


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

PROJETO FORTALEZA
RELATÓRIO FINAL
G E O L O G I A
VOLUME - I

PHL 13641

	ap	SUREMI SEDOE
ARQUIVO TÉCNICO		
Relatório n.º	664-S	
N.º de Volumes:	11 v: 1	
OSTENSIVO		

Antonio de Pádua Gelenske Braga
Cesar Augusto Bittencourt Passos
Ebenézer Moreno de Souza ✓
José Bernardino de França ✓
Marcelo de Freitas Medeiros ✓
Valdomir Alves de Andrade ✓



COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS

DIRETORIA DA ÁREA DE PESQUISA
SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL/RECIFE

PROJETO FORTALEZA

Chefe do Projeto: Antonio de Pádua Gelenske Braga ✓

Equipe Executora: Antonio Marcos Vitória de Moraes ✓

Cesar Augusto Bittencourt Passos ✓

Ebenézer Moreno de Souza ✓

João Bosco Andrade de Moraes ✓

José Bernardino de França ✓

Marcelo de Freitas Medeiros ✓

Pedro Alcântara B. Ribeiro do Vale

Valdomir Alves de Andrade ✓

Colaboração Especial: Aroldo Alves de Mello ✓

Carlos Alberto C. Lins ✓

"In Memoriam"

a IVANUEL FORTUNATO BACCHIEGGA

(1948 - 1977)

geólogo e amigo,

que iniciou esta obra

PROJETO FORTALEZA

RELATÓRIO FINAL

- ÍNDICE DOS VOLUMES -

VOLUME I - GEOLOGIA

Apresentação

Resumo

Abstract

Introdução

Clima, vegetação, hidrografia

Geomorfologia

Estratigrafia

Geologia Estrutural

Geologia Histórica

Geologia Econômica

Prospecção Geoquímica e Aluvionar

Conclusões e Recomendações

Bibliografia

Ilustrações fotográficas

VOLUME II - ANEXOS

Mapas geológicos

Mapa metalogenético

Mapas de anomalias geoquímicas

em sedimentos ativos de corrente

Mapa de compartimentos geoquímicos

Mapas de concentração de minerais pesados

nos sedimentos de corrente.

- VOLUME III - APÊNDICE A - PARTE I
Fichas de cadastro de ocorrências minerais
e localização em fotos aéreas
- VOLUME III - APÊNDICE A - PARTE II
Fichas de cadastro de ocorrências minerais
e localização em fotos aéreas
- VOLUME IV - APÊNDICE B
Fichas de descrição de afloramentos CB, IB
e FP
- VOLUME V - APÊNDICE C
Fichas de descrição de afloramentos FM
- VOLUME VI - APÊNDICE D
Fichas de descrição de afloramentos MS e MV
- VOLUME VII - APÊNDICE E
Fichas de descrição de afloramentos PV
- VOLUME VIII - APÊNDICE F
Fichas de Análises (Petrográficas, Concentra
do, Raios - X e Sedimentológicas)
Mapas de pontos de afloramentos
Mapas de pontos de sedimento de corrente
Mapas de pontos de concentrado de bateia
- VOLUME IX - APÊNDICE G
Resultados de análises geoquímicas
- VOLUME X - APÊNDICE H
Listagem dos dados geoquímicos e
mineralógicos



A P R E S E N T A Ç Ã O

O presente volume diz respeito à descrição da Geologia da área do Projeto Fortaleza. Compreende texto e ilustrações pertinentes às quatro folhas geológicas SA.24-Y-D (Sobral), SA.24-Z-C (Fortaleza) SB.24-V-B (Quixadá) e SB.24-X-A (Aracati), mapeadas na escala 1/250.000, e o mapa geológico integrado na escala 1/500.000.

A área investigada, com aproximadamente 53.000 Km², limita-se pelas coordenadas 3° a 5° de latitude sul e 37° 30' a 40° 30' de longitude oeste, incluindo parte dos Estados do Ceará e Rio Grande do Norte, na região Nordeste do Brasil.

O Projeto Fortaleza tem por objetivos básicos além do mapeamento geológico sistemático regional, incluindo análise fotogeológica, etapas de campo, descrições de afloramento, coleta de amostras para estudo em laboratório, cadastramento e caracterização da tipologia dos recursos minerais, realizar uma prospecção geoquímica regional e estudo mineralógico de concentrado de batéia.

A realização do projeto foi autorizada pelo Departamento Nacional da Produção Mineral-DNPM, através da Solicitação de Serviço DNPM/CPRM nº 86/74, de 21/01.74, 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 a cargo de equipe técnica da Superintendência Regional de Recife, sob a condução do Departamento de Geologia (DEGEO) da CPRM e fiscalização por parte do 4º Distrito do DNPM do Ministério das Minas e Energia.



S U M Á R I O

1 - RESUMO	1
2 - ABSTRACT	4
3 - INTRODUÇÃO	7
3.1 - Histórico	8
3.2 - Objetivos	10
3.3 - Localização e Acesso	11
3.4 - Aspecto Sócio-Econômico	12
3.5 - Metodologia de Trabalho	13
3.6 - Dados Físicos de Produção	15
3.7 - Trabalhos Anteriores	15
4 - CLIMA, VEGETAÇÃO E HIDROGRAFIA	20
4.1 - Clima	20
4.2 - Vegetação	21
4.3 - Hidrografia	24
5 - GEOMORFOLOGIA	27
6 - ESTRATIGRAFIA	36
6.1 - Considerações Gerais	37
6.2 - Unidades Estratigráficas	41
6.2.1 - Complexo Caicó	41
6.2.2 - Rochas Plutônicas Granulares	52
6.2.2.1 - Granitóides	53
6.2.2.2 - Gabróides	59
6.2.2.3 - Sienito	64

6.2.3 - Complexo Tamboril/Santa Quitéria.....	64
6.2.4 - Complexo Independência	71
6.2.5 - Grupo Ceará	77
6.2.6 - Diques Ácidos	95
6.2.7 - Granitóides tipo Meruoca	96
6.2.8 - Grupo Jaibaras	101
6.2.8.1 - Formação Massapê.....	103
6.2.8.2 - Formação Pacujá	104
6.2.8.3 - Formação Parapuí	105
6.2.8.4 - Formação Aprazível	107
6.2.9 - Formação Serra Grande.....	108
6.2.10 - Grupo Apodí	110
6.2.10.1 - Formação Açu	113
6.2.10.2 - Formação Jandaíra	119
6.2.11 - Vulcanismo Alcalino	123
6.2.12 - Diques básicos	138
6.2.13 - Grupo Barreiras	140
6.2.13.1 - Grupo Barreiras Indiviso..	142
6.2.13.2 - Formação Faceira	150
6.2.14 - Coberturas Colúvio-Eluviais Indife- renciadas	154
6.2.15 - Sedimentos Litorâneos	157
6.2.15.1 - Paleo-dunas	158
6.2.15.2 - Dunas Móveis	159
6.2.15.3 - Arenitos fluvio-marinhos..	160
6.2.16 - Aluviões	163
7 - GEOLOGIA ESTRUTURAL	166
7.1 - Considerações Gerais	167

7.2 - O Modelo Adotado	167
7.3 - Os Principais Falhamentos	170
7.4 - O Estilo dos Dobramentos	178
7.5 - Aspectos Tectônicos das Rochas Plutônicas....	189
7.5.1 - Os Plutões Concordantes	189
7.5.2 - Os Plutões Discordantes	194
7.5.3 - Intrusivas Fissurais	195
8 - GEOLOGIA HISTÓRICA	197
9 - GEOLOGIA ECONÔMICA	202
9.1 - Considerações Preliminares	203
9.2 - Cadastramento Mineral	206
9.2.1 - Amianto	207
9.2.2 - Barita	216
9.2.3 - Calcário	218
9.2.4 - Caulim	221
9.2.5 - Cianita	222
9.2.6 - Diatomito	224
9.2.7 - Ferro	226
9.2.8 - Grafita	228
9.2.9 - Manganês	232
9.2.10 - Minerais de Pegmatito	241
9.2.10.1 - Ametista	242
9.2.10.2 - Berilo	243
9.2.10.3 - Columbita-Tantalita.....	243
9.2.10.4 - Feldspato	244
9.2.10.5 - Minerais de lítio	245
9.2.10.6 - Moscovita	246
9.2.10.7 - Quartzo róseo	247
9.2.10.8 - Rubelita	248

9.2.11 - Talco	248
9.2.12 - Urânio e Fosfato	252
9.2.13 - Vermiculita	255
9.3 - Esboço Metalogenético	258
9.4 - Áreas Prospectivas	270
10 - PROSPECÇÃO GEOQUÍMICA E ALUVIONAR	275
10.1 - Introdução	276
10.2 - Metodologia	277
10.2.1 - Técnica de Amostragem	277
10.2.2 - Preparação das Amostras e Técnica Analítica	278
10.2.3 - Interpretação dos Dados	280
10.3 - Apresentação e Interpretação dos Resultados de Sedimento de Corrente	282
10.3.1 - Introdução	282
10.3.2 - Cálculo dos Estimadores	283
10.3.3 - Associação Paragenéticas	284
10.3.4 - Mapas Geoquímicos	285
10.4 - Concentrados de Bateia	301
10.4.1 - Introdução	301
10.4.2 - Mapas de Concentração de Minerais Pesados	303
10.5 - Zona Anômala do Rio Jacurutu	307
10.6 - Zona Anômala da Serra do Gavião - Serra do Céu	309
11 - CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	313
12 - BIBLIOGRAFIA	322



PROJETO FORTALEZA - RELATÓRIO FINAL

RELAÇÃO DAS FIGURAS

- Fig. 1 - Mapa de Localizaçãoentre as págs. 11 e 12
- Fig. 2 - Minerais índices de metamorfismo.... págs. 93 e 94
- Fig. 3 - Correlação crono-estratigráfica dos sedimentos cretáceos das bacias de Barreirinha e Potiguar págs.113 e 114
- Fig. 4 - Descrição de afloramento (Faz. Vieira à NE) págs.114 e 115
- Fig. 5 - Ficha de sondagem (Faz. Belém)..... págs.115 e 116
- Fig. 6 - Mapa de isópacas da Formação Açu ... págs.115 e 116
- Fig. 7 - Descrição de afloramento (Faz. Vieira) págs.115 e 116
- Fig. 8 - Descrição de afloramento (Carrapateira - Mundé) págs.115 e 116
- Fig. 9 - Quadro cronológico comparativo das unidades estratigráficas da Bacia Potiguar..... págs.118 e 119
- Fig.10 - Descrição de afloramento (Faz. Arapuaá - Gurgel) págs.120 e 121
- Fig.11 - Polígonos estrelados de Brögger (Alcalinas) págs.137 e 138
- Fig.12 - Descrição de afloramento págs.146 e 147
- Fig.13 - Perfil de sondagem (Formação Faceira - Mun. Russas) págs.151 e 152
- Fig.14 - Deslocamento de blocos na América do Sul e padrão de falhas direcionais do Norte da América do Sul págs.168 e 169
- Fig.15 - Diagrama generalizado das principais falhas págs.169 e 170
- Fig.16 - Padrão de falhas direcionais de parte da região págs.170 e 171

Fig.17 - Mapa estrutural da área do Projeto Fortaleza	págs.173 e 174
Fig.18 - Microdobramento nas litologias do Grupo Ceará a NW de Massapê	págs.174 e 175
Fig.19 - Comportamento da Sinclinal ectinítica do Grupo Ceará na faixa Umirim-Aç. Caxitoré	págs.183 e 184
Fig.20 - Ficha de Campo - Amostra Geoquímica.	págs.278 e 279
Fig.21 - Estimuladores da População, Parâmetros Descritivos e Comparativos	págs.282 e 283
Fig.22 - Gráfico de Correlações	págs.284 e 285
Fig.23 - Concentrado de Bateia - Sumário dos Estimadores	págs.302 e 303
Fig.24 - Esboço Geológico das Anomalias de Sn, W, Mo, Bi e Nb da Região do Rio Jacurutu	págs.308 e 309
Fig.25 - Esboço Geológico das Anomalias de Nb, Bi, La, Cu, Zn, V e Ni da Região da Serra do Céu - Ga vião	págs.310 e 311
Fig.26 - Histogramas	págs.312 e 313
Fig.27 - Histogramas	págs.312 e 313
Fig.28 - Histogramas	págs.312 e 313



1 - RESUMO

1 - RESUMO

O Projeto Fortaleza, concebido nos termos do Convênio/DNPM/CPRM, abrange uma superfície de aproximadamente 53.000 km². Apresenta uma compleição geológica marcada por eventos iniciados no Pré-Cambriano que se sucederam até os tempos atuais, com incursões esporádicas no Paleozóico, Mesozóico e Cenozóico.

Os terrenos pré-cambrianos constituem a maior parte da área mapeada, estando representados por rochas metamórficas desde metapelitos da facies xistos verdes até termos extremos, incluindo culminações graníticas com representações transitórias, amplamente difundidas. Compreendem as seguintes unidades: Rochas Plutônicas Granulares reunindo corpos granitóides, sieníticos e grabóides; Complexo Tamboril/Santa Quitéria caracterizado por uma estrutura de domo gnáiss se-granítico englobando rochas altamente migmatizadas com núcleos granitizados; Complexo Caicó constituído predominantemente por gnaisses e migmatitos; Complexo Independência representado por uma sequência essencialmente para-gnáissica e Grupo Ceará constituído de uma sequência ectinítica tendo na base quartzitos, sobrepondo-se gnaisses, xistos e filitos com lentes de calcário cristalino ora no topo ora na base dos metapelitos. As rochas filoneanas tais como pegmatitos, veios de quartzo e sílica criptocristalina representam o derradeiro evento pré-cambriano na área do projeto.

O Cambro/Ordoviciano está representado pelas intrusões graníticas das serras da Meruoca e da Barriga e outros pequenos corpos situados a nordeste de Santa Quitéria, e pela sequência molássica do Grupo Jaibaras associada

a uma "suíte" de rochas vulcânicas, delimitada por estruturas do tipo graben.

Sedimentos conglomeráticos da Formação Serra Grande, de idade siluro/devoniana, acham-se preservadas na área, também em graben.

O Mesozóico está representado por sedimentos clásticos da Formação Açu e carbonáticos da Formação Jandaíra, componentes do Grupo Apodi, de idade cretácea.

O Cenozóico engloba rochas vulcânicas ácidas e básicas, coberturas colúvio-eluviais, sedimentos do Grupo Barreiras, dunas e aluviões.

Estruturalmente, a área se enquadra no modelo de cinturões móveis (mobile belts), sendo seccionada em blocos por falhamentos transcorrentes de modelo reynagênico. O comportamento destes blocos não é independente, obedecendo ao padrão regional da foliação, de direção NE os quais apresentam-se constituídos por rochas altamente migmatizadas, com algumas estruturas dômicas, podendo, entretanto, possuir sinclinais de rochas ectiníticas. Na região de Sobral ocorrem, particularmente, estruturas afundadas do tipo graben.

Foram registradas inúmeras ocorrências minerais representadas por amianto, barita, calcário, caulim, cianita, diatomito, ferro, grafita, manganês, ametista, berilo, columbo-tantalita, feldspato, lepidolita, espodumênio, ambligonita moscovita, urânio associado a fosfato e vermiculita, algumas das quais, mercê de melhores estudos, podem apresentar reservas substanciais.



2 - ABSTRACT

2 - ABSTRACT

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 essentially by gneiss and migmatites, with relicts of limestones and quartzites. Granular plutonic rocks represented by granitoids and gabroids. The Independência complex with various types of gneiss, crystalline limestones, amphibolites and schists, embraces sequences formed by isochemical metamorphism. The Ceará Group is constituted at the base by quartzites followed by metapelites and limestones. Pegmatites and quartz veins are also considered to be in relation with the Precambrian units.

The Jaibaras Group is related to sediments with high diagenesis whose character is in relation with molasse tectonic phase of the mainly diastrophic event of the area.

The sedimentary cover of Mesozoic and Cenozoic age is represented mainly by "Apodi Group" and Barreiras Group.

The dikes of Post-Cretaceous age represent manifestations of basic volcanism of "Cabugi type" and alkaline rocks with sodium character which occur in plugs too (phonolites).

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 process observed is in accordance with the definition of mobile belts sugested to the area.



Various occurrences such as calcareous, talc, gra
phite, kyanite, iron ore, manganese ore, minerals of pegma-
tite, vermiculite, uranium and phosphate (apatite) were
registered.



3 - INTRODUÇÃO

3 - INTRODUÇÃO

3.1 - Histórico

O Projeto Fortaleza foi desenvolvido no período de 1975/1977, obedecendo o disposto no Manual Técnico do DNPM, normas e instruções da CPRM, referente aos projetos básicos, incluindo mapeamento geológico regional das folhas Sobral, Fortaleza, Quixadá e Aracati, na escala 1/250.000, e reconhecimento geoquímico regional, na densidade aproximada de 1 amostra/50 Km², associado a prospecção aluvionar também regional, na densidade aproximada de 1 amostra/70km².

Os trabalhos foram executados pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM, de conformidade com os termos do Convênio firmado entre o Departamento Nacional da Produção Mineral - DNPM e a CPRM, conforme dispõe o artigo 23, alínea b e Parágrafo Único, do Decreto-Lei nº 764, de 15 de agosto de 1969.

A programação original do projeto previa um prazo de 720 dias, desde seu início operacional, em 1º de fevereiro de 1975, porém em face de problemas climáticos na região, sua execução foi reprogramada, dilatando-se para 870 dias o prazo para conclusão dos trabalhos.

A fase operacional do projeto teve o início com os serviços de fotointerpretação preliminar e compilação bibliográfica, cujos resultados foram apresentados no Relatório Preliminar, concluído em agosto de 1975. Esta fase contou com a participação dos geólogos Ivamuel Fortunato Bacchiegga, então Chefe do Projeto, Antonio Marcos Vitória

de Moraes, Fernando da Silva Prado, Marcelo de Freitas Medeiros e Pedro de Alcântara B. Ribeiro do Vale. Colaboraram ainda, eventualmente, os geólogos Fernando Parentes Fortes, Edgard Lázaro de Andrade Filho, Francisco Leal Barros e Cícero Alves Ferreira. 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 trabalhos de campo, compreendendo serviços de mapeamento geológico, prospecção geoquímica e cadastramento de ocorrências minerais, foram realizados em duas etapas de períodos intermitentes.

Na Etapa de Campo I, desenvolvida no período de agosto a novembro de 1975, passaram a integrar a equipe do projeto os geólogos César Augusto Bittencourt Passos e Valdomir Alves de Andrade, este último em substituição ao geólogo Fernando da Silva Prado. O relatório correspondente a esta fase - Relatório de Progresso Etapa de Campo I - foi concluído em maio de 1976.

A Etapa de Campo II foi reprogramada em função do final deste evento (maio de 1976) coincidir com a estação chuvosa na região. Assim, os períodos de campo foram reescaloados até fins de setembro e revisão final para o mês de novembro seguinte. No decorrer desta fase os geólogos Pedro de Alcântara B. Ribeiro do Vale e Ivanuel Fortunato Bacchiégga foram substituídos respectivamente pelos geólogos Ebenézer Moreno de Souza e José Bernardino de França, este último respondendo pela Chefia do Projeto.

Em substituição ao geólogo Antonio Marcos Vitória de Moraes, incorporou-se ao projeto, durante a fase

de elaboração do relatório final, o geólogo Antonio de Pádua Gelenske Braga, o qual assumiu a chefia do Projeto. Neste mesmo período, passou a integrar a equipe o geólogo João Bosco Andrade de Moraes.

Os serviços de prospecção geoquímica e aluvião foram iniciados pelo geólogo Fernando da Silva Prado, e, concluídos, em agosto de 1976, pelo geólogo Valdomir Alves de Andrade.

A elaboração do Relatório Final foi iniciada a partir de 1º de dezembro de 1976, após o encerramento das atividades de campo. A montagem dos mapas geológicos, interpretação dos dados relativos à geologia regional e geologia econômica foram tarefas dos geólogos José Bernardino de França, Antonio de Pádua Gelenske Braga, César Augusto Bittencourt Passos, Ebenézer Moreno de Souza e Marcelo de Freitas Medeiros, com participação especial do geólogo Aroldo Alves de Mello e, eventual, do geólogo Antonio Marcos Vitória de Moraes. A interpretação dos dados e redação do capítulo dedicado à geoquímica coube aos geólogos Valdomir Alves de Andrade e Carlos Alberto Cavalcanti Lins.

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

3.2 - Objetivos

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

- a) mapeamento geológico regional na densidade de informação da escala 1/250.000;
- b) prospecção geoquímica regional;
- c) prospecção aluvionar regional;
- d) cadastramento e caracterização da tipologia dos recursos minerais;
- e) fornecimento de subsídios geológicos regionais para folha ao milionésimo SA.24 (Fortaleza).

3.3 - Localização e Acesso

A área do Projeto Fortaleza está em sua maior parte incluída na região norte do Estado do Ceará e em uma pequena porção do Estado do Rio Grande do Norte (Fig. 1). Corresponde a quatro folhas de $1^{\circ} \times 1^{\circ} 30'$, quais sejam: SA.24-Y-D (Sobral), SA.24-Z-C (Fortaleza), SB.24-V-B (Quixadá) e SB.24-X-A (Aracati). Elas estão compreendidas entre as seguintes coordenadas geográficas:

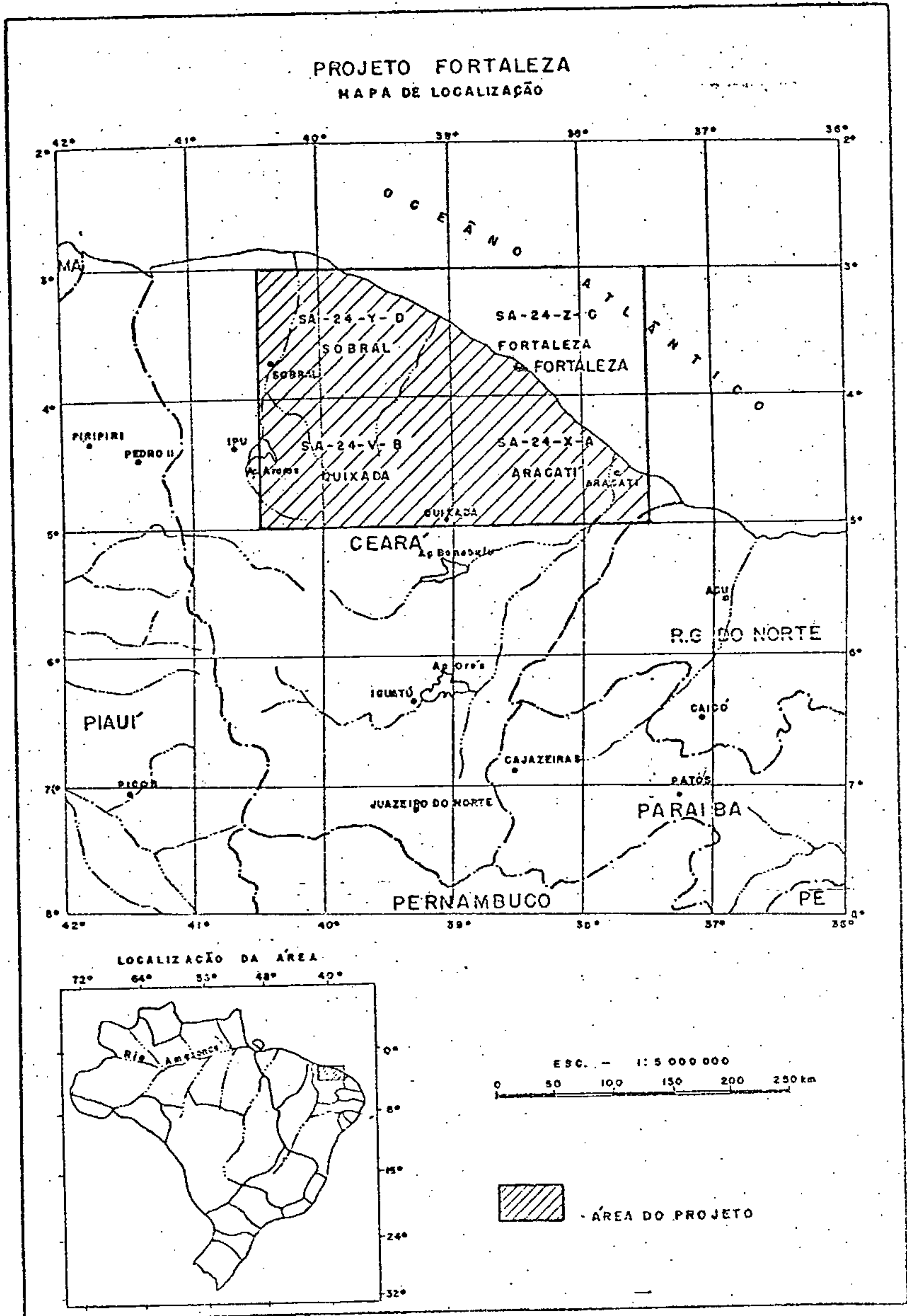
Meridianos : $37^{\circ} 30'$ de longitude oeste

Paralelos : $3^{\circ} 00'$ e $5^{\circ} 00'$ de latitude sul

Da superfície total das folhas, aproximadamente 72.000 km^2 , foram mapeados cerca de 53.000 km^2 , porquanto os 19.000 km^2 restantes são cobertos pelo Oceano Atlântico.

A área aqui enfocada é bem dotada de vias de comunicação e transportes. É servida por uma rede viária que tem como base as rodovias pavimentadas BR-116, BR-122, BR-304 e a BR-020 em fase de conclusão, ligando Fortaleza às principais capitais do país, além de uma densa rede de

PROJETO FORTALEZA
MAPA DE LOCALIZAÇÃO



CPRM - PROJETO FORTALEZA - Relatório Final - Antonio de P.G. Braga - 1977

FIGURA 1

estradas secundárias que cortam a área do Projeto em todas às direções. O acesso pode ser feito ainda por ramais da Rede Ferroviária Federal, desde Recife e Teresina, pelo porto marítimo de Fortaleza, e por aviões comerciais que fazem escala diariamente no Aeroporto Pinto Martins.

3.4 - Aspecto Sócio - Econômicos

A economia da região é bastante diversificada. Na área metropolitana de Fortaleza, além de um comércio ativo e moderno, o parque fabril desenvolve-se com razoável taxa de crescimento em função dos incentivos governamentais. A atividade pesqueira é desenvolvida a níveis artesanal e industrial, com a exportação em larga escala da lagosta. A agro-indústria do cajú, em franco desenvolvimento, estende-se por quase toda faixa litorânea, propondo-se a se constituir numa nova fonte de divisas com o funcionamento dos projetos incentivados.

Na parte sul da área do projeto, subordinada às limitações climáticas do sertão, a agricultura e a pecuária formam praticamente os únicos meios de sobrevivência. Praticada de forma rudimentar, a agricultura tem como base o cultivo do algodão e, secundariamente, arroz, milho, carnaúba, feijão, mandioca e cana-de-açúcar. A criação de bovino e caprino reforça a economia de alguns municípios, como Canindé, Itapagé, Quixadá e Sobral, entre outros. Nos centros urbanos mais importantes, a economia está amparada também nas indústrias de beneficiamento de algodão, cera de carnaúba e arroz, fábricas têxteis, laticínios, doces, couro e extração de óleos vegetais, afora o

artesanato de rendas e artigos de palha, praticado em algumas localidades.

No setor mineral, sobressaem-se os materiais cerâmicos e sal marinho, na região litorânea, e os garimpos intermitentes de pegmatitos e a extração contínua de calcário para indústria de construção civil.

3.5 - Metodologia de Trabalho

A metodologia utilizada na execução do Projeto Fortaleza, obedeceu às normas e instruções técnicas da CPRM e Manual Técnico do DNPM, referente aos projetos básicos.

Os trabalhos constaram inicialmente de pesquisa bibliográfica dos trabalhos efetuados na área investigada e daqueles que fazem referência à mesma.

Simultaneamente, realizou-se a foto-interpretação preliminar, utilizando-se fotografias aéreas verticais na escala 1/70.000, obtidas no período 1968/1969 pelos Serviços Aerofotogramétricos Cruzeiro do Sul S.A. - SACS, além de foto-mosáicos reticulados semi-controlados, nas escalas aproximadas de 1/100.000 e 1/250.000, e foto-índices na escala aproximada de 1/100.000.

Como ferramenta básica de trabalho, foram usados estereoscópio de espelho "WILD" e estereoscópio de bolso "DFV" e "SOKKISHA". As bases planimétricas dos mapas fotogeológicos, na escala 1/250.000, foram obtidos por junção de reduções fotográficas das cartas topográficas na escala 1/100.000, editadas entre 1970 e 1974 pela SUDENE e pela DSG do Ministério do Exército. Os elementos foto-in

terpretados foram plotados sobre as bases planimétricas, com auxílio do "sketch-master".

Após concluída a foto-interpretação e pesquisa bibliográfica, documentada no Relatório Preliminar, seguiram-se os trabalhos de campo, intercalados com períodos de laboratório para consolidação dos dados obtidos.

Os serviços de mapeamento geológico foram completados com amostragem para análise química quantitativa de minério e caracterização petrográfica das unidades lito e crono-estratigráficas mapeadas. Ao mesmo tempo cumpriu-se o programa de prospecção geoquímica regional, em sedimento de corrente, e prospecção aluvionar também regional, em concentrado de batéia.

No final da primeira etapa de campo, foram elaboradas quatro mapas geológicos preliminares, na escala 1/250.000, e anexados ao Relatório de Progresso - Etapa de Campo I.

Com o encerramento das atividades de campo, foram confeccionados quatro mapas geológicos na escala 1/250.000, contendo notas explicativas, um mapa geológico integrado e um esboço metalogenético, na escala 1/500.000, e ainda quatro mapas de pontos de afloramentos na escala 1/250.000, mapas de distribuição dos elementos em sedimento de corrente e mapas de concentração de minerais pesados, na escala 1/500.000, e dois conjuntos de quatro mapas de ponto de coleta de amostras de sedimento de corrente e concentrado de batéia, na escala 1/250.000.

3.6 - Dados Físicos de Produção

No decorrer das etapas de campo foram realizados 9.161 km de caminhamento geológico, com um total de 2.544 afloramentos estudados, 1.027 amostras coletadas e 280 ocorrências minerais cadastradas.

Os trabalhos de prospecções geoquímica e a luvionar constaram de coleta de 561 amostras de sedimento de corrente, incluindo originais e réplicas, para análise de 30 elementos, e 301 amostras de concentrado de batéia, para estudo de minerais pesados. Para cobrir totalmente a área investigada, foram cedidas 54 amostras de sedimento de corrente pelo Projeto Geoquímica para Cobre na área de Sobral (Convênio DNPM/CPRM).

No que diz respeito à parte analítica, foram confeccionadas e estudadas 397 lâminas petrográficas e realizadas as seguintes determinações: 330 em análise química quantitativa de minério, 114 em métodos rápidos de rocha, 245 em análise completa de rocha, 19.170 em análise espectrográfica semi-quantitativa e 1.230 por absorção atômica. Foram executadas 9 identificações mineralógicas, por método de difração, 301 análises mineralógicas de concentrado de batéia e 22 análises sedimentológicas.

3.7 - Trabalhos Anteriores

As primeiras referências à geologia da área do projeto remontam ao início deste século, com a publicação em 1902 do trabalho de J.C. Branner, versando sobre a geologia da costa nordeste do Brasil. Sguiram-se outras contribuições abordando os aspectos da geologia, suprimen

to d'água e fisiografia da região, destacando-se entre ou tros os trabalhos de R. Crandall, R. Soper e H. Small, pu blicados pela então IFCCS no período de 1910 a 1914. Small explorou toda faixa litorânea do Estado do Ceará e vale in ferior do Jaguaribe, além do reconhecimento ao longo das estradas de ferro de Baturité e Sobral.

Coube a Crandall (1910) a primeira tentativa de divisão estratigráfica das rochas cristalinas do Nordeste. Ele reconheceu uma sequência de antigos xistos argilosos com quartzitos, arenitos e calcários, que denominou de "Série Ceará", e um Complexo Fundamental", constituído de gnaisses e outros xistos cristalinos.

Dando prosseguimento aos reconhecimentos geológicos promovidos pela IFCCS, Moraes (1924) faz referência especial às ocorrências da "Série Ceará" nos Estados do Ceará, Rio Grande do Norte e Paraíba. Ele atribuiu idade algonqueana para esses meta-sedimentos, discordando de Crandall que colocou sua "série" no Paleozóico e de Small, que duvidosamente referiu os xistos argilosos e quartzitos ao Cambriano.

Em "Geologia do Brasil" de Oliveira & Leonardos (1943), são feitas várias menções à geologia da área investigada, desde as rochas cristalinas consideradas "arqueanas" até os depósitos quaternários de algas diatomáceas e esponjas dos arredores de Fortaleza.

Com o incremento da pesquisa mineral inaugurado nos últimos anos da II Guerra Mundial, foram desenvolvidos alguns trabalhos de caráter local, destacando-se as citações e descrições de Leonardos (1939, 1942, 1946a, 1946b) sobre amianto em Quixadá, Fortaleza e Itapiúna; ambligoni

ta e rutilo, em Cascavel, e diatomito das cercanias de Fortaleza, que o autor estimou em 2,5 milhões de metros cúbicos. As ocorrências de diatomito foram objeto ainda de referências por parte de Souza & Abreu (1939) e de Moraes (1940).

O primeiro levantamento da bacia costeira do Rio Grande do Norte e Ceará surgiu nessa época, com o trabalho realizado por Kreidler & Andery (1950), os quais dividiram o Grupo Apodi de Oliveira & Leonardos, em "Arenito Açú", para os sedimentos clásticos basais, e "Calcário Jandaíra" para a sequência carbonática da capa.

Novas contribuições foram dadas por Johnston Jr. (1954), Coelho (1957), Pouchain (1954) e Kegel (1957, 1958, 1965), com estudos de geologia regional e de ocorrências minerais.

Da maior importância para o conhecimento da geologia regional da área investigada, foram os reconhecimentos foto-geológicos na escala 1/250.000, editados pelo DNPM/DFPM no período de 1962 a 1963; os trabalhos de Kegel (1957, 1965) e Kegel et alii (1958); as folhas do "Inventário Hidrogeológico Básico do Nordeste", publicados pela Divisão de Geologia da SUDENE, em 1970; e mais recentemente, a Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, folha Fortaleza - SA.24, editado também pelo DNPM em 1974.

As últimas contribuições à geologia regional e geologia econômica, resultaram de convênios DNPM/CPRM e Estado do Ceará/CPRM. Destacam-se portanto: Mapa Geológico Preliminar do Estado do Ceará, escala 1/500.000 (1972); Projeto Jaibaras (1973), onde os autores entre outras questões de relevância, definem a estratigrafia do Grupo Jai-



baras; Projeto Levantamento dos Recursos Minerais do Estado do Ceará - Programa Minerais Industriais e Programa Áreas Pegmatíticas (1973); Projeto Ferro/Manganês(1974); Projeto Diatomito (1975); Projeto Diatomito/Argila(1975) e Projeto Rio Jaguaribe (1976).



4 - CLIMA, VEGETAÇÃO E HIDROGRAFIA

4 - CLIMA, VEGETAÇÃO E HIDROGRAFIA

4.1 - Clima

Predomina na área investigada o clima do tipo quente com período sêco. O regime das chuvas é extremamente variável, podendo ocorrer anos de pluviosidade excessiva e anos de precipitações escassas, com ocasionais estiagens prolongadas. A distribuição das chuvas no decorrer do ano é também bastante irregular. A estação chuvosa pode variar de 3 a 7 meses seguida de período acentuadamente seco. As primeiras chuvas começam geralmente em dezembro, continuam em janeiro e firman-se a partir de fevereiro. Os meses mais chuvosos são março a maio e os mais sêcos, correspondem ao período de setembro a novembro.

A área investigada compreende a zona de mais alta pluviosidade do Estado do Ceará, que se estende desde a bacia do Mundaú até o baixo Pirangi, com precipitações anuais em torno de 1000 mm nos anos considerados normais. Na zona litorânea, favorecida pela posição da costa em relação aos ventos dominantes de leste e nordeste, compreendendo o trecho de Caucaia até a barra do Rio Choró e as vertentes orientais dos maciços mais elevados, como as serras de Baturité, Uruburetama, Maranguape e Meruoca, a altura média das chuvas ultrapassa 1400 mm anuais. A média em Fortaleza é de 1400 mm e em Guaramiranga (854 m de altitude), situada no topo da serra de Baturité, a média de totais anuais eleva-se a 1670 mm.

No extremo leste da faixa litorânea a incidên

cia de chuvas é sensivelmente inferior. Em Aracati, a média anual via de regra não ultrapassa os 800 mm. O restante da área, caracterizada pela semi-aridez, com estação seca mais prolongada e mais pronunciada que na região litorânea e das serras, a média pluviométrica oscila entre 500 mm e 800 mm. Quixadá no extremo sul da área, a média anual tem sido 830 mm e Irauçuba, na parte centro-oeste, 630 mm. Estas médias são observadas também nas vertentes dos maciços elevados, no lado oposto ao dos ventos úmidos de leste e de nordeste. Os totais anuais de Canindé (730 mm) contrastam com Acarape (1300 mm), no lado oriental da serra de Baturité.

As médias termiais elevam-se gradualmente para o interior. Na zona litorânea, abrangendo uma faixa de aproximadamente 100 quilômetros, a média anual é de 26,4°C (Fortaleza) com variações nunca superiores a 6°C no decorrer do ano. As médias máximas diurnas são 29,7°C e as mínimas, de 23,8°C. Na zona sertaneja a média anual é de 27,4°C (Quixadá), com médias máximas diurnas de 32,2°C e mínimas, de 23,6°C. A média anual na zona de serras situa-se em torno de 20,3°C, com amplitude maior que no litoral. As máximas diurnas atingem 27,4°C e mínimas, de 17,2°C.

4.2 - Vegetação

A caatinga de tipo xerófito representa a vegetação dominante na maior parte da área, refletindo o contraste acentuado entre a estação chuvosa e a seca e as temperaturas médias elevadas durante todo o ano. Estas condições impõem uma seleção natural reduzindo o número das espécies vegetais. As árvores mais comuns são a catingueira,

pereiro, aroeira, angico, umburana e marmeleiro. Nos lugares mais áridos são abundantes os faveleiros e nas margens dos rios, a associação é menos xerófita e caracterizada pela oiticica.

As vegetações herbáceas são periódicas, sobrevivendo somente durante a estação chuvosa, com exceção das cactáceas e algumas bromeliáceas.

Como forma de adaptação às condições desfavoráveis do meio ambiente, as plantas persistentes perdem a folhagem na seca, com exceção do juazeiro, umbuzeiro e a oiticica. O mulungu, pau d'arco e o pau-branco perdem por completo as folhas e se cobrem de flôres. Outra forma de adaptação são as raízes dilatadas para armazenar água, como a timbaúba, maniçoba e umbuzeiro. As palmeiras tomam caráter tipicamente xerófito, cujo exemplo mais notável é a carnaubeira que protege as folhas com induto ceroso para reduzir o efeito da transpiração.

Na zona litorânea a diferença de umidade e a amplitude térmica são menos acentuadas nas duas estações, permitindo aumentar o número de espécies e permanecer verdejantes durante todo o ano. Encontram-se aí diversos tipos de associações vegetais. Destacam-se os manguezais nas baixadas atingidas pela influência da água do mar. Nos tabuleiros arenosos são notáveis os cajueiros cultivados em grandes extensões. A zona praiana é formada principalmente por associação herbácea, que se distribui muito irregularmente. Nas dunas predominam as gramíneas e várias espécies rasteiras, que agem como elementos fixadores. Nas várzeas alagadas na época das chuvas, e secas na estiagem, concentram-se densos carnaubais e em alguns locais, a quixabeira.

As zonas montanhosas ostentam uma associação arbórea exuberante, semelhante à das matas úmidas do litoral leste. As espécies mais comuns são a gameleira, ingazeira, maçaranduba, pau d'arco amarelo e o visgueiro. São abundantes também as palmeiras e fruteiras, além da cafeicultura.

4.3 - Hidrografia

A rede hidrográfica reflete diretamente as condições climáticas da região. Os rios e riachos são intermitentes, fluindo somente durante a época das chuvas. Os níveis mais altos das águas são atingidos entre março e maio, coincidindo com a época de maior pluviosidade. No período de estiagem secam por completo, permanecendo com água apenas os trechos até onde há penetração das marés.

Em alguns locais de baixadas planas, as marés são utilizadas para indústria do sal, graças à elevada taxa de evaporação e os ventos constantes.

Outra característica comum é o regime torrencial dos rios e riachos, com vazões irregulares devidas principalmente à extrema irregularidade das precipitações durante o período chuvoso. Ocorrem por vezes chuvas excessivas em pequeno espaço de tempo, ocasionando as enchentes com sérias implicações para as regiões ribeirinhas.

A direção geral das bacias (SW-NE) está condicionada mais ou menos às linhas estruturais regionais das rochas precambrianas. Em pequena e média escala, observam-se trechos de rios e riachos obedecendo os sistemas ortogonais de fraturamento das rochas. Predomina, entretanto, o modelo dendrítico tanto na área de rochas cristalinas como na de coberturas arenosas.

Nas áreas cristalinas, onde o relevo é mais acidentado e os solos rasos e menos permeáveis, os cursos são tortuosos, a drenagem mais densa e às vezes mal definida. Os vales são em forma de "V" e ficam restrito pratica-

mente aos leitos de estiagem. Os cursos inferiores são mais regulares, os vales amplos, os tributários são em menor número e as planícies de inundação ocupam grandes extensões laterais. Os terraços com até 4-5 m de espessura na faixa litorânea são evidências de levantamentos mais ou menos recentes desse trecho da costa.

Cursos menores, como o rio Trairi e o riacho Sta. Maria, por exemplo, não alcançam diretamente o mar, finalizando em pequenas lagoas; enquanto outros ainda menores, são barrados por cordões de areias, só se ligando ao mar por ocasião das enxurradas.

Os maciços montanhosos funcionam como divisores de água das pequenas bacias da área investigada. O Jaguaribe é o sistema mais importante, estando representado na área pelo seu curso inferior, com direção aproximadamente S.SW-N.NE. Nesse trecho o rio possui uma extensa planície aluvial, com largura média de 10 quilômetros. Forma várzeas extensas, cultiváveis durante a estiagem e possui excelente reserva de água subterrânea para suprimento da população. Na área do projeto, o Jaguaribe possui poucos afluentes, sendo o rio Palhano seu tributário principal.

Seguem-se em ordem de importância o rio Acaraú, cuja nascente situa-se ao sul da área, e os rios Curú, Choró, Pirangi, Pacotí, Ceará, Aracatiaçu, Acaraú-mirim, Mundau, São Gonçalo e Cauípe, com suas bacias quase inteiramente contidas na área. O rio Pacotí, como outros pequenos riachos que nascem nas serras altas, têm suas cabeceiras permanentes alimentadas durante o ano pelas fontes que emergem do cristalino alterado. Nesse trecho, via de regra, seus cursos são bastante tortuosos e acidentados, com pequenas quedas d'água.

Além da rede hidrográfica, a área do projeto conta ainda com inúmeras lagoas de água doce e às vezes salobras onde se acumulam consideráveis depósitos de diatomito.



5 - GEOMORFOLOGIA

5 - GEOMORFOLOGIA

A área do projeto apresenta cinco feições morfológicas distintas: o relevo litorâneo, a superfície aplainada das coberturas cenozóicas, o extenso pediplano de rochas cristalinas, a borda norte-ocidental da chapada do Apodi e os maciços montanhosos cristalinos.

A faixa litorânea é caracterizada por cordões de dunas que se movem de NE para SO, sob a ação dos ventos dominantes de leste e nordeste. As dunas deslocam-se até a zona sub-litorânea, indo sobrepor-se aos cordões de areia antigos, alcançando alturas superiores a 10 metros. As páleo-dunas geralmente estão fixadas por vegetação xerófila rasteira e dispostas em cordões paralelos à costa. Elas possuem tonalidades avermelhadas, contrastando com os tons esbranquiçados das dunas movediças, denunciando o rigor do clima antigo, provavelmente bem mais árido que o atual.

Devido ao caráter temporário dos rios, as desembocaduras são aos poucos obstruídas pelos materiais eólicos em movimento. Os cursos d'água de descargas menores perdem às vezes sua comunicação com o mar, dando lugar à formação de pequenas lagoas temporárias à montante.

A existência de cordões de areia na zona sub-litorânea e no interior são indícios de levantamento epirogênico da costa, que muitos autores atribuem aos últimos movimentos responsáveis pelo bombeamento do grande "domo" da Borborema. Em consequência do movimento positivo do continente, instalou-se novo ciclo erosivo na região, que se desenvolve em função dos níveis de base atuais dos rios e

das baixadas litorâneas.

O abaixamento do nível do mar resultou também no modelo de formas de costa escarpada, tipo falésia, cujo exemplo mais notável na área investigada é a escarpa da barreira de Morro Branco. Ali, como no restante da costa, a falésia é formada por camadas argilosas do Grupo Barreiras na base, capeadas por sedimentos eólicos variegados. No contato das duas unidades, emergem pequenas fontes d'água perenes que abastecem as populações locais.

A linha de costa, com direção SE-NO, é pouco recortada, notadamente no trecho entre Fortaleza e a barra do Jaguaribe. É uma regularidade muito acentuada, típica de costa emersa, em parte facilitada pelo caráter friável do material das falésias e a ausência de rochas mais resistentes à ação das vagas. O perfil de equilíbrio, entretanto, está longe de ser alcançado. O trabalho de solapamento das falésias pelas vagas é bem conspícuo em vários trechos da costa, cujas escarpas festonadas só ficam inteiramente expostas durante a baixa-mar. Para noroeste de Fortaleza a linha de costa inflete-se suavemente para oeste em um amplo arco de contorno mais sinuoso, com ocasionais e pequenas saliências de rochas cristalinas.

Entre o relevo litorâneo e as serras altas do interior interpõem-se os primeiros níveis elevados, formados pelos terrenos cenozóicos de cobertura. Ocupam uma faixa de largura variável (entre 5 e 50 km) ao longo da costa, formando uma ampla superfície aplainada, suavemente inclinada para o mar, conhecida como tabuleiros. Começam com cotas de 10 a 20 m no litoral até 150 m nos lugares onde penetram muito no interior. Na costa, estão cobertos

pelos cordões de areia e no interior, limitam-se por uma linha de escarpa de contorno extremamente irregular, com desníveis pequenos em relação à depressão periférica. A passagem dos tabuleiros para os terrenos cretácicos do Grupo Apodi é quase imperceptível no terreno. Predomina ali a mesma fácies arenosa das áreas onde as coberturas assentam-se sobre rochas cristalinas, porém com espessura mais reduzida.

Ao sul da faixa principal dos tabuleiros ocorrem testemunhos menores, isolados, recortados pela erosão fluvial que determinou seu retrabalhamento. Originalmente formavam uma superfície contínua, bem mais ampla que os limites atuais.

Tais coberturas aplainadas correspondem aos sedimentos mapeados como Grupo Barreiras Indiferenciado (TQb), Formação Faceira (TQbf) e Coberturas colúvio - eluviais indiferenciadas (TQc). Constituem os depósitos correlativos resultantes da degradação quase ao mesmo plano das áreas pré-cambrianas do interior, exumando os vestígios de antigas superfícies. Mabessone & Castro (1975) referem essa superfície ao Pleistoceno Inferior e chamam de "Superfície dos Tabuleiros" aos depósitos correlativos da região costeira e "Superfície Sertaneja", à extensa planície de erosão ou pediplano da área de rochas pré-cambrianas, em substituição ao termo "Superfície Velhas" de King (1956).

O pediplano de rochas pré-cambrianas abrange uma vasta região da área investigada e consiste de um conjunto profundamente arrasado, cujas altitudes crescem progressivamente para o interior, com cotas entre 100 m e 300 m. Toda essa extensa superfície de ero-

são foi entalhada a partir de uma superfície cimeira, representada na área por níveis de 1100 m.

A monotonia de formas suavemente onduladas do pediplano é interrompida por forte ruptura de declive com os morros e serrotes residuais, formados por migmatitos e granitóides mais resistentes. As feições residuais destacam-se na paisagem como "monólitos" isolados mameliformes que se elevam acima da planura circundante, constituída de rochas gnáissicas e migmatíticas mais brandas. O campo de "inselbergs" graníticos da região de Quixadá oferece um extraordinário exemplo de modelo de formas residuais, com cotas de 250 m a 360 m, elaboradas sob condições morfoclimáticas, especiais, caracterizadas por rigorosa semi-aridez. Outra forma de relevo residual muito comum na área investigada são as cristas quartzíticas de mergulho forte, típicos "hogbacks" alinhados concordantemente com a estrutura regional. Via de regra são pouco pronunciados, muitas vezes rebaixados quase ao nível do pediplano circundante.

Tanto na região do pediplano como nos terrenos cenozóicos, a declividade dos talwegues é pequena, próxima do perfil de equilíbrio. Os vales são abertos, com extensas planícies de inundação, separadas por divisores d'água baixos e abaulados. Os cursos d'água aí são lentos, com pequena capacidade de carga, embora possam ocorrer enchentes violentas durante os períodos de elevadas médias pluviométricas.

No extremo sudeste da área mapeada ergue-se a denominada chapada do Apodi, delimitada por uma linha de escarpa irregular, que se alça progressivamente em direção oposta a do litoral. Próximo à zona de recobrimento pelos

terrenos cenozóicos, seu talhado reduz-se a uns poucos metros enquanto no extremo sul da área, elevam-se até cerca de 40 metros acima do nível da depressão periférica.

Na escarpa afloram os calcários da Formação Jandaíra em forma de um paredão quase a prumo, juntamente com a seção superior da Formação Açú, composta de argilitos e siltitos com arenitos finos. A seção de clásticos grosseiros da base da Formação Açú começa a aflorar na base da escarpa e se estende pela baixada até o nível das rochas do embasamento.

A chapada apresenta mergulho suave na direção do mar, formando uma superfície estrutural com leves e largas ondulações. Próximo ao contato com as coberturas cenozóicas as altitudes oscilam em torno de 40 m, enquanto no sul da área, atingem valores entre 80 m e 90 m. No conjunto, constitui um típico relevo de cuevas de altura não muito pronunciada, com a frente voltada para o interior. Pequenas elevações tabuliformes de 122 m erguem-se acima do nível da superfície estrutural, como testemunhos da "chapada cretácica", quase inteiramente dissecada durante o aplainamento geral da região, iniciado no fim do Terciário. Pequenas colinas quartzíticas residuais, nomeadas de serra dos Dantas e serrote dos Porcos, despontam em meio à superfície da chapada atual, denunciando a redução da espessura da capa sedimentar naquela região e a proximidade do limite original da bacia.

O recuo do lado ocidental da chapada até o estágio atual operou-se a partir do contato do bordo sedimentar com o embasamento cristalino. A desnudação começou com a superimposição do rio Jaguaribe na zona limítrofe da ba

cia e prossegue num ritmo mais ou menos acelerado pelos tributários que nascem na encosta ocidental em demanda ao leito principal do vale.

Na superfície da chapada os solos são mais calcários ao sul, com maior ou menor percentagem de areias e argilas. Para o norte, tornam-se mais arenosos a medida que se aproxima do contato com os terrenos arenosos de cobertura. De modo geral a espessura do solo é pequena, permitindo fazer inferências sobre as estruturas subjacentes. A drenagem, embora muito espaçada, mostra-se em parte condicionada às fraturas dos calcários, especialmente na região coberta pelas arcias cenozóicas.

A feição morfológica mais característica e que mais se destaca na área do projeto são os acidentes topográficos relacionados aos maciços montanhosos, esculpidos em rochas cristalinas da região de Baturité, Uruburetama, Itaitira e Monsenhor Tabosa. Essas "serras" altas formam conjuntos mais ou menos individualizados, dominados por elevações com desniveis de até 800 metros em relação às áreas vizinhas. De modo geral as escarpas são longas e acidentadas, com declividades muito acentuadas.

A serra de Baturité, orientada grosseiramente na direção N.NE-S.SW, tem como suporte gnáisses e migmatitos diversos com coroamento local de quartzito na borda ocidental. Possui o ponto mais alto da região, conhecido como Pico Alto, com 1.115 m de altitude, além da linha de cumeeada mais elevada que nos demais maciços. A serra de Uruburetama, constituída de rochas gnáissicas e migmatíticas, começa próximo à zona litorânea, na região de Itapipoca, e se estende até a localidade de Tejessuoca, em forma de uma ca

deia alongada segundo a direção aproximadamente NE-SW, concordando com as estruturas regionais. Seu ponto mais alto é o pico de Itapicuru - tem 1.080 m de altitude. Os outros maciços são a serra do Machado, na região de Itatira, composta predominantemente por gnaisses, com 1.100 m, ligada por meio de serrotes e terras elevadas ao maciço de Urubureta - ma; e a serra das Matas, região de Monsenhor Tabosa, com 1.100 m, composta de um largo maciço de rochas graníticas e migmatíticas, ligada à serra do Machado por meio da serra da Consulta.

Secundariamente, destacam-se ainda os maciços de composição granítica da região de Maranguape (890 m) e Meruoca (994 m), além de morros isolados e serras com cotas superiores a 700 m, como as serras Azul, Pacatuba, Estevão e da Barriga.

Os maciços mais elevados representam os testemunhos de um nível fundamental, a partir do qual se derivou o relevo da região, modelado por mais de um ciclo de aplainação. Predominam as formas de relevo, correspondente às áreas de litologias resistentes, com exceção da serra de Meruoca, cuja vertente ocidental está condicionada à falha que limita aquele maciço granítico. Do ciclo de aplainamento antigo não restou qualquer superfície remanescente na área aqui enfocada. Alguns retalhos dessa superfície, que se relaciona à "Superfície Sulamericana" de King (in Mabesoone & Castro, op. cit.), são encontradas fora da área, capeando as serras do Martins e Portalegre na região de Martins - RN, com cotas de 715 m e 650 m, respectivamente.

Mercê de um clima mais úmido por efeito de altitude e da exposição aos ventos dominantes, possibilitando precipitações menos escassas do que nas áreas rebaixa-

das, as zonas de "serras" altas tornaram-se favoráveis ao desenvolvimento de uma vegetação arbórea e de solos profundos e argilosos. Tal aspecto contrasta com as vertentes ocidentais, onde a vegetação é mais aberta e predominantemente xerófila, o solo é raso e pedregoso, com exposição de rocha nua.



6 - ESTRATIGRAFIA

6 - ESTRATIGRAFIA

6.1 - Considerações Gerais

Acham-se representados na área do Projeto Fortaleza todos os períodos da história geológica da terra, documentados por unidades de rochas cristalinas do Pré-Cambriano e Eo-Cambriano e por seqüências sedimentares de cobertura, pertencentes ao Paleozóico, Mesozóico e Cenozóico. Em vários pontos da área de domínio do Pré-Cambriano encontram-se registros de atividades vulcânicas do tipo alcalino, com características continentais e de vulcanismo básico essencialmente filoneano, datados do Cenozóico.

No que concerne ao Pré-Cambriano, adotou-se neste trabalho o mesmo critério de subdivisão litoestratigráfica utilizado no Projeto Rio Jaguaribe (1976). As unidades foram diferenciadas com base nas características litológicas sem preocupar-se com o relacionamento ou posicionamento estratigráfico. Não há, assim, qualquer correspondência com os diversos esquemas estratigráficos concebidos para outras áreas do Nordeste, onde algumas unidades já conhecidas foram descritas e empilhadas segundo uma ordem crono-estratigráfica. Quanto às unidades de rochas ectiníticas (Complexo Independência e Grupo Ceará), a análise estrutural permitiu estabelecer uma ordem ou sucessão das camadas em consonância com a disposição cronológica das mesmas.

Baseando-se em critérios estritamente lito-estratigráficos, foram distinguidas as seguintes unidades pré-cambrianas: complexos Caicó e Tamboril/Santa Quitéria,

caracterizados por associações distintas de rochas total ou parcialmente migmatizadas, englobando núcleos de terrenos graníticos e de restos não transformados; Complexo Independência e Grupo Ceará, compostos basicamente por sequências de rochas ectiníticas separadas por nível quartzítico tomado como referência; as Rochas Plutônicas Granulares, reunindo massas de rochas com caracteres texturais inerentes ou similares às de rochas ígneas formadas em profundidade; e finalmente, os Diques Ácidos, compreendendo veios de sílica, pegmatitos e microgranitos filoneanos. O "stock" granítico Meruoca-Rosário foi posicionado no Eo-Cambriano, com base na datação absoluta feita por Vandoros (1968), de 440 m.a. (Cambriano Médio).

Para os depósitos sedimentares paleozóicos representados pelo Grupo Jaibaras, foi seguido o empilhamento estratigráfico defendido por Costa et alii (1973). Tais sedimentos são referidos como uma sequência molássica associada a uma complexa "suite" de rochas vulcânicas ácidas até básicas, confinada por estrutura de afundamento, denominada de "graben" de Jaibaras por esses autores. Outra representação do Paleozóico na área investigada, corresponde aos conglomerados basais da Formação Serra Grande, preservados em estrutura de afundamento na região NE de Santana do Acaraú.

Adotou-se o termo Grupo Apodi criado por Oliveira & Leonardos (1943), para referir-se às camadas mesozóicas expostas no extremo sudeste da área investigada, na forma de estrutura homoclinal com fraco mergulho para o mar. A seção exposta corresponde à borda norte-ocidental da Bacia Potiguar ou Bacia Costeira do Rio Grande do Norte, cuja forma peculiar de ocorrência naquela região torna aquelas camadas conhecidas pelo termo morfológico de chapada do Apodi.

Com relação às coberturas cenozóicas da faixa litorânea, seu posicionamento estratigráfico baseou-se no desenvolvimento geomórfico da região. Como já foi mencionado, referidos sedimentos correspondem aos depósitos correlativos do aplainamento geral da região durante o Pleistoceno Inferior.

Apoiando-se nos diversos métodos acima expostos, propõe-se para área do Projeto Fortaleza, o seguinte quadro estratigráfico:

PROJETO PORTALEIA
COLUNA ESTRATIGRÁFICA GENERALIZADA

CENOZOICO

QUATERNÁRIO

Aluviões (Qa) - cascalhos, areias, siltes e argilas Dunas móveis (Qd) - sedimentos eólicos inconsolidados
Paleo-dunas (Qpd) - sedimentos eólicos estáveis

TERCIÁRIO / QUATERNÁRIO

CORERTURAS COLUVIO-ELUVIAIS INDIFERENCIADAS

(TQc)

Areias silte-argilosas, localmente lateritizadas

GRUPO BARREIRAS

Formação Pacelra (TQbf) - conglomerados, arenitos e siltitos, com níveis de argilas e cascalhos
Grupo Barreiras Indiviso (TQb) - conglomerados e arenitos caulínicos variegados, com níveis de argilas, cascalhos e areias

TERCIÁRIO

VULCANISMO CABOVI

(Tcb)

Diques básicos - diabásio

VULCANISMO ALCALINO

(Tca)

Traquitos, fósilitos, anaxitos e tufos

MESOZOICO

CRETÁCIO SUPERIOR

GRUPO APODI

Formação Jacóira (Tcaj) - calcários puros e margosos, fossilíferos, de coloração creme
Formação Açú (Tcaa) - arenitos e siltitos, com níveis de folhelhos, argilitos e calcarenitos na base

PALEOZOICO

SILURIANO / DEVONIANO

FORMAÇÃO SERRA GRANDE

(SDsg)

Conglomerados caulínicos, friáveis, localmente tectonizados

CAMBRIANO / ORDOVICIANO

GRUPO JAIBARAS

Formação Apraxível (COja) - conglomerados polimictos grosseiros com matriz arenosa, não estratificadas
Formação Parapuí (COpa) - basaltos, andesitos e dacitos espilitizados, dioritos, gabros, quartzosienitos e riolitos
Formação Pacujá (COjp) - arenitos líticos e arenosos, folhelhos e gravacas líticas conglomeráticas
Formação Muanapê (COjm) - ortoconglomerados polimictos brachíides com matriz arenosa

GRANITÓIDES TIPO MERUOCA

(COgm)

Granitos grosseiros com fácies porfiróide e pegmatóides

PRE-CAMBRIANO INDIFERENCIADO ESTRATIGRAFICAMENTE

(Unidades lito-estratigráficas)

Diques leitos (pCda) - granitos filonares, aplitos, veios de quartzo e pegmatitos; Grupo Ceará (pCce) - quartzitos (q), gnaisses, xistos, filitos e lentos de calcários cristalinos (ca), onde indicadas; Complexo Independência (pCi) - paragneisses, metarodóicos, lentos de anfibolitos e calcários cristalinos; Complexo Caiobá (pCo) - migmatitos e gnaisses dominantes, metarodóicos, quartzitos (q), lentos de anfibolitos, metabasitos (mb) e calcários cristalinos (ca) onde indicadas; Complexo Tamboril/Santa Quitéria (pCtsq) - migmatitos dominantes e ndeolos granitóides (g) onde indicadas; Rochas Plutônicas Granulares - granitóides: granitos e granodioritos (pCg); sienitos (pCsi); gabróides: dioritos (pCd), gabros (pCgb) e ultrabasitos (pCub).

6.2 - Unidades Estratigráficas

6.2.1 - Complexo Caicó (pCc)

O Complexo Caicó distribui-se por toda a área do projeto, cobrindo aproximadamente 60% da área total. Originalmente, foi descrito por Maunier (in Ferreira, 1967 a), para designar o que o autor chamou de uma espessa sequência para-metamórfica identificada na região de Caicó e adjacências, constituída de quartzitos, metarcósios, meta-conglomerados e gnaisses, com intercalações anfibolíticas.

Ferreira (op. cit.), propôs uma nova subdivisão para o Pré-Cambriano nordestino, baseado em observações feitas nas regiões de Caicó e Lages-Cerro Corá, onde o Complexo Caicó ocuparia uma posição inferior ao Grupo Ceará e deste separado por um quartzito, denominado de "Horizonte Equador". O próprio Ferreira (1967 b), mapeando a região de Caicó e arredores, procurou definir o "Grupo Caicó" como uma sequência constituída de xistos, metarcósios, gnaisses e migmatitos, com lentes subordinadas de quartzitos e para-anfibolitos, posicionada estratigraficamente abaixo do Grupo Ceará, do qual é separado por uma discordância. Esta denominação, porém, não subsistiu por muito tempo.

Posteriormente, a sequência foi reinvestigada por Ferreira & Albuquerque (1969), os quais ampliaram sua área de ocorrência e admitiram que a mesma repousava discordantemente sobre um embasamento pré-cambriano mais antigo.

Outros autores discorreram sobre esta unidade, merecendo destaque especial os trabalhos de Ebert, principalmente aquele onde o autor (1970) propôs uma divisão do Complexo Caicó em três formações:

a) Formação Parelhas/Equador, basal, constituída de moscovita-quartzitos, metarcósios, meta - conglomerados, gnaisses e xistos.

b) Formação Quixaba, intermediária, constituída de calcários, tactitos, metarcósios e gnaisses; e finalmente,

c) Formação Florânia, superior, constituída de um membro superior formado por gnaisses, arcósios, grauvas e quartzitos e um membro inferior, composto de grauvas, arcósios e epidoto-quartzitos, reconhecidos na parte norte-ocidental da região do Seridó.

Campos e colaboradores (1976), não encontraram apoio em observações de campo para estabelecer satisfatoriamente um posicionamento estratigráfico entre o Complexo Caicó e demais unidades pré-cambrianas no âmbito da área do Projeto Rio Jaguaribe. Não foi possível nem mesmo reconhecer a postulada discordância entre esta unidade e um possível embasamento mais antigo ou mesmo para com as litologias do Grupo Ceará. Preferiram adotar, para identificação do Complexo Caicó, critérios sobretudo litológicos e grau de formação.

Neste trabalho adotou-se os mesmos critérios desenvolvidos por Campos et alii (op. cit.) em vista da evidente similaridade com os terrenos metamórficos da área da aquele projeto e sua continuidade na área investigada. Litologicamente, o Complexo Caicó será definido aqui como uma sequência constituída de gnaisses variados, incluindo lentes de metarcósios, anfibolitos, quartzitos e calcários cristalinos subordinados, além de migmatitos com estruturas diversas, desde as mais foliadas, próprias dos gnaisses,

até as mais homogêneas, como a dos anatexitos.

As supostas discordância entre esta unidade e as circunjacentes não foram também observadas no terreno. Os contatos são aparentemente concordantes, transicionais, ou tectônicos. Do ponto de vista morfológico, apresenta-se aplainado, geralmente no domínio das litologias migmatíticas homogeneizadas e com feições onduladas à serrana, no domínio dos gnaisses e migmatitos com estruturas planares conspícuas.

Na porção sul-oriental da área estudada, a foliação apresenta a direção NE-SW como preferencial; já na porção central é aproximadamente E-W; na região centro-ocidental é grosseiramente N-S; e nas demais, NNE-SSW. O estilo de dobramento da unidade é bastante variável, cujos parâmetros mudam constantemente, não havendo assim um padrão dominante. Podem ser encontrados braquidobramentos, micro-dobramentos nos flancos de dobras maiores (foto 8), "drag-folds", terminações periclinais (foto nº 55) e acentuada tendência dos planos axiais estarem inclinados para um mesmo lado ou subverticalizados, com desenvolvimento de acentuada lineação. Os parâmetros ficam bem definidos próximo às zonas cataclasadas. As foliações são bem distintas nas aerofotos, porém, quando situadas em zonas de superimposição de esforços com intensificação de migmatizações, ficam mascaradas pelas mesmas.

Como já foi mencionado, o Complexo Caicó apresenta litologias variadas, constituídas predominantemente de gnaisses e migmatitos, com quartzitos, calcários cristalinos, metarcósios, anfibolitos e calcossilicatadas, subordinados.

As fácies gnáissicas mais comuns são biotita - gnaisses, hornblenda-biotita-gnaisses, com variações para gnaisses bandeados e gnaisses facoidais. Os gnaisses ricos em biotita apresentam predomínio na região a leste de Pentecostes-São Luiz do Curu, Apuiarés, Itatira; a sul de Sobral e de Jaguaruana; a norte de Sítios Novos e Pacoti; e oeste de Palhano. São frequentes também entre Canindé-Iraçatuba e Caridade-General Sampaio. Geralmente os gnaisses são de cor cinza clara, granulação fina a grossa, apresentando finas listras até espessas bandas félsicas intercalados com máficas. Os minerais mais comuns são feldspato, quartzo e biotita, tornando-se mais moscovítico a oeste da linha imaginária que passa por Apuiarés, General Sampaio, Itatira e Madalena. Na faixa cataclástica da falha de Senador Pompeu, estes gnaisses tornam-se facoidais, com fenocristais oclares de feldspato orientados segundo o plano de laminação da rocha (Foto 3). Encaixadas concordantemente nestes gnaisses, são encontradas lentes anfibolíticas, quartzíticas (Foto 54) e de calcários cristalinos.

A sudeste de Fortaleza dominam também os gnaisses com padrão retilíneo da foliação, porém ao sul da unidade de Complexo Tamboril-Santa Quitéria formam estruturas complexas, desde dobramentos em sinformes e antiformes, até dobras assimétricas e recumbentes. Microscopicamente, estes gnaisses são de textura granoblástica orientada, com alternância típica de faixas félsicas e faixas máficas. Os minerais essenciais são plagioclásio, microclina, quartzo e biotita, além de moscovita, sillimanita e granada (almandina), como minerais sub-essenciais. Os acessórios são apatita, opacos, cianita, zircão e epidoto-zoisita e como derivados de alteração, encontram-se clorita, serici -

ta, caulinita e carbonato. O plagioclásio ocorre em cristais irregulares, muitas vezes identificados como oligoclásio; a microclina, em cristais disformes, pertíticos, aparece corroendo o plagioclásio e com gotas de quartzo no seu seio; o quartzo, por sua vez, apresenta-se goticular na microclina, extinção ondulante, com alguns intercrescimentos para com os feldspatos e as vezes circundando os mesmos. A biotita aparece em lamelas narrom-avermelhadas, agrupadas em arranjo sub-paralelo.

Gnaisses moscovíticos ocorrem em faixas localizadas, mormente nas regiões nordeste e sudoeste do agudo Pompeu Sobrinho; a oeste de General Sampaio e da serra Santa Lúcia; sul do serrote da Cruz; e a oeste de Canindé, por uma faixa estreita entre a falha de Forquilha e o Complexo Tamboril-Santa Quitéria, na região compreendida entre Itatira e Madalena e ainda a sudoeste de Itatira. A partir do meridiano $39^{\circ}30'$ para oeste, abrangendo as regiões de Apuiarés, General Sampaio, Itatira e vila de Madalena, até o contato com o Complexo Tamboril-Santa Quitéria, observa-se um significativo aumento do percentual em moscovita nestes gnaisses. São leucocráticos, com coloração variando de creme-amarelada a cinza-clara, granulação fina a média, podendo eventualmente tornar-se grosseira e pegmatóide no contato com o Complexo Tamboril-Santa Quitéria. As vezes apresenta laminação conspícua com desenvolvimento de lineação secundária. Nesses gnaisses podem ocorrer subordinadamente lentes quartzíticas, de metarcósios e mais raramente de calcários cristalinos. Na análise microscópica, observa-se que os minerais essenciais são quartzo, microclina, oligoclásio, moscovita e biotita, com abundância de feldspato potássico que ocorre em cristais corroen-

do o plagioclásio. O quartzo as vezes apresenta extinção ondulante e as micas ocorrem em pequenas lamelas. Ocorrem ainda como minerais varietais, a sillimanita, com relativa abundância a medida que se aproxima da unidade Complexo Tamboiril-Santa Quitéria; e a cianita, nas porções mais afastadas da citada unidade. Em torno de Itatira, ocorre grafita em quantidade diminuta.

Os hornblenda-biotita-gnaisses dominam amplamente entre Madalena e o agude Pompeu Sobrinho, ocorrendo quase sempre associados a gnaisses bandeados. A este de Madalena e regiões de Itatira e Amontada, encontram-se associados com os moscovita-biotita-gnaisses. Tratam-se de gnaisses mesocráticos, de cor cinza-escura, granulação fina a média, com foliação conspícua, desenvolvimento de acentuada laminação e mais das vezes apresentando-se em estruturas sub-horizontalizadas. O estudo microscópico revelou uma composição mineralógica essencial formada por quartzo, plagioclásio, hornblenda e biotita. Enquanto os acessórios são zircão, opacos, alanita, apatita, epidoto-zoisita e titanita. Estes hornblenda-biotita-gnaisses servem como encaixantes para inúmeras lentes anfibolíticas de tamanho e espessuras variadas, concordantes com a foliação, e lentes de meta-basitos principalmente na parte sudoeste de Madalena.

Os gnaisses bandeados representam um tipo de textura dos biotita-gnaisses e dos biotita-moscovita-gnaisses. Não ocorrem como zonas de predominância, mas como variações texturais dentro das facies supra citadas. Geralmente aparecem em zonas de migmatização incipiente e nos locais onde os para-gnaisses estão associados a corpos lenticulares de anfibolitos, quartzitos, metarcósios e calcários cristalinos. São de cor cinza clara ou escura e granulação

média à grossa.

Nas proximidades dos falhamentos é comum o aparecimento de gnaisses facoidais a duas micas, com predomínio da biotita. O plagioclásio forma a maior parte da matriz e a microclina, em pequena percentagem na matriz e formando fenoblastos ocelares de cor avermelhada, orientados e e mais das vezes com desenvolvimento de cataclase (Foto 3).

Localmente pode encontrar-se facies como sillimanita-cianita-granada-biotita-gnaissse, sillimanita - cianita-moscovita-gnaissse e sillimanita-moscovita-biotita-gnaissse. Ocorrem, via de regra, no seio dos gnaisses acima descritos.

Os migmatitos ocupam grandes extensões nas áreas de ocorrência do Complexo Caicó, cujas regiões de domínio, em mapa, são caracterizadas pela redução ou ausência de traços de foliação, ou aparecimento de complexos dobramentos e estruturas fechadas. Apresentam de uma maneira geral, duas fácies distintas: uma, guardando como características os elementos planares, chamada de metatexitos por Mehnert (1971), exibindo estruturas dobrada, flebítica, estromática e "shollen", como dominantes, mas podendo apresentar ainda estruturas oftálmica, ptigmática e de dilatação; e a outra, com estruturas planares menos conspicuas ou ausentes, chamada de diatexitos por Mehnert (op. cit.), como "schlieren", nebulítica e pontuações anatexíticas (estrutura homófona). Os diversos tipos de estruturas não apresentam limites rígidos, podendo estar associados entre si e em um mesmo afloramento pode mostrar mais de um tipo.

