trabalhos de Mabesoone et alii (op. cit.) e SUDENE/ASMIC (op. cit.). Adotou-se o termo Formação Serra do Martins para o pacote sedimentar que ocorre na porção centro-leste da área, formando chapadas com cotas de 500-700 metros. Com relação aos sedimentos que ocorrem margeando os vales dos rios Jaguaribe e Banabuiú, sob a forma de tabuleiros com altitudes em torno de 120 metros, foi mantida a designação original de Formação Faceira.

6.2.14.1 - Formação Serra do Martins (Tbsm)

O termo Série Serra do Martins foi originalmente

proposto por Moraes (op. cit.) para os capeamentos sedimentares que formam a serra homônima no interior do Estado do Rio Grande do Norte. Verificou-se mais tarde, que este capeamento era originalmente muito mais amplo, sendo encontradas relíquias nas serras de Santana, Nova Floresta, Cuité e Mossoró, estendendo-se em direção à costa, aflorando em Tibau, Mamanguape e possivelmente na praia de Rio do Fogo no litoral potiguar. No interior paraibano, Assis (op. cit.) delimitou alguns capeamentos nas regiões de Bananeiras e Araras, correlacionando-os com os da Serra do Martins. Mabesoone (1966) preferiu denominar estes capeamentos de Formação Serra do Martins, que posteriormente foi incluída por Campos e Silva (op. cit.) através de uma análise estratigráfica, na parte basal do Grupo Barreiras.

Acatando a definição de Mabesoone (op. cit.) a Formação Serra do Martins, na área do projeto, corresponde aos capeamentos sedimentares ocorrentes no interior do Estado do Rio Grande do Norte e na zona limdeira do Estado do Ceará, constituindo chapadas com cotas variando de 500 a 700 metros.

Destes capeamentos originalmente mais amplos, apenas três pequenos relíctos são encontrados na área do projeto, na sua porção centro-leste, nas regiões de Portalegre, Martins e entre a vila de São João e a cidade de Tabuleiro Grande. Destes, os dois primeiros por ocuparem maior extensão territorial, contribuem para a existência de microclima único, pois funcionam como reservatórios porosos que absorvem as águas meteóricas, liberando-as sob a forma de fontes nas suas encostas.

Estes capeamentos constituem pequenas chapadas

isoladas, de superfícies bem planas, mostrando em seus bor dos declives abruptos, próximos a verticalidade, contornos sinuosos e irregulares com altitudes que variam de 500 a 700 metros. A chapada de maior extensão fica situada na região onde se edificou a cidade de Portalegre. Bem próximo e a sudeste, aparece outro testemunho destas coberturas sedimentares, com dimensões mais reduzidas. A Serra do Mar tins, onde esta formação foi primeiramente estudada por Moraes em 1924, originando o termo estratigráfico homônimo. A menor destas chapadas ocorre a oeste da rodovia estadual RN-13, no trecho da estrada compreendida entre as cidades de Itaú e Pau dos Ferros.

O contato destes sedimentos com as rochas crista linas subjacentes é marcado por uma discordância angular erosiva bem pronunciada. Em geral, a superfície do cristali no, na zona de contato com estes sedimentos, é assinalada por uma capa de alteração caulínica de até 5 metros de espessura enquanto que nas encostas de contato é muitas vezes coberto por depósitos de talus que provém da erosão das escarpas.

Em que pese a falta de melhores elementos, estes capeamentos sedimentares parecem ser pouco espessos (foto 58). Os elementos que se dispõem aqui são as seções medidas ao longo dos perfis. Mabeoone et alii (op. cit.) apresentam na seção-tipo para esta formação, na Serra do Martins, uma espessura de 50 metros, desde a base até o topo da sequência. Nos perfis realizados entre Riacho da Cruz e Porta legre e entre Martins e Lucrécia, constatou-se espessuras em torno de 30 metros para todo o pacote.

A superfície das chapadas é, via de regra, cober

ta por um solo arenoso de cores creme, alaranjada e esbranquiçada, pouco espesso, contendo localmente concentrações de pedra canga. Litologicamente, esses sedimentos mostram características essencialmente areno-argilosas, de cores variegadas dominando as tonalidades avermelhada e esbranquiçada em seus diversos matizes. A parte basal é em geral constituída por arenitos caulínicos pouco consolidados, friáveis, podendo ser conglomeráticos (foto 57), contendo seixos de quartzo em geral subangulosos, confundindo-se muitas vezes com a capa de intemperismo caulínico do cristalino subjacente. A diagênese é fraca e a estratificação é ausente ou indistinta, mostrando um mosqueamento bastante discreto. Para cima passam os arenitos caulínicos silicificados, de granulação grosseira, mal classificados, com laminação indistinta. A coloração varia muito, porém sempre nos tons amarelo a avermelhado. Em direção ao topo, esses arenitos vão gradativamente aumentando o teor em óxidos de ferro e assumindo tons avermelhados mais intensos. São sempre arenitos grosseiros e mal classificados, com grãos angulosos e subangulosos predominantes. Intercalações de camadas argilosas são mais frequentes na parte mais superior da sequência, que é encerrada por arenitos ferruginosos conglomeráticos, de composição arcoseana, bastante silicificados.

A formação Serra do Martins é constituída por sedimentos continentais afossilíferos e somente podem ser datados através de estudos geomorfológicos. Bigarella & Andrade (op. cit.) e Mabe-soone (op. cit.) fizeram as primeiras datações cronológicas com base no desenvolvimento paleoclimático do hemisfério norte da Europa e América do Norte, relativamente bem conhecido. Segundo Büdel - 1953 (in Mabe-soone et alii, op. cit.), nas zonas tropicais, os contras

tes climáticos da periodicidade paleoclimática são muito reduzidas enquanto que nas zonas de climas moderados o desenvolvimento paleoclimático é mais homogêneo. Mabesoone et alii (op. cit.) verificaram então a falta de fundamentos concretos para estas correlações e fizeram um reestudo utilizando métodos geomorfológicos que serviram de base para a datação da Formação Serra do Martins. Como esta formação recobre os topos das chapadas e serras em altitudes correspondentes ao pediplano superior referido por King (op.cit.) como Superfície Sul-Americana ou Pd₂ de Bigarella & Ab' Saber (1964), deve portanto, ser correlativa a essa pediplanação ou um pouco posterior. Com base nas correlações propostas por Kegel (op. cit.) e Campos e Silva (op. cit.) esse pediplano teria se encurvado em forma de abóbada através de movimentos epirogenéticos que aconteceram desde o Oligoceno superior até o Mioceno Inferior. Por conseguinte, a Formação Serra do Martins é de idade Oligocênica ou pouco mais antiga. De qualquer modo, a idade cenozóica é correta, uma vez que na faixa costeira esta formação repousa em posição discordante sobre os calcários maestrichtianos da Formação Jandaíra.

6.2.14.2 - Formação Faceira (TQbf)

A formação Faceira foi primeiramente descrita pelo Grupo de Estudos do Vale do Jaguaribe (SUDENE/ASMIC, op. cit.) para designar depósitos aluviais ocorrentes na margem esquerda do Rio Jaguaribe, originalmente caracterizada nos arredores da fazenda Faceira que lhe emprestou a denominação. Estes depósitos se estendem para oeste até Quixadá e para sul até Jaguaribe em forma de fragmentos de tabuleiros

tanto mais reduzidos quanto mais afastados do vale.

Posteriormente, Manoel Filho (op. cit.) verificou que esta formação, mesmo geograficamente bem afastada do litoral, é singenética ao Grupo Barreiras e passou a considerá-la como uma facies deste grupo, denominando-a de "Facies Faceira" e ainda que a mesma se originou pela ablação das rochas cristalinas durante o aplainamento que esculpiu a Superfície Pliocênica.

Em trabalho mais recente, Mabesoone et alii (op. cit.) propuseram uma divisão do Grupo Barreiras em três unidades, enquadrando os depósitos sedimentares da Formação Faceira na unidade superior, sob a denominação genérica de Formação Macaíba, agrupando as formações Macaíba, Potengi (Campos e Silva, op. cit.) e Faceira (SUDENE/ASMIC, op. cit.).

Acatando a denominação original (SUDENE/ASMIC, op. cit.) chamamos de Formação Faceira aos depósitos sedimentares interioranos que formam tabuleiros margeando os vales dos rios Banabuiú e Jaguaribe e que se estendem pelos arredores de Morada Nova, Limoeiro do Norte, São João do Jaguaribe e Castanhão, na porção setentrional da área do projeto. Estes tabuleiros têm superfícies com cotas em torno de 120 metros, rebordos de contornos sinuosos formando declives suaves ligeiramente escarpados ou mesmo chegando a se nivelar, nas porções mais ocidentais, com a superfície aplainada e dissecada do cristalino, confundindo-se, muitas vezes, com os glaciais de erosão e deposição.

Na região compreendida entre Limoeiro do Norte e Morada Nova e estendendo-se ainda mais para oeste até as

proximidades de Sitiá, na parte mais setentrional da área, dominam as maiores exposições desta formação. Apresentam contornos bastante sinuosos e bordas intensamente retalhadas pela erosão. Aí, a superfície cristalina aflora em quase todos os leitos dos riachos e lagoas, indicando estar em nível topográfico mais elevado que no restante das áreas cobertas por estes sedimentos. Deste modo, a espessura deste capeamento sedimentar nestas zonas, parece ter sido bem mais reduzida que nas outras localidades da área, onde a superfície do cristalino ocorre em maior profundidade. Relictos desta sedimentação ainda são observados entre Limoeiro do Norte e arredores de Castanhão e de Sitiá, em geral apresentando formas alongadas acompanhando os vales dos rios Jaguaribe e Banabuiú, assumindo sempre a forma de tabuleiros.

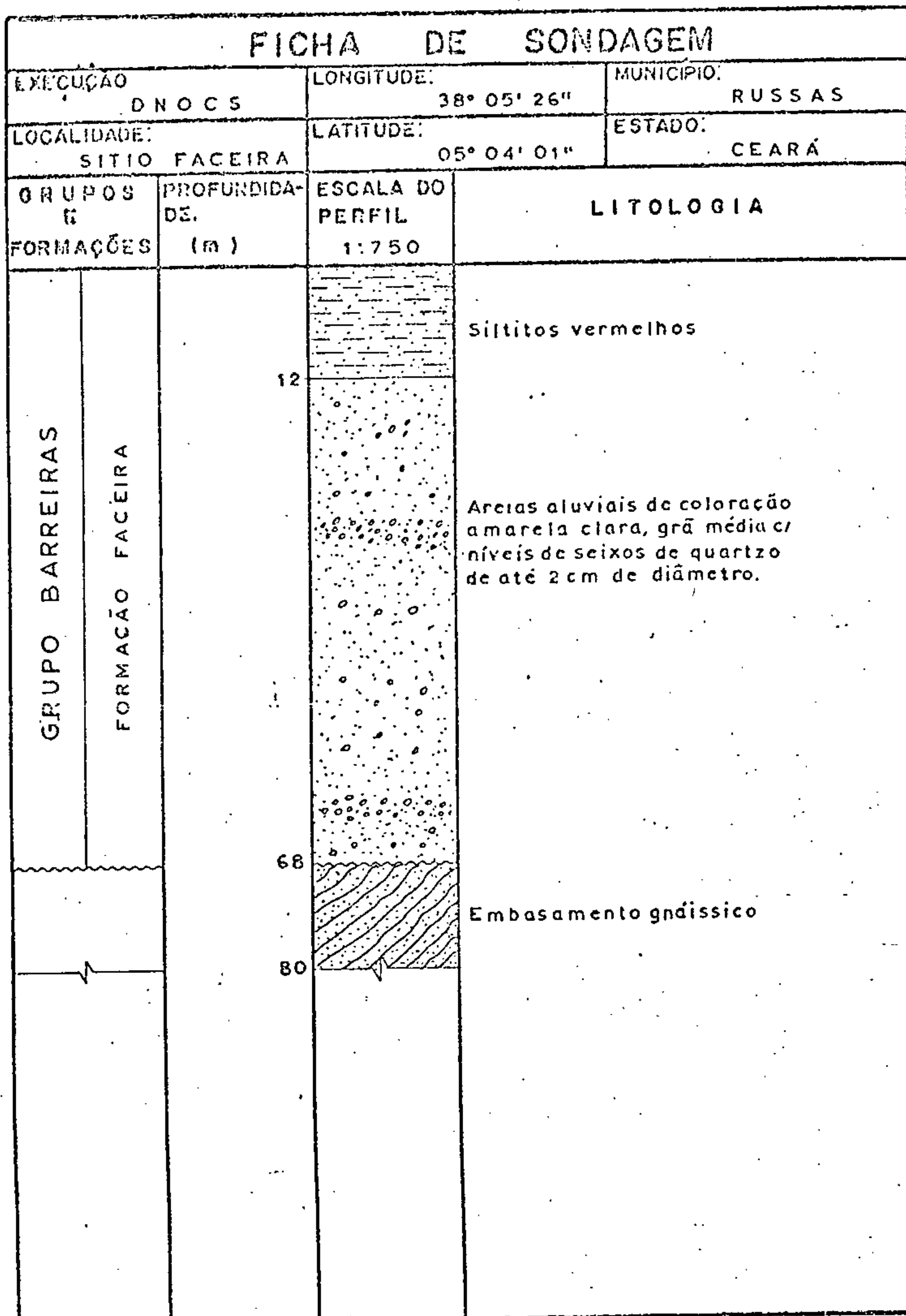
A Formação Faceira repousa sobre rochas cristalinas pré-cambrianas e seus contatos são sempre marcados por uma discordância angular e erosiva bem pronunciada.

A sua espessura parece ser muito variável, aumentando tanto para leste como para sul. Durante os trabalhos de campo, verificou-se que nas extremidades mais ocidentais, esses depósitos são pouco espessos, nivelando-se quase sempre à superfície do embasamento cristalino. A interpretação de dois furos de sonda (Figuras 27 e 28) executados pelo Departamento Nacional de Obra Contra a Seca, no município de Russas, parece comprovar este comportamento. No furo executado para a prefeitura daquela cidade, próximo da BR-116, fora dos limites da área do projeto, foi constatada uma espessura de 30 metros para esta formação. No sítio Faceira, mais ao sul, perfurou-se 68 metros destes sedimentos até encontrar a superfície do embasamento cristalino.

FICHA DE SONDAJEM			
EXECUÇÃO D N O C S		LONGITUDE: 38° 02' 34"	MUNICÍPIO: RUSSAS
LOCALIDADE: BR - 116		LATITUDE: 04° 59' 45"	ESTADO: CEARA
GRUPOS E FORMAÇÕES	PROFUNDIDA- DE. (m)	ESCALA DO PERFIL 1:500	LITOLOGIA
GRUPO BARREIRAS		2	Areias vermelhas de grã média
			Sedimentos arenosos vermelhos, friáveis, com níveis conglomeráticos.
FORMAÇÃO FACEIRA		30	Embasmamento gnáissico decom-
		32	posto.
		41	Embasmamento gnáissico

CPRM - PROJETO RIO JAGUARIBE - RELATÓRIO FINAL 1976

FIGURA - 27



CPRM - PROJETO RIO JAGUARIBE - RELATORIO FINAL, 1976

FIGURA - 28

Litologicamente esta formação é constituída domi
nantemente de sedimentos clásticos afossilíferos de composiç
ção areno-síltico-argilosa, mal selecionados, friáveis, pouco
consolidados, de cores muito variadas, predominando as
tonalidades avermelhadas. Na base da seqüência ocorrem sempre
conglomerados grosseiros, com seixos bem rolados de rochas
cristalinas e de arenitos ferruginosos da Formação Serra
do Martins. Entre o conglomerado basal e o substrato
cristalino é comum a presença de uma couraça laterítica rica
em concreções limoníticas. Para cima, a seqüência é
constituída por um pacote relativamente espesso de arenitos
heterogêneos com bastante variações faciológicas locais.
Via de regra, esse pacote é caracterizado por arenitos de
granulação média a grosseira, muitas vezes conglomeráticos,
mal selecionados, pouco consolidados, com predominância de
tons avermelhados e esbranquiçado nos mais variados matizes.
Morfoscopicamente, são constituídos por grãos de quartzo
e raramente de feldspato, angulosos e subangulosos, com
matriz areno-argilosa e cimento argiloso muitas vezes caulínico,
frequentemente impregnado de óxidos de ferro. Alternâncias
de horizontes de areias sílticas contendo razoáveis propor
ções da fração argila, siltitos argilosos, arenitos arc
ósicos, são quase sempre constatados dentro deste pacote.
Níveis de conglomerados e cascalheiras ocorrem mais comunte
na porção mais superior desta seqüência (foto 59) e
constituem, provavelmente, horizontes de antigos terraços
dos rios Banabuiú e Jaguaribe. Recobrando a parte mais superior
da seqüência ocorre uma capa arenosa inconsolidada, pouco
espessa, de composição essencialmente areno-quartzosa de
coloração esbranquiçada e alaranjada.

A própria localização dos depósitos que constituem a Formação Faceira, margeando os vales dos rios Banabuiú e Jaguaribe, bem como suas características litológicas são sugestivos de antigos ambientes fluviais de deposição. O Grupo de Estudo do Vale do Jaguaribe (SUDENE/ASMIC, op. cit.) admite que estes depósitos se formaram no fim do Terciário e início do Quaternário, após o soerguimento do escudo nordestino. Os glaciais de deposição resultantes, responsáveis pelos depósitos da Formação Barreiras no litoral (fora dos limites da área do projeto), elevaram os níveis de base dos rios da região, atenuando a erosão e depositando no interior, os sedimentos aluviais que compõem a Formação Faceira, nos vales dos rios Jaguaribe e Banabuiú. Assim, as Formações Barreiras e Faceira são relativamente contemporâneas. A primeira corresponde a depósitos deltáicos e neríticos, datada como liocênica (SUDENE/ASMIC, op. cit.) por correlação com outras formações deste mesmo período, encontradas no Sul do Brasil. A Formação Faceira é uma transição lateral, de origem fluvial, da Formação Barreiras. Por este motivo, admitiu-se uma idade terciária-quaternária para a Formação Faceira devido a relativa contemporaneidade com a Formação Barreiras.

6.2.15 - Coberturas colúvio-eluviais indiferenciadas (TQc)

Na ampla região interiorana de dominância das rochas cristalinas, especialmente no extremo sudoeste da área, compreendida entre o açude de Poço da Cruz e Serra dos Dois Riachos, distribuem-se extensas mesetas formadas por uma capa colúvio-eluvial arenosa. Outras exposições menores são observadas na região centro-leste, entre Pau dos

Ferros e Martins e a sudoeste de Rodolfo Fernandes. Na porção centro-norte, a nordeste e a sudoeste de Banabuiú, ocorrem também pequenas manchas desta unidade. Aquelas do sudoeste foram referidas por Moraes et alii (1962) como testemunhos dos arenitos superior e inferior da Série Araripe e mais recentemente por Dantas (1974) como sendo prolongamentos da seção basal (Sdsg), da Bacia do Meio Norte. Oliveira et alii (1974), com base em observações de campo, definiram aquelas mesetas como manto de alteração das rochas cristalinas transformadas em material areno-silto-argiloso inconsolidado de idade terció-quaternária.

Morfologicamente, as coberturas sobressaem-se no relevo como amplos tabuleiros, profundamente recortados por dissecação centrípeta, desenvolvida por um sistema de drenagem aproximadamente radial, de vales pouco profundos e entalhes suaves. As escarpas são raramente íngremes, com desníveis de 30-40 metros, como ocorre a sudoeste, ou mais comumente suaves e arrasadas, nivelando-se com o pediplano do substrato cristalino, como nas demais áreas de ocorrência. São testemunhos de uma antiga capa arenosa contínua, aplainada, bem mais extensa que os limites atuais, representando na área do projeto, a Superfície Sertaneja de Mabeoone (1975), de idade pleistocênica inferior.

A grande maioria dessas manchas é mapeável, porém uma caracterização litológica própria é dificultada pela impossibilidade de uma definição das seções típicas, visto que, do ponto de vista litológico, essa unidade apresenta uma notável diferenciação ou zoneamento da base para o topo. Alguns detalhes texturais e estruturais das rochas cristalinas subjacentes permanecem, em parte, preservados

na seção mais inferior do pacote, caracterizando assim uma facies de alteração in-situ, onde atuaram essencialmente os processos de decomposição química. Os minerais mais estáveis encontram-se dispersos sob a forma de grãos e grânulos angulosos em meio ao material argilo-ferruginoso, de alteração dos minerais instáveis nas condições físico-químicas do intemperismo. Observa-se uma variação na composição desse nível, de um lugar para outro, dependendo muito da natureza litológica da rocha original. Em alguns taludes é comum encontrar-se pequenos veios ácidos conservados como relíquias dentro da massa decomposta. Os minerais máficos são, às vezes, documentados por pontuações vermelho-escuras de óxido de ferro. Na porção sudoeste, a seção superior, com características de um depósito elúvio-coluvial, apresenta-se como um pacote mais homogêneo, maciço, friável, constituído essencialmente por grãos de quartzo angulosos a subangulosos, fracamente cimentados por material silte argiloso, de cores que variam do creme ao vermelho claro. Também as coberturas que ocorrem a nordeste de Banabuiú, apresentam um perfil quase idêntico. Próximo ao topo, ocorre um nível de laterita secundária que se observa principalmente como rolados, nas escarpas. Nas coberturas que ocorrem na porção centro-leste, o comportamento é bastante diferente, caracterizando-se por apresentarem litologia essencialmente clástica grosseira, formando capas arenosas inconsolidadas, esbranquiçadas e, às vezes, cremes, mal selecionadas, constituídas predominantemente por grãos de quartzo subangulosos e angulosos e secundariamente por feldspatos ainda não decompostos e palhetas de mica. Em contato com o cristalino já se observa uma estreita capa de intemperismo químico pouco

desenvolvida. Nas mesetas do sudoeste, nas suas partes mais centrais, a lixiviação dos óxidos de ferro é mais pronunciada, tornando as areias da superfície mais pálidas e esbranquiçadas. Nelas, o trânsito vertical da facies superior para a zona de alteração in-situ parece gradual, de difícil observação devido aos detritos que recobrem as escarpas. A sua espessura situa-se em torno de 40-50 metros. As demais ocorrências parecem ser bem mais delgadas, nunca ultrapassando 10 metros de espessura. Muitas vezes essas coberturas são tão delgadas que nos vales dos pequenos riachos e córregos já afloram rochas cristalinas:

Os aspectos texturais e mineralógicos apresentados por estes sedimentos não estratificados, o caráter arco seano com feldspatos ainda não totalmente decompostos e a presença de minerais micáceos em algumas destas coberturas, atestam sua imaturidade e evidenciam condições climáticas tropicais rigorosas na área da fonte dos detritos, onde atuaram climas semi-áridos.

Ao longo das estradas Iguatu-Cedro e Iguatu-Várzea Alegre encontram-se seções espessas de solo vermelho, desenvolvido paralelamente à mesma época do intemperismo de base das mesetas mepeadas como TQc. A falta de controle fotográfico não nos permitiu incluir na unidade aqui enfocada.

6.2.16 - Formação Moura (TQm)

O termo Formação Moura foi proposto originalmente por Cruz (1961) para nomear o pacote de clásticos grosseiros inconsolidados que ocorre entre Iguatu e a vila de José de Alencar, repousando discordantemente sobre os

sedimentos cretáceos Rio do Peixe. Mabesoone & Silva (1972) estudaram aquele mesmo depósito e correlacionaram com outras ocorrências de cascalhos e areias das margens do rio Jaguaribe, nas áreas de Iguatu e Icó, no vale do baixo Piranhas, perto da cidade de Açu (RN), e em alguns trechos do alto rio do Peixe.

Na porção sudoeste da área esta unidade encontra-se melhor preservada na chapada do Moura, onde foi originalmente descrita. Ali a sequência está completa, em atitude sub-horizontal, iniciando por um conglomerado na base, de espessura variável, capeado por uma camada de areia avermelhada, com espessuras variáveis que podem atingir até 35-40 metros. Diversas ocorrências menores foram mapeadas, recobrando também sedimentos cretáceos da Bacia de Iguatu. No terreno, a maioria dessas ocorrências isoladas é documentada apenas por seixos e calhaus desagregados da seção basal e espalhados na superfície. Isto se observa especialmente na estrada Iguatu-Jucás e nos taludes que margeiam a represa do açude Orós. A seção superior, de areia, encontra-se ausente ou parcialmente carregada nesses lugares, em consequência do novo ciclo de erosão que se seguiu ao abaixamento do nível de base do rio Jaguaribe, com retrabalhamento dos sedimentos anteriormente depositados, restando como testemunhos uns poucos tabuleiros circundesnudados. À montante do açude de Lima Campos, no extremo leste da folha, foram vistos jazigos de cascalho, não mapeáveis na escala do mapa (1:250.000).

Ao longo da estrada Iguatu-Lima Campos, no trecho da chapada do Moura, as seções basal e superior estão bem expostas. O contato inferior com os pelitos da Formação

Souza é nitidamente discordante. O conglomerado basal, com acamamento aproximadamente horizontal, repousa sobre a superfície de erosão dos sedimentos cretáceos que apresentam no local, mergulhos de 10° a 15° para os quadrantes NW e NE. O topo da seção superior forma uma superfície aplainada, suavemente inclinada em direção ao Jaguaribe, destacando-se no relevo como um tabuleiro conhecido como chapada do Moura. Suas escarpas são mais acentuadas no bordo sul, com um desnível da ordem de 40 metros em relação à planície aluvial circunvizinha. Isto sugere uma extensão original da cobertura sedimentar para sul bem maior que a atual, provavelmente limitando-se com as cristas de rochas cristalinas que limitam ao sul a Bacia de Iguatu. A espessura total do pacote é maior no bordo sul da chapada, em torno de 40 - 45 metros, diminuindo gradualmente para norte até valores inferiores a 10 metros às margens do Jaguaribe.

A seção basal é formada por conglomerado polimítico, constituído por seixos e calhaus de quartzo, rochas quartzíticas e mais raro, de rochas cristalinas diversas. Os elementos mais grossos são subangulosos a subarredondados, com diâmetros que variam de 1 até 25 cm, dispostos aleatoriamente em uma matriz arenosa de grã grossa, de diagênese fraca, mal selecionada, maciça, friável, pobremente cimentada por material silte-arenoso de coloração avermelhada a creme. A espessura é bastante variável, dependendo da ondulação do paleo-relevo dos sedimentos cretácicos subjacentes. Em alguns lugares da chapada do Moura a espessura máxima observada não ultrapassa 3 metros, enquanto noutros lugares pode ficar reduzida a 30 - 50 cm.