As melhores exposições dos metatexitos encon -

tram-se na parte leste de São Luiz do Curu e Santana do Acaraú, sudoeste de Pentecoste e Apuiarés, entre outros (Fotos 1 e 2). São rochas leucocráticas, de cor cinza-clara, granulação variando de média a grossa, constituídas de quartzo, feldspato, biotita e moscovita. A foliação apresenta dobramentos complexos e micro-fraturamentos, preenchidos por veios quartzosos, aplíticos e pegmatitos multidirecionais. Estruturalmente, formam inúmeros dobramentos sinformais e antiformais, com as superfícies axiais sem apresentar uma definição quanto a vergência. Nas regiões de Senador Sá, leste de Santana do Acaraú e sul de Sobral, estes migmatitos foram reconhecidos por Costa et alii (op. cit.), como migmatitos heterogêneos, com estruturas diadisiáticas, agmatíticas e epibolíticas dominantes.

As análises petrográficas dos neossomas e dos paleossomas de diversos locais e estruturas, revelaram como minerais essenciais o plagioclásio, quartzo, microclina e biotita, tendo ainda alguma hornblenda e/ou moscovita, como sub-essenciais. Os acessórios geralmente são apatita, opacos e zircão, e como mineral secundário, a sericita. Dependendo do grau de metamorfismo alcançado, os neossomas são descritos como moscovita-leptito, biotita-leptito, gnáissos quartzo-feldspático, leuco granito-gnáissico. E os paleossomas originários de sedimentos pelíticos, são classificados como biotita-xistos, hornblenda-biotita-xistos e mica xistos feldspatizados (leptinitos).

No extremo noroeste da área, as análises revelaram neossomas claros, constituídos essencialmente de quartzo, microclina e plagioclásio, e raramente hornblenda e biotita; e paleossomas anfibolíticos, constituídos de hornblenda, plagioclásio, biotita e quartzo, e biotíticos,

com textura granoblástica-orientada, constituídos de biotita, moscovita e alguma hornblenda (Costa et alii, op. cit.).

Os diatexitos, por sua vez, ocorrem com maior frequência entre o agude Caxitoré e Serrote da Cruz, arredores de Serrote e serra Santa Lúcia, além das regiões a leste das serras de Tucunduba e do Feijão, Itatira, Caridade, Caio Prado e Bonhu, norte de Quixadá e Araras, e sudoeste de Itapipoca, Amontada e Tamboril. As estruturas mais comuns são nebulítica,—"schlieren" e anatexitica, esta formando pequenos núcleos difusos.

Tais migmatitos são de coloração cinza-claro, com granulação variando de fina a grossa, eventualmente porfiróide com textura granular, orientada ou difusa, cortada por inúmeros veios quartzosos ou aplíticos preenchendo fraturas ou formando dobramentos pignáticos. São constituídos essencialmente de quartzo, plagioclásio, microclina, biotita, moscovita e hornblenda. O aparecimento da microclina e da moscovita está condicionado às zonas próximas do Complexo Tamboril-Santa Quitéria, onde a estrutura mais das vezes passa a oftálmítica.

Os anfibolitos são rochas de cor esverdeada, formando pequenas lentes quando encaixadas nos migmatitos e, lentes maiores, as vezes chegando a quase 50 metros de extensão, quando encaixadas em gnaisses (hornblenda-biotita-gnaissado). Podem ainda ocorrer próximo a rochas calcossilicatadas. Macroscopicamente, são constituídos de hornblenda verde e algum feldspato. O quartzo é raramente observado. Nos anfibolitos encaixados em gnaisses, distinguem-se ao microscópio plagioclásios cálcico a intermediário, hornblenda, quartzo, epidoto-zoisita e diopsídio e alguma augita. Naqueles encaixados em migmatitos, só ocor-

rem os plagioclásios cálcico a intermediário, hornblenda e quartzo.

Entre Madalena e Quixadá ocorrem várias lentes de rochas de cor esverdeada, laminada, cujo aspecto mineralógico-textural ora se aproxima de anfibolito, ora de calcossilicática. Tratam-se de lentes de metabasitos, cuja ocorrência mais importante situa-se a oeste de Madalena, região estruturalmente movimentada, com algumas rochas básicas preservadas. Macroscopicamente, observam-se apenas anfibólio, feldspato e quartzo, estes às vezes acinzentados. Na análise microscópica, foram constatadas a presença de anfibólios como hornblenda e actinolita-tremolita e piroxênio de natureza cálcica, augita, plagioclásio e andesina, e, às vezes, quartzo de segunda geração com forte extinção ondulante e efeitos de quebramento.

Os quartzitos são responsáveis por feições morfológicas de serrotes alongados, principalmente a noroeste da falha de Forquilha, onde predominam quartzitos puros bastantes cristalizados em espessos bancos muitos fraturados. Eventualmente aparecem quartzitos impuros feldspatizados. Nas demais localidades o quartzito forma pequenos serrotes alongados e descontínuos, orientados segundo o "trend" regional. São rochas de pouca espessura, às vezes dobradas, bastante recristalizadas, laminadas, fraturadas, granulação fina, textura maciça e cor creme. Quando próximas dos gnaisses tornam-se algo moscovíticos, em pequenas palhetas desenvolvidas segundo os planos da laminação. Ao microscópio apresentam um mosaico quartzo-granoblástico, podendo eventualmente conter moscovita e opacos.

Os calcários cristalinos são geralmente dolomíticos de cor creme e branco-leitoso, maciços, textura gra

nular-mosqueada a sacaroidal, granulação fina a média. possuem às vezes faixas de cor cinza-esverdeada, evidenciando impurezas de grafita, minerais micáceos e hornblenda. Os calcários encaixados nas litologias gnáissicas formam lentes espessas de extensão às vezes de alguns quilômetros. Entre as mais importantes situam-se aquelas das regiões a sudoeste de Patos e leste de Capistrano, a oeste de Aratuca e Canindé, e por toda uma faixa norte-sul entre Catuana e Pacoti. As análises químicas destes calcários mostraram alta percentagem de MgO, com uma média de 19,5%, CaO, de 30,3% e resíduos insolúvel, de 2,7%.

As associações mineralógicas presentes em quase todas as amostras estudadas do Complexo Caicó são dos tipos sillimanita-moscovita-granada, sillimanita-cianita-granada-moscovita, granada-cianita, moscovita-cianita, sillimanita-granada, sillimanita-almandina-biotita-moscovita e feldspato potássico-oligoclásio-quartzo. Fazendo-se um estudo comparativo destas associações com os tipos básicos apresentados por Miyashiro (op.cit.), conclui-se que a área investigada pode ser enquadrada nos terrenos de média pressão, com temperatura variando de média a alta, da fácies anfíbolito, cujas sub-fácies são caracterizadas pela sillimanita e cianita. Segundo conceito de outros autores, pode-se ainda enquadrar a área do projeto nas zonas da cianita e da sillimanita da série de Barrow (In: Miyashiro, op. cit.) ou ainda na almandina-anfíbolito de Turner & Verhoogen (1960) e Winkler (1974).

6.2.2 - Rochas Plutônicas Granulares

Esta unidade reúne todas as rochas com caracteres texturais, petrográficos e estruturais semelhantes às rochas formadas na profundidade. Os tipos litológicos com afinidades entre si, foram agrupados, independentemente da individualização petrogenética e de possíveis eventos cronológicos relacionados com as suas origens. Na área do projeto, são poucos os trabalhos que versam sobre rochas granulares, e dentre eles, merecem destaque Moraes et alii (1963), Leal (1970), Manoel Filho (1970), Costa et alii (1973) e Santos et alii (1972). Segundo estes autores, as rochas granulares são granitos ou granitóides, dioritos e sienitos.

Campos et alii (1976), em face a um considerável número de rochas granulares pré-cambrianas em terrenos metamórficos, na área do Projeto Rio Jaguaribe, estabeleceram o critério lito-estratigráfico para a individualização de uma unidade semelhante. Assim, estabeleceram três subdivisões, quais sejam: granitóides, gabróides e sienitos.

Neste trabalho, em consonância com estes últimos autores, cujos estudos foram desenvolvidos em área contígua, a esta aqui enfocada, adotou-se a mesma subdivisão criteriosa e simplista, para individualização das rochas granulares. Assim sendo, tem-se: os granitóides englobam as rochas graníticas, granodioríticas e afins; os gabróides reúnem dioritos, gabros e ultrabasitos; e, os sienitos.

Os termos ácidos graníticos-granodioríticos,

são equivalentes aos tipos Itaporanga e Itapetim, de Almeida et alii (1967) e definidas como sintectônicas. Os corpos básicos, são geralmente pequenos, sub-circulares e quase sempre mostrando evidências de granitização. O sienito foi descrito por Costa et alii (op. cit.), na região de Senador Sá, onde o mesmo forma a serra de Tucunduba.

6.2.2.1 - Granitóides (peg)

Os granitóides constituem os corpos plutônicos ácidos, onde se agrupam as associações graníticas - granodioríticas, equigranulares ou porfiróides, de difícil individualização. Encontram-se distribuídas em vários locais na área estudada, formando corpos alongados ou elípticos, concordantes com a estruturação regional NNE-SSW.

O granitóide da região de Quixadá, constitui a terminação setentrional do grande facólito que se estende desde a cidade de Senador Pompeu, na área do Projeto Rio Jaguaribe. Sua forma é alongada, abrangendo uma área de aproximadamente 200 km², cujo eixo maior está orientado segundo a direção NE-SW. Seus contatos com as rochas circunjacentes, os gnaisses e migmatitos do Complexo Calcó, são bruscos ou transicionais. Em torno do "corpo", a foliação das encaixantes, apresenta atitudes com valores angulares da ordem de 45°, com mergulhos voltados para o interior do mesmo.

A textura varia de local para local, ora dominando o tipo equigranular, ora o tipo porfiróide, podendo ainda apresentar orientação dos seus constituintes mineralógicos, como se observa na foto nº 19. A granulação também é variável, podendo localmente ser fina, média ou

grossa. A orientação dos minerais, parece subordinar - se aos efeitos tectônicos superimpostos pela falha de Senador Pompeu, chegando às vezes a desenvolver estrutura do tipo "augen". Seu comportamento petrográfico é bastante heterogêneo, incluindo litologias como granodioritos, granitos, granodioritos-gnáissicos, granitos-gnáissicos, monzonitos e dioritos, intimamente associados e de difícil individualização. As fácies graníticas e granodioríticas, são en tretanto as dominantes. Aportes pegmatóides, de ascendên cia migmatítica, são frequentes no seio do granitóide, de vido à associação dos mesmos com os fenômenos metamórfico-metassomáticos. Resultam dessa grande variedade litológica, formas singulares de relevo residual, modeladas sobre as litologias mais resistentes, com longas caneluras e ca vernas (foto nº 12), constituindo o maior e mais espetacular "campo de inselbergs" da região Nordeste.

O granodiorito tem cor cinza, textura porfiroide e granulação média a grossa. Os porfiroblastos são de microclina, com formas retangulares, tendo em média 4,0 centímetros de comprimento. Estão orientados segundo a direção regional, sobre uma matriz granular constituída de quartzo, feldspato e biotita (foto nº 16). O estudo de seção delgada, revelou uma textura heterogranular, orientada ou isotrópica. Entre os minerais essenciais foram encontrados plagioclásio, comumente oligoclásio, em cristais xe nomorfos; microclina, em cristais disformes apresentando intercrescimento mirmequítico ou como fenoblastos; quar tzo, em pequenas grãos com extinção ondulante e intercrescimento mirmequítico; biotita e hornblenda, em palhetas bem desenvolvidas, porém estando esta última em menor proporção e dimensões mais reduzidas. Os acessórios, são titaní

ta, epidoto-zoisita, alanita, opacos e zircão e, os minerais de alteração secundária, são sericita e caulinita.

São frequentes em todo o "corpo", enclaves de natureza diorítica, de cor escura, granulação média, textura granular-gnáissica e formas variadas (sub-esféricas ou alongadas), com bordas bem definidas. São interpretadas como as remanescentes básicas, anteriores à granitização.

Os termos graníticos, apresentam-se com coloração cinza-claras ou róseas, textura conspícua, algo orientada, raramente porfiróide e, granulação fina a média. São constituídas de quartzo, feldspato e biotita, mas eventualmente pode aparecer hornblenda. Estes granitos são considerados como calco-alcalinos, porém composicionalmente não são idênticos aos granitos ideais de Eskola. Predominam tipos como biotita-granitos porfiróides, hornblenda-biotita-granitos, hornblenda-granitos e granitos monzoníticos. Outrossim, apresentam enclaves de granodioritos e relíquias de estruturas gnáissicas e/ou migmatíticas. São cortadas por veios quartzosos, aplíticos e de granito fino (foto nº 18), preenchendo fraturas.

Na análise microscópica, observou-se uma composição essencial formada por plagioclásio, normalmente oligoclásio, microclina, quartzo, biotita e hornblenda, num arranjo heterogranular isotrópico ou algo orientado. Como minerais acessórios, ocorrem apatita, epidoto-zoisita, titanita e opacos e, como minerais secundários, carbonato, sericita, clorita e caulinita. Nos tipos porfiróides, a microclina apresenta-se em grãos anedrais e fenoblastos; o plagioclásio em cristais disformes, geralmente alterados; e o quartzo em pequenos cristais, às vezes goticular. Esta textura porfiróide, ocorre mais frequentemente na facies

hornblenda-biotita-granito.

A facies biotita-granito, geralmente ocorre como veios espessos, cortando os granitos ou granodioritos (foto nº 17.). São geralmente de cor cinza clara, textura equigranular e granulação fina, ocorrendo de preferência ao longo de fraturas. Seus contatos são bruscos, porém eventualmente podem apresentar invaginações, onde englobam porções angulosas não digeridas, da rocha hospedeira. Com põem-se essencialmente de microclina, plagioclásio, quar tzo, biotita e moscovita, tendo como acessórios, alanita, opacos, apatita e zircão.

A facies diorítica é mesocrática, de granula ção média, ocorrendo sob a forma de "manchas" ou enclaves básicos (fotos nºs 14 e 16.), entre os granodioritos ou granitos. As vezes podem localmente mostrar aspecto gabrói de de forma grosseiramente circular, porém, em ambos os ca sos, os contatos são transicionais para com a fácies cir cunjacente, ou eventualmente bruscos. Muitas vezes observa se no contato destas facies para com os granodioritos uma evidente gradação que sugere ser o granodiorito originado do diorito por potassificação (microclinização).

Os termos gnáissicos referem-se às rochas a cima descritas, com desenvolvimento de estrutura "augen" ou de laminação acentuada devido a efeitos tectônicos.

Das observações de campo e resultados analí ticos do granitóide de Quixadá, conclui-se que:

a) há acentuados efeitos de potassificação nos corpos e nas enclaves básicas (dioritos, etc.), evidenciados pela formação de microclina;

b) o granodiorito é derivado de rochas básicas anteriores, por efeitos metassomáticos, acarretando nos minerais neo-formados, de substituição, no caso microclina e quartzo, intercrescimentos mirmequíticos;

c) os granodioritos e granitos, equigranulares ou porfiróides, seja quanto à composição, seja no aspecto textural, aproximam-se do granito Itaporanga, de Almeida et alii (op. cit.);

d) a presença de epidoto e titanita em diorito e granodioritos, segundo Guimarães (1960), é indicativo de fenômenos metassomáticos;

e) o contato geológico do "corpo" granitóide é concordante e transicional para com as encaixantes, de quem ainda guarda intimidades texturais. A ausência de indícios de movimentos tectônicos e de deslocamentos nos remanescentes gnáissico-migmatíticos, reforçam a hipótese de origem metamórfico-metassomática, cujo desenvolvimento se deu in-situ ou em um nível de crosta muito próximo;

f) os granitos finos equigranulares assemelham-se àqueles denominados por Almeida et alii (op. cit.) de Itapetim;

g) parece haver pelo menos três fases na granitização destas litologias. Em primeiro lugar, a potassificação (microclinização) nos dioritos, originando granodioritos; silicificação dos granodioritos, originando granitos porfiróides e afins; e por último, reomorfismo, originando os granitos finos formados em ambientes quimicamente compatíveis.

O granitóide de serra Azul apresenta forma

elipsoidal, com o eixo maior da ordem de 8 km, alinhado se gundo a direção NE-SW. Exibe contato nítido com os gnáiss es e migmátitos do Complexo Caicó. A borda oriental do "corpo", distando 1,5 km da falha de Senador Pompeu, mos tra indícios de deformação tectônica, como deslocamentos e quebramentos dos componentes minerais. Em escala de afloramento a rocha é leucocrática, maciça, de cor cinza clara a rósea, granulação média a grossa, formada por quartzo, felds patos (cinza e róseo) e biotita.

A leste de Amontada, nos arredores do riacho dos Macacos, ocorre um "corpo" granitóide de forma ovalada e de pequenas dimensões, encaixado concordantemente na es truturação regional NNE-SSW. Seus contatos são transicionais com os migmátitos circunjacentes, e bruscos para os sedimentos do Grupo Barreiras, na porção setentrional. A rocha tem coloração rósea, textura homogênea e granulação média. Possui duas fácies petrográficas: uma na borda do "corpo", formada por hornblenda-biotita-granito-gnaisse, a fetada por efeitos tectônicos da falha de Forquilha; e, a outra, a facies dominante que se trata de um hornblenda granito, formado por quartzo, feldspato (de cor rósea e creme), e hornblenda. Ao microscópio, foram distinguidos como minerais essenciais da facies hornblenda-granito, a microclina pertítica, plagioclásio oligoclásio, quartzo, hornblenda e alguma biotita. Os acessórios são opacos, ti tanita, zircão, alanita e moscovita. Os minerais secundários são carbonato, geralmente derivado do plagioclásio, se ricita e clorita. A presença de microclina-pertítica, reve la a incidência de processos metassomáticos.

No extremo oeste da área investigada, próximo ao açude Araras, Costa et alii (op. cit.), identifica -

ram um biotita-hornblenda-granito. Trata-se de um granitói de de forma irregular, estendendo-se para além dos limites da área investigada. Seus contatos são transicionais e localmente falhados. A sua coloração é cinza clara, com textura equigranular, com granulação média a grossa, constituída de quartzo leitoso, feldspato, hornblenda e biotita. Eventualmente, podem ser observados não digeridos de rochas gnáissicas ricas em biotita e hornblenda. As análises microscópicas revelaram uma textura hipidiomórfica-granular, com cristais idiomórficos de máficos e de feldspato, e cristais xenomórficos de quartzo. Os feldspatos são representados pelo plagioclásio (oligoclásio) geminado com algum zoneamento, ortoclásio e microclina geminada segundo a lei de Carlsbad. Estas análises mostraram também uma composição granodiorítica, devido ao enriquecimento potássico através da microclina.

6.2.2.2 - Gabróides

Nesta unidade, estão incluídos os dioritos (pEd), gabros (pEgb) e ultrabásicas (pEsub). Apresentam formas elípticas ou ovóides, contatos concordantes bruscos e às vezes transicionais, com os gnaisses e migmatitos do Complexo Caicó.

Na parte setentrional da área investigada, distante 4 km a oeste de Amontada, situa-se um "corpo" básico em forma de pingo d'água. Seus contatos são transicionais e as rochas circunjacentes estão intensamente dobradas. A rocha é melanocrática, de cor cinza escura, textura homogênea e granulação média a grossa, constituída de feldspato, biotita, anfibólio e piroxênio, com algum quartzo. Em

alguns pontos do corpo, distinguem-se pequenos núcleos de textura e composição semelhantes aos gabros. A análise da seção delgada revelou uma composição essencial constituída de plagioclásio (andesina) biotita, hornblenda básica, hiperstênio e augita, além de grafita e carbonato, como acessórios.

A leste de Apuiarés foram reconhecidos dois pequenos corpos ovalados, concordantes com as estruturas regionais e em contatos nítidos com os gnaisses circunjacentes. O corpo maior, que forma o serrote de Serrinha, mostra em escala de afloramento, evidências de certa feldspatização. Ambos os corpos são formados por rocha melanocrática, cinza escura, textura homogênea e granulação média a grossa. Amostra coletada no "corpo" do serrote de Serrinha, foi descrita como granada-quartzo-diorito, composto essencialmente de hornblenda, plagioclásio, granada e quartzo.

Na região de Madalena ocorrem também dois corpos de rochas básicas. O corpo maior situa-se nos arredores da citada vila, e o menor, ao sul da falha do rio Groaíras. Os contatos com as rochas circunvizinhas são transicionais e de difícil delimitação, devido ao intenso aporte feldspático que afetou a região. Estes aportes, de caráter pegmatóide, mascararam quase completamente os corpos básicos, que às vezes assumem aspectos de gnaisse diorítico. A coloração varia de cinza clara a escura, textura granular-gnáissica e granulação média a grossa. Os minerais mais comuns são feldspato, quartzo, biotita e hornblenda. Nas zonas mais gnáissicas a foliação apresenta-se sub-horizantalizada, podendo mostrar ainda estruturas migmatíticas. O estudo de lâmina mostrou que grande parte das amostras estão cataclásadas. Foram classificadas como quartzo-diorito gnáissico,

constituído essencialmente de oligoclásio, hornblenda, quartzo e biotita, tendo como acessórios, epidoto-zoisita, titanita, apatita, opacos e zircão. Localmente encontram-se associados a ambos os corpos, rochas do tipo noritos, como hiperstênio-dioritos, piroxênio-dioritos gnáissicos e hornblenda-gabros.

A única ocorrência de rocha básica que se destaca na topografia localiza-se a leste de Capistrano, onde é conhecida por Pedra Aguda (foto 11). Sua forma é elipsoidal com o eixo maior orientado segundo a direção N-S e concordante com as estruturas regionais. Em torno do corpo e em contato brusco ocorre leptito do Complexo Caicó, como que formando uma estrutura anelar, com mergulhos voltados para o corpo básico. Encontram-se ali litologias intermediárias a básicas, com predominância de dioritos, dioritos gnáissicos e representantes locais de granito gnáissico e aplito. Os dioritos têm aspecto maciço, cor cinza, textura equigranular e são constituídos de piroxênio, feldspato, biotita, hornblenda e quartzo. Observou-se ainda grande quantidade de blocos melanocráticos no terreno, provavelmente oriundos de andesito filoneano, cuja granulação é ora afanítica, ora fanerítica. Entre os dioritos, a fácies dominante é de hiperstênio diorito, que em seção delgada mostrou uma composição essencial formada por hiperstênio, plagioclásio (andesina), biotita, hornblenda basáltica e quartzo. Como acessórios foram identificados opacos e apatita. No corpo diorítico, encontram-se restos de granito gnáissico de granulação fina, composto de microclina, plagioclásio ácido e biotita, entre os minerais essenciais, além de opacos, epidoto e rutilo, entre os acessórios. Como termo ácido mais importante, destaca -

se o "pico" aplítico da Pedra Aguda (foto 11).

Cêrca de 20 km a sudeste do corpo de Pedra Aguda, na parte leste da vila de Caio Prado, identificou-se outro corpo básico de forma ovalada, com o eixo maior orientado na direção E-W, concordante com as encaixantes com quem mantém contato transional. Sua cor varia de cinza clara à escura, textura homogênea ou gnáissica e granulação média a grossa. Observa-se grande variação litológica, desde rochas félsicas (leuco-granito) e ultramáficas (espessartito). Predomina a facies hiperstênio - diorito, com andesina, hiperstênio, biotita, hornblenda básica e augita. Na parte central do corpo aflora enderbito com textura gnaissóide, sob a forma de mancha elipsoidal. É composto de plagioclásio intermediário, hornblenda, hiperstênio e biotita e, como minerais varietais, quartzo e granada. Associada a esta facies, ocorre granodiorito gnáissico de granulação média, fortemente orientado e composto de oligoclásio, quartzo, microclina, biotita e moscovita. Na borda sudeste foi identificada uma rocha ultramáfica de cor cinza escura, na qual foram encontrados indícios de sulfetos. Os estudos de seção delgada mostraram tratar-se de anfíbio-piroxenito constituído essencialmente de augita, hornblenda parda e biotita, e tendo como acessórios, opacos e apatita. Esta ultrabásica mostra certa semelhança com aquela descrita por Williams et alii (1970), na região de Monteregian Hills, Quebec, no Canadá. Ainda na borda sudeste do corpo, na zona de contato com os gnaisses e migmatitos, encontra-se um possante dique de espessartito maciço, granulação fina, textura porfirítica, com fenocristais prismáticos finos de hornblenda parda em uma matriz de andesina, hornblenda parda e augita. Corresponde a um tipo de lampró

firo, onde a andesina é o plagioclásio dominante, seguido pela hornblenda parda e augita, arranjados numa textura panidiomórfica.

Encaixado na sequência gnáissica do Complexo Caicó, ocorre o corpo ultrabásico do serrote Manoel Gonçalves, próximo à borda oeste da serra de Maranguape. Tem forma elipsoidal com eixo maior da ordem de 1, km, grosseiramente orientado segundo a direção N-S. O contato é bem definido e visível em aerofotos. Trata-se de um corpo de piroxenito provavelmente tabular, com aspecto maciço, granulação média equigranular, de cor castanha escura. Ao microscópio, o piroxenito mostra forte domínio de orto e clinopiroxênio sobre a hornblenda parda, augita, tremolita-actinolita e opacos, arranjados numa textura granular hipidiomórfica. Associado e concordante com este corpo foi identificado um dique de olivina-basalto, de cor cinza e textura fanerítica. Em seção delgada a olivina apresenta-se em fenocristais sobressaindo-se na matriz intergranular composta de labradorita, augita e olivina.

Outros corpos ultramáficos foram reconhecidos na parte leste da área investigada, porém devido a suas pequenas dimensões não foram assinalados nos mapas geológicos. Em geral assumem a forma de diques, sem controle tectônico definido.

Foram realizadas análises químicas quantitativas para 30 elementos em amostras de hiperstênio - diorito, piroxenitos e olivina-basalto, porém os resultados não registraram valores anômalos de metal de interesse econômico.

6.2.2.3 - Sienito (pEsi)

A única ocorrência de rocha sienítica foi descrita por Costa et alii (op. cit.) na região nordeste de Senador Sá, formando uma feição morfológica isolada, com elevação da ordem de 400 metros, conhecida como serra de Tucunduba. Corresponde a um sienito de granulação grossa, porfiróide, com cristais automorfos de feldspatos geminados, de até 8 cm de comprimento, dispersos aleatoriamente em uma matriz verde escura de granulação fina a média. Em seção delgada, os pórfiros foram identificados como oligoclásio com geminação polissintética fina e regular. Na matriz sobressaem-se pequenos cristais de álcali-feldspato em um mosaico de quartzo, epidoto, clorita e sericita. Não há evidências de metassomatose potássica. Ocasionalmente pode ocorrer quartzo-sienito. Por efeito de falhamentos, observa-se pequena zona de cataclasitos nas bordas ocidental e oriental do corpo sienítico, porém não há indícios de orientação nos minerais, o que parece sugerir uma origem pós-tectônica para tal corpo.

6.2.3 - Complexo Tamboril/Santa Quitéria (pEtsq)

Esta unidade ocupa aproximadamente 20% da área total do projeto, distribuída em duas grandes ocorrências: uma, a sudoeste de Fortaleza englobando as serras de Maranguape e Pacatuba; e a outra, no extremo sudoeste da área investigada, estendendo-se para norte até a região de Itapipoca.

Moraes et alii (op. cit.) descrevem esses mesmos terrenos nas regiões de Tamboril-Santa Quitéria-Mon

senhor Tabosa e Irauçuba-Itapagé, como extensas áreas com predominância de rochas migmatíticas e graníticas. Beltrão (1970), faz referências às rochas da região sudoeste de Fortaleza como pertencendo a um grande sinclínrio, como direção NE-SW, desenvolvendo na sua porção central as grandes dorsais graníticas das serras de Baturité e Maranguape. Leal (1970), refere-se às rochas da outra ocorrência desta unidade como uma extensa região de migmatitos e anátexitos dominantes, com núcleos graníticos localizados nas regiões de Santa Quitéria e Tamboril.

Santos et alii (op. cit.) mapearam a área a sudoeste de Fortaleza como granitóide e a segunda área, como provável embasamento pré-cambriano migmatítico-granítico, com granitóides localizados e migmatitos dominantes. Esta idéia foi aceita e exposta por Dantas (1974) na Folha Fortaleza. Suszynsky (1966), estudando o comportamento geotectônico nordestino, posicionou as rochas desta região como de ascendência migmatítica-granítica, nas zonas axiais da "geanticlinal do Ceará". Brito Neves (op. cit.), refere-se às áreas de ocorrência da unidade como um complexo antigo, eminentemente metassomático, dominante nos "altos regionais" e constituídos de granitos, migmatitos e gnaisses migmatizados. Em 1975, o próprio Brito Neves em suas novas conceituações geotectônicas do Nordeste, relaciona esses terrenos ao que ele chamou de "maciço mediano de Santa Quitéria", constituído de granitos e migmatitos, cercado por "faixas de dobramentos laterais".

O termo Complexo Tamboril/Santa Quitéria é usado neste trabalho, no mesmo sentido de Campos et alii (1976). Compreende litologias como gnaisses migmatíticos (com estruturas flebítica, estromática e oftâmica), mig

matitos (com estruturas "schlieren", nebulitos e anatexitos, dominantes) e granitóides variados com estruturas difusas e contatos transicionais.

A ocorrência a sudoeste de Fortaleza, abrangendo a região de Maranguape, Pacatuba e parte norte do maciço de Baturité, apresenta-se de forma ovalada, com o eixo maior orientado na direção NE-SW. A segunda ocorrência tem forma alongada, com direção geral NE-SW no extremo setentrional. Ao sul da falha do rio Groaíras a unidade ocupa toda a porção sudoeste da área estudada, assumindo uma forma grosseiramente elipsoidal, cujo eixo maior está orientado segundo a direção N-S.

Encontram-se boas exposições da unidade nas regiões de Maranguape, Pacatuba, Tamboril-Santa Quitéria, Umirim-Itapipoca e Umirim-Itapagé-Irauçuba. Morfologicamente, comporta-se como duas regiões serranas, onde a rede hidrográfica instalou-se segundo as direções de fraturamento. Do ponto de vista tectônico, o Complexo Tamboril/Santa Quitéria caracteriza-se por apresentar estrutura de "domo gnáisse-granítico", de Salop (1970), também chamados de "domos gnáissicos manteados" de Eskola (in: Salop, op. cit.), ou "domos migmatíticos" de Mehnert (1972), constituídos de litologias altamente homogeneizadas, migmatíticas e expoenciações graníticas, cuja formação é atribuída a movimentos diapíricos de massas, resultantes de reomorfismo de substrato gnáissico supracrustal, em nível mais profundo que aqueles das rochas regionais.

Os contatos com as unidades circunjacentes são bruscos quando com os sedimentos do Grupo Barreiras, que recobrem discordantemente as porções setentrionais de ambas

as áreas de ocorrência, e transicionais ou tectônicas ou eventualmente bruscos, quando em contato com as rochas do Complexo Caicó. Nos contatos transicionais, ocorre quase sempre uma faixa marginal onde se observa a mudança entre rochas amplamente foliadas e aquelas mais migmatizadas, características da unidade ora enfocada.

Ambos os maciços dômicos apresentam litologias amplamente foliadas na periferia, desde gnaisses e gnaisses migmatizados, até migmatitos metatexitos passando mais para o interior, a migmatitos diatexiticos e núcleos granitóides nas porções centrais. A passagem de uma facies para outra se faz gradualmente, com a perda gradativa da foliação dos gnaisses e migmatitos gnáissicos, para as estruturas de fluxo e difusas dos migmatitos diatexitos, até a homogeneização franca nos núcleos centrais, onde a rocha se enriquece de uma blastese potássica, que propicia a formação de rochas íntimas dos granitos.

No seio da massa migmatítica, não raro encontram-se remanescentes não digeridas de anfibolitos, anfíbolio-gnaisses, quartzitos e rochas calcossilicáticas.

Os gnaisses e migmatitos metatexitos são de cor cinza clara e granulação média a grossa, com foliação bem distinta (foto²⁰). As vezes são bandeados e eventualmente pegmatóides. A passagem dos metatexitos para os diatexitos é acompanhada de feldspatização potássica, caracterizada pela estrutura oftálmica, com fenoblastos oclares de até 2,0 cm de comprimento. Nas fácies mais migmatíticas ocorrem juntos, em escala de afloramento, estruturas ptigmáticas, agnática e de dilatação (Fotos³² e ³⁴), com microfalhas e microfraturamentos muitas vezes preenchidos por

quartzo, aplitos e rochas pegmatóides. Em lâmina fina, os gnaisses exibem textura granoblástica orientada e lepidogranoblástica, com cristais disformes de microclina às vezes pertítica, quartzo, oligoclásio e biotita em pequenas palhetas. Os migmatitos metatexitos mostram-se em lâminas finas, com textura granoblástica a granoblástica orientada nos paleossomas e xenomorfas, nos neossomas. São constituídas essencialmente de microclina pertítica, quartzo, plagioclásio e biotita, tendo moscovita e hornblenda como minerais varietais. Como acessórios, aparecem sericita, clorita, caulinita.

A fácies dominante do Complexo Tamboril/Santa Quitéria, corresponde aos migmatitos homogeneizados, ou segundo Mehnert (op. cit.), dos diatexitos e estruturas homófonas. São igualmente leucocráticos, de cor cinza a rósea, granulação fina a grossa e constituídos essencialmente de quartzo, feldspato (plagioclásio e microclina), biotita, moscovita, hornblenda e granada subordinada. Predominam entre os diatexitos, as estruturas "schlieren" (fotos n.ºs 28 e 29) nebulítica (fotos n.ºs 28 e 29) e anatexítica (foto n.º 16). As duas primeiras fácies, apresentaram em seções delgadas uma textura granoblástica-orientada nos paleossomas e xenomorfa-granular nos neossomas. Os minerais essenciais são quartzo, microclina, plagioclásio, em cristais disformes, às vezes geminados e pertíticos; biotita e moscovita em lamelas orientadas; e hornblenda em quantidade sub-essencial. Os acessórios são zircão, opacos, apatita e titanita, enquanto que sericita, clorita e caulinita, são derivados de alteração dos plagioclásios. Os núcleos anatéticos, ocorrem localizados em estruturas fechadas (mini-estruturas dômicas). É comum também o aparecimento de estruturas oftálmicas).

cas, provavelmente relacionadas a movimentos pós-tectônicos. Esta fácies é caracterizada por textura granular gnáissica, cor cinza a rósea e granulação grossa, onde abundam fenoblastos oclares de microclina (foto nº 27), cataclasados e de tamanho nunca superior a 3,0 cm.

Os núcleos anatéticos apresentam textura xenomorfa-granular e são constituídos de microclina em cristais disformes e intercrescimento pertítico, plagioclásio em cristais irregulares, com oligoclásio dominante, geminados segundo a lei da albita, e quartzo em cristais irregulares com extinção ondulante. Os granitóides formam corpos mais ou menos individualizados, em geral sub-circulares ou grosseiramente elípticos, com dimensões consideráveis. Muitas vezes destacam-se na topografia (foto nº 22), como os maciços Tamboril e Itapagé-Irauçuba, e serras de Manoel Dias e da Boa vista. O posicionamento estrutural de tais maciços indica uma afinidade com as zonas apicais do processo de granitização das rochas altamente migmatizadas, desenvolvido em um nível infracrústal profundo. Comumente, os granitóides são de cor cinza clara, podendo ocorrer também os tipos mais escuros e róseos. A granulação varia de média a grossa, até os tipos equigranulares e porfiróides. Os resultados das análises indicaram composição próxima dos granodioritos como as mais comuns. Ao microscópio, observa-se quase sempre a textura porfiróide, com porfiroblastos de microclina dispersos numa matriz granular, constituída de oligoclásio, quartzo, microclina e biotita. A microclina, com intercrescimento pertítico, engloba cristais e manchas de plagioclásio remanescentes da microclinição, os quais, muitas vezes, estão conectados aos fios da pertita. Os cristais de plagioclásio são geminados exi -

bindo frequentemente bordos menos cálcicos (provavelmente albiticos) nos contatos com a microclina, alterando às vezes para substâncias argilosas e moscovita. Eventualmente, podem ocorrer tipos com dioritos e afins. A seção delgada revela uma textura xenomórfica-granular, constituída essencialmente por microclina, oligoclásio e quartzo, tendo moscovita e biotita como sub-essenciais. Os acessórios são carbonato, sericita, e epidoto. Os feldspatos mostram sinais de deformação, com a microclina corroendo o plagioclásio e, biotita com a moscovita formam aglomerados. Ocorre ainda tipos filoneanos de granito fino, de cor cinza-clara e textura equigranular. Ao microscópio revelam um agregado fortemente engranzado, de microclina, plagioclásio ácido e quartzo, com frações acessórias de biotita, moscovita e opacos. A microclina mostra-se pertítica, comumente invaginando os cristais de plagioclásio.

São frequentes nestas litologias granitizadas, enclaves de natureza, classificação e dimensões diversas, podendo ser migmatítica, como se observa na foto nº 23, ou diorítica, como na foto nº 31 e mais raramente anfibolítica. O fenômeno de potassificação é evidente, pela abundância da microclina, revelando formação tardia em relação ao plagioclásio, o qual substitui e comprovando o metasomatismo pelo intercrescimento mirmequítico. A potassificação também acarreta uma abundância da moscovita.

Os granitos finos parecem ter sido originados por fenômenos reomórficos, no último estágio de metasomatismo, nas rochas desta unidade.

6.2.4 - Complexo Independência (PCI)

Esta unidade foi mapeada pela primeira vez por Barreto (1967), na região de Independência, Estado do Ceará, onde o autor reconheceu três grupos: o Grupo Cruzeta (basal) constituído de uma sequência de gnaisses leptiniticos com intercalações de hornblenda-biotita-gnaisses; o Grupo Independência (médio) formado por biotita-gnaisses facoidais e biotita-xistos, ambos granadíferos; e o Grupo Ematuba (superior) constituído de quartzitos e gnaisses migmatíticos.

Outros autores como Andrade (1969), Andrade (1969) Fonseca (1969), Leal (1970) e Santos et alii (1972), referiram as rochas da região de Independência e Pedra Branca no carácter estritamente litológico.

Em 1976, Campos et alii, na área do Projeto Rio Jaguaribe, agruparam toda a sequência para-gnaissica das regiões de Independência-Pedra Branca e Quixeramobim sob a designação geral de Complexo Independência, no sentido puramente lito-estratigráfico.

Em virtude da contiguidade da área ora enfocada com a do Projeto Rio Jaguaribe, será adotada, para esta unidade, o mesmo critério usado por Campos et alii (op.cit.).

O Complexo Independência abrange aproximadamente 5% da área do projeto, ocorrendo em duas localidades distintas, uma a oeste de Quixadá e outra a oeste de Madalena, ambas na porção meridional.

O corpo situado a oeste de Quixadá formando a serra do Estevão mostra, na sua extremidade ocidental, contato tectónico marcado por falhamento de empurrão, com pare

dões abruptos (foto 37). Nesta zona de contatos os mergulhos da foliação são sub-horizontais com acentuado desenvolvimento da clivagem de crenulação em moscovita-xisto quartzoso localmente presente. Os planos axiais dos microdobramentos apresentam mergulhos fortes e desenvolvimento de estruturas de fluxo, com quartzo ocupando as zonas axiais das microdobras. Neste local, a geometria do dobramento é uma sinclinal inclinada, com superfície axial mergulhando para sudeste e caimento do eixo da dobra para sudoeste. Na porção setentrional, mais próximo à terminação periclinal da dobra, as foliações mostram mergulhos suaves entre 10 e 40° (foto 36), enquanto que para sul estes valores são altos, em torno de 50-60°.

Na região a oeste de Madalena esta unidade tem forma semi-elíptica e feição morfológica variada, ora suave, ora ondulada e serrana, consoante com os mergulhos das rochas. A foliação apresenta orientação geral NE-SW em sucessivos dobramentos sinformes e antiformes com os planos axiais mostrando caimento para NW. Os contatos com as unidades circunvizinhas são concordantes, com pequeno deslocamento sinistrógiro nas proximidades da Falha rio Groaíras.

O Complexo Independência é uma sequência para-metamórfica constituída basicamente de biotita-gnaisses, hornblenda-gnaisses, moscovita-biotita-gnaisses granadíferos e gnaisses leucocráticos (arcoseanos) em uma associação cuja separação é difícil, incluindo intercalações de lentes anfibolíticas e de calcário cristalino.

Os biotita-gnaisses são de cor cinza clara, têm granulação de fina a média, textura gnáissica, representada por alternância de finos leitões claros e escuros (foto

36). Esta fácies é bastante comum na sinclinal a oeste de Quixadá, aumentando consideravelmente de espessura no corpo situado a oeste de Madalena, quando já apresenta granulação variando de média a grossa, onde às vezes, os leitos claros, assumem caráter pegmatóide, possivelmente por se tratar da fácies mais inferior da sequência, em contato com o Complexo Caicó.

No exame microscópico os gnaisses mostram arranjo granoblástico a granoblástico-orientado, tendo como minerais essenciais oligoclásio, quartzo e biotita, com uma abundância do feldspato, podendo ter ainda alguma granada e acessórios como rutilo, opacos, moscovita, turmalina, apatita, zircão e minerais secundários como sericita e clorita.

Os gnaisses leucocráticos (arcoseanos), ocorrem com mais frequência no corpo oeste de Madalena, ora em finos leitos félsicos de aproximadamente 15 centímetros de espessura, ora formando "bandas", da ordem de 1 metro de espessura, levando-se a supor tratar-se mais de uma de ambiente deposicional do sedimento original (arcoseano), do que de uma fácies gnáissica, pois pode ocorrer associado aos biotita-gnaisses, moscovita-biotita-gnaisses ou hornblenda-biotita-gnaisses.

A análise microscópica revelou tratar-se de um leptinito constituído essencialmente de microclina, plagioclásio e quartzo, em textura granoblástica orientada em teores significativos de biotita e epidoto-zoisita, tendo como acessórios, clorita, sericita, caulinita, opacos, zircão e titanita.

Os hornblenda-biotita-gnaisses ocorrem tanto na área de Quixadá como na de Madalena, ocupando uma porção

mediana dentro da unidade, podendo eventualmente situar - se na base. Formam finos leitões claros e escuros de constituições de quartzo-feldspática e hornblenda-biotítica, de até 30 centímetros de espessura, formando rochas bem compactas e com foliação proeminente e com laminação acentuada. Ocorrem com frequência nesta facies, lentes anfibolíticas e leitões quartzo-feldspático, subordinados e encaixados concordantemente. Estes gnaisses apresentam coloração cinza-esverdeada, foliação proeminente, laminação bem distinta e granulação de fina a média. As atitudes mostram mergulhos da ordem de 40° , em média, na região da serra do Estevão, a oeste de Quixadá, enquanto que na região de Madalena podem estar subhorizontalizadas.

Parecem guardar uma certa intimidade com os gnaisses leucocráticos, haja visto que quase sempre ocorrem bordejando os mesmos.

Microscopicamente, formam um agregado granoblástico a granoblástico-orientado, evidenciado pelo arranjo sub-paralelo dos prismas de hornblenda. Os minerais são plagioclásio, quartzo, hornblenda, biotita, como domínio do primeiro que pode apresentar alteração para sericita e caulinita. Como minerais varietais ocorrem a granada e epidotozoisita e, como acessórios, opacos, titanita, alanita, zircão e apatita.

Os moscovita-biotita-gnaisses granadíferos ocorrem em relativa abundância na sequência de Quixadá, mas são realmente abundantes na sequência de Madalena, onde parecem estar posicionados no topo, em contato com o Grupo Ceará. São de cor cinza-clara, foliação proeminente, granulação média, com as intercalações dos félsicos e máficos apresentando espessuras variáveis, ora delgada, ora mais espessa, com

as micas percentualmente equivalentes. Uma laminação mais ou menos intensa é observada, assim como a abundância de cristais de granada, bem formados ou não. A cianita em pequenos cristais tabulares e a sillimanita em raros cristais ociculares podem estar presentes.

Microscopicamente, apresentam como minerais essenciais, quartzo, plagioclásio (oligoclásio), microclina, moscovita e biotita, formando um agregado granoblástico-orientado, mostrando a microclina em cristais disformes e intersticiais e o plagioclásio com alterações para argilas. Como acessórios aparecem a granada, às vezes abundante em pequenos cristais, opacos, apatita, titanita e zircão e, como secundários, clorita e sericita.

Localmente, pela abundância de determinado mineral, ou por efeito cataclástico, podem-se reconhecer outras fácies gnáissicas de ocorrência restrita como augengnaisses, na região de Águas Belas e nas proximidades da falha rio Groaíras; cianita-moscovita-biotita-gnaisse e cianita-biotita-gnaisse, distribuídos nas fácies anteriormente descritas.

Os anfibolitos ocorrem encaixados concordantemente nos hornblenda-biotita-gnaisses e nos biotita-gnaisses, localmente bandeados. São corpos lenticulares pouco espessos, com 1,0 metro no máximo, por 2-5 metro de comprimento, aproximadamente, de coloração esverdeada escura, com textura orientada, laminada, de granulação média, formados essencialmente por anfibólio (hornblenda) e feldspato, sendo o primeiro em proporções extremamente dominante.

Os calcários cristalinos ocorrem como lentes descontínuas, com comprimento variando de 50 a 200 metros em

média e espessura máxima aparente da ordem de 20 metros. Es tão encaixadas preferencialmente nos gnaisses bimicáceos e são mais abundantes na região de Madalena. São de cor branca, compactos, bastante recristalizados, fraturados, com granulação média e textura sacaroidal. Constituem-se quase exclusivamente por cristais de calcita, podendo raramente apresentar impurezas de opacos e palhetas de biotita e/ou grafita.

A análise química de alguns destes calcários ! revelou serem altamente magnesianos, cujos teores variam de 18,7 a 20,5%.

As associações mineralógicas permitem o enquadramento nas áreas metamórficas das pressões intermediárias, com a temperatura de baixa a alta, que, segundo Miyashiro (1975), pertençam à facies anfibolito, e, segundo Winkler, (1974) à facies almandina-anfibolito, com sub-facies cianita-almandina-moscovita ou ainda à zona da cianita-sillimanita, segundo o modelo barrowiano.

6.2.5. - Grupo Ceará (pŕce)

A primeira tentativa de elucidar a geologia das rochas cristalinas pré-cambrianas do Nordeste brasileiro foi feita por Crandall em 1910. Baseado em critérios puramente litológicos, este autor dividiu os terrenos cristalinos em "Série Ceará" e "Complexo Fundamental" para identificar, respectivamente uma sequência de xistos com quartzitos, arenitos e calcários, posicionando-a no Paleozóico Inferior e outra de gnaisses e xistos cristalinos, que mais tarde serviu de base estratigráfica para separar o Algonquiano do Arqueano.

Em 1923, Oliveira realizou estudos em Pedra Branca no Estado da Paraíba, quando comparou a "Série Ceará" com a "Série Minas", de idade algonquiana, discordando de Crandall, e fez a primeira referência aos quartzitos como unidade basal da "Série Ceará".

Revisando os trabalhos de Crandall, Small e Sopper e dispondo dos estudos petrográficos feitos por Guimarães, Moraes(1924 a) considerou toda a "Série Ceará" como algonquiana e o "Complexo Fundamental", mais antigo, como pertencendo ao Arqueano. Verificou ainda que muitas das áreas assinaladas por Crandall como "Série Ceará" podiam pertencer ao "Complexo Fundamental" e ainda que a área de ocorrência da "Série Ceará" era formada por estreitas e isoladas faixas de micaxistos e quartzitos algonquianos encaixados discordantemente em vastas regiões arqueanas.

Em 1938, Moraes volta a abordar o tema sobre a estratigrafia da "Série Ceará" reconhecendo, entre Parelhas e Picuí, o quartzito como o membro estratigraficamente inferior ao micaxisto e aproveita para introduzir na literatura geológica o termo "micaxisto Seridó", para a espessa sequência de biotita-xistos característicos da região do Seridó, posicionando-a no topo da "Série Ceará".

Rolff (1945) e Chaves(1947) seguem o esquema proposto por Moraes (op. cit.) e dividem a "Série Cea-

rá, na região do Seridó em duas unidades básicas: o quartzito basal e a sequência de xistos (micaxisto Seridó) contendo intercalações de camadas carbonáticas e rochas a-fins próximas ao contato com o quartzito.

Na década de 40 houve um considerável in-cremento na atividade mineira na região do Seridó, em virtude das necessidades de matéria prima durante a II Guerra Mundial, mormente aquelas de grandes concentrações de pegmatitos mineralizados e de tactitos scheelitíferos. Surgiram então grande número de divisões estratigráficas pa-ra a "Série Ceará".

Em 1955, Ebert propõe para a Série Ceará, um esquema estratigráfico compreendendo quatro unidades, permanecendo, contudo, a unidade basal constituída pelos quartzitos, conforme quadro abaixo:

4. Sequência clástica superior (micaxistos quartzitos ou arcósicos) - Formação Seridó
3. Sequência de rochas carbonáticas (mármore dolomíticos e calcíticos com escarnitos) - Formação Quixaba
2. Sequência clástica intermediária (metarcóseos e meta-conglomerados) - Formação Parelhas
1. Sequência clástica inferior (quartzitos micáceos' ou conglomeráticos) - Formação Equador

Da investigação feita por Meunier em 1964, ocorreu uma ampliação da "Série Ceará" na região do Seridó, surgindo então dois complexos, um inferior denominado de "Complexo Caicó" compreendendo os quartzitos originais da "Série Ceará" em associação com calcários cristalinos, biotita-gnaisses e migmatitos; e outro superior, denominado de "Complexo Seridó", incluindo micaxistos, calcários' e tactitos.

Ferreira (1967) considera essa mesma divi-são, admitindo apenas que os "Complexos Seridó e Caicó", estejam separados pelo horizonte de quartzitos.

Ebert apresentou outros esquemas estrati-gráficos em 1964, 1966 e 1969 e mais recentemente em 1970

(In: Mello & Mello - 1974), onde propôs uma divisão crono-estratigráfica para a "Série Ceará", baseada em inconformidades:

Grupo Seridó Pré-Cambriano Superior
Grupo Caicó

Grupo São Vicente Pré-Cambriano Médio

Ferreira & Albuquerque (1969) não se referem mais as rochas cristalinas da "folha Seridó" como pertencentes à "Série Ceará" e propõe uma nova sub-divisão para o que chamaram de "Grupo Seridó", mantendo os quartzitos da "Formação Equador" (Ebert, 1956 - In: Ferreira & Albuquerque, op. cit.) na base, conforme esquema abaixo:

4. Formação Cachoeirinha - filitos, sericita-xisto e quartzitos (Barbosa, et alii, 1964)
3. Formação Seridó - biotita-xistos (Moraes, 1924).
2. Formação Sucurutu - epidoto-gnaissse cinza azulado (Ferreira, 1967)
1. Formação Equador - quartzito e meta-conglomerado (Ebert, 1956 - In: Ferreira & Albuquerque op. cit.)

A outra unidade proposta para a "folha "Seridó" foi chamada de "Grupo Caicó".

No mapa Geológico do Brasil, editado em 1971 pelo DNPM (escala: 1:5.000.000), as sequências ectiníticas descritas como "Série Ceará" aparecem com a nomenclatura de "Grupo Ceará", referidos como pEA e de idade entre 620 e 900 m.a..

Dantas (1974), nos mapas geológicos das folhas de Jaguaribe e Fortaleza, adota a divisão do "Grupo Seridó", no sentido usado por Ferreira & Albuquerque (op. cit.), composto pelas formações Equador, Jucurutu e Seridó, uma vez que a formação Cachoeirinha, dos referidos autores foi identificada na região onde Barbosa et alii, em 1964, definiram como "Grupo Cachoeirinha", daí optou pela designação original posicio

nando-o estratigraficamente acima do "Grupo Seridó", que por sua vez repousa sobre o Pré-Cambriano indiviso.

Mello(1973), em uma análise sumária sobre a estratigrafia das rochas pré-cambrianas, observou que as correlações feitas até então sobre o "Grupo Ceará", são baseadas no aspecto formal do tipo petrográfico, não se dando importância as variações faciológicas e o gradiente metamórfico. Segundo o mesmo autor, em tais terrenos onde os metassedimentos experimentaram metamorfismo topoquímico e há possibilidade de reconstituições paleogeográficas o conceito de "Série de fácies" estabelecido por Miyashiro(1961), seria um suporte de grande valia na definição desses terrenos. Sugere ainda que sejam reconhecidas as condições externas de cada terreno metamórfico, que por sua vez é caracterizado por uma certa "Série de fácies", limitando assim sua ocorrência a "cintos metamórficos", enquadrando assim o metamorfismo e os terrenos metamórficos, sob determinadas condições externas, em "Séries de fácies metamórficas".

"Isto acarretaria que diferentes áreas do Pré-Cambriano, referidas atualmente com pCA, poderiam ser correlacionadas não apenas com base na fácies petrográfica, mas levar-se-ia em conta, também, a natureza do sedimento inicial, assim como o tipo litológico resultante da atuação de determinado tipo de metamorfismo, dentro de um certo ambiente de crosta e que a individualização de sequências metassedimentares não devem ser consideradas como pertencentes ao mesmo ciclo orogênico".

Esta afirmativa, Mello (op.cit.) a faz, calcado em inúmeros trabalhos anteriores, como Mello & Siqueira (1971), na região de Surubim (PE), onde o calcário é a unidade mais jovem, enquanto que na região do Seridó, esta posição é ocupada pelo xisto (Formação Seridó); e outros como Mello & Mello em 1971, 1972 e 1973, na região do Seridó, onde os estudos realizados definiram duas fácies metamórficas (xistos-verdes e cordierita-anfibolito), forma -

das sob condições de metamorfismo de pressões baixas. Em Surubim a fácies anfibolito não apresenta minerais críticos.

O conceito de "série de fácies", utilizado na identificação de pequenos geossinclinais, foi utilizado por Siqueira & Maranhão(1971) na região do Seridó cujo estudo dos minerais críticos de metamorfismo mostrou uma distribuição zonal, com fácies xistos-verdes no sulco miogeossinclinal e cordierita-anfibolito eugeossinclinal.

Mello & Mello(1973 b) enquadram a sequência denominada por Moraes em 1924 como "zona de Óros" no tipo de pressões baixas, porém, sem cordierita típica, da fácies anfibolito do Seridó.

Campos et alii (1976), no Relatório Final do Projeto Rio Jaguaribe, identificaram inúmeras sequências para-metamórficas, com quartzitos basais seguidos de xistos, filitos e gnaisses, com níveis carbonáticos no topo ou próximo dos mesmos, podendo excepcionalmente serem encontrados nos meta-pelitos próximos dos quartzitos basais. Estas "faixas" do Grupo Ceará, têm sua concepção baseada em unidade lito-estratigráfica.

O Grupo Ceará é definido neste relatório dentro da mesma concepção adotada no Mapa Geológico do Brasil(1971), implicando porém o conceito lito-estratigráfico, acatando-se também as mesmas proposições expostas no Projeto Rio Jaguaribe para as rochas ectiníticas para-metamórficas constituídas de um quartzito basal, seguido de gnaisses, xistos e filitos com níveis de rochas carbonáticas preferencialmente situadas no topo da sequência.

Esta unidade abrange aproximadamente 5% da área investigada apresentando-se, em mapa, geralmente como "faixas" estreitas e alongadas .

Estas "faixas" representam estreitas e a-

longadas sinclinais, concordantes com a estrutura regional. Seus contatos com as rochas circunjacentes são normais, nítidos e retilíneos, às vezes falhados, como a sudoeste de Madalena, onde a unidade é cortada pela falha do rio Groáiras. A noroeste de Massapê, a unidade também apresenta contatos tectônicos. Outra característica desta unidade, é o quartzito basal apresentar a morfologia de cristas alongadas, em apenas um dos flancos das sinclinais.

Os melhores remanescentes estão situados na região de Umirim-açude Caxitoré, a oeste de Apuiarés General Sampaio, a norte do Serrote da Cruz, a leste da serra Santa Lúcia, na região a oeste de Guia-Ibuaçu, onde a unidade apresenta feição singular, formada por um conjunto de dobramentos apertados, em sinclinais e anticlinalis revirados. Encontram-se outras exposições desta unidade na região de Boqueirão do Cezário, a noroeste de Itaiçaba de Bonhu e ao sul de Redenção.

A noroeste de Sobral, duas áreas foram agrupadas no Pré-Cambriano A por Costa alii (op. cit). Na conceituação adotada neste trabalho, estas áreas são constituídas de rochas do Grupo Ceará, apesar da modelagem tectônica ser um pouco diferente das demais, uma vez que toda aquela região tem feição estrutural peculiar. Assim a sequência situada a noroeste de Massapê, apresenta a configuração estrutural de uma anticlinal revirada e a que fica a noroeste do açude Tucunduba apresenta suas características mascaradas pelas coberturas sedimentares terciárias.

A sinclinal que passa por Umirim-açude Caxitoré tem uma extensão de aproximadamente 50 km e uma largura média de 3 km. Sua forma geométrica é de uma sinclinal normal assimétrica, cuja superfície axial encontra-se deslocada para o flanco leste onde os mergulhos são fortes e mostra topografia de cristas alongadas. Localmente, pode apresentar o dobramento inclinado (fig.)

com a superfície axial mergulhando para oeste, além de mostrar microdobramentos dextrógiros, apertados, assimétricos e/ou revirados, (fotos 39 e 40) na região a leste da barragem do açude Caxitoré. Na sua terminação meridional, aparecem microdobramentos harmônicos, mais ou menos simétricos, com os eixos "b" apresentando suaves mergulhos, da ordem de 15° , para nordeste (figura 18).

A sinclinal situada a norte do serrote da Cruz apresenta dobramento inclinado, com a superfície axial mergulhando para norte. Sua direção é aproximadamente E-W, com virgação para sul na sua extremidade ocidental. A sinclinal possui uma extensão de 40 km e uma largura da ordem de 3 km aproximadamente. O quartzito forma cristas descontínuas de pequenas altitudes e o horizonte carbonático do topo da sequência está representado por calcossilicática. Nesta sinclinal, as litologias do Grupo Ceará estão bastante comprimidas mostrando um grau de metamorfismo mais elevado, refletindo talvez a sua proximidade das rochas altamente metamórficas do Complexo Tamboril/Santa Quitéria.

Na faixa situada na região oeste de Apuiarés e General Sampaio, a configuração estrutural desta unidade é de uma braquissinclinal, onde a zona de convergência dos "plunges" do eixo situa-se próximo a primeira cidade supra citada. Os valores angulares são baixos, da ordem de 20° e, neste local, não foi encontrado o horizonte carbonático superior. Entretanto na porção centro-meridional, onde a sinclinal apresenta os flancos inclinados para oeste já aparecem os calcários. A sinclinal tem direção aproximadamente N-S, com forte virgação para nordeste na extremidade setentrional.

A leste da serra de Santa Lúcia, o Grupo Ceará ocorre formando uma pequena sinclinal, com direção aproximadamente NW-SE, com extensão da ordem de 10 km e

largura 2,5 km, aproximadamente. A configuração geométrica do dobramento é de uma sinclinal normal e assimétrica, com os valores angulares das atitudes em torno de 25° . O quartzito é pouco espesso, quase imperceptível, bem como o horizonte carbonático. As rochas nesta sinclinal estão bastante catacladasas.

Costa et alii (op. cit.) definiram uma sequência metamórfica de baixo grau a noroeste de Massapê e outra a noroeste do açude Tucunduba, correlacionando-as duvidosamente ao Grupo Ceará. São duas regiões de comportamento tectônico semelhantes, constituídas de xistos e filitos intensamente dobrados, com inúmeros microdobramentos e desenvolvimento de clivagem ardósiana.

Na região noroeste de Massapê, a "faixa" tem aproximadamente 20 km de extensão, forma ligeiramente triangular, com o vértice agudo voltado para NNE. Comporta-se, segundo Costa et alii (op. cit.), como uma grande anticlinal invertida, cujos flancos mergulham para SE. As superfícies axiais dos microdobramentos mostram vergência para noroeste com valores angulares da ordem de 20° e 30° . O estilo do dobramento reflete a plasticidade litológica. Os seus contatos geológicos são tectônicos, por falhas de gravidade e de empurrão. Na região do açude Tucunduba, muitos aspectos estruturais são mascarados, pela cobertura dos sedimentos do Grupo Barreiras, observando-se apenas que as rochas são muito dobradas, representadas por xistos e filitos.

Na porção centro-sudoeste da área investigada, a oeste das localidades de Guia e Ibuacú, indo até Águas Belas, o Grupo Ceará apresenta uma feição estrutural de um conjunto de sinclinais e anticlinais, apertadas e reviradas, cujas superfícies axiais mostram vergência para SE e os eixos caimento para SW. Sua direção é NE-SW, com 30 km de extensão por 10 km de largura, apro-

ximadamente. Na sua porção setentrional, a falha do rio Groaíras provoca pequenos rejeitos nos contatos desta unidade e uma mudança brusca na direção da foliação, mormente nos quartzitos basais. Este é o único onde o Grupo Ceará repousa sobre metassedimentares do Complexo Independência.

A sequência que ocorre entre Boqueirão do Cezário e Ibicutinga possui aproximadamente 70 km de extensão, segundo a direção NE-SW, por uma média de 5 km de largura. De Boqueirão para norte, cada vez mais a "faixa" do Grupo Ceará se adelgaça, chegando a apresentar naquele extremo, apenas a remanescente quartzítica. Já na região de Ibicutinga, no extremo meridional, ela é bem mais larga. A sua configuração é de uma sinclinal simétrica com os flancos inclinados para SE, com as altitudes apresentando valores angulares, da ordem 55° , em média. Os contatos são concordantes com as rochas do Complexo Caicó, porém nitidamente discordantes, no extremo-norte, com os sedimentos do Grupo Barreiras. Na porção meridional, toda a sequência mostra-se bastante comprimida, aparecendo outros dobramentos associados, formando um conjunto de uma anticlinal e duas sinclinais, de pequena extensão, com os flancos inclinados e vergência para NW. Nesta sinclinal observa-se a presença de filitos, evidenciando um grau de metamorfismo mais baixo.

A noroeste de Itaiçaba há uma pequena ocorrência com direção aproximadamente NNW-SSE, formando uma sinclinal normal, cujo eixo apresenta plunge para NNW. Apresenta contatos discordantes com os sedimentos do Grupo Barreiras e aparentemente concordante com as rochas do Complexo Caicó. Trata-se provavelmente de um remanescente, pois só são encontrados quartzitos e filitos. Há também um certo desenvolvimento de cataclase, principalmente na extremidade noroeste, ligada a falhamento.

Ao sudoeste de Bonhu ocorre também uma sinclinal com os flancos inclinado para SSE, com as atitudes apresentando valores angulares da ordem de 40° . Tem aproximadamente 20 km de extensão por 10 km de largura, concordante com o trend regional da foliação. Na sua porção setentrional apresenta uma janela tectônica, com forma elíptica-alongada, constituída de rochas do Complexo Caicó. Litologicamente, constitui-se de quartzito laminado e recristalizado na base, sobrepondo-se xistos bimicáceas com granada e calcossilicáticas no topo da sequência.

Em Redenção, o Grupo Ceará apresenta-se em uma faixa com aproximadamente 17 km de extensão por 5 km de largura, orientada segundo o "trend" NE-SW. Tem a forma de uma sinclinal assimétrica com os flancos inclinados para SE, com valores angulares baixos e o eixo caindo para SW. Os contatos são concordantes com as rochas circunjacentes. No seu extremo sudoeste, há um conjunto de sinformes e antiforme com caimento para NE. Nesta sinclinal, o quartzito é bastante delgado porém os calcários são bastante espessos, levando a suposição de que se trate apenas uma espessura aparente.

Litologicamente, o Grupo Ceará é formado por uma sequência ectinítica para-metamórfica onde, na base, estão os constituintes de natureza clástica, seguidos de representantes pelíticos, clástico-pelíticos e com horizonte carbonático, no topo.

Estes clásticos basais, sob a atuação do metamorfismo regional, originaram quartzitos bem recristalizados, com laminação pronunciada, moscovíticos, cujas lamelas se desenvolvem segundo os planos de laminação. Ocorre ainda pequenos cristais alongados de cianita, levemente azulados e algumas pontuações de rutito. Porém, estas duas características ocorrem nas sinclinais de Umirim-açude Caxitoré, a norte do serrote da Cruz e a oeste

de Apuiarés-General Sampaio e a oeste de Guia-Ibuaçu.

O quartzito é geralmente de cor creme amarelada, maciço, com espessuras médias em torno de 1 a 2 metros excepcionalmente mais espesso (10m) nas sinclinais de Guia-Ibuaçu e de Boqueirão do Cezário. Apresenta fraturamento perpendicular à laminação e, nas sinclinais do sul de Bonhu, noroeste de Itaiçaba e de Boqueirão do Cezário, mostram efeitos cataclásticos e, ocasionalmente, microdobramentos do tipo "flexural slip". Nas regiões de Massapê e do açude Tucunduba, segundo Costa et alii (op. cit.), o quartzito está ausente.

O estudo de seção delgada das amostras das sinclinais de Umirim-açude Caxitoré, do serrote da Cruz e de Guia-Ibuaçu, mostrou tratar-se de um quartzito bastante recristalizado, constituído essencialmente de quartzo, exibindo uma textura lepidogranoblástica, destacando-se cristais xenomorfos com extinção ondulante, tendo acessoriamente lamelas moscovíticas dispostas em finos leitões e, pontuações de cianita, rutilo, opaco e zircão. Os quartzitos das sinclinais de Boqueirão do Cezário, de Bonhu e de Itaiçaba são bem mais laminados que os demais e não apresentam cianita e rutilo nas suas composições mineralógicas.

Os filitos são encontrados entre o quartzito e o xisto, parecendo mais uma litologia transicional entre ambos. A noroeste de Massapê podem ser encontrados associados aos sericita e/ou clorita-moscovita-biotita-xistos, algo sedosos e laminados. Na sinclinal de Umirim-açude Caxitoré ocorrem, localmente, intercalações filitosas de cor amarelada, grã finíssima, sedosa e intensamente laminada, dentro de rochas xistosas. Porém, pode se tratar de um produto da alteração da zona de contato entre o quartzito micáceo e o moscovita-biotita-xisto, ou um produto de retrometamorfismo local, que proporcionou à sin-

clinal apresentar os flancos mergulhando para o mesmo lado, na região do açude Caxitoré (foto 40). Estes filitos são, no entanto, comuns nas sinclinais de Boqueirão do Cézar, de Bonhu, de Redenção e especialmente na de Itaiçaba. São de cor cinza-amarelada ou cinza-esverdeada, com granulação muito fina, sedosos, foliações bem pronunciada, bastante micáceo, com sericita, clorita, moscovita, biotita e quartzo como essenciais e turmalina, zircão e opacos como acessórios.

As rochas xistosas formam o predomínio das litologias pelíticas. São de cor cinza escura, granulação média a grossa podendo, na base, englobar leitos filitosos e tornarem-se um pouco feldspatizadas devido a presença do quartzito subjacente. As melhores exposições dos xistos são encontradas nas regiões a de Massapé e do açude de Tucunduba, onde aparece praticamente como litologia única, intensamente dobrada, crenulada, com clivagem ardósiana conspícua, sem evidência de feldspatização mas podendo apresentar pequenas lentes de moscovita-quartzito, calcário cristalino e horizontes filitosos. Nas sinclinais a norte do serrote da Cruz, oeste de Apuiarés e leste da serra de Santa Lúcia, o xisto não está bem representado, pois a granulação grossa e a abundância de feldspato lhe emprestam o caráter gnáissico. Nas sinclinais de Umirim-açude Caxitoré e de Guia e Ibuacú, estas rochas variam composicionalmente de moscovita-biotita-xisto a biotita-xisto, com predomínio da primeira e com uma porcentagem um pouco maior para a biotita que para a moscovita. Ocorrem, com frequência, Granada em pequenos cristais de até 1,0 centímetro de diâmetro e pequenos cristais azulados e tabulares de cianita.

A medida que se aproxima do contato do xisto com os gnaisses sobrepostos parece haver uma zona de transição que, apesar de pouco espessa, se observa, no xisto, o aparecimento de uma granulação mais grossa e,

paulatinamente, mais rica em feldspato sob forma de fenoblastos ocelares ou delgados leitões, até o gnaíse pleno; outro destaque é o abundante aparecimento de moscovita, equivalendo-se à biotita em porcentagem (foto 42). Nessa zona de transição ocorre ainda abundância de granada em cristais bem desenvolvidos, com até 20 centímetros de diâmetro; cianita em cristais tabulares com até 1,5 centímetros de comprimento, levemente azulados e o aparecimento de sillimanita, em pequenos cristais aciculares, levemente esbranquiçados.

A análise microscópica do xisto revelou, como minerais essenciais, quartzo, plagioclásio, biotita e boas porcentagens de moscovita e algum cristal de ortoclásio. Como acessórios apresentou zircão, opacos, apatita, sericita e caulinita.

Os metassedimentos de origem clástico-pe-lítica são os mais espessos, no contexto do Grupo Ceará. São representados pelas fácies cianita-moscovita-biotita-gnaíse-granadífero, gnaíse quartzo-feldspático, moscovita-biotita-gnaíse e biotita-gnaíse. Em todas estas fácies pode ocorrer a granada sendo mais abundante nos cianita-moscovita-biotita-gnaíses granadíferos. Nas regiões de Massapê, açude Tucunduba e de Itaiçaba não ocorre esta fácies.

A cianita e a sillimanita estão presentes embora com pequenas porcentagens, em todas as fácies, exceto nos gnaíses quartzo-feldspáticos (arcoseanos). Já na fácies cianita-moscovita-biotita-gnaíse granadífero, a cianita ocorre em cristais tabulares azul-esverdeados, chegando a medir 2 centímetros de comprimento. Estas duas fácies, via de regra, ocupam a seção inferior dos gnaíses pois, sempre uma das duas está em contato com os micaxistos (foto 42).

Estes gnaisses formam um pacote espesso e possuem foliação conspícua, cor cinza clara ou cinza esverdeada nas sinclinais de Boqueirão do Cezário e Bonhu. A textura é granular-gnáissica e a granulação varia de média a grossa. Podem ocorrer pequenas intercalações quartzozas em qualquer das fácies sob forma de veios subconcordantes preenchendo alguma fratura ou de delgadas lentes acompanhando microdobramentos. Os gnaisses-quartzo-feldspáticos são de cor clara, constituídos de leitos quartzo-feldspáticos e finíssimos leitos de biotita. Em seção delgada revelaram como mineralogia essencial quartzo, plagioclásio, microclina e biotita e como acessórios, apatita, zircão, óxido de ferro e carbonato.

Os biotita-gnaisses ocorrem em quase todas as sinclinais e formam a fácies mais espessa dos gnaisses. Parecem ocupar a parte superior do pacote gnáissico pois, via de regra, são as encaixantes dos calcários do topo da sequência. Possuem cor cinza clara, textura gnáissica proeminente, granulação de fina a média. Sua mineralogia é constituída de quartzo, feldspato e biotita. Em seção delgada mostraram um arranjo textural lepidogranoblástico, com cristais xenomorfos de quartzo, plagioclásio, microclina e biotita como essenciais e, minerais opacos, titanita, zircão, epidoto-zoisita, granada e moscovita, como acessórios, além de clorita, sericita e carbonato, como produtos de alteração secundária.

Nas sinclinais a leste da serra de Santa Lúcia, oeste de Apuiarés-General Sampaio e a norte da Cruz, esta fácies apresenta sillimanita em cristais aciculares e milimétricos em percentagem maior que a cianita, enquanto que na sinclinal a oeste de Guia-Ibuaçu, somente a cianita está presente.