A passagem do conglomerado basal para camada de

areia é mais ou menos brusca. Próximo ao contato, a areia é grossa a conglomerática, com leitos de conglomerados descontínuos intercalados, passando em direção ao topo a areia mais fina com cimento silte-argiloso. De modo geral a estratificação é pouco distinta ou mesmo ausente nos bancos mais espessos da seção superior, enquanto no contato inferior as intercalações de leitos conglomeráticos com leitos de grã mais fina dão ao pacote um aspecto estratiforme, em posição sub-horizantal. A composição mineralógica dos grãos e grânulos é predominantemente de quartzo e mais raro de feldspato caulinizado, angulosos a subarredondados, mal selecionados. Na porção mais superior a textura da areia é mais homogênea, melhor selecionada, grã fina à média com uma percentagem maior da fração silte-argilosa. Do mesmo modo que nos tabuleiros de alteração in-situ, as areias na superfície são mais descoradas, devido à lixiviação dos óxidos que recobrem os grãos e grânulos e do cimento silte-argiloso.

Todas as ocorrências da Formação Moura encontradas na área do Projeto Rio Jaguaribe situam-se às margens dos cursos d'água mais importantes (rios Banabuiú, Jaguaribe, Piranhas e do Peixe), formando típicos paleo-terraços aluviais, posicionados em cotas mais elevadas que as atuais planícies de inundação. As dimensões dos componentes maiores (seixos e calhaus de quartzo e rochas cristalinas) denunciam uma acentuada desagregação das rochas do cristalino por processos físicos, característicos de clima semi-árido. O transporte do material com tais dimensões, porém, foi realizado por fortes correntezas e corridas de lama, que implicam em maiores índices pluviométricos que os atuais.

A idade dos sedimentos não pode ser determinada

com maior segurança devido a ausência de qualquer conteúdo fóssil nas camadas de areia e conglomerado. Como foi mencionado antes, tais sedimentos são definidos como os depósitos correlativos da fase de aplainamento plio-pleistocênica, correlacionada à Superfície Velhas de King (op. cit.), desenvolvida em função do levantamento epirogênico do continente ocorrido nessa época (Almeida, op. cit.).

6.2.17 - Aluviões (Qa)

Nas áreas de relevo mais acidentado, as aluviões são extremamente escassas, limitadas a faixas estreitas e delgadas ao longo do álveo apertado dos rios e riachos mais importantes. De modo geral, os sedimentos são compostos de areias grosseiras até cascalhos e, mais próximo às nascentes, são comuns blocos rolados das rochas das vertentes. Na fração menos grosseira predominam os grãos e grânulos de quartzo mal selecionados e mais raramente feldspatos subangulosos, com uma percentagem muito reduzida de material silte-argiloso. Ocorre com certa frequência interrupção da faixa aluvionar por afloramentos da rocha do substrato, principalmente nos cursos superior e médio dos rios e da maioria dos riachos, ensejando a formação, à montante, de depósitos mais espessos que incluem desde areia até cascalhos, alguns dos quais representáveis na escala do mapeamento. Nos baixos cursos, as aluviões são mais desenvolvidas e apresentam uma composição litológica mais variável, contendo areias puras de granulação fina a média, areias argilosas e muitas vezes, horizontes predominantemente argilosos.

No mapa geológico só estão assinaladas as aluviões das áreas de baixadas, onde os rios Jaguaribe, Bastiões,

Peixe, Banabuiú, Piranhas, Apodí, Jucá e Figueredo, além de alguns riachos mais importantes mostram aluvionamento mais desenvolvido. Os vales aí são mais largos, com terraços marginais de areias grosseiras, em geral quartzosas, inundáveis durante os períodos de enchentes. No leito de estiagem a granulação dos detritos é mais grosseira e além disso, mostra uma maior concentração de elementos mais grosseiros no fundo que na superfície do depósito. Via de regra, a espessura é pequena nos altos vales, variando muito, não devendo ultrapassar 5 a 6 metros. Em direção aos baixos vales, a espessura dessas aluviões aumenta consideravelmente. No vale do rio Jaguaribe, no trecho compreendido entre Tabuleiro do Norte e Quixeré, quando da união com o rio Banabuiú, seu maior afluente, a largura da faixa de aluvionamento é da ordem de 10 km. A partir daí, as aluviões são mais desenvolvidas e podem alcançar espessuras superiores a 30 metros em alguns trechos.

Nas regiões de Iguatu, Souza e Antenor Navarro, as aluviões cobrem grandes extensões da área dos sedimentos cretácicos. A oeste de Iguatu, pequenas depressões na planície de inundação deram lugar a formação de lagoas residuais temporárias de diversos tamanhos, onde se depositaram sedimentos mais finos, compostos de areia fina, quartzosa, cinzenta, silte-argilosa, associada com argila, silte e matéria orgânica em proporções variadas. No vale do rio Apodí, depósitos desta natureza são observados à montante da Chapa da do Apodí, onde as escarpas calcárias servem de barragem natural havendo aí um estrangulamento do curso do rio, propiciando o alagamento de extensas áreas. A espessura destas capas aluvionares não deve ultrapassar 8-10 metros.

A delimitação das facies lacustrina e aluvial não foi observada neste trabalho, incluindo-se numa só unidade, para efeito de mapeamento. A ausência de fósseis torna difícil a datação segura de tais depósitos. Adotou-se a idade holocênica consagrada aos sedimentos marinhos e continentais diretamente associados às feições morfológicas atuais.



7 - GEOLOGIA ESTRUTURAL

7 - GEOLOGIA ESTRUTURAL

7.1 - Considerações Gerais

A situação de localização da área do Projeto Rio Jaguaribe permite o envolvimento de um grande número de problemas geológico-estruturais relacionados às várias unidades tectônicas nele incluídas.

Do ponto de vista evolutivo as questões se identificam com uma estruturação iniciada desde o Pré-Cambriano e que se prolongou por um longo período da história da terra, com passagens interrompidas no paleozóico e mesozóico, culminando com a calma tectônica estabelecida no Terciário e continuada nos tempos atuais.

As maiores complexidades estruturais estão ligadas às rochas mais antigas e que compõem a maior parte da área investigada. Considerando o nível de erosão alcançado, as estruturas expostas refletem, principalmente, o ambiente da infra-estrutura desta parte da crosta continental.

Muito embora a área do projeto totalize uma superfície de aproximadamente 72.000 km², torna-se difícil ainda, o enquadramento das estruturas delineadas durante as investigações de campo e de laboratório nas unidades tectônicas do Pré-Cambriano, face à natureza do trabalho executado (mapeamento geológico regional no grau de detalhe 1/250.000), e aos poucos trabalhos regionais de cunho essencialmente tectônico divulgados.

Dentre as contribuições que tratam de problemas tectônicos regionais, envolvendo a área do projeto, desta

cam-se os trabalhos de Kegel (1965) Suszczynski (1966), Almeida (1967) e Brito Neves (1975).

Kegel (op. cit.) destaca nesse trabalho sobre "a estrutura geológica do Nordeste do Brasil", as principais direções do modelado estrutural além dos importantes lineamentos regionais. Em especial, com ênfase à área do Projeto e, em particular o Estado do Ceará, reconhece um conjunto de unidades tectônicas denominando-as de "blocos orogênicos" - ver fig. 29 e analisando, para cada um desses blocos, o estilo estrutural característico. Segundo o esquema de Kegel a área do projeto compreenderia partes do bloco Acaraú, Santa Quitéria, Banabuiú e Assaré-Limoeiro.

Suszczynski (op. cit.) em suas considerações sobre a evolução tectônica-orogênica do Nordeste Oriental reconhece apenas dois ambientes tectônicos diferentes: o das "Dorsais Geanticlinais" e o das "Depressões laterais" de estruturas simples, paralelas e mais retilíneas, preenchidas pelas rochas metamórficas eminentemente ectiníticas e ladeadas por longos falhamentos ou "Faixas Miloníticas".

Segundo Almeida (op. cit.) a área ao norte da plataforma do São Francisco estaria enquadrada nas chamadas faixas tecto-orogênicas Baicalianas, denominadas nessa área de Caririana e Sergipana, separadas pelo lineamento de Pernambuco. Segundo essas idéias, a área do projeto pertenceria à unidade tectônica denominada "Geossinclíneo Caririano".

Do ponto de vista estrutural, os dobramentos Caririanos de Almeida não mostram vergências claras, sendo geralmente indistintas polaridades ou gradientes de metamorfismo e plutonismo.

Brito Neves (op. cit.) em seu esboço geotectônico do Pré-Cambriano nordestino reconhece várias "Faixas de Dobramentos" separadas por "maciços medianos". Considerando esse esquema de classificação, a área do projeto estaria relacionada aos tipos de unidades referidas.

A análise do mapa da fig. 30, mostra que a feição estrutural principal relaciona-se a uma região essencialmente dobrada, associada a complicado mosaico de blocos falhados de movimentos horizontais relativos dominantes. Nesse ambiente de infraestrutura de crosta continental se destacam, além dos grandes deslocamentos associados, as transformações mineralógico-texturais ligadas essencialmente ao metamorfismo regional e um grande número de rochas plutônicas (facólitos) cuja "mise en place" se processou à época do dobramento (plutões sincinemáticos, predominantemente graníticos).

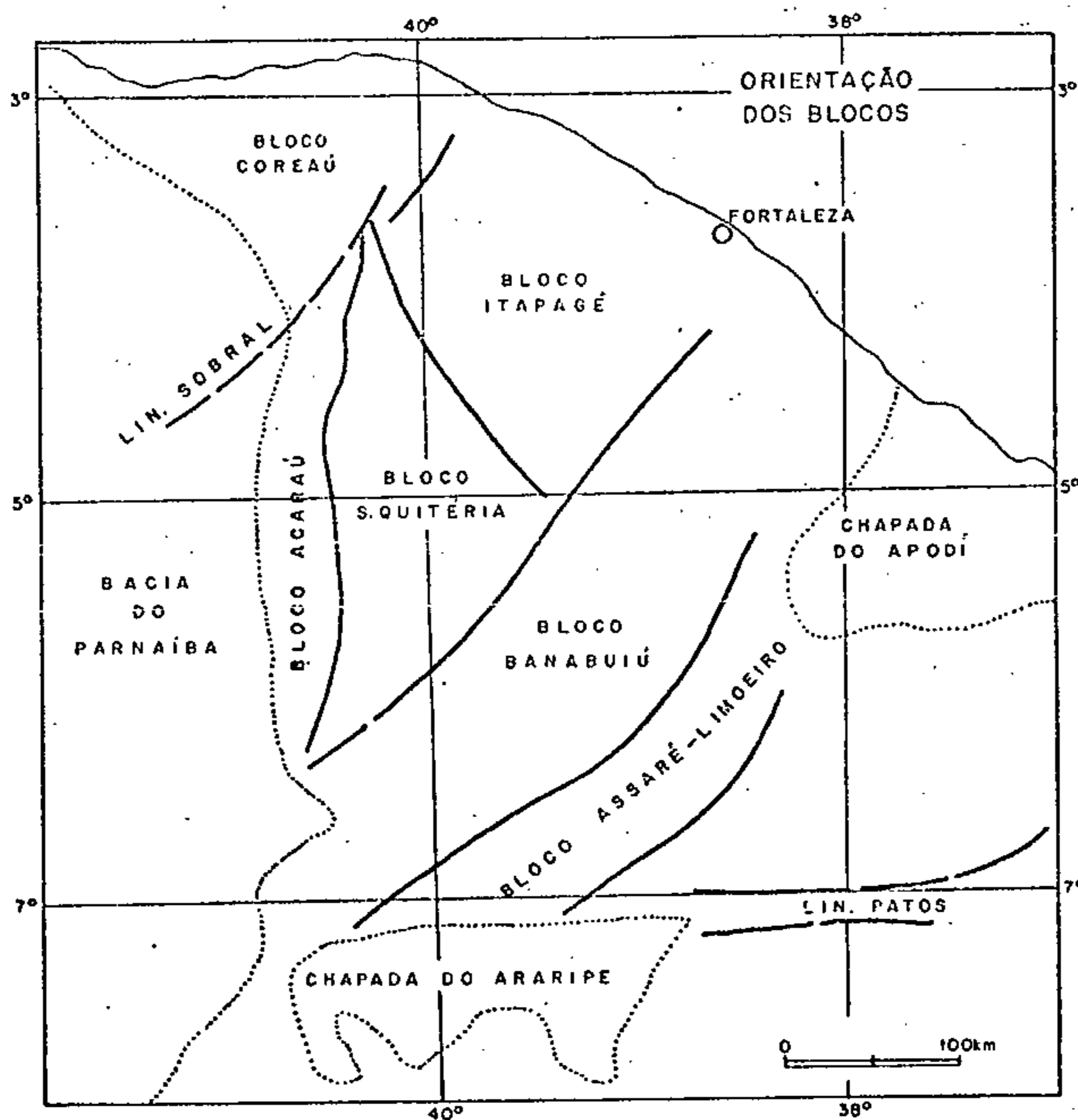
Considerando a similaridade do posicionamento tectônico, e características acima mencionadas, a área investigada neste trabalho apresenta feições semelhantes às unidades tectônicas reconhecidas na África do Sul e denominadas por Anhaeusser et alii (1969) de cinturões móveis ("mobile belts").

Essa conceituação amplamente difundida na África, principalmente por Anhaeusser e seus colaboradores, parece responder satisfatoriamente ao grande número de problemas geológicos pertinentes ao Proterozóico das grandes áreas continentais do globo.

O afastamento da dependência na organização estrutural e evolutiva, ao modelo geossinclinal Alpino, com a conceituação dos "mobile belts" tudo indica representar um

BLOCOS OROGENICOS DO NORTE (CEARÁ)

POR
WILHELM KEGEL



Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM
SUREG-RE

PROJETO RIO JAGUARIBE - RELATÓRIO FINAL

FONTE: KEGEL, 1965

FIG. 29

grande passo no conhecimento de entidades tectônicas formadas em época, condições e estruturação próprias.

No caso particular aqui investigado, outros elementos tais como polaridade metamórfica, estrutural e ígnea, não observados, se somam à aceitação do modelo tectônico particularmente idealizado para a África, porém sugerida à outras áreas de escudo.

Holmes (1951) lançou na África do Sul as principais bases de reconhecimento de cinturões móveis, adotando para essas unidades tectônicas a denominação clássica de geossinclinais. Nesse trabalho discute ainda as relações espaciais que essas zonas móveis guardam entre si, e suas respectivas idades.

O mapa estrutural (fig. 30) mostra ainda que, o importante lineamento de Patos (com a nova configuração assumida em decorrência destes estudos), interrompe uma extensa zona linearmente dobrada (localmente modificada pelos falhamentos) segundo a direção N-NE.

Ao sul desta falha, as estruturas se dispõem numa faixa arqueada onde uma sequência de anticlinais e sinclinais, com superfícies axiais inclinadas regularmente (vergência para norte), apresenta características de uma "salinência" estrutural. Este comportamento da estrutura, nessa área particular do projeto, pode sugerir que a falha de Patos não seja considerada apenas uma falha transcorrente mas, corresponda, pelo menos no trecho considerado, a uma falha de rejeito múltiplo.

A linearidade estrutural ao sul da linha tectônica de Patos, com direção aproximada E-W, contrasta funda-

mentalmente com aquela observada ao norte desta Falha.

Levando em consideração o princípio tectônico utilizado por Holmes (op. cit.) que, um cinturão orogênico que corta outro deve ser o mais jovem, fica a hipótese que esta zona não seja considerada apenas como uma simples zona de "drag" e cisalhamento, assim interpretada por muitos geólogos.

A não verificação de discordâncias angulares que sustentassem a hipótese de vários episódios orogênicos, na área ao norte do lineamento Pernambuco; a inexistência de áreas tectonicamente estáveis (cratons), além dos elementos característicos das zonas móveis, permitem enquadrar toda a área do projeto na conceituação de cinturão móvel de Anhaessler et alii (op. cit.). A discordância estrutural entre as áreas separadas pelo lineamento de Patos, permite a elaboração da hipótese que a mesma pertence as duas unidades tectônicas: a) um cinturão móvel de "trend" regional N-NE (cinturão móvel caririano); b) um cinturão móvel de "trend" regional E-W (cinturão móvel transversal). Muito embora isso não seja corroborado pelas datações geocronológicas até o momento realizadas.

7.2 - O modelo tectônico adotado (Regmagênese)

Kegel (op.cit.) figura como o primeiro investigador a reconhecer a importância dos falhamentos, na área do projeto e para fora da mesma, em todo o estado do Ceará. Reconhece esse autor uma série de blocos orogênicos limitados por extensos falhamentos.

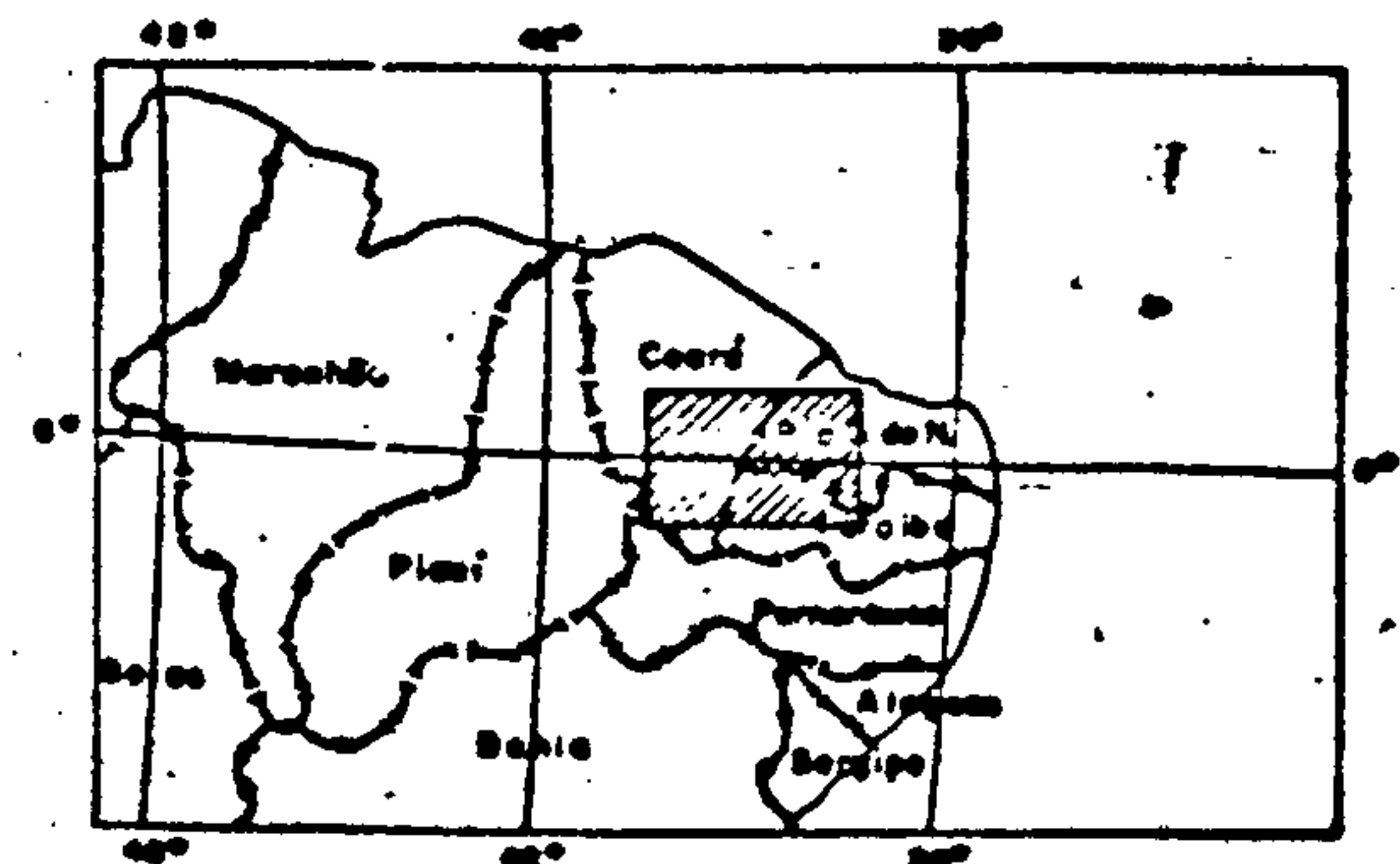
Contudo, as investigações realizadas durante este trabalho, serviram de subsídios para se admitir na área

PROJETO RIO JAGUARIBE - RELATÓRIO FINAL
 MAPA ESTRUTURAL

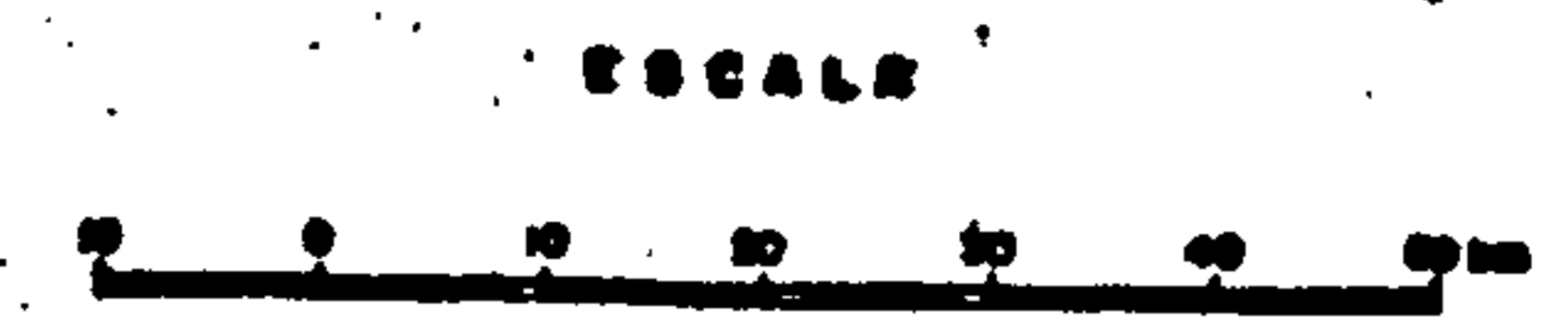


- LEGENDA**
- +— Sinclinal normal
 - U— Sinclinal revirado
 - U— Sinclinal revirado com indicação do plunge
 - P— Anticlinal revirado
 - P— Anticlinal revirado com indicação do plunge
 - +— Sinforme
 - +— Antiforme
 - +— Sinforme com indicação do plunge
 - +— Antiforme com indicação do plunge
 - Falha de natureza indeterminada
 - > Falha transcorrente
 - < Falha inversa
 - A— Falha normal
 - >A Falha transcorrente localmente reativada pela gravidade
 - <> Falha de rejete múltiplo
 - Trend de foliação
 - Diques ácidos
 - Diques básicos
 - ▨ Coberturas pós-paleozóicas
 - ▤ Coberturas paleozóicas
 - ▩ Complexo gnáissico-migmatítico, incluindo seqüências actíníticas posicionadas em sinclinais
 - ▧ Plútons catzenais
 - ▨ Dome gnáisso-granito

LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DO PROJETO



Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais SUREG-RE
 Aroldo A. de Mello



acima considerada a presença de blocos falhados ("fault block"), e não várias entidades tectônicas como propostas por Kegel.

Nesse particular a área do projeto estaria ligada a um sistema de falhas de rejeito direcional cuja interpretação pode ser muito bem calcada na tectônica de falhas direcionais ("wrench - fault tectonics") proposta por Moody & Hill (1956). À luz dos dados obtidos e considerando o conhecimento geológico da região, este modelo nos parece bastante apropriado às características da área estudada.

7.2.1 - Principais direções de transcorrência da crosta

Uma das direções tectônicas mais proeminentes na crosta terrestre é aproximadamente $N30^{\circ}W$ para $N45^{\circ}W$. Esta direção coincide com aquela das maiores falhas de rejeito direcional à direita dentre as quais, a falha de Santo André na Califórnia é o exemplo mais representativo e, por isso, denominada direção Santo André.

As principais direções tectônicas na grande bacia de Nevada variam de norte para $N15^{\circ}E$. Esta direção é chamada direção Nevada, e a falha é do tipo direcional à direita.

A falha alpina de rejeito direcional à direita, na Nova Zelândia, tem direção $N50^{\circ}E$. Assim a direção tectônica $N45^{\circ}E$ para $N60^{\circ}E$ é designada direção Nova Zelândia. A grande falha de rejeito direcional à direita nos Andes Venezuelanos, estendendo-se do rio Santo Domingo a São Felipe e o mar, tem esta direção.

Uma outra direção associada com o falhamento de rejeito direcional à direita é $N75^{\circ}W$ para $N90^{\circ}W$, que inclui a direção da falha Oca, na Venezuela e Colômbia. Esta direção, denominada direção Oca, coincide com aqueles lineamentos importantes da Venezuela, Trindade e Pireneus.

A direção aproximada $N15^{\circ}$ para $N35^{\circ}E$, exemplificada na Escócia pela falha "Great Glen" de rejeito à esquerda, é designada de direção "Great Glen".

A direção tectônica $N10^{\circ}W$ para $N30^{\circ}W$ é designada de direção Colômbia, uma vez que corresponde a importante falhamento transcorrente à esquerda o qual separa a Cordilheira Central da Serra Nevada de Santa Marta.

As falhas de rejeito à esquerda, de direção $N60^{\circ}W$ para $N75^{\circ}W$, pertencem à direção Texas.

Uma outra direção tectônica bem conhecida é aquela da fossa de Bartlett, no mar do Caribe. O flanco norte deste baixo é acreditado ser uma falha do tipo à esquerda de direção $N70^{\circ}E$; a direção $N60^{\circ}E$ a $N75^{\circ}E$, é designada direção Bartlett.

Moody & Hill (op. cit.) acreditam que estas oito direções de lineamentos, representam importantes falhas de rejeito direcional ou geofraturas, ao longo das quais o deslocamento horizontal tem sido dominante. Segundo essas falhas têm ocorrido movimentos verticais porém de magnitude muito inferior.

7.2.2 - Orientação do "stress" primário principal

O ângulo α definido por Moody & Hill (op.cit.),

representa o azimute da direção do "stress" principal primário. Vários autores têm enfatizado que as falhas de rejeito direcional observadas na Inglaterra e Califórnia originaram-se de um sistema de "stress" orientado aproximadamente meridional ($\alpha = 0^\circ$). Se as forças compressivas meridionais são consideradas como geradoras do "stress" principal primário, e das falhas de rejeito direcionais primárias à direita e à esquerda, as outras seis direções de rejeito direcional resultariam de cisalhamento de 2ª e 3ª ordens. Teoricamente qualquer direção de "stress" compressivo primário dado, deveria gerar dois cisalhamentos de 1ª ordem, 4 de 2ª ordem, 8 de 3ª ordem e 16 de 4ª ordem. Se o ângulo β entre o "stress" principal e o cisalhamento permanece imutável, e o ângulo γ permanece sensivelmente constante, as direções da resultante dos cisalhamentos começam a se repetir de tal modo que resultam apenas 8 direções. A figura 31.1 mostra as direções de cisalhamento que resultariam se o "stress" primário fosse norte-sul ($\alpha = 0$). As direções dominantes de dobramento e empurrão são também mostradas; as direções de "stress" de 2ª e 3ª ordens, são, naturalmente, ortogonais às direções de dobramento indicados.