As sinclinais de Umirim-açude Caxitoré, Guia-Ibuaçu e do serrote da Cruz apresentam, em seção

delgada, as litologias gnáissicas com textura granoblástica-orientada, podendo apresentar variações para lepidogranoblástica e lepipoiquiloblástica. Os minerais essenciais são quartzo, microlina, plagioclásio, biotita e moscovita, onde esta última mostra proporções iguais à biotita, nas fácies bimicáceas. Pode ocorrer ainda cianita, sillimanita e granada, como minerais típicos de certos ambientes de metamorfismo. Os acessórios são epidoto-zoisita, opacos, zircão, alavita e, secundariamente, serita e clorita. Na parte superior dos gnaisses, ocupando o topo da sequência para-metamórfica do Grupo Ceará, ocorre um horizonte carbonático representado por calcário cristalino. Eventualmente, no lugar do calcário, podem ocorrer lentes calcossilicáticas. O calcário forma pequenas lentes descontínuas, posicionadas estruturalmente ao longo dos eixos das sinclinais. Na sinclinal de Redenção o calcário é bastante espesso e contínuo, com aspecto ruí niforme.

De uma maneira geral, os calcários são de cor branca, cinza escura ou cinza esverdeada, com uma granulção que varia de fina a média e textura de sacaroidal a granular. É constituído quase que exclusivamente por calcita recristalizada porém, nas variedades com tons escuros, apresenta impurezas como diopsídio, tremolita-actinolita e palhetas de grafita e biotita associadas a níveis calcossilicáticas.

As análises químicas revelaram tratar-se de calcários dolomíticos, porém o teor de óxidos de magnésio e cálcio varia bastante. Nas sequências situadas a oeste do meridiano 39° , o teor de MgO é da ordem de 3% e o CaO da ordem de 48%, enquanto que a leste do meridiano 39° , nas sinclinais ao sul de Redenção, sudoeste de Bonhu e Boqueirão do Cezário, o teor médio para o MgO é de 20% e para o CaO de 30%. Assim, estes calcários dolomíticos parecem ter sido originados da atuação do metamorfismo re-

gional sobre sedimentos margosos.

Com base nas associações mineralógicas apresentadas pelas litologias do Grupo Ceará, verifica-se um quadro mais ou menos uniforme no que se refere ao grau de metamorfismo, porém separados em fácies de alto, baixo e médio graus.

Os terrenos de alto grau de metamorfismo estão representados pelas sinclinais de Umirim-açude Caixitoré, norte do serrote da Cruz, oeste de Apuiarés-General Sampaio, leste da serra de Santa Lúcia, oeste de Guia-Ibuaçu e sul de Redenção. Segundo as análises microscópicas, principalmente do gnaiss, as sequências parameamórficas do Grupo Ceará, depositadas nas proximidades do domo gnaiss-migmatítico que formam "Complexo Tamboril-Santa Quitéria", apresentam paragênese mineral muito comum, todas enquadradas nos terrenos metamórficos de média pressão, com a temperatura variando de baixa a alta, pertencentes à fácies anfíbolito, no conceito de Miyashiro (op. cit.). A sub-fácies mais comum é a cianita-sillimanita, que corresponderia na série Barrowiana à zona de cianite-sillimanita; outra sub-fácies dominante é a cianita-almandina (granada)-moscovita, seguida por sillimanita-almandina-ortoclásio e sillimanita-almandina-moscovita, que são enquadradas nas fácies almandina-anfíbolito de Winkler (op. cit.) e Turner & Verhoogen (op. cit.).

As presenças de microlina, epidoto-zoisita e oligoclásio, nos gnaisses, parecem indicar que na fácies anfíbolito, houve pouca variação da pressão assumindo a sub-fácies de baixa pressão em determinados ambientes metamórficos, com variação acentuada da temperatura de baixa a alta, marcada pela presença da associação de aluminossilicatos como granada-cianita-sillimanita.

Os terrenos que apresentam associações litológicas de baixo a médio grau de metamorfismo estão representados nas sinclinais de Boqueirão do Cezário, sudoeste de Bonhú e noroeste de Itaiçaba, Massapê e do açude Tucunduba. Estão enquadradas na facies xisto-verdes. No conceito de Miyashiro (op. cit.) são reconhecidas como pertencentes a terrenos de pressões baixas e temperaturas baixas e moderadas. As rochas fílitosas; contendo sericita e clorita são comuns em todas elas. A presença da granada, plagioclásio ácido, e moscovita indicam uma temperatura moderada. A presença das associações clorita-epidoto-plagioclásio, clorita-sericita e moscovita-clorita-sericita-quartzo, em xistos e fílitos, confirmam a facies xisto-verde de baixa pressão com a temperatura variando de baixa a moderada, no conceito de Miyashiro (op. cit.)! ou a zona da clorita, em ambiente epizonal, da série Barrowiana (figura 2).

Pressão	Temperatura	Facies	Localidade	Min. índices
Baixa	baixa	XISTOS VERDES	NW de Itaiçaba.	clorita, sericita, moscovita.
Baixa	moderada		SW de Bonhú, Boqueirão do Cezário.	Moscovita, biotita, granada, plagioclásio ácido e epidoto
Moderada	Baixa a moderada	ANFIBOLITO	S de Redenção, W de Guia-Ibuaçu, Umirim.	cianita, moscovita, feldspato potássico, granada.
Moderada	moderada a alta		E da Serra de Santa Lúcia, W de Apuiarés - Gen. Sampaio N do serrote da Cruz.	Sillimanita, cianita, granada.

Obs.: As regiões a NW de Massapê e NW do açude Tucunduba talvez já pertençam a outra linha evolutiva.

MINERAIS ÍNDICES DE METAMORFISMO					
METAPELITOS DO GRUPO CEARÁ	PRESSÃO / TEMPER.	BAIXA BAIXA A MODERADA	BAIXA MODERADA A BAIXA	MODERADA BAIXA A MODERADA	MODERADA MODERADA A ALTA
	FACIES	XISTOS VERDES		ANFIBOLITO	
REGIÃO	NW DE ITAÇABA NW DE MASSAPÊ	SW DE BONHU BOQUEIRÃO DE CEZÁRIO	S DE REDENÇÃO, W DE GUIA-IBU- AÇU IUMIRIM, AÇ. CAXITORÉ	N DO SERROTE DACRUZ, N DE APUIARÉS, SER. S.LÚCIA	
CLORITA	*****	*****			
SERICITA	*****				
MOSCOVITA	*****	*****	*****		
BIOTITA		*****	~~~~~	~~~~~	
ACTINOL-TREMOL		*****			
EPIDOTO-ZOISITA		*****	~~~~~		
HORNBLENDA	-----	~~~~~	~~~~~	~~~~~	-----
MICROCLINA			-----	~~~~~	~~~~~
PLÁGIO CLÁSIO	~~~~~	~~~~~	~~~~~	~~~~~	~~~~~
GRANADA		*****	*****	*****	*****
TITANITA		-----	~~~~~	-----	-----
RUTILO			-----		
QUARTZO	~~~~~	~~~~~	~~~~~	~~~~~	~~~~~
CIANITA			*****	*****	*****
SILLIMANITA				*****	*****
				* MINERAIS ÍNDICES	
				~~~~~ MINERAIS COMUNS	
				----- MINERAIS QUE PODEM OU NÃO OCORRER	

CPRM - PROJETO FORTALEZA - RELATÓRIO FINAL - 1977

FIG. 2

Observando o Mapa Geológico Integrado, na escala 1:500.000, pode-se concluir que houve um aumento no grau de metamorfismo, de SE para NW, de baixa pressão com temperatura baixa a moderada, para média pressão com temperatura de baixa a alta, tendo como limite comum a região da falha de Senador Pompeu.

Então de SE para NW, pode-se traçar uma linha da evolução deste grau de metamorfismo nas sinclinais do Grupo Ceará, na área investigada.

### 6.2.6 - Diques ácidos (pEda)

São agrupados nesta unidade, todas as rochas filoneanas de caráter petrográfico ácido a hiperácido, como granitos filoneanos, pegmatitos, veios quartzosos e de Sílica cripto-cristalina e/ou amorfa de caráter brechóide.

Estão ligados á zonas de fraturamento estando representados nos mapas geológicos apenas aqueles de maiores extensões compatíveis com a escala do mapeamento e bem evidenciados em fotografias aéreas .

As rochas desta unidade apresentam controle estrutural, associadas as fraturas e são discordantes da foliação regional. Elas aparecem com maior evidência cortando as litologias do Complexo Caicó e do Complexo Tamboril-Santa Quitéria, porém muitos daqueles não mapeáveis não foram observados cortando outras unidades.

Os diques graníticos geralmente são de cor cinza clara, biotíticos, de granulação fina a média. Formam matacões quando intemperizados, devido a fraturas sub-perpendiculares a sua orientação, às vezes podem formar pequenas elevações. Ao microscópio revelam possuir plagioclásio, quartzo, microlina e biotita como minerais essenciais e alanita, titanita, zircão e opacos como acessórios.

Nas regiões de Santa Quitéria e Tamboril, os diques são de leuco-graníticos ou de biotita-granitos equigranulares (foto 43) São de cor cinza clara, granulação média a eventualmente porfiróide, cujos pórfiros são de cor rósea e bem formados, distribuídos erraticamente numa matriz fanerítica, constituída de quartzo, feldspato e biotita.

Na análise microscópica, observou-se que a mineralogia essencial é formada por ortoclásio, quartzo, plagioclásio e biotita. Tem como minerais acessórios, apatita,

zircão, alanita e alguma hornblenda e epidoto-zoisita e, como minerais de alteração, clorita, sericita, leucoxênio e caulinita.

Em alguns locais, como a nordeste de Santa Quitéria e na região de Itatira, onde não são mapeáveis, os diques apresentam uma diminuição muito grande na percentagem de quartzo, deixando a rocha muito próxima ao Clã dos Sienitos, ligeiramente saturados.

Os veios de quartzo e de sílica cripto-cristalina geralmente formam cristas alongadas e finas, com o material bastante fraturado. São de cor creme ou branca leitosa e exibem uma granulação microcristalina ou afanítica. Devido a desagregação mecânica, facilitada pelo fraturamento, o solo, em torno destas rochas, é coberto por pedregulho quartzoso.

Os pegmatitos não são mapeáveis, mas se destacam em mapa, pela simbologia do bem mineral. Estão preenchendo, preferencialmente, fraturas com as direções NW, NE ou N-S. São mineralizados especialmente em rubelita, espodumênio, berilo, turmalina verde e/ou ametista.

As regiões de maiores concentração são as de Cristais e do distrito de São Pedro (Folha Aracati), abundantes em pegmatitos mineralizados.

#### 6.2.7 - Granitóides tipo Meruoca (COgm)

Em 1958, Kegel et alii consideraram o granito que forma a serra Meruoca-Rosário como pertencente ao embasamento cristalino. Cobra (1963), admitiu uma fase intrusiva, pré-vulcânica, para o granito Mucambo, fora dos limites da área deste projeto e, idade pós-vulcânica. Em 1968, Vandoros, calcado em datações radiométricas pelo método K/Ar de uma amostra do granito Meruoca, o posicionou no Cam

briano Médio, com uma idade de 440 milhões de anos. Mabessone (op.cit.) e Dauni (op.cit.), situam-no como resultante do evento pós-Trapiá e pré-Aprazível. Finalmente, Costa et alii(1973), devido ao aparecimento de auréolas de metamorfismo nos contatos deste granito com as rochas do Grupo Bambuí e a ausência dos mesmos para com as rochas do Grupo Jaibaras, consideraram para este evento magmático ' plutônico uma idade Cambro-Ordoviciano posicionado como pós-Bambuí e pré-Jaibaras.

O "Stock" granítico da Meruoca acatando as concepções de Costa et alii(op.cit), ocorre nas proximidades de Sobral, extremo noroeste da área investigada, formando as serras do Rosário e Meruoca, cujas feições geomorfológicas são marcantes com um relevo montanhoso de escarpas abruptas. Sua área total é da ordem de 400 km² e, apesar de estender-se para além da área do projeto, parece de bom alvitre considerá-lo como um batólito, uma vez que a área total de um "stock" não deve ultrapassar a 100 Km².

Este batólito na sua aba leste, exhibe, contato tectônico com as formações do Grupo Jaibaras, através da falha de Café-Ipueiras. Também a noroeste da cidade de Massapê, por todo o flanco nordeste da serra mostra mostra contatos tectônicos ou discordante intrusivo para com as rochas do embasamento cristalino, apresentando na região do contato desenvolvimento de uma auréola de metamorfismo contendo hornfels com cordierita e tipos afins.

Petrograficamente, este "batólito" granítico mostra uma homogeneidade espetacular que chega a ser surpreendente, como enfatizaram Costa et alii(op.cit.). Os tipos petrográficos encontrados são mineralogicamente semelhantes, com raras diferenças em termos de granulação ou textura. Costa et alii(op.cit) identificaram três fácies petrográficas que ocorrem no "maciço". A primeira, dominante, é constituída de um granito vermelho, de granula -

ção grossa, porém equigranular e isotrópica. Em secção delgada, aqueles autores, observaram uma textura hipidimórfica, granular, de textura fanerítica grossa, essencialmente constituído de ortoclásio perfitico, raro plagioclásio, quartzo e subordinadamente biotita e hornblenda. Corresponde a um biotita-hornblenda-granito localmente podendo apresentar fácies de biotita-granito e granito leucocrático. O segundo tipo petrográfico identificado é, na realidade, uma variação do anteriormente descrito, ocorrendo nas proximidades da borda nordeste do "batólito", diferenciando da primeira fácies pela ausência sistemática de hornblenda e pela coloração cinza-clara. Trata-se de um biotita-granito típico. A terceira fácies, destacada por Costa et alii (op. cit.) corresponde a uma rocha com textura porfiróide situada no extremo sudoeste da serra do Rosário. Sua coloração é cinza, composta essencialmente de ortoclásio perfitico, plagioclásio, quartzo, e biotita, além de fluorita incolor ou roxa. Esta rocha foi classificada como granófiro com textura gráfica, distinguindo-se do biotita-granito pelas características texturais e modo de ocorrência.

Situada a leste da cidade de Sobral, a serra da Barriga forma uma expressão morfológica marcante, constituindo-se num autêntico "inselberg", com cotas superiores a 800 metros. Estruturalmente, representa um "plug" granítico de contorno ligeiramente circular, com um diâmetro médio da ordem de 6 Km, seccionando bruscamente as lineações e estruturas das rochas da unidade circunjacente pré-cambriano — o Complexo Caicó.

Este "corpo" granítico da serra da Barriga foi posicionado por Costa et alii (op.cit.) no Pré-Cambriano e definido pelos mesmos como sendo um típico microclina-granito pós-cinemático, segundo a concepção de Marmo (1971). Porém, Brito Neves em 1973, 1974 e 1975, subsidiado por datações radiométricas feitas por Cordani (In: Brito Neves - op.cit.) pelo método K/Ar, acusa para este gra



nito idade em torno de 440 milhões de anos. Assim, este maciço intrusivo é aqui neste trabalho correlacionado ao mesmo evento do granito intrusivo da Meruoca.

Petrograficamente, representa um granito de coloração cinza clara a esbranquiçada, com textura porfirítica e pegmatóide, onde esta última predomina nas porções mais centrais do "maciço". Ao microscópio, Costa et alii (op. cit.) fazem referência a uma rocha de textura hipidiomórfica, de granulação, algo cataclástica, constituída essencialmente de microlina perfitica sob forma de ripas e cristais sub-hedrais. O quartzo e o oligoclásio, compõem, secundariamente, o mosaico da rocha. A biotita é o acessório principal, tendo ainda fluorita intersticial, moscovita e sericita. Existe uma caulínificação dirigida, dos feldspatos, atuando no plagioclásio, enquanto o álcali-feldspato mostra-se praticamente inalterado.

As relações francamente discordantes destes dois "corpos" granitóides intrusivos em relação às rochas circunjacentes e o seu posicionamento pós-Bambuí e pré-Jaibaras, caracterizam a sua "mise en place" tardia, em relação as últimas manifestações da Orogênese Caririana. Segundo Eskola (In: Marmo, op. cit.), estes dois maciços corresponderiam aos granitos anoxogênicos ou pós-cinematícos.

A noroeste de Santa Quitéria, nos arredores do rio Jacurutu, foram identificados dois pequenos corpos graníticos, com contornos sub-circulares e relações tipicamente discordantes, encaixados nos migmatitos do Complexo Tamboril/Santa Quitéria. O "corpo" menor forma o serrote São Paulo e tem aproximadamente 1,7 Km de diâmetro, enquanto o corpo maior situado entre este serrote e o rio Jacurutu, tem aproximadamente 2,5 Km de diâmetro.

Estes corpos foram diferenciados dos núcleos granitizados do Complexo Tamboril-Santa Quitéria,

não somente pelas relações intrusivas e discordantes, como também pelo auxílio da geoquímica, que nas análises dos sedimentos de corrente, nos riachos em torno dos referidos corpos, identificaram um alto teor de estanho (em torno de 1.000 ppm).

Macroscopicamente, comportam-se como uma rocha granítica, cuja coloração varia de rósea a esbranquiçada, de granulação média, bastante fraturada com, pelo menos, umas seis direções de fraturas bem individualizadas, sendo formado por quartzo, feldspato e moscovita. Localmente a granulação torna-se bastante fina, lembrando um riolito, porém nas partes mais centrais pode assumir um caráter pegmatóide, com desenvolvimento dos cristais de feldspato e em menor escala de quartzo.

O estudo microscópico revelou tratar-se de uma rocha hololeucocrática, constituída essencialmente de feldspato (ortoclásio e albita-oligoclásio), quartzo e mica clara (moscovita). Como acessórios foram identificados apenas clorita e zircão. Foi resultado, neste estudo, o caráter anormal da textura que, apesar da grande quantidade de quartzo presente nas seções delgadas encaminhadas é típica dos sienitos. A rocha é identificada como um aplito-granito, porém, com a ressalva de poder se tratar de uma rocha com caráter híbrido.

### 6.2.8 - Grupo Jaibaras

O termo "Série Jaibaras" foi utilizado originalmente por Oliveira & Leonardos (1943), na região da cidade de Sobral, no extremo noroeste Estado do Ceará, para designar uma sequência metassedimentar dobrada, composta de conglomerados, arcóseos, arenitos, folhelhos vermelhos e calcários, datada originalmente como siluriana e correlacionada à "Série Rio São Francisco - Bambuí". Posteriormente, Kegel et alii (1958), usaram a denominação "Formação Jaibaras", para definir a sequência constituída de conglomerados, arenitos e folhelhos, subdividindo-a em membros Aprazível e Trapiá, assumindo a posição basal da sequência, sendo sotoposta a então denominada Formação Bambuí, constituída de calcários.

Winge, em 1967, redefiniu a estratigrafia da região introduzindo a denominação de Grupo Jaibaras, subdividindo-o em três sub-grupos, a saber: superior (conglomerados brechóides); médio (rochas vulcânicas andesíticas) e inferior (arenitos, siltitos e conglomerados).

Mabesoone et alii (1971), caracterizaram o Grupo Jaibaras com uma unidade basal, chamada de Formação Trapiá, composta de arenitos, silicitos e conglomerados. O maciço granítico de Mucambo e os derrames e diques andesíticos foram situados na parte mediana e, como unidade superior, os conglomerados polimíticos da Formação Aprazível. Já Danni em 1972, fazendo investigações nas regiões das cidades de Frecheirinhas, Mucambo e Pacujá, adota a mesma estratigrafia de Mabesoone et alii (op. cit.), e caracteriza petrograficamente uma auréola de cormubianitos circundantes ao granito Mucambo.

Finalmente, Costa et alii (op. cit.), através dos trabalhos de mapeamento geológico do Projeto Jaibaras, redefinem o Grupo Jaibaras, posicionando-o no Cambriano-Ordoviciano, dividindo-o em quatro formações, a

saber da mais antiga para a mais nova:

a) Formação Massapê, basal, constituída de ortoconglomerados polimíticos;

b) Formação Pacujá, composta de arenitos líticos, arcoseanos, folhelhos vermelhos micáceos e subordinadamente grauwacas e horizontes conglomeráticos. Estas duas formações, Massapê e Pacujá, correspondem a Formação Trapiá de Mabesoone et alii (op. cit.), e Danni (op. cit.).

c) Formação Parapuí, representada pela "complexa suíte" de rochas vulcânicas e associadas. Corresponde ao Grupo Jaibaras médio de Winge (op. cit.) e a unidade de andesitos de Mabesoone et alii (op. cit.) e Danni (op. cit.); e

d) Formação Aprazível, constituída pelos conglomerados superiores. Foi conservada a denominação original de Kegel et alii (op. cit.), de Formação Aprazível, adotando-se porém a conceituação lito-estratigráfica definida por Mabesoone et alii (op. cit.).

No Projeto Fortaleza, a área de ocorrência deste Grupo se limita à porção nordeste da ampla fossa tectônica, denominada por Costa et alii (op. cit.) de "Graben Jaibaras". Esta fossa se estende desde a serra da Ibiapaba, já fora da área investigada, em direção NE, ao longo do lineamento Sobral-Pedro II e as falhas Café-Ipueiras e Massapê, até próximo as cidades de Morrinhos e Mutambeiras, no baixo curso do rio Acaraú. Deve-se observar o estreitamento existente nesta fossa tectônica, a nordeste da cidade de Sobral, devido à presença do Granito de Rosário-Meruoca.

Interpretado como um todo, o Grupo Jaibaras assinala uma mudança importante na ambiência tectônica regional que evolui de uma sedimentação típica de uma fase geossinclinal, representada pelo Grupo Bambuí, para uma fase cratônica, caracterizada pelo surgimento de "rift valleys", sedimentação molássica, vulcanismo fissural e intensa tectônica quebrável. Da base para o topo, adotam-

do-se a estratigrafia proposta por Costa et alii (op. cit.), são as seguintes unidades lito-estratigráficas que compõem o Grupo Jaibaras, na área do Projeto Fortaleza: formações Massapê, Pacujá, Parapuí e Aprazível.

#### 6.2.8.1 - Formação Massapê (EOjm)

Sua distribuição geográfica é reduzida, ocorrendo a norte da cidade de Massapê e ao sul do açude de São Vicente, onde se observaram nítidos contatos tectônicos com as rochas do embassamento cristalino. O contato com a unidade superior, a Formação Pacujá, se faz de forma gradacional, observando-se uma interdigitação dos conglomerados polimíticos que a representa com os arenitos arcoseanos e grauvacas da formação sobreposta. Sua espessura nestas áreas alcança aproximadamente 200 metros e normalmente, apresenta-se como uma sucessão de bancos superpostos, exibindo mergulhos da ordem de 20° para S e SE, sempre dirigidos para o eixo principal do graben. O padrão tectônico exibido pela Formação Massapê, como de resto por todo o Grupo Jaibaras, é essencialmente de caráter rutural, sem evidências de deformação de natureza plástica.

Petrograficamente, a Formação Massapê é constituída de ortoconglomerados polimíticos com uma matriz areno-argilosa cinza-arroxeadada a esverdeada, endurecida, cimentando blocos angulosos e centimétricos de quartzo, gnaisse calcossilicatado, siltitos e calcários. Ocorrem ainda, intercalações lenticulares de arenito conglomératico com matriz argilosa de cor cinza-esverdeada.

Esta unidade forma o assoalho sobre o qual acumulou-se toda a sequência litológica do Grupo Jaibaras, sendo desta forma afetada por toda atividade tectônica subsequente da bacia. Suas características evidenciam um estreito condicionamento a área de relevo jovem, de acentuado desnível e representa a sedimentação não marinha, relacionada à fase pós-tuna do surgimento — oroge-

nético dos dobramento Caririanos, com o surgimento e desenvolvimento de "rift valeys" e intensa tectônica quebrável.

#### 6.2.8.2 - Formação Pacujá (C0jp)

A maior parte do "Graben Jaibaras" é ocupada por esta unidade e, no vale do rio homônimo, encontra-se as suas melhores exposições. A noroeste das cidades de Santana do Acaraú e Sobral e nos arredores de Massapê são encontradas outras áreas de ocorrência. Compõe-se de sedimentos clásticos imaturos que ocorrem normalmente como uma sucessão de bancos decimétricos bem estratificados e se sobrepõem concordantemente a Formação Massapê apresentando, em alguns perfis, contatos gradacionais ou interdigitados.

Geralmente é recoberta por um solo arenoso pobre com uma capa vegetal praticamente ausente ou restrita a gramíneas ou arbustos de pequeno porte, encontrados em locais onde há maior retenção de umidade.

Esta unidade está constituída de arenitos líticos e arcoseanos com níveis de calcarenitos, folhelhos vermelhos micáceos e, subordinadamente, grauvacas e horizontes conglomeráticos. São sedimentos imaturos, de cores roxo-avermelhada, castanha e cinza-esverdeada e, juntamente com a Formação Massapê, constituem uma típica sequência molássica acumulada em fossa tectônica. Microscopicamente, estas rochas apresentam textura clástica granular, composição heterogênea, ricas em materiais lábeis, incluindo feldspatos parcialmente caulinizados, biotita e moscovita em pequenas palhetas. As grauvacas, quando ocorrem, apresentam-se de cor escura, com matriz cinza a cinza-esverdeada, sem qualquer plano de estratificação e com elementos clásticos milimétricos caoticamente distribuídos na matriz. Geralmente forma bancos espessos, que em alguns locais exibem curiosas formas de esfoliação esferoidal. Estas rochas aparentemente assumem uma posição ba

sal na unidade e estão representadas apenas nas áreas onde o conjunto Massapê-Pacujá atinge provavelmente suas maiores espessuras. Esta área deve corresponder a seção de maior mobilidade do Graben, onde a maior subsidência permitiu o estabelecimento de ambiente de sedimentação reductor.

#### 6.2.8.3 - Formação Parapuí (C0jpa)

Esta unidade é constituída de rochas vulcânicas, tendo suas áreas de ocorrência intimamente associadas ao Graben Jaibaras e limitadas pelo mesmo. Engloba uma complexa "suite" de litologias vulcânicas, incluindo extensos derrames de lavas, elementos piroclásticos e termos sub-vulcânicos, representados por diques e soleiras, recobrando em discordância ou cortando as formações inferiores do Grupo Jaibaras.

Na seção setentrional do Graben, a norte de Sobral, ocorrem os mais extensos derrames de lavas mapeadas, destacando-se os complexos espiliticos do Serrote do Madeiro e de Parapuí, com espessuras da ordem de 350 metros. Nestes serrotes o caráter recorrente do vulcanismo Parapuí é claramente observado pois sucessivos derrames são testemunhados por níveis de lava amigdalóide intercalados em bancos maciços de lavas.

Os tipos petrográficos mais comuns são lavas riolíticas por vezes queratofizadas, derrames espiliticos e andesíticos e basalto andesítico.

As rochas vulcânicas dessa unidade, constituem uma típica "Província Petrográfica", segundo Costa et alii (op. cit.), apresentando variações contínuas na sua composição desde o pólo mais básico, representado por basaltos e dioritos, até o pólo mais ácido, representados por riolitos. A característica desta formação, que por sinal a distingue das demais formações vulcânicas correla-

tivas, no Brasil, os grupos Bom Jardim, Castro e Itajaí, é o extensivo desenvolvimento de uma associação de lavas do tipo espilito-queratófiro representada por basaltos e andesitos totalmente espilitizados e mineralogicamente de finidos pela associação albita-clorita-epídoto-tremolita-actinolita-calcita. Os termos ácidos são poucos desenvolvidos e aparentemente o processo de solidificação dos riolitos não se completou.

Petrograficamente o processo de queratofirização das efusivas ácidas, manifesta-se na albitização parcial dos feldspatos alcalinos de alguns riolitos, caracterizados mineralogicamente pela associação ortoclásio-sanidina-albita-epídoto.

Além das rochas "albitofíricas", da suite espilito-queratófiro, compostas quase exclusivamente de tipos efusivos, a Formação Parapuí engloba ainda rochas vulcânicas e sub-vulcânicas "normais", incluindo diabásio, gabros, dacitos, riódacitos, riolitos, quartzo-monzonitos, microgranito e sienitos.

Costa et alii (op. cit.), com base em estudos petroquímicos, constatou, no vulcanismo Parapuí, a coexistência de uma série toleítica intimamente associada a uma série calco-alcalina, "sensu strictu"; esta última possivelmente derivando da primeira por processo de contaminação sílica do magma toleítico. Como evento derradeiro das manifestações vulcânicas, desenvolveu-se uma atividade hidrotermal tardia que resultou na alteração total ou parcial das rochas vulcânicas, pois foram registradas fases de cloritização, sericitização, epidotização, carbonatação, e silicificação, compondo uma assembléia do tipo propilítico, intimamente associadas e que apresentam um claro zoneamento na província.



#### 6.2.8.4 - Formação Aprazível (EOja)

Os locais de ocorrência da Formação Aprazível geralmente têm áreas reduzidas, restringindo-se a segmentos do Graben Jaibaras e recobrem indistintamente as Formações Massapê, Parapuí e Pacujá. Invariavelmente, apresentam a forma de mantos irregulares de espessura variável, desde poucas dezenas de metros, ao longo da BR-222, até valores de 150 metros, a leste da cidade de Massapê, nas proximidades do açude Acaraú-Mirim. Em afloramento, esta formação caracteriza-se por um amontoado cáctico de blocos espessos, normalmente desprovidos de plano de estratificação.

A unidade é constituída essencialmente por conglomerados grosseiros, polimíticos, mal classificados e normalmente não estratificados. São sedimentos extremamente grosseiros, incluindo blocos com diâmetro variando desde alguns centímetros até 1 metro, porém com maior percentagem na faixa entre 10 e 30 centímetros. Constituem uma perfeita amostragem de todos os tipos de rochas pré-Aprazível, ocorrentes na área, englobando gnaisses, xistos, filitos, do embasamento; ardósias, quartzitos e calcários, do Grupo Bambuí aflorante fora da área investigada; arenitos arcoseanos e conglomerados das Formações Pacujá e Massapê; e principalmente blocos de rochas vulcânicas incluindo, espirilitos vitrofíricos, diabásios, gabros, dacitos, riolitos e blocos de granito Meruoca-Rosário.

A matriz é grossa, denominando elementos entre 1 - 2 mm, com composição arcossiana e de coloração cinza-amarelada a rósea e cinza esverdeada. Em alguns locais, observa-se matriz escura, quase preta, de natureza pelítica e mais raramente matriz arenosa.

Esta unidade é constituída de típicos fan-glomerados depositados provavelmente em cones aluviais ao

longo de linha de falha, assinalando o derradeiro episódio do estágio de transição, no processo de consolidação da plataforma, na região noroeste do Ceará.

#### 6.2.9 - Formação Serra Grande (SDsg)

Foi Small em 1914, quem criou o termo "Série Serra Grande" para designar a sequência de arenitos, conglomerados e calcários que afloram na escarpa oriental da Bacia do Parnaíba, na região de Ubajara, Ceará. Inicialmente, o autor lhe atribuiu uma idade cretácica, a qual, posteriormente modificou para carbonífera. Esta classificação foi mantida por Plummer (1948) e Campbell (1949), tendo este último dividido a Formação Serra Grande em camadas, Cabeça, superior e Ipú, inferior, considerando-as mais jovens que a Formação Pimenteiras, seguindo as idéias de Small e Plummer (op. cit.). Blankennagel (1952) e Kegel (1956), mantiveram a denominação Serra Grande, porém observaram que a Formação Pimenteiras se sobrepõe à Serra Grande, cujo comportamento é admitido até os dias atuais.

Costa et alii (op. cit.) denominam de Formação Serra Grande, todo o pacote de arenitos grosseiros e conglomeráticos, com ocasionais intercalações de argilitos e siltitos, que afloram a escarpa da Serra da Ibiapaba e uma relíquia da seção basal da unidade, que aflora a nordeste de Santana do Acaraú, formando um graben alongado segundo a direção NE-SW. A sua idade foi determinada como sendo siluro-devoniana por Muller (In: Costa et alii - op. cit.), baseado em estudos palinológicos.

Neste trabalho, a única representação destes sedimentos ocorre a leste da cidade de Santana do Acaraú e aqui será enfocada de acordo com as observações de Costa et alii (op. cit.). Sua forma é de um graben alongado seguindo a direção NE - SW, encaixado entre ro-

chas cristalinas e resultante da reativação do falhamento de Sobral-Pedro II. Esta relíquia da seção basal da Formação Serra Grande dista aproximadamente 10 km da borda atual a Bacia do Parnaíba e documenta a existência de um eixo de sedimentação destes sedimentos siluro-devonianos, desde as cidades de Ipú e Reriutaba, para nordeste, em direção ao litoral.

Compõem-se de um conglomerado basal com seixos subarredondados de quartzo e feldspato caulinizado subordinado, maciço, friável a pouco consistente, localmente muito quebrado e movimentado, devido a reativação do falhamento supra citado. Ocasionalmente, podem ocorrer intercalações de arenitos grosseiros e argilitos.

Costa et alii (op. cit.) acham que com o desenvolvimento paleogeográfico da bacia, a porção basal da Formação Serra Grande marca o início da ingressão marinha, cujo começo ficou restrito às partes mais baixas do cristalino, tornando-se pouco a pouco generalizada. Quanto ao caráter grosseiro do conglomerado, indica condições de águas rasas e agitadas, com abaixamento rápido e contínuo da bacia. Segundo estes mesmos autores, a ausência de fósseis nas bordas leste e nordeste da bacia reflete o quimismo da água pouco favorável ao desenvolvimento de uma fauna, mesmo que incipiente.

#### 6.2.10 - GRUPO APODI

As primeiras referências sobre os sedimentos da Chapada do Apodi foram feitas por C. A. White, em 1887, quando assinalou e descreveu fósseis cretáceos procedentes do Rio Grande do Norte. Crandall (1910) foi, também, um dos pioneiros a estudar alguns fósseis coletados na região da Macau e Mossoró. Todavia as primeiras correlações foram feitas por Jenkins, em 1913, ao comparar os calcários do topo da sequência com os da Formação Maria Farinha já estudada e conhecida em Pernambuco.

Os estudos realizados por Maury, em 1924, foram de relevante importância para estratigrafia da bacia. Através da identificação dos fósseis coletados nas regiões de Mossoró, Macau e Pendência este autor posicionou cronologicamente no Turoniano todos os sedimentos da chapada e, em 1934, correlacionou os fósseis da região de Natal com os procedentes de Mossoró e Macau.

Tomando por base os estudos paleontológicos realizados por Maury (op. cit.), E. P. Oliveira (1940) cognominou os calcários fossilíferos do Rio Grande do Norte de "Formação Natal com tylostoma" e de Formação Mossoró. Em 1943, Oliveira & Leonardos, em "Geologia do Brasil" denominaram de "Grupo Apodi" ao pacote sedimentar que constitui a bacia Potiguar, assinalando ainda que a mesma se iniciava com sedimentos clásticos.

Contudo, foi em 1949 que surgiu a primeira divisão lito-estratigráfica dos sedimentos da Bacia Potiguar, através do primeiro levantamento geológico realizado por

Kreidler & Andery, quando definiram duas unidades denominando os sedimentos clásticos basais de "Arenito Açu" e a sequência carbonática superior de "Calcário Jandaíra". Nos anos de 1951 a 1955, a PETROBRAS realizou estudos geológicos na mesma região, utilizando prospecção geofísica, culminando em 1956 com a perfuração de dois poços pioneiros em Macau e em Gangorra.

Uma apreciação geológica mais detalhada foi feita por Kegel (1957), na região de Macau, quando verificou a existência de vários horizontes estratigráficos agrupando-os no Campaniano e Maestrichtiano, além dos horizontes turonianos identificados por Maury (op. cit.). Em seus estudos o autor observou que havia uma mudança de fácies marcante entre o arenito da lapa e o calcário da capa e, por isto, evitou o termo "Formação" e chamou de "Arenito Açu" e "Calcário Jandaíra", agrupando estas unidades no Grupo Apodi, corroborando com a designação proposta por Oliveira & Leonardos (op. cit.).

Beurlen (1961 e 1964), estudando alguns fósseis encontrados ao sul de Aracati e no vale do rio Açu, entre Arapuá e Estreito, confirmou a idade turoniana dos calcários da chapada. Contudo, observou ausência de fósseis representantes do Coniaciano e Santoniano, o que levou-o a sugerir um hiato de sedimentação entre os calcários turonianos e aqueles descritos por Kegel (op. cit.) na região de Macau, datados do Campaniano/Maestrichtiano. Este fato serviu de subsídio para Beurlen propor uma subdivisão do "Calcário Jandaíra" em duas unidades cronoestratigráficas: a Formação Jandaíra para a unidade superior de idade Maestrichtiana/Campaniana e a Formação Sebastião póles para os calcários sotopostos, turonianos, representados nas partes

ocidental e meridional da bacia. Este mesmo autor, em seu trabalho "Geologia da região de Mossoró" (1967), sugeriu u ma subdivisão da sequência clástica basal em três membros: inferior, médio e superior.

Rebouças et alii (1967) utilizando os dados de perfurações na Bacia Potiguar, efetuadas pelo Departamento Nacional da Produção Mineral, denominaram todo o pacote calcário da Formação Jandaíra e subdividiram os clásticos da Formação Açu em um membro inferior arenoso e/ou conglomeráticos e outro superior argiloso, siltico ou calcarenítico.

Em 1968, os trabalhos de Schaller & Sampaio e de Cypriano & Nunes apresentaram dados significativos só bre o comportamento estrutural da Bacia Potiguar e propuseram correlações estratigráficas desses sedimentos com os da Bacia Barreirinha. Os trabalhos de Silveira (1967) e Ma noel Filho (1970) específico sobre o condicionamento hi drogeológico, pouco contribuíram para a geologia da bacia.

Anos depois, em 1976, a chapada do Apodi vol ta a ser novamente estudada, desta feita por Campos et alii, através de mapeamento geológico regional na escala 1:250.000. Em seu trabalho, estes autores adotaram para a sequência sedimentar do Grupo Apodi a designação original de Formação Açu proposta por Beurlen (op. cit.) para os se dimentos clásticos e sua subdivisão em três membros: superi or, médio e inferior. Não dispondo de elementos para um estudo bioestratigráfico de detalhe aceitaram a mesma denominação proposta por Kegel de Formação Jandaíra para o pa cote de calcários sobrejacentes aos sedimentos clásticos.

Na área do Projeto Fortaleza, a exposição dos

sedimentos cretáceos do Grupo Apodi se restringe a uma pequena faixa de aproximadamente 600 km², situada no setor ocidental-setentrional da Bacia Potiguar. Os contrastes de tonalidade e textura, o modelado do relevo e os padrões de drenagem, peculiares de cada unidade litológica visíveis na foto-interpretção, forneceram subsídios para uma delimitação precisa do bordo da bacia na área em questão. Neste trabalho foram conservadas as mesmas denominações propostas por Campos e seus colaboradores (1976), para os sedimentos cretáceos análogos (figura 3).

#### 6.2.10.1 - Formação Açu (Ksaa)

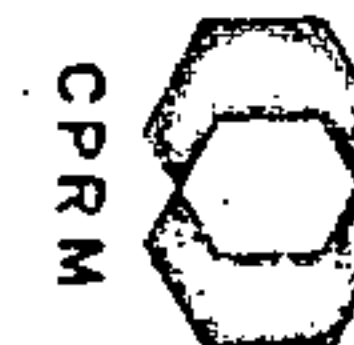
Os clásticos da Formação Açu representam 50% da área total dos sedimentos cretáceos expostos. Constitue uma faixa aflorante alongada segundo NE-SW, com largura da ordem de 3 a 12 km e comprimento de 37 km. Morfologicamente, caracteriza-se por um relevo suavemente colinoso, podendo, localmente, apresentar pequenas formas tabulares, com cotas variáveis de 30 a 75 m. Este comportamento morfológico tanto é visível na foto-interpretção quanto diretamente no campo.

O limite oeste da Formação Açu é coberto pelas aluviões do Rio Jaguaribe, cujo contato é bem definido, muito embora, em alguns pontos seja mascarado por solos arenosos resultantes da lixiviação dos próprios sedimentos clásticos que a compõem. Topograficamente, este contato é definido por uma ruptura do relevo, o qual apresenta-se mais baixo na zona aluvial. O seu contato com os sedimentos terció-quaternários se faz de maneira gradacional, sendo definido no campo pela tonalidade mais avermelhada e granulome-

**CORRELAÇÃO CRONO-ESTRATIGRÁFICA DOS SEDIMENTOS  
CRETÁCEOS DAS BACIAS DE BARREIRINHAS E POTIGUAR**

TEMPO GEOLOGICO	L I T O E S T R A T I G R A F I A					
	LITORAL NORTE			LITORAL NORDESTE		
MAESTRICHTIANO CAMPANIANO				FORMAÇÃO JANDAÍRA		
ALBIANO-SANTONIANO	BACIA DE BARREIRINHAS	GRUPO BARREIRINHAS	FM. HUMBERTO DE CAMPOS	BACIA POTIGUAR	GRUPO APODI	(hiato)
			FORMAÇÃO QUEIMADAS			FORMAÇÃO JANDAÍRA
			FORMAÇÃO PREGUIÇAS			
			FORMAÇÃO BARRO DURO			FORMAÇÃO AÇU
FORMAÇÃO ÁGUA DOCE	MEMBRO MÉDIO					
FORMAÇÃO BOM GOSTO	MEMBRO INFERIOR					
APTIANO-ALBIANO	BACIA DE BARREIRINHAS	GRUPO TUTÓIA	FORMAÇÃO ARPOADOR	F. M. GANGORRA		

FIG.3





tria mais fina do sedimento arenoso mais antigo que na fo  
tointerpretação é traduzida por uma tonalidade mais escura  
e textura mais porosa. O contato com a sequência carbonáti  
ca superior não é bem definido, ora é marcado por uma passa  
gem gradativa dos arenitos microclásticos continentais pas  
sando para sedimentos com características neríticas ( argi  
las e folhelhos) e finalmente marinho, como por exemplo,  
nas localidades das ladeiras do Vieira e Gurgel; ora é  
brusco, identificado pelo aparecimento de bancos de calcare  
nitos rítmicos, interestratificados, dentro de horizontes  
de siltitos (fig. 4 ). Morfologicamente, todavia, o conta  
to arenito/calcário é bem definido, sendo marcado por uma  
linha de cuesta ao longo de quase toda a sua extensão. Ao  
sul, em áreas vizinhas, segundo Campos et alii (op. cit. ),  
a Formação Açú repousa em discordância angular e erosiva so  
bre o embasamento cristalino. As seções tipo apresentadas  
(figs. 4, 7, 8 e 10) foram verificadas nas localidades de Viei  
ra, Gurgel e Mundé.

A Formação Açú é litologicamente representada  
por uma sequência sedimentar predominantemente clástica, con  
forme já tinham observado Kegel (op. cit.), Beurlen (op. '   
cit.), Cypriano & Nunes (op. cit.) e Campos et alii (op.   
cit.), dentre outros que realizaram estudos na região, pa  
tenteando, desta forma, o caráter clástico da unidade para  
toda sua área de ocorrência na bacia,

As sondagens realizadas em outros pontos no  
setor sudeste da bacia (in: Campos et alii), fora dos limi  
tes da área em estudo, constataram que a Formação Açú com  
porta-se tanto em superfície quanto em subsuperfície como  
uma sequência contínua, mostrando um acréscimo gradativo de  
sua espessura em direção ao centro da bacia, atingindo pró-

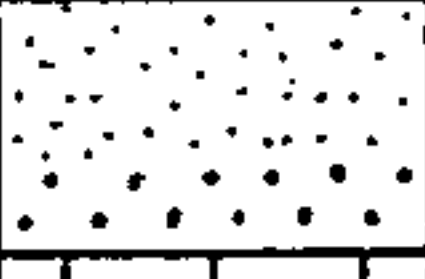
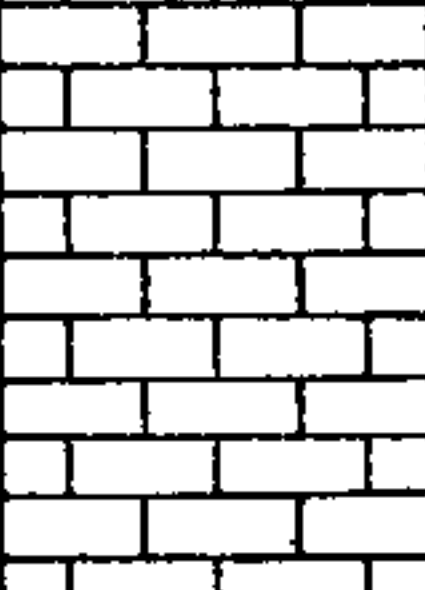
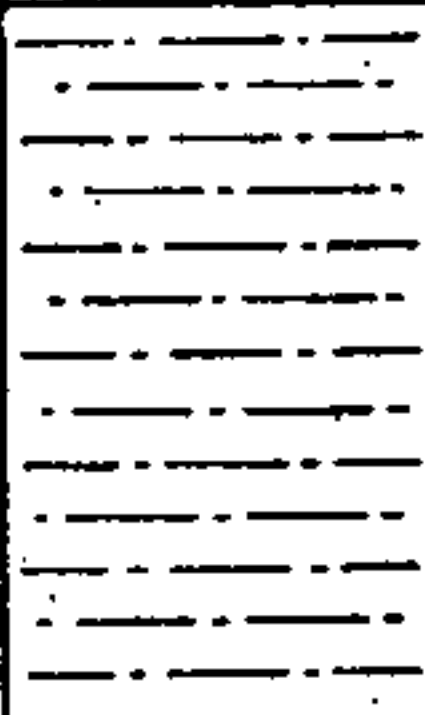
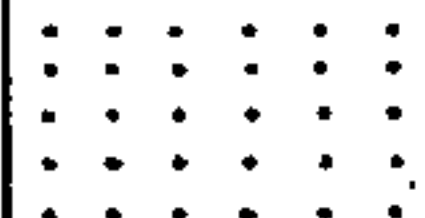

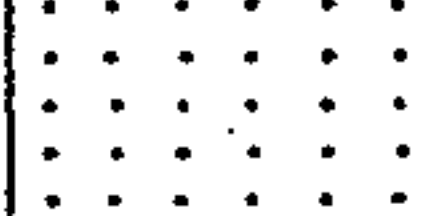
FICHA DE DESCRIÇÃO DE AFLORAMENTO			
GRUPO	FORMAÇÃO	ESPESSURA	LOCALIDADE: VIEIRA (parte superior da escarpa)
			LITOLOGIA
GRUPO APODI	FORMAÇÃO JANDAIRA	1,0	Calcário branco-amarelado, bem estratificado.
		2,0	Calcário margoso, amarelado modulado.
	FORMAÇÃO AÇU ME'DIO SUPERIOR	0,8	Folhelho margoso de cor beje.
		1,4	Folhelho esverdeado, com pintas creme na base.
		1,0	Siltito argiloso cinza, micáceo, com delgadas lentes de folhelho.
		3,0-3,5	Arenito avermelhado, de grã fina, ocasionalmente médio a grosseiro, com conspícuas lentes de areias e argilas, e estratificação cruzada e paralela na base.
		0,3	Arenito branco, homogêneo, caulínico de grã fina.
		1,0	Siltito cinza-claro, finamente laminado, com intercalações de delgadas lentes de folhelhos.
		1,5	Arenito amarelado de grã fina a médio, mal classificado com intercalações de delgadas lentes de folhelhos cinza escuro.
		0,5-0,4	Folhelho cinza-escuro. Siltito cinza-escuro.
1,8	Arenito cinza claro, micáceo, siltoso, com estratificação incipiente.		
		Tálus	

ximo à costa possança superior a 800 metros. O poço tubular 1/71/2F (fig. 5 ) para captação de água, realizado na fazenda Belém, dentro da área deste projeto, revelou uma espessura superior a 400 metros para esta unidade. Neste poço constatou-se, do topo para a base, um aumento de granulometria, com horizontes conglomeráticos e intercalações de delgadas lentes de argilas. A foto ilustra a exposição do arenito Açu na falésia de ponta Grossa (limite ocidental da área). O mapa de isopacas (fig. 6 ) mostra o comportamento da espessura da unidade em toda a bacia.

Nesta estreita faixa aflorante da unidade, os sedimentos encontrados são, em geral, representados por arenitos interestratificados com siltitos, de tonalidade predominantemente cinza com variações para marrom, vermelho e esbranquiçado. Ocasionalmente, aparecem intercalações pouco espessas (1 a 1,5 m) de bancos de argilitos avermelhados.

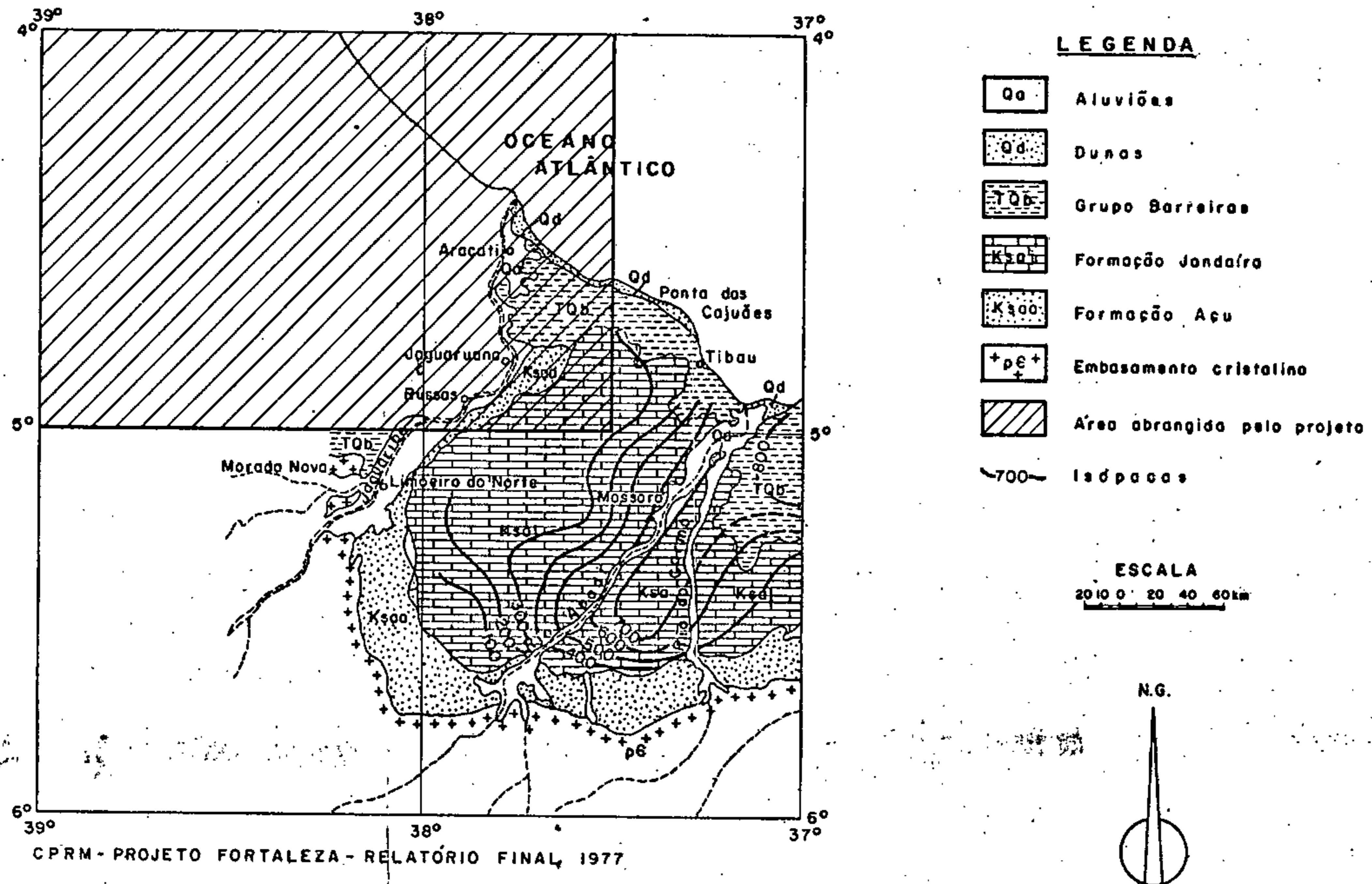
Os arenitos são friáveis de granulação fina a média, matriz areno-argilosa caulínica, mostrando aleitamento horizontal e ocasionalmente estratificação cruzada. É constituído por grãos de quartzo subarredondados, conspícuos grãos de feldspato caulinizado e cimento predominantemente argiloso caulínico, podendo estar presente óxido de ferro. Localmente, estes sedimentos são mascarados por solos derivados da lixiviação dos sedimentos da própria unidade.

Para leste, em direção aos níveis basais da cuesta, estes arenitos tornam-se mais micáceos e mais ricos em microclásticos, constituindo uma sequência rítmica interestratificada de arenitos finos sílticos e siltitos. Nas localidades do Vieira (fig. 7 ) e Mundé (fig. 8 ) o per-

FICHA DE SONDAGEM			
EXECUÇÃO: D.N.P.M.		LONGITUDE:	MUNICÍPIO: ARACATI
LOCALIDADE: FAZ. BELÉM		LATITUDE:	ESTADO: C E A R A
GRUPOS E FOR- MAÇÕES	PROFUN- DIDADE (m)	LITO- LOGIA	DESCRIÇÃO LITOLÓGICA
GRUPO BARREIRAS			Areia fina avermelhada. Areia conglomerática amarelada.
GRUPO A P O D I	FORMAÇÃO JANDAÍRA	27 	Calcário esbranquiçado a creme claro. Calcário cinza na base. Intercalações de lentes argilosas no no calcáreo.
	FORMAÇÃO AÇU SUPERIOR	153 	Intercalações de argilas e folhelhos de tonalidade cinza, avermelhado e marron.
	FORMAÇÃO INFERIOR	276 	Arenitos finos com horizontes con- glomeráticos e intercalações de lentes delgadas argilosas.
		535 	Argila cinza, marron.
		560 	Areia argilosa de grã média.
EMBASAMENTO		593 	Rochas cristalinas.

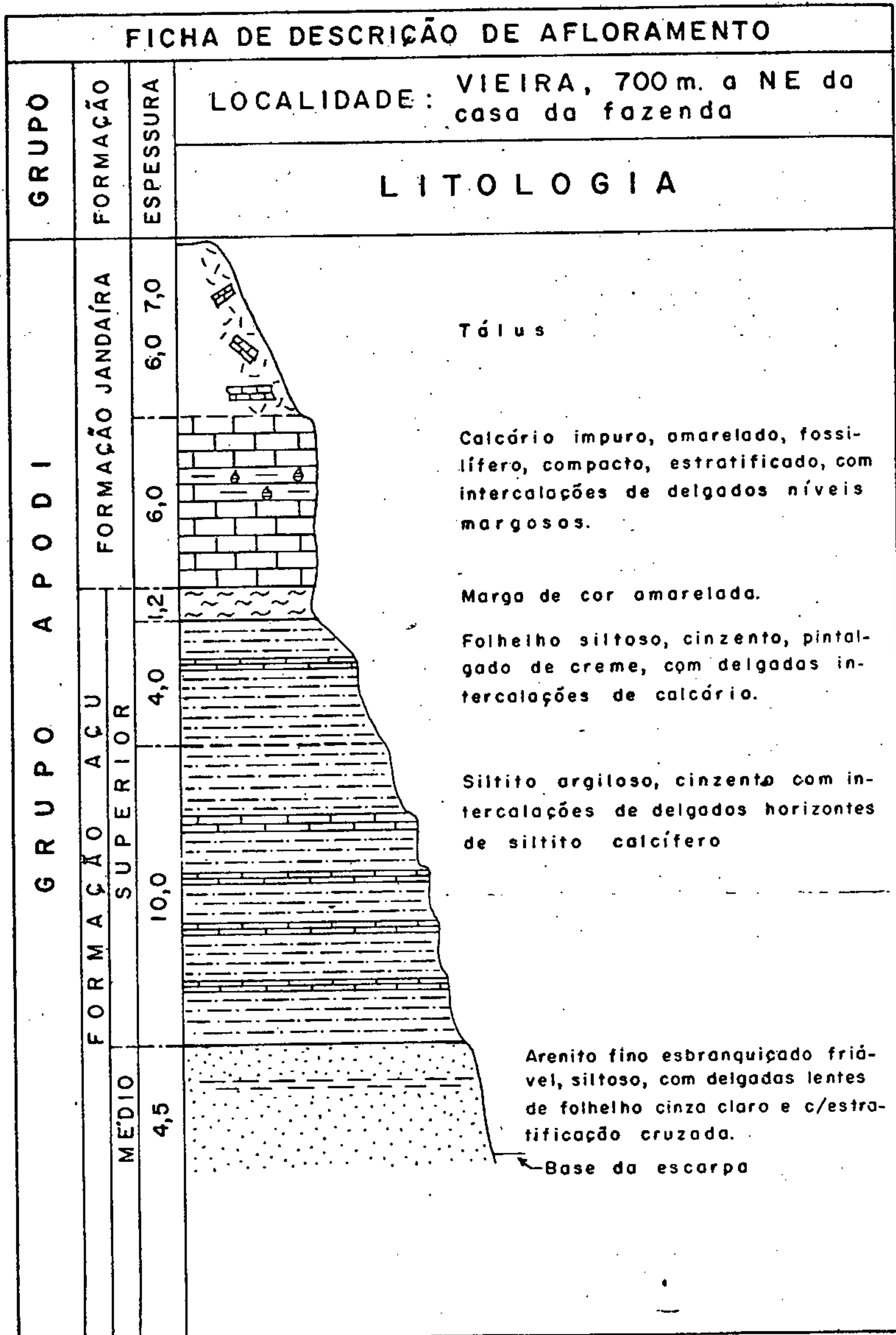
FONTE: GODOY, L.P. (REL. INÉDITO - D.N.P.M./4º DISTRITO, 1971)  
CPRM - PROJETO FORTALEZA - RELATÓRIO FINAL - 1977

# MAPA DE ISÓPACAS DA FORMAÇÃO AÇU



CPRM - PROJETO FORTALEZA - RELATÓRIO FINAL, 1977

FIG. 6



FICHA DE DESCRIÇÃO DE AFLORAMENTO			
GRUPO	FORMAÇÃO	ESPESSURA	LOCALIDADE: CARRAPATEIRA (MUNDÉ)
			LITOLOGIA
GRUPO APODI	FORMAÇÃO JANDAÍRA	6,0	<p>Tálus</p> <p>Calcário margoso amarelado, compacto, bem estratificado, gredoso.</p>
		1,8	Siltito cinza esverdeado, bem laminado com intercalações de delgadas lentes de argilito.
	4,0	Arenito alaranjado, fino, caulínico, bem laminado, com intercalações de lentes de argila cinza esverdeada e areia amarelada.	
	1,5	Argilito vermelho-escuro (bordô), bem laminado.	
	2,5	Arenito alaranjado, fino, siltoso, com estratificações de lentes de cor vermelho-escuro	
			Tálus

fil da escarpa inicia-se com arenito fino, esbranquiçado constituído de pontuações de ilmenita e grãos de quartzo sub-angulosos a subarredondados, dispersos numa matriz argilosa caulínica e micácea, pouco litificado (diagênese média a fraca) mostrando estratificação cruzada na base e delgadas lentes de argilas intercaladas nos horizontes medianos e superiores da escarpa.

Em direção ao topo, os arenitos se tornam mais finos, microclásticos, micáceos, quase sempre com estratificação cruzada e, finalmente, evoluem para siltitos com cimento carbonático. Localmente, podem apresentar intercalações de delgadas lentes de argilitos de tonalidades vermelhas cinza-esverdeada nesta zona de transição. Nos níveis superiores (fig. 7) o teor de carbonato é bem elevado chegando-se a encontrar bancos de calcários puros separados por delgados horizontes margosos.

Estes arenitos microclásticos, micáceos e argilosos apresentam portanto um caráter faciológico correspondente aos clásticos do "membro superior da Formação Açu" conforme denominação e subdivisão proposta originalmente por Beurlen (op. cit.) e corroborada por outros autores.

A passagem do arenito Açu Superior para a Formação Jandaíra é gradacional, sendo marcada portanto pelo aumento de microclásticos e pelo aparecimento da facies carbonática, tornando-se difícil a delimitação exata entre uma e outra unidade.

Em 1957, Kegel já assinalava a presença de conchas nos horizontes carbonáticos superiores da Formação Açu. A leste de Tabuleiro do Norte, fora da área Beurlen (1967), observou moldes internos de lamelibrânquios de con



torno subcircular pertencentes a família Veneridae, em bancos de siltitos da seção superior desta unidade. Rubens Santos (In : Beurlen, 1967) encontrou restos de vegetais na região do Apodi, conservados no membro superior do Arenito Açu. Na área em estudo, foi encontrado na região do Vieira um molde interno de gastrópodes da família Turritellidae, situado no horizonte superior da sequência arenítica siltítica, localizado nos bancos de calcarenitos interestratificados. Trata-se de fragmento mal conservado, apresentando espira turriculada, esguia, com ângulo apical de  $25^{\circ}$ , ornamentada por 5 carenas espirais equidistantes e iguais, pouco pronunciadas, com a largura dos sulcos iguais as carenas. Devido ao estado de conservação do exemplar não foi possível observar os detalhes das estrias de crescimento. Na localidade de Carrapateira, na decida da escarpa, foram encontrados moldes externos e restos de folhas conservados em siltitos margosos.

O conteúdo fossilífero do membro superior desta unidade, associado ao caráter carbonático dos seus sedimentos, documentam um ambiente marinho ou de zona litorrânea. As associações rítmicas dos siltitos e calcários margosos refletem pulsações no abaixamento e ascensão do nível de base geral acarretando oscilações na linha de costa. Desta forma, o membro superior da Formação Açu representa uma fase de transgressão nos sedimentos preservados da Bacia Potiguar, conforme já tinham observado Beurlen (1967), Cypriano & Nunes (1968) e Campos et alii (op. cit.).

Haja visto a ausência de exposição dos sedimentos representativos dos membros médio e inferior da Formação Açu na área em estudo, será feito um relato sucinto

e generalizado dos mesmos neste relatório. Qualquer consulta de maior profundidade poderá ser feita nos trabalhos de Beurlen(1967) e Campos et alii (op. cit.) onde estas unidades foram fartamente discutidas.

O membro médio(In: Campos et alii,op.cit.) mostra contato transicional com o basal e o superior, sendo constituído por uma sequência de arenitos interestratificados com siltitos e folhelhos. Os arenitos são, de modo geral, de granulação média a grosseira, arcoseanos e com tonalidades cinza variando para marrom, vermelho e esbranquiçado, mostrando estratificações horizontal e cruzada.

O membro basal é caracterizado por uma litofacies arenítica de granulação grossa a conglomerática estuarina, de coloração cinza ou avermelhada, com seixos de quartzo que podem atingir diâmetro de até 3 cm, os quais repousam em discordância angular e erosional com o embasamento cristalino.

A datação de Formação Açú se baseia em estudos de palinologia realizados por Santos & Uesugui (1967), os quais revelaram quatro espécies de esporomorfos de amplitude local exclusivos do membro superior desta unidade. A espécie classopollis major foi correlacionada com outra similar de Portugal de idade reconhecidamente albina/cenomaniana. Já anteriormente, em 1967, Schaller & Sampaio(op.cit.) haviam atribuído idade cenomaniana a estes sedimentos, através de identificação de um *Triorites*. Cypriano & Nunes (op.cit.) em mapeamento geológico realizado na bacia aventaram a hipótese de correlação da Formação Açú (figura 9) com as três formações superiores do Grupo Tutóia, da Bacia de Barreirinhas.

QUADRO CRONOLÓGICO COMPARATIVO DAS UNIDADES  
ESTRATIGRÁFICAS CRÉTACEAS DA BACIA PÓTIQUAR

AVELINO ELEONARDOS 1943 (INFORMAL)		KREIDLER 1949 (INFORMAL)		OLIVEIRA, JENKINS, PASHAK E COOK 1955-56 (INFORMAL)		KEGEL 1957 (INFORMAL)		BEURLEN 1961/66 (INFORMAL)		SUDENE 1966 (INFORMAL)		SCHALLER & SAMPAIO 1967		PROJETOS RIO JAGUARIBE E FORTALEZA 1976-77			
		RELAT. OUT. 49	MAPAS. DEZ. 49														
SÉRIE APODI	CALCÁRIOS	"APODI GROUP"	GRUPO APODI	CALCÁRIO JANDAÍRA	CALCÁRIO APODI	CALCÁRIO JANDAÍRA	SUPERIOR	GRUPO APODI	FORMAÇÃO JANDAÍRA	CALCÁRIO JANDAÍRA	GRUPO APODI	FORMAÇÃO JANDAÍRA	FORMAÇÃO JANDAÍRA	FORMAÇÃO JANDAÍRA	FORMAÇÃO JANDAÍRA		
							MÉDIO		FORMAÇÃO SEBASTIÁNOPOLIS								
							INFERIOR										
	ARENITO VERMELHO	"BASAL SANDSTONE"	GRUPO APODI	ARENITO AÇU	ARENITO AÇU	ARENITO AÇU	ARENITO AÇU	SUPERIOR	GRUPO APODI	SUPERIOR	ARENITO AÇU	GRUPO APODI	FORMAÇÃO AÇU	MEMBRO SUPERIOR	GRUPO APODI	FORMAÇÃO AÇU	SUPERIOR
								MÉDIO		MÉDIO							MÉDIO
								INFERIOR		INFERIOR							INFERIOR
												FORMAÇÃO GANGORRA	FORMAÇÃO GANGORRA				

CPRM - PROJETO FORTALEZA - RELATÓRIO FINAL, 1977.

MODIFICADO DE Schaller & Sampaio, 1969



#### 6.2.10.2 - Formação Jandaíra (Ksaj)

A Formação Jandaíra é definida como a sequência carbonática que repousa sobre os clásticos da Formação Açu. Em fotointerpretação, esta unidade é identificada pela tonalidade cinza clara, textura fina. As manchas mais escuras observadas dentro dos limites de sua ocorrência constituem pequenas coberturas de solo eluvial.

Sua exposição é pequena e cobre cerca de 300 km². Morfologicamente, constitui a superfície superior da chapada, aplainada, com mergulho suave para nordeste, tendo contorno semicircular, cujos bordos são denotados por um relevo escarpado. Ao norte a sequência é encoberta pelos sedimentos cenozóicos do Grupo Barreiras e ao sul e leste pelos paralelos 5° de latitude sul e meridiano 37° 30' de longitude oeste, respectivamente, que delimitam a área do projeto.

O contato entre as formações Açu e Jandaíra é definido por uma zona de transição marcada por uma evolução gradacional de sedimentos clásticos para químicos. Esta zona de transição, observada no campo, tem um comportamento diferenciado de um local para outro, ora esta passagem é lenta, caracterizada por um aumento dos microclásticos na unidade superior e acréscimo gradativo da componente carbonática nos sedimentos superiores, evoluindo dos argilitos para margas e finalmente calcários (fig. 7); ora a mudança é brusca, motivada pelo aparecimento inesperado de delgados bancos de calcarenitos interestratificados em siltitos argilosos, iniciando-se desta forma a sequência carbonática que caracteriza a unidade estratigraficamente superior. A propósito deste comportamento transicional observado na

passagem gradativa de uma unidade para outra, já Beurlen (1967) sentiu as mesmas dificuldades em definir o limite exato entre estas, ao afirmar que se tratavam de fácies de transgressão definitiva e portanto pertencentes à mesma unidade cronoestratigráfica. Nas seções apresentadas (figs. 7 e 8), observam-se que os horizontes carbonáticos intercalados nos clásticos podem faltar. Baseado nestes argumentos, Beurlen (op. cit.) propôs o limite inferior da sequência calcária da Formação Jandaíra na base dos primeiros bancos de calcários maciços e puros, não mais arenosos, cuja sugestão foi também aceita e adotada aqui neste trabalho.

Tomando por base caracteres estritamente litoestratigráficos, adotou-se a denominação de Formação Jandaíra para toda a sequência calcária da Bacia Potiguar, acatando os critérios apresentados por Campos et alii (1976), haja visto os resultados aqui apresentados estarem mais consoantes com as proposições daqueles autores.

A espessura da sequência observada na escarpa é de aproximadamente 10 metros, aumentando progressivamente para leste e sudeste, sendo constatados, no furo 1/712F (fig. 5), 126 metros de espessura. Contudo em outras partes da bacia, situadas fora dos limites da área aqui estudada, segundo os perfis de sondagens apresentados por 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.

As melhores exposições da Formação Jandaíra são encontrados nos paredões escarpados da chapada. Nas superfícies aplainadas são escassos os afloramentos, os quais se restringem aos vales dos riachos ou a pequenos blocos

FICHA DE DESCRIÇÃO DE AFLORAMENTO			
GRUPO	FORMAÇÃO	ESPESSURA	LOCALIDADE: FAZENDA ARAPUA' (GURGEL)
			LITOLOGIA
GRUPO APODI	FORM. JANDAIRA	0,8	Calcário creme pouco margoso fossilífero compacto (diag. méd.), bem estratificado.
	FORMAÇÃO AÇU SUPERIOR	3,5	Siltito cinza claro com mancha creme e intercalações de delgados bancos de calcário.
		0,6	Marga siltosa de cor creme.
		2,0	Siltito de cor creme com intercalações de delgadas lentes de argilito.
	FORMAÇÃO AÇU M'ÉDIO	4,2	Arenito branco, fino, bem laminado, homogêneo, com intercalações de delgadas lentes de siltito e argilito cinza no horizonte médio ao inferior, ocasionalmente, apresenta níveis micáceos de tonalidade rósea.
		0,8	Siltito de cor verde.
		5,0	Arenito branco, médio, bem laminado, micáceo, com níveis siltosos, com estratificação cruzada na base.
			Tálus

deslocados atualmente cobertos pelo solo residual "terra rosa".

Na área, esta unidade se caracteriza litologicamente por uma sequência constituída de calcários compactos, esbranquiçados, homogêneos, pouco fossilíferos, interestratificados, apresentando-se em bancos lageados ou às vezes nodulosos, com grau de recristalização variável de um horizonte para outro.

Os calcários formam bancos estéreis ou biotriticos, localmente lumachelosos enriquecidos quase exclusivamente de conchas de gastrópodes ou lamelibrânquios. Segundo Beurlen (op. cit.), estes calcários biotriticos ocorrem próximo à litofácies arenosa e são característicos de ambientes marinhos de águas rasas relativamente quentes e movimentadas.

Em outros pontos fora da área, Campos et alii (op. cit.) descreveu calcários litográficos, compactos, e recristalizados com espessuras consideráveis, de cores creme acinzentada e branca, localmente mostrando ligeira ferruginação, intercalados rítmicamente com margas friáveis. Estes mesmos autores citam a presença de ostrácodes dos gêneros *Cytherella* e *Hemicytherura* em análises da microfauna realizadas nestes calcários.

Próximo às escarpas da chapada, portanto nos horizontes mais inferiores da sequência, os calcários são margosos e apresentam intercalações com folhelhos e siltitos de cores esverdeadas, cinzas e avermelhadas.

Beurlen (op. cit.) e outros autores fazem referência a existência de pequenas bacias isoladas portadoras de camadas evaporíticas intercaladas entre leitões de

folhelhos e argilitos vermelhos e verdes com camadas calcáreas, localizadas nos arredores de Dix-Sept Rosado, fora da área do projeto. Estes depósitos constituem jazidas de gipsita bem puras, ocorrendo em horizontes de espessuras variáveis de 3 a 5 metros com possibilidades otimistas de aproveitamento econômico. Em 1972, Cassedane et alii, assinalou ao longo do riacho do Tapuio, nas proximidades dos depósitos gipsíferos, mais ao sul, níveis ricos em celestita. O posicionamento estratigráfico destes níveis gipsíferos foi bastante discutido e muito controvertido conforme já observaram Campos et alii (op. cit.). Schaller & Sampaio (op. cit.) posicionaram estes horizontes gipsíferos no limite superior da Formação Açu; Cypriano & Nunes (op. cit.) colocaram próximo ao topo da Formação Jandaíra; Manoel Filho (op. cit.) incluíram na Formação Jandaíra simplesmente. Beurlen (op. cit.) todavia, relaciona estas camadas evaporíticas a um hiato de deposição que admite ter existido entre as formações Sebastianópolis e Jandaíra - subdivisão esta proposta com base na bioestratigrafia dos calcários, cujas idéias foram reforçadas pela existência destes bancos gipsíferos.

Na área abrangida por este projeto, não foram encontrados horizontes fossilíferos que motivassem um estudo bioestratigráfico dos sedimentos. Contudo, em outras partes da bacia, Beurlen (op. cit.), Kegel (op. cit.), Mury (op. cit.) descreveram fósseis de gastrópodes, lamelibrânquios, equinóides, foraminíferos e ostrácodas datados do Turoniano e Santoniano. Schaller & Sampaio, em 1968, propuseram uma correlação dos sedimentos cretáceos da Bacia Potiguar com as bacias de Sergipe, Almada e outras africanas. Cypriano & Nunes (op. cit.) contestam a correspondên-



cia destes sedimentos com os da Bacia Sergipe-Alagoas, correlacionando-os, entretanto, aos do Grupo Barreirinhas, da bacia homônima.

#### 6.2.11 - Vulcanismo Alcalino (Tal)

A primeira referência sobre rocha ígnea alcalina no Ceará provém de Almeida em 1958. Refere-se ao morro Cararu, localizado na foz do rio Pacoti, 6 km à nordeste da cidade de Messejana, posicionando-o como a extremidade ocidental de alinhamento de vulcões subordinados a uma zona de fraturas e dispostos à altura do paralelo 4° de latitude sul.

Apoiado em estudo batimétrico do Oceano Atlântico, particularmente da região entre o arquipélago de Fernando de Noronha e a costa do Rio Grande do Norte, Almeida (op.cit.) chama atenção para o "alinhamento de altos e fundos" em que se encontram esse arquipélago e o atol das Rocas, sugerindo a verificação da possível extensão desse alinhamento ao interior do Ceará.

Vandoros & Oliveira (1968), descrevem o corpo alcalino de Messejana como de forma geológica original desconhecida, visto que, "os contatos estão cobertos por sedimentos recentes do Grupo Barreiras". Analisaram-no petrográfica, geocronológica e quimicamente, definindo-o como constituído por fonolito de idade oligocênica ( $28,6 \pm 0,9 \times 10^6$  anos), apresentando similitudes químicas e petrográficas aos fonolitos de Fernando de Noronha. Estes fatos e o alinhamento E-W referido por Almeida, leva-se a sugerir uma possível relação genética com as rochas daquele arquipélago.

Damuth & Gorini (1976), denotam por "cordilheira de Fernando de Noronha o alinhamento de altos e fundos referido por Almeida (op.cit.) e, em seu esboço do substrato oceânico, observa-se uma possível interseção da cordilheira com a linha da costa do Ceará, à altura do paralelo 3° sul, entre as cidades de Pecém e Paracuru

ru.

Os trabalhos de campo revelaram a presença de vários "necks" e inúmeros diques de rocha alcalina, evidenciando dessa maneira a existência de um vulcanismo alcalino continental na extremidade nordeste da área mapeada.

As rochas alcalinas estudadas acham-se distribuídas nas folhas Fortaleza e São Luiz do Curu( escala 1:250.000), entre os paralelos  $3^{\circ}40'$  e  $4^{\circ}00'$  de latitude sul e os meridianos  $38^{\circ}20'$  e  $39^{\circ}20'$  de longitude oeste.

Foram estudados seis "necks", incluindo o morro Cararu, além de vários diques com espessura nunca superior a 15 m.

Os "necks" apresentam-se topograficamente como serrotes circulares a elipsoidais, recebendo denominações locais de serrote Preto, Pão de Açúcar, Salgadinho, Japarara, Ancuri e Cararu, merecendo destaque os serrotes Salgadinho e, principalmente, Pão de Açúcar por exibirem forma característica de cones vulcânicos, com presença de diques associados ao corpo central. Não foi constatada auréola de metamorfismo de contato nas bordas desses corpos alcalinos. Tal fato deve-se provavelmente à pequena dimensão dos "necks", não ultrapassando  $1,5 \text{ Km}^2$  e ao alto grau de metamorfismo da encaixante (facies anfibolito).

Os corpos alcalinos dos serrotes Salgadinho, Preto, Japarara e Pão de Açúcar, acham-se encaixados em sequência migmatito-gnáissica regional do Complexo Caicó. Neste último, observou-se afloramento da encaixante, um diorito gnáissico na borda sul do corpo, junto a extremidade nordeste da parede do açude Pão de Açúcar.

O serrote Ancuri, localizado 9 Km ao Sul de Messejana, encontra-se circundado por sedimentos terciários do Grupo Barreiras. Observou-se, entretanto, afloramento da rocha pré-cambriana encaixante em diminuta área situada à meia encosta do setor oeste. Trata-se de rocha ri-

ca em anfíbólio e biotita com estrutura gnáissica, injeta da por dique pegmatóide pouco espesso. Todavia, devido a área de afloramento e o elevado grau de intemperismo, não foi possível posicioná-la se pertencente ao Complexo Cai-có ou ao Grupo Ceará, nem observar as relações de contato com o corpo alcalino. Esse corpo tem forma elipsoidal, com eixo maior alongado segundo a direção N-S.

Reanalizando o corpo descrito por Vandoros & Oliveira (op. cit.), atualmente com exposição de rocha fresca devido a exploração de uma pedreira na encosta leste do morro Cararu, verificou-se tratar-se de um "neck" de fonólito, quase totalmente coberto por sedimentos eólicos quaternários sobrepostos a um capeamento de regolito castanho-vermelho pouco espesso. Topograficamente, apresenta-se com forma circular, confundindo-se com as dunas litorâneas.

Os diques de rocha alcalina, muitos dos quais não puderam ser representados nos mapas geológicos, devido às suas dimensões reduzidas, foram considerados como um segundo tipo de vulcanismo, preenchendo zonas fraturamento de tensão das rochas encaixantes. Constituem o maior volume de afloramentos estudados, ocorrendo com maior frequência concordantes com a estrutura regional, alinhados segundo a direção NE-SW. Os diques são verticais ou subverticais, simples ou múltiplos, este último constituído de injeções sucessivas do mesmo tipo de rocha numa única fratura. Uma injeção múltipla típica aflora cortando transversalmente o leito do riacho dos Pinhões próximo ao açude Água Boa, parecendo estar associado ao "neck" Pão de Açúcar. De todos os diques estudados os mais espessos, são formados por traquitos. É desconhecida porém suas relações com os fonólitos, tufos e essexitos porfiritos.

Os estudos petrográficos revelaram a presença de quatro tipos alcalinos entre as variedades texturais selecionados na área. Além do estudo de seções delgadas procederam-se análises químicas quantitativas (determi

nação de óxidos) e determinações de Ni, Co e Cu para cada variedade textural. Estes resultados são apresentados nos APÊNDICES F e G, partes integrantes do Relatório Final. A seguir é feita uma caracterização individual de cada tipo, com subsequente comentário acêrca de seu interrelacionamento.

Os fonolitos constituem a maior porcentagem das rochas alcalinas encontradas na área. Predominam os fonolito-traquitóides sôbre os sodalita-fonolito-traquitóides e os fonolitos típicos. Entre as amostras estudadas observou-se que os fonolitos traquitóides estão presentes em diques e "necks" indistintamente. O "neck" alcalino que sustenta o serrote Preto parece constituído exclusivamente de fonolito traquitóide. Trata-se de um "domo" alcalino com encostas não muito suaves, coberto por vegetação nativa arbórea a arbustiva que, aliada à grande quantidade de blocos e matações dispersos nas encostas pelo fenômeno de "rock fall", tornam seu tópo quase inacessível, só sendo possível alcançá-lo à pé. A rocha que aí aflora é bastante homogênea e característica, podendo ser identificada facilmente mesmo quando dispersa entre outras amostras de alcalinas da área. É uma rocha mesocrática, fanerítica fina de cor cinza clara, com conspícuos vacúolos preenchidos por material silteoso amarelo, apresentando localmente nítida estrutura laminar. A análise petrográfica revelou um leve desenvolvimento de textura traquítica, definindo-a como fonolito com menor quantidade de nefelina que os fonolitos nefelinitóides classificados por TROGGER. Como constituintes mineralógicos comuns a três amostras desse corpo tem-se, feldspato potássico, aegirina, nefelina, analcima, sodalita, opacos, sérícita e caulinita. Em amostra coletada a sudeste do "plug" observou-se ainda presença de cancrinita bem como aegirina-augita, carbonato, leucoxênio e anfíbólio sódico e com biotita e óxido de ferro em amostra do setor oeste.

No cone vulcânico que forma o serrote Pão

de Açúcar observou-se, entre as outras facies, a presença de fonolito traquitóide em blocos pouco abundantes dispostos em torno do corpo. Essa rocha tem uma coloração clara, textura afanítica, não se havendo notado presença de estrutura vesicular ou amigdaloidal. Em seção delgada foi observada uma matriz com textura extremamente fina, levemente alterada, com presença de material vítreo a criptocristalino, da qual destacam-se abundantes fenocristais eudrais, límpidos, de nefelina. Na rocha estão presentes, feldspato, nefelina, analcima, sodalita, aegirina alterada, opacos, sericita, caulinita, cancrinita, óxido de ferro e carbonato.

O serrote Japarara, localizado na extremidade sul da serra de Maranguabe, tem uma seção horizontal elipsoidal com eixo maior de 2 km, alongado segundo a direção NNE-SSW. Assume uma feição topográfica cônica com altitude de 470 m que o torna o corpo alcalino mais elevado da área. O serrote acha-se coberto por densa vegetação nativa, tornando inacessível seu topo. Em razão da inacessibilidade a esse corpo não se pode comprovar a forma geológica de "neck" a ele atribuída. Em suas encostas tem-se grande quantidade de blocos e ocasionais matacões dispersos em superfície ou constituindo talus. Na borda noroeste constatou-se um dique de fonolito traquitóide bastante fragmentado com espessura aparente de cerca de 5 m. Devido ao intenso fraturamento, além do capeamento de talus, não foi possível registrar os parâmetros estruturais do dique, parecendo compor um provável sistema de injeções fissurais radiais ao corpo central. As amostras coletadas no dique e na encosta leste do Japarara apresentam fortes semelhanças, com leves variações texturais afanítica a fanerítica, e na coloração cinza clara a escura. A análise petrográfica revelou uma rocha análoga à constituinte do serrote Preto, apresentando uma textura traquitóide melhor desenvolvida. Na amostra do dique foi encontrado um mineral variando de incolor a amarelo que pelas suas propriedades óticas, sugere tratar-se de meu

dialita, bem como a presença de alguns fenocristais euédricos de feldspato. Os constiuintes mineralógicos identificados nessas amostras são análogos aos observados na rocha dominante do serrote Preto, apesar da encaixante do Japarara apresentar uma abundância em hornblenda nos gnaisses.

O fonolito traquitóide aflora ainda em cinco localidades sob a forma de diques. Dentre eles, três ocorrem nas proximidades de necks aos quais parecem estar associados. O mais expressivo é o já referido dique múltiplo associado ao "neck" Pão de Açúcar. Em seção delgada observou-se que a rocha desse dique, apesar de análoga aos demais fonolitos estudados, tem uma textura mais fina, com inúmeras áreas de material criptocristalino na matriz, da qual destacam-se fenocristais de nefelina e feldspato potássico bem desenvolvidos. O segundo dique localiza-se a sudoeste do serrote Japarara, distando cerca de 500 m do sopé do serrote ao qual parece estar associado. Neste local tem-se apenas blocos grosseiramente alinhados segundo a direção E-W. O estudo petrográfico mostrou uma textura traquitóide bem definida, com bastante sodalita em cristais azulados isótipos, porém em menor quantidade que a observada no sodalita-fonolito-traquitóide amostrado na borda leste do Japarara. Um terceiro dique, possivelmente associado ao "neck" que forma o serrote Salgadinho, é evidenciado por abundantes blocos e matações dispersos em superfície. A densa vegetação arbustiva não permitiu seguir a dispersão dos blocos, impedindo dessa forma o registro do seu alinhamento. Notou-se uma forte homogeneidade textural nos inúmeros blocos estudados. Trata-se de rocha mesocrática, de textura afanítica, com coloração cinza escura. O estudo microscópico revelou tratar-se de fonolito com menor quantidade de nefelina que os fonolitos nefelinitóides de TROGGER e um leve desenvolvimento de textura traquítica. Existem ainda outros dois diques de fonolito traquitóide os quais não

parecem estar associados a nenhum dos "necks" conhecidos. Um deles localiza-se no extremo nordeste da serra de Maranguape, próximo ao riacho Carrapicho. O dique tem direção N 45°E é caracterizado por apresentar disjunção colunar francamente observada devido ao alto grau de intemperismo em que se encontra, além da presença de vacúolos preenchidos com material silteoso amarelo dispersos em textura afanítica. O estudo petrográfico revelou abundante presença de material criptocristalino e vítreo na matriz. A dispersão de blocos e matações alinhados evidencia outro dique a cerca de 5 km à sudeste do anterior. Trata-se de rocha afanítica fina, bastante homogênea, de cor cinza escura. A análise petrográfica revelou um fonolito traquitóide com textura extremamente bem desenvolvida, talvez a mais característica de todas as amostras estudadas.

O sodolita-fonolito-traquitóide parece estar intimamente associado aos necks de Japarara, Ancuri e Pão de Açúcar. A rocha aflora a nordeste do serrote Japarara em diminuto alto topográfico com cerca de 30 m no diâmetro maior, com altura máxima de 4 metros. A superfície aflorante é reduzida, mostrando a rocha fortemente fraturada por sistemas regulares de juntas. Apesar da espessa cobertura eluvial impossibilitando exame de detalhe e mesmo o reconhecimento preciso de seus contornos, é provável tratar-se de corpo fonolítico de conformação dômica com provável dependência ao de Japarara, do qual dista cerca de 500 m. Acha-se encaixado em hornblenda-biotita-gnaiss dominante. É um corpo de fonolito traquitóide, como os demais, de coloração cinza clara, destacando-se no estudo petrográfico pela grande quantidade de sodalita e uma textura traquítica melhor desenvolvida, com lineação incipiente manifestada através da orientação de prismas de aegirina.

No serrote Ancuri a rocha ocorre predominantemente em blocos e matações dispersos em superfície e englobados na massa de talus. Observou-se afloramento da rocha apenas no setor nordeste. A rocha é homogênea, maci

ça, cinza escura a castanha quando alterada, apresentando estrutura laminar observável no afloramento. Localmente a lineação é mais ou menos definida e acha-se no plano de laminação, manifestando-se por pequenos agregados radiais de aegirina semelhantes a folhas. É um fonolito rico em sodalita, com textura traquitóide extremamente bem desenvolvida.

O sodalita-fonolito-traquitóide mais característico da área ocorre no "pipe" Pão de Açúcar, sendo a rocha dominante nesse corpo. Distingue-se dos demais por apresentar fenocristais verde oliva de aegirina sobressaindo-se da matriz afanítica cinza clara, em característica textura "em peneira". Os fenocristais maiores, não têm normalmente, mais que meio centímetro. Não foi observado afloramento dessa rocha e sua abundância foi evidenciada pela elevada densidade de blocos e matações dispersos nas encostas e sopé, em torno do corpo. O estudo detalhado de alguns matações permitiu constatar a presença de lineação no plano da laminação.

A composição mineralógica desse grupo de rochas é como no anterior, bastante homogênea, sendo destacada a presença de feldspato potássico, sodalita, aegirina, nefelina, opacos, sericita e caulinita. Cancrinita ocorre em ambas as amostras coletadas no afloramento vizinho ao serrote Japarara e no "neck" Ancuri. Neste último tem-se ainda epidoto-zoisita e carbonato. No "neck" Pão de Açúcar, além de epidoto-zoisita, foi verificada a presença de anfibólio-sódico (barquevikita).

Os fonolitos comuns são pouco abundantes na província alcalina em análise. Os estudos de campo revelaram apenas dois locais de ocorrência. Um na borda sudeste da serra da Arriscada, cerca de 22Km ao sul da vila de Sítios Novos, município de Caucaia. O outro localiza-se no já descrito serrote Ancuri ao sul de Fortaleza. A rocha, próximo à serra da Arriscada, ocorre em blocos dispersos nas encostas sul e sudoeste de elevado topográfi-



co sem expressão mapeável em escala deste trabalho. Apresenta uma feição topográfica aparentemente dômica observada em aerofotos na escala 1:25.000. Macroscopicamente é uma rocha mesocrática, com textura afanítica dominante e coloração esverdeada, tendo-se observado conspícuos blocos de rocha porfírica, cinza escura, com raros fenocristais brancos leitosos, de diâmetro não maior que meio milímetro, dispersos em matriz afanítica. O estudo petrográfico revelou um fonolito muito mais rico em nefelina e mais abundante em feldspatóides que os demais fonolitos descritos, com pequenas áreas apresentando textura traquitóide, porém mostrando aspecto textural dominante de um fonolito comum.

No serrote Ancuri, o fonolito parece ser menos abundante que o sodalita-fonolito-traquitóide porfirítico referido anteriormente. É uma rocha mesocrática, com textura afanítica, em que o piroxênio sódico empresta cor esverdeada. O exame de duas lâminas dessa rocha permitiu defini-la como fonolito extremamente rico em nefelina em prismas eudrais, mostrando textura própria dos fonolitos comuns, porém com leve desenvolvimento, em conspícuas áreas, da textura traquitóide característica dos fonolitos mais pobres neste referido feldspatóide.

Os traquitos são ainda menos abundantes que os fonolitos comuns. Ocorrem exclusivamente sob a forma de diques, via de regra mais espessos que os de fonolito. A espessura máxima registrada foi de 6m. A rocha fresca apresenta-se cinza esverdeada, assumindo coloração creme a levemente amarelada à medida que se vai intemperizando. Não foram registradas estruturas laminares nos traquitos.

O dique mais espesso aflora transversalmente à estrada, 20m a leste da igreja de Tucunduba, distrito de Caucaia. O corpo encontra-se bastante arrasado e tem direção N60°E. Trata-se de rocha afanítica fina a

fanerítica, de cor creme a alaranjada, medianamente fraturada, mostrando sistemas regulares de juntas as quais a cham-se realçadas por delgados filetes castanhos de enriquecimento de óxido, produzidos pelo intemperismo químico. É comum observar ao partir-se essa rocha, auréolas o valadas concêntricas mostrando núcleo cinza claro e graduação de cor entre as tonalidades castanho escuro a creme claro, mais externa. O estudo de seção delgada revelou uma textura traquítica bem definida, abundância de sanidina em ripas com geminação Carlsbad e pequeno ângulo 2V, além de grãos, massas e prismas de opacos que podem representar pseudomorfos (óxido de ferro) de minerais ferromagnesianos. Foram registradas ainda, diminutas massas, de material criptocristalino e minúsculos grãos ou palhetas de sericita, caulinita e epidoto, além de quartzo em pequena percentagem.

Os tufos parecem ser os exemplares alcalinos mais raros desta província. Apesar da acurada amostragem nas mais leves variações texturais e/ou de coloração, tufos alcalinos somente foram encontrados no serrote Pão de Açúcar e morro Cararu. Ocorrem em blocos e matacões dispersos, circundando os citados "necks". Trata-se provavelmente de rocha de preenchimento do conduto vulcânico.

O tufo do "neck" Pão de Açúcar mostra uma textura afanítica com coloração predominantemente verde oliva destacando-se inclusões de material castanho claro também afanítico e conspícuas inclusões de material fanerítico cinza, com fenocristais negros. No primeiro caso, apesar da aparente uniformidade textural tem-se, como no segundo, inclusões com bordas bem definidas. No lado sul do corpo, desde a base até o topo, tem-se predomínio de rocha com matriz finíssima, cinza clara, destacando-se conspícuas inclusões afaníticas de cor verde com bordas não muito bem definidas, ocorrendo também em delgados filetes dispersos na matriz cinza clara. Foram estudadas lâminas

de duas amostras desse corpo, revelando como principais constituintes comuns, feldspato potássico, nefelina, aegirina, anfibólio sódico (barquevikita), opacos, epidoto-zoisita, sericita e caulinita. Uma das amostras destacou-se por apresentar textura bastante desordenada, fragmentos de rochas (básica, alcalina e traquito) e minerais, especialmente fragmentos de rocha basáltica melanocrática com prováveis afinidades alcalinas, matriz criptocristalina, e, um distinto aspecto peculiar às vulcanoclásticas deste tipo. A análise petrográfica da outra amostra permitiu defini-la como um tipo singular de rocha alcalina, diferente das até agora estudadas, com granulação muito fina, 'textura' traquitóide finíssima bastante irregular, com áreas de material vítreo revelando alguns cristais fragmentados. Apesar das irregularidades texturais comuns aos tufo, esta rocha não tem um caráter tão bem definido das vulcanoclásticas como o observado na anterior.

No morro Cararu, além do fonolito descrito por Vandoros & Oliveira (op.cit.), foram observados blocos de rocha com características peculiares aos tufo, mostrando pelo menos duas bruscas variações texturais numa mesma amostra. A textura porfirítica, com fenocristais imersos em matriz traquitica, parece predominar sobre a textura afanítica, ambas com coloração cinza esverdeada. O estudo petrográfico de secção delgada interceptando as duas texturas descritas, revelou tratar-se de rocha mui alterada, texturalmente bastante desordenada, com certos caracteres apresentados pelos tufo, sugerindo que sua composição tenda mais para os tefritos, um tanto mais básicos que as alcalinas até então estudadas. Quanto à mineralogia, a rocha constiu-se principalmente de feldspatos, nefelina, analcina, sodalita, barquevikita, aegirina-augita, biotita, carbonato, opacos, cancrinita, sericita, caulinita, leucóxênio, serpentina e óxido de ferro.

O único exemplar de essexito porfirito encontrado, localiza-se cerca de 25 Km ao sul da cidade de

Pentecoste, na estrada carroçável que liga a fazenda Cipó à vila de Canafístula. A rocha ocorre em blocos, matações e reduzidos afloramentos dispersos em uma área alongada com aproximadamente 200 metros de comprimento por cêrca de 100 metros em sua maior largura. Parece assumir aspecto de dique alinhado segundo a direção NE-SW, encaixado concordantemente em sequência anfibólio-gnaissica do Complexo Caicó. Trata-se de uma rocha mesocrática, maciça, cinza escura, com côr de alteração esverdeada, textura porfirítica com fenocristais escuros de até 3mm destacando-se da matriz fanerítica cinza. O estudo petrográfico revelou fenocristais prismáticos automórficos de titanaugita vermelho-violácea, zonados e geminados, presença de fenocristais incolores de olivina, situados entre material com granulometria mais fina constituído por cristais de plagioclásio geminado polissinteticamente, presença de sanidina, e nefelina hexagonal bem cristalizada, além de andesina, opacos (magnetita), apatita, carbonato bowlingita, sericita, cancrinita e clorita. O referido estudo sugere tratar-se de rocha alcalina rica em minerais máficos, de caráter microfanerítico.

Merece destaque a presença de dois corpos elipsoidais de composição diorítica nas vizinhanças do essexito porfirito. São corpos provalvemente pós-tectônicas metamorfisados, localizados a aproximadamente 12 Km a oeste e noroeste do essexito porfirito. Ambos são tratados pormenorizadamente no capítulo referente as rochas plutônicas granulares. O corpo situado a oeste do essexito recebe a denominação de Massapê e é constituído por piroxênio-diorito, enquanto que o corpo a noroeste constitui-se de granada-quartzo-diorito, sendo denotado por Cachoeira. A análise petrográfica de amostras coletadas. nesses corpos revelou presença de caracteres texturais de origem ígnea, porém com arranjos preferenciais denotando efeitos do metamorfismo regional.

Os quatro tipos petrográficos que consti-

tuem êsse vulcanismo alcalino foram referidos em ordem decrescente segundo a frequência de ocorrência, com o predomínio dos fonolitos, seguido pelos traquitos, tufos alcalinos e essexitos porfíritos. Excetuando-se a última, mais básica, essas rochas apresentam marcante similaridade na composição mineralógica, sendo classificadas mais pelo caráter textural que pelo conteúdo mineral. Nos exemplares porfíricos, os fenocristais são sempre de feldspato potássico, nefelina e/ou piroxênio sódico, só raramente titanaugita e/ou olivina.

O feldspato potássico ocorre em praticamente todas as amostras analisadas, sob a forma de pequenas ripas. Entre eles apenas a sanidina foi identificada, ocorrendo no traquito de Tucunduba em ripas, com geminação segundo Carlsbad e pequeno ângulo  $2V$ . É bem clara a existência de um grupo de rochas com plagioclásio, constituído pelo essexito porfirito e olivina basalto injetado em corpo ultrabásico. Curiosamente incluído neste grupo, encontra-se o sodalita-traquito de Carauçanga. No essexito porfirito foram observados fenocristais de plagioclásio geminado polissinteticamente além da sanidina, enquanto labradorita ocorre no olivinabasalto. Considerando-se a presença de albita no sodalita-traquito, é possível que os plagioclásios dessa província limitem-se entre labradorita e albita. Os feldspatóides sódicos são constituintes essenciais de quase todas as rochas dessa província.

Nefelina ocorre invariavelmente nos tipos alcalinos, quase sempre sob a forma de fenocristais límpidos, euedrais, contrastando com a matriz extremamente fina. As análises petrográficas de classificação e composição mineralógica não revelaram evidências de zeolitização, entretanto a frequente presença de analcita e cancrinita induz à suposição de que tal fenômeno possa ser observado em estudo mais detalhado.

Sodalita é tão abundante quanto nefeli-

na, ocorrendo predominantemente nas rochas com textura traquítica. Mostra-se com maior frequência em pequenos cristais isótipos azulados. Como no caso anterior, não observou-se cristais de sodalita zeolitizados. A única evidência desse fenômeno na área foi registrada por Vandoros & Oliveira (op.cit.), no fonolito do morro Cararu.

O anfibólio predominante nessas rochas é barquevikita (anfibólio sódico) ocorrendo em diminutos prismas negros dispersos em matriz finíssima. Hornblenda fortemente pleocróica é descrita por Vandoros & Oliveira (op. cit.), como presente em pequena quantidade no fonolito Cararu.

Clinopiroxênio são representados dominante mente por aegirina e aegirina-augita, ocorrendo também titanaugita no essexito porfirito de Canafistula.

O conteúdo mineralógico essencial das rochas desse vulcanismo parece mostrar fortes afinidades com os da província alcalina do arquipélago de Fernando de Noronha.

A média de 3 análises químicas (N^{os}. de Laboratório FAR-495/6 e 498) dos fonolitos da área deste projeto (1) é apresentada abaixo, sendo comparada com as análises químicas médias dos fonolitos de Fernando de Noronha (2) e às fornecidas por Dally (3) (In: Almeida, op. cit.)

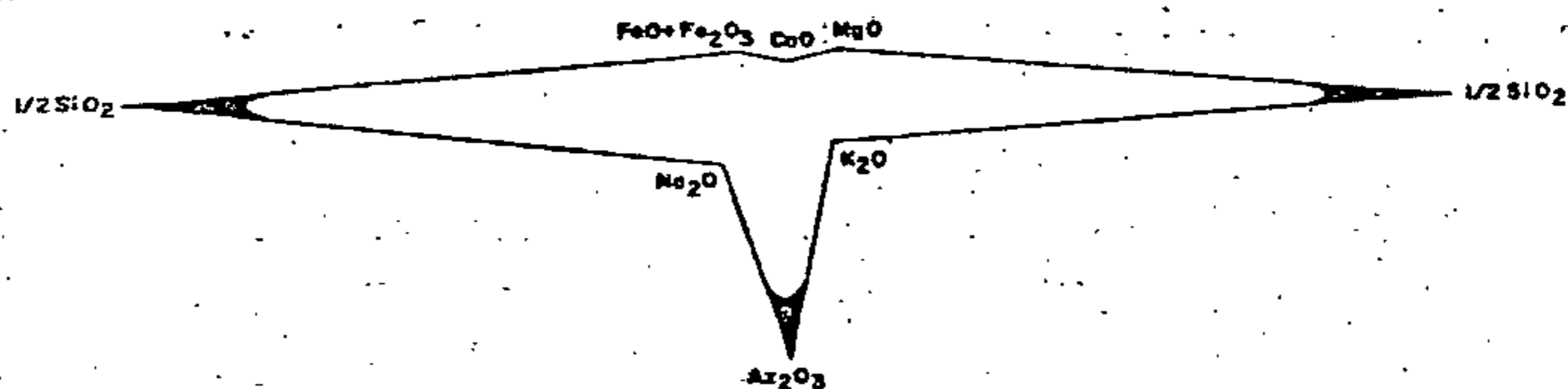
	(1)	(2)	(3)
SiO ₂	53,06	53,73	57,45
TiO ₂	0,93	0,93	0,41
Al ₂ O ₃	17,90	21,49	20,60
Fe ₂ O ₃	2,21	2,23	2,35
FeO	2,28	0,75	1,03
MnO	0,03	0,17	0,13
MgO	1,90	1,00	0,30
CaO	1,49	1,79	1,50
Na ₂ O	3,92	8,56	8,84
K ₂ O	3,97	5,12	5,23

H2O	0,87	4,10	2,04
P.F.	5,81		
P205	0,25	0,36	0,12
CO2	1,23		
Cl			
Total	95,85	100,25	100,00

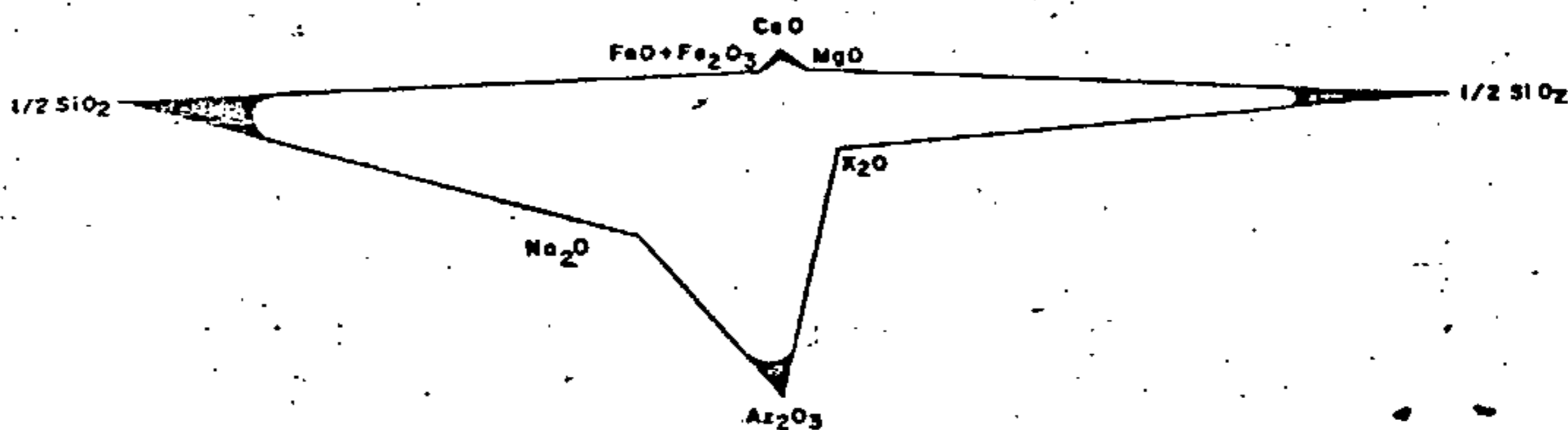
Os boletins das análises químicas dos vulcanitos da área do projeto encontram-se no APÊNDICE .

Uma análise comparativa do quimismo das rochas supra-citadas é apresentada nos polígonos estrelados de Brogger (figura 11), construídos a partir das análises químicas dos fonolitos da província alcalina de Fernando de Noronha, da área do projeto e aqueles fornecidos por Dally (In: Almeida, op.cit.) de outras ilhas oceânicas.

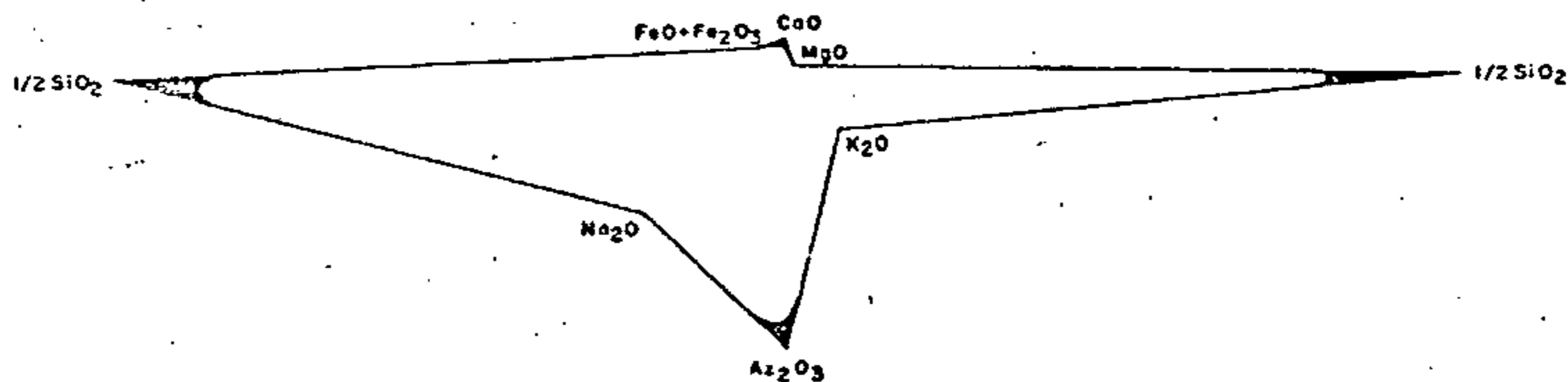
# POLÍGONOS ESTRELADOS DE BRÖGGER



FONOLITOS DA ÁREA DO PROJETO FORTALEZA  
MÉDIA DE 3 ANÁLISES



FONOLITO DO ARQUIPÉLAGO DE FERNANDO DE NORONHA  
MÉDIA DE 5 ANÁLISES (EXTRAÍDAS DE F. F. DE ALMEIDA, 1958)



FONOLITOS DE OUTRAS ILHAS OCEÂNICAS - SEGUNDO DALLY, 1933  
MÉDIA DE 25 ANÁLISES



#### 6.2.12. - Diques básicos (Tab)

Esta unidade abriga litologias básicas, especialmente ocorrendo preenchendo fraturas. Em 1963, foram citadas por Moraes et alii (1963) e Leal (1970), como representantes de uma série de diques que ocorrem a noroeste da folha de Quixadá, próximo a cidade de Santa Quitéria.

Esta unidade é aqui correlacionada com o vulcanismo fissural básico do Rio Grande do Norte, onde foi datada por Kegel (1957.) como sendo do Terciário.

Na área investigada estes diques ocorrem com maior evidência a norte e a sul de Hidrolândia e a norte de Santa Quitéria, além de pequenas outras representações, alinhados segundo a direção ENE-WSW, discordantes em relação as estruturas regionais (foto 44), onde um destes diques corta a falha rio Groaíras.

São bem individualizados nas fotografias aéreas, cortando as litologias do Complexo Tamboril/Santa Quitéria e do Complexo Caicó, mas neste último aparecem em dimensões menores.

No campo, observa-se que a sua espessura está em torno dos 20 metros, porém a extensão pode chegar até 35 km para o maior deles. Trata-se de uma rocha compacta, de cor cinza esverdeada a preta, fraturada, ocorrendo muitas vezes sob a forma de blocos espalhados sobre um solo argiloso castanho escuro, com esfoliação esferoidal típica. A granulação é de fina a média e a textura diabásica típica.

As análises microscópicas, mostraram uma composição essencial formada por plagioclásio, augita, e hornblenda, onde aparecem alguns cristais mais desenvolvidos de

plagioclásio distribuídos erráticamente na matriz. A maior percentagem do plagioclásio da matriz foi identificada como sendo a labradorita que ocorre em pequenas ripas, por vezes, sericitizadas ou também preenchendo interstícios. A augita ocorre em cristais xenomórficos, geminados, levemente alterados para biotita, que por sua vez altera a clorita. Os acessórios ocorrem em cristais sub-automórficos a xenomórficos, representados por opacos, carbonatos, quartzo, álcali-feldspato gráfico, apatita, sericita, epidoto-zoisita, fluorita, apatita, caulinita, titanita, leucóxênio, biotita e clorita.

Quando próximo ao contato com a encaixante, a granulação dos diabásios torna-se quase afanítica.

### 6.2.13 - GRUPO BARREIRAS

O termo "Barreiras", foi usado pela primeira vez por Branner, em 1902 (in, Mabescone et alii, 1972) quando se referia aos sedimentos veriegados e inconsolidados que o correm, de forma contínua por toda a faixa costeira, desde o Rio de Janeiro até o Amazonas. Daí, o nome que originalmente era de cunho morfológico, começou a ser utilizado como termo estratigráfico em todas as áreas de ocorrências.

Litologicamente compõe-se desde conglomerados a argilas de diversos matizes, cuja penetração e espessura para o interior variam muito conforme a área de ocorrência. Oliveira & Leonardos (1943), reuniu esses depósitos costeiros sob a denominação de Série Barreiras. Oliveira & Andrade Ramos (1956), chamaram de "Formação Barreiras" aos sedimentos que ocorrem na costa de Recife, designação esta usada pela PETROBRÁS nos trabalhos por ela executados, desde a costa norte até o Espírito Santo.

Kegel (1957), restringiu o nome "Formação Barreiras", na região litorânea do Rio Grande do Norte, às camadas superiores e "Infra Barreiras" às camadas de areias argilosas e caulínicas da base. Bigarella & Andrade (1964), através de perfis estudados nos arredores de Recife, propuseram o termo "Grupo Barreiras", com uma sequência inferior denominada de "Formação Guararapes", e sobre esta, depositada em discordância erosiva, a Formação Riacho Morno, correlacionável com a Formação Barreiras de Kegel (op. cit.).

Campos e Silva (1965), distinguiu mais duas formações na região de Natal, acima e separadas da Formação Riacho Morno de Bigarella & Andrade (op. cit.) por outra discordância de erosão. São as formações Macaíba e Potengi,

respectivamente inferior e superior. Mabesoone et alii ( op. cit.), verificaram na área de Cabo Branco, no Estado da Paraíba e em várias localidades costeiras entre a parte ocidental do Rio Grande do Norte e Recife, que a Formação Riacho Morno não pode ser considerada como uma unidade estratigráfica autônoma, pois representa tão somente uma capa de intemperismo da Formação Guararapes. O mesmo acontece com relação à Formação Potengi, de Campos e Silva (op.cit.), que passaram a considerar como uma capa de intemperismo da Formação Macaíba.

A partir destes fatos, estabeleceram uma nova subdivisão para o Grupo Barreiras, caracterizada por três unidades edafo-estratigráficas, conforme mostra o quadro abaixo:

Idade suposta	Unidades Estratigráficas	
	Lito	Edafo
Holoceno	Areias brancas (?)	
	-----	discordância
Pleistoceno	intemperismo Potengi	
	Formação Macaíba	
	-----	discordância
	intemperismo Riacho Morno	
Elioceno	Formação Guararapes	
	-----	discordância
Mioceno	intemperismo laterítico	
Oligoceno	Formação Serra do Martins	
	-----	discordância
	Grupo Apodí/embasamento cristalino	

Os primeiros estudos dos sedimentos Barreiras assinalados na área do Projeto Fortaleza foram desenvolvidos na zona costeira situada a leste de Aracatí, pelo Grupo de Estudos do Vale do Jaguaribe (BRASIL.SUDENE/ASMIC, 1967) e Manoel Filho (1970), os quais denominaram estes sedimentos costeiros de "Formação Barreiras" e "Grupo Barreiras", respectivamente. Estes mesmos autores todavia, foram unânimes ao denominarem os clásticos superiores aos Barreiras, encontrados nas margens dos rios Jaguaribe e Banabuiú, de Formação Faceira. Posteriormente, Mabesoone et alii (1972), revendo as áreas representativas dos sedimentos Barreiras em quase toda a costa nordeste, desde Recife até a foz do rio Jaguaribe (CE), redefiniu a estratigrafia local, agrupando os sedimentos costeiros do baixo rio Jaguaribe e das falésias daquela região (Formação Barreiras), dentro da Formação Guararapes. Para os depósitos marginais dos vales dos rios Jaguaribe e Banabuiú, originalmente denominados de Formação Faceira (BRASIL.SUDENE/ASMIC, 1967), além daqueles propostos por Campos e Silva (op. cit.) na região de Natal, Mabesoone et alii (op. cit.) enquadraram na unidade superior do Grupo Barreiras sob a designação genérica de Formação Macaíba.

#### 6.2.13.1 - Grupo Barreiras Indiviso (TQb)

Durante os trabalhos de campo desenvolvidos, na área do Projeto Fortaleza, preferiu-se adotar, por melhor adequação, a denominação de Grupo Barreiras Indiviso para toda a sequência variegada, constituída de clásticos finos a grosseiros que ocorrem na costa, infra-jacentes às dunas. Os resultados ora apresentados se fundamentam principalmente nas proposições feitas por Mabesoone et alii (op. cit.), para a região de Aracatí, cujas observações foram desenvolvidas e ampliadas para todo o restante da área.

Estes depósitos ocorrem por toda a faixa costeira situada entre os meridianos  $37^{\circ}30'$  e  $40^{\circ}30'$  de longitude oeste, compreendendo respectivamente as folhas de Aracatí, Fortaleza e Sobral, de escala 1:250.000. A área individualiza-se como uma região de tabuleiros planos, localmente ondulada com depressões suaves, sendo truncada transversalmente pelas falésias e longitudinalmente pelos vales dos rios. Constitue uma faixa contínua grosseiramente paralela à costa, com largura variável entre 2 e 60 km, expondo maior amplitude na região de Beberibe (folha Aracatí) e norte de Sobral (folha Sobral), sendo contudo mais estreita na faixa situada a leste de São Gonçalo do Amarante (folha Fortaleza), advindo do pronunciado avanço, em direção ao litoral, do Maciço da Serra do Juá.

Todo este pacote sedimentar repousa discordantemente sobre o embasamento cristalino em discordância erosiva angular, o que é visível em vários pontos da área. Boas exposições desta discordância foram observadas nas localidades da Fazenda Chaves (norte de Chorozinho) e nas margens dos rios Choró e Pacoti, todas situadas na BR-116 e, de modo geral, na grande maioria dos rios que banham a área. É capeada na linha da costa pelo cordão litorâneo de dunas, através de discordância e, no interior, passa transicionalmente em alguns pontos para as Coberturas Colúvio-Eluviais indiferenciadas. Além desta paisagem morfológica que tão bem caracteriza estes sedimentos com relação as áreas cristalinas, no campo outros fatores servem de guia para definição do contato entre o sedimento e as rochas cristalinas, notadamente a diferença das espécies vegetais, passando da caatinga, típica da região cristalina, para mata ou campinas ou ainda para áreas cultiváveis e fruteiras nas áreas dos tabu

leiros, além do surgimento de fontes e o aparecimento conspícuo de areias brancas de granulometria uniforme.

Sua espessura é bastante variável, fato de corrente do seu relacionamento com a superfície irregular do embasamento cristalino, aumentando em direção à costa. Dados extraídos do Grupo de Estudos do Vale do Jaguaribe (SUDENE/ASMIC, op. cit.) comprovam para a região de Aracatí, uma espessura da ordem de 30 metros. Silva & Silva (1970) referem-se a espessuras de 50 e 79 metros obtidas em perfurações realizadas respectivamente em Acaraú e Itapipoca. Não obstante estes dados exuberantes referentes a sua espessura, os vales entalhados pelos principais rios expõem o cristalino, refletindo, desta forma, um avançado estágio de erosão fluvial em toda unidade sedimentar.

O estudo litológico desta unidade se fundamentou principalmente na observação pormenorizada das falésias, cortes de estradas e dos barrancos dos principais rios que transitam na área. Como resultado, constatou-se uma diferenciação litológica acentuada, evidenciada pela variação faciológica tanto verticalmente quanto na horizontal, cuja discussão das mesmas foge às necessidades do grau de detalhe requerido para o trabalho em questão. Desta forma será apresentada uma descrição sucinta e generalizada das seqüências e de suas principais características dentro de cada região.

Litologicamente, a seqüência é representada por arenitos argilosos de coloração variegada, de tons avermelhados nos mais diversos matizes, amarelados, até esverdeados. Sua matriz argilosa caulínica, com cimento argiloso, ferruginoso e, algumas vezes, sílicoso. A granulação varia de fina a média com horizontes conglomeráticos, com

incrustações lateríticas na base. Nos níveis conglomeráticos os seixos mais grosseiros aumentam de diâmetro em direção à base, alcançando tamanhos variáveis até 10 cm. O grau de arredondamento se intensifica em direção aos seixos menores, os quais se apresentam bem arredondados e subangulosos. Estes clásticos têm composição diversificada porém, predominantemente, são de quartzo e mais raramente de feldspato, argilas (ball clays), lateritos ou outras rochas. As bolotas de argilas (ball clays) só estão presentes quando a matriz está relacionada à paleocanais.

Na porção onde domina a granulação fina à média podem ser encontrados horizontes mais argilosos, concentrações de óxido de ferro, crostas de laterização ou ainda seixos grandes, inaturos, flutuantes na matriz (foto 49). Estes níveis lateríticos não têm cota definida porém, mais comumente, estão associados aos níveis de percolação das águas subterrâneas. Ocasionalmente aparecem superfícies de erosão preenchidas por lentes de argilas, areias ou outros clásticos mais grosseiros.

A estratificação é de maneira geral indistinta, notando-se apenas um paralelismo entre os níveis de constituição faciológica diferentes. Localmente, talvez relacionadas à sedimentos não contemporâneos, aparecem estratificações cruzada e convoluta. Na região de Aracatí observa-se um basculamento das seqüências em direção à calha do rio Jaguaribe.

O topo da seqüência, quando não é capeado discordantemente pelas dunas, apresenta uma variação vertical para um sedimento avermelhado, mais oxidado, sem estratificação definida, homogêneo, bem classificado, com matriz arenosiltosa. Este horizonte possivelmente se correlaciona com o



sedimento análogo descrito por Nabesoone et alli (op.cit.) no topo na sequência do baixo rio Jaguaribe. Por outro lado, os sedimentos sotopostos correspondem a genérica Formação Guararapes apontada por aqueles autores. De Ponta Grossa, limite oriental da Folha Aracati (Sb.24-X-A) a Majorlândia (Fig.12A), a sequência sedimentar exposta nas falésias é mais ou menos no t o n o t o n a, iniciando-se na base com arenito caulínico cinza com manchas de oxidação, de consistência mediana (diagênese fraca à média), mal classificado, granulação fina à média, com del g a d o s n í v e i s c o n g l o m e r a t i c o s, ocasionalmente mais espessos. A matriz é argilosa caulínica com cimento argiloso e algumas v ê z e s t a m b ê m s i l i c o s, mostrando grãos de quartzo imaturos e pontos opacos. Este horizonte passa a c i m a p a r a u m h o r i z o n t e c o n g l o m e r a t i c o c o m e s p e s s u r a d a o r d e m 2 - 3 m e t r o s, m o s q u e a d o, de tonalidade avermelhada alaranjada e matriz argilo s a - f e r r u g i n o s a c o m g r a o s d e q u a r t z o i m a t u r o s, englobando s e i x o s b e m r o l a d o s d e q u a r t z o e l a t e r i t o s c o m d i â m e t r o s d e a t é 3 c m. Acima deste conglomerado aparece um nível arenoso h o m o g e n ê o, esbranquiçado a amarelado, ora mosqueado, caulinizado e pouco consistente (diagênese fraca à média), com grãos de quartzo subarredondados de granulação média a fina, b e m s e l e c i o n a d o s, cuja espessura da camada varia de 1 a 5 metros. L o c a l m e n t e, aparecem níveis mais arenosos esbranquiçados, dentro deste horizonte. No topo aparece uma areia siltosa alar a n j a d a, às vezes, mosqueada, bem classificada, com espessura v a r á v e l e n t r e 3 e 5 m e t r o s, em alguns locais, pelas dunas.

A estratificação é apenas constatada quando se observa a sequência no seu todo, verificando-se então uma horizontalidade definida pelo grau de intemperismo que é diferente de um horizonte em relação ao outro (foto 46). Todo este pacote permanece mais ou menos inalterado nas falésias m

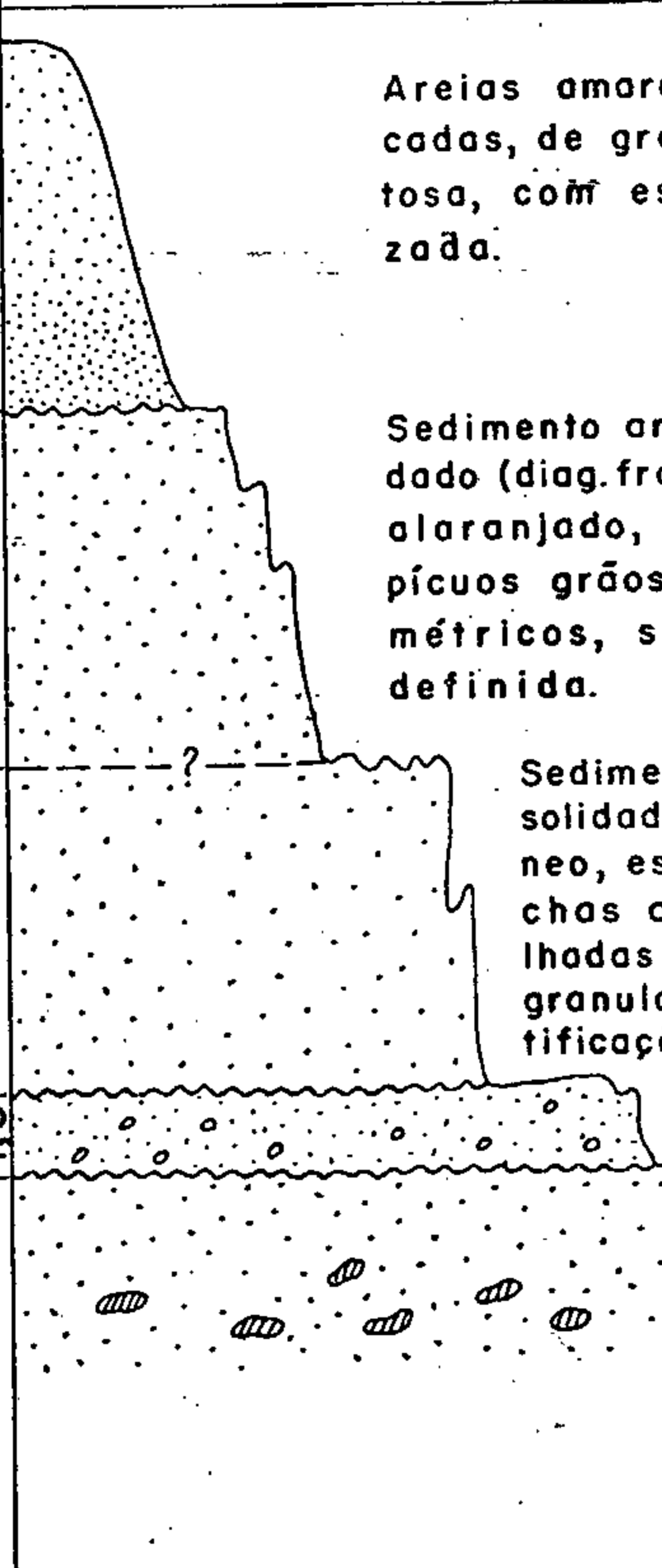
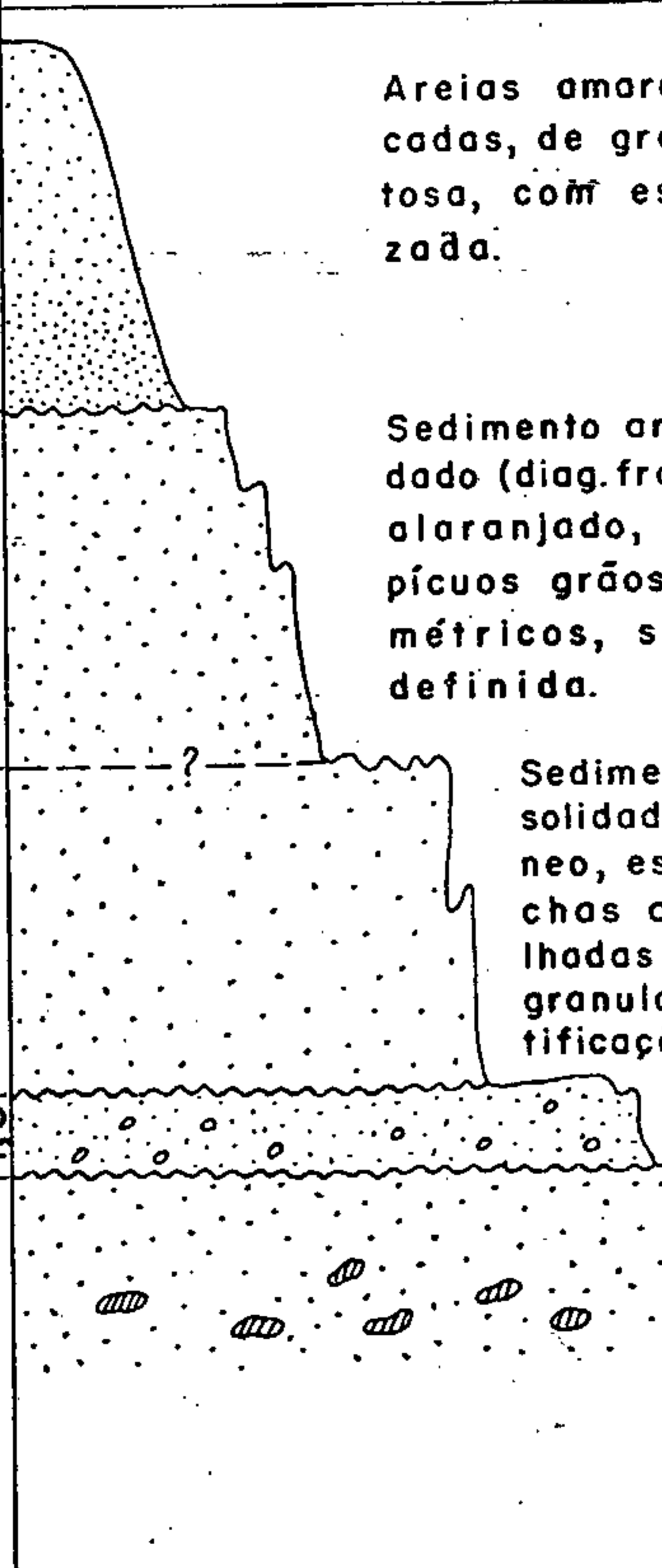
PERFIL DE DESCRIÇÃO DE AFLORAMENTO

GRUPO	FORMAÇÃO	ESPESSURA	LOCALIDADE: Falésias das praias Major- lândia - Ponta Grossa	
			LITOLOGIA	
BARREIRAS INDIVISO	INTEMPE. POTENGI(?)	4,0 - 5,0	Sedimento inconsolidado, alaranjado com pintas avermelhadas, bem classificada, de granulação fina, matriz arenosa, sem estratificação definida.	
	FORMAÇÃO GUARARAPES(?)	1,0 - 5,0	Arenito pouco consolidado (diag. fraca), amarelado, esbranquiçado na base, bem classificado, de granulação fina, com conspícuos grãos maiores de quartzo, nibangulosos e milimétricos, matriz areno-argilosa e cimento argiloso-ferruginoso, sem estratificação definida.	
		2,0 - 3,0	Arenito argiloso, consolidado (diag. média a fraca), variegado, conglomerático, matriz argilo-arenosa, cimento argiloso-ferruginoso, sem estratificação definida.	
		0,5-1,3	Arenito caulínico, consolidado (diag. méd.), de cor cinza a amarelado, grosso, localm. conglom., com len. mais arg. e estrat. cruz.	

CPRM - PROJETO FORTALEZA - RELATÓRIO FINAL - 1977

FIG. 12 - A

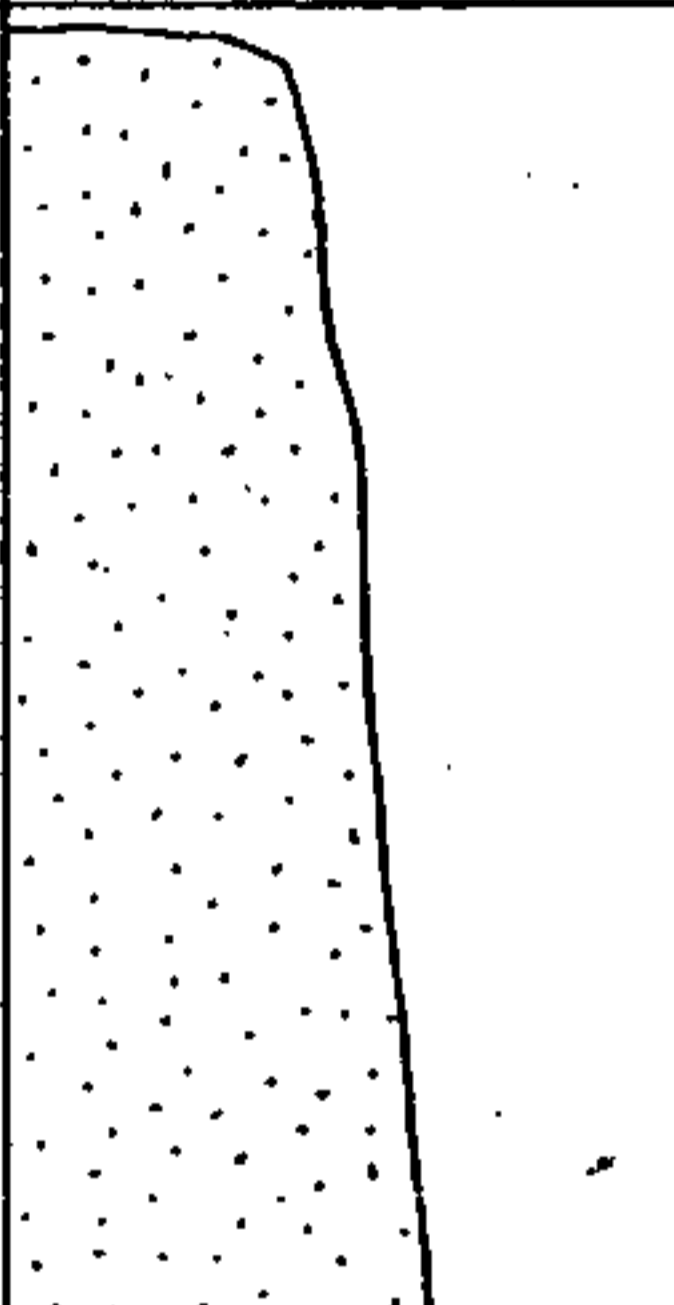



PERFIL DE DESCRIÇÃO DE AFLORAMENTO

GRUPO	FORMAÇÃO	ESPESSURA	LOCALIDADE: Falésias da praia de Morro Branco	
			LITOLOGIA	
SEDIMENTOS EÓLICOS	DUNAS RECENTES	1,0 - 6,0		Areias amareladas e esbranquiçadas, de granulação fina a silto-sa, com estratificação cruzada.
	PALEO DUNAS (?)	4,0 - 10,0		Sedimento arenoso pouco consolidado (diag. fraca), avermelhado a alaranjado, homogêneo, c/conspícuos grãos de quartzo milimétricos, sem estratificação definida.
BARREIRAS INDIVISO	INTEMPERIS. POTENGI(?)	4,0 - 5,0		Sedimento arenoso pouco consolidado (diag. fraca), homogêneo, esbranquiçado c/manchas alaranjadas e avermelhadas (verticalizadas), de granulação fina, sem estratificação definida.
	FORMAÇÃO GUARARAPES(?)	2,0 - 2,5		<p>Aren. varieg., gros. a con. matriz are.-arg. e cimen. argiloso-ferruginoso.</p> <p>Aren. caul., cons. (diag. média), amar.-esverd., homog. de gran. média à grosseira, contendo bolotas de argil. (ball clays), c/cimento argiloso.</p> <p>F.N.A.</p>

CPRM - PROJETO FORTALEZA - RELATÓRIO FINAL - 1977

FIG. 12-B

PERFIL DE DESCRIÇÃO DE AFLORAMENTO

GRUPO	FORMAÇÃO	ESPESSURA	LOCALIDADE: Baixo do rio Jaguaribe	
			LITOLOGIA	
BARREIRAS INDIVISO	FORMAÇÃO POTENGI(?)	3,0 - 4,0		Sedimento arenoso pouco consolidado (diag. fraca), alaranjado a avermelhado, homogêneo, de granulação variando de siltosa a fina, matriz areno-argilosa, cimento argilo-feruginoso, sem estratificação definida.
	FORMAÇÃO MACAIBAS(?)	1,0-1,5		Sedimento arenoso pouco consolidado (diag. fraca) alaranjado com manchas verm., mal classificado, grosseiro até cascalhoso, matriz areno-argilosa caulínica.
	1,5-2,0		Arenito caulínico, de cor cinza claro, mal classificado, rico em bolotas de argila (ball clays) e c/níveis conglomeráticos na base.	
	1,0-1,5		Arenito caulínico, creme, homogêneo, de granulação fina a média, consolidado (diag. média), com conspícuos seixos de quartzo milimétricos.	

PERFIL DE DESCRIÇÃO DE AFLORAMENTO

GRUPO	FORMAÇÃO	ESPESSURA	LOCALIDADE: Falésias da praia de Paracuru	
			LITOLOGIA	
SEDIMENTOS EÓLICOS	DUNAS VIVAS	2,0		Areias inconsolidadas, brancas, com matéria orgânica, de granulção fina, com estratificação cruzada.
	PALEO-DUNAS	5,0		Areias pouco consolidadas, alaranjadas-avermelhadas, com níveis mostrando uma aparente estratificação horizontalizada.
	BARREIRAS INDIVISO	4,0 - 5,0		<p>Arenito argiloso, variegado, matriz argilosa-arenosa e cimento argiloso-ferruginoso, grosseiro, com níveis conglomeráticos próximo a base, horizontes laterizados, e, ainda horizontes mais argilosos em forma de lentes e erráticos seixos de bolotas de argila (ball clays).</p> <p>F.N.A.</p>

ma extensão aproximada de 20 km, apenas se verificando um mergulho suave da sequência no sentido de Majorlândia. Localmente, aparecem pequenas discordâncias erosionais onde aparecem estratificações cruzadas e convolutas.

No trecho compreendido entre a foz do rio Jaguaribe e Morro Branco, constata-se uma modificação bem pronunciada dos sedimentos que afloram nas falésias. A sequência evolui para clásticos mais finos (fig. 12B). O horizonte conglomerático variegado que ocorre em Majorlândia passa para um arenito caulínico, sobre o qual emanam as fontes de água doce. O horizonte sotoposto é mais caulínico e apresenta um elemento novo: bolas de argilas (ball clays) esverdeadas com aspecto vitrificado. A análise de raio-X realizada em três amostras coletadas nesta argila, respectivamente, em Morro Branco, Diogo e rio Jaguaribe (cruzamento com a BR-304), apresentaram o mesmo resultado: mineral do grupo da caulinita, illita e esmectita (predominante). O horizonte superior torna-se mosqueado, pintalgado de alaranjado, com cor branca na base e avermelhada no topo.

No perfil descrito no rio Jaguaribe (fig. 12C) a quantidade de argila detrítica em forma de bolas (ball clays) e fragmentos (clay gall) aí encontrada, análoga à assinalada nas falésias, foi bem mais abundantes e sua presença na linha da costa sugere uma ligação com os paleo-sedimentos do rio Jaguaribe.

Na costa, a sudeste de Fortaleza, a sequência sedimentar não apresenta o mesmo comportamento característico da parte oriental da folha Aracati. Os afloramentos são mais escassos e, normalmente, apresentam um comportamento muito heterogêneo de uma localidade para outra. Em Prainha, município de Aquiraz, ocorre um arenito conglomerá-

tico avermelhado mosqueado, com matriz argilosa caulínica e cimento argiloso-ferruginoso, bem compacto, sendo capeado discordantemente pelas paleo-dunas. Na ponta do Iguape (Aquiraz) ao mesmo nível daquele horizonte conglomerático, aparece um arenito arcoseano de granulometria mediana pouco consistente.

De Fortaleza para noroeste a sequência dos sedimentos é mais ou menos a mesma até o limite ocidental da área do projeto, sofrendo apenas algumas modificações erosivas ou páleo-canais. Via de regra a sequência é iniciada na base por um arenito esbranquiçado com manchas de oxidação, apresentando níveis conglomeráticos basais (fig. 12 D) com seixos de quartzo bem rolados e muito raramente de lateritos, feldspato ou outras rochas com diâmetro variando até 10. A matriz é areno-argilosa caulínica englobando grãos de quartzo subarredondados (foto 49) ora friáveis ora bem litificados (diagênese média a forte), com cimento argiloso, ferruginoso e/ou silicoso, estratificação horizontalizada evidenciada pelos bancos bastante espessos de constituições diferentes. No topo, sem contato definido, aparece o sedimento areno-siltoso avermelhado idêntico ao encontrado nos perfis anteriores. Capelando discordantemente este horizonte, na linha da costa aparecem dunas.

O caráter ambiental de formação da unidade foi predominantemente continental, conforme é demonstrado pelo tipo subanguloso a subarredondado dos grãos de quartzo da matriz e pela falta de orientação destes constituintes que sugere também deposição pelas correntezas fluviais. A presença de fácies silicosas bem como a presença de algumas estruturas formadas por lentes argilosas (foto 48) são sugestivos, também, de uma participação de ambientes litorâneos, prin

principalmente na desembocadura de antigos rios, como se observa na foz do Jaguaribe. O caulim depositado como argila nos sedimentos fluviais é indicativo de um intemperismo químico bastante acentuado na área de origem donde procedeu o material depositado.

Pela correspondência, estes sedimentos clásticos subjacentes podem ser correlacionados com aqueles estudados por Mabesoone et alii (op. cit.), na região do baixo Jaguaribe, aos quais denominou genericamente de Formação Guararapes enquadrando-os no Grupo Barreiras. Igualmente, o horizonte areno-siltoso mais oxidado, do topo, parece corresponder ao intemperismo Riacho Morno daqueles autores.

Mabesoone & Campanha (1974) relacionam a origem das bacias costeiras com a terceira fase de reativação Wealdeniana, onde a sedimentação foi predominantemente continental, iniciada no pós-Eoceno, registrando-se a última época ativa no Mioceno (vulcanismo Cabugi). E, no quadro apresentado anteriormente por Mabesoone e seus colaboradores (op. cit.), conforme foi mostrado no começo deste capítulo, esta unidade foi situada duvidosamente no Plioceno. Em SUDENE/ASMIC (op. cit.) esta unidade, referida como Formação Barreiras, foi também posicionada no Plioceno, pela similaridade das suas fácies com as formações encontradas no sul do Brasil e, em certos lugares, com os lateritos africanos de idade correlativa.

De acordo com o mesmo quadro supra citado, a unidade superior, correspondente ao Intemperismo Riacho Morno foi colocada duvidosamente no Plioceno Superior.



### 6.2.13.2 - Formação Faceira (TQbf)

A Formação faceira foi pela primeira vez descrita pelo Grupo de Estudos do Vale do Jaguaribe BRASIL. SUDENE/ASMIC, 1967), o qual empregou este termo para designar os sedimentos tipicamente aluviais, bem desenvolvidos sobre a margem esquerda do Rio Jaguaribe e, sobremaneira, nos arredores do sítio Faceira, cuja toponímia foi sugerida para sua denominação. Posteriormente, Manoel Filho (1970) alega impossibilidade dos sedimentos Barreiras ocorrerem em áreas geograficamente distantes do litoral, não conservando a denominação original de Formação Faceira, admitindo entretanto, serem estes sedimentos singenéticos daqueles, achando mais apropriado o termo Fácies Faceiras.

Mabesoone et alii (1972), fazendo um estudo geral do Grupo Barreiras desde Recife até Aracati e após reverem os trabalhos de SUDENE/ASMIC (op.cit.), propuseram uma divisão do Grupo Barreiras em três unidades, posicionando a Formação Faceira na unidade superior, sob a denominação genérica de Formação Macaíba, a qual agrupa as formações Macaíba, Potengi (de Campos e Silva, 1965) e Faceira (SUDENE/ASMIC, op. cit.).

Dando prioridade à denominação original (SUDENE/ASMIC, op. cit.), designou-se, neste trabalho, de Formação Faceira, à capa de sedimentos que constituem tabuleiros margeando os vales dos baixos rios Jaguaribe e Banabuiú, arredores de Jatobá, Ibicuitinga e região de Santa Maria (folha Aracati: SB. 24-X-A).

Morfológicamente, esta unidade se caracteriza por relevo monótono ornamentado por superfícies pouco onduladas com bordos escarpados, geralmente sinuosos, que apresentam cotas variáveis entre 70 e 150 metros. Sua melhor

representação é encontrada na margem esquerda do rio Jaguaribe, onde constitui uma faixa alongada segundo SW-NE, com cotas variando de 70 a 90 metros, e bordos retalhados expondo nos vales a superfície cristalina dissecada. Estende-se para sudoeste, ultrapassando os limites da área, onde repousa sobre o cristalino com discordância angular erosiva bem pronunciada.

Na fotointerpretação é caracterizada, de maneira geral, pela vegetação mais pujante e pelo relevo mais elevado, encimado na superfície cristalina. No campo a diferenciação é nítida, passando-se de um solo avermelhado/alaranjado homogêneo, arenoso, para um solo regolítico de tonalidade alaranjado desbotado ou esbranquiçado, conforme se pode observar no trajeto Russas-Bonhu. A faixa que bordeja a margem esquerda do rio Jaguaribe, ao estender-se para nordeste, é abruptamente truncada pela crista de quartzitos que constitui o monte Ereré.

A unidade tem uma espessura bastante variável, porém, de modo geral, aumenta para NE e SE. O furo de sondagem realizado pelo Departamento Nacional de Obras Contra a Seca (In: Campos et alii, 1976), no município de Russas (figura 13), próximo a BR-116, revelou espessura de 30 metros. Noutro furo realizado à sudoeste da área, pela mesma entidade, na localidade do sítio Faceira, encontrou-se uma espessura de 68 metros. Nas regiões interiores chega a nivelar-se com o cristalino.

Litologicamente, se caracteriza por um sedimento afossilífero, com níveis conglomeráticos basais, avermelhados, grosseiros, contendo seixos bem rolados de quartzo, principalmente, e rochas cristalinas diversificadas. Não foi observado um contato direto dos sedimentos com o cristalino. Manoel Filho (op.cit.), SUDENE/ASMIC (op.cit.), e Campos et alii (op.cit.), descreveram um horizonte laterítico entre o

FICHA DE SONDAAGEM			
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	FORMAÇÃO FACEIRA	2	Areias vermelhas de grã média
		30	Sedimentos arenosos vermelhos, friáveis, com níveis conglomeráticos.
		32	Embassamento gnáissico decomposto.
		41	Embassamento gnáissico

CPRM - PROJETO FORTALEZA - RELATÓRIO FINAL 1977

FIGURA - 13

conglomerado e o cristalino, o qual, muitas vezes, forma uma verdadeira couraça laterítica. Os dois primeiros autores assinalaram, através de sondagens, uma espessura de 1m. para o nível conglomerático basal, enquanto Campos et alii (op. cit.) relaciona alguns dos seus seixos com os clásticos da Formação Serra do Martins. Para cima, constituindo um banco relativamente espesso, aparecem sedimentos areníticos, pouco litificados (diagênese fraca a média), com estratificação indistinta, níveis conglomeráticos erráticos, matriz areno-argilosa caulínica, com cimento ferruginoso e argiloso, constituída de grãos de quartzo subarredondados a subangulosos, muito raramente de feldspato já em alteração e tonalidade variando os matizes de alaranjado a avermelhado. O Grupo de Estudos do Vale do rio Jaguaribe (SUDENE/ASMIC, op. cit.) descreveu lentes de argilas intercaladas dentro deste horizonte. Na parte mais superior da sequência ocorre uma capa arenosa inconsolidada, homogênea, de granulação fina a média, pouco espessa, de composição areno-siltosa, ferruginosa, e coloração avermelhada se tornando alaranjada nas baixadas.

A constituição granulométrica e faciológica da Formação Faceira, bem como sua situação na margem do rio Jaguaribe, são elementos comprobatórios que a caracterizam como uma fácies de origem fluvial. A matriz argilosa presente em toda a sequência sugere que os materiais depositados, eram fornecidos por uma fonte onde existia um clima relativamente úmido, contudo, a tonalidade avermelhada em todo o sedimento é indicativo da predominância de um clima semi-árido durante toda sua fase de deposição. Os grãos de feldspatos presentes significam uma erosão ativa e deposição rápida e os diversos níveis conglomeráticos dentro da mesma sequência são sugestivos de repetidas fases de erosão com velocidade rápida da correnteza o que, talvez, explique a

falta de estratificação do sedimento.