A figura 31.2 mostra as direções resultantes se o "stress" primário é orientado N-NW ($\alpha = 345^\circ$); a única diferença é uma rotação no sistema inteiro. Na maioria dos exemplos os sistemas de falhas de rejeito direcional, é justificado por uma direção de "stress" principal primário orientado entre norte e N15°W.

7.2.3 - O sistema tectônico de falhas de rejeito direcional no Norte da América do Sul

Estudos realizados por Rod (1960) têm demonstrado um padrão de falhas de rejeito direcional que, tudo indica, não se limita apenas ao Norte da América do Sul (Venezuela e Colômbia) mas, parece se distribuir a outras áreas do continente (fig. 32.2).

Detalhes deste padrão regmático cisalhante é observado em Badgley (1965) e reproduzido na figura 32.1. Como se pode observar o importante lineamento Oca, de direção aproximada L-W, corresponde a uma falha de rejeito à direita; o lineamento Magdalena, de direção aproximada N-NW, corresponde a uma falha de rejeito à esquerda; o lineamento Bocono, de direção NE, relaciona-se com uma falha de rejeito à direita. Outras falhas menores associadas são também observadas.

A direção Oca, assim denominada por Moody & Hill (op. cit.), tudo indica corresponder a uma significativa direção de lineamento na América do Sul.

Esta peculiaridade tectônica tem conduzido a certas hipóteses de trabalho. Rod (op. cit.) admite a possibilidade que, a metade Norte da América do Sul tem se deslocado para oeste relativamente à sua metade sul, ao longo do lineamento Ichilo. Os argumentos de sustentação dessa idéia podem ser analisados em Rod (op. cit.) e na figura 32.2.

Independente de hipóteses sobre o sentido de deslocamento ao longo desse lineamento, de direção aproximada E-W, não resta dúvida que se trata de uma das direções importantes de deslocamento horizontais presente na América do Sul. Esta direção principal é representada na região

Nordeste do Brasil pelos lineamentos de Pernambuco e Patos, este último figurando como importante direção tectônica na área deste projeto.

7.2.4 - O modelo regmático de cisalhamento do NE oriental (área do Projeto Rio Jaguaribe)

Na área deste projeto destacam-se três importantes direções de falhas de rejeito direcional:

- a) direção aproximada E-W, representada pelo lineamento Patos, correspondendo a falha de rejeito direcional à direita.
- b) direção aproximada N-NW, representada pelo lineamento de Tauá, correspondendo a falha de rejeito direcional à esquerda.
- c) direção aproximada NE, representada pelo lineamento de Senador Pompeu, correspondendo a falha de rejeito direcional à direita.

Observando-se as figuras 32.1 e 33, nota-se uma correspondência muito semelhante de direções e rejeitos entre as falhas:

- a) Falha de Oca - Falha de Patos
- b) Falha de Madalena - Falha de Tauá
- c) Falha de Bocono - Falha de Senador Pompeu.

Badgley (op. cit.) fazendo considerações sobre o modelo regmático cisalhante do Norte da América do Sul, sugere que as falhas Madalena e Oca, acima referidas, podem constituir um par de cisalhamentos conjugados de 1ª ordem. Isto significaria que a orientação do "stress" primário no

PROJETO RIO JAGUARIBE
RELATÓRIO FINAL
1976

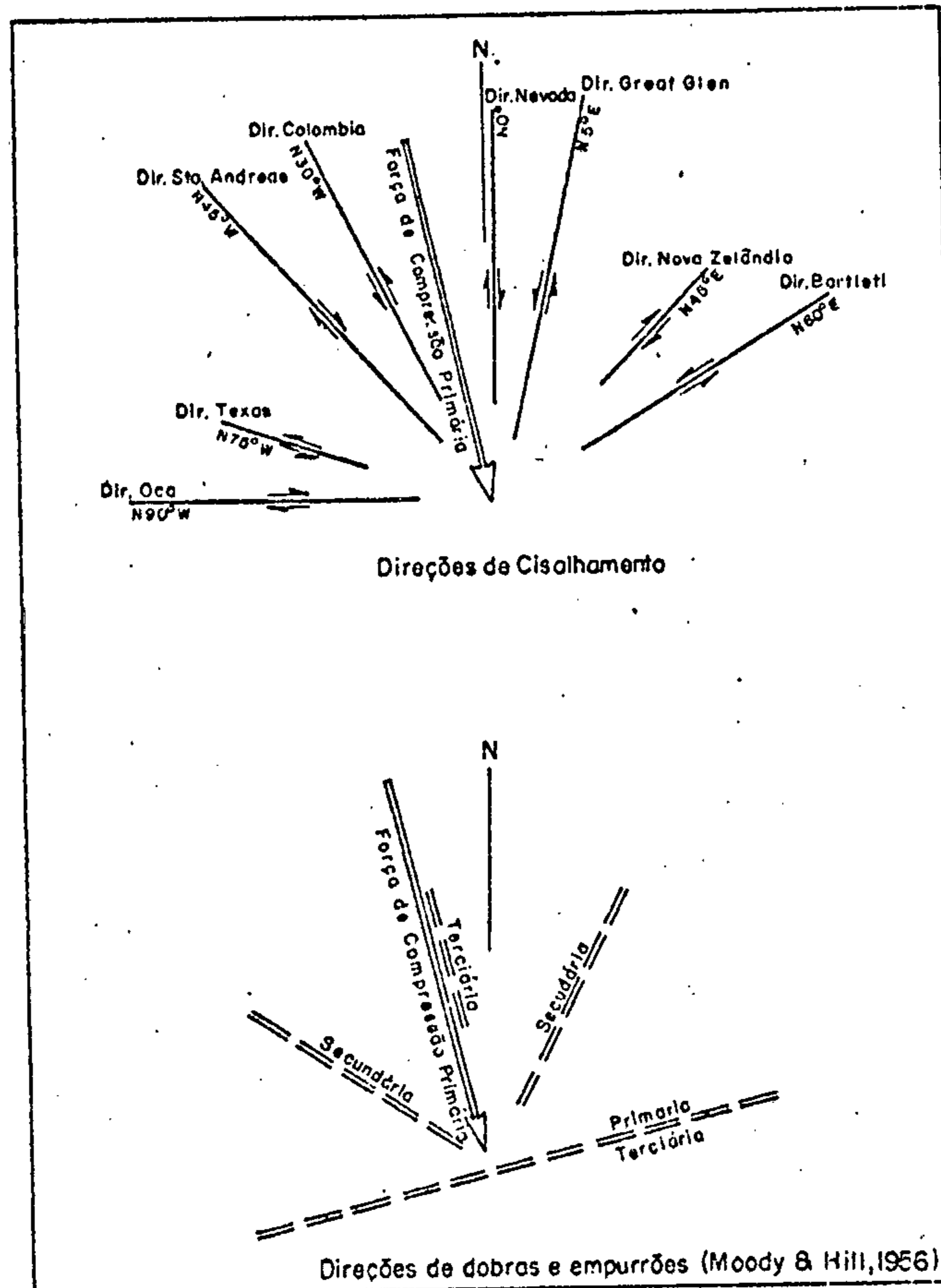


Fig.30 - Direções Tectônicas Principais, $\alpha = 345^\circ$

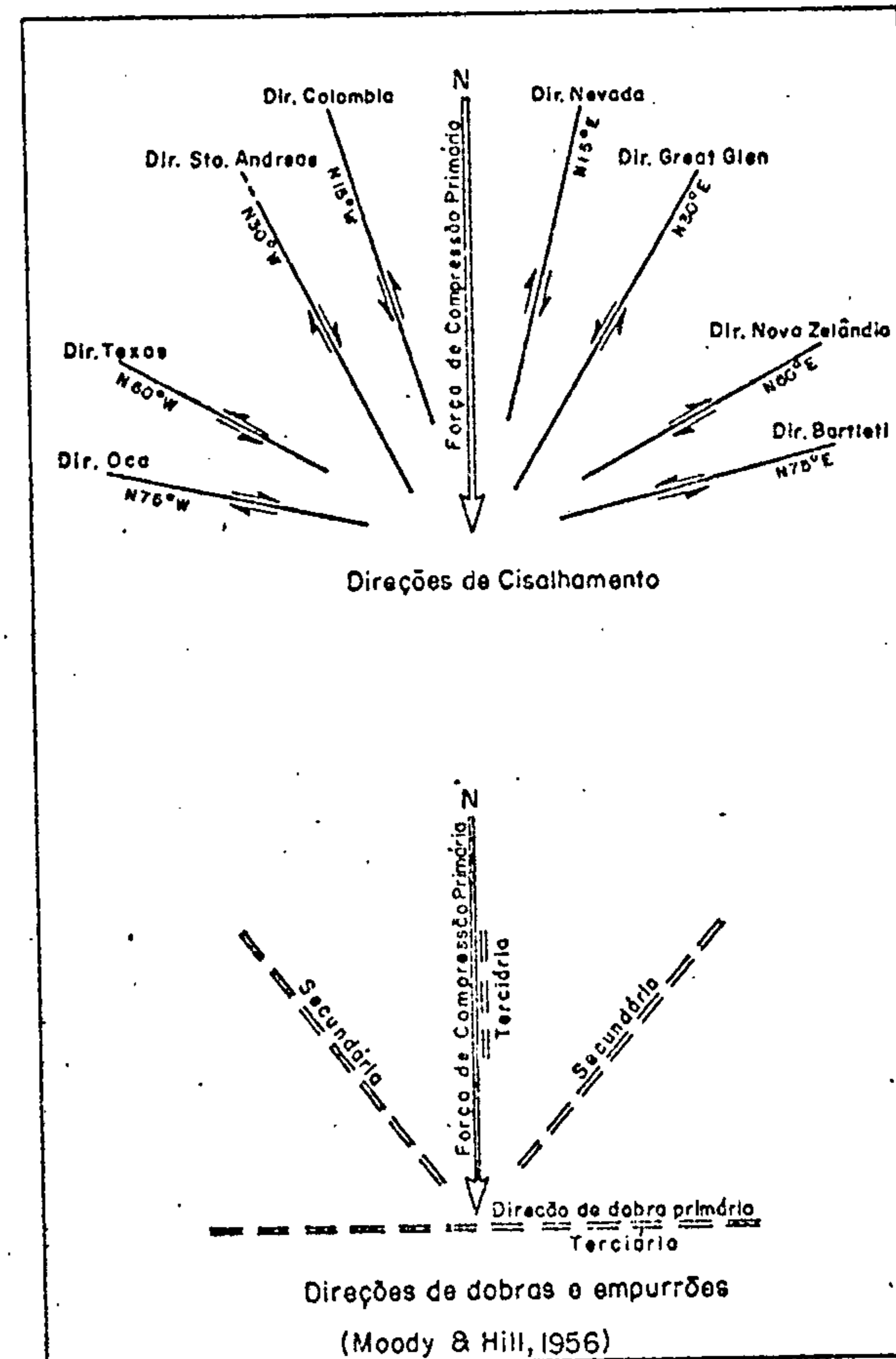


Fig.31 - Direções Tectônicas Principais, $\alpha = 0^\circ$

Norte da América do Sul teria tido uma orientação noroeste-sudeste, e a falha Bocono seria então interpretada como secundária à falha Madalena.

Na área do Projeto Rio Jaguaribe observa-se que a direção do dobramento regional é NE. Este "trend" pode ser visualizado pela análise do mapa estrutural (fig. 30) e demais mapas geológicos que acompanham este relatório. Esta constatação, associada a análise comparativa da tectônica de falhas transcorrentes proposta por Moody & Hill (op.cit.), e aliada ainda ao padrão regmático do falhamento transcorrente observado sugere que, na área estudada, a direção NW corresponde àquela do "stress" primário principal.

Isto concorda com as idéias de Moody & Hill (op. cit.) que admitem uma rotação do sistema, com mudança na direção do "stress" primário para o quadrante NW em áreas próxima ao Equador, fato este muito bem aceito por Badgley (op. cit.) para explicar o padrão de falhas transcorrentes da Colômbia e Venezuela (fig. 32.1). Comparando este padrão com aquele da área do projeto, podemos considerar as falhas de Tauá (de rejeito direcional à esquerda) e de Patos (de rejeito direcional à direita), como um par de cisalhamento conjugado de 1ª ordem. Isto significaria que a orientação do "stress" primário no Norte da América do Sul seria praticamente a mesma na área aqui investigada e a falha de Senador Pompeu (de rejeito direcional à direita) seria então interpretada como secundária ao falhamento de Tauá (fig. 33).

Este sistema de falhas transcorrentes reconhecido na análise fotogeológica e constatado no campo e laboratório pela identificação de rochas mecanicamente deformadas, incluindo vários tipos cataclásticos, até mesmo milonitos,

PROJETO RIO JAGUARIBE
RELATÓRIO FINAL

1976

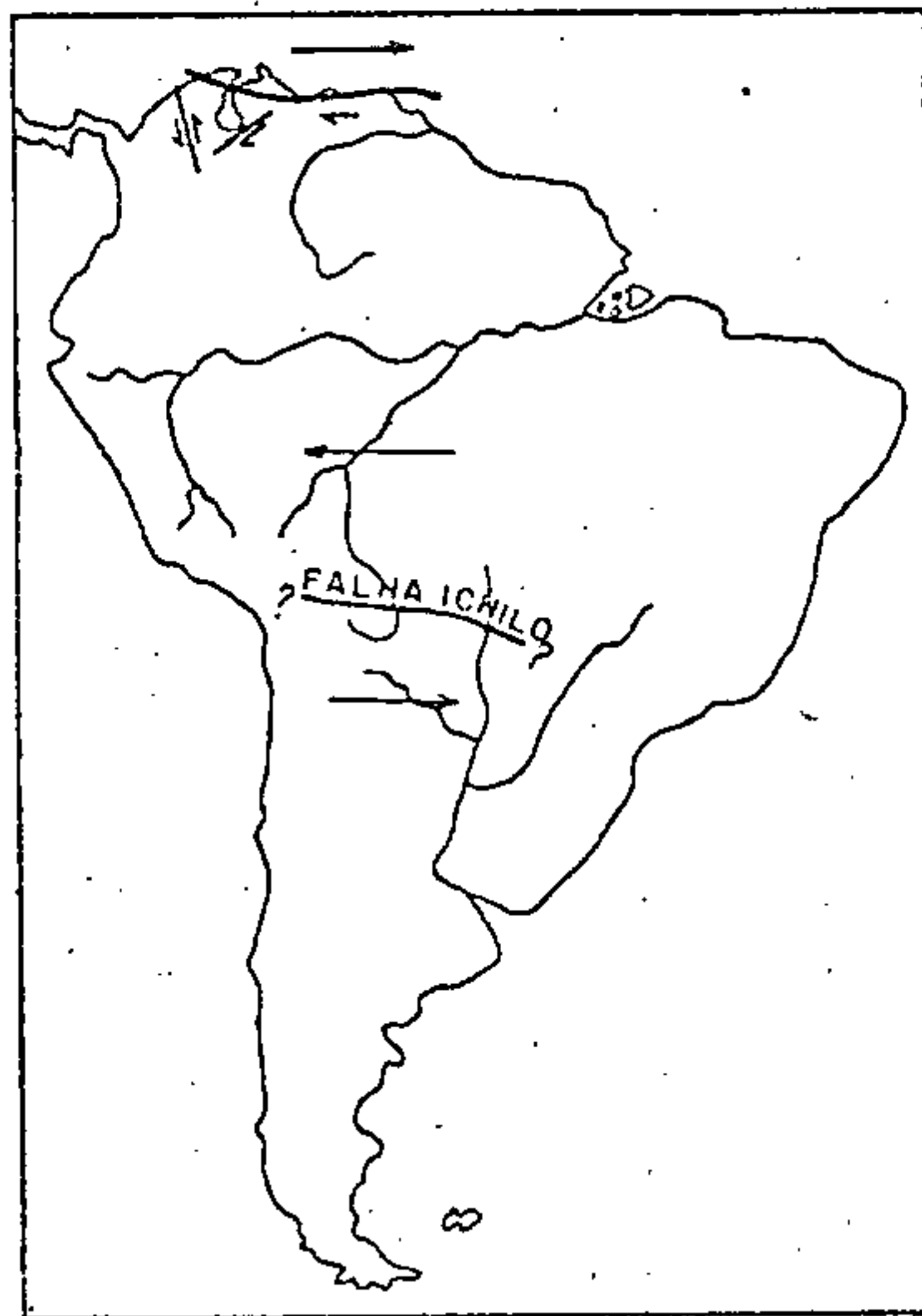


Fig.32.2-Deslocamentos de blocos na América do Sul (Rod., 1960)

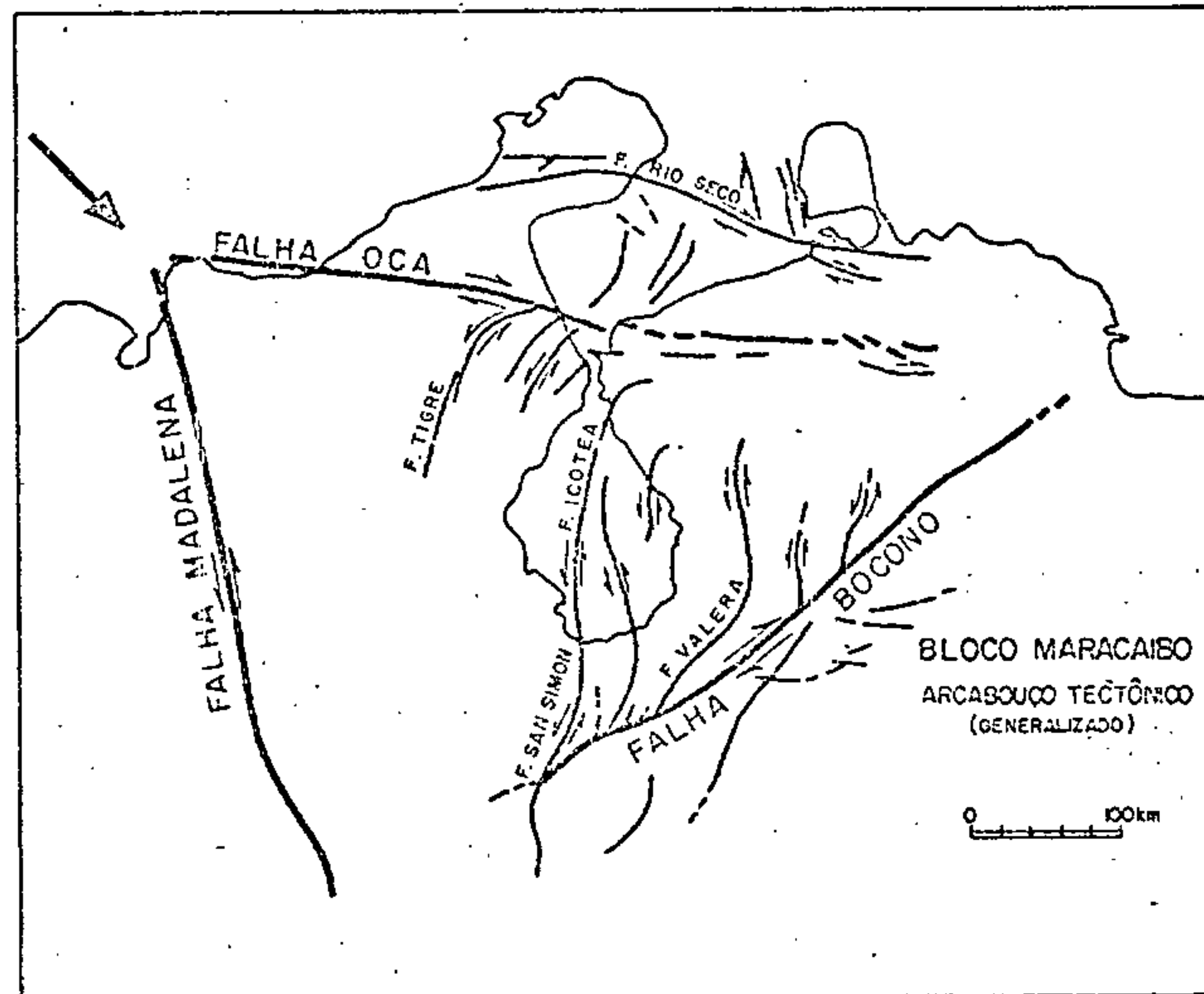


Fig.32.1-Padrão de folhas direcionais do Norte da América do Sul (Rod., 1956)

é aqui relacionado ao "ciclo Caririano", durante o qual as rochas proterozóicas foram submetidas a intensos esforços compressivos.

A aplicação das hipóteses de Moody & Hill (op. cit.) têm encontrado muitos seguidores, assim como antagonistas. Uma análise sobre a aplicação do princípio da tectônica de falha de rejeito direcional pode ser observada nos comentários de Rod (1958) e Badgley (op. cit.).

Não querendo entrar no aspecto polêmico do princípio, julgamos ser este tipo de tratamento tectônico o mais compatível com as características estruturais da área.

Assim, a nosso ver, considerando ser admissível uma rotação de todo o sistema de falhas com a mudança da direção do "stress" primário principal para oeste, o padrão de falhas considerado neste trabalho concorda com a - quele hipoteticamente sugerido por Moody & Hill (op. cit.).

O lineamento de Patos corresponderia a direção Oca, uma falha de rejeito à direita e aproximadamente E-W; o lineamento de Tauá corresponderia à direção Colômbia, uma falha de rejeito à esquerda e aproximadamente $N10^{\circ}W - N30^{\circ}W$; o lineamento Senador Pompeu corresponderia à direção Nova Zelândia, uma falha de rejeito à direita e aproximadamente $N45^{\circ}E - N60^{\circ}E$. Estas direções respondem aos principais lineamentos na área estudada.

7.3 - Estruturas Dobradas

Considerando a existência de estreita relação do estilo de dobramento com o ambiente de formação das rochas, verifica-se que o padrão apresentado pelas dobras

na área do projeto, responde não somente as condições físicas ambientais mas, também, traduzem uma relação de evolução temporal.

Assim, no proterozóico, o estilo de dobramento acha-se na dependência direta do grau de metamorfismo alcançado pelas rochas e, em menor grau, de sua própria natureza mineralógica. Por outro lado, nas rochas de cobertura dobrada, onde as modificações mineralógicas situam-se no campo da diagênese, o estilo de dobramento é fundamentalmente diferente. Este é o caso dos sedimentos localizados no "graben Cococi", referidos neste trabalho como "Grupo Jaibaras" de idade cambro-ordoviciana. Subindo na escala de tempo geológico, observa-se que as superfícies planares das rochas sedimentares são apenas inclinadas (sedimentos mesozóicos) ou mesmo horizontais (sedimentos terciários e quaternários).

Ao norte da linha tectônica de Patos - de acordo com a nova feição assumida neste projeto - as estruturas são linearmente dobradas segundo o "trend" regional N-NE, localmente modificadas por efeito dos grandes falhamentos transcorrentes que recortam toda a área estudada. Essas estruturas, para sul, são interrompidas e truncadas pela linha tectônica de Patos, cuja direção aproximada E-W assume a forma de arco com a convexidade dirigida para o norte.

Ao sul desta linha as estruturas assumem direções que, a princípio concordam com a forma arqueada da significativa linha tectônica antes referida e em seguida, para sul e para leste, apresentam orientação E-W completamente discordante com aquelas estruturas posicionadas na zona móvel caririana propriamente dita.

As dobras no cinturão móvel caririano não mostram

vergências claras, principalmente nos terrenos metamórficos de grau alto (Complexo Caicó). Todavia nas sequências de paramorfitos, que se iniciam por metaquartzitos (Grupo Ceará), é possível em alguns casos se observar a inclinação do dobramento.

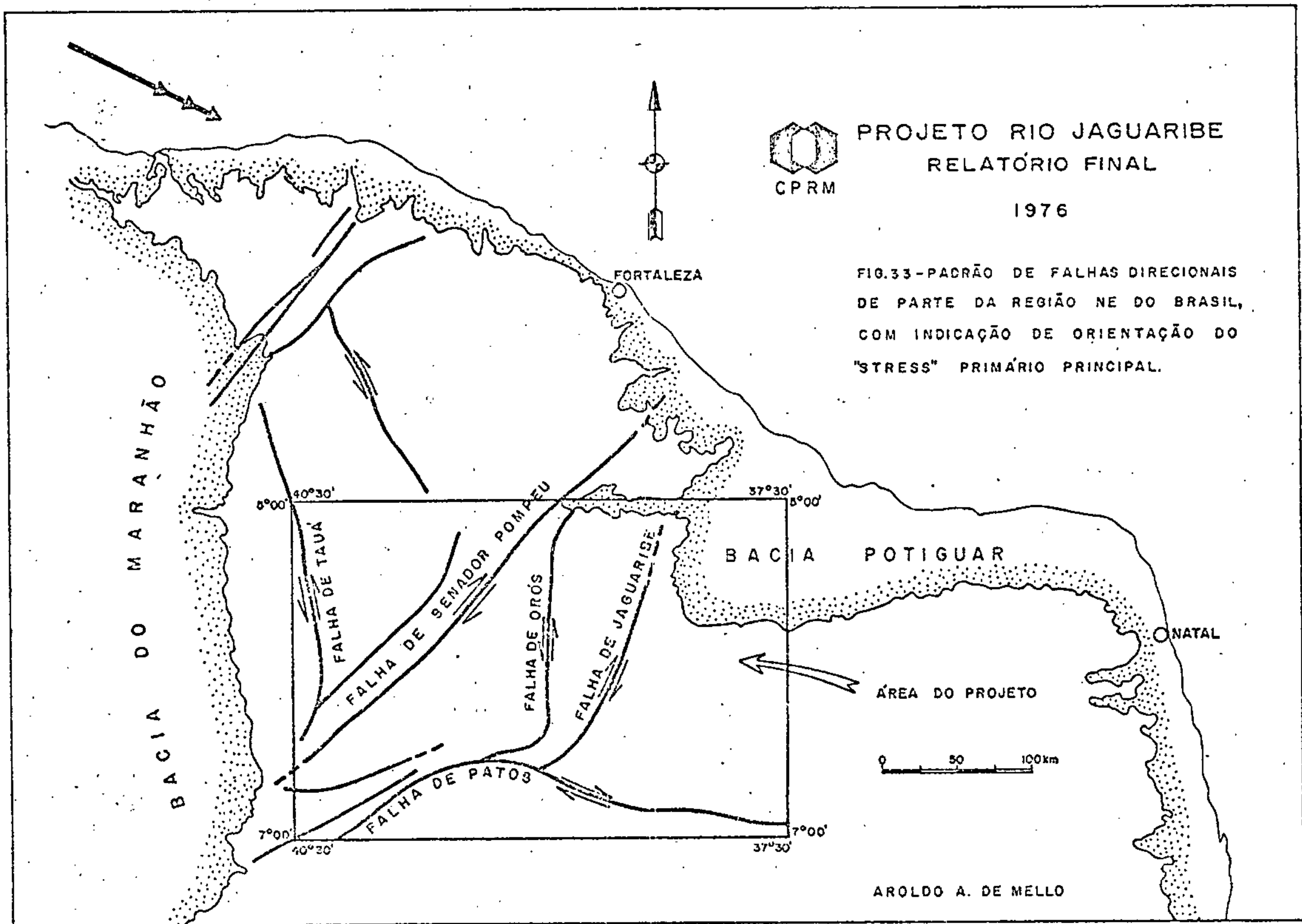
Assim, na região de Independência, as rochas do Grupo Ceará acham-se repetidas por dobramento, em anticlinais e sinclinais apertadas com plunge NE e superfície axial com vergência SE. Este pacote metassedimentar culmina nas imediações da cidade de Independência por uma sinclinal dobrada com plunge NE.