O Grupo de Estudos do Vale do Jaguaribe (op. cit.) atribuiu a origem destes depósitos a um abaixamento e femêro do nível de base geral, posterior à fase de deposição dos sedimentos Barreiras, o qual motivou a reativação geral da erosão em toda a borda, permitindo a sedimentação da Formação Faceira na região. Raciocínio este que também foi aceito por Campos et alii (op. cit.). Contudo, levantamentos geofísicos empreendidos no vale do baixo rio Jaguaribe, pelo Grupo de Estudos do Vale do Jaguaribe (op. cit.) e Manoel Filho (op. cit.) evidenciaram várias falhas dispostas longitudinalmente e transversalmente ao vale. Diante deste novo dado, pode-se supor, também, que a Formação Faceira seja uma consequência da tectônica daqueles falhamentos, os quais motivaram o desequilíbrio necessário para o transporte dos níveis conglomeráticos encontrados na base da unidade, constituindo portanto apenas uma variação lateral de facies dos sedimentos Barreiras. Mabesoone et alii (op. cit.) aplica um raciocínio análogo a este quando se reporta à origem da generalizada Formação Macaíba na região de Natal.

Sendo o Grupo Barreiras Indiviso datado como pliocênico, a Formação Faceira representando uma facies de transição dos sedimentos Barreiras, onde os primeiros representam depósitos deltáico e nerítico e o segundo depósitos fluviais, pode-se admitir uma idade Terciária/Quaternária para os sedimentos Faceira, conforme já havia sugerido Campos et alii (op. cit.).

#### 6.2.14 - Coberturas Colúvio-Eluviais Indiferenciadas (TQc)

Na área onde estão expostas as rochas cristalinas, principalmente na faixa de transição para os sedimentos costeiros, ocorrem tabuleiros constituídos por sedimentos de natureza colúvio-eluvial. Tais sedimentos, com feições peculiares típicas de um sedimento imaturo, foram individualizados como uma unidade com características próprias e bem definidas. Contudo, a sua aparência morfológica com os sedimentos costeiros e o contato transicional observado no campo, dificultaram por demais o traçado de um contato definido entre um e outro sedimento. Assim sendo, nas unidades mapeadas como representativas das coberturas colúvio-eluviais é possível encontrar-se resquícios dos sedimentos do Grupo Barreiras.

Nas pequenas áreas situadas no interior, localizadas à leste do meridiano  $38^{\circ}30'$  de longitude oeste, foram denominadas por Manoel Filho (1970) de Formação Faceira, enquanto as coberturas maiores e mais próximas da costa o mesmo autor as agrupou aos sedimentos do Grupo Barreiras. Oliveira et alii (1974), com base em estudos de campo, definiram estes capeamentos como produtos da alteração de rochas cristalinas transformados em sedimentos areno-silto-argiloso inconsolidados de idade Tércio-Quaternário. Contudo, coube a Campos et alii (1976) a primeira tentativa de separação destas coberturas interioranas da região, denominando-as de Coberturas Colúvio-Eluviais indiferenciadas, proposição aceita neste trabalho.

Esta unidade forma tabuleiros dispersos com pequenas representações nas localidades de Ibicuitinga, Lagoa d'Água, Açude Velho, Mirambé, Lagoa dos Porcos, Lagoa Grande e muitos outros pontos da área, alguns em escala não mapeável, estando estas ocorrências distribuídas

nas folhas de Aracati, principalmente, e Fortaleza.

Sua morfologia é caracterizada como tabuleiros aplainados com suaves ondulações resultantes da dissecação lenta iniciada pelo sistema de drenagem. O rebaixamento diferenciado destas superfícies planares, relacionado, provavelmente, com as diferenciações climáticas, dão origem a cotas diferentes, as quais ligadas por uma linha tangencial teriam os seus pontos mais altos culminantes no interior em torno de 200 metros e, na costa, altitudes entre 40 e 50 metros sem deixar indícios de escalonamento. Este comportamento erosional constitui o fator básico que dificulta a distinção na fotointerpretação, do limite entre estas unidades, uma derivada pela gliptogênese local e o outro pela atuação destes mesmos fenômenos porém em escala regional. É notório o fato de muitos fragmentos destes tabuleiros estarem rebaixados ao nível da superfície cristalina. Normalmente seus taludes são suaves.

As formas mais elevadas são testemunhos de uma superfície arenosa contínua bem mais ampla do que os limites atuais, conforme já observou Campos et alii (op. cit.). Tais superfícies podem ser correlacionadas com a "Superfície Sertaneja" de Mabesoone (In: Campos et alii, op, cit.), de idade Pleistocênica inferior.

O contato direto entre estes sedimentos e o cristalino não foi observado. No campo, ele é marcado pelo aparecimento de areias e pela mudança brusca da vegetação.

Litológicamente tais sedimentos são caracterizados por um material areno-argiloso alaranjado e/ou avermelhado de granulação fina a média, ocasionalmente mais grosseiro, inconsolidado, com horizonte lateritizado na base. A matriz é areno-argilosa caulínica, com cimento argiloso e/ou ferruginoso, sendo constituído por grãos de

quartzos imaturos pouco desgastados e ocasionais pontuações de opacos, palhetas de mica e grãos de feldspato em vias de alteração. Campos et alii (op. cit.) citam espessuras da ordem de 40 a 50 metros, para as coberturas situadas ao sul da área do Projeto Rio Jaguaribe. Na área do Projeto Fortaleza, estas coberturas são bem mais delgadas, atingindo espessuras menores, nunca superior a 5 m, quase sempre aplainadas ao nível do embasamento cristalino.

---

Em alguns locais, como na localidade de Riachinho, 10 km à leste de Maranguape, constata-se uma passagem gradativa do regolito para estas coberturas. Neste caso, o material em transformação é produto de rochas quartzíticas, carbonáticas, gnáissicas e xistosas, dando em consequência um solo avermelhado localizando-se na base do maciço montanhoso local. O regolito, que é inicialmente avermelhado com matriz areno-siltosa-ferruginosa contendo fragmentos angulosos de quartzo, pouco espesso, evolui gradativamente para um material mais alaranjado, homogêneo e visivelmente mais estável, conforme é observado na superfície e nas voçorocas.

A deficitária exposição do material, durante os perfis realizados no campo, não permitiu uma visão detalhada deste sedimento que pudesse fornecer uma seção típica representativa do mesmo.

Os sedimentos mais lixiviados, são mais esbranquiçados e arenosos, não apresentando pontuações avermelhadas que caracterizam a biotita alterada. Os sedimentos imaturos se distinguem dos regolitos porque nestes são comumente preservados os veios de quartzo. É comum também nas coberturas o aparecimento de níveis lateritizados quase sempre ausentes naqueles. As superfícies arenosas esbranquiçadas, de um modo geral, sempre estão associadas à níveis freáticos elevados.



O trânsito vertical da coloração do horizonte superior para o inferior situado na zona de alteração é gradacional, sendo porém mais claros na superfície. A tonalidade varia de local para outro dependendo das rochas regionais, podendo ser alaranjados claros passando a mais escuros nos horizontes menos intemperizados.

A falta de estratificação, o caráter arco-seano, a morfoscopia dos grãos de quartzo e a presença de minerais micáceos e feldspáticos caracterizam estes sedimentos como imaturos e, por outro lado, sugerem as condições climáticas semi-áridas a que foram submetidos desde a desagregação até os tempos atuais.

#### 6.2.15 - Sedimentos Litorâneos

Sob esta denominação foram agrupados os cordões areníticos de idade recente, aqui representados pelos arenitos flúvio-marinhos e os sedimentos inconsolidados de origem eólica representados pelas dunas.

As primeiras citações sobre estes sedimentos, em estudos de caráter geológico realizados na área, foram feitas por BRASIL SUDENE/ASMIC (1967), Manoel Filho (1970), Beltrão (1970) e Silva & Silva (1970), os quais se restringiram apenas a um breve comentário sobre a natureza constitucional das dunas.

As dunas formam um cordão contínuo que se desenvolve paralelamente à linha da costa, capeando a sequência sedimentar do Grupo Barreiras. De acordo com suas características genéticas, morfológicas e faciológicas foram subdivididas em dunas móveis (Qd) e paléo-dunas (Qpd).

São depósitos eólicos bem classificados, apresentando uma granulometria variável entre a areia fina e o silte. Tem um desenvolvimento irregular o qual é comandado pela direção dos ventos E e NE, algumas vezes, pela estruturação regional. Ocupam, na área em estudo,

uma faixa com largura estimada de algumas dezenas de metros até 3 km.

Analisando-se, de maneira concisa, a origem destes sedimentos, pode-se dizer que as dunas estão intrinsecamente relacionadas à ação abrasiva das vagas marinhas nas falésias e ao transporte posterior, por saltação, dos clásticos finos encontrados nas praias, até o local de deposição, aonde deixa de existir a energia cinética criada pelo vento. Contudo, como acontece na maioria dos casos, uma mesma duna pode ser transportada para outros lugares pela ação dos ventos, sendo estas chamadas de dunas móveis, movediças ou ainda vivas.

Entretanto, um fato importante relaciona-se aos sedimentos de praia e às dunas. Trata-se das concentrações de ilmenita. O material selecionado pelas vagas marinhas, geralmente encontrado na linha de maré alta, sofre nova seleção, desta feita, por gravidade, através de delgadas lâminas de águas doce ou marinha que carreiam a fração de clásticos finos, separando os minerais pesados, que, mais tarde, são concentrados nas dunas através de processos eólicos. Como resultado deste processo, são encontrados extensos depósitos de ilmenita disseminada na área do projeto, em alguns casos com elevado teor de concentração, como ocorre nas praias de Paracuru, Morro Branco e Majorlândia.

#### 6.2.15.1 - Páleo-dunas (Qpd)

Representam as dunas antigas rebaixadas quase ao nível dos tabuleiros costeiros, pelo constante retrabalhamento dos ventos, não se sabendo ao certo a sua espessura. Contudo, sugere uma medida aparente da ordem de 2 a 3 metros, tornando-se nula a uma distância aproximada de 1,5 km da costa.

Repousam discordantemente sobre os sedimentos do Grupo Barreiras e são, em grande parte, cobertas pelas dunas móveis (foto₄₅) estando distribuídas aleatoriamente por toda a faixa costeira.

Não raro, observam-se, em todas as exposições, uma notável concordância com a direção do deslocamento das dunas recentes, movidas nas direções leste e nordeste, principalmente pelos ventos dominantes de nordeste.

Litológicamente, as páleo-dunas são caracterizadas por areias de grã fina a média, raramente silto_sa, quartzosas e/ou quartzo-feldspáticas com grãos arredondados e foscos, bem selecionados, de coloração variando de cinza claro e alaranjado no topo e avermelhado na base. Constitue depósitos homogêneos, não tendo sido observadas estratificações cruzadas típicas dos sedimentos eólicos.

As páleo-dunas constituem ainda um fenômeno inexplicado tanto do ponto de vista genético, pois não se conhece a sua procedência, quanto cronológico. Contudo, parece haver um pequeno hiato de tempo separando as dunas de páleo com as de neo-formação, pois que as primeiras são mais oxidadas e cobertas por uma flora mais estável. Quiçá, esta fase biostásica esteja relacionada a uma elevação do nível de base da planície costeira, reduzindo sensivelmente o volume das aluviões levados pelos rios ao mar, período este em que as páleo-dunas foram reduzidas pela ação eólica.

#### 6.2.15.2 - Dunas Móveis (Qd)

Esta unidade é constituída de sedimentos inconsolidados, formadores de dunas de praia, estando intimamente condicionados ao desenvolvimento da geomorfologia litorânea. São caracterizados pelas morfologias de

pontões, flexas, restingas e são entrecortadas por pequenas baías e ilhotas, nas desembocaduras dos rios.

De uma maneira geral, as dunas móveis formam um cordão litorâneo bem estreito com cerca de 2 a 3 km de largura, seccionado em alguns pontos pelos vales dos rios. Começam a se esboçar desde a linha de praia alta, tornando-se rarefeitas à medida que penetram na zona interiorana. O seu desenvolvimento está subordinado ao volume de sedimentos oriundos do continente e à posição da linha de costa em relação à direção dos ventos dominantes.

Seus contatos, em relação as formações sotopostas, são geralmente abruptos e, localmente, onde elevam-se às cotas superiores dos tabuleiros do Grupo Barreiras, promovem o afogamento dos vales costeiros, impedindo desta forma que os cursos d'água menores atinjam diretamente o oceano. Este assoreamento dos vales resulta muitas vezes na formação de verdadeiras represas naturais e provocam, com frequência, o deslocamento para sotavento das embocaduras em relação aos canais naturais de desagüe dos cursos d'água. Sua espessura é variável em torno de 2 a 5 metros, podendo em alguns casos atingir maiores dimensões.

Litologicamente, são caracterizadas por areias esbranquiçadas, bem classificadas, de grã fina a média, quartzosas com grãos de quartzo fôsko e arredondados, incoerentes, muitas vezes contendo leitos mais escuros de concentrações de minerais pesados, sobretudo ilmenita. O constante revezamento entre a erosão por deflação e a sedimentação origina um sistema complexo de estratificação nestes sedimentos.

#### 6.2.15.3 - Arenitos flúvio-marinhos

O termo aqui empregado é de ordem geral, visto que no estudo destas rochas foram identificados dois

tipos litológicos com características próprias, formados em ambientes distintos, estando representados pelos "arenitos de barra" e os arenitos das praias, vulgarmente conhecidos pela denominação de "arrecifes de franja". Haja vista o estreito relacionamento genético que há entre os dois arenitos, os mesmos foram agrupados numa mesma unidade.

Na costa, ao longo das praias, na faixa situada abaixo da linha de maré alta, são encontrados alinhamentos rochosos, descontínuos, ocupando ora a desembocadura dos pequenos cursos fluviais, ora as enseadas. Do primeiro caso são exemplos: Barra Nova, Retirinho, Uruaú, entre outros, todos na folha de Aracati (SB.24-X-A); no segundo caso, tem-se: Ponta Grossa, praia da COFECO e praia do Náutico. O primeiro na folha Aracati e os dois últimos na folha de Fortaleza (SA. 24-Z-C), além de muitas outras localidades. Tais sedimentos não são representáveis na escala do mapeamento, sendo estes os motivos pelos quais não foram assinalados nos mapas geológicos.

Observa-se "in loco", que os mesmos repousam em contato discordante sobre as areias das praias ou em cima dos níveis areníticos dos sedimentos Barreiras e que somente se expõem na maré baixa. Os afloramentos mais expostos se encontram bastante fraturados e em estado de degradação. Em muitos locais têm sido eles o modelador da linha de costa.

Litológicamente, os arenitos de barra são bem diferentes dos arrecifes. Os primeiros são de origem flúvio-marinha e se encontram depositados na foz dos pequenos ou médios cursos fluviais, logo após o estuário. São sedimentos grosseiros, bem conglomeráticos com seixos de até 3 cm, bem rolados, englobando conchas marinhas recentes, principalmente de lamelibranquios e fragmentos de madeira. A matriz é areno-argilosa porosa de cor cinza escuro, cimento calcífero bem estratificados, com mergulho suave para o mar. Os arrecifes são mais compactos

(diagênese média a forte), mais homogêneos, bem classificados, de origem marinha, sendo encontrados com maior frequência nas enseadas. São sedimentos de granulação média a grosseira, de cor clara, em geral esbranquiçados, constituídos predominantemente de grãos de areia com conspícuos seixos de quartzo, cimento calcífero. Muitas vezes, porém, as correntes marinhas transportam detritos de origem fluvial, das barras, até grandes distâncias, os quais dão origem a um arrecife escuro com matriz areno-argilosa.

O arenito conglomerático observado na localidade de Barra Nova (município de Cascável), chama a atenção pela homogeneidade dos bancos bem estratificados (foto 51), porosos, grosseiros, com mergulho suave em torno de 5° para o mar, aflorando em grande extensão, características estas, que se assemelham às camadas superiores "top sets" dos depósitos deltáicos.

Muito embora não se conheça completamente os mecanismos que atuam na precipitação dos aglutinantes e na deposição dos clásticos, será dado, em linhas gerais, o procedimento que vários autores admitem para formação destes sedimentos.

Os arenitos de barra são originados após a litificação dos clásticos de origem fluvial, ao serem depositados no ambiente marinho. Todo o processo inicia-se após o estuário, onde as águas são mais paradas. Primeiro depositam-se os clásticos grosseiros, vindo em seguida uma flocculação dos colóides de argilas, originando aquela matriz porosa. Os clásticos finos são depositados mais adiante. Terminada a deposição tem início a cimentação através de um processo lento de precipitação do carbonato de cálcio. No caso dos arrecifes, Russell (1957, 1962 - In - Mabesoone, 1968) acredita que estas rochas se formam próximo ao nível das águas subterrâneas, as quais, estando saturadas em carbonato de cálcio, favorecem a cimentação da areia da praia. Esta idéia foi também corroborada

por Mabesoone (op. cit.) ao estudar os recifes de arenitos de Pernambuco.

A situação destes sedimentos, sempre à frente das falésias, repousando diretamente sobre as praias, sugere um processo atual em pleno desenvolvimento. Mabesoone (op. cit.) atribuiu idade holocênica à rochas análogas estudadas na costa de Pernambuco.

Em se tratando de uma região onde são difíceis exposições de rochas cristalinas, estes materiais são aproveitados na construção civil.

#### 6.2.16 - Aluviões (Qa)

Na área, as aluviões constituem uma unidade importante, tanto do ponto de vista geológico quanto econômico. Compreendem as faixas alongadas, estreitas e sinuosas depositados nas calhas dos rios, predominantemente orientados segundo NE e NNE, que iniciando-se no interior, alargam-se paulatinamente no sentido da zona litorânea onde são seccionadas abruptamente pela linha da costa.

São apresentados aqui como aluviões todos os depósitos fluviais ou lagunares recentes. Os terraços fluviais, mesmo sendo mais antigos, são todavia sedimentos correlatos geneticamente e que constituem apenas o início de um processo de sedimentação. Os clásticos da Formação Faceira (páleo-terraços do Rio Jaguaribe) não poderiam ser considerados neste sentido, posto que os mesmos estão relacionados à um evento antigo de sedimentação cuja causa principal que a promoveu já não existe mais.

São abundantes as exposições das aluviões na área em questão. Contudo, nunca foram objetos de estudos quer do ponto de vista geológico ou econômico. Os primeiros trabalhos realizados por SUDENE/ASMIC (1967) e Silva & Silva (1970), foram essencialmente devotados ao in-

terêsse hidrológico.

Dentre as principais áreas de ocorrências destacam-se, pela sua importância geográfica, as aluviões dos rios Jaguaribe, Acaraú, Choró, Curu, Pacoti e outros menores.

As aluviões do vale do rio Acaraú, da cidade de Groaíras para o norte, ocupam uma faixa contínua com largura média de 2 km, alargando-se consideravelmente a partir da cidade de Marco, onde alcança até 5 km. No vale do rio Jaguaribe, entre as cidades de Russas e Jaguaruana, a área ocupada pelas aluviões atinge até 12 km de largura. Esta faixa estreita-se nas proximidades de Itaiçaba, voltando a se alargar em seguida. Nos rios Choró e Curu, as faixas aluvionares se mantem com uma largura média de 2 km aproximadamente até alcançar o litoral. Nos rios menores estas faixas são da ordem de 1 km.

A espessura das aluviões é de um modo geral pequena pois sempre estão condicionadas as partes mais baixas dos vales. Via de regra, oscila entre 1 e 5 metros. Nos furos realizados por Oliveira & Medeiros (1975), nas lagoas da Precabura (Messejana) e Catu (Aquiraz), para prospecção de argilas e diatomito, constataram-se espessuras de argilas salinizadas e orgânicas superiores a 8 metros. Estudos geofísicos realizados por SUDENE/ASMIC (op. cit.) e Manoel Filho (op. cit.) apontaram vários falhamentos na região do baixo rio Jaguaribe os quais podem ter acarretado maiores espessuras de aluviões naquela área. Todavia, de modo geral, as espessuras diminuem para o interior.

Litologicamente, as aluviões estão representados pelas argilas, areias argilosas, areias puras e cascalho.

As argilas são abundantes e se encontram com frequência em todas as calhas dos rios, principalmen-



te nos rios Jaguaribe, Choró, Pirangi, Pacoti, Curu e Acaraú. São argilas detríticas, de boa plasticidade, de cores muito variadas, geralmente brancas, amarelas, esverdeadas, alaranjadas e vários matizes do cinza. Análises realizadas por Oliveira & Medeiros (op. cit.) mostraram que, em quase sua totalidade, são constituídas de caulinita (predominante) e traços de caulinita, montmorilonita e/ou vermiculita, quartzo e feldspato. Os cascalhos e areias constituem também grandes reservas, merecendo destaque especial as cascalheiras dos rios Acaraú, Curu (foto 53), e Choró. Nos médios cursos, as aluviões são constituídas principalmente de areias grossas, mal selecionadas, puras, com seixos e calhaus de quartzo e rochas adjacentes. Nos baixos cursos, predominam areias mais impuras, com bastante níveis de argila e silte escuro. Manchas de cascalheiras ocorrem, às vezes, intercaladas entre as areias e na superfície dos terraços laterais. Próximo à costa, sob influência marinha, os sedimentos aluviais correspondem a vasas escuras, flúvio-marinhas, onde se misturam materiais pelíticos e matéria orgânica em decomposição, formando extensos manguesais, alagados na preamar.



7 - GEOLOGIA ESTRUTURAL

## 7 - GEOLOGIA ESTRUTURAL

### 7.1 - Considerações Gerais

O modelado estrutural da área do Projeto Fortaleza apresenta uma gama de problemas geológico - estruturais condicionados às próprias unidades tectônicas, nela incluídas.

O enquadramento das estruturas em um esquema definitivo carece ainda de melhores subsídios, porém, durante o desenvolvimento dos trabalhos de campo e de laboratório sobre os terrenos investigados, a conceituação que melhor responde às complexidades estruturais da área do projeto, é aquela apresentada por Mello (In : Campos et alii, 1976) onde os terrenos pré-cambrianos nordestinos são analisados à luz da conceituação de "Mobile belt" de Anhaeusser et alii (1969), apresentando ainda uma singularidade tectônica que a identifica com o padrão regmático de cisalhamento, de Moody & Hill (1956).

Na área investigada, os terrenos tiveram sua estruturação iniciada no Pré-Cambriano, com passagens interrompidas no Paleozóico e Mesozóico, apresentando uma acentuada calma tectônica do Terciário aos tempos atuais.

### 7.2 - O modelo adotado

A tectônica ruptural, à exceção de uma porção na extremidade noroeste da área, ocupada pela "Bacia de Jaibaras", mostra-se como uma continuidade para norte, do padrão que foi observado na área do Projeto Rio Jaguaribe,

uma vez que há limites comuns.

A aplicação do modelo regmático de cisalhamento é bem aceita e esta validade é evidenciada pela ocorrência dos falhamentos transcorrentes que cortam a área, dando-lhe um aspecto de blocos falhados, que já em 1965, tinham chamado a atenção de Kegel, o qual reconheceu um conjunto de unidades tectônicas denominadas de "blocos orogênicos" limitados pelos falhamentos referidos acima, e analisando ainda para cada um desses blocos o estilo estrutural característico.

Sobre este comportamento, chamado de modelo regmático de cisalhamento por Moody & Hill (op. cit.), Badgley (1965), tece considerações quanto a sua aplicação no mundo inteiro e, em particular sobre as estruturas do sistema de falhas de rejeito direcional do norte da América do Sul, no que concorda com os estudos de Rod em 1960 (In: Campos et alii, op. cit.) para a mesma região. (fig. 14).

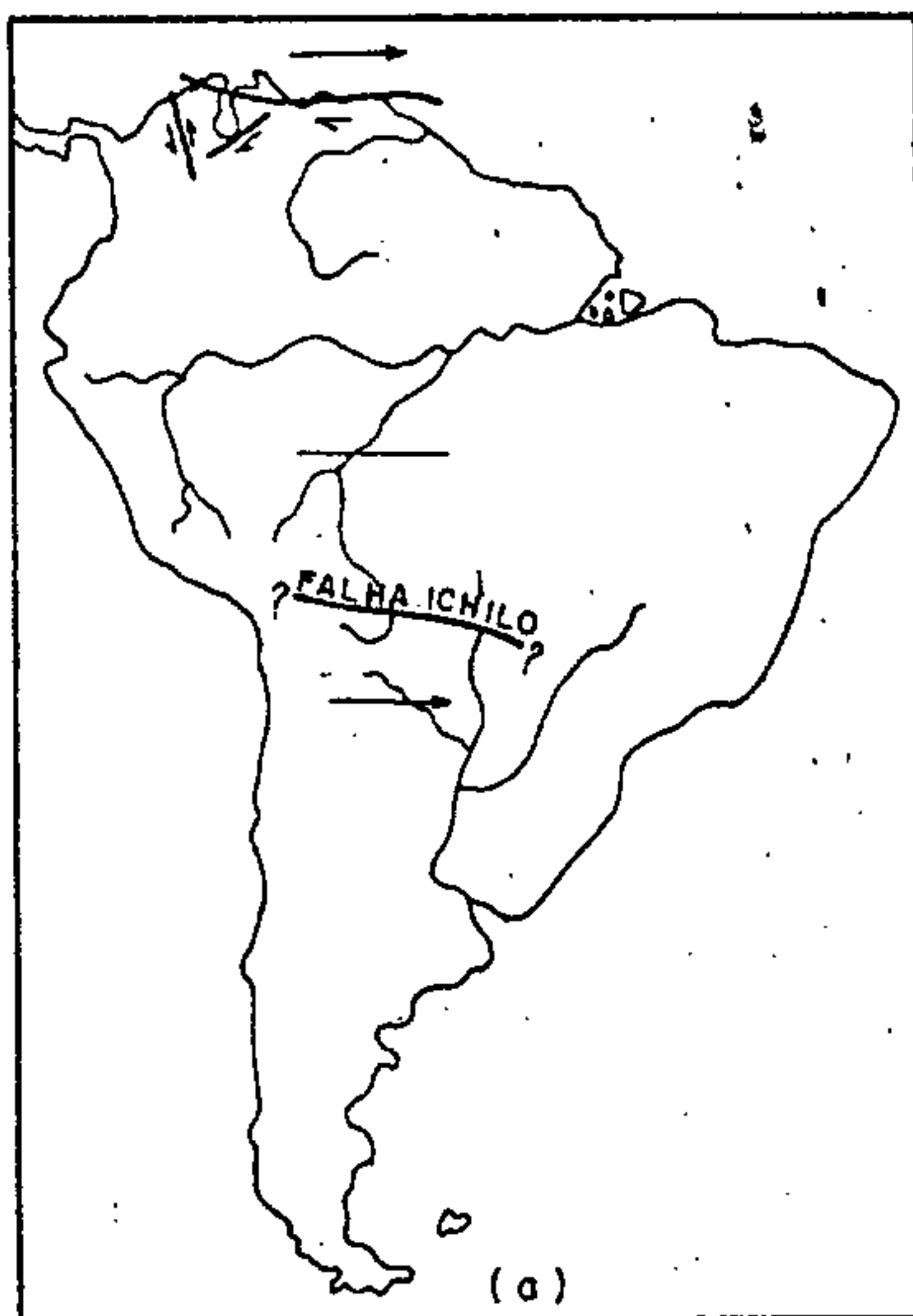
Da análise desses problemas estruturais específicos, com escala de ocorrência mundial e naquele continente em particular, chegaram os autores supra citados, a identificar os movimentos relativos de cada falha estudada. Assim sendo, o lineamento Oca, com direção E-W, é uma falha de rejeito à direita; o lineamento Madalena, com direção aproximada N-NW, corresponde a uma falha de rejeito à esquerda; e o lineamento Bocono, de direção NE, representa uma falha de rejeito a direita.

Esta identificação, interpretada à luz do esquema mundial proposto por Moody & Hill (op. cit.), leva a determinar a "direção Oca", E-W, e a "direção Madalena", como muito importantes, uma vez que formam um par de cisalhamentos conjugados de 1ª ordem, segundo Badgley (op. cit.),

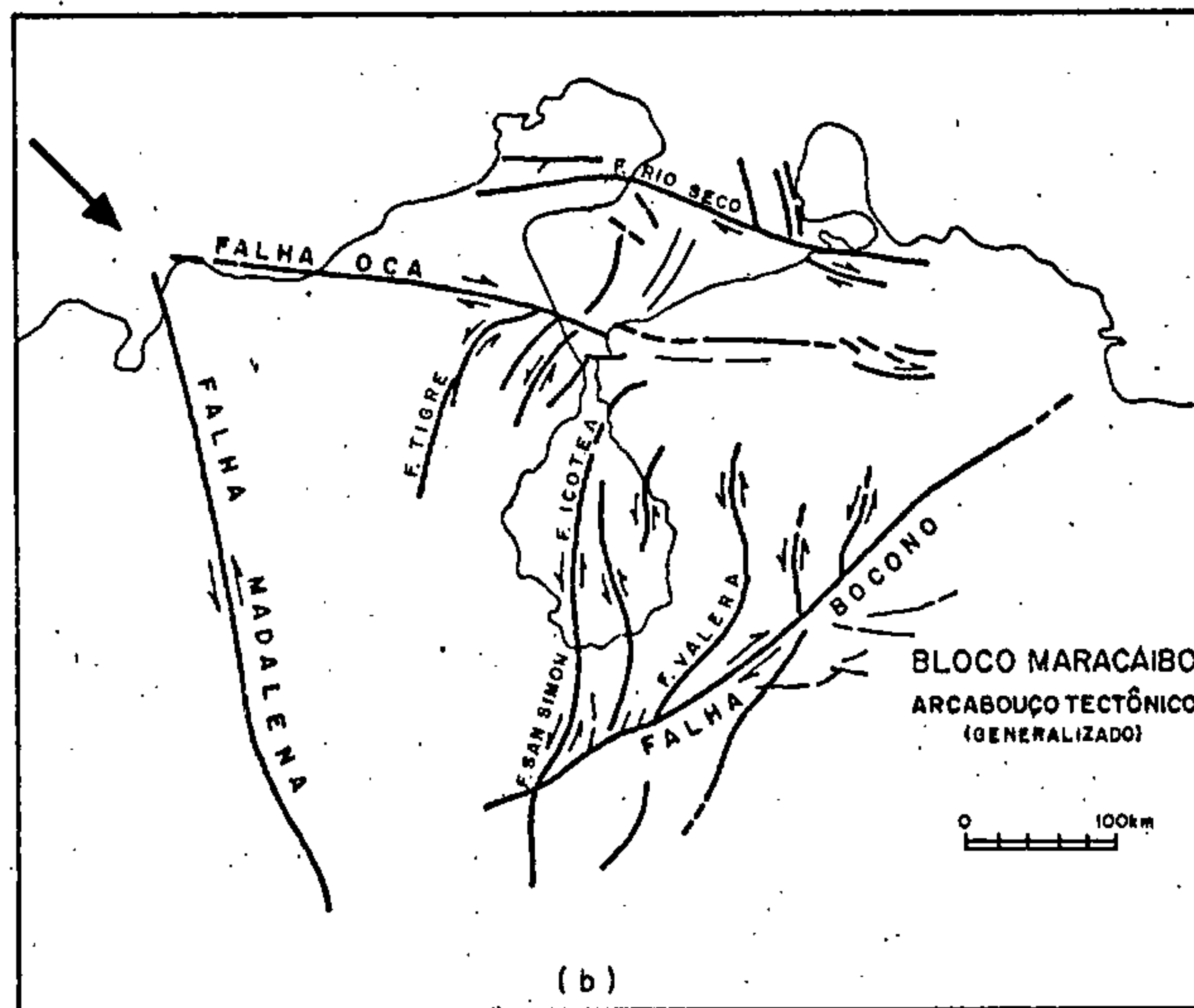
# PROJETO FORTALEZA

## RELATÓRIO FINAL

1977



Deslocamentos de blocos na América do Sul (Rod. 1960)



Padrão de falhas direcionais do Norte do América do Sul (Rod. 1956)

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - C.P.R.M.  
SUREG-RE

significando que a orientação do "stress" primário para o norte da América do Sul teria tido uma orientação NW-SE. Dessa forma a falha Bocono seria interpretada como secundária à falha Madalena.

Calculado nesses estudos, Mello (op. cit.), esboçou para o Nordeste oriental, e em particular para a área do Projeto Rio Jaguaribe, o modelo tectônico de cisalhamento, no que foi muito feliz, haja visto este modelo aplicar-se sem reservas, ao padrão de falhamentos transcorrentes, apresentados nos terrenos dessa porção do Brasil.

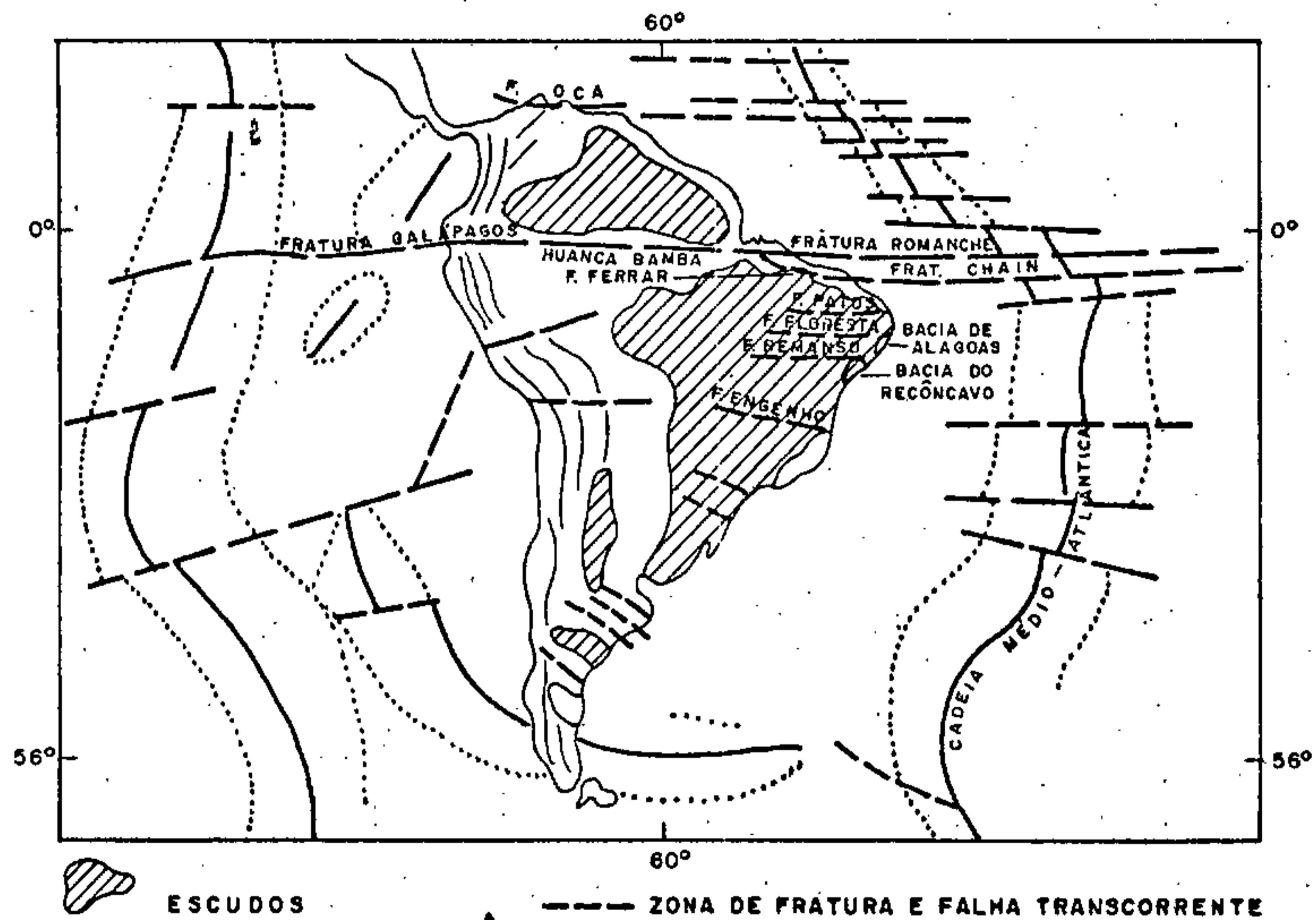
Mello (op. cit.) identificou, na área do Projeto Rio Jaguaribe, que a direção E-W é representada pelo lineamento Patos e corresponde a uma falha de rejeito direcional à direita; a direção N-NW, representada pela falha de Tauá, corresponde a uma falha de rejeito direcional à esquerda; e a direção NE, representada pelo lineamento de Senador Pompeu, corresponde a uma falha de rejeito direcional à direita (Figura 16).

Dai, observando-se as figs. , nota-se uma correspondência muito semelhante de direção e rejeito 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

Comparando o que foi exposto com a fig. 17, nota-se que a área deste projeto é apenas um prolongamento daquela enfocada por Mello (op. cit.), cuja visualização está bem enfocada na fig. 16, porém observa-se apenas duas direções principais de falhamento transcorrentes.

A direção N-NW é representada pelas falhas



CPRM - PROJETO FORTALEZA - RELATÓRIO FINAL - 1977

Diagrama generalizado das principais falhas transcorrentes na América do Sul e suas relações com as zonas de fraturas médio-oceânicas. Simplificado de LOCZY, 1970

FIG. 15

do rio Groaíras e de Tauá, com rejeitos direcionais à esquerda; e a direção NE, representada pelas falhas de Forquilha e de Senador Pompeu, com rejeitos direcionais à direita e ainda a falha de Sabonete-Inharé, também com direção NE-SW, mas com rejeito à esquerda.

Uma direção de falhamento E-W não foi encon-trada dentro dos limites da área do projeto, porém, esta direção está bem ao sul, representada pelo lineamento Patos, Mello (op. cit.), e ao norte, no substrato oceânico, repre-sentado por uma direção de falhamento transcorrente E-W, correspondendo ao "rift amazônico" e a fratura Chain, de Ioczy (1970), como se observa na figura 15.

Algumas outras direções de falhamento NE-SW são observadas, mormente no extremo noroeste da área inves-tigada, porém de transcorrência tem-se apenas a de Tangente e Humberto Monte, que são também dextrais. As falhas de Ca-fé-Ipueiras e Sobral-Pedro II são os melhores exemplos dos falhamentos de gravidade, que formam a estruturação do Gra-ben Jaibaras, na área do projeto. A falha de Apuriná é de empurrão, bem como uma pequena porção do falhamento de So-bral-Inharé nos arredores do açude Pompeu Sobrinho.

A tectônica rúptural, instalada no noroeste da área investigada, proporcionou o desenvolvimento de uma fos-sa tectônica, na qual foi depositada a sequência vulcano-sedimentar do Grupo Jaibaras.

### 7.3 - Os principais falhamentos

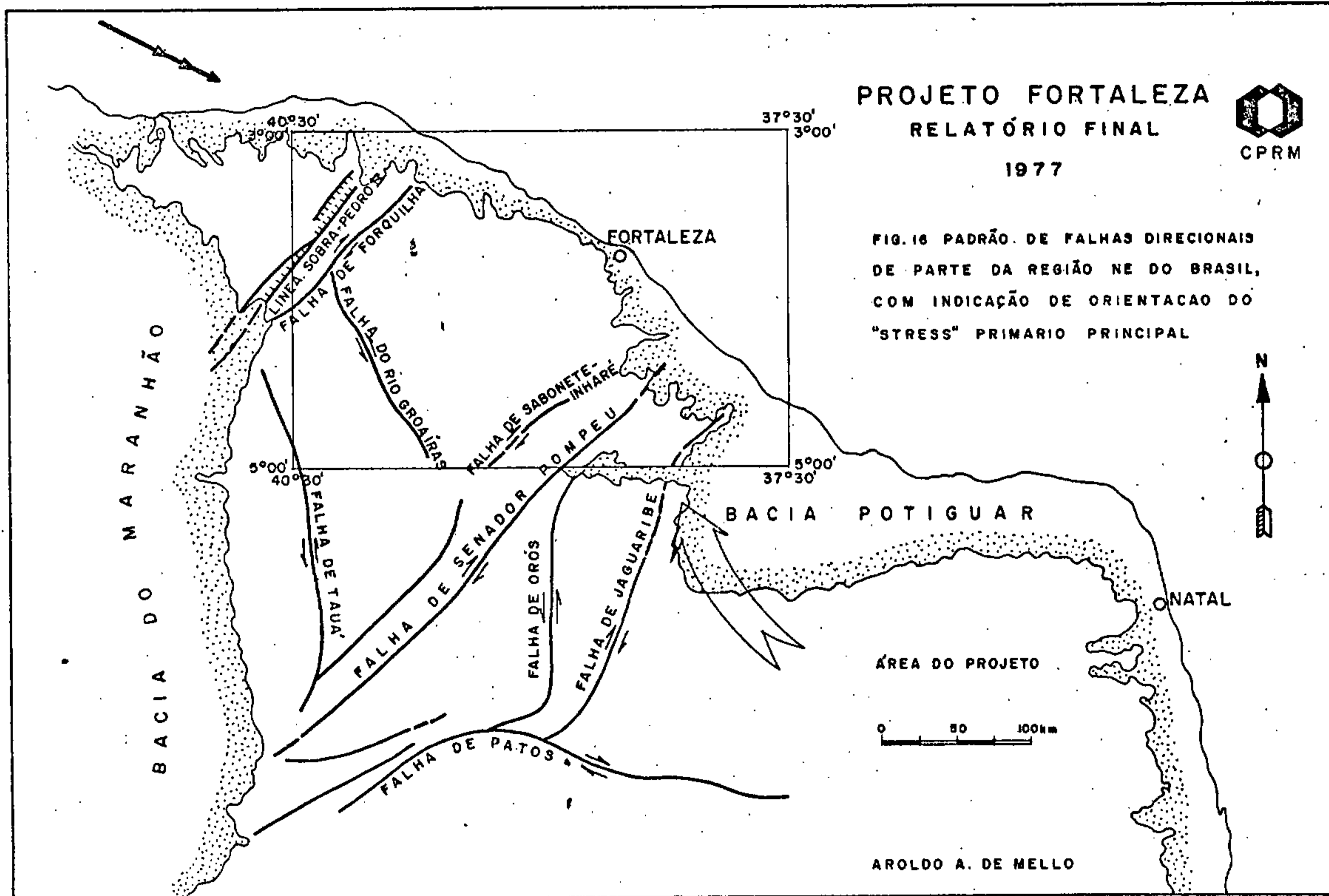
A falha do rio Groaíras, a maior em extensão, totalmente compreendida na área do projeto, possui uma dire



PROJETO FORTALEZA  
RELATÓRIO FINAL  
1977



FIG. 16 PADRÃO DE FALHAS DIRECIONAIS  
DE PARTE DA REGIÃO NE DO BRASIL,  
COM INDICAÇÃO DE ORIENTAÇÃO DO  
"STRESS" PRIMARIO PRINCIPAL



AROLDO A. DE MELLO

ção NW-SE com rejeito à esquerda e se estende por mais de 150 km. Na sua extremidade setentrional, próximo ao açude Forquilha, há uma virgação para norte na sua direção, devido ao aparecimento da falha de Forquilha que a limita. Na sua extremidade meridional, a partir do riacho dos Cachorros, vai havendo uma cicatrização da falha pois, ao se cruzar a mesma na BR-020, nota-se apenas uma deformação nas litologias.

O traço da falha do Rio Groaíras, desde o açude Forquilha ao extremo meridional da área, é bastante retilíneo e nítido em fotografia aérea ou no campo. Ela atravessa, ao norte, rochas do Complexo Caicó formando cataclastos, possivelmente a faixa mais espessa devido as foliações possuírem a mesma direção da Falha. Mostra dois estilos de dobramentos na foliação do referido complexo, uma a sudoeste e a outra a nordeste muito dobrada, refletindo uma continuação na ação dos esforços em um dos lados enquanto o outro já estava estabilizado.

Na sua porção central, quando a falha corta as litologias do Complexo Tamboril/Santa Quitéria, a zona de cataclasito é bastante estreita, notando-se mais uma deformação mecânica nos constituintes mineralógicos, principalmente na microclina, com fenocristais oclares fortemente orientados e fraturados, ensejando o aparecimento de uma estrutura de augen-gnaiss por efeito simplesmente tectônico. Quando a falha separa as litologias dos complexos Tamboril/Santa Quitéria e Caicó, observa-se muitas vezes um seccionamento brusco na direção da foliação deste último, mas também com alguns dobramentos de arrasto. A zona cataclástica é bem menos evidenciada no Complexo Tamboril/Santa Quitéria, uma vez que, em se tratando de rochas mais homogê

gêneas, conjuntamente com atuação dos processos de intemperismo, as mesmas mostram-se bastante alteradas, mascarando o caráter cataclástico das rochas que muitas vezes é reconhecido pela presença de inúmeros veios quartzosos e quebradiços, desagregados sobre o solo.

No seu terço meridional, a evidência da falha é notável, uma vez que a mesma atravessa litologias de grau metamórfico mais baixo, cujo "trend" é quase perpendicular à sua direção. Observa-se então o aparecimento de dobramentos de arrasto, seccionamento de estruturas e identificação de rejeitos locais, bastante evidenciados nas fotografias aéreas, mormente nos quartzitos do Grupo Ceará, nas imediações da vila Ibuauçu.

A feição comum da falha, quando secciona as estruturas, é formar um "cordão" de pequenos serrotes estreitos e alongados constituídos de uma "massa" silicosa cristalina e/ou cripto-cristalina, quebradiça, com efeito cataclástico local. Em média, a faixa de cataclasitos da falha do rio Groaíras atinge uma largura de 2 a 4 km. Falhamento associado pode ocorrer, como aquele que passa a norte do riacho do Cachorro.

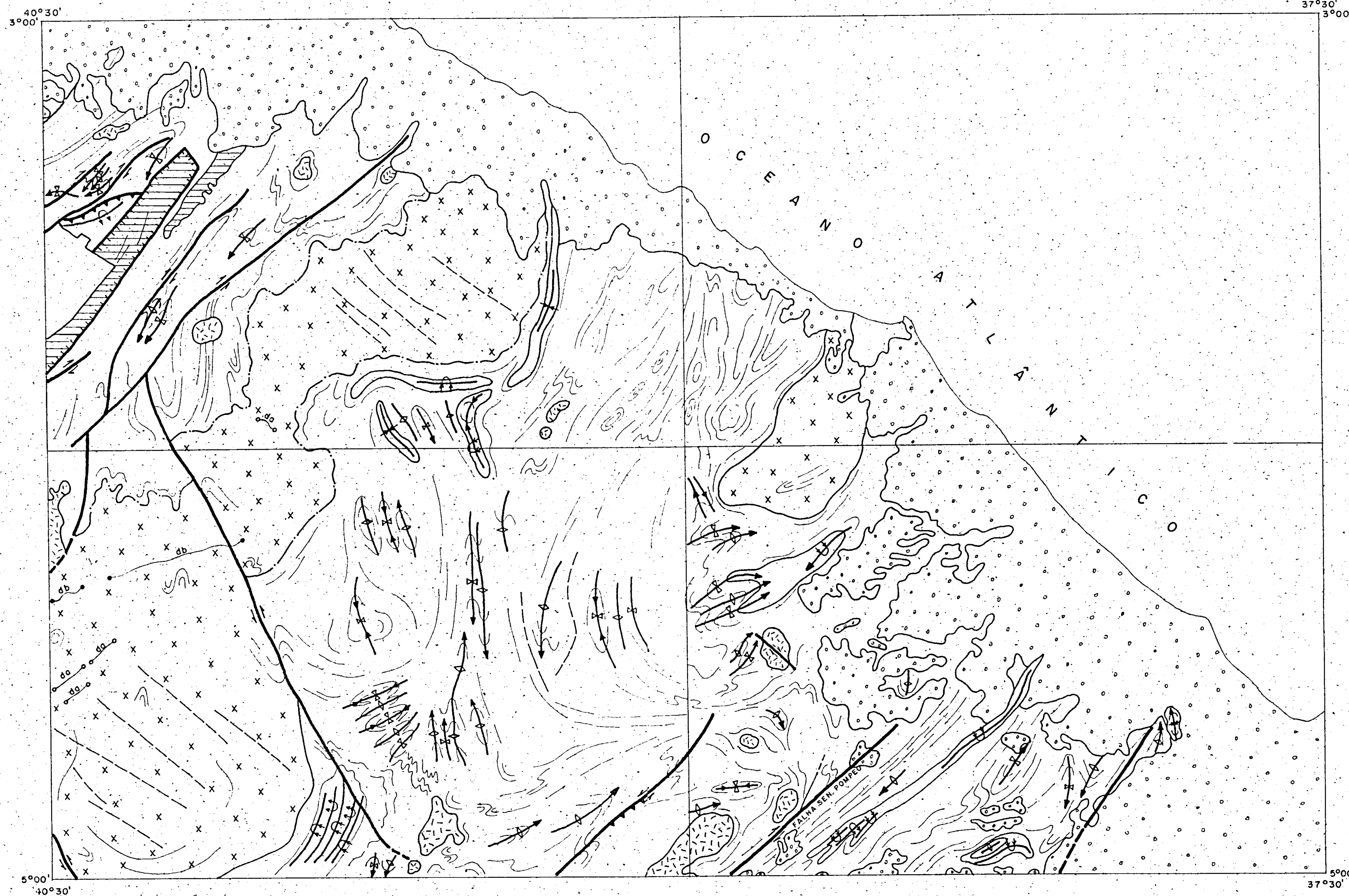
A falha de Tauá ocorre no limite sudoeste da área, com pequena região de atuação e separando as litologias dos complexos Tamboril/Santa Quitéria, e Caicó. Sua direção é NW-SE com rejeito à esquerda e sua zona de cataclasitos é estreita, da ordem de 2 km, porém a deformação por ela provocada, ocupa uma faixa de aproximadamente 6 km de largura.

A falha de Sabonete-Inharé tem uma extensão aproximada de 60 km, começando a aparecer a noroeste da ci

dade de Quixadá, na porção centro-sul da área do Projeto, estendendo-se para nordeste naquela direção. Corresponde a uma falha de rejeito direcional à esquerda. Seu traço, em fotografia aérea, perde um pouco a nitidez, principalmente na região meridional, fato este idêntico ao que ocorre na área do Projeto Rio Jaguaribe (1976). . ., a partir da porção noroeste da cidade de Quixeramobim, onde as foliações, distoando do padrão regional, assumem um aspecto ligeiramente concêntrico. Esta região é, na realidade, o cruzamento das falhas do rio Groaíras e de Sabonete-Inharé (Figura 17), parecendo ter havido uma cicatrização das mesmas, principalmente da primeira.

No campo, esta falha está localizada grosseiramente no vale do rio Choró, cujo curso foi entalhado sobre a mesma. A faixa de cataclasitos não é muito larga, ficando em torno de 1,5 km, representada pela deformação tectônica instalada em "massas" e fenocristais oclares de feldspato e quebramento mais intenso quando a rocha é mais quartzosa. Os dobramentos de arrasto em ambos os lados da falha são conspícuos, porém, nas imediações do meridiano de  $39^{\circ}00'$ , eles desaparecem. As foliações regionais com direções NE-SW mudam bruscamente para E-W, fazendo-se notar que o falhamento não mais continua.

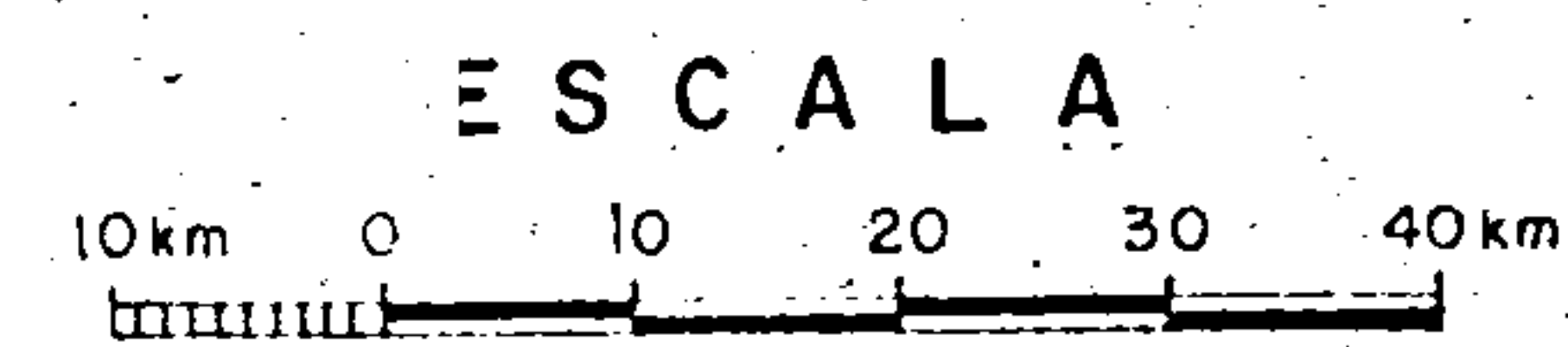
Um fato interessante é o aparecimento, nos arredores do agude Pompeu Sobrinho, de um movimento de empurrão associado a este falhamento transcorrente, em uma extensão aproximada de 20 km. Este fenômeno é determinado pela presença de uma forte clivagem de crenulação, mergulho subhorizontal das rochas, e o aparecimento de minerais lamelares, recristalizados em moscovita, entre as "cavidades" quartzo-feldspáticas. Os planos axiais dos micro - dobramen



**CONVENÇÕES GEOLÓGICAS**

- SINCLINAL NORMAL
- SINCLINAL INCLINADA
- SINCLINAL INCLINADA C/INDICAÇÃO DE PLUNGE
- BRAQUISSINCLINAL
- ANTICLINAL INCLINADA
- ANTICLINAL INCLINADA C/INDICAÇÃO DE PLUNGE
- S I N F O R M E
- A N T I F O R M E
- SINFORME C/INDICAÇÃO DE PLUNGE
- ANTIFORME C/DUPLO CAIMENTO DO EIXO
- FALHA DE NATUREZA INDIFERENCIADA
- FALHA TRANSCORRENTE
- FALHA DE EMPURRÃO
- FALHA DE GRAVIDADE
- FALHA TRANSCORRENTE, LOCALMENTE C/REJEITO MÚLTIPLO
- "TREND" DE FOLIAÇÃO
- DIQUES BÁSICOS
- DIQUES ÁCIDOS
- COBERTURAS PÓS-PALEOZÓICAS
- COBERTURAS PALEOZÓICAS
- COMPLEXO GNÁSSICO-MIGMATÍTICO, INCLUINDO SEQUÊNCIAS ECTINITICAS POSICIONADAS EM SINCLINAIS
- a) PLUTÕES CATAZONAIS
- b) DOMO GNAISSE-GRANITO

**MAPA ESTRUTURAL DA ÁREA DO PROJETO FORTALEZA**



Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - SUREG-RE  
CPRM

EBENEZER MORENO DE SOUZA  
RELATÓRIO FINAL-1977.

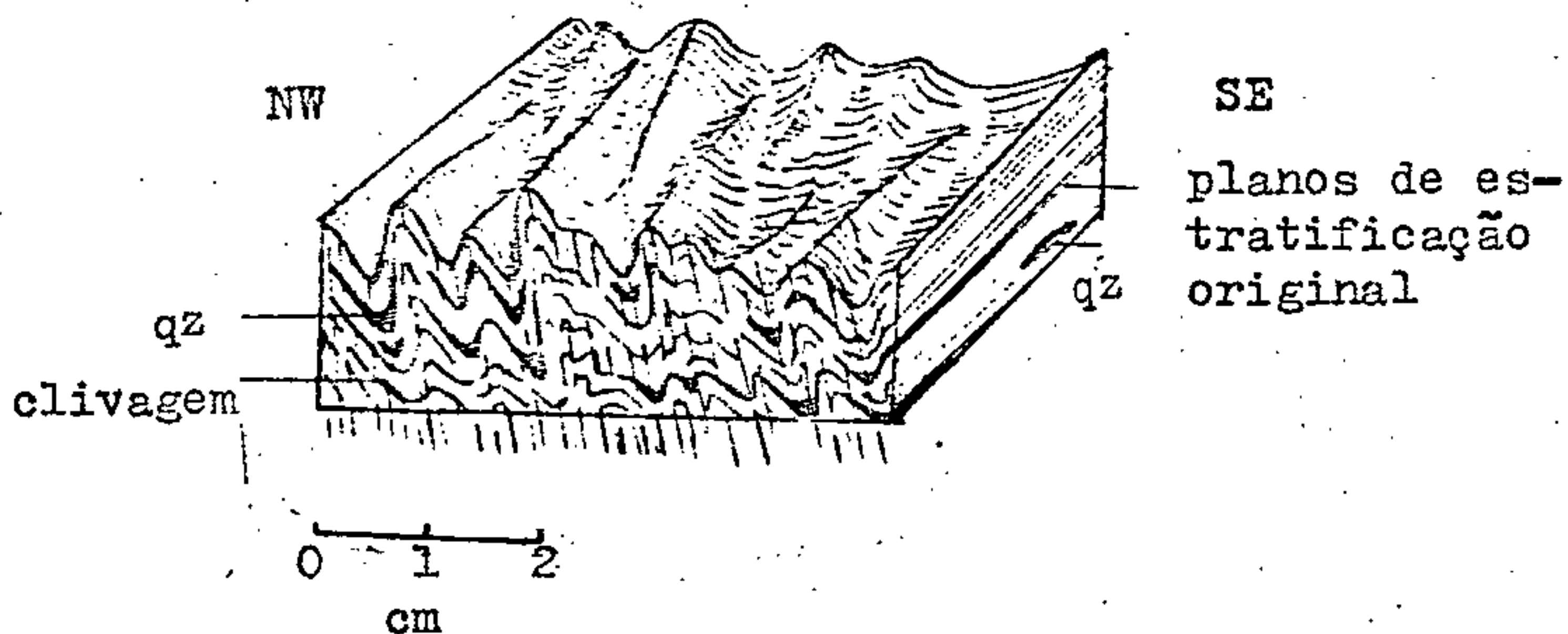
tos apresentam mergulhos fortes e vergência para NW, indicando assim a direção do empurrão, como sendo de SE para NW (Figuras 18 ).

Nos arredores, a rocha predominante é uma hornblenda-biotita-gnaissse que, no local do dobramento, devido aos deslocamentos diferenciais nas "camadas" quartzo-feldspática, sobre os leitos de hornblenda e biotita, acarretou, nesta última, dissolução dos máficos e posterior recristalização; aparecendo como moscovita que agora se apresenta muito compactada e crenulada. Estruturas de fluxo podem ser vistas no material quartzoso recristalizado que se concentra nas cristas ou quilhas dos microdobramentos (figura 18 ), às vezes com aspectos de bastões achatados, segundo o eixo maior. Este movimento de empurrão associado ao falhamento transcorrente parece ter alguma ligação a um possível deslocamento para noroeste do Complexo Independência (para-gnaisses), sobre o Complexo Caicó, ocasionando o aparecimento de um paredão abrupto na borda ocidental da serra do Estevão, apesar dos mergulhos serem da ordem de  $30^{\circ}$  no máximo. Na sua extremidade setentrional, a falha perde sua característica. O aparecimento de pegmatito segundo a mesma direção, na região de Itapiúna, parece estar ligado a este falhamento.

A falha de Limoeiro do Norte, com direção NE e rejeito direcional a esquerda, provoca, nas litologias circunjacentes, intenso fraturamento e algumas estruturas imbricadas, com os planos axiais apresentando caimento para SE.

A falha de Forquilha apresenta também uma direção NE-SW e rejeito dextrógiro. Sua extensão é de aproxi-

COMPORTAMENTO ESTRUTURAL DO GRUPO CEARÁ NA REGIÃO DE MASSAPÊ-CÉ



Bloco diagrama mostrando o comportamento microestrutural dos xistos filitosos do Grupo Ceará a NW de Massapê. Dobramentos desarmônicos, com segregações de quartzo desenvolvidas nas quilhas ou cristais dos eixos "b". Há também desenvolvimento de forte clivagem paralela ao plano axial.

FIGURA - 18

madamente 130 km, passando por Groaíras, Forquilha e adentrando na calha do rio Cruxati, onde é coberta pelas aluviões e pelos sedimentos terciário-quaternários, existentes na porção setentrional da área investigada. Na porção meridional, esta falha apresenta algumas ramificações, decorrentes da própria movimentação tectônica bastante instável, haja visto a presença de várias unidades lito-estratigráficas de comportamentos tectônicos independentes, num pequeno espaço geográfico. Porém o traço principal está configurado no mapa. Nas imediações do açude Forquilha, devido ao seu encontro com a falha do rio Groaíras, aparece em extensa faixa cataclásada, com presença de milonito e ultramilonito de coloração creme-amarelada e tritramento dos constituintes mineralógicos. Apresenta alguns dobramentos de arrasto, principalmente no domínio das litologias migmatíticas. Outro local onde a faixa cataclástica é bastante intensa, ocorre entre as vilas de Amontada e Mirafina, aparecendo cataclasitos, milonitos e uma "massa" quartzosa de recristalização. A nordeste de Amontada até o leito do rio Cruxati, observa-se apenas um cataclasito desenvolvido sobre uma litologia gnáissica finamente laminada, com desenvolvimento de fenoblastos oclares de feldspato de até 1 cm.

A falha de Senador Pompeu corresponde a uma falha transcorrente com direção NE e rejeito à direita. A largura de sua zona cataclástica é da ordem de 10 km, onde nas porções mais centrais aparecem milonitos e, nas porções mais externas, cataclasitos e deformação como aparecimento de fenoblastos oclares de feldspato, fraturados. As foliações dos migmatitos são inteiramente seccionadas pela falha, contrastando com a foliação predominantemente gnáissica do bloco oposto. Na porção setentrional, esta falha se vai diluindo a medida que se aproxima de cobertura sedimentar.



Os pegmatitos da região de Cristais parecem ter uma relação com este falhamento, uma vez que estão alinhados segundo o seu prolongamento.

A falha de Humberto Monte (In : Costa et alii - op. cit.), transcorrente de direção NE-SW e possivelmente de movimento sinistral, é talvez um falhamento associado à falha de Forquilha e o lineamento Sobral-Pedro II, uma vez que está entre ambas. Situa-se a leste de Sobral, apresentando pouca expressão em seu traço, com efeitos cataclásticos de pequena intensidade na sua porção meridional, na rodovia que liga Forquilha a Sobral. Para sul seu traço é diluído pela falha de Forquilha, nas imediações da vila Groaíras. No seu rumo setentrional esperava-se que esta falha continuasse pelo vale do rio Aracati Mirim, porém não foi constatada esta presença, levando-se a considerar que realmente se trata de um falhamento resultante dos outros dois acima citados.

A falha de Tangente, de Costa et alii (op. cit.), transcorrente e de rejeito dextrógiro, apresenta extensão na área do projeto, porém estende-se além de seus limites, na direção SW. Seu traço é bastante conspícuo, principalmente pela intensa diversificação litológica e tectônica, tão peculiar, desta área enfocada. No bloco noroeste, as rochas são mais rígidas, com espessos bancos de quartzitos brancos, feldspáticos, bastante recristalizados e com mergulhos sub-verticais. Estes quartzitos mostram, entre Massapé e Senador Sá, com bastante propriedade, os dobramentos subordinados ao sistema de falhamento.

O lineamento Sobral-Pedro II, juntamente com as falhas Café-Ipueiras e Massapé, são de gravidade e ensejaram a formação do "Graben de Jaibaras". A direção predomi

nante é NE-SW e os abatimentos dos blocos foram estimados por Costa et alii (op. cit.), entre 2.500-3.000 metros, nos locais mais profundos, baseados na espessura dos sedimentos acumulados. Estas falhas parecem admitir um certo escalonamento, com um grande número de falhamentos secundários, paralelos ou não às falhas principais, responsáveis então pela subdivisão do graben em blocos, via de regra basculados em ângulos de  $30^{\circ}$ - $40^{\circ}$ , podendo excepcionalmente alcançar  $60^{\circ}$ , sem direção preferencial de mergulho.

Assim, o arcabouço do "Graben Jaibaras" ficou determinado por uma tectônica quebrável dominante, cujos efeitos apresentam zonas de brechação e milonitização ao longo dos falhamentos maiores, porém com a faixa cataclástica, não excedendo 1 km de espessura.

A falha de Apurinã é uma falha de empurrão, com direção NE-SW e extensão aproximada de 35 km. A vergência do plano da falha é para NW, com valor angular da ordem de  $20^{\circ}$  e serve de contato tectônico entre as litologias do Grupo Ceará e do Complexo Caicó. Mesmo sendo observado um certo paralelismo nas direções dos falhamentos, percebe-se aqui, segundo Costa et alii (op. cit.) uma discordância, principalmente nos valores angulares entre as duas unidades supra citadas. Esta falha parece ser resultante da maximização de esforços compressionais, fazendo com que estas rochas, após todo o dobramento sofrido, tendesse a acavalar-se sobre o "bloco" mais rígido. Observa-se que esta porção da área do projeto, apresenta feições singulares, daí Costa et alii (op. cit.), terem concluído que se trata de uma sequência de "horsts" e "grabens", cuja representação na área investigada se faz através do Graben Bonhú-Jaibaras, Horst Tucunduba e o extremo norte do Graben Martinópolis.

No Graben Martinópolis, observa-se que os falhamentos truncaram e/ou mascararam as estruturas primárias que as litologias muito plásticas apresentaram. O "Horst" de Tucunduba apresenta muitas falhas de transcorrência, segundo o "trend" regional NE-SW.

O Graben Bonhú-Jaibaras está confinado entre o Horst de Tucunduba, do lado oeste e pela plataforma de Sobral do lado leste, segundo Costa et alii (op. cit.). A área deste projeto abrange somente a porção que os citados autores chamam de "Bacia Jaibaras", que complementa o graben, com características próprias de áreas cratônicas instáveis com o vulcanismo fissural pós-orogênico bem evidenciado. Esta fossa tectônica tem extensão aproximada de 100 km, segundo a direção NE-SW e uma largura média de 7km, cujo flanco leste é formado pelo lineamento Sobral-Pedro II e, o flanco oeste pelas falhas de Café-Ipueiras e Massapé, ao sul e norte da serra Meruoca, respectivamente.

Ocorrem ainda falhamentos de gravidade na região nordeste de Santana do Acaraú, cuja "fossa" foi preenchida por sedimentos siluro-devonianos que fazem parte da sinéclise paleozóica da Bacia do Meio Norte.

#### 7.4 - O estilo dos dobramentos

Levando-se em consideração a existência de uma estreita relação entre o estilo de dobramento e o ambiente de formação das rochas, pode-se observar que o padrão dos dobramentos existentes na área investigada reflete as condições físicas ambientais e sua relação de evolução temporal.

Sendo assim, no contexto pré-cambriano, o estilo de dobramento está na dependência direta do grau de metamorfismo alcançado pelas litologias, bem como, em menor grau, pela própria natureza mineralógica.

De outra forma, nas rochas da cobertura dobrada, onde as modificações mineralógicas situam-se no campo da diagênese, o estilo dos dobramentos é essencialmente diferente, como pode ser observado nos metassedimentos do Grupo Jaibaras, de idade cambro-ordoviciana. Subindo na escala do tempo geológico, visualiza-se que as superfícies das rochas sedimentares são levemente inclinadas, quer nos sedimentos paleozóicos (Formação Serra Grande), quer nos mesozóicos (Bacia do Apodi), ou são horizontalizados, como nos sedimentos terciários e quaternários.

Da análise do mapa da figura 17 visualiza-se que a principal feição estrutural se relaciona com uma região essencialmente dobrada, aproximadamente 75% da área total do projeto, associada a um complicado sistema de blocos falhados, já mencionados anteriormente, cujos movimentos relativos horizontais são dominantes. Nesse ambiente infracrustal continental, são ressaltados alguns deslocamentos horizontais e transformações mineralógico-texturais, intimamente ligadas ao metamorfismo regional, com formação de domos migmatítico-granitóide, de caráter diapírico, segundo Mehnert (op. cit.), e um grande número de rochas plutônicas, muitas das quais de caráter eminentemente metassomático, cuja "mise-en-place" se processou na época do dobramento e consideradas como plutões sincinemáticos, predominantemente graníticos.

As características apresentadas pelo estilo estrutural da área investigada, com a presença de estrutu-

ras de fluxo, áreas dômicas, plutões sincinemáticos, superimposição de estruturas dobradas e falhamentos transcorrentes, são similares àquelas reconhecidas por Mello (op. cit.), na área do Projeto Rio Jaguaribe e, ambas, semelhantes às unidades tectônicas reconhecidas na África do Sul e denominadas por Anhaeusser et alii (op. cit.) de cinturões móveis ("mobile belts").

Os terrenos metamórficos pré-cambrianos da área apresentam estruturalmente um "trend" regional NNE, com exceção da região central, onde há uma tendência E-W. Suas estruturas foram desenvolvidas sob condições de alto grau de metamorfismo, no domínio da fácies anfibolito, daí terem como característica, dobramentos complexos que sugerem vários períodos de redobramentos.

Assim, no domínio lito-estratigráfico do Complexo Caicó, se observa comumente dobramentos em estruturas sinformes e antiformes, abertos ou apertados, de geometrias simétrica ou assimétrica, harmônicas, desarmônicas e recumbentes, com inúmeras terminações periclinais. Ao longo dos falhamentos transcorrentes são desenvolvidas dobras de arrasto, que as vezes, são bem mais frequentes em um dos lados da falha, evidenciando uma continuação dos esforços, nesse lado.

As dobras isoclinais se fazem notar a ESE da falha de Senador Pompeu, a este de São Luis do Curú - Pentecoste, entre os falhamentos de Forquilha e Sobral Pedro II e na região entre Senador Sá e Pinacuí. Em outros locais, como ao sul de Itatira e na região de Canindé, aparecem singulares dobramentos fechados, em forma de "domos" e "bacias", ou seja antiformes e sinformes, com eixo apresentan

do duplo caimento. São alongados segundo as direções preferenciais N-S, NE-SW e NW-SE. Se faz notar que nos arredores de Canindé, a direção geral da foliação é, conseqüentemente, destas estruturas sofre uma virgação para a direção NW-SE, tendendo a contornar a serra de Baturité, pertencente ao domo migmatítico de Maranguape; enquanto que a sudoeste as estruturas apresentam um "trend" quase N-S. Em Itatira, acontece o mesmo fenômeno, só que com mais representatividade, uma vez que pelo menos quatro estruturas fechadas seguem a direção NE-SW e quatro a direção NW-SW passando, a nordeste de Madalena, com direção quase E-W; enquanto que a outra direção é bloqueada pela falha do rio Groaíras, acarretando intensos dobramentos na região a oeste de Madalena.

Comparando a figura 17 com o que foi exposto acima, observa-se que ao longo de uma vertical imaginária partindo do açude General Sampaio para sul, existe um alto estrutural que se dilui a nordeste de Madalena, quando a foliação vai se tornando E-W. É nesta região que começam a aparecer intensos dobramentos, com cataclase associada, principalmente no limite sul da área do projeto, próximo da cidade de Madalena. A foliação tende a formar um dobramento fechado, porém, só a porção setentrional, cuja concavidade está voltada para sul, se encontra na área enfocada, onde aparecem dobramentos complexos, com litologias catacladas e meta-basitos, o que leva a sugerir a associação destes fenômenos com o cruzamento das falhas do rio Groaíras e de Sabonete-Inharé, gerando uma zona de instabilidade tectônica com aporte de vulcanismo básico.

Na região de Senador Sá, os dobramentos são apertados e, muitas vezes, seccionadas por falhamento, reflexo da peculiaridade estrutural do "Horst de Tucunduba" de

Costa et alii (op. cit.), bem evidenciados nos quartzitos.

Outro caráter marcante na área é o acentuado desenvolvimento de uma forte lineação mineral, as vezes formando ângulo com a direção de foliação ou, o aparecimento de consistente laminação, via de regra, com mergulhos verticais.

As rochas para-metamórficas experimentaram menor atuação do metamorfismo, daí, em tais sequências, como Grupo Ceará e Complexo Independência, as feições são bem definidas, com os dobramentos expondo mais claramente as vergências das superfícies axiais, o caimento dos eixos e as clivagens.

O Complexo Independência, a oeste de Quixadá, forma uma sinclinal revirada com direção NE-SW, superfície axial apresentando vergência para NW e com as atitudes apresentando valores angulares entre  $15^{\circ}$ - $30^{\circ}$ , aproximadamente. A sudoeste de Madalena, as estruturas estão também alinhadas segundo a direção NE-SW, porém apresentam inúmeros dobramentos sinformes e antiformes apertadas ou abertas, com alguma recumbência local, mostrando ainda mergulhos baixos, em média  $20^{\circ}$ , com os planos axiais mergulhando suavemente para SE. Nas imediações da falha rio Groaíras, ocorre uma pequena zona deformada, com mudança na direção da foliação para NW-SE, com as atitudes apresentando caimento para SW. Há também pequenos rejeitos, secundados por dobramentos de arrasto, com cataclasitos e milonitos segundo o traço da falha.

As feições estruturais mais conspícuas, em toda a área investigada, são aquelas apresentadas pela unidade de Grupo Ceará. Esta unidade, mostra seus metassedimentos

jazendo estruturalmente em sinclinais alongadas e apertadas. No contexto regional, este comportamento peculiar é interpretado como se as litologias deste grupo fossem depositadas em "calhas alongadas", existentes nas rochas subjacentes mais antigas. Este comportamento é corroborado pelo jazimento de quartzitos basais, sotopostos a elasto-pelitos, culminando com horizonte carbonático e pela forte concordância com o "trend" da foliação das litologias subjacentes.

Estas sinclinais variam de algumas dezenas de quilômetros segundo o comprimento, porém são apertadas, com distâncias entre um flanco e outro, via de regra, não ultrapassando 4 km.

A sinclinal que passa por Umirim-açude Caxitoré está estruturada segundo a direção N-S, com ligeira virgação para SW na porção meridional. O quartzito basal forma uma crista quase que contínua, por todo o flanco leste. A sinclinal apresenta a geometria de dobra assimétrica, com a superfície axial deslocada para E, como se observa na figura a, porém, na região do açude Caxitoré, o dobramento é revirado, com valor angular da ordem de  $60^{\circ}$  e mergulho para oeste, ensejando o aparecimento de inúmeros microdobramentos (figura 19 a,b), na porção meridional a sinclinal volta a ser normal e assimétrica. Na sua terminação, o eixo apresenta um caimento para NNE com valor angular da ordem de  $15^{\circ}$ , ensejando o aparecimento de inúmeros microdobramentos associados, com os eixos "b" e os planos axiais paralelos ou sub-paralelos ao dobramento maior (figura 19 c,d.).

Nesta localização específica aparecem cristais de rutilo inclusos no moscovita-quartzito, fato idênti



ASPECTOS ESTRUTURAIS DA SINCLINAL DE UMIRIM-AÇ. CAXITORE

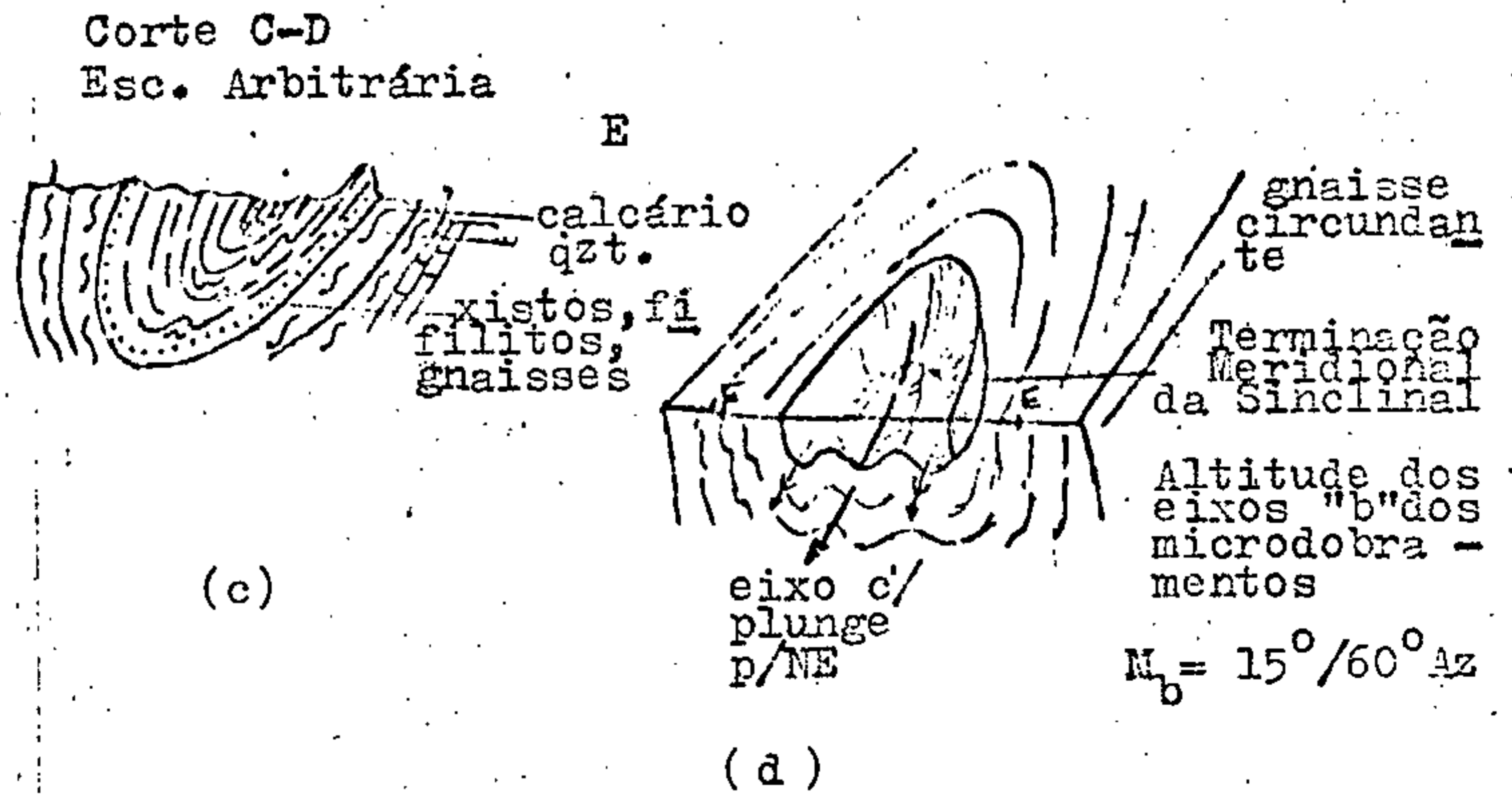
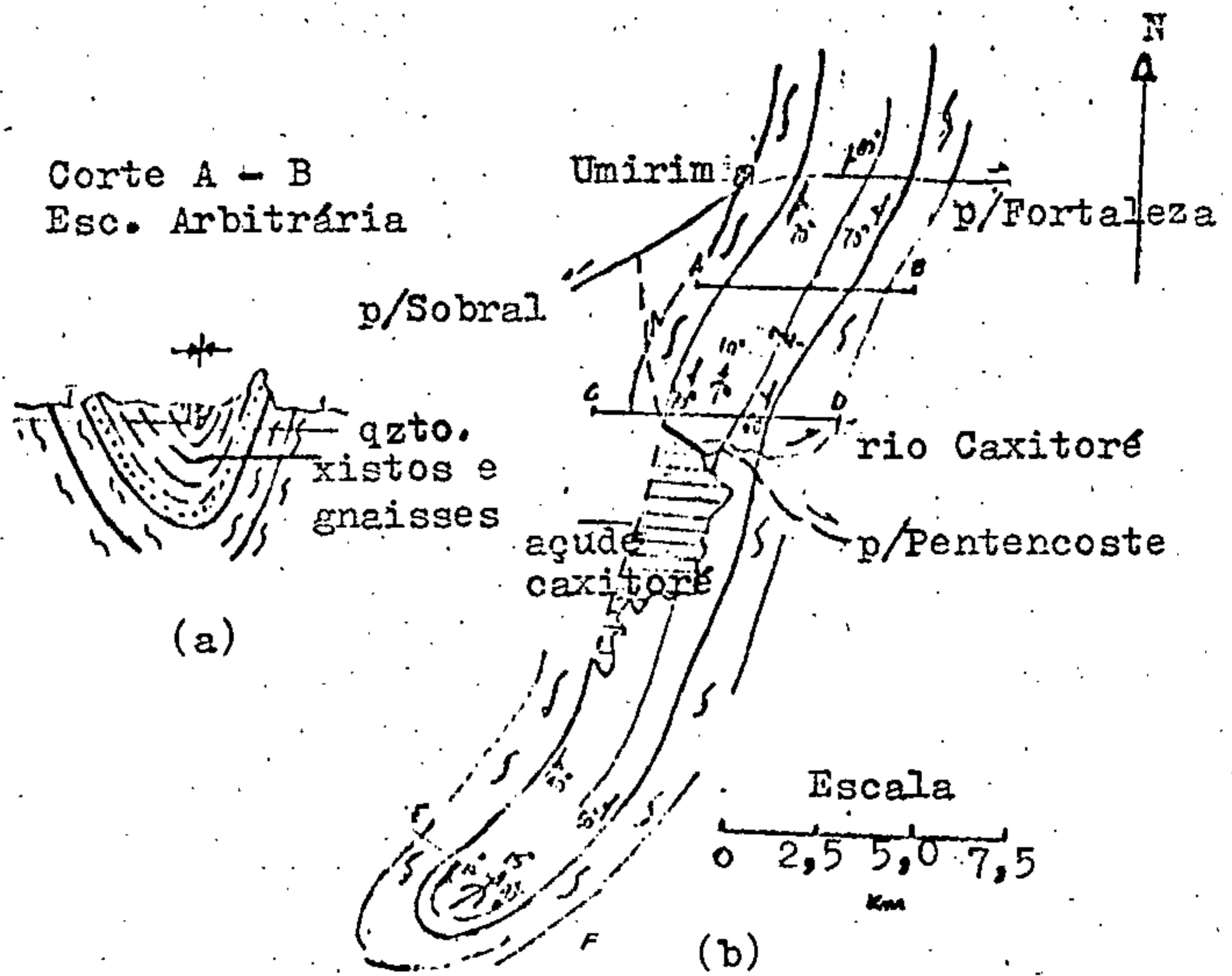


FIGURA - 19

tico ao que ocorre em situação estrutural semelhante, na região de Independência, na área do Projeto Rio Jaguaribe.

A sinclinal a norte do serrote da Cruz possui uma direção aproximadamente E-W, com virgação para sul na sua extremidade ocidental. Sua geometria é de dobramento revirado, com valores angulares da ordem de  $50^{\circ}$  e com a superfície axial mergulhando para norte. O quartzito basal forma pequenas cristas descontínuas em ambos os flancos e o horizonte carbonático é formado por rocha calcossilicática.

A oeste de Apuízrés e General Sampaio ocorre uma braquissinclinal mostrando, na sua porção setentrional, virgação para nordeste. Nesta porção, o plano axial é vertical e localiza-se no ponto de convergência dos eixos na zona de maior profundidade da bacia no tempo da deposição. Ali as atitudes apresentam valores angulares baixos, em torno de  $20^{\circ}$ , não sendo observado o horizonte carbonático. Na porção centro-meridional assume o caráter de sinclinal revira-da, com a superfície axial mergulhando para oeste com valores angulares de  $40^{\circ}$  para as atitudes. Nesta porção foi ob-servado calcário cristalino, posicionado no eixo da sinclinal.

Na sinclinal a leste da serra de Santa Lúcia o dobramento é normal e simétrico, com plano axial vertical e atitudes com valores médios da ordem de  $30^{\circ}$ . A sua direção é aproximadamente NW-SE.

Na região de Boqueirão do Cezário, o Grupo Ceará está estruturado em uma sinclinal revirada com direção NE-SW cuja superfície axial apresenta caimento para sudeste. As atitudes têm mergulhos fortes, da ordem de  $60^{\circ}$ . O dobramento é assimétrico e apresenta microdobramentos aper-

tados. Na porção sudoeste, a sinclinal é mais larga, podendo-se observar os microdobramentos em anticlinais e sinclinais reviradas apresentando plunge para NE. Nesta sinclinal, aparecem quartzito, filito, gnaiss, com horizonte carbonático no topo da sequência. Em Boqueirão do Cezário a sequência é bastante adelgada, cujo prolongamento para norte é apresentado apenas pelo horizonte quartzítico.

Na região de Redenção a sinclinal apresenta-se revirada e assimétrica, com direção NE-SW e plano axial caindo para sudeste. As atitudes apresentam mergulhos da ordem de  $30^{\circ}$ . A sequência é quase completa, faltando os horizontes de filito. Comporta ainda alguns dobramentos sinformes e antiformes com caimento para nordeste.

A sudoeste de Bonhú, há um sinclinal assimétrica e revirada, com plano axial mergulhando para ESE, com as atitudes apresentando valores em torno de  $35^{\circ}$  para SE. O quartzito foi observado somente na aba meridional da sinclinal que apresenta ainda, na sua porção setentrional, uma janela tectônica onde afloram rochas do Complexo Caicó. Seus contatos são concordantes para com as rochas circunjacentes apesar de, localmente, as estruturas se apresentarem com direção ENE-WSW.

A leste de Itaiçaba ocorre uma pequena sinclinal normal, com direção aproximadamente NNW-SSE e plunge para NNW. As atitudes apresentam valor médio em torno de  $60^{\circ}$  e o quartzito está um pouco fraturado.

Na porção da área do Projeto, a sudoeste de Madalena, aparece outra feição estruturalmente singular em que as rochas do Grupo Ceará se acham repetidas por sucessivos dobramentos. Estes dobramentos formam sinclinais e anti

cliniais reviradas, com direções NE-SW, apresentando superfícies axiais com vergência para SE e caimento dos eixos para SW. As atitudes apresentam valores angulares da ordem de 20° mergulhando para NW. O quartzito basal forma uma crista contínua ao longo do flanco leste em contato concordante com a unidade subjacente. Já no flanco oeste, apesar de refletir continuidade o quartzito não forma elevações alongadas. Pode aflorar esporadicamente, nas anticlinais, porções deste quartzito, por efeitos erosivos. Os horizontes carbonáticos, situados nos "eixos" das sinclinais, são constituídos de pequenas lentes descontínuas de calcário cristalino, porém, na região de Ibuaçu, apresentam uma área de afloramento bastante espessa. Ao longo da falha do rio Groaíras, este conjunto de sinclinais e anticlinais sofre mudança brusca na sua direção, que passa de NE-SW para NW-SE com mergulhos para SW, ocorrendo ainda deslocamentos na foliação, provenientes do movimento da falha, bem evidenciados nos quartzitos, dobramentos de arrasto, além do aparecimento de fenômeno de cataclase com deformação dos constituintes minerais.

No extremo noroeste da área do Projeto Fortaleza aparece uma região denominada por Almeida (1967) como cobertura dobrada da plataforma brasileira, cognominada por Costa et alii (op. cit.) de "Graben Jaibaras". A sua presença assinala uma mudança no ambiente tectônico, com o aparecimento de uma sedimentação típica de fase geossinclinal. Com o surgimento da fossa tectônica ("rift valleys"), aparece também uma fase de sedimentação molássica, vulcanismo fissural e tectônica quebrável.

A área investigada abrange apenas a porção norte do "Graben de Jaibaras", o qual apresenta-se alinhada com

direção aproximadamente NE-SW, confinado entre as falhas de Café-Ipueirase Massapê a nordeste, e o lineamento Sobral - Pedro II a sudeste. O seu assoalho é constituído pela Formação Massapê, pois suas características evidenciam um estreito condicionamento com uma área de relevo jovem de acentuado desnível, representando assim a sedimentação não marinha relacionada à fase póstuma do soerguimento orogenético dos dobramentos Caririanos, com o surgimento da fossa e intensa tectônica quebrável. Esta tectônica rígida, posteriormente, seccionou a fossa em blocos, geralmente basculados, com mergulhos da ordem de  $20^{\circ}$ - $30^{\circ}$  para SE e NW, relacionados provavelmente com reativação dos falhamentos, refletindo tal comportamento na Formação Pacujá, que forma uma ampla sinclinal com plunge para SW. Geneticamente associadas a estes esforços, aparece um intenso fraturamento afetando a formação supracitada, interpretado como fraturas de tensão, sub-verticais e orientadas segundo NE-SW. Segundo Almeida (op.cit), é nesta fase que começa o estado de transição que se seguiu a inversão dos Geossinclinais Brasileiros.

O evento seguinte, subindo-se na escala geológica, compreende uma complexa "suite" de rochas vulcânicas, representada por derrames de lavas, elementos piroclásticos e termos sub-vulcânicos, representados por diques, recobrimdo discordantemente ou cortando as formações inferiores. Esta formação é chamada de Formação Parapuí, cujos elementos tectônicos associados são zonas de brechação e milonitização ao longo dos falhamentos que determinam os limites da própria formação.

Sobre este pacote aparece a Formação Aprazível que, praticamente, não foi afetada pela tectônica quebrável generalizada, uma vez que aparece sempre em posição

sub-horizontal, recobrando discordantemente as unidades mais antigas. Porém reativações póstumas, mormente do lineamento Sobral-Pedro II, atingiram esta formação, originando faixas cataclásticas e miloníticas localizadas. Outra característica desta formação é de que a mesma, constituída de conglomerados, provavelmente foi depositada em cones aluviais, ao longo de linhas de falhas, assinalando o derradeiro episódio do estágio de transição no processo de consolidação da plataforma brasileira, na região noroeste do Ceará, segundo Almeida (op. cit.).

Quanto às sequências sedimentares tem-se, no Paleozóico, deposição de sedimentos típicos de ambiente de plataformas estáveis (Costa et alii - op. cit.), representada pelos clásticos (conglomerados e arenitos) da Formação Serra Grande, na região de Santana do Acaraú. O modelado tectônico é de um graben alongado na direção NE-SW, encaixado entre rochas cristalinas, resultante de reativação do sistema de falhamento Sobral-Pedro II. Tais sedimentos situam-se aproximadamente a 70 km a leste da atual borda da Bacia do Paraíba, documentando a existência, para nordeste, de um eixo de sedimentação desses sedimentos siluro-devonianos, nas cidades de Ipu e Reriutaba (ambos ao sul da área investigada), em direção ao litoral. Os sedimentos mesozóicos (Grupo Apodi), depositados na Bacia Potiguar apresentam um comportamento estrutural monótono, constituindo uma monoclinal com mergulhos suaves para nordeste, com valor máximo de  $50^{\circ}$ . Os sedimentos terciários e quarternários apresentam seus estratos horizontalizados.

## 7.5 - Aspectos tectônicos das rochas plutônicas

As rochas plutônicas possuem um comportamento tectônico particular, da máxima importância no contexto regional. A denominação "Rochas Plutônicas Granulares" usada neste trabalho, representa todas as rochas granulares, formadas abaixo da superfície terrestre, independentemente dos seus processos genéticos, quer seja por consolidação de magmas, quer seja por substituições metassomáticas. Estas rochas são comuns nos terrenos orogênicos dobrados e regionalmente metamorfisados, onde ocupam as partes mais profundas.

Na área investigada, são observadas dois tipos de plutões, os concordantes e os discordantes. Enquadrados no primeiro tipo, encontram-se facólitos, plutões sub-circulares, domos de gnaíse-granito e sills e, no segundo, "stocks", "necks" e diques.

### 7.5.1 - Os plutões concordantes

Os plutões concordantes apresentam uma intimidade com a direção regional dos dobramentos, segundo o bloco a que pertencem. Mostram caráter intrusivo concordante e devem ter sido introduzidas durante o dobramento, daí serem classificados como sincinemáticos. Os seus posicionamentos no contexto do dobramento, seus aspectos mineralógico-petrográfico, o desenvolvimento de foliações marginais e as rochas encaixantes altamente metamórficas, sugerem que os plutões foram formados em ambientes catazonais, por isso chamados de plutões de catazona por Buddington (1959). Segundo Mello (In : Campos et alii, op. cit.), as plutônicas dos terrenos pré-cambrianos do Nordeste oriental, teriam si

do colocadas em nível crustal da infra-estrutura, ao contexto de uma zona móvel que hoje apresenta-se profundamente erodida, sendo envelopadas pelos gnaisses regionais altamente metamorfisados e deformados.

A forma plutônica de facólito apresenta melhor ocorrência na porção centro-meridional da área investigada, nos arredores da cidade de Quixadá, com forma alongada segundo a direção NE-SW, constituindo uma continuação do "granitóide de Quixeramobim", de Campos et alii (op. cit.), apresentando expressões morfológicas singulares bastante evidenciadas em fotografias aéreas e, no campo, através de inselbergs. Na porção noroeste aparecem os corpos da região de Araras e de Tucunduba, denominados por Costa et alii (op. cit.), de "granitóide Araras" e "sienito de Tucunduba", sendo que este último apresenta também uma feição morfológica de serra, destacada no peneplano.

Estes corpos apresentam contatos diversos, com predomínio do tipo transicional, as vezes indistintos e eventualmente brusco, principalmente no corpo sienítico. Com frequência são encontradas porções gnáissico-migmatíticas, principalmente nas zonas marginais. Devido a presença dos três corpos próximos a grandes falhamentos, seus bordos apresentam desenvolvimento de deformações tectônicas de quebramento dos minerais, principalmente no "sienito de Tucunduba" que, localizado entre duas falhas, sofre um quebramento mais acentuado. Textualmente, são maciços porém, eventualmente, são exibidas texturas foliadas, interpretadas como resultantes da continuação do dobramento no ambiente orogênico. A natureza petrográfica é variada nos maciços das regiões de Quixadá e Araras, cujo contexto químico-mineralógico apresenta intimidade com o clã de rochas ácidas, daí a



denominação de granitóide; já o maciço sienítico apresenta uma natureza petrográfica do clã das rochas com ausência de quartzo.

Muitos autores já se pronunciaram a respeito da estreita relação que existe entre profundidade, estilo tectônico, fácies metamórfica e plutônica tipo facólito, dentre os quais Buddington (op. cit.), que enfatiza a presença dessa plutônica concordante, como introduzida juntamente com o dobramento principal, dependendo do mesmo para o seu posicionamento, habitat, magnitude e forma. Desta maneira, acrescenta o autor, se faz necessário uma alta temperatura, igual ou maior que as das rochas regionais, cujo caráter é gnáissico-migmatítico, da fácies anfibolito. Corroborando esta idéia, aparecem minerais indicadores de metamorfismo elevado, como a cianita e a sillimanita, refletindo assim as condições físicas externas do ambiente, no momento da colocação cinemática dos facólitos nas rochas regionais de metamorfismo elevado. Nesses ambientes, os contatos são geralmente transicionais, ensejando o aparecimento de "faixas" com presença de augen-gnaisses, migmatitos e tipos porfiroblásticos de composição granítica.

Os plutões sub-circulares agrupam vários corpos granulares de composições variadas, onde, nos granitóides, ocorrem membros de afinidades com o pólo ácido e, nos gabróides, o diorito lidera os membros de afinidades com o pólo básico. São corpos geralmente com a forma ovóide, apresentando contatos transicionais, eventualmente bruscos, bordados por rochas foliadas. Suas melhores expressões estão representadas pelas serras Azul, Alto Alegre, Pedra Aguda e as serras dos arredores de Madalena, Apuiarés e Amontada. Via de regra, os corpos granitóides formam morfologia ser

rana. Merece destaque a estrutura em anel, constituída de leptitos, circundando o maciço da Pedra Aguda, a leste de Capistrano.

Outra feição estrutural, peculiar dos plutões concordantes é reconhecida, na área investigada, nos terrenos altamente metamorfoseados do Complexo Tamboril/Santa Quitéria. A estrutura é de domo gnaisse-granito, formando dois "corpos rochosos" alongados e concordantes com o "trend" da estruturação regional. Na região de Maranguape, estendendo-se um pouco mais para sul, situa-se o de menor tamanho. O outro corresponde a um extenso corpo rochoso elevado, abrangendo todo extremo sudoeste da área do projeto, tendo continuação para nordeste desde o terço superior da falha do rio Groaíras até as cidades de Uruburetama e Itapipoca. Segundo a concepção de Mehnert (op. cit.), a estruturação ora enfocada é chamada de domo migmatítico, formada por movimentos diapíricos resultantes de reomorfismo em substrato gnáissico supracrustal, em nível mais profundo do que aqueles das rochas regionais, que por sua vez formam o envelope circunjacente ao domo.

Nestes corpos observa-se uma forte lineação marginal que forma a região transicional entre o domo e as rochas circundantes, cujos elementos planares vão sendo diluídos da periferia para o núcleo. Este caráter tendente à homogenização deixa entrever a rerefação dos alinhamentos estruturais, que por sua vez apresentou configurações de dobramentos fechados, de pequenas dimensões, resultantes de remanescentes quartzíticas ou de calcossilicáticas não digeridas pela migmatização. Além desta representação, ocorrem estruturas de fluxo erigidas, segundo Mehnert (op. cit.), por fusões parciais provocadas pelos fluidos migmatizantes.

Nas porções centrais destes corpos, são encontradas rochas graníticas, no consenso lato, cuja formação é derivada da culminação dos processos anatéticos e que podem ser observados nas regiões de Irauçuba-Itapagé e Itapipoca; nas serras do Manoel Dias e da Boa Vista; entre Tamboril e Monseñhor Taboşa; a oeste de Major Simplicio e as serras de Maranguape e Pacatuba.

Estes granitos apresentam-se homogeneizados, orientados segundo a foliação regional, com uma forte lineação mineral e desenvolvida blastese de caráter potássico. Representam o limite mais profundo dos processos metamórficos, porém são originadas sob similares condições termodinâmicas do metamorfismo em todo o domo.

Outra característica destes domos gnaisse-granitos é a falta de auréola de termo-metamorfitos nas rochas supra crustais, reforçando o conceito desenvolvido por Mehnert (op. cit.), também corroborado por Salop (1972) que trata deste tipo de estrutura de "domo granito-gnaisse".

A forma de "sills" é encontrada na porção centro-setentrional da área do projeto, entre os paralelos de 3° e 4° de latitude sul e entre a vila de Catuana e a cidade de Messejana. São formadas por um cortejo de vulcanitos alcalinos, preenchendo fraturas, com direção concordante com a foliação regional. Seus contatos são bruscos e podem aparecer encaixadas nos mais diversos tipos litológicos. Cabe resaltar, neste caso particular, o caráter intenso, magmático e pós-tectônico destes sills, que vêm reforçar o conceito de Anhaeusser (op. cit.) sobre "cinturões móveis", aqui aplicados segundo o qual atividades ígneas de caráter calco-alcalino são desenvolvidas ao longo de fraturas.

### 7.5.2 - Os plutões discordantes

Os plutões discordantes são identificados sob as formas de batólito, stock, necks e diques. Batólito e stock são considerados como rochas pós-cinemáticas e estão situados a oeste e leste de Sobral, formando respectivamente a serra da Meruoca e serra da Barriga. O batólito da Meruoca localiza-se, marginalmente, a oeste do lineamento ' Sobral Pedro II, condicionado ao "Graben de Jaibaras" (Costa et alii, op. cit.) e seus depósitos molassóides cambro-ordovicianos. Constitui um destaque morfológico, com 400 km² de área, exibindo contatos tectônicos com as rochas do Grupo Jaibaras e tectônicos e/ou normais com as rochas pré-cambrianas, podendo eventualmente apresentar metamorfismo de contato para com ambas. As vezes encontra-se penetradas pelo vulcanismo Parapuí (Costa et alii - op. cit.). Apresenta-se com um granito homogêneo, isotrópico, equigranular e de coloração grosseira.

O stock granítico da serra da Barriga localiza-se um pouco a leste de Sobral. Tem uma forma circular com aproximadamente 6 km de diâmetro e secciona bruscamente as lineações e estruturas do parametamorfitos pré-cambrianos encaixantes. A rocha é um granito grosseiro, porfirítico e pegmatóide, também desenvolvido entre as falhas de Humberto Monte e de Forquilha, ambas transcorrentes com rejeitos a direita e direção NE. Segundo Costa et alii (op. cit.), talvez se trate de um "plug" possivelmente relacionado à "mise en place" do batólito de Meruoca. Brito Neves & Pessoa (1976) também são de acordo que esta ocorrência pertence ao mesmo evento tectônico da Meruoca.

Associado a estas intrusões, principalmente

na Bacia de Jaibaras, ocorrem vulcanitos diversos formando uma suíte de rochas basálticas, andesíticas, dacíticas, quartzo-sieníticas e riolíticas, às vezes queratofizadas e espilitizadas da formação Parapuí que, localmente, cortam o granito da Meruoca.

As datações absolutas conduzidas nas rochas graníticas e nos vulcanitos dessa região, segundo Brito Neves & Pessoa (op. cit.), indicam valores de 420 a 430 m.a. (Ordoviciano Superior), tomados como mínimos.

As formas de "necks" são devidas a um vulcanismo alcalino cuja região de ocorrência situa-se na porção centro-norte da área do projeto, entre os paralelos de 3° e 4° e a vila de Catuana a oeste, e o distrito de Messejana a leste. Estas alcalinas também ocorrem sob forma de diques orientados aproximadamente segundo ENE-WSW, discordantes da foliação regional. Seus contatos são bruscos e estão preenchendo fraturas. Este cortejo alcalino, possivelmente, relaciona-se com aqueles estudados por Almeida (1958) em Fernando de Noronha, uma vez que estão sob o mesmo alinhamento.

### 7.5.3 - Intrusivas fissurais

Outras intrusivas fissurais sob a forma de diques são os pegmatitos que ocorrem em direções variadas, com domínio da direção NE, muitas vezes mineralizados, sub-verticais e formando duas áreas de ocorrência, em Itapiuna e em Cristais, ambos pertencentes a Província Pegmatítica do Ceará.

Estes plutões tabulares são visíveis em fotografias aéreas e representam injeções ao longo do sistema

de juntas preexistentes, cujo modelo se enquadra no sistema  
regmático de cisalhamento, principalmente como fraturas de  
tensão.



8 - GEOLOGIA HISTÓRICA

## 8 - GEOLOGIA HISTÓRICA

A área pré-cambriana do Projeto Fortaleza está situada no contexto da denominada região dos "dobramentos caririanos". Os seus terrenos são atribuídos como pertencentes ao Proterozóico, constituídos por complexos gnáissico-migmatítico e migmatítico-granitóide, com culminações graníticas. As datações geocronológicas executadas por Brito Neves (1975b), utilizando-se os métodos K/Ar e Rb/Sr, em rochas da área do projeto, indicam idades da ordem de  $1050 \pm 150$  m.a., para as litologias gnáissico-migmatíticas, e  $1916 \pm 278$  m.a., para as litologias migmatítico-granitóides. Assim sendo, estas áreas mais antigas serviram como prováveis embasamento para as rochas para-metamórficas do Grupo Ceará, as quais são mencionadas como os "sulcos" finais do desenvolvimento geossinclinal, ou "faixas de dobramentos" do ciclo Brasileiro, Brito Neves (op. cit.); atribuídos ao intervalo 650 a 470 m. a.

Durante os trabalhos de mapeamento foram constatadas certas dificuldades em definir a evolução tectogênica das unidades acima consideradas. Na região a sudoeste de Madalena, é reconhecida uma seqüência ectinítica sotoposta ao Grupo Ceará, em contato nitidamente concordante, levando a se supor que talvez correspondam a uma mesma unidade geotectônica compreendendo uma fase de regressão/transgressão que estaria representada pelo horizonte quartzítico, aqui tomado como referência para separar as duas unidades lito-estratigráficas. Nas demais ocorrências, o Grupo Ceará está assentado concordantemente sobre o assoalho gnáissico-migmatítico regional.



Vale ressaltar que todas as sequências do Grupo Ceará não são necessariamente sincrônicas. Com efeito, distingue-se pacotes cuja paragênese indica condições de metamorfismo do tipo de pressões intermediárias e faixas onde os pacotes indicam metamorfismo do tipo de pressões baixas. Isto poderia significar sedimentos contemporâneos metamorfizados em condições diferentes ou sedimentos cronologicamente diferentes.

Um intenso tectonismo de natureza regradênic e tafrogênica ocasionalmente associada, afetou a área estudada semelhantemente aos terrenos definidos como "cinturões móveis" de Anhausser et alii (1969). A reativação das falhas transcorrentes manifestou-se na área investigada durante o Cambro-Ordoviciano, sendo documentada pelas estruturas afundadas que condicionam o "graben de Jaibaras" e, no final ou pós-Devoniano pela reativação da falha Sobral-Pedro II, refletida no graben da região de Santana do Acaraú, preenchido por sedimentos basais da Formação Serra Grande, relacionadas aos estádios de "reativação" de Almeida (1969).

No "graben de Jaibaras" os sedimentos essencialmente imaturos da Formação Massapê, apresentam um grau extremamente baixo de retrabalhamento e constituem o início da sedimentação molássica relacionada à fase póstuma do ciclo Brasileiro de Almeida (1967). O espesso pacote predominantemente pelítico da Formação Pacujá, sobreposto concordante aos psamitos e pséficos basais, representam a sedimentação distal caracterizada por acentuada subsidência da bacia, acompanhada de modificações físico-químicas no ambiente sedimentar, encerrando assim o ciclo molássico continental. Em seguida ocorreu uma fase magmática, caracterizada por rochas extrusivas fissurais, constituindo uma complexa

suíte vulcânica. Posteriormente, uma nova movimentação nos falhamentos transcorrentes está documentada pelos conglomerados da Formação Aprazível, depositados discordantemente sobre os sedimentos inferiores, assinalando o evento final do "estádio de transição" do processo de consolidação desta parte da plataforma, Almeida (op. cit.).

A essa fase de grande instabilidade tectônica, seguiu-se um período de calmaria, sentido pela ausência de diastrofismo, quer rutural, quer plicativo. Os sedimentos relacionados com a "bacia do Meio-Norte", depositados nesta fase, dispõem-se em camadas sub-horizontais, e confinadas ao graben da região de Santana do Acaraú.

A "Bacia Potiguar", referida por Shaller & Sampaio (1968), está também condicionada às estruturas do embasamento cristalino. Uma subsidência no início do Albiano afetou toda a "bacia Potiguar" e depositou os clásticos grosseiros do membro basal estuarino da Formação Açu. Até os níveis mais superiores desta formação, a sedimentação que perdurou até o fim do Cenomaniano, caracterizou-se por uma subsidência lenta e contínua, com mudança no ambiente tipicamente continental (membro médio) para ambiente de mar raso. Com a continuação da subsidência durante todo o Turoniano, o ambiente passou para francamente marinho, com sedimentação carbonática da Formação Jandaíra.

Um período de emersão dos calcários turonianos, assinala um hiato na sedimentação carbonática em tempos coniacianos. Formaram-se neste período pequenas bacias lagunares, com ligações temporárias com o mar, onde foram depositadas camadas evaporíticas (gipsita e celestita) e argilitos intercalados. A sedimentação da "Bacia Potiguar" durou até o Maestrichtiano.

Após a sedimentação da referida bacia, os movimentos epirogênicos expuseram toda a área a processos erosivos até os tempos modernos. Almeida (op. cit.), define estes movimentos relacionados a terceira fase de reativação, chamada de "Wealdeniana". Durante o Oligoceno e Mioceno, ocorreram manifestações vulcânicas alcalinas, contemporâneas com as da ilha de Fernando de Noronha, e vulcânicas básicas, toleíticas, com direção aproximadamente E-W, preenchendo fraturas e referidas por Santos (1968) como "Lineamento Cabugí".

Nas proximidades do Litoral, foi formada uma faixa de tabuleiros, em superfície contínua, representando sedimentos retrabalhados e derivados do embasamento nas porções mais interiores do Continente. Tais coberturas aplainadas, correspondem aos sedimentos do Grupo Barreiras Indiferenciado (TQb) e Coberturas Colúvio-eluviais Indiferenciadas (TQc) e, constituem depósitos correlativo resultantes da degradação das áreas pré-cambrianas.

A continuação dos processos erosivos, contribuiu para o modelado do relevo, estando assim intimamente associada com as últimas oscilações cíclicas da crosta, com reflexo nos níveis de base dos rios mais importantes que drenam a área investigada.



9 - GEOLOGIA ECONÔMICA

## 9 - GEOLOGIA ECONOMICA

### 9.1 - Considerações Preliminares

O Nordeste, em particular o Estado do Ceará, por ser uma região de características predominantemente agrícola, necessita desenvolver o setor mineral, o qual além de despertar o interesse dos principais grupos econômicos, surge como um dos poucos meios realistas capazes de elevar o nível de vida da região mencionada.

Os maciços investimentos realizados pelo DNPM através da CPRM, em pesquisa mineral e mapeamento geológico, estão contribuindo sensivelmente para o conhecimento efetivo da potencialidade geoeconômica do Estado e para a melhoria dos padrões técnicos na mineração.

A indústria extrativa mineral no Estado do Ceará, não ocupa lugar de destaque na produção industrial do Estado, muito embora as perspectivas da produção mineral cearense sejam excelentes. De modo geral, esta indústria em sua grande maioria, se ressentem ainda de uma técnica mais aprimorada nos métodos de lavra e instalações de beneficiamento.

Na área do Projeto Fortaleza, grande parte das ocorrências conhecidas estão paralisadas, verificando-se apenas explorações minerais em bases rudimentares restritas na quase totalidade a garimpagem esporádica.

Em toda a região abrangida pelo Projeto (53.000 km²), a atividade extrativa mineral se restringe atualmente à lavra de amianto, calcário, talco, caulim, diatomito, rubelita, moscovita; a garimpagem esporádica de minerais de pegmatitos, barita, cianita, grafita e vermiculita, e em

fase de pesquisa, o ferro, manganês, urânio e fosfato.

As ocorrências de amianto situam-se nos municípios cearenses de Baturité, Ibaretama, Caucaia, Quixadá, Maranguape e Itapipoca. No momento, encontram-se paralisadas, merecendo destaque apenas o depósito de Caiçara, situado na região de Ibaretama, no qual, a quantidade de minério explorado, chegou a aproximadamente 100 toneladas.

De um modo geral, o processo de lavra é rudimentar, utilizando-se tão somente ferramentas manuais.

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. As zonas mais ricas em calcário situam-se nas regiões de Redenção (Baturité), Sítios Novos (São Gonçalo do Amarante), Lagoa do Mato (sul de Itatira), Caxitoré (Pentecoste), fazenda Barrigas (SSW de Itatira) e fazenda Olho d'Água dos Borges (NW de Itatira). O calcário vem sendo extraído de maneira rudimentar para o fabrico de cal, cuja lavra se processa à céu aberto.

O talco ocorre nos municípios de Caucaia, Quixadá, Ibaretama, Redenção, Aracoiaba e Quixeramobim. Das ocorrências mencionadas apenas duas, situadas no município de Ibaretama, apresentam interesse econômico. A ocorrência de Bom Jardim está em fase de pesquisa, enquanto que a da fazenda Cachoeira, está sendo lavrada, produzindo diariamente uma média de 12 a 13 toneladas de minério bruto.

A maioria das ocorrências de caulim localizam-se nos municípios de Aracoiaba, Cascavel, Guaramiranga e Pacoti. A grande maioria dos depósitos foi requerido pela IASA, estando atualmente paralisados, excetuando-se a mina

Pernambuquinho, que está sendo lavrada para fabrico de azulejos.

Os depósitos de diatomitos são encontrados principalmente na faixa litorânea, especialmente nas folhas Aracati, Fortaleza e Sobral. As reservas de diatomito cadastradas, foram estimadas em aproximadamente 5 milhões de m³. Grande parte deste montante vem sendo consumida para fabrico de tijolos de alvenaria e noutros fins industriais. Qualquer informação mais completa a respeito dos depósitos diatomíferos cadastrados, poderá ser encontrada nos trabalhos específicos de Oliveira & Medeiros (op. cit.) e Ferreira et alii (op. cit.), onde estas ocorrências foram amplamente descritas e estudadas.

A rubelita ocorre no município de Canindé, a qual vem sendo lavrada pela empresa MINEBRAS.

A moscovita ocorre nos municípios de Morada Nova, Russas e Aracoiaba. Os principais garimpos se desenvolvem na região do Açude das Melancias, sendo o produto exportado para o mercado de Governador Valadares.

Os trabalhos de garimpagem dos pegmatitos das regiões de Aracoiaba, Beberibe, Cascavel, Russas e Morada Nova, para extração de minerais como ambligonita, berilo, lepidolita, espodumênio, feldspato, columbita-tantalita, ametista e Quartzo róseo, tem duração efêmera, dependendo exclusivamente do fator climático (nas sêcas os garimpos proliferam nessas áreas), e do preço alcançado pelo minerais - minério do mercado. Entre as ocorrências de minerais de pegmatitos, a ametista se destaca com uma reserva estimada em 120.000 Kg. A garimpagem da vermiculita, barita, cianita e grafita, demonstrou que do ponto de vista mineral, a

grafita é a que apresenta maiores possibilidades econômicas. O ferro, manganês, urânio e fosfato no momento encontram-se em fase de pesquisa, com possibilidades de apresentarem resultados positivos.

## 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: amianto, calcário, talco, caulim, diatomito, rubelita, moscovita, minerais de pegmatitos, barita, cianita, grafita, vermiculita, ferro, manganês, urânio e fosfato. 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.

Tratar-se-á aqui, apenas, dos aspectos ligados à ocorrências e/ou jazidas minerais cadastradas pelo Projeto, dando ênfase aquelas mais promissoras; a descrição individual de todas elas encontra-se nas Fichas de Cadastro de Ocorrências Minerais - Apêndices.



### 9.2.1.1 - Amianto

#### Fichas de Cadastro de Ocorrências nºs 007 a 014

Foram cadastradas oito ocorrências minerais, as quais acham-se localizadas nos municípios de Baturité, Caucaia, Ibaretama, Itapipoca, Maranguape e Quixadá. Tratam-se de depósitos economicamente pouco significativos, pois o amianto extraído é essencialmente do tipo antofilitico, de pouca aceitação no mercado consumidor.

A mineralização desses depósitos está associada à rochas anfibolitizadas e/ou serpentinizadas e à rochas carbonatadas ricas em magnésio. Geneticamente, as rochas anfibolitizadas/serpentinizadas estão relacionadas à ação do metamorfismo regional sobre basitos e ultrabasitos. Contudo, alguns anfibolitos sugerem maior afinidade com rochas calcossilicatadas as quais, juntamente com os amiantos encontrados associados aos calcários, resultam do metamorfismo regional em rochas carbonáticas magnesianas originalmente ricas em alumina.

As rochas asbestiformes estão encaixadas concordantemente em anfibólitos-gnaisses e migmatitos e dentro de calcários, neste caso, fazendo parte do Grupo Ceará ou mesmo bordejando estes parametamorfitos.

O minério é sedoso ao tato, fibroso com fibras curtas, podendo se apresentar ainda com hábito radial. Comumente tem uma coloração variável de branca a amarelada, podendo ocorrer também com tonalidades avermelhadas e castanhas amareladas, porém mais raramente, quando impregnadas de óxido de ferro. As fibras têm comprimento

que variam desde 2 cm até 5 cm, são semi-flexíveis e friáveis. Dentro do corpo mineralizado, as fibras se dispõem tanto paralelamente (slip-fiber) quanto perpendicularmente (cross-fiber) às paredes do minério, ou sem nenhuma direção preferencial (mass-fiber). Através de análises realizadas em algumas amostras da região, Moraes et alii (1973) afirmam que as fibras pertencem, predominantemente, à série antofilita-gedrita, e mais raramente, à série tremolita-actinolita, sendo estas últimas mais frequentes em calcários magnesianos. Estes autores estabelecem ainda uma composição média para os amiantos antofilíticos cearenses (transcrita abaixo) a qual é representativa para os depósitos referidos neste trabalho.

Composição média do amianto 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.)

Em todas as ocorrências estudadas encontram-se agregadas às fibras do amianto muitas impurezas, das quais as mais comuns são quartzo, talco, calcedônia e micas. Estes amiantos prestam-se para o uso de isolantes térmicos e como filtrantes, uma vez que as fibras da antofilita possuem elevada resistência ao ataque dos ácidos e algumas outras substâncias químicas.

A seguir serão descritos os depósitos de Serra Preta, Candeias e Porteiras por serem os de maiores portes, quando serão enfocados sumariamente seus condicionamentos geológicos.

As ocorrências de Serra Preta (n^{os} 007 e 008) estão situadas a sudoeste da cidade de Baturité. O amianto tem cor branca a cinza-esverdeada e se apresenta em agregados colunares do tipo "slip-fiber", ocasionalmente radiados, com fibras sedosas de crisotila, atingindo até 8 cm de comprimento, associadas a actinolita/tremolita. Devido ao espesso regolito não se observaram, com clareza, as relações e características do minério. Contudo, nos blocos dispersos, verifica-se que há uma diminuição do teor de crisotila do centro para as bordas do minério e conseqüente aumento da série actinolita/tremolita. Localmente, na massa mineralizada, aparecem pequenos cristais alongados de epidoto.

As análises de difração do raio X no amianto, realizado em uma amostra (in : Moraes et alii, op. cit.), verificou-se a existência das séries anfófilita-gedrita e tremolita-actinolita em proporções aproximadamente iguais. A composição percentual do minério, obtida através de análise química foi a seguinte:

SiO ₂ _____	57,3
MgO _____	28,0
Al ₂ O ₃ _____	0,9
CaO _____	0,7
Na ₂ O _____	0,1
K ₂ O _____	0,2
FeO _____	3,6
Fe ₂ O ₃ _____	2,0

Umid. _____ 0,09

Total _____ 92,9

Fonte : Moraes et alii (op. cit.)

A grande quantidade de blocos desagregados do minério, segundo direção NNW, ocupa uma extensão de aproximadamente 2 Km, com largura variável de 5 a 10 m. O corpo mineralizado parece constituir uma lente estratiforme, encaixada numa sequência de biotita-gnaiss granadífero com intercalações de delgadas lentes de moscovita-quartzito. O comportamento genético do minério asbestífero pode ser extrapolado de pontos relativamente próximos da ocorrência (sequência metapelítica), sendo sugestiva a idéia de uma origem relacionada ao metamorfismo regional de rochas carbonáticas-magnesianas ricas em alumina.

A viabilidade econômica deste jazimento é discutida devido às condições desfavoráveis de acessibilidade que o mesmo apresenta, situado no topo da serra Preta com cota de 460 m de altitude.

A ocorrência de Candeias (nº 010) está situada a 7 km NNE de Baturité. O minério é do tipo slip-fiber e o mineral-minério principal é a antofilita a qual se apresenta de hábito fibroso e, por vezes, radial, de coloração branca com tons azulados. As fibras são relativamente pequenas (4 cm), sedosas e flexíveis. A análise por difração de raio-X (Moraes et alii, op. cit.) constatou a presença das séries antofilita-gedrita e tremolita-actinolita em proporções equivalentes. No corpo do minério observa-se, contudo, uma intercalação de horizontes de tremolita-actinolita dentro da massa predominantemente antofilítica. As composições percentuais do minério em duas análises químicas foram as

seguintes:

SiO ₂	58,0	58,7	κ
MgO	27,8	28,4	κ
Al ₂ O ₃	1,0	0,9	κ
CaO	0,3	0,7	κ
Na ₂ O	-	0,1	κ
K ₂ O	-	0,09	κ
FeO	7,6	1,2	κ
Fe ₂ O ₃	1,6	2,4	κ
Umid.	-	0,1	κ
Total	-	92,6	κ

κ Fonte : Moraes et alii (op. cit.)

O minério foi identificado petrograficamente como sendo um serpentinito. Sobre o mesmo aparece uma crosta sílico-ferruginosa (canga) avermelhada, resultante de um intenso processo de silicificação e oxidação. A formação do asbesto está ligada ao metamorfismo regional em rochas originalmente básicas-ultrabásicas.

O corpo mineralizado apresenta-se verticalizado e orientado segundo a direção 70°Az, estando encaixado concordantemente em migmatitos. Devido ao extenso capeamento de regolito, somente é visível o bordo setentrional. Nas proximidades do bordo meridional afloram rochas metapelíticas do Grupo Ceará, representadas por xistos, gnaisses e quartzitos com intercalações de lentes de calcários magnesianos. Suas dimensões são reduzidas, tem extensão longitudinal, ao longo da sua direção, de 150 m e largura de 30 m aproximadamente.

Existem, no local do depósito, duas escavações (15 x 7m e 1,5 x 6 m) atualmente abandonadas, com pro

fundidade média de 2 m. O interesse maior desta ocorrência está calcado no fato da mesma poder se constituir num jazimento lenticular bem mais extenso (em forma de rosário), haja vista que na localidade de Candeias do Meio, situada a ESE deste ponto, no mesmo "trend" estrutural, aparece mineralização análoga.

A ocorrência do sítio Porteiras (nº 013) está situada no bordo ocidental da serra do Juá, município de Caucaia. O amianto é do tipo anfífilítico de coloração creme clara a esverdeada, sedoso ao tato, fibroso, com fibras pequenas (até 1 cm) e quebradiças, de arranjo subparalelo - slip fiber - ou radial. O minério é um anfíbolito e tem forma grosseiramente tabular, encaixado concordantemente em migmatitos. Localmente é cortado transversalmente por um veio pegmatóide em cujas zonas de contato aparece uma faixa de 25 cm de espessura, rica em micas. Moraes et alii (op. cit.) relatam a presença de vermiculita nestas zonas laterais do contato pegmatito/minério, com espessura de 1 cm.

O manto de alteração mascarou as relações de contato com as encaixantes e não permitiu estimar a largura do corpo mineralizado. Sua extensão parece atingir cerca de 1,5 km, pelo menos descontinuamente, segundo a direção geral N-S. No setor oriental da serra do Juá, próximo ao riacho Nambi, foram encontradas exposições do mesmo minério. Assim sendo, o anfíbolito parece constituir, à grosso modo, um cinturão descontínuo que rodeia o domo migmatítico do Complexo Tamboril/Santa Quitéria.

Devido estar localizado próximo à Fortaleza e ao condicionamento geológico, este depósito constitui um jazimento de grande viabilidade econômica.

As ocorrências de serrote do Pontudo (nº 011) embora constituam, à luz dos dados atuais, um jazimento de pequena possança, merecem destaque especial pelo seu comportamento estrutural. Constituem três lentes de anfíbolitos dispostas aproximadamente paralelas entre si, mineralizadas com amianto do tipo antófilítico. As extensões longitudinais destas lentes não foram observadas, porém suas espessuras máximas giram em torno de 2 m. Estas lentes localizam-se nas fazendas Caiçara*, Retiro** e Japão*** próximas da carroçável que liga Bonito a São João (distrito de Quixadá), passando pelo serrote do Pontudo, com espessamento de uma para outra de 1 a 1,5 km. Têm direção geral 60°Az, completamente discordantes do "trend" estrutural das rochas encaixantes que é de 135°Az, sugerindo portanto, estarem condicionados a um sistema de fraturas.

Amostras coletadas nestas lentes e analisadas quimicamente, mostraram os seguintes percentuais:

SiO ₂	-	47,4*	-	51,5**	-	33,5***
Al ₂ O ₃	-	4,0	-	3,9	-	4,8
Fe ₂ O ₃	-	2,0	-	2,7	-	5,7
FeO	-	4,7	-	5,7	-	9,4
CaO	-	3,2	-	0,7	-	0,3
MgO	-	27,7	-	27,7	-	21,8
P.F.	-	9,7	-	5,4	-	10,6

Um estudo mais dirigido para estes depósitos poderá fornecer subsídios para futuras pesquisas.

As demais ocorrências são pequenas e desprovidas de interesse econômico. A ocorrência do sítio São Francisco (nº 009) encontra-se atualmente abandonada e suas escavações parcialmente soterradas. Situa-se a 2,7 km de

Maranguape. A ocorrência do sítio Lagoinha (nº 014) está localizada a 13 km ao norte de Itapipoca. O amianto é do tipo antofilita ocorrendo em forma de bolsões de 2 a 10 cm de espessura dentro de lentes em fibras do tipo cross-fiber, longas e quebradiças, associadas a pequenas porções de tremolita-actinolita. O minério está encaixado no Complexo Tamboril/Santa Quitéria. A ocorrência de Candeia do Meio (nº 012) situa-se a 12 km ao norte de Aracoiaba e faz parte da sequência metapelítica do Grupo Ceará. Os resultados das análises químicas efetuadas nas ocorrências de São Francisco* e Lagoinha** estão transcritas abaixo:

SiO ₂	-	55,9*	-	57,4**
Al ₂ O ₃	-	0,9	-	1,5
Fe ₂ O ₃	-	1,8	-	3,8
FeO	-	2,2	-	4,2
CaO	-	0,9	-	0,2
MgO	-	29,3	-	27,2
Na ₂ O	-	0,1	-	0,07
K ₂ O	-	0,2	-	0,06
Umidade	-	0,01	-	1,5
		Total 92,31		95,93

Fonte : Moraes et alii (op. cit.)

Nas áreas onde estão presentes os depósitos aqui discutidos, dominam as facies epidoto-anfibolito e anfibolito, segundo o conceito de Miyashiro (1975). Os corpos básicos e ultrabásicos encontrados são principalmente representados por anfibolitos e piroxenitos, de pequenas dimensões, concordantes ou não com as rochas encaixantes.

Gabrielse (1960), em estudos realizados nos depósitos asbestiformes de Cassiar, Nordeste de British Co-



lumbia, relacionou a recristalização dos serpentinitos a uma combinação de serpentização, fraturamento e metamorfismo. Neste caso, o metamorfismo atuante nas rochas ultramáficas (piroxênio-andesitos ou basaltos) é do tipo facies xistos verdes, cujo processo teve início com a intrusão de um maciço granítico, o qual desencadeou uma série de fraturamentos por onde penetraram as soluções hidrotermais silicatadas responsáveis pela serpentização.

Proud & Osborne (1951) estudando os depósitos de Woodsreef, em Sydney, Austrália, concluíram que o aumento da fibra da crisotilã naqueles depósitos, deveu-se à duração da temperatura atuante nas rochas ultrabásicas (dunitos), presença de soluções hidrotermais estranhas à natureza da rocha e ambientes de "stress" envolvendo torsão e concomitante tensão. Verificaram também que o tamanho das fibras eram menores nas fraturas espessadas.

Com estes dois exemplos, conclui-se que para a formação do asbesto nas rochas básicas e ultrabásicas é fundamental existir uma fase de "stress" que possibilite a penetração de soluções hidrotermais e conseqüente autometamorfismo. Miyashiro (op. cit.) acredita que se o metamorfismo regional for acompanhado por metassomatose ou diferenciação metamórfica em rochas calcárias magnesianas ricas em  $Al_2O_3$ , pode resultar em anfibólitos análogos aos de origem ígnea. Tremolita e lentes de anfibólito têm sido amplamente encontrados nos calcários da área em estudo.

### 9.2.2.2 - Barita

#### Fichas de Cadastro de Ocorrências nº 015 e 016

São conhecidas duas ocorrências de barita na área do projeto, de dimensões reduzidas, situadas nos municípios de Caridade e Quixeramobim.

A barita ocorre associada a veios de quartzo preenchendo fraturas, encaixados em rochas gnáissicas.

A ocorrência de Carnaubinha (nº 015) dista 18 km a leste do distrito de Inhaporanga, município de Caridade, estando localizada na borda noroeste da serra de Baturité. Constitue-se de um veio verticalizado, composto de barita e quartzo, com uma possança de 2,5 m. O veio tem forma grosseiramente tabular, estando orientado segundo a direção aproximada N-S, mergulhando cerca de 17° para leste. Apresenta uma extensão longitudinal da ordem de 2 km. Regionalmente dominam rochas gnáissicas, com evidências de intensa movimentação tectônica.

A barita é de cor branco leitosa, ocorrendo sob a forma de agregados granulares em meio a massa quartzosa. Observou-se também barita de cor amarronzada, impregnada de óxido de ferro. A massa mineralizada possui uma espessura estimada de 0,5 m, podendo localmente apresentar dimensões maiores. Segundo Pouchain - 1962 (in: Moraes et alii, 1973), técnicos do DNPM concluíram, através de dados de dois furos de sonda, que o veio não apresenta continuidade em profundidade. Contudo, segundo o proprietário, Sr. José Parente Cavalcante, foi feita uma escavação, que atingiu 35 m de profundidade, para extração do minério. Na época

ca do cadastramento, o garimpo encontrava-se paralisado e as escavações parcialmente soterradas.

A ocorrência de Lagoa do Senador (nº 016) está situada a 11 km WNW do distrito de Madalena, município de Quixeramobim, precisamente na localidade de Riacho do Juá.

Trata-se de um veio de quartzo contendo barita, encaixado em biotita-gnaiss cataclasado e sub-horizontalizado, com direção aproximada de  $170^{\circ}$  Az. A região caracteriza-se por intensos dobramentos e fraturamentos, com injeções de veios de veios de quartzo pegmatóides.

No local foram feitas várias escavações paralelas entre si e dispostas longitudinalmente em relação ao veio, encontrando-se atualmente paralisadas. Segundo Souza (1969) e Moraes et alii (1973), a barita é branca, de brilho resinoso, com alto grau de pureza, estando associada a quartzo, formando agregados granulares. As arestas dos cristais atingem 3-4 cm de comprimento e apresenta, não raro, exalação de odor característico. Análise química de uma revelou os seguintes percentuais:

BaO	-	62,7	
SO ₃	-	32,7	Fonte: Moraes et alii (op.cit).

A potência do veio de barita foi estimada em 30-40 cm por Moraes et alii (op. cit.), apresentando o mesmo, direção E-W e mergulho sub-vertical. Souza (op. cit.) acredita que o veio se prolongue para W até uns 2 km, salientando ainda que há possibilidade do mesmo se aprofundar naquela direção. Durante o cadastramento, observou-se que as reservas do veio, no local da ocorrência, estão praticamente exauridas.

### 9.2.3 - Calcário

Fichas de Cadastro de Ocorrência n^os 057 a 180

Os depósitos cadastrados, cerca de 124, estão situados em 25 municípios cearenses. Diante deste número de ocorrências cadastradas, o calcário constitui o minério dominante na área do Projeto Fortaleza.

Sua presença é marcante em todas as folhas da área mapeada, sendo mais frequentes, todavia, na chapada do Apodi, nas sequências metapelíticas que constituem o Grupo Ceará e nas faixas intensamente dobradas do Complexo Caiçó.

Os calcários da chapada do Apodi, representados pelos n^os 063, 064 e 095, são sedimentares, de cor esbranquiçado e amarelados, granulação fina a média, maciços, estratificados, fossilíferos, mostrando localmente impurezas de argila e opacos. Os calcários metamórficos, pré-cambrianos, apresentam um teor em MgO e CaO bastante variável dentro de uma mesma lente. Via de regra são esbranquiçados, cinzas, amarelados ou ainda, localmente, róseos, de granulação fina a grosseira, granular, maciço, lenticular, lenticular, mostrando impurezas de mica, anfibólio, tremolita, actinolita e opacos. A espessura das lentes mineralizadas varia desde pouco centímetros até dezenas de metros.

As zonas mais ricas em calcário estão situadas nas regiões de Redenção (Baturité), Sítios Novos (São Gonçalo do Amarante), Lagoa do Mato (sul de Itatira), Caxitoré (Pentecostes), Fazenda Barrigas (SSW de Itatira) e Fazenda Olho d'Água dos Borges (NW de Itatira).

Estas zonas mais ricas em calcários estão frequentemente relacionadas à estruturas sinclinais ou sinfor mes. Quando encontrados dentro das unidades do Grupo Ceará, os calcários estão situados predominantemente no topo da sequência ou encaixados nos metapelitos. De uma maneira geral estas rochas carbonáticas estão associadas a anfibólio-gnaisses, estando encaixados numa sequência constituída por gnaisses com intercalações de quartzitos e, algumas vezes, xistos.

Na região de Redenção as lentes calcárias formam cristas orientadas segundo a direção SW-NE, as quais, constituem escarpas de até 20 metros de altura com aproximadamente 200 metros de largura e extensão superior a 2 km. Grande parte do minério desta região está em vias de exploração, cuja lavra se processa à céu aberto, sendo o desmonte facilitado pela força da gravidade. As ocorrências de Caixitoré têm um comportamento mais ou menos similar às de Redenção.

A seguir são mostrados os resultados percentuais de análises comerciais feitas com os calcários desta região:

Nº da Ocor.	CaO	MgO	RI
080	28,3	20,6	5,2
085	28,4	20,9	2,6
122	29,2	20,2	4,9
123	27,7	16,3	16,2
124	32,0	19,3	1,3
125	29,7	21,4	1,9

Em Sítios Novos o calcário se apresenta constituindo lentes delgadas, interestratificadas com lentes de

quartzito e/ou anfibolito. As lentes mineralizadas são de pequenas extensões estando, em quase sua totalidade exauridas na superfície, carecendo portanto de escavações em profundidade para sua lavra. Estes depósitos, em termos estruturais, são similares aos encontrados na região de Lagoa do Mato.

Os calcários das fazendas Barrigas e Olho d'Água do Borges são relativamente mais puros, com teores mais elevados de CaO do que os calcários encontrados naquelas regiões supra-citadas e, também, mostram-se potencialmente bem promissores. Estes depósitos estão situados em estruturas sinformes. Análises químicas destes calcários apresentaram os seguintes resultados percentuais:

Nº da ocor. cadastrada	CaO	MgO	RI
068	29,1	19,2	6,5
069	27,6	16,6	1,6
101	54,0	0,5	0,9

O calcário metamórfico está limitado às zonas de metamorfismo de fácies anfibolito, não tendo sido encontrado nos núcleos mais granitizados, como por exemplo, no Complexo Tamboril/Santa Quitéria. A gênese destes calcários tem sido atribuída à atuação do metamorfismo regional em rochas sedimentares carbonatadas.

Do exposto, conclui-se que são vultosas as reservas de calcários no Estado do Ceará, cujo minério ou parte do mesmo, já está sendo aproveitado para fertilizantes, como corretivos para solos, britas, produtos químicos, cal virgem, os quais também poderão ser utilizados na siderurgia e no fabrico de cimento.

#### 9.2.4 - Caulim

Fichas de cadastro de ocorrência n^o 181 a 191

As ocorrências de caulim, com exceção das de n^{os} 184, 194 e 195, que estão situadas nos municípios de Aracoiaba e Cascavel, estão localizadas na Serra de Baturité, nos municípios de Guaramiranga e Pacoti.

Os caulins são residuais, derivados do intemperismo químico dos núcleos de feldspato alcalino de origem pegmatítica. De um modo geral, o material caulínico tem cor branca a branca-amarelada, de granulação fina a média, é friável e, geralmente, com baixo teor em ferro, apresentando macroscopicamente impurezas de sílica e palhetas de moscovita ou ainda, mais raramente, afrisita e columbotantalita.

Muito raramente aparecem bolsões de caulins sem impurezas. Nas localidades de serrote Bebedouro (n^o 184), Alto alegre (n^o 190) e sítio Alto Alegre (n^o 191) foram encontrados bolsões de caulim de boa qualidade. Trata-se de um material de cor branca, brilho sedoso, macio, de granulação fina e, aparentemente, sem impureza alguma. Não se conhece, todavia, a extensão dos corpos, os quais já foram trabalhados, estando no momento paralisados.

Nos depósitos de caulim da serra do Baturité são também encontrados pequenos bolsões puros. Contudo, em sua grande maioria, o material apresenta impurezas de mica, grãos de quartzo e feldspato. A presença dos grãos de feldspato, em algumas ocorrências, mostra que tais jazidas não foram ainda completamente intemperizadas. Nos depósitos de

Pernambuquinho (nº 186), Correntinho (nº 187) e Brejinho (nº 188), o minério caulínico é resultante de uma mistura de caulim primário, de origem pegmatítica e caulim secundário, proveniente da alteração do quartzito arcoseano local. Daí, nestas jazidas, o material ser impuro, rico em grãos de quartzo e palhetas de moscovita. Por outro lado, estes depósitos podem constituir jazidas inesgotáveis.

A grande maioria dos depósitos de Baturité foi requerida pela IASA, os quais estão atualmente paralizados, parcialmente soterrados e abandonados, excetuando-se a mina Pernambuquinho, que está sendo lavrada por esta empresa para fabrico de azulejos. Estes depósitos encontram-se em sua maioria entulhados ou cobertos por capeamentos de regolito superior a 2 metros (serra de Baturité) encarecendo, desta forma, o beneficiamento dos mesmos.

As impurezas têm constituído um fator restritivo ao emprego dos caulins como material de base para cerâmica de primeira classe.

#### 9.2.5 - Cianita

Ficha de cadastro de ocorrência nº 192

Esta ocorrência de cianita está localizada à 29 km de Sobral, à SSE desta cidade, na localidade de Trapiá.

A cianita se apresenta em prismas alongados, de até 3 cm de comprimento, de cor esverdeada e azulada, translúcidos, dispersos aleatoriamente no biotita-gnaíse granadífero, onde chegam a formar concentrações de cristais isolados ou agregados. Localmente, aparecem associados a



veios de quartzo.

Inúmeras análises petrográficas realizadas em amostras individualizadas, de localidades diferentes na área do projeto, revelaram a presença dos polimorfos andaluzita, cianita e sillimanita, isolados ou associados. Na folha Quixadá verificou-se a presença dominante da cianita - sillimanita, tornando-se mais frequente em direção ao maciço do Complexo Tamboril/Santa Quitéria.

É ainda pouco conhecido o mecanismo de formação da cianita dentro das rochas metapelíticas. Contudo, Miyashiro (1975) cita a presença deste mineral, bem como da sillimanita, dentro das facies anfíbolito de metamorfismo de média a alta pressão, de baixas a altas temperaturas, e ainda em algumas auréolas de metamorfismo. Este autor relaciona, também, a origem destes minerais ao metamorfismo de rochas portadoras de  $Al_2SiO_5$ , sendo a sillimanita um polimorfo oriundo da cianita ou andaluzita.

A ocorrência estudada constitui uma concentração derivada do metamorfismo regional. É muito embora esta não seja promissora do ponto de vista econômico, poderá, contudo, servir de guia para futuras prospecções naquela mesma região. A prospecção com este objetivo deverá se proceder em sentido transversal ao zoneamento das fácies, dando especial atenção às zonas de transição de rochas que sofreram maior temperatura quer ligada a granitização quer a fraturamento.

### 9.2.6 - Diatomito

Os diatomitos constituem numerosos depósitos, encontrados principalmente na faixa litorânea, restritos às folhas Aracati, Fortaleza e Sobral (escala 1:250.000).

Nos projetos Diatomito/Argila (Oliveira & Medeiros, 1975) e Diatomito (Ferreira et alii, 1975) foram cadastradas 136 ocorrências de diatomito, através de estudos de sondagens de córregos e lagoas. Destas, apenas as mais importantes, foram plotadas nos mapas geológicos, anexos.

O diatomito exhibe cores marrom escuro, cinza escuro ou negro, eventualmente com tons amarelados, brancos e avermelhados, podendo apresentar delgados horizontes de matéria orgânica intercalados. Este material, quando seco e sem impureza de matéria orgânica ou óxido de ferro, torna-se leve e branco. As análises químicas revelaram, em mais de 80% dos depósitos, teores de sílica superiores a 58%, valores estes compatíveis com os percentuais das grandes reservas mundialmente conhecidas.

Segundo Oliveira & Medeiros (op. cit.), os diatomitos repousam diretamente sobre o embasamento cristalino, argilas residuais, sedimentos areno-argilosos do Grupo Barreiras, ou ainda, sobre areias de dunas fossilizadas. Por outro lado, podem, também estar cobertos por areias e argilas ou formando intercalações com estes sedimentos. Os depósitos são lenticulares, geralmente situados em lagoas de água doce (pH = 4,5 a 6,5) e, mais raramente, em córregos. Contudo, em sua maioria, estes jazimentos estão cobertos por água, não permitindo, portanto, ao observador, um contato direto com afloramentos do minério, se não atra

vés de sondagens.

O diatomito resulta da deposição de algas diatomáceas microscópicas. O desenvolvimento das diatomáceas pode acontecer em ambientes fechados, de água doce, salgada ou salobra, especialmente em baixadas ou terrenos lagunares relacionados com sedimentos. Especialistas no assunto acreditam que o silício das diatomáceas são provenientes da decomposição de argilas caulínicas, por via biológica, cujo processo se desenvolve em função do pH, considerado ótimo entre 7,8 e 8,8, fotossíntese, oxidação da água e temperatura do meio ambiente, sendo esta favorável entre 15° e 30° C. Do exposto, conclui-se que a área, especialmente, a faixa litorânea, apresenta condições para formação de diatomitos, conforme já foi demonstrado em trabalhos específicos anteriormente citados, onde se constatou uma grande incidência destes depósitos.

As reservas de diatomito, cadastradas (In: Ferreira et alii, op.cit.), foram estimadas em aproximadamente 5 milhões de m³. Desse montante, grande parte vem sendo consumida para fabrico de tijolos de alvenaria e noutros fins industriais.

Outros depósitos, que por ventura ocorram fora dos limites das áreas estudadas pelos dois projetos supra-citados, não puderam ser cadastradas, desta feita haja vista a tecnologia necessária para o estudo de tais jazimentos, cuja sistemática foge aos objetivos para que se propôs o Projeto Fortaleza.

Informação mais completa à respeito dos depósitos diatomíferos cadastrados, poderá ser encontrada nos trabalhos específicos de Oliveira & Medeiros (op. cit.) e

Ferreira et alii (op. cit.), onde estas ocorrências foram amplamente descritas e estudadas.

### 9.2.7 - Ferro

Fichas de Cadastro de Ocorrências nºs 199 a 203

Dentre as ocorrências de ferro cadastradas, quatro encontram-se inseridas no complexo migmatítico-granitóide Tamboril/Santa Quitéria, recebendo as seguintes toponímias: fazenda Macacos, fazenda Manutença, Quieto e fazenda Novo Recreio. Apenas a ocorrência da fazenda Jaçanã acha-se circundada por gnaisses do Complexo Caicó. São em geral ocorrências de pequeno porte, sem aparente expressão econômica, apresentando-se em seixos e blocos dispersos em superfície. As ocorrências da fazenda Macacos (nº 199) e fazenda Manutença (nº 200), parecem ter origem ligada a segregação magnética, enquanto as demais acham-se associadas a quartzito ferrífero, itabirito, encaixado concordantemente na sequência regional. Nestas últimas verifica-se a alternância de leitos milimétricos de hematita (especularita) e magnetita com leitos quartzosos de textura sacaroidal. Como ocorrência mais expressiva destaca-se a da fazenda Manutença (nº 200), a qual será abordada isoladamente.

A ocorrência da fazenda Manutença localiza-se no município de Santa Quitéria, cerca de 12 km ao norte do distrito de Catunda. Apresenta-se sob a forma de blocos e pequenos afloramentos do minério, abrangendo uma área de 15.000 m², com eixo maior medindo cerca de 300 m, alinhado segundo a direção N-S. O minério aflorante mostra-se bastante fraturado, com blocos basculados, parcialmente coberto por solo areno-argiloso castanho avermelhado. Trata-

se de minério maciço, de coloração castanha, densidade média a alta, constituído por agregado de pequenos cristais de magnetita e hematita (especularita). Não foi possível registrar a relação do minério com a encaixante.

### 9.2.8 - Grafita

#### Fichas de Cadastro de Ocorrências nºs 204 a 206

As ocorrências de grafita cadastradas foram em número de três, situadas nos municípios de Capistrano, Irauçuba e Itapiuna, Estado do Ceará. Segundo Moraes et alii (op.cit.), estas ocorrências apresentam teores que variam de 30 a 80% de grafita.

A grafita é untuosa ao tato, macia, tem cor cinza aço e apresenta-se em palhetas com diâmetros que variam de milímetros até 1 cm, com brilho sub-metálico. As palhetas ocorrem disseminadas no minério em minúsculas partículas ou constituem leitos interfoliados com escamas de grafita quase pura, paralelas à xistosidade da rocha hospedeira. Geralmente está associada a impurezas de quartzo, feldspato, moscovita e biotita.

O minério ocorre sob a forma de bolsões ou lentes interestratificadas no complexo migmatítico - gnáissico ou ainda em gnaisses xistosos. Tem sua origem ligada à atuação do metamorfismo regional em rochas pelíticas ricas em matéria orgânica.

A ocorrência de riacho das Lages (nº 204) está situada a 19 km de Aracoiaba, a sudeste desta cidade, próxima ao povoado de Pedra Branca. A grafita ocorre disseminada, onde as maiores concentrações de pequenas palhetas formam bolsões (ore shoots) lenticulares encaixados concordantemente em biotita-gnaisses bastante decomposto e verticalizado, com direção de 40° Az. Segundo Moraes et alii (op. cit.), nestes "ore shoots" o teor de grafita é da or

ordem de 80%. Análise química de uma amostra coletada em uma antiga escavação revelou o seguinte percentual:

Carbono Fixo	-	27,6
Cinzas	-	64,5
matéria volátil	-	4,0
Umidade	-	3,9
Total	_____	100,0

Fonte : Moraes et alii (op. cit.)