Essa estruturação do Grupo Ceará, na área de Independência, concorda com as rochas dobradas em antifomes e sinformes do "Complexo Independência". Neste complexo as dobras são muito mais abertas e não se observam, como no caso anterior, vergências claras.

A inclinação das dobras é mais frequentemente observada ao sul da linha tectônica de Patos. Nesta zona dobrada o traço de foliação dos diferentes tipos litológicos e das superfícies axiais acompanham o mesmo traçado daquela linha tectônica, e mostram uma inclinação regional para norte.

A tendência geral de caimento das superfícies axiais, associada a valores de atitude relativamente baixos, e sua conformação arqueada, são elementos que sugerem considerar a zona ao sul de lineamento de Patos, na parte arqueada, como uma saliência estrutural.

7.4 - Estruturas associadas às reativações do sistema Regmático Pré-Cambriano na área do Projeto.



PROJETO RIO JAGUARIBE
 RELATÓRIO FINAL
 1976

FIG.33-PADRÃO DE FALHAS DIRECIONAIS
 DE PARTE DA REGIÃO NE DO BRASIL,
 COM INDICAÇÃO DE ORIENTAÇÃO DO
 "STRESS" PRIMÁRIO PRINCIPAL.

AROLD O A. DE MELLO



Na área do projeto observa-se que as falhas direcionais do padrão regmático experimentaram, localmente, reativações para gravidade. Evidências marcantes desse processo se relacionam com a formação das bacias tectônicas interiores.

O "graben-sinclinal" da Bacia do Cococi marca o início dessas reativações. Os sedimentos clastogênicos deste graben, de idade cambro-ordoviciano, acham-se limitados por falhas de gravidade resultantes do abatimento de antigas linhas de fraqueza.

Anhaeusser et alii (op. cit.) tem chamado a atenção para as reativações ao longo dos deslocamentos transcorrentes que caracterizam os cinturões móveis. Estas reativações que se evidenciam por movimentos, tanto horizontais como verticais, contribuem para que o cinturão permaneça como zona de instabilidade em relação ao falhamento e mesmo à atividade ígnea, por um período bastante longo da história da terra.

Esta instabilidade relativa ao falhamento, por um longo período, é também observada no cinturão móvel caririano.

As bacias mesozóicas do rio do Peixe, Iguatu, Icó, Lima Campos, Pombal são formadas de sedimentos clastogênicos depositados em substrato afundado constituindo "grabens" e "meio-grabens", gerados por reativações de gravidade intensamente manifestadas no Mesozóico (Cretáceo).

Essas bacias interiores apresentam notável semelhança de fácies sedimentares e modo de formação. Geralmente têm um de seus bordos coincidindo com a direção de importantes lineamentos, e aos quais estão associados os maiores

afundamentos. Seus sedimentos mostram um grau de diagênese inferior àquele das fossas cambro-ordovicianas, são pouco ou não dobrados e inclinados em direção à falha de borda mais afundada.

Muito embora os mapeamentos de superfície não evidenciem o comportamento tectônico da Bacia Potiguar, estudos de subsuperfície realizados por Schaller & Sampaio (1968) destacam muito bem que o seu substrato se apresenta, também, influenciado pelas reativações das antigas estruturas. Estes autores dividem a Bacia Potiguar em três unidades estruturais, representadas por duas plataformas monoclinais rasas e por um graben central interposto.

7.5 - Aspectos tectônicos das rochas plutônicas

Os aspectos tectônicos aqui considerados referem-se às rochas granulares, formadas abaixo da superfície terrestre, independente dos processos genéticos envolvidos na sua formação. Neste grupo que constitui a unidade litoestratigráfica denominada "rochas granulares" estão reunidos os tipos litológicos formados essencialmente pela consolidação do magma, ou relacionadas com substituições metassomáticas de rochas mais velhas.

A análise do mapa estrutural (fig. 30), mostra que em sua maioria, as rochas plutônicas da área do projeto em relação as rochas regionais podem ser classificadas como plutões concordantes. Como se pode ainda observar o tipo dominante de plutão concordante na área do Projeto Rio Jaguaribe é o facólito.

7.5.1 - Plutões concordantes

Esses corpos intimamente relacionados com a direção regional do dobramento em cada bloco falhado, são considerados como corpos intrusivos concordantes introduzidos durante o dobramento. São desse modo classificados como sincinemáticos.

Considerando o aspecto cinemático da colocação desses corpos rochosos, sua mineralogia e tipo de encaixante (gnaisses altamente metamórficos) é de se supor que a maioria deles pertence ao ambiente catazonal, fácies anfibolito e caracterizados por uma história sintectônica.

7.5.1.1 - Facólitos

Analisados no campo esses corpos mostram, com certa frequência zonas de contato migmatíticas. Texturalmente são maciços muito embora tenha sido observado também exemplos foliados.

A natureza do contato é bastante variada, predominando o tipo transicional, localmente indistinto e, eventualmente brusco. Normalmente o traçado do contato é feito baseado nas expressões morfológicas (geralmente destacados topograficamente) e características fotogeológicas.

Do ponto de vista petrográfico esses facólitos são reunidos, independente de sua natureza mineralógica e química, como granitóides, destacando-se dentre os seguintes mais importantes: granitóide Quixeramobim e corpo básico de Tauá.

Já nos referimos acima sobre as características ambientais das colocações desses facólitos. Vários autores enfatizam a relação estreita que existe entre profundidade, estilo tectônico, fácies metamórfica e tipos plutônicos.

cos. Nesse relacionamento os plutões aqui considerados teriam sido colocados no nível crustal da infraestrutura.

Várias evidências concordam com essa ordem de ideias. Do ponto de vista tectônico, as rochas plutônicas da área do projeto Rio Jaguaribe, localizadas em terrenos Pré-Cambrianos pertencentes à zona móvel profundamente erodida, acham-se relacionadas a rochas regionais altamente deformadas.

A presença de minerais metamórficos como cianita, sillimanita, hornblenda, etc., nos gnaisses regionais, evidencia as condições físicas (externas) do ambiente de colocação dessas massas predominantemente graníticas (fácies anfibolito). Nesse ambiente, os contatos são frequentemente gradacionais e caracterizados pela presença de gnaisses facoidais e migmatitos, predominando entre os corpos de composição granítica os tipos porfiroblásticos.

7.5.1.2 - Domo Gnaisses-granito

No canto NW da folha Quixeramobim (SB.24-V-D) aparece parte de um grande corpo rochoso, cuja importância maior pode ser observada a norte do paralelo 5º, na área do Projeto Fortaleza. As rochas granitóides e migmatitos desta unidade foram reunidas do ponto de vista litoestratigráfico sob a denominação de "Complexo Tamboril".

Estruturalmente essas rochas são consideradas também sincinemáticas, e formadas nas partes profundas da crosta, região de condições mais favoráveis à formação dos migmatitos.

Mehnert (1971) discute os vários aspectos de apre

sentação e formação desses domos. Para este autor a gênese desses corpos estaria ligada a processos anatéticos, em áreas de elevada mobilidade geoquímica e mecânica.

O padrão de fluxo presente em muitos domos de formação semelhante é parcialmente observado na área deste projeto, porém muito bem desenvolvido na área do Projeto Fortaleza.

De maneira análoga a muitos exemplos citados por Mehnert (op. cit.), os fenômenos de granitização começam na zona da cianita, em decorrência do metamorfismo sincinemático de rochas pelíticas originais, culminando nas partes centrais do domo por "granitos anatéticos".

7.5.2 - Plutões discordantes

Na folha Quixeramobim se concentram as principais ocorrências de plutões discordantes, principalmente na parte mais ocidental da folha. Essas rochas quimicamente ácidas a intermediárias, se distribuem em dois principais grupos de ocorrência: diques e complexos anelares.

7.5.2.1 - Diques

A oeste do meridiano de $40^{\circ}00'WGr.$ ocorre o mais significativo enxame de diques da área estudada. Esses plutões tabulares formam um sistema de diques paralelos, segundo a direção NW. Duas concentrações marcantes desses diques podem ser observadas ao norte-nordeste da cidade de Tauá e, ao norte-noroeste da cidade de Independência, respectivamente. Esses diques são facilmente visíveis em fotografias aéreas e, no terreno, se destacam da topografia local, cons

tituindo cristas que lembram os conhecidos "altos" de pegmatito da Borborema.

Suas composições químicas situam-se no campo ácido a intermediário. Petrograficamente são representados por dacitos e riolitos, figurando as primeiras rochas como as mais frequentes.

Estruturalmente, estes diques representam injeções ao longo de um sistema de juntas preexistentes, cuja direção NW reforça a idéia da orientação do "stress" primário principal proposta para a área do projeto, discutida neste capítulo..

Considerando o padrão apresentado pelos diques, inferimos que as juntas aqui mencionadas pertencem ao tipo sistemático, de tensão.

7.5.2.2 - Diques anelares

Ainda na folha de Quixeramobim, associado ao granitóide de Tauá aparecem vários diques circulares ligados à estrutura do corpo plutônico maior. Essa configuração circular muito bem visível nas fotos aéreas, se relaciona com as únicas ocorrências de complexos anelares observadas em toda a área do projeto.



8 - GEOLOGIA HISTÓRICA

8 - GEOLOGIA HISTÓRICA

A extensa área pré-cambriana do Projeto Rio Jaguaribe situa-se dentro do que genericamente se denomina de "área dos dobramentos caririanos". Duas unidades tectogênicas podem ser individualizadas. Terrenos mais antigos, atribuídos ao ciclo Transamazônico, constituídos essencialmente por complexos gnáissico-migmatitos e migmatítico-graníticos com culminâncias graníticas porfiríticas. Datações destas rochas pelo método K/Ar em anfibólio da região de Cedro, indicam idade de 2030 ± 61 m.a. (Brito Neves, op. cit.). Estas áreas mais antigas tem sido referidas como provável embasamento das sequências ectiníticas estruturalmente superiores, reunidas como Grupo Ceará. São mencionadas como "sulcos" finais do desenvolvimento geossinclinal ou "faixas de dobramentos" do ciclo Brasileiro (Brito Neves, op. cit.), atribuído ao intervalo 650 e 470 m.a.

Durante os trabalhos de mapeamento foram constatadas certas dificuldades em definir a evolução tectogênica das unidades acima consideradas. Nas regiões de Independência e Quixeramobim foi reconhecida uma sequência ectinítica (Complexo Independência) estruturalmente posicionada na lapa do Grupo Ceará, em contato nitidamente concordante. As duas sequências poderiam representar uma só unidade compreendendo uma fase regressão/transgressão correspondente ao horizonte quartzoso aqui tomado como referência para separar as duas unidades lito-estratigráficas. Soma-se a essas dificuldades o não reconhecimento do Complexo Independência nas faixas situadas a sudeste da Falha de Senador Pompeu, onde, geralmente, o assoalho do Grupo Ceará é representado por um complexo gnáissico-migmatítico concordante que, por

suas características petrográficas, é incluído no contexto do embasamento.

Vale salientar ainda que, as sequências mapeadas como Grupo Ceará não são necessariamente todas sincrônicas. Com efeito, distinguem-se pacotes cuja paragênese indica condições de metamorfismo do tipo de pressões intermediárias (faixas de Independência e Quixeramobim) e faixas (dominantes) formadas sob condições de metamorfismo do tipo de pressões baixas. Estas últimas encontram-se em blocos, separados do primeiro tipo pela Falha de Senador Pompeu. Isto poderia ou não significar duas unidades formadas em fases tectogênicas distintas.

Um intenso tectonismo de natureza regradagênica e tafrogênica ocasionalmente associada, afetou a área estudada, que a identifica com o modelo de "cinturão móvel" de fendido no capítulo de Geologia Estrutural. A reativação das falhas transcorrentes manifestou-se na área do Projeto durante o Cambro-Ordoviciano e Cretácio Inferior, relacionada aos inícios dos estádios de "transição" e "reativação" de Almeida (1969), respectivamente.

O graben de Cococi, limitado em parte por falhas dentro de área de dobramento pré-cambriano, mostra um íntimo relacionamento com a reativação de falhas transcorrentes. Os sedimentos essencialmente imaturos da Formação Maspê, com um grau extremamente baixo de retrabalhamento, constituem o início da sedimentação molássica relacionada à fase póstuma do ciclo Brasileiro (Almeida - 1967, op. cit.). O espesso pacote predominantemente pelítico da Formação Pacujá, sobreposto concordantemente aos psamitos e psefitos basais, representam a sedimentação distal caracte

rizada por acentuada subsidência da bacia, acompanhada de mo dificações físico-químicas do ambiente sedimentar, encerrando o ciclo molassóide tipicamente continental. Uma nova fase de movimentação das falhas transcorrentes está documentada pelos fanglomerados da Formação Aprazível, depositados discordantemente sobre os sedimentos molassóides inferiores, durante o fim do Ordoviciano, assinalando o evento final do estágio de transição no processo de consolidação des ta parte da plataforma.

A essa fase de grande instabilidade tectônica seguiu-se um período de recessão caracterizado pela ausência de deformações diastróficas, seja ruptural ou plicativa. Os sedimentos correlatos da grande sinéclise do Meio Norte, depositados nesta fase, dispõem-se em camadas sub-horizontais sobre rochas pré-cambrianas e sedimentos Jaibaras, com pronunciada discordância angular.

No fim do Jurássico a relativa calma que caracterizou o período anterior, foi rompido pelos esforços de dis tensão seguidos por vulcanismo trapeano de natureza toleítica que incidiu sobre a sinéclise do Meio Norte, com representação no extremo sudoeste da área do Projeto pelos di ques básicos de direção NE-SW.

A reativação das falhas transcorrentes para gravi dade na região das bacias neocomianas, relaciona-se à 1ª fase do denominado "estádio de reativação Wealdeniana" de Almeida, (op. cit.), que compreende o final do Jurássico ao Cretáceo Inferior pré-Aptiano. A tectônica tafrogênica associada à reativação das falhas deu origem à formação de de pressões tectônicas na superfície do embasamento cristalino. Os destroços resultantes do brechamento das rochas da

zona de falhas foram depositadas caoticamente junto com os detritos carreados de áreas vizinhas, constituindo os sedimentos referidos como Formação Antenor Navarro.

O ciclo sedimentar prosseguiu ininterruptamente com os clásticos predominantemente finos da Formação Souza, correspondendo a fase mais importante do assoreamento das bacias. Durante esta fase a atividade tectônica foi sensivelmente atenuada. A subsidência contínua, acompanhava praticamente a taxa de sedimentação, de modo que o caráter faciológico foi mantido por quase todo o perfil da unidade. As intercalações erráticas de clásticos grosseiros na seção essencialmente pelítica da Formação Souza, documentam as episódicas atividades das falhas por períodos de duração muito curta.

Com o recrudescimento da atividade tectônica e consequente rejuvenescimento do relevo nas bordas, a capacidade de carga das correntes que fluíam para as bacias foi incrementada, depositando-se os clásticos grosseiros da Formação Rio Piranhas. O brechamento dos sedimentos observados em alguns trechos da borda das bacias sugere a continuidade da atividade tectônica no período pós-sedimentar.

A idéia de uma área contínua de sedimentação defendida por alguns autores, carece de pontos de referência mais concretos. A interligação de algumas bacias, como Iguaçu - Igarói-Lima Campos e de Brejo das Freiras-Antenor Navarro, parece bastante provável. A remoção pura e simples dos testemunhos dessa continuidade em uma área bastante extensa, incluindo terrenos com feições estruturais similares àquelas que condicionam as bacias em blocos afundados, constitui também uma hipótese pouco alicerçada.

A atividade tectônica responsável pela origem e preservação das bacias continentais referidas como Grupo Rio do Peixe neste relatório, parece ter sido deslocada numa fase tardia para região da Bacia Potiguar. Esse evento é o episódio derradeiro da 1ª fase da "reativação Wealdeniana" de Almeida (op. cit.) na área investigada.

O graben central da Bacia Potiguar referido por Schaller & Sampaio (op. cit.) está condicionado às estruturas NE do embasamento, e abriga sedimentos carbonosos da Formação Gangorra, depositados em condições ambientais lacustrina ou parálisa, durante o Aptiano. Intercalações de facies mais arenosa e facies carbonática dentro da unidade ora enfocada, indicam certa instabilidade epirogênica de curta duração. Uma subsidência generalizada no início do Albiano afetou toda a extensão original da Bacia Potiguar, antes do assoreamento total do graben central. Os pelitos carbonosos ficaram sepultados em profundidade pelos clásticos grosseiros do membro basal estuarino da Formação Açú. Até os níveis mais superiores da formação a sedimentação, que perdurou até o fim do Cenomaniano, caracterizou-se por uma subsidência lenta e contínua e mudança para ambiente tipicamente continental (membro médio), de maior duração, seguido de ambiente de mar raso (membro médio). A subsidência persistiu durante todo o Turoniano, passando a ambiente francamente marinho, com sedimentação carbonática da Formação Jandaíra.

Um período de emergência dos calcários turonianos assinala um hiato na sedimentação carbonática em tempos coniacianos. Formaram-se pequenas bacias lagunares com ligações temporárias com o mar, onde foram depositadas camadas

evaporíticas (gipsita e celestita) e argilitos intercalados. O conteúdo fóssil mostra que a sedimentação do calcário continuou durante o Santoniano ou Campaniano até o Maestrichtiano.

Após a sedimentação da Bacia Potiguar, movimentos epirogênicos expuseram àqueles sedimentos aos processos erosivos até os tempos modernos. Almeida (op. cit.) define esses movimentos como relacionados à 3ª fase de sua "reativação Wealdeniana". Durante o Oligoceno e Mioceno desenvolveram-se manifestações vulcânicas básicas toleíticas localizadas principalmente na zona de maior inflexão da costa. O fraturamento intenso desencadeado nessa zona, de direção predominantemente E-W, foi referido como "lineamento Cabugi" por Santos (op. cit.).

Os processos que contribuíram para o modelado do relevo atual estão intimamente relacionados a estas últimas oscilações cíclicas da costa, com reflexos na variação dos níveis de base dos rios mais importantes que drenam a área investigada. Em função dos desníveis topográficos criados, a região foi submetida a um intenso processo de abrasão e acumulação dos depósitos correlativos da Formação Serra do Martins, de idade oligocênica ou um pouco mais antiga. Um novo ciclo de abaixamento do nível de base regional está documentado na bacia do Jaguaribe pelos depósitos correlativos da Formação Moura na região de Iguatu e Formação Faceira nos vales dos rios Banabuiú e do próprio Jaguaribe, em nível inferior ao topo dos depósitos Serra do Martins. Seguiu-se um novo arqueamento da crosta, expondo todas as superfícies de abrasão e deposição ao ataque do atual ciclo erosivo, de caráter polifásico.



9 - GEOLOGIA ECONÔMICA

9 - GEOLOGIA ECONÔMICA

9.1 - Considerações Preliminares

A economia do Nordeste, calcada tradicionalmente em atividades agro-pastoris, pouco tem evoluído nos últimos anos devido não só aos fatores climáticos adversos, mas também à concorrência de outras regiões produtoras mais bem dotadas e à retração do mercado consumidor interno e externo face à recessão mundial desencadeada pela crise do petróleo.

O desenvolvimento do setor mineral surge como um dos poucos meios realistas capazes de elevar o nível de vida da região nordestina, desde que seja adotada uma política primordialmente voltada para o aproveitamento racional dos recursos minerais, não só para consumo interno, como também, para crescentes exportações sob a forma de manufaturados, semi-manufaturados ou, até mesmo, concentrados.

De modo geral, atualmente, a indústria extrativa mineral da região, em sua grande maioria, se ressentem ainda de uma técnica mais aprimorada nos métodos de lavra e instalações de beneficiamento, o que acarreta uma participação bastante modesta do setor na renda do Nordeste. É bem verdade que, sendo a mineração uma atividade primária, competitiva em alto grau, sua contribuição torna-se bastante variável com as condições político-econômicas do país, sendo geralmente alta para os países mineiros, média para os industriais e baixa para os agrícolas. Entretanto, os chamados países desenvolvidos, são exatamente aqueles que têm economia mineral desenvolvida, com as bases fundamentais da agricultura e da indústria ajustadas entre si, e

condicionadas a um fluxo crescente de suprimento de produtos minerais.

Os maciços investimentos realizados pelo DNPM, através da CPRM, em pesquisa mineral e mapeamento geológico, a par das atividades normativas e orientadoras, exercidas diretamente por aquele órgão federal nas áreas com autorização de pesquisa e concessão de lavra, estão contribuindo sensivelmente para o conhecimento efetivo da potencialidade geoeconômica da região nordestina e para a melhoria dos padrões técnicos na mineração.

Na área do Projeto Rio Jaguaribe persiste, ainda, uma fase de relativa estagnação no que diz respeito ao aproveitamento racional dos recursos minerais conhecidos; essa quase inércia mineradora parece ser provocada, não tanto pela inadequação dos métodos de extração e beneficiamento utilizados, mas, principalmente, pela falta generalizada de mentalidade mineira. Evidentemente, um auxílio financeiro bem orientado, seja através do Fundo de Investimentos do Nordeste - FINOR - ou de créditos especiais concedidos, pelos órgãos de desenvolvimento regional, poderia corrigir certas distorções e modificar o quadro econômico-mineral da área.

Em toda a região abrangida pelo projeto (72.000 km²), a atividade extrativa mineral se restringe atualmente à lavra de magnesita, gipsita e turmalinas coloridas (respectivamente nas porções central, nordeste e centro-norte da área), e à garimpagem esporádica de pegmatitos, tactitos e calcários existentes.

A exploração da magnesita é efetuada em escala bas

tante reduzida numa faixa de aproximadamente 80 km de comprimento, abrangendo os municípios cearenses de Iguatú, Orós, Jucás e Cariús; 4 empresas de mineração detêm concessões de lavra de praticamente todos os depósitos conhecidos: Magnesita S/A, Magnesita do Brasil Ltda e Cerâmica Guarulhos S/A do Grupo José Ermírio de Moraes e Indústria Brasileira de Artigos Refratários S/A - IBAR. De modo geral, a produção dessas minas é bastante irregular e relativamente baixa, (se comparada à de suas congêneres na Bahia por exemplo), refletindo talvez, a carência de melhor técnica nos métodos de extração e nas instalações de beneficiamento. Salvo raras exceções, o processo de lavra é intermitente e rudimentar, utilizando quase que tão somente, ferramentas manuais.

A gipsita é extraída das jazidas situadas a noroeste da cidade de Governador Dix-Sept Rosado, no Rio Grande do Norte, sendo utilizada na fabricação de cimento "portland" pela empresa Itapetinga Agro Industrial S/A de Mossoró. A lavra também não se processa de maneira contínua, acarretando uma produção irregular que parece depender exclusivamente das necessidades daquela fábrica.

A Mineração Condado Ltda. é detentora das concessões para lavra de minerais de pegmatitos (ou mais especificamente de turmalinas coloridas, muscovita, lepidolita e berilo) a sudeste da cidade de Quixeramobim no Ceará; talvez pelas próprias características geológicas dos depósitos, os trabalhos de extração das substâncias úteis, apesar de semi-mecanizados, em nada diferem dos de um garimpo bem organizado. A produção irregular não é tanto consequência das oscilações do mercado consumidor, mas é devido principalmente

ao caráter anômalo da mineralização.

Os trabalhos de garimpagem dos pegmatitos da região de Solonópole (CE) para extração de ambligonita, lepidolita, berilo, tantalita-columbita, turmalinas coloridas, etc. e nos tactitos scheelitíferos de Milhã (CE), Caraúbas (RN), Junco (RN), Almino Afonso (RN), Belém do Brejo do Cruz (PB), Jericó (PB), Pombal (PB), têm duração efêmera, dependendo exclusivamente do fator climático (nas sêcas, os garimpos proliferam nessas áreas) e do preço alcançado pelos minerais - minério no mercado. No caso dos pegmatitos, ainda justifica-se em parte, a adoção de tal tipo de trabalho mineiro, devido ao caráter imprevisível da mineralização; mas, com relação aos tactitos portadores de scheelita, a garimpagem constitui uma atividade predatória desde que os garimpeiros aproveitam apenas a fração mais grossa dos minerais-minério, desprezando aquela que poderia ser a verdadeira possança do depósito: a parte mais fina. Em regiões onde os tactitos scheelitíferos são abundantes, como na porção E-SE da área do projeto, talvez se justificasse um investimento bem orientado em mineração, no sentido de aproveitar racionalmente a potencialidade dos depósitos desse bem mineral.

As numerosas ocorrências de calcário cristalino, que se acham distribuídas por toda a área do projeto, atestam a imensa potencialidade da região nessa substância mineral. Em alguns locais da área, o calcário vem sendo extraído de maneira intermitente e rudimentar, para o fabrico de cal. Entretanto, em se considerando a atual política de desenvolvimento do setor agrícola, esse mesmo calcário poderia ter um uso mais nobre: como corretivo de solos. Para

êsse fim, basta que o pó resultante de sua moagem, satisfaça as especificações mínimas contidas nos itens "b" e "c" do Art. 19 do Decreto nº 75.583 de 09.04.75, * quais sejam: os pós calcários para corretivos deverão passar 100% em peneiras nº 10 Tyler (abertura de 2 mm) e 50% em peneiras nº 50 Tyler (abertura de 0,30 mm); além disso, a soma dos teores de CaO e MgO deverá ser, no mínimo, 38%. Segundo técnicos da Escola Superior de Agricultura Luiz de Queirós, o calcário ideal para calagem é aquele que contém 20 e 40% de cálcio, na forma de óxido. O Programa Nacional de Calcário Agrícola - PROCAL, têm como objetivos principais, incentivar a implantação de empresas industriais para produção de calcários agrícolas e o consumo do calcário pelos produtores rurais aos quais fornecerá créditos especiais criados pelo Programa através de seu agente financeiro na região, o BNB.