Este depósito foi pesquisado pela firma Indústria e Comércio Nordestina de Minérios Ltda., cujos trabalhos estão paralisados e abandonados. A área de ocorrência mede cerca de 100 m², porém a 300 m ao sul foi observada uma delgada lente de grafita com dimensões de 1,5 x 0,5 m, associada a um veio pegmatóide concordantemente encaixado em biotita-gnaïsse.

A ocorrência da fazenda Cachoeira (nº 205) localiza-se a 37 km a oeste da cidade de Canindé. A grafita é lamelar ocorrendo em horizontes quase puros, chegando a constituir lentes interligadas em forma de rosário, encaixadas em sillimanita-granada-biotita-gnaïsse. O minério ocorre em vários locais na encosta da serra Redonda, distribuído aleatoriamente tanto horizontal quanto verticalmente. Este depósito foi pesquisado pela JOEMA-Indústria, Comércio e Exportação Ltda., cujos trabalhos foram restritos à área mais acessível que compreende uma faixa de aproximadamente 300 x 200 m², encontrando-se no momento abandonada.

Superficialmente, o material grafitoso é mole, decomposto, exibindo leitões interfoliados que se descamam, com teor de grafita da ordem de 50%. Em três amostras analisadas deste minério, obtiveram-se os seguintes resul

tados:

Fe ₂ O ₂	1,0	1,0	1,0
FeO	2,3	2,1	2,2
Carbono fixo	37,2	32,3	30,9
Cinzas	60,0	65,3	65,0
Matéria volátil	2,0	1,8	3,1
Umidade	0,8	0,6	1,0

Fonte : Moraes et alii (op. cit.)

Do ponto de vista econômico, este depósito parece ser promissor, porém devem ser ponderadas as más condições de acessibilidade e a distribuição esporádica de lentes grafitosas.

Miyashiro (1965) admite que a presença de grafita em zona da sillimanita da facies anfibolito deve constituir um resquício que sobreviveu ao aumento de temperatura durante os processos de metamorfismo. Deste modo, se for comprovado um grau metamórfico similar ao discutido, para a região da fazenda Cachoeira, a mesma adquire um caráter negativo como área prospectiva de outras ocorrências de grafita.

A ocorrência da fazenda Caiçaras (nº 206) está situada a 22 km de Itapiúna, a sudoeste desta cidade. A grafita é lamelar ocorrendo disseminada dentro do minério de forma lenticular encaixado em biotita-gnaissse alterado. Em termos regionais, todavia, a rocha dominante é um migmatito com "trend" N-S.

A área de exposição do minério grafitoso não foi dimensionada face ao grande manto de regolito que a recobre. Moraes et alii (op. cit.) estima o teor em grafita na ordem de 30%, dado obtido da observação em uma escava



ção. Uma análise química do minério constatou os seguintes percentuais.

Fe ₂ O ₃	0,3
FeO	2,6
Carbono fixo	29,4
Cinzas	63,2
Matéria volátil	4,6
Umidade	2,8

Miyashiro (1975) estudando a sequência da formação da grafita, concluiu que este mineral atinge sua completa cristalização nos ambientes metamórficos situados entre as facies epidoto-anfibolito e anfibolito. Desta forma, as regiões das ocorrências de Cachoeira e Caiçaras, apresentando estas características metamórficas, constituem-se uma área prospectiva em potencial, dando-se ênfase toda via, às zonas de rochas xistosas ricas em mica, anfibólio e carbonatos.

### 9.2.9 - Manganês

Fichas de cadastro de ocorrências n^os. 208 a 248

Foram cadastradas quarenta e uma ocorrência de manganês, das quais dez se destacam pela área registrada em superfície. Estas últimas serão objetos de estudos mais detalhados, enquanto as demais, mesmo com a eventual possibilidade de, no futuro, se tornarem grandes jazimentos, foram negligenciadas, já vista, no momento, apresentarem reduzida área de afloramento em decorrência dos capeamentos terciário/quaternários.

Verificou-se, regionalmente, três áreas de concentração das ocorrências estudadas cujas áreas acham-se distribuídas nas folhas Aracati e Sobral (escala 1:250.000).

A mineralização do manganês parece estar ligada ao metamorfismo regional, constituindo corpos estratiformes intercalados na sequência gnáissica da fácies almandina-anfibolito, pertencente ao Complexo Caicó. A associação esperssartita-quartzo foi constatada na maioria das ocorrências, de forma similar às ocorrências de manganês em terrenos cristalinos da Índia, denotados por "gondito", termo introduzido por Fermor (1909) (In: Stanton, 1972), para designar originalmente a referida associação.

Gonçalves & Serfaty (1976), referem-se ao depósito gondítico como um tipo originalmente sedimentar que foi submetido a metamorfismo e eventual enriquecimento supergênico posterior, desenvolvido a profundidades variáveis.

Depósitos desse tipo são responsáveis por 7,46% das reservas mundiais, excetuando-se os depósitos pou

co. estudados da Índia, segundo Wissink, 1972 (In : Gonçalves & Serfaty, op. cit.). Esses dois últimos autores definem como do tipo gondito os depósitos da região de Lafaiete ( M. G.) e estimam as reservas brasileiras de manganês em 250 milhões de toneladas, incluindo desde minério de alto teor até protominérios.

A descrição das ocorrências cadastradas por áreas de concentração deve-se unicamente ao agrupamento das mesmas, excluindo-se qualquer conotação da ambiência geológica. É possível, portanto, ter-se cadastrado ocorrências em locais de concentração mecânica, não tendo sido possível individualizar as mesmas por encontrarem-se mascaradas pelas coberturas arenosas. Admite-se a existência de depósitos dos tipos: "grauzon" de rolamentos e "bouldercrops" descritos por Van Dorr II et alii, em 1950, ao estudar a jazida de serra do Navio, Amapá.

Depósitos tipo "grauzon" originam-se do horizonte manganífero sobre o qual jazem, pelo ataque das rochas manganíferas por ácidos orgânicos. A percolação das soluções resultantes leva à formação de nódulos de manganês no solo que capeia o horizonte mineralizado. Esses nódulos apresentam-se, em geral, friáveis, com coloração castanha escura a negra, porosos, com ocasionais núcleos esferoidais endurecidos. O termo origina-se dos depósitos cubanos desse tipo.

Os depósitos de rolamentos têm sua origem associada ao fenômeno de deslocamento por gravidade e concomitante enriquecimento intempérico, não mantendo qualquer relação genética com o embasamento cristalino sobre o qual repousam.

O termo "bouldercrop" foi introduzido para caracterizar os depósitos de "boulders" concentrados nas proxi

midades da rocha que lhes deu origem. Sua introdução deve-se à intenção de distinguir tais depósitos dos de rolamento.

A seguir serão tratados individualmente cada área de concentração de ocorrências, incluindo a descrição pormenorizada segundo a ordem de prioridade decrescente dos principais depósitos, classificados de acordo com a superfície aflorante.

A região mais expressiva acha-se localizada na porção central da folha Aracati, constituindo uma faixa de cerca de 5 km de largura de 45 km de extensão, alinhado concordantemente segundo o "trend" regional de direção NNE-SSW. Litologicamente, esta faixa caracteriza-se por apresentar metamorfitos do Complexo Caicó parcialmente recoberto pelos clásticos do Grupo Barreiras. A área abrange os municípios de Pacajus e Aracoiaba, interceptando as rodovias pavimentadas BR-116 e BR-122 à altura do entroncamento das duas, na localidade de Triângulo. A área é servida por energia elétrica com linhas de baixa tensão em vários pontos, e linha de alta tensão da CHESF que lhe é sub-paralela distando cerca de 3 km. De uma maneira geral as condições hidrologicas são regulares, sendo a área cortada pelo rio Choró. O porto mais próximo localiza-se em Fortaleza, distando no máximo 80 km das ocorrências situadas nos extremos mais meridionais.

Merecem destaque as ocorrências descritas nas fichas de cadastramento de números 218, 220, 221 e 226.

A ocorrência de Baixa do Miguel (nº 218) dista cerca de 1 km da BR-122. Neste local tem-se três elevações com altitude máxima de 100 m e desnível médio de 5 m, alinhados concordantemente com a estrutura regional. Essas

elevações são sub-paralelas, mantendo um espaçamento entre si de poucas centenas de metros. A sudoeste da elevação mais oriental tem-se uma cascalheira mais ou menos na cota 80 m, onde se observam inúmeros matacões de aspecto poroso, cor castanha escura, englobados parcial ou totalmente por material argiloso, laranja avermelhado, rico em pequenas concreções de óxido de manganês, podendo tratar-se de um depósito do tipo "bouldercrop". Nas elevações verificam-se pequenos blocos de minério negro, maciço, com hábito terroso, deixando nas mãos a cor castanha escura a negra característica dos óxidos de manganês. Matacões deslocados ocorrem ao sul da elevação ocidental, revelando um minério maciço com brilho sub-metálico de densidade média, aparentemente mais pobre em sílica que os blocos descritos anteriormente. Nesta ocorrência, como nas demais verificam-se frequentes leitões de enriquecimento com eflorescência metálica azulada. Não se pôde precisar a área da ocorrência devido a densa vegetação que a recobre supondo-se ser maior que 10.000 m².

A ocorrência de Deserto (nº 220) localiza-se no município de Aracoiaba, a cerca de 4 km para sudeste da localidade homônima, na BR-122. O minério ocorre em blocos dispersos em superfície e no horizonte pouco espesso de sedimentos terciários/quaternários. Neste local observam-se manchas isoladas em superfície, de contorno irregular, ricas em concreções de óxido de manganês, decerto com algum teor em óxido de ferro, dispersas no material argiloso avermelhado, contrastando com a área quartzosa das coberturas. No topo de diminuta elevação, verificaram-se blocos e matacões ocupando uma área superior a 200 m². Trata-se de minério castanho escuro a negro, com hábito terroso, pulverulen

to, revelando elevado teor em sílica. Registrou-se a típica associação espessartita-quartzo, tendo-se coletado blocos constituídos quase que exclusivamente por espessartita. A área já foi pesquisada pela ICOMI em 1974, e apresenta uma densa rede de poços para pesquisa, parcialmente entulhados, camuflados por vegetação arbustiva densa, englobando uma área superior a 10.000 m². Esta ocorrência juntamente com a anterior constitui um "trend" mineralizado concordante com o regional NNE, cuja extensão ultrapassa 7 km.

A ocorrência de Lagoa dos Porcos (nº 221) acha-se quase completamente coberta por um horizonte arenoso com espessura média de 3 m, apresentando uma superfície plainada. Esta área foi também pesquisada pela ICOMI em 1974, evidenciando-se uma rede de poços com espaçamento de 25 m, em linhas equidistantes separadas por 50 m. Não se pode reconstituir a disposição dos furos de sondagem rotativa executados pela referida empresa. Verificou-se, nos poços, que o minério começa a ocorrer em blocos dispersos no material argiloso de intemperismo, típico dos corpos mineralizados estudados. São blocos angulosos, castanhos escuros a negros, maciços, de brilho semi-metálico, apresentando densidade média a elevada, com aparente dominância de pirolusita e silicatos de manganês. Não se pôde definir a relação minério/encaixante devido ao parcial entulhamento dos poços. Constatou-se no entanto que o topo do corpo mineralizado encontra-se a uma profundidade média de 5 m. A área pesquisada parece ser da ordem de 15.000 m². É possível que venha a tratar-se de um depósito do tipo gondítico, subordinado a estrutura regional.

A ocorrência de Lagoa da Pedra (nº 226) localiza-se no município de Pacajus. O minério apresenta-se ter

roso, ocasionalmente botrioidal, em geral maciço, exibindo coloração castanha escura a negra, pulverulento, e grafitoso. É evidente a associação espessartita-quartzo. O corpo mineralizado mostra-se concordante com a sequência gnáissica encaixante, tendo-se registrado mergulho variável para  $110^{\circ}$  Az. Localmente observaram-se delgadas injeções quartzosas cortando o corpo mineralizado. Esta ocorrência foi pesquisada pela ICOMI, em 1974.

Uma menor concentração de ocorrências é verificada a cerca de 5 km ao norte da vila de Bonhu, no setor centro-sul da folha Aracati. Esta área compõem-se de concentrações de três ocorrências separadas de no máximo 10 km. Duas delas à noroeste de Bonhu, parecem manter íntima relação estrutural, onde o manganês ocorre aparentemente subordinado à estrutura regional de direção geral NE-SW. A outra ocorrência localiza-se a nordeste de Bonhu, distando aproximadamente 8 km da localidade Pedra, na BR-116. Estruturalmente, encontra-se no flanco ocidental de estrutura sinforme com caimento sul e vergência para sudeste. As condições hidrologicas são boas, haja vista a proximidade do açude público Santo Antonio de Russas. A via de acesso pavimentada, BR-116, dista no máximo 25 km da ocorrência mais distante. A região é dotada de rede elétrica trifásica de alta voltagem que supre as fazendas Melancias e Gondim. As citadas ocorrências foram cadastradas nas fichas de números: 217, 230 e 238. Em virtude da reduzida área de afloramento, não excedendo  $5.00 \text{ m}^2$ , essas ocorrências não serão detalhadas, limitando-se ao cadastro individual normal. Essa área caracteriza-se pela associação manganês-ferro, apresentando um minério de densidade mais elevada, de aspecto maciço, com brilho semi-metálico e esporadicamente metálico, ocorrendo

em blocos dispersos na superfície e em solo de intemperismo argiloso de coloração castanha a negra.

Na extremidade sudeste do açude público Pen-tecoste, localiza-se outra área de concentração de ocorrências de manganês. Dista cerca de 25 km da cidade de Pentecoste, a qual é ligada à BR-222 por estrada vicinal pavimentada. As condições hidrológicas são boas devido a relativa proximidade do aludido açude. A rede elétrica de alta tensão da CHESF, chega apenas à cidade.

Nesta área foram registradas três ocorrências com fortes similitudes ao manganês da região Aracoiaba - Pacajus. Tais ocorrências acham-se cadastradas sob os números: 243, 244 e 245. Os estudos de campo levam a supô-los como depósitos gondíticos, vindo reforçar essa hipótese o aparente controle estrutural a que encontram-se submetidos.

Destacam-se as ocorrências Maranata e fazenda Oriente, separadas por cerca de 3 km, encaixadas em metamorfismos dobrados do Complexo Caicó.

A ocorrência de Maranata (nº 243), apresenta um minério de manganês, maciço, de cor castanha escura a negra exibindo-se em blocos e matacões, dispersos em uma área de 800 m², grosseiramente alinhados segundo a direção N 10° E. Neste local não foi observado vestígios da rocha encaixante. O minério é grafitoso, com evidentes indícios da associação espessartita-quartzo. Análise química de uma amostra desse minério, revelou teores de 15,8% MnO e 32,3% de SiO₂.

Na ocorrência da fazenda Oriente (nº 244) o minério acha-se encaixado concordantemente na sequência gnáissica regional, assumindo atitude de 50°/150° Az. Em



superfície tem-se blocos e matacões do minério dispersos em uma área de aproximadamente 8000 m². Trata-se de minério a parentemente rico em sílica com algum teor em ferro, notando-se presença de espessartita e delgados leitos de enriquecimento de coloração negra-azulada, distinguindo-se do minério maciço de cor castanha escura.

Como no caso anterior, a pirolusita é prova velmente o óxido dominante, o mesmo acontecendo com a rodonita e espessartita como silicatos essenciais.

Será abordada isoladamente a ocorrência Itacima (nº 216), localizando-se no distrito de Itacima, região de Baturité. O destaque deve-se à potencialidade e teor aparentes do corpo mineralizado. À época do cadastramento verificaram-se inúmeros poços e trincheiras para pesquisa recentemente desenvolvida por firma de mineração sediada em Fortaleza. O minério ocorre em matacões basculados e envolvidos pelo material argiloso de intemperismo "in situ" e por talus ocorrendo do serrote que se ergue algumas centenas de metros ao norte. Soube-se da ocorrência de manganês na meia encosta do serrote, havendo possibilidade de tratar-se de um único corpo mineralizado, o qual teria extensão superior a 500 m. A área pesquisada não pôde ser a quilatada devido à densa vegetação e parcial soterramento que recobrem as escavações a ela relacionadas. O minério apresenta-se compacto, maciço, em geral castanho escuro, com abundante leitos de enriquecimento negro azulados cuja espessura é da ordem de algumas dezenas de milímetros. Trata-se possivelmente de enriquecimento intempérico. Este depósito revela-se análogo aos depósitos gondíticos descritos anteriormente, não tendo sido possível registrar a relação do minério com a rocha encaixante. Observou-se no entando

to, tratar-se de sequência gnáissica do Complexo Caicó. Piro-lusita é provavelmente o óxido essencial, enquanto rodoni-ta e espessartita parecem ser os silicatos mais abundantes.

Do exposto, verifica-se que as inúmeras ocor-rências de manganês cadastradas atribuem à região mapeada, uma certa vocação para este elemento, sobressaindo-se como área mais promissora a de Aracoiaba-Pacajús. As análises químicas de algumas ocorrências apresentadas anteriormente não se propõem a revelar teores, mas limita-se tão somente a uma avaliação superficial visando o posicionamento dos depósitos no contexto econômico, com o intuito de permitir um esboço das opções industriais a que venham a se propor.

O baixo custo do manganês em relação ao frete e a localização dos depósitos, levam a sugerir uma possível pré-classificação desses depósitos como do tipo "doméstico", definido por Gonçalves & Serfaty (1976). Quanto à escala de produção, estes autores consideram para a lavra manual ou semi-mecanizada e, portanto, de baixos a médios investi-mentos uma produção viável a partir de 100 t/mês. O porte dos depósitos domésticos é definido pelos autores supra-ci-tados, como de pequeno porte (até 1.000 t), e de grande porte (superior a 100.000 t). Não se dispõe entretanto, de uma definição segura no que diz respeito à reserva dos depó-sitos de manganês cadastrados. Urge, por conseguinte, que sejam desenvolvidos trabalhos de detalhe, específicos para a real quantificação e adicional qualificação do minério, haja visto a possibilidade de assimilação do minério de baixo teor, pelas pequenas siderurgias.

9.2.10 - Minerais de pegmatito (ametista, berilo, columbita-tantalita, feldspato, minerais de lítio, moscovita, quartzo-róseo e rubelita)

Dentre as ocorrências cadastradas pelo Projeto, 53 destas fazem parte do grupo dos minerais pegmatíticos, as quais estão distribuídas nos municípios de Aracoiaba, Beberibe, Cascavel, Russas e Morada Nova.

Os pegmatitos em estudos são heterogênos, simples ou complexos, de natureza granítica, sem expressão topográfica, com dimensões variáveis, geralmente discordante em relação às encaixantes. Formam veios, bolsões ou diques e, neste último caso, são subverticais ou verticalizados.

De uma maneira geral, os pegmatitos da zona de Aracoiaba e Cascavel são heterogêneos simples e/ou complexos, com zoneamento incompleto; enquanto que na região ao norte de Morada Nova (fazendas açude das Melancias e Açude do Gondim), estas são predominantemente heterogêneos, simples, os quais apresentam a zona I bem desenvolvida, contrastando com os primeiros, onde esta zona é delgada.

Segundo Moraes et alii (1973), espodumênio, lepidolita, berilo, tantalita e cassiterita, economicamente exploráveis, são encontrados com predominância na zona III e no contato entre esta e a zona II.

Rolff (1945) acredita que a presença da apatita nos pegmatitos do Rio Grande do Norte é uma característica inerente aos pegmatitos litiníferos.

A gênese dos pegmatitos tem sido muito discutida pelos especialistas no assunto, contudo, nos pegmatiti-

tos em estudo, a origem mais provável é a de que estejam relacionados com o preenchimento das fraturas por soluções hidrotermais pneumatólicas mineralizadas.

A cristalização dos minerais obedece a uma ordem cujo processo inicia-se com os minerais de ponto de fusão mais elevada para o mais baixo. O tamanho do cristal ou a sua presença está na dependência do enriquecimento do fluido e do seu quimismo dentro do corpo em consolidação.

A faixa pegmatítica encontrada nos municípios de Aracoiaba, Beberibe e Cascavel, constitui, de certo, reflexos tectônicos da Falha de Senador Pompeu naquela região. Comportamento análogo é observado na região de Itapuína, onde os pegmatitos sugerem estar relacionados com o falhamento de Sabonete-Inharé, no seu bordo nordeste.

#### 9.2.10.1 - Ametista

Ficha de cadastro de ocorrência nº 006

Esta ocorrência está situada na fazenda Batoque, situada à 16 km de Taparuaba, à sudoeste deste distrito, no município de Santa Quitéria. A ocorrência está associada a veios pegmatóides encaixados em fraturas do granitóide do maciço Itapagé/Tamboril. A mina é do tipo "open pit", com profundidade média de 20 metros e galerias com largura de cerca de 30 metros. A ametista ocorre disseminada dentro do corpo pegmatóide e no contato com a encaixante, em cristais bem formados, de tamanhos variados, muitas vezes formando drusas. Sua cor apresenta tonalidades variáveis dentro dos matizes do roxo. Segundo Dana, 1969 (In: Moraes et alii, op.cit.) esta cor característica é, de certo, devido à presença de quantidades variáveis de ferro férrico

dentro do cristal. O corpo mineralizado é constituído de quartzo, feldspato (ortoclásio e microclina) e moscovita. A reserva do minério foi estimada em 120.000 kg de ametista com teor aproximado de 50 gr de ametista/m³ do pegmatito.

#### 9.2.10.2 - Berilo

Ficha de Cadastro de Ocorrência N^os 017 a 056

Este mineral é encontrado amplamente em quase todos os pegmatitos da área. As ocorrências cadastradas estão distribuídas nos municípios de Aracoiaba, Cascavel, Beberibe e Russas. Destas, apenas a mina Penha está sendo garimpada, com uma produção pequena e praticamente insignificante. O berilo aí encontrado constitui-se de pequenos cristais de 2 - 4 cm dispersos na massa feldspática caulinizada. Segundo Rolf & Paiva (1946), os cristais de berilo estão inclusos na albita e partes no quartzo. Quando o berilo está incluído em microclina este é pequeno e pobre devido a inclusão de afrisita. Informações do proprietário da mina, Sr. Luiz Benedito da Silva, dão conta de que foram encontrados pequenos cristais de água marinha.

Os demais garimpos estão praticamente exauridos e abandonados.

#### 9.2.10.3 - Columbo-Tantalita

Ficha de cadastro de ocorrência n^o 193

Esta ocorrência está situada à 4,5 km de Cristais, a sudoeste deste povoado, na localidade de Mulungu.

A columbo-tantalita é de cor negra, brilho metálico, fosco, fratura irregular e com densidade elevada.

Ocorre predominantemente em massas cristalinas e mais raramente em cristais tabulares. Segundo Rolff & Paiva (op. cit.), o hábito deste mineral está diretamente associado ao teor de tântalo ou nióbio presentes no mineral. Geralmente, quando ricas em nióbio, estas são predominantemente tabulares. Normalmente, a columbo-tantalita ocorre próximo à albita ou, quando cristalizada, junto às micas.

Rolff & Paiva (op. cit.), verificaram, também, que quando o pegmatito é mineralizado em tantalita, o tipo homogêneo apresenta teor mais elevado que o tipo heterogêneo. E nos francamente albitizados existe tantalita, contrastando com pegmatitos de grande núcleo de quartzo e pouca albita, os quais são estéreis.

A ocorrência em estudo produziu columbo-tantalita e berilo, estando atualmente exaurida e abandonada. Segundo Johnston (1945), grande parte dos pegmatitos do Ceará encerram menos de 50% de  $Ta_2O_3$ .

#### 9.2.10.4 - Feldspato

Ficha de cadastro de ocorrência nºs 196 a 198

As ocorrências cadastradas estão situadas nas localidades de fazenda Jucá (Cascavel), serrote do Itapiúna (Itapiuna) e Juazeiro (Beberibe). O feldspato se apresenta de cor branca, brilho fosco, fratura plana, e em agregados maciços. A variedade mais explorada foi a microclina, aparecendo em segundo lugar a albita. O feldspato pode aparecer

associado ao núcleo de quartzo ou pode constituir o mineral dominante do corpo pegmatítico.

As ocorrências estudadas estão paralizadas, praticamente exauridas e soterradas.

#### 9.2.10.5 - Minerais de lítio (ambligonita, espodumênio e lepidolita).

As ocorrências de ambligonita (fichas de cadastro n.ºs 001-005) foram encontradas nos pegmatitos serra do Brito, Mulungu I, Mundo Novo V, Varginha e fazenda Cachoeira, situados nos municípios de Cascavel e Aracoiaba.

A ambligonita se apresenta em grandes massas compactas de cor branca, boa clivagem, fratura subconchoidal, com brilho variando de lustroso a graxo.

No pegmatito serra do Brito houve intensa albitização em cleavelandita (albita com aspecto escamoso) encontrada associada à lepidolita ou ao espodumênio. Segundo Moraes et alii (op. cit.) os minerais encontrados neste pegmatito são quartzo, cleavelandita, moscovita, ambligonita, afrisita, lepidolita, berilo, cassiterita e espodumênio. Os demais pegmatitos são pequenos. Todos estão praticamente exauridos e se encontram paralizados e abandonados.

As ocorrências de espodumênio (fichas de cadastro n.ºs 194 e 195) estão localizadas nos municípios de Cascavel e Itapiúna, respectivamente, mina da Penha e fazenda Jucá.

O espodumênio se apresenta com cor variando do branco a ligeiramente esverdeado, opaco, ótima clivagem, fratura subconchoidal e brilho vítreo a nacarado, dependen-

do do estado de alteração. A mina da Penha está em atividade de garimpagem porém, com uma produção irrisória. Roy et alii (In: Rolff, op. cit.), estudando os pegmatitos do Rio Grande do Norte, verificaram que a formação do espodumênio talvez esteja ligada a uma fase hidrotermal, o qual se formou antes da cristalização completa do berilo.

A ocorrência de lepidolita (ficha de cadastro nº 207) está situada na localidade de Boa Vista, no município de Aracoiaba. Este mineral foi encontrado em várias ocorrências, associadas a ambligonita e espodumênio, como mineral secundário, em pequenas quantidades como rejeito, no estéril. Somente na ocorrência em estudo é que a lepidolita vem sendo explorada e, assim mesmo, como subproduto da exploração da moscovita.

Johnstons (op. cit.), observou que enquanto nos pegmatitos do Rio Grande do Norte e Paraíba o espodumênio é abundante e a ambligonita é rara, no Ceará, se dá o inverso, o espodumênio é raro e a ambligonita é abundante.

#### 9.2.10.6 - Moscovita

Fichas de cadastro de ocorrência nº 249 a 264

As ocorrências de moscovita estão situadas nos municípios de Morada Nova, Russas e Aracoiaba.

A mica se apresenta amarelada, localmente com manchas mais escuras, com lâminas de tamanhos variados até 15cm, formando maclas em agregados dentro dos núcleos de quartzo e/ou feldspato. Ocasionalmente, aparecem também pequenos cristais de berilos inclusos nestes núcleos. Contudo, o local de maior concentração da moscovita se verifica na zona I



dos pegmatitos e tem-se observado que os depósitos mais pos-  
santes são encontrados nos pegmatitos homogêneos. Na zona  
II são menos abundantes, sendo mais raros na zona III.

Dentre os principais garimpos em atividades, destacam-se, pela potencialidade do depósito, o pegmatito do Rabelo (nº 249), Lagoa da Porta (nº 250) Açude das Melan-  
cias III (nº 259) e fazenda Escoudeiro (nº 261). A lavra deste minério, via de regra, se desenvolve por via subterrâ-  
nea, ao longo do corpo mineralizado.

Na região do açude das Melancias foram ob-  
servadas várias fraturas mineralizadas em moscovita, pertencentes ao mesmo cortejo, as quais mostram-se alinhadas se-  
gundo  $35^{\circ}$  a  $65^{\circ}$  Az. É nesta região onde se desenvolve os principais garimpos de moscovita, um dos quais (nº 259) ex-  
porta o produto para o mercado de Governador Valadares (MG).

A grande maioria da mica, todavia, apresenta coloração manchada e, por serem onduladas, perdem o seu va-  
lor comercial, tornando inaceitável grande produção dos ga-  
rimpos.

#### 9.2.10.7 - Quartzo róseo

Ficha de cadastro de ocorrência nº 265

Esta ocorrência está situada a 25 km de Itapiúna, a sudoeste desta cidade, na localidade da fazenda Ju-  
cá.

O quartzo róseo ocorre em dique pegmatítico com 120 metros de comprimento e 40 metros de espessura, as-  
sociado a quartzo leitoso, feldspato, moscovita e afrisita. O pegmatito está praticamente exaurido e abandonado

#### 9.2.10.8 - Rubelita

Ficha de cadastro de ocorrência nº 266

Esta ocorrência dista cerca de 18 km de Canindé, à sudeste desta cidade na localidade fazenda Tiracanga.

A rubelita ocorre disseminada em dique pegmatítico com espessura superior a 3 metros e está associada a moscovita, afrisita e espodumênio. Apresenta-se em cristais milimétricos de tamanhos variados, tendo o centro róseo com bordos róseo menos intenso ou esverdeado. Os cristais ocorrem disseminados principalmente na zona II do pegmatito, onde aparecem inclusos na matriz feldspática, ou nos bordos desta com a zona III.

Esta ocorrência vem sendo lavrada há alguns anos pela empresa MINEBRAS, a qual vem explorando a rubelita e espodumênio.

#### 9.2.11 - Talco

Fichas de cadastro de ocorrência nº 267 a 275

As ocorrências cadastradas, em número de nove, estão situadas nos municípios cearenses de Quixeramobim, Caucaia, Quixadá, Ibaretama, Redenção e Aracoiaba.

O talco apresenta-se de cor branca ou amarelado, ou ainda, esverdeado, maciço, granulado, fibroso ou lamelar, macio e untuoso ao tato. Pode apresentar como impurezas tremolita, actinolita, calcita ou micas. Constituem corpos lenticulares ou tabuliformes, anfibolitizados, encaixados

xados concordantemente em seqüência metapelítica, em zonas de dominância de calcário, ou discordantemente em anfibolitos, podendo estes apresentarem intrusões de veios de pegmatitos, ricos em quartzo. Nas nove ocorrências cadastradas, sete destas se situam dentro de alinhamentos regionais formados por rochas calcárias. Nas demais, não foi observado este relacionamento e seus corpos são discordantes da foliação regional (n^{os} 269, 270 e 271).

Destas ocorrências cadastradas apenas as de n^{os} 270 e 271 são de interesse econômico, pelo potencial que as mesmas apresentam.

A ocorrência de Bom Jardim (n^o 271) está situada a 4 km de São João, a sudoeste deste distrito, no município de Ibaretama. O talco é de cor branca a cinza esverdeada, maciço, granulado, apresentando impurezas de actinolita e vermiculita. O minério está em fase de pesquisa, o qual, em sondagem preliminar, apresentou uma faixa com largura da ordem de 20 metros, mas, com espessura e comprimento não determinados. Para oeste, dentro do mesmo alinhamento, foram observados conspícuos blocos mineralizados dispersos até uma distância aproximada de 300 metros. Localmente, são observadas intercalações das lentes talcíferas com lentes de anfibolito.

A jazida da fazenda Cachoeira (n^o 270), situada ao norte de São João, à 3 km deste distrito, está sendo lavrada, produzindo diariamente uma média de 12 a 13 toneladas de minério bruto. Uma análise química deste minério, para três elementos, revelou os seguintes percentuais: CaO = 23,0; MgO = 24,4 e RI = 6,8. O talco tem uma compleição macroscópica análoga ao da fazenda Bom Jardim. Apresenta co

mo impureza: calcita, actinolita, tremolita e, nos bordos, na zona de transição com a encaixante (anfíbolito), apresenta moscovita, flogopita e/ou vermiculita e biotita, e ainda, quartzo e feldspato. A rocha encaixante está intensamente dobrada, fraturada, com injeções de veios de quartzo, com mergulho aparente da ordem de  $50^{\circ}$  para  $150^{\circ}$  Az. Estruturalmente, a ocorrência está situada dentro de um dobramento sinforme com caimento duplo para o centro da estrutura.

As demais ocorrências estudadas são aparentemente pequenas e distituídas de interesse econômico, as quais estão enumeradas abaixo:

Nº	Toponímia	Localização
267	Cacimba das Pedras	16 km a NW de Madalena
268	Água Boa	3 km a NW do serrote Pão de Açúcar
269	Fazenda Natividade	1,5 km ao norte de Oiticica
272	Fazenda Retiro	4 km a SE do povoado São João
273	Cantagalo	4,5 km a SSE de Acarape
274	Cantagalo	4,0 km a E da vila Itapáí
275	Genipapeiro	6,0 km ao N de Aracoiaba

As análises químicas realizadas com minérios de quatro localidades apresentaram os seguintes percentuais:

Nº	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	P.F.
268	60,2	0,3	1,1	4,0	0,1	27,9	4,9
269	51,5	3,8	3,0	3,3	1,0	29,1	7,1
272	51,5	3,9	2,7	5,7	0,7	27,7	5,4
273	60,1	1,3	0,7	0,2	0,7	29,1	5,2

O teor encontrado dos componentes analisados nos minérios mostraram valores desfavoráveis, restringindo o uso destes minérios para fins menos nobres.

A gênese do talco tem as mesmas implicações que envolvem a origem do amianto, conforme já foi enfatizado anteriormente. Podem ser originados diretamente da rocha calcária magnésiana rica em  $Al_2O_3$ , ou de rochas básicas e ultrabásicas, através de autometamorfismo destas por soluções hidrotermais. No caso de ser procedente de anfibolitos, piroxenitos e dunitos, se faz necessário a atuação de uma fase de metamorfismo quer regional, com diferenciação metassomática, quer de autometassomatismo destas por soluções hidrotermais penetrantes alógenas ao corpo.

Considerando-se o grande número de localidades onde se fazem presentes rochas calcárias metamórfisadas ou corpos anfibolitizados, em zonas instáveis, tectonicamente, há a possibilidade da existência de outras ocorrências talcíferas no âmbito regional.

## 9.2.12 - Urânio e Fosfato

Fichas de Cadastro de Ocorrências nºs 276 a  
279

Foram cadastradas quatro ocorrências de urânio disseminado em rocha com elevado teor em pentóxido de fósforo, petrograficamente classificada como "rocha fosfática". A análise química de uma amostra coletada aleatoriamente na ocorrência da fazenda Barrigas, revelou teor de 37,8% de  $P_2O_5$ . As determinações químicas realizadas para essa amostra são apresentadas no final do texto. Estas ocorrências de urânio foram detectadas por radiometria autoportada, durante o Projeto Canindé (Ferreira, 1975), desenvolvido pela CPRM para a NUCLEBRÁS S.A., as quais encontram-se atualmente em fase de pesquisa.

A ocorrência da fazenda Maniçoba (nº 276) localiza-se no município de Quixeramobim, distando 17 km ru no E-NE da BR-020. A rocha mineralizada apresenta coloração avermelhada, aspecto maciço, fortemente cataclada com in dícios de milonitização. Caracteriza-se pela coloração, gra nulação extremamente fina, localmente criptocristalina, e pela presença de vacúolos em geral preenchidos por material silteoso amarelo atribuindo à rocha um certo caráter de ex trusiva. Em secção delgada foi revelada a presença de apatí ta em cristais euedrais, dominante, injetado por micrométric os veios castanhos ricos em óxido de ferro, quartzo, pla gioclásio e anfibólio, além de sílica criptocristalina e clorita. Foi registrada evidências de alteração hidrotermal e/ou deutérica. Os corpos mineralizados assumem a forma de veios, preenchendo fraturas sub-verticais de direção geral E-W, injetados em biotita-gnaiss quartzoso dominante local

mente.

A ocorrência da fazenda Barrigas (nº 277) a cha-se localizada no município de Santa Quitéria, distando 17,5 km à oeste de Lagoa do Mato principal distrito do município de Itatira. A rocha mineralizada foi classificada petrograficamente por "rocha fosfática", assumindo a forma de veios impregnando e recortando o calcário que é o tipo litológico dominante. Ocorre preenchendo todos os vazios existentes, revelando características de mineralização do tipo "stockwork" com ausência de deformações "post-emplacement". Na zona de contato das injeções com o calcário, verificam-se aglomerados de cristais bem formados de calcita. A "rocha fosfática" revelou a presença de feldspato substituído total ou parcialmente por apatita, evidenciando-se uma assembléia mineral que sugere profunda alteração por soluções hidrotermais, da rocha originalmente de composição granítica. É frequente a presença de vacúolos e em alguns locais observarou-se na "rocha fosfática" um hábito botrioidal. A análise petrográfica de uma lâmina da referida rocha mostrou forte predominância de apatita sobre plagioclásio, óxido de ferro, quartzo, sílica radial e vacúolos parcialmente preenchidos por sílica criptocristalina, além da calcita e grafita. É uma rocha de textura fina e cor avermelhada, apresentando similitude com as das demais ocorrências. O mineral de urânio encontra-se associado a apatita e/ou colofana. Como na ocorrência anterior, os corpos mineralizados têm direção geral E-W.

Distando cerca de 5 km à sudeste da cidade de Santa Quitéria, encontra-se a ocorrência da fazenda Aquiri (Nº 278). A rocha mineralizada é um sienito de coloração rósea e granulação média, injetado em granito alcalino ma-

microscopicamente semelhante ao sienito. Ocorre sob a forma de veios preenchendo fraturas de direção geral N 40° E. O sienito mostrou-se, em seção delgada, essencialmente constituído por plagioclásio, feldspato potássico, anfibólio, piroxênio, magnetita, zircão e apatita. Esta por sua vez ocorre substituindo o feldspato.

A ocorrência de Pedra Preta (nº 279) dista cerca de 18 km rumo SE da BR-020 e acha-se localizada no município de Canindé. A rocha mineralizada é um sienito constituído essencialmente por feldspato (albita), quartzo, anfibólio, apatita, magnetita e zircão. Macroscopicamente apresenta-se fortemente cataclasado, com granulação média a fina, avermelhado, revelando uma estrutura brechóide. É frequente a presença de vacúolos atribuindo à rocha em certo caráter de efusiva. No estudo de campo encontram-se grandes cristais bem formados de quartzo esfumado, devido, provavelmente, ao bombardeamento por urânio, evidenciando uma fase hidrotermal, de certo, associada à mineralização. Os corpos mineralizados encontram-se preenchendo fraturas, com direção geral de N 30° E, encaixados discordantemente em hornblenda-biotita-gnaiss, localmente dominante. O mineral de urânio está associado a apatita.

Verifica-se, portanto, uma forte similaridade litológica das rochas mineralizadas, bem como no modo de ocorrência dos corpos. Estas similitudes e o tipo de mineralização, sugerem tratar-se de mineralização ligada a eventos geológicos de amplitude regional.



### 9.2.13 - Vermiculita

Fichas de Cadastro de Ocorrências nº 280

O mineral em questão foi observado em duas localidades. A primeira delas acha-se situada a 5,7 km de Acarape, a leste desta cidade, na fazenda Pau Branco.

A vermiculita encontra-se em rocha maciça de granulação grossa à pegmatóide, formada mesoscopicamente por vermiculita e diopsídio, com quantidade bem subordinada de anfibólio. A mica ocorre em palhetas cujas dimensões variam desde a ordem milimétrica até centimétrica. O diopsídio tem coloração verde clara, enquanto o anfibólio apresenta coloração verde escura.

Ao microscópio, a rocha portadora da vermiculita mostra-se constituída além do diopsídio, pelo álcali-feldspato, tremolita-actinolita, titanita, biotita, apatita e opaco.

O diopsídio, principal piroxênio, aparece em cristais fraturados, geralmente anedrais, de dimensões variadas. É substituído pela tremolita-actinolita ao longo das clivagens e fraturas, não sendo incomum a presença de relictos do piroxênio no seio do anfibólio. Sua relação com a biotita não é muito clara, entretanto, algumas palhetas de biotita parecem ocupar fraturas do piroxênio, sem no entanto provocar qualquer corrosão ou alteração.

O álcali-feldspato, do qual pelo menos uma parte é albita aparece em cristais anedrais intersticiais, especialmente no diopsídio e mais raramente ao longo das clivagens da mica.

A titanita e a apatita ocorrem em cristais anedrais fraturados.

O opaco aparece "em massas" aparentemente secundárias dispostas ao longo das fraturas do diopsídio.

Uma observação rápida sobre a sequência de cristalização mostra que o diopsídio (variedade cromo-diopsídio) é o primeiro mineral formado seguido pelo anfibólio e álcali-feldspato.

O aspecto textural lembra bastante que a rocha está ligada geneticamente a processos ígneos. A inexistência de orientação associado ao caráter isótropo são elementos que sugerem cristalização a partir de fusões silicáticas.

Estudo mineralógico realizado através Raios-X, em amostras com mesmas características macroscópicas (localidade Sítio Boi), revela preponderância de mineral do grupo das micas e diopsídio. Testes ópticos adicionais são favoráveis a existência de flogopita.

Verifica-se também, em ensaios de expansão realizados, que não se trata apenas da presença de vermiculita, mas, que este mineral acha-se também associado a biotita (flogopita).

Este talvez seja um fator que justifica a atual utilização do minério, para agricultura, como adubo na cultura da cana-de-açúcar; ao invés do uso que normalmente é destinado aos depósitos de vermiculita.

A ocorrência de Acarape pode ser considerada como pertencente a um corpo pegmatóide ultrabásico, formado pelo tipo de rocha diopsídio - flogopita - apatita. Esta associação é similar aquela encontrada no "Complexo Ígneo Palabora", África do Sul, onde a hidratação da flogopita na zona alterada do corpo pegmatóide tem formado depósitos comerciais de vermiculita.

Muito embora a ocorrência de Acarape esteja parcialmente coberta por solo, sua extensão aproximada é de 2.600 x 1.000 m de largura, segundo um "trend" N50°E, Moraes et alii (1973).

Ocorrências de rochas similares, porém pouco expressivas, são assinaladas na localidade Sítio Boi que, considerada sua insignificância deixaram de ser cadastradas.

A relação vermiculita/biotita não é muito bem estabelecida, uma vez que seria necessário um estudo mais detalhado do minério. Entretanto no que concerne a origem da vermiculita, esta seria ligada a alteração hidrotermal da biotita (ou flogopita).

A possibilidade de fenitização, apesar da existência de álcali-feldspato (incluindo albita) aparentemente neoformado, não foi confirmada nas seções delgadas estudadas, porém como hipótese de trabalho ainda deve ser mantida.

### 9.3 Esboço Metalogenético

A área do Projeto Fortaleza como se pode observar dos mapas geológicos que acompanham este relatório (Folhas Sobral, Fortaleza, Quixadá e Aracati), compreende uma parte da crosta continental do Escudo Brasileiro onde predominam litologias associadas principalmente a processos metamórficos regionais.

Extensas áreas de terrenos gnáissicos, eventualmente migmáticos, podem ser seguidos por centenas de quilômetros, e obedecem um "trend" regional predominantemente nordeste. Esses gnaisses altamente metamórficos incluem ainda litologias preservadas, resistentes a processos de granitização, representadas por quartzitos e calcários metamórficos. Tudo indica que as seqüências sedimentares, originalmente pelíticas e aluminosas, foram transformadas em gnaisses e migmatitos, com a cianita figurando como o mais importante polimorfo de alumínio presente.

Aos terrenos gnáissicos, em zonas sinclinais, se associam rochas metamórficas ligadas mais diretamente ao metamorfismo topoquímico, cujas reconstruções de evolução sedimento-metamórfico são mais facilmente realizáveis.

Dentro deste conjunto de rochas metamórficas proterozóicas, na área do Projeto Fortaleza, ocupando uma boa parte das folhas Sobral, Quixadá e Fortaleza, salientam-se importantes unidades morfológicas representadas pelas serras de Baturité, Uruburetama e do Machado, litoestratigraficamente reunidas sob a denominação de Complexo Tamboril-Sta. Quitéria.

Do ponto de vista litológico esta unidade representa um complexo ligado a processos granitizantes em fase bas-

tante avançada, mas que não chega a total homogeneização das texturas e estruturas das rochas originais envolvidas. Por outro lado, os gnaisses regionais circunjacentes se adaptam estruturalmente aos bordos limítrofes das respectivas serras, cujas formas e relações com as encaixantes são bastante sugestivas de serem classificadas como "domos - gnaisses".

Ainda no contexto de rochas Pré-Cambrianas desta - cam-se os plutões ígneos (de rochas granulares), concordantes, - cujos representantes típicos são as rochas granulares ' de Quixadá.

Todo esse complexo antigo, predominantemente metamórfico, acha-se intensamente dobrado e ligado a tectônica ruptural onde falhas de rejeito direcional expressivas se evidenciam através de lineamentos considerados intimamente ' relacionados a tectônica regmática.

Dentro do quadro acima resumido a área do Projeto Fortaleza se classifica na unidade tectônica, denominada por Anhaeusser et alii (1969), Mobile belt - usada por estes autores para descrever os cinturões metamórficos lineares, ' mais jovens que tendem a circundar os núcleos cratônicos antigos das áreas de escudo, e que são caracterizados por metamorfismo de alto grau, granitização e falhamentos transcorrentes.

Os "mobile belts" têm sido considerados como uma série de geossinclinais os quais experimentaram profundo soterramento, orogêneses e subsequente erosão para revelar as zonas das raízes dos orógenos, caracterizados por meta - morfismo regional de alto grau, acompanhado por granitização amplamente distribuída.

No Sul da África é bem distinta a caracterização dos "mobile belts", os quais funcionam como domínios geotectônicos independentes dos cratons adjacentes. Nesta parte do continente africano Pretorius (1976) fez uma avaliação da contribuição da produção mineral de cada um dos três principais ambientes geológicos (Sequências vulcano-sedimentar, complexos ígneos, e terrenos metamórficos granitóides). Além disso destaca a importância da distribuição da produção mineral, no aspecto positivo de mineralizações para as formações geológicas imediatamente seguintes a mudança de um estilo Arqueozóico para um estilo Proterozóico de desenvolvimento crustal, e depois da mudança de um estilo Proterozóico para um estilo Fanerozóico. O aumento das mineralizações no fim do Arqueozóico para o início do Proterozóico é espetacular. No Proterozóico existe uma diminuição progressiva da riqueza mineral alcançada em cada período sucessivo, quando um aumento abrupto tem lugar entre o fim do Proterozóico e início do Fanerozóico.

Por muito tempo, na África do Sul, as áreas prospectivas prioritárias limitavam-se as entidades cratônicas antigas. O caráter mobilístico das "zonas móveis" por um período bastante longo da história da Terra, enfatizado por Anhaeusser et alii (op. cit.) tem colocado em evidência a importância dessas entidades tectônicas mais jovens das áreas de escudo, como áreas prospectivas promissoras. Anhaeusser et alii (op. cit.) destacam como faceta principal dos "mobile belts" seu potencial econômico. Tais zonas de distúrbio do manto podem dar lugar a depósitos de metais de base, Kimberlitos e metais raros, tais como aqueles associados com complexos alcalinos. Além disso está se tornando mais e mais

aparente que muitos dos principais depósitos de metal base do Canadá, Austrália e África estão associados com rochas proterozóicas, idade também considerada para as rochas pré-cambrianas da área do Projeto.

No esboço metalogenético que acompanha este relatório acham-se plotados, em fundo geológico simplificado, praticamente todos os depósitos minerais conhecidos na área. Os dados de cada jazida, ocorrência ou indício de mineralização, acham-se reunidos nas fichas de descrição de ocorrências minerais, além de suas locações nas fotos aéreas correspondentes, e que integram apêndice deste Relatório Final. A exceção é feita aos depósitos de diatomito, cujas fichas são encontrados no Projeto Diatomito-Argila, de Oliveira & Medeiros (1975), executado pela CPRM para o Governo do Estado do Ceará.

Durante os trabalhos de campo foram cadastradas 280 ocorrências minerais, cuja relação do minério principal ou elemento econômico, número de ocorrências e número de fichas correspondentes acham-se listadas na tabela abaixo.

#### CADASTRO DE OCORRÊNCIAS MINERAIS - PROJETO FORTALEZA

Principal Minério ou Elemento Econômico	Nº de Ocorrências Cadastradas	Nº da Ficha de Cadastro
01 - Ambligonita	05	001 a 005
02 - Ametista	01	006
03 - Amianto	08	007 a 014
04 - Barita	02	015 a 016
05 - Berilo	40	017 a 056
06 - Calcário	124	181 a 191

Principal Minério ou Elemento Econômico	Nº de Ocorrências Cadastradas	Nº da Ficha de Cadastro
07 - Caulim	11	181 a 191
08 - Cianita	01	192
09 - Columbita-Tantalita	01	193
10 - Espodumênio	02	194 a 195
11 - Feldspato	03	196 a 198
12 - Ferro	05	199 a 203
13 - Grafita	03	204 a 206
14 - Lepidolita	01	207
15 - Manganês	41	208 a 248
16 - Muscovita	16	249 a 264
17 - Quartzo-róseo	01	265
18 - Rubelita	01	266
19 - Talco	09	267 a 275
20 - Urânio, fósforo	04	276 a 279
21 - Vermiculita	01	280
	280	

Com base nos dados obtidos e levando-se em conta o nível do trabalho realizado em cada ocorrência estudada, limitado praticamente ao puro e simples cadastramento, procurou-se reunir os diversos bens minerais dentro de uma certa conotação genética, resultando nos seguintes tipos:

- 1 - de origem sedimentar
  - Calcário (Formação Jandaíra)
  - Diatomito
- 2 - de origem hidrotermal
  - Urânio, Fósforo, Barita



- 3 - de origem residual
  - Caulim
- 4 - relacionados a pegmatitos
  - Ambligonita
  - Ametista
  - Berilo
  - Columbita - Tantalita
  - Espodumênio
  - Feldspato
  - Lepidolita
  - Muscovita
  - Quartzo róseo
  - Rubelita
- 5 - relacionados ao metamorfismo
  - Amianto
  - Calcário
  - Cianita
  - Ferro
  - Grafita
  - Manganês
  - Talco
  - Vermiculita

Como se pode observar do "Esboço Metalogenético" , grande número de ocorrências acha-se ligado a rochas antigas do "mobile belt" - considerado como unidade tectônico-estrutural representativa das rochas pré-cambrianas da área do projeto. A contribuição da cobertura sedimentar limita-se praticamente aos depósitos costeiros de diatomito e aos calcários da Formação Jandaíra (Cretáceo Superior).

A grande maioria das ocorrências cadastradas (44%) é representada por calcários metamórficos, antigos horizontes carbonáticos sedimentares, recristalizados por processos metamórficos regionais. De distribuição ampla essas ocorrências aparecem em corpos estratiformes obedecendo a orientação da foliação dos terrenos gnáissicos com os quais estão normalmente associados.

Ocupando o 2º lugar em número de ocorrências cadastradas (15%) aparecem os depósitos de manganês. Trata-se de material relacionado a terreno metamórfico portador de silicatos manganésíferos, pobre em quartzito (Routhier 1963), cujo enriquecimento acha-se ligado a processo supergênico.

Basicamente o protominério é formado de espessartita (granada) aparecendo em quantidade subordinada rodocrosita e algum quartzo. O minério de manganês é formado principalmente de criptomelano e pirolusita. Na seção polida é possível distinguir ainda palhetas de grafita. A presença deste mineral constitui forte subsídio para se justificar o processo de enriquecimento supergênico do minério.

As principais ocorrências de manganês na área do Projeto Fortaleza, acham-se distribuídas num raio de aproximadamente 50 km em torno da cidade de Baturité. Acompanham, quando agrupadas, o "trend" da foliação dos gnaisses regionais.

Muito embora o minério não seja de teor elevado (em torno de 20% de Mn), a possibilidade que se teria em concentrar o minério, através de beneficiamento adequado, para níveis comercializáveis (valores acima de 40%), poderia tornar as ocorrências de minério de Mn do Estado de Ceará em reservas domésticas exploráveis. Neste particular seria fundamental um estudo visando a quantificação desses depósitos.

Das ocorrências cadastradas 25% pertencem a minerais de pegmatito. Os pegmatitos, de composição basicamente granítica, acham-se concentrados principalmente na região de Cristais e Bonhu (Folha Aracati, SB.24-X-A).

A formação de pegmatitos nos cinturões móveis, segundo Anhaeusser et alii (op.cit.), pode ser explicada devido a continuidade de distúrbio do manto, um fato localizado e que não chega a causar um reaquecimento em todo o cinturão. Isto poderia ser um argumento para explicar as concentrações de pegmatitos, da área do projeto, praticamente isoladas de uma filiação com outros corpos ígneos. Não obstante esses corpos filonianos poderem também estar relacionados com plutonitos não aflorantes, sua gênese poderia ainda ser ligada a concentrações dos líquidos granitizantes.

Dentre ainda das ocorrências minerais relacionadas a corpos filonianos temos aquelas de barita, ligadas a processos hidrotermais.

Nos cinturões móveis é particularmente importante a participação dos processos metamórficos e a ação de soluções hidrotermais, no aparecimento de depósitos minerais. Assim, ainda no contexto das ocorrências de filiação metamórfica, temos as ocorrências de cianita, grafita, minério de ferro, talco e amianto. A ocorrência de minério de ferro da fazenda Macaco, município de Santa Quitéria (ficha de cadastro nº 199) pelo fato de se localizar em rocha granítica foi relacionada por Moraes et alii (1973) a segregação magmática.

Anomalias radioativas recém-descobertas pela CPRM (Projeto Canindé - Reconhecimento radiogeológico executado pela CPRM para a NUCLEBRÁS) apresentaram valores entre 5.000

e 11.000 cps. Investigações de laboratório realizadas em material rochoso, feitas pela NUCLEBRÁS, apresentaram resultados variando entre 760 e 2.800 ppm de  $U_3O_8$  (Ferreira, 1975). Verificações dessas anomalias por equipe deste projeto chegaram a relacionar a ligação das mesmas com corpos filonianos de rocha fosfática, formada principalmente de apatita. Essas ocorrências de urânio-fosfato devem estar relacionadas a origem hidrotermal.

A única ocorrência de vermiculita cadastrada acha-se geneticamente ligada a alteração de biotita em corpo rochoso do tipo piroxenito no qual o cromo-diopsídio figura como o principal mineral. O grau de alteração a que foi submetido a rocha não foi suficiente para transformar toda biotita em vermiculita, o que torna a ocorrência além da singularidade, sem maiores perspectivas dentro do quadro regional.

Não obstante o número extremamente reduzido de jazimentos em exploração mineral econômica na área investigada, o modelo tectônico idealizado para a mesma, ou seja dos "mobile belts" abre grandes perspectivas em termos de sua potencialidade. Muito embora as informações atuais se situem no grau de detalhe da escala: 1:250.000, é bastante provável que o mapeamento geológico de determinadas áreas consideradas prospectivas venha posicionar esta região no mesmo nível de importância econômica dos tipos tectônicos similares da África do Sul.

Na parte da zona móvel aqui considerada não foram cadastradas ocorrências minerais de metal base, nem são também conhecidos corpos kimberlíticos. Contudo um grande número de rochas alcalinas foi mapeado e estudado pelo projeto.

As primeiras referências a presença de rochas alcalinas no Estado do Ceará são relatadas por Almeida (1958). Este autor relacionou a ocorrência de fonólito do morro Caruru, localizado na faz. do Rio Pacoti, como a extremidade ocidental

dental do alinhamento de vulcões subordinados a uma zona de fraturas segundo o paralelo de 4° de latitude sul. Posteriormente Vandoros & Oliveira (1968) dataram o fonólito de Messajana ( $28,6 \pm 09 \times 10^6$  anos) e sugeriram uma possível relação genética com as rochas alcalinas de Fernando de Noronha.

Segundo Routhier (1963) este tipo de vulcanismo continental (ou dos velhos escudos), no caso do tipo aqui considerado (alcalino sódico), é quimicamente comparável ao vulcanismo oceânico e forma alinhamentos de cones vulcânicos muito próximo de grandes fossas. Desse modo a correlação já feita anteriormente por Almeida, Vandoros & Oliveira, seria, assim, ainda mais reforçada. Destaca ainda Routhier (op.cit.) a relativa esterilidade de depósitos econômicos relacionados com este tipo de vulcanismo (pelo menos até nova ordem!) no que concerne aos derrames, não obstante seja destacada a importância das partes profundas, subvulcânicas, onde se colocam as rochas alcalinas com mineralizações associadas.

Na área do projeto um relativo número de corpos rochosos básicos foi identificado, tais como piroxenito, gabro e limburgito (tipo litológico normalmente associado a rochas básicas alcalinas). Estas ocorrências associadas ao grande número de "plugs" e diques de rochas alcalinas sódicas encontrado durante a execução deste projeto, poderiam configurar a existência de complexos alcalinos e que se constituem em significativos elementos promissores do ponto de vista econômico-mineral. Esta hipótese viria ao encontro das idéias de Anhaeusser et alii (op.cit.) no que tange a presença desses complexos nos "mobile belts". A aplicação do conceito de "mobile belts", utilizada na área do Projeto Rio Ja

guaribe e agora ampliada para a área do Projeto Fortaleza, e as fortes evidências teóricas como práticas sobre as possibilidades de mineralizações associadas a complexos alcalinos, se constituem em importantes argumentos que justificam um estudo específico sobre a exata definição do problema aqui levantado.

Anomalias geoquímicas de Sn, W, Mo, Bi e Nb relacionadas com pequenos corpos graníticos post-tectônicos cortando rochas do Complexo Tamboril-Santa Quitéria, abrem muito boas perspectivas de mineralizações relacionadas com o chamado "départ acide" de Routhier (op.cit.). Do ponto de vista de idade relativa, estas rochas parecem representar os granitos mais jovens dessa área de escudo, sendo inclusive correlacionados com os "granitos tipo Meruoca".

Com relação aos sedimentos de cobertura, considerando a atual fase de conhecimento, vale destacar os depósitos de diatomito-argila que ocorrem praticamente ao longo de toda a costa do Ceará, na área do projeto, e que já contribuem para a formação do produto mineral bruto do Estado.

No canto sudeste da área estudada aparecem afloramentos do bordo norte-ocidental da bacia do Apodi. São representantes do Grupo Apodi, respectivamente os arenitos da Formação Açu e os calcários da Formação Jandaíra (Cretáceo Superior). Esta última formação se constituindo em expressivo depósito de calcário sedimentar.

Farina (1975) destaca com bastante ênfase a possibilidade de existência de mineralização singenética estratiforme ligada aos condicionamentos ambientais da Formação Jandaíra. Comparando as características paleo-ambientais do distrito de Pine Point (Canadá) com àquelas da Formação Jandaíra, Farina (op.cit.) considera esta formação como altamente favorável e prospectiva para sulfetos de chumbo e zinco.

---

#### 9.4 - Áreas prospectivas

A luz dos conhecimentos adquiridos, com base na observação superficial das ocorrências nos seus interrelacionamentos tectônicos-estruturais e apoiados na geologia regional, foi feita uma apreciação das principais áreas mineralizadas, distinguindo-se aquelas, aqui apresentadas como mais sugestivas do ponto de vista econômico.

O maior número das ocorrências de manganês cadastradas distribuem-se ao longo de uma faixa com cerca de 45 km de extensão e 3 a 5 km de largura, orientada segundo NNE, a qual inicia-se a leste de Pacajus, passando por Chorozinho, e se estendendo para sul até a altura do paralelo  $4^{\circ}37'15''$ , a cerca de 15 km à leste do povoado Pirangi. O minério se apresenta em forma de lentes intercaladas dentro de faixas quartzíticas ou gnáissicas, mostrando teor com percentuais variáveis entre 16% e 45%. Em vários poços realizados pela ICOMI, dentro desta área mineralizada, foram encontrados horizontes mineralizados com espessuras superiores a 10 metros. Outras áreas menores, porém com teor em Manganês mais elevado, são encontradas nas regiões de Itacima (distrito de Palmácea) e a sudeste do açude de Pentecoste. A distribuição destas ocorrências dentro de "trends" regionais sugere a existência de outras lentes mineralizadas, dentro do mesmo alinhamento, sob capamentos arenosos que cobrem aquelas regiões. Desta forma, as três áreas supra citadas, principalmente a primeira e a última, abrangendo os municípios de Aracoiaba, Pacajus e Pentecoste, apresentam boas perspectivas, sendo viáveis estudos específicos visando a quantificação e qualificação destes depósitos manganésíferos.

As ocorrências de calcário conhecidas e garimpadas são inúmeras, e, destacam-se dentre elas as concentrações das regiões de Sítios Novos, Redenção, Pentecoste, Itaitira e Ibaçu.



Considerando-se a necessidade de minérios de calcário nos setores industrial e agrícola do Estado, se faz necessário identificar áreas prioritárias, que satisfaçam as exigências do mercado, além das qualidades, potencialidade e baixos custos de exploração e transporte. As áreas de Redenção, Caxitoré e Apodí apresentam estes requisitos, tornando-se, no momento, as melhores áreas, do ponto de vista prospectivo. No tocante aos mármore, a região de Itatira parece conter as melhores reservas de que se tem conhecimento na área do projeto.

As províncias pegmatíticas de cristais e norte de Bonhu se apresentam como áreas prospectivas para berilo e moscovita, respectivamente. O berilo, tende a ser no futuro, um elemento muito escasso, a tal modo da sua demanda tornar economicamente, explorável vários garimpos, atualmente abandonados. Assim sendo, a região de Cristais constitui uma área prospectiva, por excelência, dos berilos. A faixa mineralizada tem uma largura média de 2,5 a 3,0 km, iniciando-se à, aproximadamente, 7 km de Cristais, sudoeste deste povoado, estendendo-se para norte até cerca de 8 km daquele povoado, onde é capeada pela cobertura arenosa do Grupo Barreiras. A moscovita, contudo, está presente ao norte de Bonhu, onde se encontra subordinada ao sistema de fraturamentos daquela região. As fraturas mineralizadas se distribuem dentro de uma área de aproximadamente 50 km².

Os depósitos residuais de caulim estão diretamente relacionados ao intemperismo meteórico das zonas feldspáticas dos pegmatitos, cujo processo se desenvolve em climas úmidos ou em áreas cobertas por solos arenosos armazenadores de água. Assim sendo, as regiões mais propícias para sua procura são a serra de Baturité e as zonas de pegmatitos situadas entre Cristais e o leste de Pacajus, cujas regiões foram cobertas anteriormente pelos sedimentos Tércio-Quaternários do Grupo Barreiras.

As ocorrências de amianto mais importantes são encontradas à leste e oeste de Baturité, na Serra Preta e Candeias, e, no Sítio Porteiras, bordo ocidental da Serra do Juá, distrito de Capuã. O minério está associado a corpos anfibolíticos, cuja área mineralizada a oeste de Baturité parece constituir uma faixa alongada com extensão superior a 2 km, enquanto em Candeias é sugestivo a existência de um "trend" com direção ESE. Na Serra do Juá o minério parece formar bolsões em volta do maciço montanhoso, respectivamente, bordos oriental e ocidental da serra.

A região de São João, município de Quixadá, parece constituir uma área prospectiva, por excelência, para minérios de talco. A rocha anfibolítica está encaixada numa estrutura fechada, sinforme, com área aproximada de 12 km².

Não obstante a falta de informações obtidas nos trabalhos de campo sobre a existência de minerais asbestíferos e talcíferos, nas regiões situadas a oeste de Madalena e sudoeste de Choró, estas áreas são todavia, promissoras para tais minérios, haja vista a quantidade de corpos anfibolíticos lá existentes, os quais se acham próximos de grandes falhamentos. Na região de Choró, deve-se investigar a faixa tectônica afetada pela falha Sabonete-Inharé, pois que os pegmatitos de Itapiúna parecem estar relacionados a este falhamento. Na região de Madalena devem ser procurados os diques ácidos da região, alguns dos quais são responsáveis pelos diques de quartzo e barita, encontrados em Lagoa do Senador.

Partindo-se da premissa de que a barita da região de Lagoa do Senador é formada pelo preenchimento de fraturas por soluções hidrotermais, há, portanto, uma possibilidade de existirem outros diques mineralizados sintectônicos.

As ocorrências de urânio e fosfato, constituem ainda uma incógnita dentro da geologia regional. Sabe-se apenas que apresentam similaridades entre si, quanto ao comportamento tectono-estrutural, estando ligadas ao preenchimento de fraturas SW-NE e, predominantemente, E-W. O fosfato (apatita) associado à vermiculita, da fazenda Pau Branco, município de Acarape, parece, também, estar relacionado à este mesmo evento tectônico responsável por essas mineralizações. Do exposto conclui-se que, para ser feita uma pesquisa em grande escala destes corpos mineralizados, deve-se, em primeiro lugar, promover-se um estudo sistemático do controle estrutural da área para, desta forma, selecionar o sistema de fraturas sintectônicas às quais aquelas mineralizações estão relacionadas.

Considerando-se os fatores que influenciam no "habitat" natural das diatomáceas, pode-se dizer que todos os córregos e lagoas encontrados na faixa litorânea coberta por sedimentos arenosos, principalmente, nas regiões alagadiças, constituem áreas prospectivas para procura de diatomitos.

No que diz respeito ao reconhecimento de áreas prospectivas para cianita e grafita, a análise toma um caráter inteiramente subjetivo, haja vista à discussão destas áreas se prender ao estudo interpretativo do grau de metamorfismo regional aliado aos processos tectônicos. Estes tópicos, aqui abordados, já foram discutidos com mais detalhes no capítulo referente à geologia econômica, quando por ocasião da descrição da gênese das ocorrências minerais. As áreas mais prováveis de apresentarem concentrações de cianita, estão localizadas nos metapelitos situados na região de Groaíras e no trecho situado entre General Sampaio e Itatira, principalmente, na zona próxima aos bordos do maciço Tamboril/Santa Quitéria ou próximo à falha Groaíras.

No tocante à grafita, as áreas mais sugestivas estão localizadas nas faixas que passam em Itapiúna, com direção E-W, as quais se alternando para sul, se prolongam até além de Caio Prado, onde então tomam o rumo SE, parecendo contornar o corpo diorítico da região de Alto Alegre. A fazenda Cachoeira dos Alves, situada no município de Irauçuba, constitui, também, uma área prospectiva, onde atualmente já esta sendo pesquisada cerca de 60.000 m².



10 - PROSPECÇÃO GEOQUÍMICA E ALUVIONAR

## 10 - PROSPECÇÃO GEOQUÍMICA E ALUVIONAR

### 10.1 - Introdução

Concomitantemente ao mapeamento geológico da área do Projeto Fortaleza, realizou-se um levantamento geoquímico e mineralógico por sedimento de corrente e concentrado de bateia de caráter regional, visando tanto auxiliar a geologia como delimitar áreas alvo para possíveis serviços de prospecção de "follow-up".

Como auxiliar na geologia, este levantamento propôs-se a ajudar na determinação do quimismo das diversas unidades litológicas através da análise da dispersão secundária dos elementos e minerais, ressaltando os diversos resíduos anômalos do padrão químico e mineralógico normal.

A sugestão de áreas alvos é feita a partir da análise da significância dos resíduos anômalos dos elementos e minerais pesados mais importantes na área.

O levantamento constou da análise de 615 amostras de sedimento de corrente e 301 amostras de concentrados de bateia. Das 615 amostras de sedimento de corrente, 54 foram coletadas pelo "Projeto Geoquímica para Cobre na Área de Sobral" (Convênio DNPM/CPRM, 1976) nas folhas de Sobral e Bela Cruz e incorporadas as amostras do Projeto Fortaleza. Entre as 561 restantes, 50 são réplicas de campo coletadas no mesmo ponto a pequena distância da original (5 m aproximadamente) e 11 são réplicas analíticas (quarteadas).

As 301 amostras de concentrados de bateia foram coletadas em pontos distribuídos homogeneamente pelas 21 folhas do projeto.

A densidade de amostragem foi de 1 amostra para 94 km² entre os sedimentos de corrente, e 1 amostra para 172 km² entre os concentrados de bateia. A área de captação de cada amostra de sedimento girou em torno de 30 km² e dos concentrados em torno de 60 km², dessa maneira obteve-se uma cobertura de aproximadamente 32% e 35% respectivamente da área total do projeto. Como a faixa litorânea, coberta por sedimentos terciários e quaternários, foi evitada, e que constitui 25% da área, a cobertura real pode ser considerada como 46% e 44% da área efetivamente amostrada.

## 10.2 - Metodologia

### 10.2.1 - Técnica de Amostragem

As amostras de sedimento de corrente e concentrados de bateia foram previamente localizadas em mapas de serviço, escala 1:100.000, executados pela SUDENE de excelente qualidade, tanto pela atualização, como pela quantidade de informações existentes (drenagens, estradas, açudes, etc.). A localização levou em consideração tanto o acesso às diversas amostras como também a representatividade e homogeneidade da distribuição dos pontos.

A coleta da amostra de sedimento de corrente foi composta, constituindo-se de 4-5 pequenas porções, localizadas o mais que possível no canal ativo da drenagem a intervalos de 1-2 metros. O material coletado está concentrado principalmente na fração areia fina-silte-argila e seu volume de aproximadamente 250 gramas, acondicionadas em sacos plásticos, uma vez que todos os sedimentos estavam secos. Parte das amostras (50) foram coletadas em duplicata para cál

culo da variância introduzida de campo, bem como amostras aleatórias de alguns lotes enviados para análise foram quarteadas (11), constituindo-se em novas amostras para determinação da variância analítica e de preparo.

Com relação ao material para concentrado de bateia, foi obtida uma amostra de sedimento de corrente numa profundidade de 30-40 cm, com um volume pré-determinado de 10 litros, que posteriormente foram bateados até o limite de 200 gramas de concentrado.

Para cada amostra coletada foi preenchida uma ficha de campo de amostra geoquímica (fig.20), em que consta uma série de observações. Esta ficha contém: os Parâmetros Descritivos Gerais - número da amostra, centro de custo, base cartográfica e escala; Parâmetros Descritivos de Campo - coordenadas do ponto, data da coleta, e características parti^{cu}lares de campo da amostra; Parâmetros Analíticos de Campo - Eh, pH e outras análises porventura feitas na amostra em campo; e observações gerais que sejam importantes para a caracte^{ri}zação da amostra.

#### 10.2.2 - Preparação das amostras e técnica analítica

As amostras de sedimento de corrente foram analisadas por espectrografia de emissão semiquantitativa para 30 elementos (Fe, Mg, Ca, Ti, Mn, Ag, As, Au, B, Ba, Be, Bi, Cd, Co, Cr, Cu, La, Mo, Nb, Ni, Pb, Sb, Sc, Sn, Sr, V, W, Y, Zn e Zr) e para Cu e Zn por espectrofotometria de absorção atômica.

As amostras são previamente preparadas, separando-se a fração menor que 80 mesh que é em seguida analisada.