9.2 - Cadastramento Mineral

Durante os trabalhos de campo do projeto, foram visitados e estudados mais de duzentos locais de ocorrência das seguintes substâncias minerais: calcário, magnesita, talco, grafita, amianto, cianita, gipsita, ametista, turmalinas, fluorita, berilo, minerais de lítio, muscovita, rutilo, cassiterita, cromita, minério de ferro, galena, ouro, água mineral, scheelita, minerais de cobre e urânio. Toda essa variedade mineralógica, entretanto, não implica necessariamente numa abundância de recursos minerais na área, desde que, dentro das características deste trabalho, os estudos

* Esse Decreto, regulamenta a Lei nº 6138, de 08.11.74, que dispõe sobre a inspeção e fiscalização do comércio de fertilizantes, corretivos e inoculantes à agricultura.

foram superficiais, dirigidos tão somente ao sentido de selecionar áreas promissoras para eventuais trabalhos mais específicos.

Tratar-se-á aqui, apenas, dos aspectos ligados à ocorrências e/ou jazidas minerais cadastradas pelo Projeto, dando ênfase àquelas julgadas mais promissoras; a descrição individual de todas elas, encontra-se nas Fichas de Cadastro de Ocorrências Minerais - Apêndice E.

9.2.1 - Ametista

Fichas de Cadastro de Ocorrências nºs 1 a 4

Foram cadastradas 4 ocorrências de ametista, todas no Estado do Ceará, localizadas em terrenos cristalofílicos do Precambriano (Complexo Caicó). De modo geral, essas ocorrências se apresentam sob a forma de veios, resultantes do preenchimento de fraturas por soluções hidrotermais ricas em sílica.

A ocorrência da fazenda Jardim, (nº 3) localiza-se no município de Alto Santo, a 10 km a leste da sede municipal, em linha reta. A ametista se encontra associada a um corpo pegmatóide, de direção E-W, o qual está encaixado concordantemente em gnaisse laminado à biotita e anfíbio. A mineralização se deu tanto na zona de contato daquele corpo com a encaixante, como em fraturas no interior do mesmo. A ametista ocorre, junto com quartzo hialino, em cristais bem formados (alguns biterminados) com dimensões que atingem até 40 cm de comprimento por 15 cm de largura, geralmente constituindo drusas que revestem as paredes dos veios. Os cristais de quartzo hialino apresentam fre-

quentemente em sua parte apical, inclusões de um mineral de brilho metálico.

O corpo pegmatóide é constituído, macroscopicamente, por quartzo, microclina, cristais bem desenvolvidos de ortoclásio e um pouco de muscovita; em certos locais do corpo observam-se "bolsões" contendo romboedros de calcita e barita imersos em matriz caulínica, com impregnações de malaquita, calcopirita e opacos. Cerca de 500 m a norte, ocorre um veio de barita de direção 100° Az, com espessura aparente de 1 m a extensão aflorante em torno de 1 km.

Essa área, na ocasião da visita, estava em fase de pesquisa para ametista; algumas amostras, extraídas da escavação principal, apresentam uma coloração violeta bastante forte, mas são pouco transparentes, o que impede sua utilização como pedra semi-preciosa. As amostras encontradas até o momento, têm seu uso restrito à fabricação de bijuterias e como objetos ornamentais. Talvez em profundidade, melhore a qualidade das pedras.

As ocorrências dos sítios Tatu Peba (a sudeste de Acopiara), Bonito (ao sul de Catarina) e Fonseca (a norte de Solonópole) carecem de qualquer importância econômica no momento. Constam, essencialmente de veios de quartzo com dimensões reduzidas (da ordem de poucos metros de comprimento por alguns centímetros de espessura) contendo em seu interior cristais violáceos de ametista.

9.2.2 - Amianto

Fichas de Cadastro de Ocorrências nº 5 a 22

As 18 ocorrências de amianto cadastradas, estão

localizadas nos municípios cearenses de Ipaumirim, Baixio, Lavras da Mangabeira, Granjeiro, Cariús, Tauá, Quixeramobim e Iracema. O amianto encontrado nesses locais é essencialmente do tipo antofilítico, de baixo valor comercial e com pouca aceitação pelo mercado consumidor, o que confere a essas ocorrências uma importância econômica bastante reduzida.

Em todos os depósitos estudados, a mineralização está associada a rochas anfibolitizadas e/ou serpentinizadas, provenientes, possivelmente, da ação do metamorfismo regional sobre rochas básicas/ultrabásicas, ou, da serpentinização de rochas carbonatadas magnesianas a partir de soluções hidrotermais silicosas.

As ocorrências em anfibólitos, no conjunto, têm forma tabular, com as fibras de amianto dispendo-se, mais frequentemente, em arranjos paralelos ou subparalelos às paredes dos veios ou da rocha-mãe (slip-fiber), constituindo faixas de espessura variável e extensão visível bastante reduzida. De modo geral, esses corpos anfibolíticos são concordantes, ocorrendo intercalados nos gnaisses regionais, normalmente bordejando as sequências ectiníticas que constituem o Grupo Ceará.

Os depósitos relacionados a serpentinitos, são, quantitativa e qualitativamente, mais bem mineralizados que os anteriores. Comumente o amianto se apresenta preenchendo fraturas em diversas direções no corpo serpentinado, constituindo "stockworks", nos quais as fibras se dispõem com mais frequência, perpendicularmente às paredes da rocha-mãe encaixante dos veios (cross-fiber). Em menor escala, ocorrem bolsões de amianto interligados por pequenos

veios ("amas"), com as fibras constituindo massas irregulares, sem nenhuma direção preferencial (mass-fiber). Esses corpos de meta-ultrabasitas localizam-se geralmente em zonas de alívio de tensão, próximos aos eixos de estruturas anticlinais; não são mapeáveis na escala 1:250,000.

O amianto encontrado na área tem comumente as cores branca e/ou amarelada, mas ocorrem também colorações avermelhadas e marrom amareladas devidas, talvez, a impregnações de óxido de ferro. As fibras, de comprimento variando desde 2 cm até 30 cm, são sedosas, semi-flexíveis e friáveis, com fiabilidade geralmente regular a má. Moraes et alii (1973), baseados em numerosas análises de amostras de amianto coletadas no Estado do Ceará, afirmam que as fibras pertencem, predominantemente, à série antofilita-gedrita, sendo mais raras as que se enquadram na série tremolita-actinolita. Aqueles autores estabeleceram, ainda, uma composição química média para o amianto antofilítico cearense, (transcrita abaixo) a qual é bastante representativa para os depósitos estudados pelo projeto.

Composição química média do amianto do Ceará

	%
SiO ₂	56,0
MgO	27,0
FeO	5,1
Fe ₂ O ₃	2,8
CaO	0,8
Al ₂ O ₃	0,9
Na ₂ O	0,1
K ₂ O	0,36

FONTE: Moraes et alii (op. cit.).

As impurezas mais comuns nesses amiantos (quartzo, talco, micas, etc.), nem sempre podem ser separadas, pois, ficam agregadas às fibras ou mesmo misturadas com elas.

Pelas propriedades físicas e químicas que apresentam, o amianto dos depósitos estudados presta-se muito bem para uso em isolantes térmicos, se bem que, para esse fim, já existem excelentes substitutos (como a lã de vidro, por exemplo).

Dentre as ocorrências cadastradas, as dos sítios Taquari e Serrote Escuro merecem referência especial, tanto pelo seu condicionamento geológico favorável (ambas estão relacionadas a meta-ultrabásitos) como pelo seu maior porte em relação às demais.

A ocorrência do sítio Taquari (nº 8), está localizada a leste da cidade de Granjeiro, distante cerca de 5 km em linha reta, na encosta da Serra das Andorinhas. O amianto ocorre associado a um corpo ultrabásico serpentiniizado, principalmente na forma de veios que atingem até 1 metro de espessura. A uma observação superficial, o depósito parece se enquadrar preferencialmente no tipo "stockwork", com os veios formando um reticulado no corpo da rocha-mãe; entretanto, em certos locais, observam-se bolsões com cerca de 50 cm de diâmetro, constituídos por um agregado irregular de fibras de amianto, aparentemente ligados entre si por filonetes ("amas"?). Neste depósito predominam mass-fiber, entretanto ocorrem também os tipos cross e slip, principalmente nos veios de pequena espessura. As fibras são longas (atingem até 30 cm de comprimento), sedosas, quebradiças, brancas ou amareladas, desfiando-se com certa

facilidade. O amianto é essencialmente do tipo antofilítico.

O corpo serpentínico ocupa a parte apical de uma anticlinal invertida com plunge para nordeste; tem uma forma elipsoidal, com sua maior dimensão orientada segundo a direção do eixo de dobramento (55° Az) apresentando uma superfície aflorante de aproximadamente 70.000 m^2 . Está encaixado em um gnaisse bandeado a biotita e anfibólio, de atitude $50/135^{\circ}$ Az, contendo horizontes carbonáticos principalmente na zona de contato. Em certas porções deste corpo, ocorrem segregações de vermiculita sob a forma de bolsas ou veios-camada, originárias possivelmente da alteração de biotita ou flogopita, durante o metamorfismo regional.

Segundo Moraes et alii (op. cit.), duas análises espectrográficas semi-quantitativas em amostras desse serpentinito, revelaram valores anômalos para níquel (em torno de 3.000 ppm), os quais são superiores ao "background" das rochas ultrabásicas.

Na ocasião da visita a este local, o amianto e a vermiculita estavam sendo extraídos através de escavações abertas diretamente sobre as zonas mais mineralizadas.

A cerca de $1,5 \text{ km}$ a E-NE do depósito anteriormente descrito, na estrada de acesso ao garimpo, vindo-se de Quintaus, ocorre amianto de cor branca, com fibras de até 10 cm de comprimento, do tipo "mass", associado a um anfibólito talcificado contendo tremolita, actinolita e vermiculita; a encaixante é uma rocha gnáissica calco-silicada de direção 60° Az (nº 12). A importância dessa ocorrência reside apenas na possibilidade da mesma ser um prolon-

gamento do corpo mineralizado existente no sítio Taquarí, desde que ambas estão no mesmo alinhamento.

A ocorrência do sítio Serrote Escuro (nº 14), está situada no município de Iracema, 5 km a nordeste do distrito de Potiretama. Trata-se de um corpo ultrabásico serpentizado com cerca de 100 metros de largura por 400 metros de comprimento, mineralizado em amianto anfibólico e talco. O amianto ocorre em veios irregulares que preenchem as numerosas fraturas existentes na rocha hospedeira, constituindo um depósito de tipo "stockwork". As fibras são longas (atingindo até 10 cm de comprimento), sedosas, semi-flexíveis, de cor esbranquiçada, com fiabilidade regular, apresentando-se por vezes arqueadas e entrelaçadas; predominam os tipos "mass" e "cross". O talco é impuro, esbranquiçado, untuoso ao tato.

O corpo serpentinitico tem sua maior dimensão paralela ao eixo de uma estrutura antiformal de direção aproximadamente E-W. A rocha encaixante é um gnaisse bandeado à biotita e anfibólio de atitude $70^{\circ}/200^{\circ}$ Az. O serpentinito deste local, também apresentou valores anômalos para níquel (da ordem de 2.000 ppm), conforme Moraes et alii (op.cit.).

As ocorrências dos sítios Baixio, Xique-Xique, Baixa Grande e Barroão, (nºs 20, 19, 18, 21 respectivamente), a norte e nordeste da cidade Baixio, constam essencialmente de amianto do tipo antofilítico associado a horizontes anfibolíticos intercalados nas rochas gnáissicas regionais. Os veios asbestíferos têm espessuras que não ultrapassam 1 m e extensão visível de algumas dezenas de metros, exceção feita aos de sítio Baixio, que afloram por cerca de 200 m. As fibras não são muito longas, predominando os tipos cross e/

ou slip.

A ocorrência do sítio Bordão Velho, a nordeste de Aurora (nº 7), é representada apenas por um pequeno veio de amianto com cerca de 30 cm de espessura, semi-intemperizado, quase que totalmente coberto por solo. Nas imediações foram encontrados blocos rolados de rochas ultrabásicas (espinélio-peridotito e serpentinito). Esta ocorrência está no mesmo alinhamento do eixo de uma estrutura antiformal com plunge para oeste. Resta mencionar que, a sul do povoado de Iborepi, cerca de 10 km a W-NW deste local, ocorre um corpo de serpentinito, no qual foi identificada garnierita através de lupa de 10 x.

As demais ocorrências de amianto cadastradas, as quais se encontram relacionadas abaixo, individualmente são desprovidas de maior significado econômico, à luz dos conhecimentos obtidos neste trabalho, de características apenas superficiais.

nº	toponímia	localização
5	Ipaumirim	- arredores da cidade de Ipaumirim
6	sítio Riacho do Meio-	7 km a NW de Lavras da Manga - beira
9	sítio Rancheiro	- 5 km a NW de Lavras da Manga - beira
10	fazenda Talhada	- 37 km a nordeste de Tauá
11	fazenda Santana	- 41 km a nordeste de Tauá
13	Boqueirão	- 2,5 km a NW de Quixeramobim
15	fazenda S.Bento	- 25 km a W-SW de Quixeramobim
16	fazenda Carnaubinha	- 17 km a oeste de Quixeramobim

nº	toponímia	localização
17	sítio Monte Verde	- 8 km a S-SE da vila de Caiçu
22	Ipaumirim	- arredores da cidade de Ipaumirim.

9.2.3 - Calcário

Fichas de Cadastro de Ocorrências nºs 23 a 80

Os calcários existentes na área do projeto, estão relacionados, essencialmente, a dois períodos geológicos distintos: Cretáceo e Pré-Cambriano.

Os calcários cretáceos afloram em toda a porção nordeste da área (Chapada do Apodi), ocupando uma superfície aproximada de 3.000 km²; apresentam-se em extensas camadas sub-horizontais de cor creme com intercalações de argilitos variegados e evaporitos, constituindo a Formação Jandaíra, já descrita detalhadamente no Capítulo 6. Pela sua composição química, êsses calcários sedimentares são adequados para utilização tanto na indústria de cimento Portland como para a fabricação de cal e carbonato de cálcio precipitado (empregado nas indústrias química e farmacêutica).

Os calcários pré-cambrianos acham-se distribuídos, praticamente, por toda a área do projeto, ocorrendo sob a forma de corpos lenticulares ou camadas de dimensões variáveis, concordantes com a estrutura regional, intercalados nas rochas do Grupo Ceará e Complexos Independência e Caicó. Apresentam-se altamente cristalinos, textura sacaroïdal, com granulação média a fina e coloração clara (branco leitosa, amarelada, acinzentada) predominante; têm sua ori-

gem relacionada a processos de recristalização durante a fase de metamorfismo regional. As impurezas mais comuns nesses calcários são constituídas por quartzo, sílica, óxidos de ferro e manganês, muscovita e grafita.

As análises químicas efetuadas em 37 amostras (vide tabelas) mostram que, em um mesmo jazimento, podem ocorrer variações sensíveis no teor de magnésio conforme o local de coleta da amostra. Além disso, pelas mesmas análises, verifica-se que, de maneira geral os calcários cristalinos associados ao Grupo Ceará e Complexo Independência apresentam um teor em magnésio, na forma de óxido, bastante elevado em relação àqueles intercalados nas rochas do Complexo Caicó.

TABELA

CALCÁRIOS DO COMPLEXO CAICÓ

Nº	LOCALIZAÇÃO	PF	RI	R ₂ O ₃	CaO	MgO
25	SW de junco	38,2	10,9	1,0	46,3	2,0
26	sul de Lucrécia	42,6	1,2	0,3	53,6	0,6
27	2,5 km SW O.d'Água dos Borges	41,2	2,8	1,2	53,0	0,8
28	13,5 km N Umarizal	39,6	5,9	1,1	47,7	5,1
30	15 km N Umarizal	41,1	2,1	1,3	50,1	3,6
38	20 km NE Quixeramobim	30,9	28,5	2,4	44,2	3,8
49	25 km NE Quixeramobim	42,5	0,4	0,46	52,5	2,8
53	8 km S Iguatu	38,4	10,5	2,5	41,6	5,4
58	6,5 km NNE F.Brito	42,0	2,3	1,0	53,0	1,2
59	5,5 km S Granjeiro	46,8	0,3	0,4	30,2	20,8
60	14 km NNE F.Brito	33,5	27,7	0,1	26,3	11,4
61	17 km NNE F.Brito	44,0	4,8	1,3	32,6	16,0

TABELA
CALCÁRIOS DO COMPLEXO CAICÓ (cont.)

Nº	LOCALIZAÇÃO	PF	RI	R ₂ O ₃	CaO	MgO
		42,5	3,5	0,7	49,3	1,8
62	3,5 km SW F.Brito	42,1	0,8	0,9	54,2	0,3
67	8,5 km SSE Cariús	42,5	1,5	0,5	52,5	1,0
68	21 km NNE F.Brito	41,7	2,8	0,9	49,9	0,7
69	17 km SSW Cariús	42,5	2,1	0,6	49,3	2,2
70	13 km S Cariús	43,2	1,0	0,9	50,8	0,9
71	7,5 km S Cariús	42,8	1,6	0,1	50,2	0,9
77	12 km SW Cajazeiras	45,3	1,2	0,38	31,7	20,6
78	4 km S Sen.Pompeu	36,1	10,3	0,64	47,1	1,3

TABELA
CALCÁRIO DO COMPLEXO INDEPENDÊNCIA E GRUPO CEARÁ

Nº	LOCALIZAÇÃO	PF	RI	R ₂ O ₃	CaO	MgO
29	32 km NNE Solonópole	39,1	8,2	1,4	49,8	0,9
36	22 km SSW Mombaça	44,3	3,4	0,4	30,3	20,3
37	24 km SSW Mombaça	45,6	1,6	0,5	30,2	20,5
39	3 km N Independência	45,3	2,0	1,1	31,2	20,5
40	7,5km NNE Independência	41,8	9,9	2,2	30,6	20,5
41	8,5km NNE Independência	44,2	4,1	2,0	30,2	21,1
43	20 km NE Independência	43,3	1,4	1,1	50,0	4,7
44	12,5km NNW Independência	45,6	1,5	1,5	32,3	19,3

TABELA
 CALCÁRIO DO COMPLEXO INDEPENDÊNCIA E GRUPO CEARÁ

Nº	LOCALIZAÇÃO	PF	RI	R ₂ O ₃	CaO	MgO
45	18,5km NNW Independência	46,0	1,3	1,2	30,7	21,6
46	2,5 km SE Independência	45,4	2,4	0,7	30,0	21,7
48	5 km N Quixeramobim	37,2	18,4	0,5	31,3	19,1
50	20km NNE Quixeramobim	44,2	5,1	1,2	30,3	20,9
73	4,5km SE Saboteiro	43,0	0,6	0,2	49,7	5,0
		41,7	1,7	0,6	52,5	1,8
74	2 km NE Independência	45,6	2,7	1,0	30,7	21,0

Estes calcários prestam-se principalmente para a fabricação da cal, sendo que alguns podem ser utilizados também como corretivos de solos e na indústria cerâmica, dependendo do seu conteúdo em cálcio, magnésio e sílica.

No decorrer dos trabalhos de campo, foram estudados 58 pontos de afloramento de calcários cristalinos, alguns dos quais fazendo parte de um mesmo jazimento, conforme pode ser observado nos mapas geológicos na escala 1:250.000, onde se acham individualizadas diversas lentes dessas rochas e plotados os locais de cadastramento.

A sudoeste e norte da cidade de Farias Brito (CE) ocorrem dois grandes corpos lentiformes de calcário cristalino predominantemente cinza esbranquiçado, com textura sacaroidal, granulação média a fina (nºs 60 a 66). O

primeiro, forma uma crista paralela à Serra do Quincuncá que se estende por cerca de 10 km segundo a direção 45° Az, com uma largura de 400 m; o outro, aflora numa extensão aproximada de 16 km, constituindo uma lente ou camada alongada na direção N-NE com espessura aparente de 300 m e mergulho para W, que provavelmente se prolonga até a sul de Carriús, onde existem outros pequenos corpos no mesmo alinhamento. Na realidade, essas ocorrências parecem formar um único grande jazimento que aflora de maneira descontínua, por mais de 50 km, ora se estreitando, ora apresentando espessura de até 500 m. A encaixante é um gnaisse à biotita e anfibólio com intercalações de meta-arcóseos, bastante dobrado e localmente migmatizado. Esses calcários vêm sendo explotados de maneira rudimentar para a fabricação da cal; entretanto, apesar de bastante fraturados, os mesmos poderiam ser utilizados na indústria da construção civil (pisos e revestimentos) desde que, em certos locais, apresentam bandas mais escuras de colorações diversas formando desenhos irregulares no corpo da rocha.

A norte de Umarizal, na fazenda Mocambo (n^{os} 30 e 31) ocorre uma lente de calcário cristalino cinza-esbranquiçado, algo bandeado, com granulação fina, cuja espessura de afloramento situa-se em torno de 800 m; a extensão provável é de 8 km.

Outras ocorrências notáveis, por seu porte, estão localizadas a sul de Cococi (CE), a sudeste de Aiuaba (CE), leste de Martins (RN), na região de Almino Afonso (RN), em Junco (RN) e a sudeste de Caraúbas. Na região de Independência (CE), ocorrem numerosas lentes de dimensões visíveis reduzidas, mas que em conjunto constituem um depósito razoável.

9.2.4 - Chumbo (Galena)

Ficha de Cadastro de Ocorrências nº 81

A ocorrência situa-se cerca de 6,5 km a oeste da cidade de Várzea Alegre (CE), na fazenda Boa Vista, tendo sido garimpada na década de 50. Atualmente, está abandonada, com as escavações entulhadas razão pela qual, não foi possível efetuar observações mais acuradas. Entretanto, em uma delas, ainda se percebe indícios de mineralização em sulfeto de chumbo; ocorre em veio de quartzo verticalizado, associado ao qual encontra-se um agregado de sílica, esferularita e raros cubos milimétricos de galena. Segundo informações locais existiu ali um bolsão de galena com cerca de 3 m de diâmetro.

A encaixante do veio de quartzo é um gnaisse bandeado à biotita e hornblenda, mergulhando 65° para sudeste.

9.2.5 - Cianita

Ficha de Cadastro de Ocorrências nº 82

A ocorrência cadastrada está situada a cerca de 8 km a oeste do povoado de Cruzeta, às margens da BR-226. A cianita ocorre disseminada irregularmente em uma faixa de biotita-muscovita-xisto granatífero intercalada nos paragneisses regionais. A área de ocorrência é de aproximadamente $1,5 \text{ km}^2$ e a percentagem em volume estimada de cianita no xisto é da ordem de 15 - 20%.

A cianita apresenta-se em prismas alongados, de até 5 cm de comprimento, translúcidos, de cores azul clara

e cinza, dispersos aleatoriamente no xisto.

A ocorrência parece promissora, do ponto de vista de aproveitamento econômico, em virtude do teor em cianita e das condições propícias à extração. (o xisto é mole, facilmente desagregável).

9.2.6 - Cobre

Fichas de Cadastro de Ocorrências nºs 83 e 84

Duas ocorrências de minerais oxidados de cobre, foram encontradas no decorrer do projeto, uma na localidade de Vertentes (Folha de Orós) e outra próxima à Lagoa do Gado Bravo, 10 km a oeste de Limoeiro do Norte (Folha de Jaguaribe).

A ocorrência de Vertentes, situada a cerca de 9 km a S-SW da cidade Martins (RN), consta essencialmente de impregnações e preenchimentos de malaquita e azurita em blocos de quartzo e de biotita gnaisses que ocorrem desagregados em uma pequena escavação existente. Ao que tudo indica, a mineralização está associada a um veio de quartzo encaixado discordantemente em um gnaisse xistoso à biotita, com níveis calco-silicatados.

A Lagoa de Gado Bravo, está localizada a sul da estrada que liga a BR-116 à cidade de Morada Nova (CE). A mineralização nesse local, ocorre ao longo de uma zona de falha com direção N-NE, associada a uma rocha parcialmente limonitizada constituída por hematita e quartzo, com numerosas estruturas vacuolares do tipo "box-works". O mineral verde de cobre, identificado por difração de raio X como sendo brochantita, encontra-se preenchendo os vacúolos.

Análises de amostras destes dois locais, por absorção atômica, deram teores em cobre acima de 1.000 ppm.

Outros indícios de mineralização cuprífera foram observados dentro da área. Na região do açude Engenheiro Ávidos, a sudeste de Cajazeiras (PB) ocorre uma rocha calco-silicatada, contendo calcopirita, pirrotita e pirita, na base de uma crista de quartzito; e a norte de Cocóci, nas proximidades do campo de pouso, os folhelhos apresentam impregnações de malaquita.

9.2.7 - Cromo (Cromita)

Fichas de Cadastro de Ocorrências nºs 85 a 87

As ocorrências cromitíferas do município de Pedra Branca, Estado do Ceará, localizam-se a cerca de 20 km a sudoeste da sede municipal nas proximidades do povoado de Tróia. A partir de Pedra Branca, o local das principais ocorrências (sítios Curiú, Esbarro e Cedro) pode ser atingido após um percurso de 10 km pela BR-226 e 25 km por carroçável para S-SW.

A existência de minério de cromo na região é conhecida há mais de uma década, entretanto, trabalhos de pesquisa visando quantificar e qualificar os depósitos foram realizados somente a partir de 1967, pelo DNPM e órgãos estaduais (Secretaria de Viação, Obras, Minas e Energia - SEVOME e SUDEC). Tais trabalhos consistiram na abertura de poços e trincheiras nos principais corpos mineralizados e na execução de 5 furos de sonda totalizando aproximadamente 350 metros perfurados em Esbarro 1. Possibilitaram estabelecer uma reserva total de 43.175 toneladas de minério com um

teor médio de 22,3% de Cr_2O_3 , constituída essencialmente de cromita do tipo refratário.

Mais recentemente (1972/74), a CIMIMAR-S/A de Cimento, Mineração e Cabotagem, efetuou alguns perfis magnetométricos nesta área, com resultados pouco satisfatórios, ao que parece por deficiência do equipamento utilizado.

No decorrer do projeto a área foi visitada com a finalidade precípua de se verificar a situação dos depósitos após os trabalhos de pesquisa mais recentes, tendo sido então cadastrados 3 locais de ocorrência de cromita nos sítios Esbarro e Cedro.

A mineralização ocorre sob a forma de lentes ou camadas de cromitito (serpentinito cromitífero) distribuídas irregularmente dentro de corpos de meta-ultrabasitas. Esses cromititos, têm um aspecto maciço, coloração cinza-esverdeada escura, granulação média, sendo constituídos essencialmente por cristais milimétricos de cromita e minerais do grupo das serpentinas. A cromita se apresenta em grãos euhedrais a subhedrais, geralmente arredondados, imersos em uma matriz formada por um agregado de lamelas de antigorita e palhetas de clorita. Em seção delgada, observam-se que alguns cristais de cromita mostram inclusões de um mineral transparente (provavelmente serpentina) e bordos corroídos, enquanto que outros, aparecem sem inclusões e com bordos lisos; esses fatos, parecem sugerir a existência de duas fases de cristalização para a cromita, sendo a última, concomitante ou imediatamente posterior aos processos de serpentinização, daí as inclusões e corrosão nos cristais.

O corpo de meta-ultrabasito no local denominado

Esbarro 1, têm cerca de 180.000 m² de superfície aflorante, sendo o de maior porte na região; pelos perfis dos furos de sonda executados (Projeto Tauá II - DNPM - 1971) parece apresentar uma diferenciação petrográfica no sentido vertical, cujas características evidenciam uma nítida influência de soluções hidrotermais durante a fase de metamorfismo regional e/ou de águas descendentes. Na porção mais superficial deste corpo, sob um solo laterítico vermelho ou amarelado com até 4 m de espessura, predominam serpentinitos contendo geralmente tremolita, talco, com impregnações de malaquita e blocos de cromitito; na parte média dominam os peridotitos anfibolitizados (tremolita e antofilita) e talcosos, às vezes com lentes de cromitito, cortados frequentemente por finíssimos veios esbranquiçados de magnesita e/ou dolomita; na porção basal, ocorre uma rocha de aspecto ligeiramente xistoso, constituída por tremolita, antofilita, talco e agregados de vermiculita (tremolita-antofilita-talco-xisto). A presença constante de talco, tremolita e antofilita nesse corpo, demonstra a ação das soluções carbonáticas-silicosas sobre a serpentina e olivina da rocha ultrabásica pré-existente. Os teores mais conspícuos de cromo, estão relacionados às zonas de dominância dos peridotitos, e, subordinadamente, dos serpentinitos.

Em outras ocorrências do sítio Esbarro, nas de Cedro e Curiú, as lentes ou camadas de cromitito estão intercaladas em tremolita-antofilita-xisto, que constitui o tipo petrográfico predominante no âmbito dos meta-ultrabásitos da região. Essa tremolita-antofilita-xisto, nada mais é que um metamorfito resultante do ultrabásito original, (dunito?) já anteriormente metassomatizado pelas soluções.

Ainda nessa região do município de Pedra Branca, existem outros locais onde ocorrem rochas meta-ultrabásicas, com características petrológicas e mineralógicas bastante semelhantes às dos corpos anteriormente citados. Esses locais acham-se relacionados abaixo, com sua posição geográfica aproximada em relação à sede municipal e/ou a outros pontos de referência (como por exemplo, o entroncamento das BRs 020 e 226, denominado Cruzeta). Em todos eles, há indícios de mineralização, sob a forma de blocos de cromitito espalhados à superfície.

Trapiá - 25 km S de Cruzeta - 38 km SW de Pedra Branca

Tróia - 15 km SE de Cruzeta - 28 km W-SW de Pedra Branca

Pitombeiras - 17 km SE de Cruzeta - 5 km N de Esbarro

Barra - 12 km E-SE de Cruzeta - 23 km W de Pedra Branca

Olho d'Água - 15 km E-SE de Cruzeta - 17,5 km W-SW de Pedra Branca

Situação - 16,5 km E de Cruzeta - 17 km W de Pedra Branca.

Salgado - às margens da BR-226, 13 km E-NE de Cruzeta.

Resta fazer referência à ocorrência de cromita associada a meta-basito, em Marruãs (Fazenda Pinheiro) situada a 43 km à SW de Mombaça.

De modo geral, todos esses corpos de meta-ultrabasitas estão localizados nas zonas de contato de leptitos com os hornblenda-biotita-gnaisses regionais. Os leptitos teriam se originado pela ação do metamorfismo regional sobre rochas quartzo-feldspáticas (arenitos arcoseanos); pela associação mineralógica que apresentam, pode-se observar uma variação do grau de metamorfismo atuante, o que permitiria enquadrá-las na fácies xistos-verdes (muscovita-leptitos) e na fácies epidoto-anfibólito (granada-leptitos) de Eskola.

A tectônica plástica e rígida que afetou a região, acrescida da ação dos agentes intempéricos e erosivos, mascararam a verdadeira estrutura dos depósitos, impossibilitando tecer maiores considerações sobre o comportamento da mineralização em sub-superfície.

9.2.8 - Ferro (Minério)

Ficha de Cadastro de Ocorrências nº 88

A ocorrência de minério de ferro cadastrada, situa-se no município de Senador Pompeu (CE), na fazenda Miguel Rodrigues, distante 15 km a sudoeste da sede municipal em linha reta. Apresenta-se constituindo uma colina alongada segundo a direção NE-SW, com cerca de 500 m de comprimento por 100 m de largura. Trata-se de um quartzito ferrífero (itabirito) concordante com a estrutura regional, caracterizado mineralogicamente pela alternância de leitos milimétricos a sub-milimétricos de hematita (especularita) e de grãos angulares de quartzo vítreo; a percentagem de magnetita é bastante baixa.

Os afloramentos de minério apresentam-se bastante fraturados e cataclasados, como consequência do grande falhamento de Senador Pompeu, a sudeste. O resultado da análise química de uma amostra desse minério, coletada na meia encosta da colina, revelou os seguintes valores: 44,0% SiO_2 , 37,4% Fe, 0,10% P, 0,01% S e 0,36% umidade.

9.2.9 - Fluorita

Fichas de Cadastro de Ocorrências n.ºs 89 a 91

Duas das ocorrências de fluorita estudadas (Casa Nova do Boqueirão e sítio Vera Cruz - n.ºs 89 e 90) estão situadas a NE e E-NE da cidade de Solonópole, distantes, respectivamente, 12 km e 9 km daquela sede municipal. A fluorita ocorre sob a forma de veios irregulares com espessura variável de 3 a 40 cm, e extensão visível, de aproximadamente, 100 m, preenchendo fraturas sub-verticais de direção N-S; diques de quartzo e/ou corpos pegmatíticos simples, comumente aparecem associados aos veios. A fluorita, nesses locais, apresenta-se nas variedades roxa, esverdeada e hialina, tendo sua origem, relacionada, provavelmente, à fase tardia dos processos hidrotermais.

Um trabalho de orientação geoquímica realizado nessa área (Gomes, H.A.-1975) revelou, dentre outras coisas, que o fluor contido no solo é um excelente indicador da presença de fluorita em sub-superfície, e ainda, que existe uma tendência geral para o aumento do teor de fluor com a profundidade.

Os veios de fluorita estão localizados em uma faixa cataclástica de direção N-S (a leste da Falha de O-

rós), que se estende desde as proximidades de Orós (CE) até Banabuiú, a norte; nessa faixa, predominam gnaisses grossos, bastante fraturados, laminados tectonicamente, com quartzo abundante e facóides bem desenvolvidos de feldspato róseo, além de biotita e muscovita.

Há informações (não confirmadas) da existência de fluorita nas localidades de Campinas e Empréstimo, a sul da cidade de Banabuiú, também dentro da mesma faixa cataclástica.

Outra ocorrência de fluorita cadastrada (fazenda Prata nº 91), situa-se a cerca de 17 km a S-SE da cidade de Icó (CE), estando associada a um corpo pegmatítico constituído essencialmente por quartzo, feldspato, muscovita e berilo. A fluorita de coloração esverdeada, foi observada em fragmentos milimétricos, no rejeito de algumas pequenas escavações existentes. A encaixante de pegmatito é um gnaisse à biotita, de granulação média, bastante fraturado, localmente granitizado.

9.2.10 - Gipsita

Fichas de Cadastro de Ocorrências nºs 92 e 93

Os dois depósitos de gipsita estudados (Carocinho e Poço Comprido), estão localizados na margem direita do riacho Tapuio, a noroeste da cidade de Gov. Dix Sept Rosado no Rio Grande do Norte. O local é atingido por estrada carroçável com boas condições de tráfego, após um percurso de 6,5 km.

A gipsita ocorre em leitos horizontais de aspecto fibroso associados a delgadas lâminas de selenita e ala

bastro, com concreções escamosas, brilhantes, constituindo bancos amarelados intercalados em argilitos de cores variegadas. A seção observada nas frentes de lavra, apresenta, do topo para a base, a seguinte seqüência: argilas de coloração cinza-esverdeada com bancos de calcário creme (1 a 4 m espessura); argilito cinza-amarelado com cerca de 20 cm de espessura; camada de argilito vermelho escuro, compacto, de, aproximadamente, 1 m de espessura, com finas camadas de gipsita (2 cm) na capa e na lapa; camada constituída por gipsita fibrosa e lâminas de selenita, com cerca de 5 m de espessura visível. Ao longo de todo médio e baixo cursos do riacho Tapuio, foram encontrados numerosos horizontes pouco espessos (da ordem de 5 cm) de gipsita. Cassedane et alli (1972) e Farina (1974) referem-se à existência de celestita associada a bancos dolomíticos, no leito do riacho Tapuio, entretanto, não foi possível a localização da ocorrência, devido principalmente a problemas de acesso.

Nessa região, a gipsita está associada à porção média da seqüência sedimentar carbonática sub-horizantal, que constitui a Formação Jandaíra. Esses depósitos são do tipo evaporítico lagunar marinho, ou seja, formado em bacias isoladas mas alimentadas pelo mar. Fósseis encontrados no calcário mais superior da seqüência, permitiram datar os depósitos como da parte médio-superior do Turoniano inferior.

9.2.11 - Grafita

Fichas de Cadastro de Ocorrências nºs 94 a 107

As ocorrências de grafita se distribuem em uma

área aproximada de 1.500 km², localizada nos municípios cearenses de Solonópole e Piquet Carneiro. Nessa região, são conhecidos, atualmente, quase meia centena de locais onde existem indícios grafitosos, o que leva a crer que a área de ocorrência é ainda mais extensa.

A grafita ocorre em pequenas lentes descontínuas com espessuras variáveis desde alguns centímetros até 1 metro e comprimento da ordem de 30 a 200 m ou sob a forma de pequenos bolsões interligados constituindo uma espécie de estrutura em rosário. A mineralização está associada principalmente a faixas mais xistosas intercaladas nos gnaisses e migmatitos regionais; na realidade, o minério parece ser o próprio xisto grafitoso, com teor variável de grafita, conforme o local. É muito comum, próximo às lentes e bolsões, encontrar-se disseminações de mineral-minério na encaixante regional (gnaisse), geralmente associada aos minerais micáceos.

A grafita é untuosa ao tato, de cor cinza escura a cinza aço, apresentando-se em palhetas de brilho sub-metálico com diâmetros que variam desde um milímetro até vários centímetros, as quais se dispõem sempre paralelas à xistosidade. A ganga, geralmente é constituída por quartzo, feldspato, muscovita e biotita.

Segundo Moraes et alii (op. cit.), o teor de grafita nesses depósitos é bastante variável, oscilando entre 10 e 40% de carbono fixo, embora em alguns casos as estimativas possam ser mais otimistas.

No decorrer do projeto, foram cadastrados 14 locais de ocorrência desse mineral, a saber:

- 94 - Maretas - 1 km a S-SE de Solonópolis
- 95 - Bom Jardim - 17 km a S-SE de Solonópolis
- 96 - Algodão I - 9 km a W de Solonópolis
- 97 - Algodão II - 9,5 km a W de Solonópolis
- 98 - S. Bernardo - 35 km a SW de Solonópolis
- 99 - Aurora - 28 km a SW de Solonópolis
- 100 - Manoel Lopes - 12 km a S-SE de Piquet Carneiro
- 101 - Timbaúba - 15 km a S de Piquet Carneiro
- 102 - Bananeiras - 13 km a SE de Piquet Carneiro
- 103 - Luna - 17,5 km a S-SE de Piquet Carneiro
- 104 - Cantagalo - 25 km a S-SW de Solonópolis
- 105 - Volta do Mari - 20 km a SW de Solonópolis
- 106 - Santo Antonio - 25 km a SW de Solonópolis
- 107 - Vencedora - 26 km a SE de Piquet Carneiro

A ocorrência de Bom Jardim (nº 95), localiza-se num corte da rodovia que liga Solonópolis a Orós. Trata-se de uma lente de grafita lamelar, com cerca de 1 m de espessura em afloramento e extensão visível da ordem de 100 m, intercalada em sericita-clorita-xisto com mergulho forte para E-NE. Esse xisto, está em contato com o quartzito da aba oeste da sinclinal de Orós e parece ter-se originado por retromorfose.

Cerca de 1,5 km deste local, em outro corte da estrada no rumo de Solonópolis, observa-se uma outra exposição grafitosa com espessura aproximada de 60 cm, apresentando as mesmas características da anterior; a encaixante é um gnaisse à biotita, bem laminado, sub-vertical, contendo lamelas de grafita disseminada (nº 94).

Em ambas as ocorrências, a ganga é constituída

por minerais micáceos e feldspatos parcialmente caulinizados.

As ocorrências da fazenda Algodão (n^{os} 96 e 97), a oeste de Solonópole, podem ser observadas em cortes da rodovia BR-226. Ocorrem duas faixas grafitosas distantes entre si cerca de 1 km, nas quais o mineral se apresenta disseminado nas rochas gnáissicas regionais; o teor parece ser bastante baixo, da ordem de 10% de carbono fixo.

A ocorrência do sítio Vencedora (n^o 107), a sul do povoado de São Bernardo (Tataíra) é constituída por uma lente de grafita, com 1 m de espessura intercalada em biotita-muscovita-gnaisse mergulhando 65° para SE.

Na localidade de Luna (n^o 103), a sudeste de Piquet Carneiro, ocorre um xisto grafitoso com mais de 1 m de espessura, aflorando descontinuamente por cerca de 2 km, segundo a direção da encaixante. O minério parece ter um teor bastante razoável, em relação às outras ocorrências estudadas.

Nas localidades de Aurora e Manoel Lopes (n^{os} 99 a 100), a grafita está intimamente associada a minério de manganês, ocorrendo sob a forma de bolsões e subsidiariamente, disseminações dentro da zona manganésífera. A ganga é constituída quase que essencialmente por feldspato alterado, notando-se uma ausência quase total de quartzo e minerais micáceos.

As demais ocorrências estudadas são bastante semelhantes às já descritas, e, se consideradas individualmente, carecem de maior significado econômico.

Os depósitos de grafita dessa região, devem ter

se originado pela ação do metamorfismo regional sobre sedimentos pelíticos contendo horizontes bastante ricos em matéria orgânica (material carbonoso).

9.2.12 - Magnesita

Fichas de Cadastro de Ocorrências nºs 108 a 117

Os depósitos de magnesita cadastrados, situam-se na região centro-sul do Estado do Ceará, nos municípios de Iguatu, Orós e Jaús, e estão sendo lavrados, de maneira intermitente, por diversas empresas de mineração detentoras de concessão por todas as áreas conhecidas.

A magnesita ocorre sob a forma de lentes e bolsões de dimensões variáveis, dentro de dolomitos e/ou calcários dolomíticos intercalados em uma seqüência ectinítica; êsses ectinitos, essencialmente gnaisses, xistos e filitos, constituem uma sinclinal simétrica com um quartzito micáceo na base e a faixa carbonática distribuída aproximadamente ao longo do eixo.

Foram cadastrados os 10 depósitos principais, os quais estão relacionados a seguir:

<u>Nº</u>	<u>Toponímia</u>	<u>Distrito</u>	<u>Município</u>
108	Riacho Fundo		Jucás
109	Riacho Caldeirão	José de Alencar	Iguatu
110	Gangorra	José de Alencar	Iguatu
111	Malhada Vermelha	Igarói	Orós
112	Cabeça de Negro	Igarói	Orós
113	Riacho Casquilho	José de Alencar	Iguatu
114	Grossos	José de Alencar	Iguatu
115	Torto		Jucás

116	Pitombeiras	José de Alencar	Iguatu
117	Cruz de Pedra	Igarói	Orós

A magnesita desses depósitos é cristalina, de granulação geralmente grosseira, textura sacaroidal, com cristais de até 2 cm de diâmetro, apresentando comumente uma coloração cinza-esbranquiçada. Dada a sua boa cristalinidade é também denominada magnesita espática.

O calcário dolomítico e/ou dolomito, que constitui a capa das jazidas, tem textura sacaroidal, granulação predominantemente fina, coloração branca a acinzentada.

O talco que ocorre associado, constituindo-se na impureza mais freqüente dos depósitos, é branco e esverdeado, lamelar, aparecendo tanto disseminado no minério como ao longo das fraturas. O teor de sílica é função da concentração de talco no minério, sendo extremamente variável em um mesmo jazimento.

Essa magnesita pode ter sido originada por substituição do cálcio pelo magnésio, em camadas de calcário afetadas por processos de alteração hidrotermal (Issler & Jost). Entretanto, pela assembléia mineralógica observada (talco, dolomita, magnesita), a hipótese mais plausível para a origem desses depósitos está relacionada à ação do metamorfismo regional sobre rochas carbonáticas-silicosas em condições de baixa temperatura (facies xistos verdes).

Pelo fato dessas jazidas já terem sido bastante bem estudadas, principalmente por Albuquerque (1943), Bodénos (1950) e Moraes et alii (op. cit.), não entraremos aqui em maiores detalhes sobre as mesmas.

9.2.13 - Minerais de Pegmatitos-(Ambligonita, berilo, cassiterita, muscovita, turmalinas e lepidolita)

Fichas de Cadastro de Ocorrências nºs 118 a 167

Foram cadastrados 50 corpos pegmatíticos mineralizados, a maior parte dos quais localizados na região de Solonópole (CE).

Os pegmatitos situados a sul de Cedro, oeste de Granjeiro, nordeste de Tauá e leste de Iracema, são corpos simples, de porte pequeno, apresentando o berilo como única substância mineral economicamente explotável.

Os pegmatitos da área de Solonópole são de natureza granítica, dimensões variáveis (não individualizáveis na escala do mapeamento), sendo que alguns apresentam expressão topográfica; no geral, são discordantes com a estrutura regional, estando orientados predominantemente segundo as direções SW-NE e E-W, com mergulhos verticais a sub-verticais. Os minerais essenciais desses corpos são quartzo, feldspatos e micas (biotita e/ou muscovita), sendo que a afrisita está quase sempre presente, às vezes em grandes cristais. Os principais minerais acessórios, de interesse econômico são berilo, cassiterita, ambligonita, lepidolita, espodumênio (raro), tantalita-columbita, rebelita e turmalinas verdes e bicolores.

Os pegmatitos que ocorrem a sudeste de Solonópole, são essencialmente estano-tantalíferos, estando associados a granitos pegmatóides com disseminação incipiente de cassiterita. Estão localizados a leste da Falha de Orós, nas proximidades dos povoados de Nova Floresta e Feiticeiro.

Os corpos pegmatíticos do restante da área, estão distribuídos em uma faixa com cerca de 20 km de largura por 50 km de comprimento, a oeste da Falha de Orós. São predominantemente lítio-berilo-tantalíferos, apresentam um zoneamento interno não muito nítido, com a zona I geralmente pouco desenvolvida, as mineralizações se concentrando nas zonas II e III. Fenômenos de albitização e greisenificação são comuns nesses corpos.

Nesta área, a tectônica de ruptura predomina sensivelmente, manifestando-se através de intenso fraturamento das rochas, o qual se distribui em dois sistemas principais, um 60° Az e outro 75° Az.

Os pegmatitos estão provavelmente relacionados à última fase de reativação do falhamento transcorrente de Orós no Pré-Cambriano. Esses corpos ácidos parecem ter se formado durante a fase de deformação tectônica principal, concomitante com o metamorfismo regional (sincinemáticos); esforços de compressão segundo a direção geral NW-SE, provocaram a abertura de fraturas secundárias com direções preferenciais E-W e NE-SW. A maior parte dos pegmatitos estudados na área estão condicionados a esses dois sistemas.

Na área de Solonópole, a de maior importância do ponto de vista econômico, foram estudados 44 corpos pegmatíticos mineralizados, alguns dos quais, estão sendo lavrados ou garimpados para extração principalmente de turmalinas coloridas, ambligonita e berilo.

9.2.14 - Ouro

Ficha de Cadastro de Ocorrência nº 168

A ocorrência de Ouro do sítio Fortuna, no município de Cariús, está localizada a cerca de 26 km a S-SE da sede municipal, em linha reta. O acesso ao local é feito através da estrada que liga Cariús a Farias Brito, até o povoado de Cariutaba; daí, toma-se carroçável para nordeste por 8 km até atingir a sede do sítio; a ocorrência está situada a aproximadamente 2 km a leste da casa do proprietário.

A mineralização aurífera primária, parece estar associada a veios de quartzo piritoso, encaixados em filitos da sinclinal de Caipu. Realmente, nas paredes das escavações existentes, apesar de parcialmente entulhadas, pôde-se observar numerosos veios de quartzo, alguns, com até 1 m de espessura.

Esta área foi trabalhada por garimpagem até meados de 1953. Segundo informações locais, o poço principal tinha uma profundidade aproximada de 50 m (o que foi confirmado pelo volume de material retirado que se encontra nas proximidades da escavação) quando os trabalhos foram paralizados devido à falta de consistência da rocha hospedeira.

As aluviões de alguns riachos que drenam a região, são auríferas; isto foi comprovado por uma única bateada realizada na aluvião do riacho Ambixo, a qual revelou várias pintas de ouro. A área parece bastante prospectiva.

9.2.15 - Talco

Fichas de Cadastro de Ocorrências nºs 169 a 171

Foram cadastradas 3 ocorrências de talco, todas nos municípios cearenses de Saboeiro e Acopiara.

A ocorrência do sítio Cachoeira Grande (nº 171) está situada a 13 km a sudeste da cidade de Saboeiro, sendo constituída por lentes talcíferas com cerca de 3 m de espessura, encaixadas em clorita-tremolita-xisto de atitude $70^{\circ}/330^{\circ}$ Az. O talco é do tipo lamelar, (localmente maciço), de coloração cinza-esbranquiçado, brilho sedoso, apresentando características macroscópicas bastante semelhantes às daquelas que ocorrem associados às jazidas de magnetita do município de Jucás. Esta ocorrência está associada a uma faixa ectinítica de baixo grau metamórfico, que se estende para oeste até o limite ocidental da área do projeto.

As ocorrências dos sítios Jardim (nº 12,5 km a SE de Catarina) e Escuro (17,5 km a SW de Acopiara) respectivamente nºs 169 e 170, são pouco conspícuas, apresentando-se sob a forma de lentes de talco-xisto com no máximo, 60 cm de espessura, associadas a horizontes anfibolíticos intercalados nas rochas regionais.

9.2.16 - Titânio (Rutilo)

Fichas de Cadastro de Ocorrências nºs 172 a 174

Na região de Independência (CE) existem numerosas ocorrências de rutilo (TiO_2), distribuídas em uma área superior a 80 km^2 , constituindo um único grande jazimento. O rutilo se apresenta em pláceres alúvio-eluviais, nos quais a espessura da faixa mineralizada varia desde 30 cm até 1,50 m. O teor de rutilo no material é também bastante

variável, 3% em média, podendo atingir, em certos locais, até 11%.

Foram cadastrados 3 locais de ocorrências de rutilo nessa área, todos com as mesmas características descritas acima.

Face ao mercado pouco favorável para esse bem mineral, na atualidade, os depósitos de rutilo de Independência, carecem de maior significado econômico.

9.2.17 - Tungstênio (Scheelita)

Fichas de Cadastro de Ocorrências nºs 175 a 216

Foram cadastradas 42 ocorrências de scheelita, sendo 21 no Estado do Ceará, 9 no Rio Grande do Norte e 12 na Paraíba, algumas das quais já foram referidas em trabalhos específicos efetuados pela CPRM (Projeto Tungstênio/Molibdênio, 1972 - "Contribuição ao estudo dos depósitos de scheelita do Nordeste). Todas essas ocorrências estão localizadas em terrenos cristalofílicos do Pré-Cambriano, nas proximidades de áreas graníticas.

A scheelita, de modo geral, ocorre disseminada em tactitos constituídos essencialmente por diopsídio, granada, epidoto-zoisita, quartzo, apatita, titanita, carbonato e opacos. A maioria dos depósitos está alinhada ao longo dos afloramentos dos tactitos formados nos horizontes carbonáticos (calcários), porém alguns estão situados nas zonas de fraturamento dos granitos. Existem também ocorrências da scheelita em pegmatitos e veios de quartzo. A origem desses depósitos ainda é bastante controversa, com alguns auto-

res argumentando em prol de um modelo metamórfico-metassomático diverso do clássico pirometassomatismo adotado para explicar a gênese das mineralizações scheelitíferas do Nordeste.

Segundo Mehnert (1971), em regiões sujeitas a granitização, a transformação de calcários é complexa por causa da grande reatividade dessas rochas com silicatos ou soluções silicatadas introduzidas durante os processos granitizantes. Entretanto, intercalações carbonáticas são sempre reconhecíveis, ainda que em avançado estágio de transformação. Esta aparente contradição é explicada pelo fato de que, reações intensas entre a rocha carbonática e os fluidos granitizantes já ocorreram nos estágios iniciais, levando à formação de bordas de reação. As calcossilicáticas assim formadas, são resistentes a uma maior introdução de componentes granitizantes, podendo permanecer neste estado por longos períodos durante a transformação e ainda assim serem reconhecíveis mesmo nos avançados estágios de granitização das rochas circundantes.

No Ceará, os depósitos mais importantes estão situados nos arredores da localidade de Milhã, a cerca de 25 km a oeste de Solonópole. A scheelita ocorre em lentes de tactito com espessura variável, entre 1 e 2 m, encaixadas concordantemente em biotita-quartzo-gnaisses com aspecto xistoso e níveis carbonáticos. Os tactitos dessa área, são constituídos por epidoto-zoisita, carbonato, diopsídio, granada, feldspato, titanita, apatita, tremolita-actinolita, sílica, sericita acmita, crocidolita e opacos. A presença de minerais sódicos (acmita e crocidolita) indica que no processo de transformação da rocha original, ocorreu

também metassomatose com características sódicas. O mineral-minério, sob a luz ultravioleta do "mineralight", apresenta uma fluorescência de cor branca, e granulação predominantemente milimétrica. Nessa área, foram cadastradas 4 lentes paralelas de tactito scheelitífero (nºs 187 a 190). As ocorrências de Saco da Telha a sudeste de Cedro (nº 192), Saco da Zorra a sudoeste de Senador Pompeu (nº 175), Boa Vista a S-SW de Jaguaribe (nº 198), Carobas a oeste de Alto Santo (nº 195) apresentam teores razoáveis de scheelita; a ocorrência da fazenda Palermo a N-NE de Solonópole (nº 179) merece referência tão somente pelo porte da lente de tactito (10 m de espessura aparente por cerca de 1,5 km de extensão visível), desde que em afloramento essa rocha se apresenta silicatada e com apenas alguns indícios de scheelita (o que a nosso ver, não exclui a possibilidade de mineralização mais conspícua em sub-superfície). As demais ocorrências do Estado, apresentam apenas vestígios de mineralização.

No Rio Grande do Norte e Paraíba, a maior parte das ocorrências de scheelita ou estão praticamente exauridas ou as escavações feitas por garimpeiros atingiram uma profundidade tal que a extração do mineral-minério é anti-econômica (atualmente). Nessa área, as lentes de tactitos ou veios de quartzo scheelitíferos se distribuem geralmente nas bordas dos grandes corpos graníticos. Merecem referência especial as ocorrências de Olho d'Água do Milho a noroeste de Caraúbas (nº 181), Urubu a norte de Almino Afonso (nº 206) e as de Jericó (nºs 177, 203 e 204), por estarem sendo garimpadas na atualidade.

Em Olho d'Água do Milho, observa-se uma lente de tactito scheelitífero com cerca de 2 m de espessura e 50 m

de comprimento encaixada concordantemente em gnaisse feldspático. O tactito se apresenta parcialmente silicificado e constituído macroscopicamente por quartzo; epídoto, diopsídio, feldspato e calcita. A scheelita é branca, de granulação média a fina.

A ocorrência de Urubu é constituída por uma lente de tactito scheelitífero com cerca de 5 m de espessura e 100 m de comprimento, encaixada concordantemente em anfibólito-gnaisse bem laminado. O tactito é constituído por diopsídio, epídoto-zoisita, granada, tremolita-actinolita, carbonato, quartzo, feldspato, sericita, apatita, flogopita e opacos. A scheelita se apresenta com fluorescência azulada, predominantemente em grãos centimétricos, associada a molibdenita.

Na região de Jericó, ocorrem três lentes de tactito paralelas, encaixadas concordantemente em anfibólito-gnaisse de direção NE. A composição mineralógica desses tactitos é a seguinte: quartzo, plagioclásio, granada, diopsídio, epídoto-zoisita, titanita, apatita, sericita, alanita e opacos. A scheelita ocorre dispersa em grãos milimétricos no tactito, apresentando fluorescência azul e branca ao exame com "mineralight".

No local denominado Maniçoba, a N-NW de Pombal, ocorre um tactito scheelitífero (nº 199) dentro de um corpo gabróide. Esse tactito é constituído predominantemente por carbonato, quartzo e epídoto-zoisita, observando-se que esses minerais são grandes e bem formados; parece, pela sua composição mineralógica, que esta rocha é de um grau de metamorfismo mais baixo, contrastando com os tactitos descritos acima, constituídos predominantemente por diopsídio e

granada.

9.2.18 - Urânio (Fergusonita)

Ficha de Cadastro de Ocorrências nº 217

No sítio Maniçoba, município de Catolé do Rocha, a cerca de 12,5 km a E-SE da sede municipal, ocorre um pegmatito de direção E-W, com mineralização uranífera, associada geralmente às zonas de maior concentração de biotita. O mineral de urânio se apresenta em cristais centimétricos com bordos arredondados, tendo sido identificado como fergusonita. Através de uma escavação de direção N-S, foram extraídos 120 kg de mineral.

9.2.19 - Água mineral

Fichas de Cadastro de Ocorrências nºs 218 e 219

Foram cadastradas duas fontes de água mineral, uma no sítio Cruz de Pedra, no município cearense de Iguatu, e outra na localidade de Brejo das Freiras, município de Antenor Navarro (PB).

No sítio Cruz de Pedra (nº 219), a água é coletada em um poço (cacimba), de seção circular, com cerca de 2 m de diâmetro e 8 m de profundidade, escavado em um solo areno-argiloso. A vazão estimada é de 60.000 litros/hora, com rebaixamento de 3 m; nível estático: 1 m. Segundo análise do Departamento Estadual de Saúde Pública do Estado do Ceará, a água é classificada como bicarbonatada cálcica.

Em Brejo das Freiras (nº 218), existe um exutório ligado à zona de falhamento. Trata-se de uma fonte ter-

mo-mineral, radioativa, onde a água apresenta uma temperatura de 35-40^o e radioatividade 9,25 em unidades Mache/litro. Essas águas, segundo Moraes (1924) foram classificadas como cloro-bicarbonatadas sódicas, pertencendo à categoria de águas virgens ou plutônicas de Armand Gauthier. Sua origem profunda é indicada pela radioatividade, termalidade, mineralização, e por apresentarem temperatura e descarga invariáveis. Nêsse mesmo local, existe uma outra fonte de água fria, magnesiânica. Ambas são medicinais.

9.3 - Esboço Metalogenético

Considerando o modelo tectônico sugerido neste trabalho (capítulo Geologia Estrutural), a área estudada se enquadra no domínio de cinturões móveis ("mobile belts"), conforme definidos por Anhaeusser et alii (op. cit.), no sul da África.

No conceito de Anhaeusser (1976), essas unidades tectônicas polimetamórficas denominadas "mobile belts" circundariam núcleos cratônicos antigos e representariam essencialmente, material retrabalhado desses núcleos (granitos e cinturões de rochas verdes), com ou sem rochas supracrustais mais jovens associadas. Admitindo-se a hipótese da incorporação de material cratogênico nos "mobile belts", é lógico se supor que, algumas mineralizações presentes nos núcleos mais estáveis, estariam preservadas nessas zonas móveis, tendo migrado, provavelmente, através de meios litológicos e estruturais adequados. Em assim sendo, no caso específico do nordeste brasileiro, o "Craton do São Francisco", por exemplo, com suas jazidas de cobre, cromo, chumbo, ouro, etc., poderia muito bem ter funcionada

do como fonte de material para os "mobile belts" circunjacentes.

O ponto de vista dos estudiosos sul-africanos sobre a geologia do Pré-Cambriano, com a sua conceituação de cinturões móveis, cinturões de rochas verdes ("greenstone belts") e mineralizações associadas, afasta-se ligeiramente da idéia clássica de geossinclinal. No entanto, abre perspectivas para um novo enfoque, no que tange ao controle de determinadas mineralizações, o que poderia orientar futuros trabalhos de pesquisa.

No tocante à área investigada, torna-se impraticável à luz dos dados disponíveis, relacionar a origem de certos tipos de mineralização ali encontrados, com possíveis remanescentes cratônicos. Além disso, deve-se ter em conta o fato de que, a caracterização genética de um depósito mineral, envolve, principalmente, o estudo das suas relações, no espaço e no tempo, com os diferentes aspectos petrográficos e tectônicos regionais, o que, de certa forma, foge ao verdadeiro escopo deste trabalho.

Entretanto, com base na descrição sumária das ocorrências minerais cadastradas, na bibliografia consultada e em alguns resultados analíticos, pretende-se aqui, estabelecer os condicionamentos dos vários depósitos existentes na área abrangida pelo projeto, dentro do contexto geológico regional.

No mapa anexo, denominado Esboço Metalogenético, acham-se plotados praticamente todos os depósitos minerais conhecidos na área (jazidas, ocorrências, indícios de mineralização). Deve-se salientar que, diversas ocorrên-

cias minerais não cadastradas mas referidas na bibliografia consultada, estão locadas de maneira aproximada nesse Esboço, sendo distinguidas das demais, por um traço horizontal sob o símbolo da substância ou elemento.

Sobre uma base geológica simplificada, foram representados os vários tipos morfológicos identificados, com o objetivo precípuo de evidenciar os principais metalotectos da região. Tentativamente, procurou-se também dar uma conotação genética aos depósitos, enquadrando-os em sete categorias distintas:

- 1 - de origem supergênica;
garnierita (Ni), malaquita (Cu), azurita (Cu)
brochantita (Cu).
- 2 - de origem detrítica;
ouro (Au), rutilo (Ti), cassiterita (Sn),
tantalita (Ta).
- 3 - sedimentares de origem química ou bioquímica;
gipsita (ge), celestita (Sr), fosfato (P).
- 4 - de origem hidrotermal;
ametista (at), barita (Ba), fluorita (F), galena (Pb), scheelita (W), calcopirita (Cu),
ouro (Au).
- 5 - relacionados a pegmatitos;
tantalita-columbita (Ta-Cb), berilo (Be), am
bligonita-lepidolita-espodumênio (Li), cassiterita (Sn), tur
malinas coloridas (tu), muscovita (mu), minerais de urânio
(U), granada (gr).

- 6 - de segregação magmática;
cromita (Cr)
- 7 - relacionados com o metamorfismo regional;
vermiculita (Vm), itabirito (Fe), grafita
(gf), magnesita (mg), cianita (ky), calcário cristalino
(ca), amianto (am), talco (tc).

No que diz respeito às seqüências sedimentares aflorantes na área, apesar das mesmas estarem direta ou indiretamente relacionadas ao tectonismo intermitente que perdura nas zonas móveis, optou-se por individualizá-las como unidades distintas dos "mobile belts", levando em consideração o relacionamento entre o estilo de dobramento e o ambiente de formação das rochas. Assim, a área apresenta-se constituída por coberturas não dobradas ou pouco dobradas, (englobando os sedimentos dos Grupos Rio do Peixe, Apodí, Barreiras e as aluviões) nas quais as rochas se apresentam sub-horizontais; por coberturas dobradas (Grupo Jaibaras) e pelos "mobile belts", propriamente ditos nos quais o padrão mostrado pelas dobras é diferente daquele apresentado pelas coberturas dobradas.

Uma análise do mapa permite verificar, de imediato, que a grande maioria das mineralizações está localizada na área de dominância dos cinturões móveis. Os depósitos, mais comumente, são estratiformes e filoneanos (veios), se bem que, os tipos em "amas", stockworks e disseminados, em termos qualitativos, pareçam ser os mais promissores do ponto de vista econômico.

Dentro dos tipos estratiformes, estão enquadrados todas as ocorrências de calcário cristalino, talco, cromita,

grande parte das asbestíferas (aquelas associadas a horizontes anfíbolíticos) e a maioria dos tactitos scheelitíferos da área; esses corpos mineralizados, se apresentam, geralmente, em leitões ou camadas descontínuas, nitidamente concordantes com a estrutura regional.

O tipo filoneano é representado pelos corpos pegmatíticos e por veios de ametista, barita e fluorita, os quais se encontram intimamente relacionados a zonas de falhamento e/ou fraturamento desses cinturões móveis.

Os tipos em "amas", lentes, bolsões, "stockworks", disseminados, são caracterizados por depósitos de magnesita, grafita, vermiculita, minerais de cobre, galena, amianto (associados a meta-ultrabásitos) e pelos pláceres (rutílo, ouro, cassiterita, tantalita).

Dentre os processos geológicos que contribuíram, direta ou indiretamente para a formação dos depósitos minerais nessas faixas de cinturões móveis, destacam-se o metamorfismo regional e a ação de soluções hidrotermais.

As possantes jazidas de magnesita associadas à seqüência ectinítica que constitui a sinclinal de Orós, estão posicionadas na lapá das camadas de calcário, mostrando que os fenômenos de dolomitização se processaram mais intensamente na base das mesmas. A origem desses depósitos está relacionada, presumivelmente, à ação do metamorfismo regional sobre os níveis carbonáticos-silicosos pré-existentes, em condições de baixa temperatura (fácies xistos verdes), conforme evidencia a associação mineralógica presente nessa seqüência (dolomita, talco, magnesita).

Os pegmatitos acham-se distribuídos, praticamente,

por tãda a área de domínio dos "mobile belts", havendo uma notável concentração desses corpos ácidos na região de Solonópole, condicionados a dois sistemas preferenciais de fraturamento: E-W e NE-SW. A formação desses pegmatitos de Solonópole parece estar relacionada ao tectonismo da fase final do ciclo caririano. Os corpos situados a oeste da Falha de Orós, são mineralizados em lítio (ambligonita, lepidolita e espodumênio), berilo, tantalita-columbita, muscovita e turmalinas coloridas, enquanto que os de leste, são essencialmente estano-tantalíferos (cassiterita e tantalita-columbita).

Os tactitos scheelitíferos são encontrados somente na periferia das áreas graníticas (facólitos), apresentando-se sempre concordantes com o "trend" regional. A hipótese de uma origem metamórfico-metassomática para esses tactitos, parece ser a mais coerente com as características mineralógicas, petrográficas e estruturais das rochas envolventes.

Os processos de granitização relacionados ao último evento tectono-termal do ciclo caririano, devem ter desempenhado um papel importante na formação de determinados depósitos minerais da área. Isto, porque, esses processos granitizantes, geralmente, provocam uma remobilização seletiva de certos elementos dispersos nas rochas originais, os quais podem ser concentrados em ambientes litológicos e estruturais favoráveis, constituindo jazimentos. Assim, as mineralizações de lítio, tântalo-columbio, berílio, wolfrânio, fluor, poderiam estar condicionadas, de certa forma, aos fenômenos de granitização que afetaram a área.

Os cromititos da região de Pedra Branca se apre

sentam sob a forma de lentes ou camadas em serpentinitos e hornblenda gnaisses, e a cromita neles contida é de baixo teor. Essas ocorrências mostram-se bastante semelhantes aos depósitos da região de Messina (na África) encerrados no "mobile belt" de Limpopo, e, como lá, podem representar re-manescentes cratônicos preservados.

Os calcários cristalinos estão amplamente distribuídos por toda a zona móvel, constituindo, às vezes, extensas faixas. Devem ter se formado por recristalização, durante o metamorfismo regional, a partir de rochas carbonáticas.

Os depósitos de amianto têm sua origem relacionada à ação do metamorfismo regional sobre rochas básicas e ultrabásicas; a morfologia dos depósitos, parece ser diferente, conforme a rocha hospedeira original. A vermiculita, geralmente, ocorre associada aos depósitos em meta-ultrabásitos.

No âmbito das coberturas dobradas, representadas pelos sedimentos do "Graben" do Cococi, não foram encontrados depósitos; entretanto, existem impregnações de malaquita em folhelhos e nos veios de barita que ocorrem a oeste (fora da área do projeto).

No domínio das coberturas não dobradas, destacam-se os depósitos de gipsita (e subsidiariamente, celestita), posicionados no membro mais superior da seqüência cretácica do Apodí-Formação Jandaíra. Esses depósitos se formaram em ambiente lagunar marinho; o recuo das águas do mar, propiciou condições favoráveis à deposição dos evaporitos.

9.4 - Áreas Prospectivas

Dentro das características deste trabalho, e, à luz dos conhecimentos obtidos sobre os depósitos minerais (bastante superficiais), torna-se bastante subjetiva a indicação de áreas promissoras.

Os sedimentos que preenchem o "Graben" do Cococí, apesar de não apresentarem indícios de manifestações vulcânicas associadas (contrariamente ao que ocorre na bacia de Maricá-Camaquã, RS, e na região de Aprazível, CE), são cortados por veios de barita, (na porção fora da área do projeto), os quais poderiam representar a parte apical de um magmatismo de caráter andesítico ou riolítico. É bastante sugestivo o fato de se encontrar, comumente, impregnações de minerais secundários de cobre tanto nos veios de barita como nos sedimentos. Deve-se ressaltar a existência de vulcanismo híbrido a ácido a norte desta área, representado por diques de riolito e dacito, principalmente (na região de Independência). Além disso, é muito comum, nessas bacias, ocorrer mineralizações de urânio e ouro associadas às sequências clásticas (conglomerados basais, especificamente). Esta área, a nosso ver, é bastante favorável à prospecção por métodos indiretos (geofísica e/ou geoquímica) objetivando localizar mineralizações sulfetadas, em sub-superfície.

Das proximidades de Jucás, para oeste-sudoeste até o limite ocidental da área do projeto, ocorre uma faixa de rochas de baixo grau metamórfico (facies xistos verdes) constituindo uma estrutura sinclinal; na parte oriental desta faixa, estão situadas as jazidas de magnesita dos sítios Torto e Riacho Fundo, e mais para oeste, foram encontradas diversas ocorrências de calcário dolomítico e talco. Esses fatos, poderiam sugerir a continuidade da faixa magne

sífera do Ceará para oeste, desde que as características litológicas e estruturais desta área são bastante semelhantes às da região de Iguatu e Orós, onde se localizam as maiores jazidas de magnesita do Estado. Estudos de detalhe, incluindo escavações bem orientadas tecnicamente, poderiam esclarecer esta hipótese.

A extensão da área grafitosa de Piquet Carneiro-Solonópole e a constatação (através de algumas escavações existentes) de que as lentes ou bolsões de grafita parecem se espessar em profundidade, torna essa área bastante prospectiva para esse bem mineral. Alguns métodos geofísicos (resistividade, potencial espontâneo) parecem responder satisfatoriamente à prospecção de grafita em profundidade.

Os veios de fluorita estudados, estão confinados a fissuras existentes em uma faixa cataclástica que se estende para norte, até a cidade de Banabuiú, e para sul, até as proximidades de Orós. Considerando a extensão dessa zona cataclástica à qual estão subordinados os veios (mais de 100 km), as conclusões do trabalho de Gomes (op. cit.), e as informações sobre a existência de outros veios com o mesmo condicionamento estrutural, parece sugestiva a execução de perfis geoquímicos transversais ao longo dessa faixa, visando localizar novos depósitos.

Na área de cromita do município de Pedra Branca, não foi feito nenhum estudo bem orientado, visando esclarecer devidamente o comportamento daqueles corpos ultrabásicos, em profundidade. Além disso, nenhum trabalho menciona a realização de análises químicas para níquel, cobalto e platina, nas zonas lateríticas existentes.

A ocorrência de ouro associado a veios de quartzo encaixados nos xistos e filitos da sinclinal de Caipu, torna essa área bastante favorável à existência de um depósito do tipo aluvionar (placer), semelhante às jazidas de Gana, África Ocidental, Urais (Rússia) e algumas do Estado de Minas Gerais.

A área de eruptivas básicas e intermediárias existente na região de Tauá-Iapi, apesar de não apresentar nenhum indício de mineralização em superfície, por sua extensão e características litológicas, deveria ser melhor investigada, principalmente em sub-superfície (através de métodos indiretos de prospecção).

Os grandes jazimentos de calcário cristalino existentes em alguns locais da área, poderiam ser racionalmente estudados, visando principalmente seu aproveitamento para fins agrícolas.

Os únicos depósitos relacionados à seqüência cretácica do Apodí, conhecidos atualmente, são os de evaporitos. Entretanto, é cada vez mais frequente a constatação de sulfetos em certos níveis das camadas sedimentares, como por exemplo, a galena encontrada na Formação Santana no Cretáceo do Araripe. Farina (1975), ressalta a semelhança existente entre a Formação Jandaíra e a seqüência sedimentar do distrito plumbo-zincífero de Pine Point (Canadá), principalmente no que diz respeito às características paleo-ambientais, associações litológicas e ao condicionamento das mineralizações, sugerindo ser aquela formação, altamente prospectiva para sulfetos de zinco e chumbo. Além disso, há menções esporádicas (in Relatório Anual do Projeto Fosfato, DNPM 1969 - Capítulo I), sobre a existência de níveis fosfá

ticos na zona de contato entre as Formações Açu e Jandaí-
ra, com teores que variam de 12 a 18% em P_2O_5 , o que torna
a área do Apodí, ainda mais promissora, do ponto de vista
geo-econômico.



10 - CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

10 - CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

10.1 - Conclusões

O embasamento cristalino Pré-Cambriano ocupa cerca de 75% da área mapeada, estando representado pelas unidades lito-estratigráficas abaixo discriminadas:

- Complexos Caicó, Tamboril-Santa Quitéria e Independência: caracterizam-se por apresentar sequência para-metamórfica (migmatizada ou não), incluindo diversos tipos litológicos não individualizados na escala do atual mapeamento, além de estruturas profundamente intrincadas. As diversas unidades lito-estratigráficas aqui abordadas distinguem-se não somente pelas variações na intensidade de migmatização, mas também por constituírem diferentes associações litológicas com graus de deformação peculiares a cada complexo.

- Rochas Plutônicas Granulares agrupadas em três grandes sub-unidades: os granitóides, incluindo granodioritos, granitos e monzonitos; os sienitos e os gabróides englobando dioritos, gabros e ultrabásitos. Estas representações situam-se preferencialmente a norte do grande falhamento Tatajuba-Malta e são, na sua grande maioria, corpos concordantes como "trend" estrutural regional.

- Grupo Ceará constituindo uma sequência ectinítica epimetamórfica onde são distintos facies característicos de zonas de pressão baixa a intermediária. A norte da Falha de Aiuba domina a facies anfibolito de pressão intermediária cujo mineral crítico é a cianita. Nas demais manifestações deste grupo ocorre facies anfibolito de pressão baixa com presença de estauroлита, andaluzita, sillimanita e cordierita, gradando em certos locais (como nas zonas de Orós e Lavras da Mangabeira)

até a facies xistos verdes com associação clorita-sericita.

- Rochas filoneanas ácidas preenchendo fraturas a nelares e um cortejo singular de diques ácidos a intermediários, situado no extremo noroeste da área.

Os 25% do restante da região estudada são cobertos por terrenos sedimentares e vulcânicas filoneanas (em ínfima percentagem). Os depósitos paleozóicos pertencem ao Grupo Jai baras e ocupam os grabens do Cococi e de Sitiá. Com base no com portamento litoestrutural , logrou-se separar três unidades e correlacioná-las às formações Massapê, Pacujá e Aprazível.

- As coberturas mesozóicas compreendem as bacias in teriores do Rio do Peixe, Iguatu, Icó, Lima Campos, Pombal e Lavras da Mangabeira, e foram definidas como Grupo Rio do Pei xe. Seus sedimentos encontram-se geralmente condicionados a es truturas de graben e meio-graben, sendo individualizadas as formações Antenor Navarro, Souza e Rio Piranhas. Os resultados de análises palinológicas, efetuadas em diversas amostras cole tadas nestas bacias, permitiram uma correlação absoluta entre seus diversos níveis lito-estratigráficos. Estes estudos, no en tanto, revelaram-se insuficientes para definir se estas bacias representam relíquias preservadas de uma única antiga cobertu ra sedimentar, ou se constituem depósitos isolados de sedimen tação contemporânea.

Na Bacia do Apodi foram distintas as diversas forma ções constituintes do grupo homônimo. Identificou-se então uma unidade basal clástica denominada Formação Açu e outra supe rior, calcária - Formação Jandaíra. Sotoposta ao Grupo Apodi encontra-se a Formação Gangorra, não aflorante, detectada ape nas através de poços tubulares.

Os sedimentos cenozóicos de composição areno-silte - argilosa estão representadas pelas Formações Serra do Martins

e Faceiras, compondo o Grupo Barreiras; coberturas colúvio-eluviais; depósitos da Formação Moura e aluviões.

Alguns aspectos ligados à tectônica da área estudada serviram de parâmetros para o estabelecimento do modelo estrutural, tais como:

- Presença de blocos falhados ("fault blocks") ligados a um sistema de falhas de rejeito direcional.

- Padrão regmático cisalhante enquadrando-se perfeitamente nos estudos verificados no norte da América do Sul, onde um esforço compressional noroeste originou três importantes direções de falhas direcionais, quais sejam: a Falha de Oca, E-W e dextrógira, a Falha Magdalena, N-NW e levógira e a Falha de Bocono, NE e dextrógira. Suas correspondentes na área do Projeto seriam as falhas de Patos, Tauá e Senador Pompeu respectivamente; daí a utilização do modelo tectônico de padrão regmático, como o mais representativo para a área de trabalho do Projeto Rio Jaguaribe.

Associada a esta estruturação, o modelo geotectônico adotado baseou-se naquele difundido na África por Anhaeusser et alii (1969) segundo a conceituação de cinturões móveis ("mobile belts"), pois é o que parece responder satisfatoriamente ao grande número de problemas geológicos da área investigada.

No que tange aos aspectos atinentes à geologia econômica, destacam-se as seguintes observações:

Confirmada a continuidade para oeste, da Província Scheelitífera do Nordeste, até a porção central da área do projeto não ultrapassando, no entanto, a faixa delimitada pela Falha de Senador Pompeu.

Ocorrência de níveis de gipsita (por vezes associada a celestita) na porção média da Formação Jandaíra.

Verificada uma faixa grafitosa entre Acopiara e Solo

nópolis.

No estudo da Província Pagmatítica de Solonópolis foram identificadas duas áreas com características peculiares : uma lítio-berílio-tantalífera na região a norte da cidade e outra, estano-tantalífera, entre Nova Floresta e Feiticeiro.

É bastante sugestiva a possibilidade do prolongamento para oeste da faixa magnésífera de Orós-Iguatú-Jucás, devido a continuidade do condicionamento geológico-estrutural.

As ocorrências de amianto mais promissoras estão associadas a corpos ultrabásicos situados a sul da Falha Tatajuba-Malta, precisamente aquelas localizadas próximas de Iborepi, Aurora e Granjeiro.

A Bacia do Cococi revelou comportamento idêntico ao da Bacia de Jaibaras, embora não sejam observadas com nitidez evidências de atividades vulcânicas. Foram registradas ocorrências de minerais de cobre, associadas a veios de barita, que por sua vez pode constituir a fase apical do vulcanismo Parapuí.

As rochas plutônicas de composição diorítica gabroica da região Tauá-Iapí não revelaram, em superfície, indícios de mineralizações apesar do estudo geoquímico efetuado através dos métodos de prospecção aluvionar e prospecção geoquímica de solo em alguns perfis previamente selecionados.

10.2 - Recomendações

Apesar da confecção deste documento sobre a área estudada, alguns elementos precisam ser enfocados com maior detalhe visando, no futuro, melhor elucidação dos problemas desta parte do Nordeste Oriental, para maior conhecimento de suas

potencialidades econômicas. Daí são recomendados:

- Estudo das faixas do Grupo Ceará, visando um melhor conhecimento do seu comportamento geotectônico e possíveis mineralizações associadas, uma vez que suas litologias aproximam-se, em muitos locais, daquelas associações de rochas verdes, atualmente bastante investigadas no mundo.

- Detalhamento das "massas" plutônicas, objetivando estabelecer a sua petrogênese e relações com as encaixantes.

- Investigações mais detalhadas nas estruturas anulares das regiões de Várzea do Boi e Iapi.

- Apesar dos estudos de superfície até agora realizados nada revelarem, ficam sugeridas prospecções de sub-superfície por métodos indiretos de geofísica e geoquímica nas rochas básicas de Tauá-Iapi e na estrutura anelar a Leste de Catolé do Rocha.

- Amostragem sistemática para datações geocronológicas, visando estabelecer eventos cronológicos que ocorreram nas rochas pré-cambrianas.

- Estudos mais detalhados nas bacias interiores, com a finalidade de definir o seu caráter de bacia una fragmentada ou de bacias isoladas preenchidas concomitantemente.

- Estudo mais pormenorizado da Bacia do Apodi, visando localizar jazimentos de fosfato ou mesmo minerais sulfetados, associados a níveis redutores.

- Estudo geo-econômico na Bacia do Cococi para avaliar a potencialidade das mineralizações de cobre associadas a veios de barita.

- Verificar o possível prolongamento para oeste da faixa magnética de Iguatu-Orós-Jucás.

- Devido a grande extensão da área das ocorrências de grafita desde Solonópole até Acopiara, é merecedora de maior detalhamento, apesar da grafita ocorrer mais ou menos disseminada em faixas xistosas.

- Estudo mais detalhado, visando a definição dos corpos ultrabásicos de Tróia, da região de Lavras da Mangabeira-Granjeiro e nordeste de Potiretama.



11 - BIBLIOGRAFIA

ALBUQUERQUE, J.P.T - Inventário hidrogeológico do nordeste; folha 15: Jaguaribe - SE. Recife, SUDENE - Div. Documentação, 1970. 187 p. il. (Brasil. SUDENE. Série Hidrogeologia, 32).

ALBUQUERQUE, Odórico R. de - Magnesita no Ceará. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 1943. 1 p. (Relatório Técnico, 286).

ALBUQUERQUE, Paulo - Magnésia no Ceará. Eng. Miner. Metal., Rio de Janeiro, 6 (32). 96, 1941.

ALMEIDA, Fernando F.M. de - Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23º, Salvador, 1969, Anais... Salvador, Soc. Bras. Geol., 1969. p. 25 - 46.

- Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 1967. 36 p. (Boletim 241).

ALMEIDA, Fernando F.M. de et alii - Absolute age determinations from Northern Brazil. Geol. Soc. of Amer. Program. Annual Meeting.

- Granitic rocks of North East South America. Paris, UNESCO, 1967. 52 p.

ANDERY, Paulo A. - Relatório sobre a área sedimentar costeira do Rio Grande do Norte e Ceará. Bahia, Cons. Nac. Petrol., 1949. 26 p. (Relatório inédito)

ANDRADE, Geraldo F. de - Geologia e mineralogia da área de

Troia - CE. Relatório de graduação em Geologia. Recife ,
UFPE/Esc. Geol., 1969. 69 p. il.

ANDRADE, Rosa Maria G. de - Estudo geológico e petrográfico da região de Troia - Pedra Branca-CE. Relatório de Graduação em Geologia. Recife, UFPE/Esc. Geol., 1969. 44 p. il.

ANHAEUSSER, Carl R. - Archean metallogeny in Southern Africa. Economic Geology, 71 (1): 16-43, jan-feb, 1976.

ANHAEUSSER, Carl R. et alii - A reappraisal of some aspects of precambrian shield geology. Geol. Soc. Amer. Bull., 80: 2175-2200, nov. 1969.

ASSIS, Abelci D. de - Solânea, nova formação sedimentar do brejo Paraibano. João Pessoa, UFPB/Inst. Cent. Fil. Cien. Hum., 1964. 2 p.

ASSIS, Abelci D. de et alii - Geologia da região de Pocinhos e Bananeira, Paraíba. João Pessoa, UFPE/Esc. Geol., 1968. 109 p. il. (Relatório inédito).

BADGLEY, P. C. - Structural and tectonic principles. New York, Harper & Row Publishers, 1965 (c). 251 p. il. (Harper's Geoscience Series).

BARBOSA, Otávio et alii - Geologia econômica da parte da região do Médio São Francisco, Nordeste do Brasil. Recife, SUDENE. Div. Geol. 1964. 68 p. il.

BARRETO, Adel - Mapa geológico do município de Independência - CE. Recife, SUDENE - Div. Geol., 1971.

BARRETO, Adel - Sumário geológico da região rutilífera de Independência-CE. Recife, SUDENE - Div. Geol., 1967. p. 45 - 56 (Brasil. SUDENE. Boletim Estudos, 2).

BEURLIN, Karl - Bacias sedimentares no bloco brasileiro. Estudos Sedimentológicos, Natal, 1 (2) : 7 - 31, jul-dez, 1971.

_____ - O desenvolvimento paleogeográfico do Oceano Atlântico do Sul. Arquivos de Geologia, Recife, 2 : 21 - 36, 1962.

_____ - A estrutura geológica do Nordeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 21^o, Curitiba, 1967. Bol. Paranaense de Geociência, 26. Curitiba, 1967. p. 22 - 25.

_____ - A fauna do Calcário Jandaíra na região de Mossoró-RN. Rio de Janeiro, 1964 (b). 215 p. (Coleção Mossoroense).

_____ - Geologia da região de Mossoró. Rio de Janeiro, Edit. Pongetti, 1967. 215 p. 1 map. (in bolso (Coleção Mossoroense, Série C, 18)).

_____ - Observação geo-paleontológicas no Cretáceo do Rio Grande do Norte e Ceará, com descrição de amonóides. Mossoró, Pref. Mun. Diret. Divulg. Cult., 1961. 12 p. (Coleção Mossoroense, Série B, 58).

BEURLIN, Karl & MABESOONE, J. M. - Bacias cretácicas intra continentais do Nordeste do Brasil. Notícias Geomorfológicas, Campinas 9 (18): 19 - 34, dez. 1969.

BIGARELLA, J.J. & A'b SÁBER, A.N. - Palaogeographische und palaoklimatische Aspekte des Kanozoikums in Sudbrasilien. Zeitschr. Geomorph., Berlin, NF 8: 286-312, 1964.

BIGARELLA, J.J. & ANDRADE, G.O. de - Considerações sobre a estratigrafia dos sedimentos cenozóicos em Pernambuco (Grupo Barreiras). Arq. Inst. Ciên. Terra, Recife, 2: 2 - 14, 1964.

BLISS, N.W. - The need for a revised stratigraphic nomenclature in the Precambrian of Rhodesia. The Geol. Soc. South Africa, 71 : 205.

BODENLOS, Alfred J. - Magnezit deposits of central Ceará, Brazil. Geol. Surv. Bull, Washington, 962-C: 121-153, 1950.

BRANNER, J.C. - Geology of the North-East coast of Brazil. Bull. Geol. Soc. of Amer., New York, 13: 41-98, 1902.

BRASIL. DNPM - Carta geológica do Brasil ao milionésimo: folha Jaguaribe - SB.24, folha Fortaleza-SA.24. Texto explicativo por J.R.A. Dantas. Brasília, 1974. 74 p. il.

BRASIL. DNPM - O furo estratigráfico de Lagoa do Forno, Rio do Peixe - Sousa - Paraíba. Recife, 1970. n.p (Relatório técnico, 1284).

BRASIL. DNPM - Mapa geológico do Brasil. Escala 1:5.000.000. Rio de Janeiro, 1971. Mapa color.

BRASIL. DNPM/CPRM - Outras ocorrências nos estados da Paraíba e do Rio Grande do Norte. In: Contribuição ao estudo dos depósitos de scheelita do Nordeste. Recife, 1972. 25p. (inédito).

BRASIL. DNPM. Projeto RADAM - Folha SA.23 São Luís e parte da folha SA.24 Fortaleza; geologia, geomorfologia, solo, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1973, v. 3 ilust. 6 map. color (in bolso).

BRASIL. SUDENE/ASMIC - Grupo de estudos do Vale do Jaguaribe - In: - Estudo geral de base do Vale do Jaguaribe. Recife, 1967. v.7, p. 124-132.

BRAUN, Oscar P.G. - Contribuição a geomorfologia do Brasil Central. Revista Brasileira de Geografia. Rio de Janeiro, 32 (3) : 3-39, 1971.

_____ - Estratigrafia dos sedimentos da parte interior da região Nordeste do Brasil. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 1966. 76 p. (Boletim, 236).

_____ - Geologia da Bacia do Rio do Peixe - Nordeste do Brasil. Rio de Janeiro, PROSPEC/DNPM, 1969. 23 p. (Relatório inédito).

BRITO NEVES, Benjamin B. de - Elementos da geologia pré-cambriana do Nordeste Oriental. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27º, Aracajú, 1973. Anais ... Aracajú, Soc. Bras. Geol., 1973. p ?

BRITO NEVES, Benjamin B. de et alii - Reavaliação dos dados geocronológicos do Pré-Cambriano do Nordeste Brasileiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28º, Porto Alegre, 1974. Resumo das Comunicações, Porto Alegre, Soc. Bras. Geol., 1974. p. 548-551. (Boletim 1).

_____ - Regionalização geotec

- tônica do Pré-Cambriano Nordestino. Tese de Doutorado. São Paulo, 1975. 198 p. il.
- CALDASSO, Alfeu L. da Silva - Geologia da quadrícula. E-88-folha São João do Cariri-PB. Recife, SUDENE, Div. Doc. , 1968. 56 p. il. (Brasil. SUDENE. Série Geologia Regional, 10).
- CAMPOS, Márcio de - Projeto Tauá II. Relatório inédito (s identif). Fortaleza, CPRM/DNPM, 1971, 11 p.
- CAMPOS E SILVA, Antonio - O Grupo Barreiras na região de Natal. Natal, UFRN/Inst. Antropol. Câmara Cascudo, 1965. 4 p.
- CASSEDANE, Jacques P. et alii - Nota sobre celestita no riacho Tapuio. Min. Met., Rio de Janeiro, 55 (327): 98-105 , 1972.
- CHAVES, O. P. - Cobre em Pedra Branca, Picuí-PB. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, 1947. 49 p. (Boletim 81).
- COSTA, Mário Jorge et alii - Projeto Jaibaras: Relatório Final. Relatório inédito (s identif.). Recife, CPRM/DNPM , 1973. 5 v.
- COSTA, Waldir D. da & MELLO, Aroldo A. de - Geologia das quadrículas 1109 e 1110. Recife, CONESP/SUDENE, 1965. 24 p.
- Relatório sobre o mapeamento geológico das quadrículas 1109 e 1110 - fotointerpretação, trabalho de campo e estudo microscópico. Recife , CONESP, 1965. 24 p. (Relatório inédito).
- CRANDALL, Roderic - Geographia, geologia, suprimento d'água,

transporte e açudagem nos estados orientais do norte do Brasil, Parahyba, Rio Grande do Norte e Ceará. Rio de Janeiro, 1910. 137 p. (IFOCS - Serv. Geol. Série I. Publicação, 4).

CRUZ, Waldemir B. da - Geologia da região oeste de José de Alencar, Iguatu-CE. Relatório de Graduação em Geologia. Recife, CAGE/Esc. Geol., 1961. 45 p. il.

CRUZ, Waldemir B. da & FRANÇA, H.P.M. - Inventário hidrogeológico do nordeste; folha 14. Jaguaribe-SO. Recife, SUDENE, Div. Doc., 1970. 222 p. il. (Brasil. SUDENE, Série Hidrogeologia, 31).

CYPRIANO, José L. & NUNES, Aurimar de B. - Geologia da Baía Potiguar. Relatório inédito nº 3088 Maceió, PETROBRÁS, 1968. 93 p. il.

DUARTE, L. & SANTOS, R. da S. - Fósseis do arenito Açú. Mossoró, Pref. Mun./ Diret. Divulg. Cult., 1962. 12 p. (Coleção Mossoroense, Série B, nº 62).

EBERT, Heinz - Geologia do Alto Seridó : nota explicativa e folha geológica de Currais Novos. Recife, SUDENE - Div. de Documentação, 1969. 120 p. (Brasil. SUDENE. Série Geologia Regional, 11).

Geologia da Folha do Alto Seridó : folha de Currais Novos. Recife, SUDENE - Div. Geol., 1964. n.p (Boletim de Circulação Interna).

Observação sobre a subdivisão estratigráfica

e a idade do Pré-Cambriano no nordeste brasileiro. Eng. Miner. Metal., Rio de Janeiro, 46 (273) 111-112, 1967.

EBERT, Heinz - Pesquisa no polígono das secas. In: Brasil, DNPM. Relatório da Diretoria 1954. Rio de Janeiro, DNPM, 1955. p. 79-85.

_____ - The precambrian geology of the "Borborema" belt (state of Paraíba and Rio Grande do Norte; Northeast Brazil) and the origin of its mineral resources. Geol. Rundschau, Stuttgart, 59(3): 1299 - 1326, 1970.

_____ - A subdivisão estratigráfica e tectônica do Pré-Cambriano no Rio Grande do Norte e Paraíba. Eng. Miner. Metal., Rio de Janeiro, 43 (253): 37-38, 1966.

FARINA, Mário - Panorâmica da tipologia dos depósitos minerais do Nordeste do Brasil. Recife, CPRM 1974. 60 p. il.

_____ - Prognóstico metalogenético das sequências sedimentares do Nordeste Brasileiro. Recife, CPRM, 1975. 30 p. il.

FERREIRA, Evaldo O. - Carta tectônica do Brasil: nota explicativa. Rio de Janeiro, DNPM, 1972, 33 p. (Boletim 1).

FERREIRA, José A.M. - Considerações sobre a nova estratigrafia do Seridó. Eng. Miner. Metal., Rio de Janeiro, 45(265): 25-28, 1967 a.

FERREIRA, José A. M. - Geologia da quadrícula de Caicó: folha E-06-2- Rio Grande do Norte e Paraíba. Recife, SUDENE-Div. de Geologia, 1967 b. 46 p. (Brasil, SUDENE. Série Geologia Regional , 5).

FERREIRA, José A.M. & ALBUQUERQUE, José do P.T. - Sinopse da geologia da folha Seridó. Recife, SUDENE - Div. de Geologia , 1969. 52 p. il. (Brasil, SUDENE. Série Geologia Regional, 18).

FONSECA, Marcelo R.C.B. da - Geologia e tectônica da área de Tróia-CE. Relatório de Graduação em Geologia. Recife , UFPE/Esc. de Geologia, 1969. 47 p. il.

FORTES, Fernando P. & Oliveira, João C. de - Projeto Cococi. Relatório Final: folha de Arneiroz-SB.24-Y-B-I. Relat. Inédito, [s. ident.]. Recife, DNPM/CPRM, 1974. v.2 il.

GOMES, Hermanilton A. - Comportamento geoquímico do fluor em solcs da área de ocorrência de fluorita em Solonópole-CE. In: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE , Fortaleza, 1975. Resumo das Conferências comunicações e roteiro de execução. Fortaleza, Soc. Bras. Geol., 1975. p. 50-51 (Boletim Especial).

HERMANN, Egnar - Resumo da geologia da quadrícula de Cra- teús-CE. Recife, SUDENE - Div. de Geologia, 1967. p.39-45 (Brasil, SUDENE. Boletim de Estudos, 2).

HOLMES, Arthur - The sequence of pré-cambrian orogenic belts in South and Central Afric. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL

CONGRESS LONDON, 1951. Part. London, 1951. p. 254-269.

ISSLER, R. & JOST, M. - Geologia econômica das rochas ultra-básicas. s.n.t. 14 p.

JENKINS, O. P. - Geology of the region about Natal, Rio Grande do Norte, Brazil. Amer. Philos. Soc. Proceed., Philadelphia, 52:431-466, 1913.

JOHNSTON JR., N.D. - Pegmatitos ambligonita-berilo-tantalíferos do Ceará, Nordeste do Brasil. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, 1954, 32 p. (Avulso, 66).

KEGEL, Wilhelm - Contribuição ao estudo da Bacia Costeira do Rio Grande do Norte. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 1957. 32 p. (Boletim, 170).

- A estrutura geológica do Nordeste do Brasil. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 1965. 47 p. il. (Boletim, 227).

KEGEL, Wilhelm et alii - Estudos geológicos no norte do Ceará. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 1958. 52 p. (Boletim, 184).

KING, Lester C. - A geomorfologia do Brasil Oriental. Rev. Bras. Geografia, Rio de Janeiro, 18 (2): 147-256, abr./jun. 1956.

KREIDLER, W. L. & ANDERY, P.A. - Geologia. Costa do Nordeste. In: Cons. Nac. Petróleo. Relatório de 1949. Rio de Janeiro, 1950. p 86-90.

- LEAL, O. - Inventário hidrogeológico do Nordeste, folha 9 : Jaguaribe-NO, Recife, SUDENE - Div. Documentação, 1970 . 178 p. (Brasil. SUDENE. Série Hidrogeologia, 29).
- LEONARDOS, Othon H. - Asbesto no Ceará e Rio Grande do Norte. Eng. Miner. Metal., Rio de Janeiro. 4(19):58, maio / jun. 1939.
- _____ - Magnesita no Brasil. Eng. Miner. Metal., Rio de Janeiro, 7 (37):35-38. maio/abr. 1943.
- _____ - Ocorrência de fluorita no Ceará . Eng. Miner. Metal., Rio de Janeiro, 11 (62):103.1946.
- LINS, R.C. & ANDRADE, G.O. de - Os rios da carnaúba; I - o rio Mossoró(Apodi). Recife, 1960. 180 p.
- MABESOONE, J. M. - Relief of northeastern Brazil and its correlated sediments. Geomorph. Zeitsch. 10 Berlin, 419 - 453, 1966.
- MABESOONE, J. M. & CAMPOS e SILVA, A. - Formação Moura: depósito correlativo do interior do nordeste. Estudos Sedi mentalógicos. Natal, 2 (112) : 35-41, jan/dez, 1972.
- MABESOONE, J. M. & CASTRO, C. de - Desenvolvimento geomorfológico do Nordeste Brasileiro. Bol. Nucl. Nord. Soc. Bras. Geol., Recife, 3: 5-36, 1975.
- MABESOONE, J. M. et alii - Estratigrafia e origem do Grupo Barreiras em Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Nor

te. Rev. Bras. de Geociências. São Paulo , 2(3):173-188 ,
1972.

MABESOONE, J. M. et alii - Geologia da Bacia Jaibaras, Ceará. Recife, UFPE/Inst. Geoc., 1971. (Série Boletim de Estudos e Pesquisas, 2).

MANOEL FILHO, João - Inventário hidrogeológico do nordeste, folha 10: Jaguaribe-NE. Recife, SUDENE, Div. de Documentação, 1970. 343 p. (Brasil. SUDENE. Série Hidrogeologia , 30).

MAURY, C.J. - Fósseis Terciários do Brasil, com descrição de novas formas cretáceas. Rio de Janeiro, Serv. Geol. mineral. 1924. (Monografia, IV)

_____ - Fossil invertebrata from northeastern Brazil. Bull. Amer. Museum Nat. Hist. 67(4) : 123-179, 1934.

MEHNERT, K.R. - Migmatites and the origin of granitic rocks. New York, Elsevier Publishing, 1968. 393 p.

MELLO, Aroldo A. de - Sobre a geologia do Pré-Cambriano dos estados orientais do Nordeste Brasileiro e a aplicação de conceito de "série de facies metamórfica". In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27º, Aracaju, 1973. Resumo das comunicações. Aracajú, Soc. Bras. Geol., 1973. p.40-43.

MELLO, Aroldo A. de & MELLO, Zenaide F. de - - Metamorphic zoning in the Seridó region, Northeastern Brasil. Rev. Bras. Geociências, 4 (1) : 1-14, 1974.

_____ - A série de fa

- cies metamórfica do tipo andaluzita-sillimanita do Alto Seridó. Rev. Assoc. Geol. Pernambuco. Recife, 1 (3):5-7, out./dez. 1971.
- MELLO, Aroldo A. de & SIQUEIRA, Luiz P. de - Novas considerações sobre a geologia do Pré-Cambriano de Pernambuco Oriental. Rev. Assoc. Geol. Pernambuco, Recife : 1 (2) : 32-41, jul/set. 1971.
- MELLO, Zenaide F. de & MELLO, Aroldo A. de - A série de facies metamórfica da zona de Orós, Ceará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27º, Aracaju, 1973. Resumo das Comunicações. Aracaju, Soc. Bras. Geol., 1973. p. 79-81 (Boletim, 1).
- _____ - Zoneamento, metamórfico no Alto Seridó, R.N. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26, Belém, 1972. Resumo das Comunicações. Belém, Soc. Bras. Geol., 1972. p. 206.
- MEUNIER, A. R. - Succession stratigraphique et passages latéraux dus au métamorphisme dans la série Ceará Antécambrien du Nord-Est brésilien. C.R. Acad. Sc. Paris, 259, 3796 - 3799, 1964.
- MIYASHIRO, A. - Evolution of metamorphic belts. Journ. Petrol., 2: 277-311, 1961.
- MOODY, J.M. & HILL, M. J. - Wrench-fault tectonics. Bull. Geol. Soc. Amer., 67: 1207-1246, set. 1956.
- MORAES, Luciano J. de - Cobre, estanho e outros minerais

em Picuí e Soledade, Paraíba do Norte. Rio de Janeiro ,
DNPM/DFPM, 1938. 27 p. il. (Boletim, 28).

MORAES, Luciano J. de - Serras e montanhas do nordeste. Bol.
IFOCS, Rio de Janeiro, 58 (2), 1924.

MORAES, Luciano J. de et alii - Reconhecimento fotogeológico
co da região Nordeste do Brasil : folha de Arneiroz - SB.
24-N. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, 1962 | mapa fotogeológico
com nota explicativa, escala 1:250.000 |.

Reconhecimento fotogeológico da
região Nordeste do Brasil: folha de Crateús-SB.24-H. Rio
de Janeiro, DNPM/DFPM, 1962. | mapa fotogeológico com nota
explicativa: escala 1:250.000 |.

Reconhecimento fotogeológico
co da região Nordeste do Brasil: folhas Currais Novos, Cai
có e Orós. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, 1960. 19 p. il (A-
vulso, 83).

Reconhecimento fotogeológico
co da região Nordeste do Brasil, folha de Iguatu -SB.24-O.
Rio de Janeiro, DNPM/DGPM, 1962. | Mapa Fotogeológico com
nota explicativa, escala 1:250.000 |.

Reconhecimento fotogeológico
co da região Nordeste do Brasil. folha de Jaguaribe -
SB.24-J. Rio de Janeiro, DNPM, DFPM, 1963. | Mapa fotogeoló
gico com nota explicativa, escala 1:250.000 |.

Reconhecimento fotogeológico

co da região Nordeste do Brasil, folha de Mossoró-SB24-K.
Rio de Janeiro, DNPM, DFPM, 1963. | Mapa fotogeológico com
nota explicativa, escala 1:250.000|.

MORAES, Luciano J. de et alii, - Reconhecimento fotogeológico da região Nordeste do Brasil, folha de Quixeramobim-SB.24-I. Rio de Janeiro, DNPM, DFPM, 1962. | Mapa fotogeológico com nota explicativa, escala 1:250.000|.

MORAES, João F.S. de et alii - Projeto levantamento dos recursos minerais do Estado do Ceará - Programa minerais industriais. Relatório Final. Relatório inédito |s. ident | Governo do Estado do Ceará/CPRM. Recife, p. CPRM, 1973 .
2 v. il.

NEWTON, A.R. - Correlation and nomenclature in the Precambrian. The Geol. Soc. South Africa, 71: 215-224, 1968.

OLIVEIRA, A.I, de & LEONARDOS, O.H. - Geologia do Brasil .
2ª ed. Rio de Janeiro, Minist. da Agricult., 1943. n.p.

OLIVEIRA, Euzébio P. de. - História e pesquisa do petróleo no Brasil (obra póstuma). Rio de Janeiro, Minist. da Agricult. 1940, 205 p.

- Nota preliminar sobre as jazidas de cobre de Pedra Branca, Estados da Paraíba e Rio Grande do Norte. In:- Rio de Janeiro, 1923 p. 75-114.(Boletim,1).

OLIVEIRA, João C. de et alii - Projeto Cococi: relatório final integrado. Relatório Inédito |s. ident.|, Recife ,
DNPM/CPRM, 1974, v.5 il.

OLIVEIRA, P.E. de & ANDRADE RAMOS, J. R. de - Geologia das quadrículas de Recife e Pontas de Pedra. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 1956 ? (Boletim 151).

POVOAS, Nilson de Oliveira - Projeto Fosfato: relatório anual. Recife, DNPM - 4º Distrito, 1969. 45 p. ilustr. 1 map. (in bolso).

REBOUÇAS, Aldo da C. et alii - Bacia Potiguar: estudo hidrogeológico. Recife, SUDENE- Div. Documentação, 1967. 2 v. il. (Brasil. SUDENE. série Hidrogeologia, 15).

ROD, E. - Application of principles of wrench fault tectonics of Moody & Hill to Northern South America. Bull. Geol. Soc. Amer. 69:933-936, jul. 1958.

_____ - Strike-slip of continental importance in Bolívia. Bull. Amer. Assoc. Pet. Geol., 44 (1) : 107-108, jan. 1960.

ROLFF, P.A.M.A. - Geologia da província tântalo-glucínifera da Borborema. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, 1945 ? (Boletim 73).

SANTOS, A.S. & UESUGUI, N. - Distribuição dos esporomorfos da Bacia Potiguar. Relatório inédito, n 559, Maceió, PETROBRÁS, 1967. 15p.

SANTOS, Edilton J. dos - Contribuição ao estudo da geologia da quadrícula de Açu. Recife, SUDENE - Div. de Documentação, 1968. 116 p. il. (Brasil. SUDENE. Série Geologia Regional, 6).

_____ - As feições estruturais da Folha Ar

- coverde, Pernambuco o mecanismo dos falhamentos da zona "transversal". Min. Met, Rio de Janeiro 53(313). 35-40, jan. 1971.
- SANTOS, Edilton J. dos - O modo de evolução de alguns migmatitos dos arredores de Belém e Brejo do Cruz, Paraíba. Recife, SUDENE - Div. de Documentação, 1969. 40 p.il.(Brasil. SUDENE. Série Especial, 8).
- SANTOS, Edilton J. dos et alii - Mapa geológico preliminar do Estado do Ceará. Escala 1.500.000. Recife, CPRM, 1972. Mapa color.
- SCHALLER, M. - Relatório final do poço PA-1-RN. Maceió, PETROBRÁS, DEX/DPNE. 1967. (Relatório de Poço, 977).
- SCHALLER, H. & SAMPAIO, A. - Introdução a estratigrafia cretácica da Bacia Potiguar. Bol. Tecn. PETROBRÁS, Rio de Janeiro, 11 (1): 19-44, jan/mar., 1968
- SCORZA, Evaristo P. - Província pegmatítica da Borborema. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 1944. 58 p. (Boletim, 112).
- SILVEIRA, Romeu Bento - Apreciação hidrogeológica da região de Lajes-RN, quadrícula 960. Recife, CONESP, 1967. 50 p. ilustr. (Relatório técnico, 15).
- SMALL, H. - Geologia e suprimento de água subterrânea no Ceará e parte do Piauí. 2ª ed., Rio de Janeiro, 1913 (IFOCs. Serv. Geol. Serie I-D, n. 25).
- SOUZA, Ebenézer M. de et alii - Projeto levantamento dos recursos minerais do Estado do Ceará. Programa de áreas peg

- matíticas. Relatório Inédito |s. ident. |, Recife , CPRM ;
1973. 2 v. il.
- SUSZCZYNSKI, Édison F. - Considerações sobre a evolução tectônica-orogênica da parte oriental do escudo brasileiro. SUDENE. Bol. Rec. Nat., Recife, 4 (3/4) : 371-416, jul/dez. 1966.
- TORRES, Helton H. F. et alii - Projeto Tungstênio/ Molibdênio - área de Senador Pompeu. Relatório Final. Relatório Inédito, |s. ident. |, In : - Recife, DNPM/CPRM, 1973. p.242-256.
- VANDOROS, P. & COUTINHO, J.M.V. - Estudo geológico e geocronológico da área de São Gonçalo, Paraíba. Bol. Soc. Bras. Geol., São Paulo, 15 (4) : 15-27, 1966.
- WHITE, C.A. - Contribuição à paleontologia do Brasil. Rio de Janeiro, Arq. Mus. Nac., 1887. 273 p.