**FICHA DE CAMPO - AMOSTRA GEOQUÍMICA**

PROJETO: _____ DATA: _____

1. ESCOLA: _____ 2. DEDICACÃO LOCAL: _____

7. Latitude: _____ 8. Longitude: _____ 9. Altitude: _____ 10. Ordensada (P): _____ 11. UTM - Longitude: _____ 12. UTM - Latitude: _____ 13. Referência control: _____

14. Classe da amostra: _____ 15. Tipo de amostragem: _____ 16. Fonte da amostra: _____ 17. Rocha regional: _____ 18. Tipo de rocha: _____ 19. Material coletado: _____ 20. Forma de coleta: _____ 21. Tipo de alteração: _____ 22. Situação topográfica: _____ 23. Situação da amostra: _____ 24. Tipo de alteração: _____ 25. Tipo mineral: _____ 26. Características de alteração: _____ 27. Forma ígnea: _____ 28. Situação estrutural: _____ 29. Tipo de alteração: _____ 30. Grau intemperismo: _____ 31. Tipo mineral: _____ 32. Matriz: _____ 33. Tipo de alteração: _____ 34. Características de alteração: _____ 35. Tipo mineral: _____ 36. Características de alteração: _____ 37. Forma ígnea: _____ 38. Situação estrutural: _____ 39. Tipo de alteração: _____ 40. Grau intemperismo: _____ 41. Tipo mineral: _____ 42. Matriz: _____ 43. Tipo de alteração: _____ 44. Características de alteração: _____ 45. Tipo mineral: _____ 46. Características de alteração: _____ 47. Forma ígnea: _____ 48. Situação estrutural: _____ 49. Tipo de alteração: _____ 50. Grau intemperismo: _____ 51. Tipo mineral: _____ 52. Matriz: _____ 53. Tipo de alteração: _____ 54. Características de alteração: _____ 55. Tipo mineral: _____ 56. Características de alteração: _____ 57. Forma ígnea: _____ 58. Situação estrutural: _____ 59. Tipo de alteração: _____ 60. Grau intemperismo: _____ 61. Tipo mineral: _____ 62. Matriz: _____ 63. Tipo de alteração: _____ 64. Características de alteração: _____ 65. Tipo mineral: _____ 66. Características de alteração: _____ 67. Forma ígnea: _____ 68. Situação estrutural: _____ 69. Tipo de alteração: _____ 70. Grau intemperismo: _____ 71. Tipo mineral: _____ 72. Matriz: _____ 73. Tipo de alteração: _____ 74. Características de alteração: _____ 75. Tipo mineral: _____ 76. Características de alteração: _____ 77. Forma ígnea: _____ 78. Situação estrutural: _____ 79. Tipo de alteração: _____ 80. Grau intemperismo: _____ 81. Tipo mineral: _____ 82. Matriz: _____ 83. Tipo de alteração: _____ 84. Características de alteração: _____ 85. Tipo mineral: _____ 86. Características de alteração: _____

87. Observações - complementares: _____

88. Observações - complementares: _____

89. Data: _____ 90. PERT./COM.: _____

<b>14-CLASSE DA AMOSTRA</b> S - Sed. Corrente R - Rocha L - Solo B - Conc. Barita V - Vegetação A - Águas M - Mineral/Minério Z - Outros	<b>17-ROCHA REGIONAL (conu)</b> L - Ardósia M - Gnaiss 1-Candélica N - Xisto 2-Vulcano- O - Quartzito clástica P - Mármore Q - Filito R - Hornfels S - Ignea Ácida T - Ignea Alcalina U - Ignea Máfica/Últram. V - Vult. Ácida X - Vult. Básico/Interm.	<b>21-TIPO DE VEGETAÇÃO</b> A - Terra cultivada/destapada B - Floresta Fechada C - Floresta Aberta D - Catinga/Agrada E - Carrizo F - Pastagem G - Matos	<b>31-TIPO DE ALTERAÇÃO</b> A - Propilitização B - Argilização C - Silicificação D - Serpentinação E - Filitização Z - Outros	<b>40-ÁREA DRENAGEM</b> 1 - Até 10 Km ² 2 - 10 Km ² - 50 Km ² 3 - 50 Km ² - 100 Km ² 4 - 100 Km ² - 500 Km ² 5 - 500 Km ² - 1000 Km ² 6 - 1000 Km ² - 10000 Km ² 7 - Acima de 10000 Km ²	<b>49-TEXTURA DO SOLO/SED</b> Use em cada um dos campos números de 1 - 9 significando a percentagem de cada um das seguintes frações: Cascavel, Areia, Silte, Argila e Matéria Orgânica
<b>15-TIPO DE AMOSTRAGEM</b> A - Simplex B - Composto C - Canal Z - Outros	<b>BIDADE GEOLOGICA</b> (2 colunas) A - Pré-Cambriano B - Do Cambriano C - Paleozóico D - Cambriano E - Ordoviciano F - Siluriano G - Devoniano H - Carbonífero I - Permiano J - Mesozóico K - Triássico L - Jurássico M - Cretáceo N - Cenozóico O - Terciário P - Quaternário X - Desconhecida	<b>22-SITUAÇÃO TOPOGRÁFICA</b> A - Pé de Encosta B - Meio Encosta C - Topo	<b>33-MINERAL/MINÉRIO</b> A - Metais Preciosos B - Metais do Ferro C - Metais Ferais D - Metais Leves E - Sn, As, Bi, Hg, Zn F - Fertilizantes G - Metais industriais Z - Outros	<b>41-TURBIDEZ DA ÁGUA</b> 0 - Nenhuma 1 - Pouca 2 - Moderada 3 - Muita	<b>50-COR DO SOLO</b> Idêntico ao Campo 43
<b>16-FONTE DA AMOSTRA</b> A - Afloramento M - Mina C - Poço D - Trincheira E - Sondagem F - Solo Residual G - Solo Transportado H - Solo não especificado I - Plantio J - Fosse K - Mar L - Rio M - Lago Z - Outros	<b>23-SITUAÇÃO DA AMOSTRA</b> A - Leito Seco B - Leito Ativo ao N. Água C - Leito Ativo ao S. N. Água D - Leito Ativo Acima N. Água E - Banco F - Superfície	<b>27-FORMA IGNEA</b> A - Plutônica B - Intrusiva C - Dique ou Sill	<b>34-CARACT. DEP. MIN.</b> A - Vazio B - Amas. C - Estratiforme D - Nivel Mineralizado E - Vazio Amas. F - Vazio Estratiforme G - Amas. Estratiforme H - Vazio Amas. Estratiforme I - Amas. Estratiforme J - Diques Amas. Estratiforme	<b>42-POSICÃO NO LEITO</b> D - Margem Direita E - Margem Esquerda Z - Outros	<b>57-HORIZONTE SOLO</b> A - A B - B C - C D - D 00 E - E 0 F - F 1 G - G 2 H - Não Identificado I - Composto J - Sem relacionamento Ao
<b>17-ROCHA REGIONAL</b> A - Não Identificada B - Sedimentar C - Metamórfica D - Ignea Intrusiva E - Vulcânica F - Conglomerado G - Arenito H - Siltito I - Argilito J - Folhelho K - Sem Carbonática	<b>20-PLUVIOSIDADE DURANTE A COLETA</b> A - Período Seco B - Chuvas esparsas C - Chuvas diárias D - Chuvas fortes raras E - Chuvas torrenciais	<b>28-SITUAÇÃO ESTRUTURAL</b> A - Fratura ou Junta B - Cizalhada ou Falha Z - Outras	<b>38-VELOC. CORRENTE</b> 0 - Parada 1 - Lenta 2 - Média 3 - Moderada 4 - Rápida	<b>43-COR DA ÁGUA</b> A - Clara B - Vermelha C - Marrom D - Verde E - Preta F - Branca G - Laranja H - Verde I - Amarelado	<b>53-TIPO DE SOLO</b> A - Latozítico B - Salino C - Orgânico D - Calcário Bem Drenado E - Calcário Mal Drenado F - Jovem G - Não especificado
<b>30-GRAU INTemperismo</b> MO/Oxidado A - Descomposto ou Oxidado B - Parcial dec. ou Oxidado C - Fresco ou não Oxidado	<b>39-NÍVEL DA ÁGUA</b> 0 - Seco 1 - Baixo 2 - Normal 3 - Alto 4 - Caudaloso	<b>29-MATRIZ (Predominante)</b> A - Silice B - Fe/Mn C - Carbonato D - Argila Z - Outras	<b>44-ARRENDONAMENTO</b> A - Angular B - Subangular C - Subarredondado D - Arredondado	<b>48-GRANULOMETRIA</b> (Use 2 colunas) Máximo e mínimo B-200 mm - 8 Mesh Tyler C-1,00 mm - 16 " D-0,50 mm - 32 " E-0,25 mm - 60 " F-0,177 mm - 80 " G-0,147 mm - 100 " M - Menor do que	<b>55-AMBIENTE BIOTICO</b> A - Xerófito B - Mesófito C - Hidrófito D - Frendfito E - Halófito F - Epífita G - Parasítica H - Saprofítica

19 MATERIAL COLETADO NÃO SE APLICANDO QUALQUER DOS CÓDIGOS ABAIXO, ESTABELEÇA OUTROS E COMUNIQUE AO DEGEOI

AGUA FREÁTICA	AGFT	CASCALHO	CSCL	FELSITO	FLST	JACUPRANGUITO	JPGN	NEFELINAMON-	NFMZ	RIOACITO	ROCT
ÁGUA FLUVIAL	AGFV	CATACLASITO	CTCL	FENITO	FNTT	JASPILITO	JPLT	ZONITO	NFSN	RIOACIT DE DOLE	RILT
AGLOMERADO	AGLM	CAULIM	CAULM	FILOTO	FLTO			NEFELINSENITO	NFSL	ROCHA GRANITICA	RGN1
ALASKITO	ALSK	CHARNOKITO	CHRT	FOLIAITO	FOIT	KERATOPIRO	KRFR	NODULOS	NOLO	ROCHA IGNEA	RIGN
ALCANTARITO	ALCN	CHEFT	CHFT	FOLHELHO	FLHH	KIMBERLITO	KMBL	NORDMARKITO	NDRM	ROCHA META-	RMT
ALUVIÃO	ALUV	GOLUVIÃO	GOLV	FOLHELHO CAR-	FLHC			NOBITO	NBITO	ROCHA METAFICA	RMT2
ANDESITO	ANOS	CONC. NATURAS	CONN	BONOSO	BNSO			OCEANITO	OCNT	ROCHA METAFICA	RMT3
ANFIBOLITO	ANFB	CONC. ARTIFI-	ANAR	FONDILITO	FNLT	LAMPROFIRO	LMPF	OLIVINABASITO	OLBAS	ROCHA METAFICA	RMT4
ANDRITA	ANDR	CONC. ARENO-	CARN	FOSFORITO	FSPT	LATERITA	LTIT	OLIVINAGABRO	OLGAB	RAIZES	RAIZ
ANDROSITO	ANDR	CONC. SAS	CARN	FOLHAS	FLHA	LATITO	LTIT	OZE	OZE	SERPENTINITO	SRPN
ANTRACITO	ANTR	CONC. CARBO-	CCAR	FRUTOS E/OU	FRTU	LAVA	LAVA	ORTOQUARTZITO	OROZ	SHONKUNITO	SNKN
APLITO	APLT	CONC. NATICAS	CCAR	SEMENTES	SEMT	LEUCITAFO-	LCFN	ORTOGNAISSE	ORGN	SIENTO	SINT
ARCOSÉO	ARCS	CONC. FERRU-	CFER			LEUCITASITO	LCST			SILTE	SILT
ARDÓSIA	ARDS	GINOSAS	GINO			LEUCITASINITO	LCSN			SILTITO	SILT2
AREIA	AREA	CONC. MAN-	CMAN	GABRO	GBRO	LIMBURGITO	LMBS	PARAGNAESE	PRGN	SOCALITASENITO	SOSN
ARENITO	ARNT	GANIFERAS	GMAN	GIPSO	GPSO	LIMONITA	LMNT	PEGMATITO	PGMT	SOLO	SOLO
ARENITO LÍTICO	ARLT	CONC. PIRROSAS	CPHR	GNAISSE	GNSS	LIHITO	LSST	PERILITO	PERL	TACTITO	TACT
ARENITO LITO-	ARLT	CONC. SILICOSAS	CSIL	GOSSAN	GSSN	LOESSITO	LSST	PERACIDITO	PRCD	TAGUILITO	TAGT
FELDSPÁTICO	ARLF	CONCLOMERADO	CONGL	GRANITO	GRNT			PERIDOTITO	PRDT	TERRITO	TERT
ARGILA	ARGL	CONC. COQUINA	CCOQ	GRANULITO	GRNL	MALIGNITO	MLGN	PICRITO	PCRT	TERRALITO	TERT2
ARGILITO	ARGT	CRAMBITO	CRMT	GRAUVACA	GRVC	MARGERITO	MNGT	PIROENITO	PRFN	TESCHENITO	TSCN
AUGENGNASSE	AUGS	CAULE	CALE	GNEISSE	GNSS	MARMORE	MMRM	PROKINITO	PRFK	TILITO	TILT
				GRANITO	GRNT	MATERIAL DE VEIO	MTRV	PORFIRO	PRFO	TINGULITO	TNGT
BASALTO	BST			GRANULITO	GRNL	MELAFIRO	MLFR	PLANTA INTEIRA	PLIN	TONALITO	TNLT
CASALTO TO-	BTLT	DACITO	DCIT	GRANULITO	GRNL	METABASITO	MBSB	QUARTZITO	QTZT	TRACUANDESITO	TRAD
LEITICO	BTLT	DIABÁSIO	DIAB	GRANULITO	GRNL	METAGABRO	MGBR	QUARTZO	QRTZ	TRACUBASALTO	TRBS
BASANITO	BSNT	DIATOMITO	DIOM	GNEISSE	GNSS	METAPHEILITO	MPHT	QUARTZO BA-	QZBA	TRAVERTINO	TRVT
BALXITO	BAXT	DIORITO	DIOM	GREISEN	GRSN	METASELENITO	MSED	SALTO	OZBS	TUFO	TUFO
BENTONITA	BSTN	DUNITO	DUNT	GRIT	GRIT	METAVULCA-	MVLC	QUARTZO DI-	OZDR	TURFA	TRFA
BOSTONITO	BSTN			HORNBLENDITO	HRBL	NICA	MVLC	RITO	OZDR		
BHECHA	BRCH	ECLOGITO	ECLC	HORNFELS	HRFL	MIGMATITO	MVLT	QUARTZO CAR-	OZCR		
B. DE FALHA	BRFL	EMBRECITO	EMBR	HUMUS	HUMS	MILONITO	MILT	QUARTZO CA-	OZCB		
B. VULCÂNICA	BRVL	EPIDIOLO	EPDL					RITO	OZCR		
BROTOS	BRTO	EPIDIBÁSIO	EPDB					QUARTZO LITO-	OZLT	VIDRO VUL-	VVLC
		EPIDODRITO	EPDR					QUARTZO MON-	OZMZ	CÂNICO	VVLC
CALCARENITO	CCRN	EPIDOTITO	EPDT					TONITO	OZMT	VITRÍFICO	VTRF
CALCÁRIO	CCLC	ESKARNITO	ESKN					QUARTZO POR-	OZPT		
CALCÁRIO DOLM	CCDM	ESPILITO	ESPL					FIRO	OZPR	XISTO	XSTO
CALCÁRIO FERRG.	CCFR	ESSEXITO	ESSX						OZSN	XISTO BETU-	XSTO
CALCÁRIO DOLE.	CCDL	EVAPORITO	EVPR							MINOSO	XSBT
CALCÁRIO SILIC.	CCSL										
CALCÁRIO OOLITE.	CCOL										
CALCÁRIO SILIC.	CCSL										
CALICHE	CLCH										
CARBONATITO	CABN										
CARVÃO	CARV										

Os resultados são plotados em boletins próprios para efeito de arquivamento e tratamento estatístico dos dados. Os valores de espectrografia de emissão são tabulados segundo a série 1-2-5-10-20-50... ppm, com interpolações visuais entre estes valores sempre dados como 1,5-3-7-15-30-70... ppm etc. Os valores de espectrofotometria de absorção atômica são tabulados segundo valor realmente lido até 30 ppm e a partir daí de 5 em 5 ppm até 100 ppm a partir daí de 10 em 10 ppm e assim por diante.

Em ambos os tipos de análise, além dos valores de finidos obtidos para cada amostra, dos diversos elementos, são plotados valores qualitativos quando da impossibilidade da determinação semiquantitativa. Neste caso, são empregados associados aos valores, qualificadores específicos: L - acompanha o valor do limite inferior de detecção e significa menor que este valor; G - acompanha o valor do limite superior utilizado e significa maior que este valor; H - acompanha o valor da leitura porém ressalva que houve qualquer tipo de interferência; N - acompanha o valor do limite inferior e significa não detectado; e I - usado quando a quantidade de amostra é insuficiente para análise.

As amostras de concentrados de bateia foram analisadas para semiquantitativa normal (%) dentro dos seguintes intervalos de leitura: menor que 1%; 1-5%; 5-25%; 25-50%; 50-75%; 75-100%. Para o primeiro intervalo é registrado o valor 1 e para os seguintes 3, 15, 40, 60 e 85 respectivamente.

As análises de espectrografia de emissão foram realizadas pelos seguintes químicos: Maria Lucia de Miranda e Lemos; Gloria Berenice C.T.C.B. da Silva; Elizabeth de B. B. W. Pacego; e Carmen Lucia Roquete Pinto.

As análises de espectrofotometria de absorção atômica foram realizadas pelos químicos: Cecile Stark Meyer; Celia Maria Tinoco Aride; e Ivonete Pedroso Arraes.

As análises de concentrado de bateia foram realizadas pelos geólogos: Expedita Gonçalves de Torres, Flavio Wolff, José Kopiler, Ligia Camargo e Maria Auxiliadora Taveira Belo.

### 10.2.3 - Interpretação dos dados

As informações de campo registradas na ficha de campo de amostra geoquímica, bem como os boletins de análise do LAMIN são associados e incluídos dentro de um processo de arquivamento, utilizando-se o computador.

Este procedimento é acarretado pelo grande número de informações obtidas geradas pela amostragem e consequente análise e também pela necessidade de se obter um rápido e mais completo estudo interpretativo a baixos custos.

Com base nisto, a CPRM criou e desenvolveu um sistema de arquivamento e tratamento estatístico de dados geoquímicos, o SEAG - Sistema Estatístico de Amostragem Geoquímica, que abrange programas de arquivamento, recuperação e tratamento estatístico, que incluem praticamente todos os métodos uni e multivariados aplicados a geoquímica.

As informações geradas e arquivadas foram submetidas através de critérios interpretativos aos programas de tratamento estatístico.

- Contagem (PRGQM 105)

Sumariza os valores dentro do Arquivo Geral do

projeto, apresentando em forma de tabela o número de amostras com valores definidos, com valores qualificados e o valor mínimo e máximo de cada elemento.

- Sumário das Estatísticas e Teste de Distribuição (PRGQM 210)

Determina os estimadores das diversas populações analisadas tais como : média geométrica e aritmética, desvio geométrico e aritmético, assimetria, curtose, coeficiente de variação. Realiza ainda os testes de Kolmogorov-Smirnov e Chi-quadrado, com a finalidade de testar a distribuição normal ou lognormal.

- Análise de Variância (PRGQM 405)

Este programa é feito apenas entre as amostras originais e suas réplicas, com o intuito de determinar a variância e conseqüentemente, a consistência dos dados.

- Matriz de Correlação (PRGQM 305)

Calcula o coeficiente de correlação entre dois elementos, determinando assim as associações paragenéticas notáveis entre os diversos elementos analisados.

- Gráfico de Probabilidade (PRGQM 515)

Analisa através da construção de histogramas e curvas probabilísticas, a distribuição dos elementos.

- Mapas de Localização (PRGQM 505)

Constroi através das coordenadas das amostras um mapa onde são plotadas as classes de valores de cada elemento através de símbolos alfabéticos ou numéricos.

### 10.3 - Apresentação e Interpretação dos Resultados de Sedimento de Corrente.

#### 10.3.1 - Introdução

Para interpretação dos resultados de sedimento de corrente foi inicialmente feita uma contagem dos dados através do programa respectivo.

Com base nos resultados eliminou-se a priori dos 32 elementos a serem analisados a Ag, As, Au, Cd, Sb por não terem sido detectados em nenhuma das amostras. O Ti e o Zr também foram eliminados pelo número excessivo de valores qualificados acima do limite de detecção do método que impediriam uma análise real dos padrões anômalos destes dois elementos.

Dos 25 elementos restantes, o Mo, Bi, Sn, W e Zn (analisados por espectrografia de emissão) foram analisados sem o auxílio de programas de tratamento estatístico pelo comportamento peculiar de cada um destes na área do projeto, todos com pequeno número de valores detectados na área.

Nos demais vinte elementos foi aplicado o programa de análise de variância, com a finalidade de determinar a variância introduzida de campo para cada um dos elementos. Assim sendo apenas o berílio apresentou uma variância elevada, maior que 50% (fig21) e admitindo-se o critério sugerido por Ebens et alii (1975) foi descartado da interpretação, pela inconsistência dos seus resultados.

Os 32 elementos originalmente analisados (30 por espectrografia de emissão e 2 por espectrofotometria de absorção atômica) ficaram reduzidos a 19 sendo 2 de absorção atômica (Cu e Zn).

**PROJETO FORTALEZA SUREG-RE**  
**GEOQUÍMICA REGIONAL - SEDIMENTO DE CORRENTE**  
**( ESTIMADORES DA POPULAÇÃO, PARÂMETROS DESCRITIVOS E COMPARATIVOS )**

ELEMENTO	VARIÂNCIA INTRODUTIDA DE CAMPO-%	AMPLITUDE ppm	MG ppm	DG ppm	VL ppm	GRAU DE DETECÇÃO DE ANOMALIAS	ASSOCIAÇÃO NOTÁVEIS	MOBILIDADE
Fe - S %	15	0.10 - 15	2.16	2.39	10	14:552	SIDERÓFILO	BAIXA
Mg - S %	7	0.02 - 3	0.45	2.62	2	13:552	Ca, Co, Cr, Ni	—
Ca - S %	9	0.05 - 10	0.78	2.73	5	6:552	Mg	—
Mn - S	28	15 - 5000	788	2.520	5000	22:552	Mg, Fe	MUITO BAIXA
B - S	10	10 - 1500	33	2.779	300	21:552	Be, Nb, U	MUITO ALTA
Ba - S	31	100 - 3000	696	1.773	3000	11:552	K, Pb, Zn	ALTA
Co - S	23	5 - 70	10	1.673	30	19:552	Mg, Ni, Te, Cu, Ag	ALTA
Cr - S	21	10 - 1000	64	2.250	500	8:552	Ni, Mg	BAIXA
Cu - S	37	5 - 100	13	2.043	70	16:552	Pb, Zn, Mo, Ni, Co	ALTA (PH BAIXO) BAIXA (PH ALTO)
La - S	42	20 - 1000	88	2.925	(G) 1000	16:552	Sc, Y, Nb	BAIXA
Nb - S	45	10 - 200	14	1.480	30	24:552	To, Ti, U	BAIXA
Ni - S	14	5 - 100	18	1.998	70	24:552	Mg, Co, Cu	ALTA
Pb - S	21	10 - 150	28	1.740	100	5:552	Zn, Ag, Cu, K	BAIXA
Sc - S	30	5 - 30	8	1.568	30	2:552	Y, Nb	BAIXA
Sr - S	19	100 - 1000	240	1.866	1000	14:552	Ca, K	—
V - S	40	10 - 1500	46	2.133	200	13:552	Fe, Pb, Zn, Cu	MUITO BAIXA
Y - S	49	10 - 700	37	2.505	500	8:552	Sc, Nb, La	BAIXA
Cu - AA	9	3 - 40	6	1.741	22	13:552	Pb, Zn, Mo, Ni, Co	ALTA (PH BAIXO) BAIXA (PH ALTO)
Zn - AA	11	2 - 90	15	1.958	57	10:552	Cu, Pb, Ag, Sb, As	MODERADA
Bi - S	—	—	—	—	(L) 10	15:552	Sb, As	BAIXA
Mo - S	—	5 - 10	—	—	5	12:552	W, Sn, Cu	ALTA
Sn - S	—	10 - 1000	—	—	10	7:552	W, Mo, Nb, Be	BAIXA
W - S	—	50 - 50	—	—	50	1:552	Mo, Sn, Nb	MODERADA
Be - S	67	—	—	—	—	—	Li, B, Nb, U, W	BAIXA

### 10.3.2 - Cálculo dos Estimadores

A principal finalidade do levantamento geoquímico é a definição de áreas anômalas em relação aos padrões normais de distribuição dos diversos elementos. Para tanto é necessário a construção de mapas geoquímicos, onde sobre uma base geológica simplificada sejam plotadas as amostras consideradas anômalas.

Na construção dos mapas geoquímicos, o intuito é preliminarmente determinar os padrões normais esperados para a área ou seja a faixa de "background" para cada um dos elementos e a partir daí destacar os valores que excedem esta faixa ou seja, que ultrapassem o valor limiar e que poderão estar relacionados com mineralizações, ou simplesmente definir contrastes litológicos.

Na determinação da faixa de "background" e do valor limiar desta, para cada um dos elementos, é necessário se calcular os estimadores e analisar as distribuições destes elementos na população amostrada. Dessa maneira adotou-se uma série de critérios no cálculo dos estimadores:

1) As amostras foram analisadas em conjunto, levando-se em consideração quando da interpretação, as litologias e feições estruturais que porventura possam causar destaques anômalos;

2) As distribuições foram supostas lognormais, que é o esperado para a distribuição de elementos traços em ambientes primários ou secundários, (Ahrens, 1954);

3) Foi admitido como faixa de "background, a amplitude determinada pelo valor mínimo encontrado e o valor limiar admitido.

4) O valor limiar foi calculado de duas maneiras diferentes - a média geométrica multiplicada pelo desvio geométrico ao quadrado - e o valor correspondente ao limite de 2,5% da frequência acumulada na distribuição. O valor limiar admitido foi o menor dos valores calculados.

5) O molibdênio apresenta apenas 11 valores definidos em 552 amostras, o que corresponde a menos de 2,5% do total, de tal maneira que o valor limiar foi considerado como o limite inferior de detecção do método.

6) O estanho e tungstênio apresentaram como valores definidos menos de 2,5% do total, de maneira que consideramos todos estes valores como anômalos.

7) O bismuto apresenta 15 valores L10, ou seja detectados abaixo do limite de detecção do método. Como o teor de Bi esperado, mesmo em níveis anômalos é abaixo de 10 ppm consideramos estes valores como preliminarmente significativos e dignos de análise.

Os valores de média geométrica (MG) e o valor limiar admitido, para cada um dos elementos, foram plotados na fig.21 - Estimadores da População.

### 10.3.3 - Associações Paragenéticas

No conjunto de amostras analisadas foi aplicado o programa de matriz de correlação com a finalidade de destacar as principais associações paragenéticas de elementos, e a partir daí construiu-se um gráfico de correlações, fig.22.

Destacam-se como principais associações paragenéticas as seguintes :



# PROJETO FORTALEZA SUREG-RE

## GEOQUÍMICA REGIONAL - SEDIMENTO DE CORRENTE

### GRÁFICO DE CORRELAÇÕES

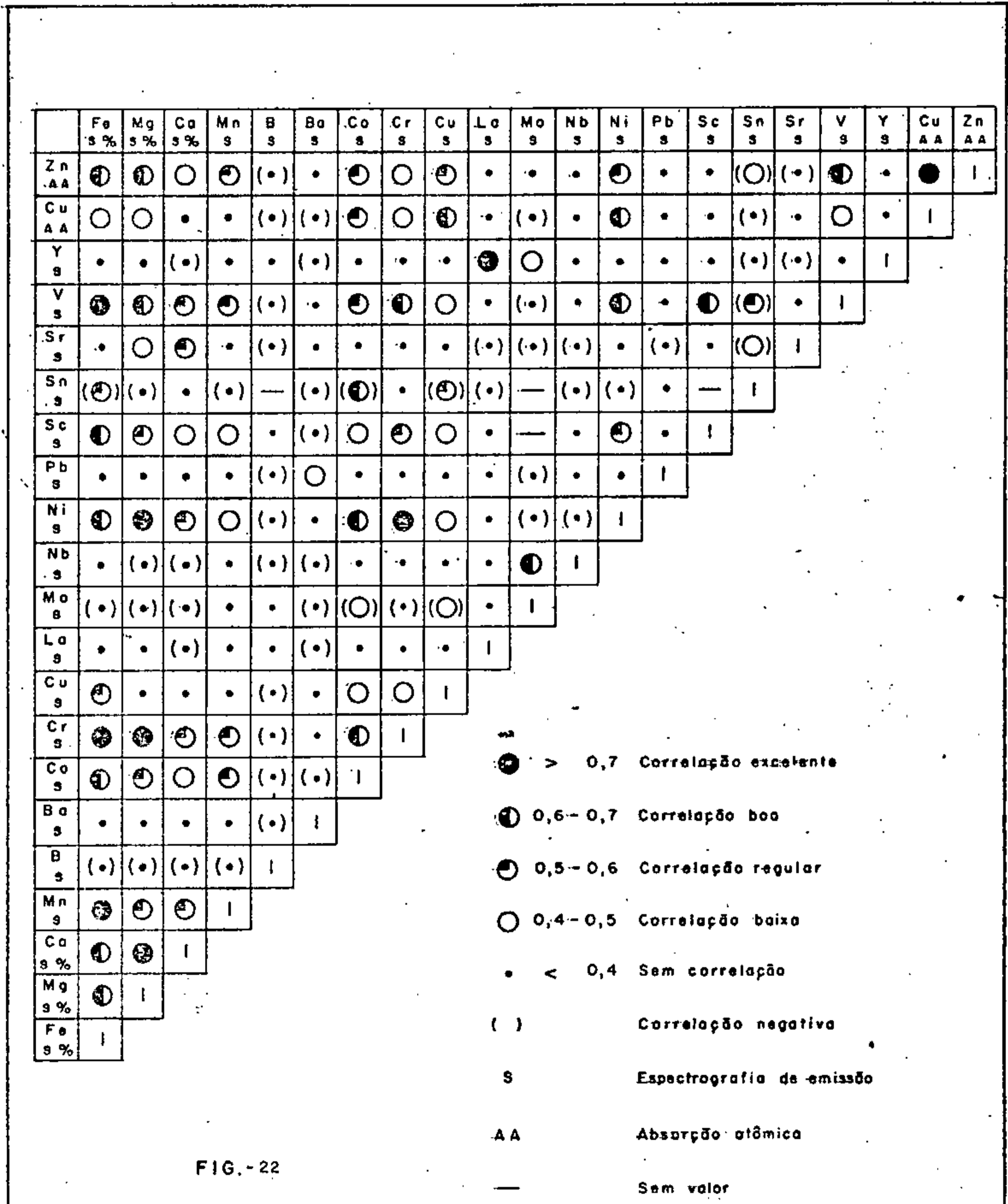


FIG. - 22

- Fe, Mg, Ca, Mn, Co, Cr, Ni - com forte tendência (de excelente a boa) a intercorrelação.
- Cu, Zn - com excelente correlação.
- Y, La - também com excelente índice.
- Nb, Mo - associação com boa correlação.
- O Sn é prejudicado na análise pelo pequeno número de valores definidos e o W e Bi não puderam sequer ser considerados na análise pelo mesmo fator.

Na construção dos mapas obedeceu-se a correlação obtida, associada e dirigida pela filiação comum dos elementos.

#### 10.3.4 - Mapas Geoquímicos

Os valores anômalos considerados foram plotados em mapas 1:500.000, com a mesma base geológica.

A plotagem de alguns dos elementos como Fe, Mg, Ca, Mn, B, La, Sc e Y não pressupõe a tentativa de delimitar áreas mineralizadas nestes elementos, apenas a sua colocação obedece a necessidade de determinar associações e dissociações notáveis com os elementos mineralizantes e identificar, na análise conjunta, tipos litológicos passíveis de mineralizações tais como greisens (associação do boro com Sn, Bi, W, Mo), carbonatitos (associação Y, La, Nb e elementos traços), corpos básicos (Mg, Fe, Cr, Co, Ni), pegmatitos (Y, La, Sc, B etc.), tactitos (Mg, Ca, W) como também sugerir explicações para anomalias não significativas; por exemplo, associação de elementos traços com Fe e Mn.

A base geológica utilizada foi a mesma do mapa integrado reduzida e simplificada, sendo que foram plotadas as

principais ocorrências minerais da área.

Os elementos foram plotados pelas suas associações mais comuns em quatro mapas: mapa I (Y, La, Nb, Sc e Sr), mapa II (Co, Cr, Mg, Ni e Ca); mapa III (B, Mo, W e Sn); e mapa IV (Ba, Bi, Pb, Zn e Cu). Em todos os mapas de elementos traços foram plotadas as anomalias de Fe e Mn, tendo em vista a importância destes dois elementos nas concentrações anômalas não significativas destes elementos.

#### Mapa I (Y, La, Nb, Sc e Sr)

O nióbio, ítrio, lantânio e escândio são elementos litófilos e geralmente apresentam-se associados em carbonatitos e em rochas alcalinas em geral. A associação também pode refletir pegmatitos ricos em columbita-tantalita.

Na área do projeto as principais anomalias, por elemento, foram as seguintes:

Ítrio - Apresenta uma faixa de anomalias no centro da área do projeto próximo as cidades de Paramoti, General Sampaio, Canindé. Estas anomalias estão ligadas, provavelmente a veios pegmatóides.

Lantânio - Aparecendo geralmente associado ao ítrio com quem possui uma excelente correlação, tanto em nível de "background" como anomalia, principalmente entre as rochas altamente metamórficas, outras anomalias são localizadas ao norte de General Sampaio e Serra do Gavião - Serra do Céu.

Escândio - Em nível de anomalia, não aparece com nenhuma associação notável em relação aos outros elementos. Suas melhores correlações são com elementos característicos de rochas básicas (Mg, Cr, Ni) ou com elementos siderófilos

(Fe, V) (Fig.22). As duas amostras anômalas (VA-325 e EE-1635) localizam-se nas folhas de Santa Quitéria e Sobral respectivamente, sem explicação geológica aparente ao fato.

Nióbio - Este elemento apresenta uma boa correlação com o molibdênio e nenhuma correlação com os demais elementos. Dessa forma conclui-se que este elemento em nível de "background" se encontra associado a rochas de composição granítica. Suas anomalias também refletem esta ligação, mapeando praticamente o granito Meruoca e alguns corpos granitóides do tipo Meruoca. Outras anomalias estão ligadas a região de General Sampaio, Paramoti, Canindé juntamente com as anomalias de Y e La e finalmente uma anomalia na região de Serra do Gavião - Serra do Céu associada a outras anomalias de elementos traços (Cu, Zn, V, La). Esta anomalia será motivo de análise em separado.

Estrôncio - Elemento fortemente litófilo, apresenta uma característica geoquímica peculiar, reflete geralmente a presença de rochas ricas em potássio e cálcio, principalmente rochas graníticas de composição alcalina. No caso particular deste levantamento o estrôncio apresenta uma correlação regular com o cálcio. Sua principal área anômala é na região de Maranguape; onde 6 anomalias praticamente definem a área de afloramento das intrusivas alcalinas. É importante notar que o estrôncio não apresentou nas outras áreas, uma densidade de anomalias semelhante a esta.

A significância das anomalias dos diversos elementos do mapa I pode ser resumida no seguinte:

- As evidências geológicas demonstram que a maior parte das anomalias refletem apenas contrastes litológicos impossíveis de serem delimitados durante a coleta das amo-

tras. Dessa forma apenas a anomalia de nióbio da Serra do Gavião - Serra do Céu devido a sua associação com outros elementos traços levou a uma interpretação em separado.

- As demais anomalias não podem ser descartadas sumariamente, tendo em vista as limitações da escala do mapeamento que acompanha o levantamento, 1:250.000. Deve-se levar em consideração que num possível mapeamento em semidetalhe ou detalhe da área ou parte da área, a possibilidade dos dados serem novamente reinterpretados de acordo com novos parâmetros geológicos.

- Não houve interferência visível das maiores concentrações de ferro e manganês nas anomalias de elementos traços do mapa I.

#### Mapa II (Ca, Mg, Ni, Cr, Co)

Foram plotados neste mapa a associação de elementos traços, típica de rochas máficas e ultramáficas, além do Fe e Mn.

A distribuição dos pontos anômalos foi bastante uniforme, delimitando claramente a zona de plutões básicos e intermediários da região de Itapiuna - Aracoiaba, refletindo muito bem a base geológica.

Cálcio e Magnésio - Estes dois elementos foram plotados por símbolos no mapa, por serem elementos maiores, juntamente com o Fe e o Mn. Estão associados às anomalias de Ni, Co e Cr definindo muito bem o compartimento básico delimitado.

Cobalto - Apresenta uma excelente correlação com o Cr e o Ni em nível de "background" e em nível de anomalia, fig.

22. Metade das suas anomalias estão localizadas na faixa Itapiuna - Quixadá, associadas às anomalias de níquel e cromo. Seu valor máximo foi de 70 ppm (VA-500) no extremo sudoeste da área, outros valores significativos (50 ppm) foram FP-17, VA-148, VA-429 e VA-212. Destas anomalias apenas a FP-17 está ligada a anomalia de níquel, numa região caracterizada pela presença de corpos básicos.

Níquel - Os mais elevados valores de níquel foram encontrados nas amostras VA-230, FP-10 e FP-6 todas com 100 ppm. A primeira delas ligada ao diorito de Aracoiaba onde também o cromo se destacou. A grandeza da sua amplitude (5-100 ppm) limita sobremaneira a importância das suas anomalias. A presença de corpos máficos é suficiente para elevar bastante seu teor nos sedimentos de corrente, daí a limitação dos resultados obtidos para este elemento. Garret e Nichol (1969) encontraram como valores médios para níquel em sedimento de corrente de Serra Leoa uma variação de 120 a 700 ppm dos granitos aos ultrabásitos. Na área do Projeto Rio Jaguaribe contígua ao sul, foram detectados valores de até 500 ppm, a média ficou em torno de 20 ppm e o limiar em torno de 100 ppm. Na área do Projeto Fortaleza, onde o limiar calculado foi de 70 ppm, 24 amostras tiveram seus valores acima deste, 21 de 70 ppm e 3 de 100 ppm. Assim sendo, nota-se claramente que os valores de níquel obtidos são baixos para indicadores de mineralização.

Cromo - Este elemento apresentou uma amplitude significativa (10-1000 ppm) com um valor limiar calculado de 500 ppm e uma faixa de background em torno de 70 ppm. O teor médio em rocha para o cromo pode variar de 15 a 2000 ppm das rochas ácidas às rochas ultrabásicas (Vinogradov, 1959). Em

sedimento de corrente, Garret e Nichol (op.cit.) obtiveram valores médios de Cr de 240 a 1400 ppm entre granitos, metas sedimentos e ultrabásicas em Serra Leoa. No Projeto Rio Jaguaribe, os valores obtidos para sedimento de corrente na zona mineralizada em cromita de Pedra Branca alcançam até 1500 ppm, com um limiar de 500 ppm, Sendo assim, pode-se considerar digno de destaque as anomalias de cromo do Projeto Fortaleza, levando-se também em consideração as limitações impostas pela comparação com os valores de Serra Leoa.

Das anomalias de cromo, as mais importantes são as ligadas ao corpo de diorito de Aracoiaba, que se reflete não apenas nestas anomalias como também nas de níquel e magnésio.

O ferro e o manganês apresentam uma distribuição anômala em todo o compartimento definido pelos elementos Co, Ni, Cr, Mg e Ca, porém a associação sugere mais uma consequência natural das rochas máficas do que o fenômeno de adsorção de elementos traços. Isto porque a correlação do Fe e do Mn com esses elementos é elevada tanto em nível de "background" como entre as anomalias, fig.22.

#### Mapa III (B, Mo, W, Sn)

Foram plotados neste mapa os elementos B, Mo, W e Sn, cuja associação paragenética é bastante comum entre os jazimentos de filiação granítica.

Boro - Elemento litófilo, tem como principal mineral a turmalina, daí a sua importância do ponto de vista geológico para determinar rochas ricas neste mineral (greisens e pegmatitos).

Na área do projeto este elemento não apresentou

correlação com nenhum outro e apresenta uma amplitude de 10-1500 ppm, um valor médio de 50 ppm e um limiar de 300 ppm. As principais zonas anômalas em boro são: região ao norte de Massapê, ligada aos quartzitos e metarcóseos do grupo Caicó refletindo algumas zonas ricas em turmalina; região ao norte de General Sampaio e Serra das Danças, ligadas também a anomalias de Lantânio, zona com abundância em quartzitos do grupo Ceará e Caicó, provavelmente também ricas em veios pegmatíticos com turmalina; a faixa de Aracoiaba-Acarape-Pacajus, zona farta em ocorrências de calcário e manganês e com a presença secundária de diques ácidos e pegmatitos; e finalmente a zona pegmatítica ao sul de Aratuba-Canindé, rica em turmalina.

A associação do boro com os pegmatitos é razoavelmente bem definida e vem comprovar que os demais elementos traços pouca relação tem com mineralizações do tipo pegmatito, pois não apresentam nenhuma correlação com o boro em nível de anomalia.

Molibdênio - Das 616 amostras analisadas entre originais e réplicas apenas em 12 o molibdênio foi detectado, dessa forma consideramos o limite de detecção do método (5 ppm) como limiar para este elemento. Os teores médios encontrados para molibdênio em rochas ígneas e metamórficas não excedem 2 ppm, Vinogradov (op.cit.). Em sedimentos de corrente, zonas anômalas em molibdênio podem ser detectadas até por 5 ppm (Mather, 1959) em serviços de reconhecimento. Garrett e Nichol (op.cit.) no levantamento em Serra Leoa não conseguiram detectar o Mo mesmo utilizando o limite de detecção de 2 ppm. No Projeto Rio Jaguaribe, foi utilizado como limiar, com segurança, 5 ppm e foram delimitadas zonas conheci



das de mineralização de Mo associado a W em tactitos scheeli-  
tíferos. Dessa forma o limiar utilizado é de total confiança  
para delimitar realces devido a possíveis mineralizações ou  
mesmo rochas com conteúdo anômalo em molibdênio.

O molibdênio delimitou claramente o granitóide de  
Tamboril no entanto, sua presença aí está intimamente ligada  
às anomalias de ferro, demonstrando nesse caso a sua associa-  
ção siderófila e portanto menos importante e ainda podendo  
refletir neste caso um típico fenômeno de adsorção.

Outras duas anomalias localizaram-se nos contrafor-  
tes leste do granito da Meruoca. O Projeto Geoquímica para  
Cobre na Área de Sobral, já havia obtido o mesmo resultado  
para este granito e sugerido um plano de verificação de ano-  
malias, já que não é conhecida nenhuma ocorrência de molib-  
dênio nesta área.

Uma série de anomalias isoladas (4 ao todo) espa-  
lham-se por toda a área do projeto, sendo que três delas (VA-  
174, VA-167 e VA-171) estão ligadas aos granitóides do com-  
plexo Tamboril-Santa Quitéria, enquanto a outra localiza-se  
ao norte de Quixadá, ligada a uma ocorrência de manganês (o-  
corrência nº 223).

Finalmente uma das anomalias, a VA-328, localiza-se  
à margem da estrada CE-183 ao norte de Santa Quitéria, liga-  
da a anomalias de tungstênio e estanho e é motivo de análise  
em separado adiante (região do rio Jacurutu).

Tungstênio - Elemento litófilo, acompanha geralmen-  
te o Mo, Sn e Nb em diferenciações ígneas. O grande problema  
que prejudica demais a prospecção geoquímica para tungstênio  
é a limitação imposta pelos métodos analíticos usuais. O li-

mite inferior da espectrografia de emissão para W é de 50 ppm. O tungstênio é um elemento que, além de existir em níveis de concentração muito baixos (2 ppm em rocha), apresenta uma mobilidade limitada pela baixa dissolução dos seus minerais primários.

Apenas um valor definido foi encontrado para o tungstênio, numa associação bastante interessante do ponto de vista geoquímico e geológico. A amostra VA-328 apresenta uma série de anomalias conjuntas de Sn, W e Mo já mencionadas anteriormente e que será motivo de apreciação em detalhe.

Estanho - Elemento siderófilo de baixa mobilidade, sendo esta limitada pela alta estabilidade do seu mineral primário, a cassiterita.

Na área do projeto, apenas 7 valores definidos foram encontrados acima do limite de detecção de 10 ppm da espectrografia de emissão. Assim sendo, considerou-se este limite como limiar para a área.

Garret e Nichol (op. cit.) encontraram em sedimentos de corrente em área de granitos estéreis, valores para Sn que não excederam 7 ppm. Flinter (1971, in Smith e Turek 1976) recomenda a identificação de granitóides estaníferos com mais de 10 ppm de Sn (em rocha) e granitóides estéreis com menos de 10 ppm de Sn e admitindo como granitóides mineralizados os estaníferos que contém cassiterita.

Utilizando um valor relativamente alto para limiar em sedimento de corrente (10 ppm), pode-se com segurança definir na área, granitóides provavelmente estaníferos.

Um dos valores 1000 ppm (VA-333) localiza-se ao norte de Santa Quitéria num pequeno riacho afluente do rio Jacu

rutu, que drena um pequeno corpo de aplitogranito. Outra anomalia de 30 ppm (VA-330) corresponde a outro pequeno corpo circunscrito próximo. Também a amostra VA-328 (10 ppm de Sn), corresponde a outro pequeno corpo. Estas anomalias serão analisadas em conjunto como área anômala em elementos de filiação granítica.

Uma das anomalias de estanho, localizou-se juntamente com uma anomalia de Mo no Granito Meruoca, já motivo de considerações. As outras três anomalias correspondem ao granitóide Irauçuba-Itapagé diferenciado dentro do complexo Tamboril-Santa Quitéria. É importante notar que este mesmo granitóide, destacou-se em anomalias de Nb e Mo.

A não ser na concentração anômala do granitóide de Tamboril, o ferro não teve influência nas outras concentrações de elementos traços deste grupo. Quanto ao manganês, nenhuma associação das suas anomalias com as demais plotadas neste mapa, pode ser feita.

#### Mapa IV (Ba, Cu, Zn, Pb, V, Bi)

Foram plotados neste mapa, alguns dos principais elementos calcófilos analisados (Cu, Zn, Pb e Bi) como também, o vanádio e o bário, elementos litófilos.

O zinco e o cobre foram analisados por espectrografia de emissão e por espectrofotometria de absorção atômica. Os resultados de zinco por emissão não foram satisfatórios devido ao alto limite de detecção do método para este elemento (200 ppm). Apenas um valor definido foi encontrado. Assim sendo, não considerou-se este resultado na interpretação. O cobre, apresenta valores mais elevados nos resultados de espectrografia de emissão que no outro. Isto é devi

do ao fator ataque analítico. No primeiro, o resultado exprime o conteúdo total do cobre contido na amostra, enquanto no segundo caso, apenas aquele que é susceptível de ser atacado pelo  $\text{HNO}_3$  concentrado a quente. A correlação entre ambos é regular, porém em nível de anomalia pode se considerar bom, já que as anomalias indicadas por um é geralmente confirmada pelo outro.

Bário - Elemento litófilo, apresenta dois tipos de associações comuns, uma substituindo o potássio em rochas ígneas félsicas (feldspatos potássicos) e outra acompanhando depósitos sulfetados de Pb, Zn, Ag e Au. Em rochas pode chegar até a 1000 ppm em nível de "background" (rochas félsicas), com mobilidade elevada em ambiente secundário. Seu valor limiar calculado foi de 3.000 ppm e sua média foi de 700 ppm. Apresenta poucas zonas anômalas e diversas anomalias isoladas. Na região ao sul de Maranguape ocorre uma das zonas anômalas associada a anomalias de estrôncio (mapa I) e ligada geologicamente a área mapeada como complexo Tamboril-Santa Quitéria. Esta associação Sr-Ba é característica de substituição do potássio nos K-feldspatos. Esta área do complexo Tamboril-Santa Quitéria pode ser individualizada do ponto de vista geoquímico, como uma área onde a associação Ba-Sr ocupa relativa importância. A presença de "plugs" alcalinos nas proximidades pode ser a causa do fato. Noll e Von Engelhardt (in Rankama e Sahama, 1962) demonstram que o conteúdo em Sr e Ba dos feldspatos potássicos dependem da temperatura da sua formação. Em geral, os feldspatos potássicos que se formam durante os primeiros passos do intervalo de cristalização contém mais Sr e Ba que os últimos que cristalizam.

Outras anomalias de bário estão distribuídas alea

toriamente dentro da área de rochas altamente metamórficas porém sem nenhuma ligação aparente com estruturas notáveis.

Vanádio - Seu limiar calculado foi de 200 ppm, com um valor médio de 50 ppm. Seu teor médio em rochas ígneas ou metamórficas varia de 30 a 200 ppm. Foram detectadas 13 anomalias.

Da mesma maneira que o molibdênio, este elemento de forte caráter litófilo delimita o granitóide Tamboril, a sudoeste da área do projeto. Em área de rochas graníticas ou afins, o vanádio apresenta-se ligado ao Fe e Ti, em magnetita, em minerais secundários de urânio e em alguns depósitos sulfetados de Pb e Zn.

No caso particular deste trabalho, suas principais anomalias estão localizadas dentro do complexo Tamboril-Santa Quitéria de rochas altamente metamórficas. Apenas uma das anomalias está ligada a estrutura da Serra do Gavião - Serra do Céu. Existe no caso uma ligação entre as anomalias de vanádio e as de ferro porém de menor intensidade que as de molibdênio.

Este elemento pode ser usado como "pathfinder" para depósitos sulfetados ricos em vanádio (Hawkes e Webb 1965). Com exceção da anomalia da Serra do Gavião-Serra do Céu, as demais estão incluídas dentro da faixa sudoeste do complexo Tamboril-Santa Quitéria. A associação mais comum de vanádio em rochas ígneas e metamórficas de composição granítica é com o titânio e o ferro em titanitas e titano-magnetita e coincidentemente esta área é rica em titanita (mapa VI) o que explica em parte suas anomalias.

Bismuto - Elemento calcófilo, aparece geralmente associado a Sb e As em depósitos sulfetados. Sua mobilidade

é baixa e seu conteúdo médio em rochas ígneas ou metamórficas é em torno de 0,1 ppm. Nenhum valor definido foi detectado na análise por espectrografia de emissão cujo limite é de 10 ppm, extremamente elevado mesmo para teores considerados anômalos. Assim sendo, considerou-se os valores L10, ou seja, observados abaixo do limite de detecção como significativos e merecedores de interpretação. Dessa maneira foram plotados 15 valores com aquele resultado.

Muito embora limitado pela sua baixa mobilidade, como também pelo problema analítico (limite de detecção elevado), o bismuto pode tornar-se excelente "pathfinder" para depósitos sulfetados, principalmente de chumbo. Burkam (1959) e Rose (1967) salientam muito bem esta característica do elemento, Routhier (1963) enumera diferentes tipos de mineralizações plutônicas hidrotermais com a presença de bismuto sob a forma de bismutinita, com Pb, Zn, Ag, Cu, Co, Ni (meso-termais), Au, Cu (hipo-termais) e Zn, W ("départ acide").

A principal área de destaque do Bi localizou-se a oeste de Itapiuna, sudoeste de Canindé, onde uma série de valores (11) se encontram interligados, sendo que um deles associado a uma anomalia de Pb. Na região existem ocorrências de espodumênio, e quartzo ligados a pegmatitos e uma ocorrência de urânio e fósforo. O levantamento aerofotogramétrico da área foi prejudicado pela presença de nuvens e as fotografias tornam-se impossíveis de serem melhor detalhadas. No entanto, esta associação de valores significativos em bismuto merecem um melhor enfoque, inclusive com verificação destas anomalias e suas causas reais.

Os outros 4 valores estão localizados: um a nordeste de Quixadá, junto a uma anomalia de chumbo, porém sem ex

plicação geológica aparente; outro mais ao norte ligada a ocorrências de manganês e pegmatitos; e finalmente as duas últimas ligadas às duas áreas que serão motivo de análise em separado, uma delas ligada a estrutura da Serra do Gavião - Serra do Céu e a outra, às anomalias de W, Mo. e Sn ao norte de Santa Quitéria.

Chumbo - Apenas 5 valores excederam o limiar calculado de 100 ppm. O valor médio foi de 30 ppm (amplitude de 10-150 ppm). Garret e Nichol (op.cit.) encontraram para chumbo em Serra Leoa um valor médio de 25 ppm, numa amplitude de 15-50 ppm. Em ambientes primários, rochas ácidas e intermediárias, a média situa-se em torno de 48 ppm (Green, 1959 in Hawkes e Webb, op.cit.). Sua mobilidade baixa, limita muitas vezes a detecção do elemento, tendo como consequência uma maior valorização dos seus valores anômalos. A prospecção geoquímica de chumbo através de sedimento de corrente se mostra bastante promissora em diversas áreas do mundo inteiro (Polikarpochkin et. al., 1958 - Webb, 1958b in Hawkes e Webb, op.cit.), principalmente pela qualidade de suas anomalias.

Na área do projeto elas localizam-se em pontos isolados: uma das anomalias está ligada a outra de bismuto, nas proximidades da cidade de Itapiuna e que apresenta problemas de fotointerpretação devido a nuvens nas fotografias; outra localizada na bacia do rio Pirangi a sudeste da primeira, também indiretamente associada a uma anomalia de bismuto. Nenhuma evidência geológica em foto foi encontrada. Ao norte de Itatira localiza-se outra, dentro de uma drenagem que corta um dique ácido; duas outras estão localizadas geologicamente dentro do complexo Tamboril-Santa Quitéria, a menor em drenagem cortando pequeno granito diferenciado e a outra associada a anomalias de Cu, V e Fe, podendo ser fenômeno simples de

adsorção, aparentemente sem ligação com nenhum caráter geológico notável.

Zinco - O zinco foi analisado por absorção atômica e espectrografia de emissão. No segundo apresentou apenas um valor definido, devido ao alto limite de detecção do método (200 ppm), tendo por isso sido considerados apenas os valores por A.A. O valor médio encontrado foi de 15 ppm (amplitude 2-90 ppm) abaixo do valor encontrado por Garret e Nichol (op.cit.) para sedimentos de corrente em área de rochas ígneas e metamórficas félsicas (40 ppm). Por causa de sua alta mobilidade, o zinco forma padrões de dispersão bastante úteis na prospecção geoquímica por sedimento de corrente (Hawkes e Bloom, 1956; Boyle et al., 1958; Webb, 1958b - in Hawkes e Webb - op.cit.). Uma característica importante do zinco em sedimento é a facilidade com que o mesmo é fixado, por adsorção, ao Fe e Mn e, a matéria orgânica.

As dez amostras seguintes excederam o limiar calculado de 57 ppm: uma ligada ao granito Meruoca nas proximidades de Sobral; outra localizada ao sul do açude General Sampaio, tendo como provável explicação a sua situação dentro da zona de inundação do mesmo e ligada a matéria orgânica; três outras anomalias de zinco ligadas a de Cu-AA e Cu-Spec, localizam-se junto à cidade de Pacoti, numa área a sudeste de Aracoiaba, e ainda mais ao sul nas margens da rodovia CE-22, sem explicação geológica aparente, apenas com algumas ocorrências de manganês dentro de rochas altamente metamórficas; uma outra anomalia, ligada a uma pequena representação do grupo Ceará a sudoeste de Aracati; outra anomalia de pequena expressão, ao norte de Itatira, em zona sem ocorrências minerais, dentro da área de rochas altamente metamórficas; uma anomalia ligada a outras de Cu-Spec e Cu-AA a sudoeste da estru



tura da Serra do Gavião-Serra do Céu, com um pequeno "plug" granítico dentro da sua área de drenagem; e finalmente as anomalias da Serra do Gavião-Serra do Céu que serão analisadas adiante, separadamente.

Cobre - Elemento calcófilo, apresenta uma gama de associações bastante variada: com Pb, Zn, Mo, Ag, Au, Sb, Se em depósitos sulfetados; Ni-Pt em ultrabásicas; e Co-As em veios hidrotermais; e outras menos importante. Sua mobilidade é extremamente sensível ao pH do ambiente, sendo alta em zonas onde o pH é baixo, e baixa onde o pH é alcalino. Seu conteúdo médio em rochas ígneas e metamórficas de composição granítica é de 30 ppm. Garret e Nichol obtiveram em Serra Leoa valores de 25 ppm em média (amplitude de 10-55 ppm) com os sedimentos analisados por espectrografia de emissão.

As amostras de sedimento de corrente do Projeto Fortaleza foram analisadas, tanto por espectrografia de emissão (Cu-S) como por absorção atômica (Cu-AA). A correlação entre ambos, fig.22, foi apenas regular. Deste modo, considerou-se como base interpretativa o Cu-AA e o outro apenas como complemento. As amplitudes de valores obtidos para cada um dos resultados foram Cu-Spec (5-150 ppm) e Cu-AA (3-40 ppm), havendo portanto uma relação entre ambos de aproximadamente 3 vezes. As médias calculadas foram de 7 ppm para Cu-AA e 15 ppm para Cu-Spec e os limiares de 22 ppm e 70 ppm respectivamente. Destacaram-se 13 anomalias do primeiro e 16 anomalias do segundo, sendo que 6 foram coincidentes. As principais correlações de ambos foram: cobre - absorção atômica com Co, Cu-Spec, Ni e Zn, sendo com o último excelente; cobre - espectrografia com Cu-AA e Zn, ambas regulares.

Das anomalias não coincidentes, duas apresentam uma importância visível, estando associadas a anomalias de zinco:

uma na cidade de Pacoti e outra na margem da estrada CE-22 a nordeste de Quixadá.

Ao sul da cidade de Tamboril, ocorre uma das áreas de concentração de anomalias. Nesta região existe a presença de diques ácidos (granitos porfiríticos) cortando uma série de migmatitos do complexo Tamboril-Santa Quitéria. Ocorrem ainda "plugs" graníticos discordantes da estrutura.

Outra associação notável de anomalias (Cu-AA, Cu-Spec, Zn) é na amostra VA-457 próxima a zona anômala da Serra do Gavião-Serra do Céu. Este grupo está associado a um pequeno "plug" granítico dentro do complexo.

As correlações do Fe e Mn com o Cu-Spec e Cu-AA foram em geral de regular a nenhuma correlação. Apenas com o Zn-AA o ferro apresentou uma correlação elevada, porém na análise do mapa de anomalias, deduz-se que foi em nível de "back - ground". Diante de todos estes aspectos, a conclusão lógica que se obteve é que as anomalias, não são consequência do fenômeno de adsorção, no mapa IV.

#### 10.4 - Concentrados de Bateia

##### 10.4.1 - Introdução

As amostras de concentrado de bateia foram analisadas mineralogicamente com contagem semiquantitativa. Detectou-se entre as diversas amostras 28 minerais: magnetita, ilmenita, scheelita, rutilo, monazita, zircão, xenotímio, anatásio, granada, piroxênio, anfibólio, turmalina, cianita, estauroлита, andalusita, silimanita, epidoto, corindon, titanita, espinélio, fosfato, leucoxênio, apatita, micas, fragmentos de rocha, óxido de ferro, vesuvianita e pirita limonitizada.

Foram eliminados os seguintes minerais: fragmentos de rocha e óxido de ferro pela sua pouca importância nas finalidades deste trabalho e o espinélio pelo excessivo número de valores (55) iguais a menor que 1% o que não apresenta grande significado ao que se propõe o levantamento. Os demais minerais foram plotados e interpretados por conjuntos afins.

Foram construídos histogramas para todos os elementos e foram plotadas aquelas classes cuja frequência acumulada estivessem aquém de 10%, exceção feita a scheelita, que pela sua importância foram plotadas totalmente (36 valores). Assim foram plotadas as amostras relacionadas na fig. 23.

Os grupos foram criados pelas associações mineralógicas mais comuns e mais importantes:

Mapa VI - Magnetita, ilmenita, rutilo, anatásio titanita, leucoxênio.

Mapa VII - Granada, cianita, estauroлита, andaluzita, silimanita, corindon.

Mapa VIII - Monazita, xenotímio, apatita, turmalina, micas, zircão.

Mapa IX - Epidoto, scheelita, piroxênio, anfíbólio, fosfato, vesuvianita, pirita limonitizada.

No mapa VI foram plotados os minerais ligados a depósitos de associação félsica tipo Fe-Ti de filiação anortosítica (magnetita, ilmenita, rutilo, anatásio, titanita, leucoxênio), como também minerais de associação máfica e ultramáfica tipo cromititos, dunitos, peridotitos, etc. (magnetita e ilmenita), Stanton (1972).

# PROJETO FORTALEZA SUREG-RE

## CONCENTRADO DE BATEIA SUMÁRIO DOS ESTIMADORES

MINERAL	VALOR LIMIAR %	Nº DE ANOMALIAS	GRAU DE DETECÇÃO %
MAGNETITA	25	6	2.0
ILMENITA	50	26	8.6
RUTILO	5	5	2.0
MONAZITA	5	25	8.3
ZIRCÃO	25	6	2.0
ANATÁSIO	1	1	0.4
GRANADA	50	10	3.3
PIROXÊNIO	1	4	1.3
ANFIBÓLIO	75	9	3.0
TURMALINA	5	28	9.3
CIANITA	50	7	2.3
ESTAUROLITA	5	18	6.0
ANDALUZITA	1	10	3.3
SILIMANITA	25	12	4.0
EPIDOTO	25	13	4.3
TITANITA	5	11	3.6
LEUCOXÊNIO	1	3	1.0
APATITA	1	19	6.3
MICAS	5	8	2.6
SCHEELITA	< 1	36	11.9
FOSFATO	< 1	12	4.0
XENOTÍMIO	< 1	16	5.3
CORÍNDON	< 1	3	1.0
VESUVIANITA	< 1	2	0.6
PIRITA LIMONITIZADA	< 1	6	1.9

No mapa VII plotou-se os minerais característicos de graus de metamorfismo regional e representativos de tipos petrológicos: granada, cianita, estaurolita, andaluzita, silimanita e corindon.

Os minerais típicos de pegmatitos, granitos e rochas afins: monazita, xenotímio, apatita, turmalina, micas, e zircão, foram plotados no mapa VIII.

Os demais minerais ficaram colocados no mapa IX e representam: depósitos de filiação metamórfica de contato e metassomatismo (epidoto, scheelita, vesuvianita); veios hidrotermais ou depósitos sulfetados (pirita); depósitos com urânio (fosfato); e finalmente rochas máficas e ultramáficas (piroxênio e anfibólio).

#### 10.4.2 - Mapas de concentração de minerais pesados

Mapa VI - (Magnetita, ilmenita, rutilo, anatásio, titanita, leucoxênio).

A ilmenita, titanita e rutilo delimitam muito bem a porção do complexo Tamboril-Santa Quitéria que fica localizada a oeste da falha de Groaíras. Na porção leste apenas a ilmenita destaca-se junto ao granitóide de Irauçuba. Outras ocorrências de ilmenita foram no granito Meruoca e na zona pegmatítica-manganífera de Cristais-Pacujá.

A magnetita, além das concentrações já citadas, destaca-se ao norte de Sobral, refletindo os pequenos veios de magnetita que cortam os tectonitos da falha Sobral-Pedro II.

O rutilo aparece em pontos isolados: ao sul da zona pegmatítica de Cristais e junto aos corpos básicos a nor-

te de General Sampaio.

O anatásio e o leucoxênio apresentam poucos pontos, ligados geralmente entre si e a titanita.

A titanita aparece ainda a nordeste de Sobral entre os migmatitos do grupo Caicó e junto ao grupo Ceará na região de Baturité.

Mapa VII - (granada, cianita, estaurolita, andaluzita, silimanita e corindon).

As maiores concentrações de granada ficaram restritas ao grupo Caicó, destacando-se muito bem a zona ao norte de Itatira dentro das estruturas sinformes e antifformes em gnaisses e migmatitos granatíferos.

As poucas concentrações de cianita (7) localizam-se principalmente nos gnaisses e migmatitos à cianita que ocorrem a sudeste de Sobral. Outras ocorrências casuais refletem principalmente a presença quase sempre isolada de cianita em relação aos outros minerais deste grupo.

A estaurolita e andaluzita aparecem quase sempre associadas caracterizando faixas do grupo Caicó com concentrações notáveis destes dois minerais, destacam-se como principais: zona ao sul de Canindé; zona a sudeste de Pacajus; e zona nordeste de Sobral. Esta associação caracteriza razoavelmente um ambiente metamórfico.

A silimanita apresenta uma distribuição regular por faixas bem individualizadas; uma delas a nordeste de General Sampaio; outra correspondendo a zona pegmatítica-manganífera de Cristais e finalmente a área Baturité-Aracoiaba.

O corindon apresenta apenas 3 valores distribuídos erraticamente, sem importância maior.

Mapa VIII - (Monazita, xenotímio, apatita, turmalina, micas e zircão).

Estes minerais são característicos de pegmatitos, granitos e rochas afins, apresentam uma condensação muito grande de concentrações notáveis.

A monazita apresenta duas zonas preferenciais de concentração: na região de Baturité, área de afloramento do Grupo Ceará; e na zona limítrofe entre o complexo Tamboril-Santa Quitéria e o Grupo Caicó a noroeste de Canindé. As demais concentrações distribuem-se erraticamente por toda a área.

O xenotímio acompanha quase sempre a monazita ou a turmalina, principalmente na região pegmatítica de Cristais.

A apatita apresenta algumas zonas de concentração: a nordeste de Quixadá; a sudeste de Cristais; uma faixa entre Hidrolândia e Tamboril, a sudoeste da área do projeto; e a oeste de Itapipoca na borda norte do complexo Tamboril-Santa Quitéria.

A turmalina concentra-se principalmente em três zonas principais: a zona pegmatítica de Cristais; a área de Baturité-Aracoiaba e a faixa ao sul de Canindé.

As micas concentram-se principalmente na área de afloramento do Grupo Ceará em Baturité associada a turmalina e monazita.

O zircão, apresenta pontos distribuídos erratica-

mente; granito Meruoca, granitóide Irauçuba e outros pontos de menor importância.

Mapa IX - (Anfibólio, piroxênio, fosfato, pirita, epidoto, vesuvianita e scheelita).

O anfibólio apresenta uma distribuição bastante errática de suas concentrações, isto reflete sobremaneira, o seu caráter de acessório bastante comum de rochas ígneas e metamórficas. Não há em mapa nenhuma aglomeração notável de suas concentrações.

Das quatro concentrações anômalas de piroxênio, três localizam-se junto ao corpo diorítico de Aracoiaba, mapeando claramente o mesmo.

O fosfato apresenta apenas dois aglomerados importantes: um associado ao granito Meruoca e o outro a oeste de Aracati próximo a zona pegmatítica de Cristais.

No flanco oeste da falha de Groairas, ocorre uma zona rica em concentrações de pirita limonitizada, dentro do complexo Tamboril-Santa Quitéria. Algumas anomalias de Sn, W, Mo e Bi ocorrem entre os sedimentos de corrente nas proximidades.

Na análise da associação epidoto-vesuvianita-scheelita esperava-se a definição de prováveis tactitos mineralizados, no entanto, o epidoto não se encontra associado a scheelita em nenhuma amostra em concentrações anômalas e apenas a vesuvianita na região ao norte de Russas, a sudeste da área, aparece nas proximidades de um ponto scheelitífero e associada a epidoto.



Quanto a presença de scheelita, deve-se considerar um caso de grande importância a sua análise. No Projeto Rio Jaguaribe, as áreas conhecidas, ricas em tactitos scheelitíferos, apresentaram nos concentrados de bateia coletados, quantidades de scheelita sempre inferiores a 1%. Dessa forma considerou-se para análise, naquele projeto, que a simples presença do mineral poderia detectar tactitos mineralizados. Da mesma maneira, considerou-se para este projeto o mesmo critério. A dificuldade da prospecção de scheelita para um serviço não dirigido, é grande. Os tactitos mineralizados podem com frequência serem tomados como simples rochas calcossilicatadas. Assim sendo é necessário uma prospecção dirigida com o intuito de determinar os verdadeiros limites da Província Scheelitífera do Nordeste.

Vários pontos foram assinalados com scheelita, associados com as diferentes unidades estratigráficas: grupo Caicó; grupo Ceará; complexo Tamboril-Santa Quitéria. Trinta e seis pontos foram assinalados com uma distribuição bastante aleatória, com restrição apenas a faixa oeste, a partir de Irauçuba onde nenhum ponto foi detectado.

#### 10.5 - Zona Anômala do Rio Jacurutu (Sn, Mo, W, Nb e Bi)

Ao norte da folha de Santa Quitéria ocorrem três pontos anômalos em Sn (VA-328, VA-330 e VA-333), sendo que o primeiro é também anômalo em Mo, W, Bi e Nb segundo os critérios adotados na interpretação. Esta série de anomalias está relacionada a feições geológicas bastante interessantes no que se refere a controle de mineralização de filiação ácida.

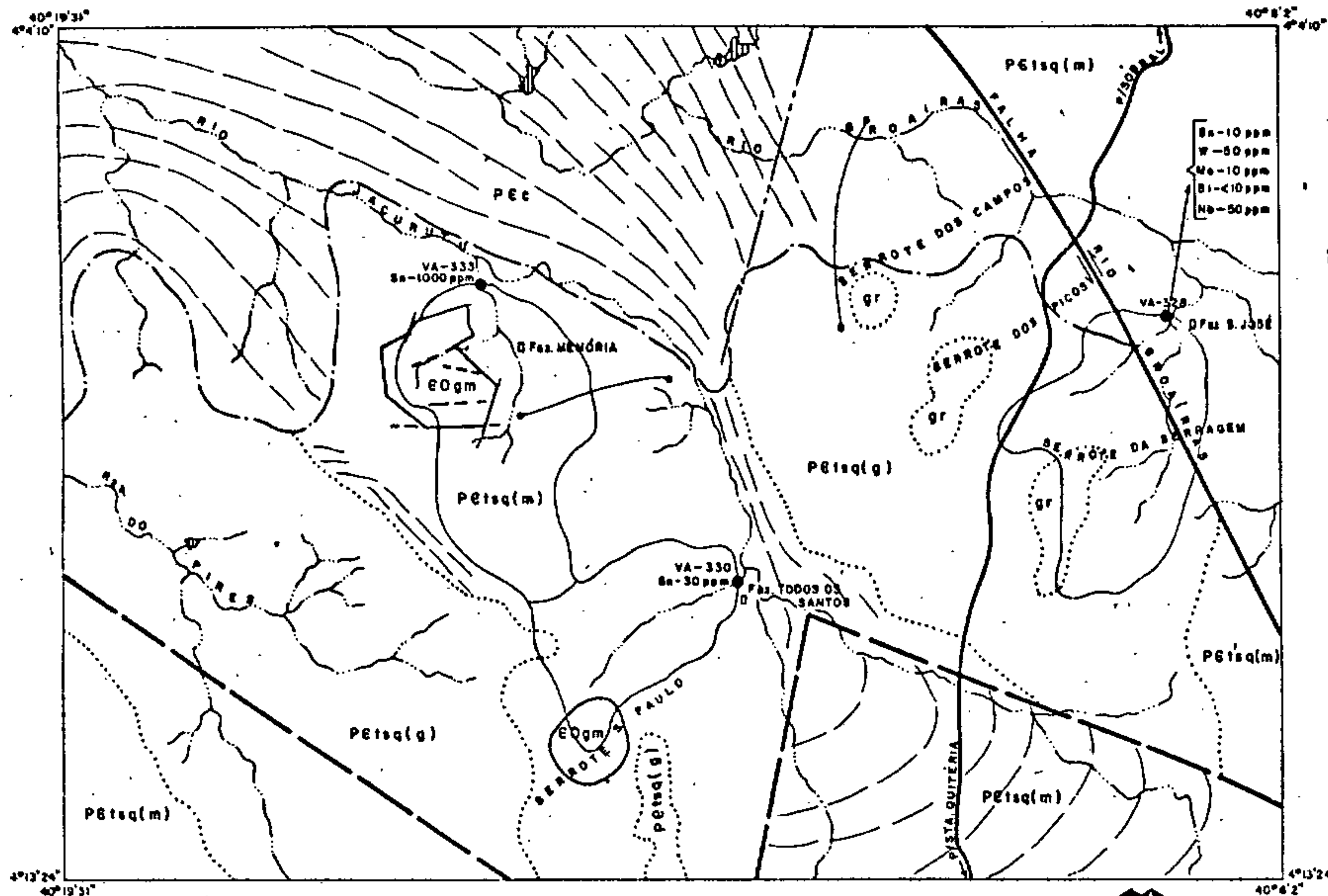
A área fica localizada geologicamente nos limites do complexo Tamboril-Santa Quitéria com o grupo Caicó, oeste da área do projeto, fig.24. Ocorre nesta área uma série de pequenos "plugs" graníticos, pós-tectônicos, cortando as rochas do complexo. Estes "plugs" foram relacionados com o "stock" granítico da Serra da Barriga ao norte, correlacionado por sua vez, com o granito Meruoca de idade eo-cambriana. Alguns destes "plugs" não estão realmente muito bem definidos como pós-tectônicos, assim sendo considerou-se apenas como destacáveis dos granitóides do complexo e identificados por (Gr). O complexo foi subdividido em uma zona com lineações visíveis e outra granitizada (G). Toda a geologia foi baseada no levantamento do projeto, escala de 1:250.000, com uma refotointerpretação para maior detalhamento.

Os teores obtidos em ppm para os 5 elementos de filiação ácida nos três pontos escolhidos foram:

	VL	VA-328	VA-330	VA-333	
Bi	L10	L10	ND	ND	
Mo	5	10	ND	ND	ND - Não detectado
Nb	30	50	10	15	VL - Valor limiar
Sn	10	10	30	1000	L10 - Menor que 10ppm
W	50	50	ND	ND	

Thadeu, D. (1973) caracteriza os granitos estaníferos como formados principalmente de ortoclásio e quartzo, com muscovita e albita também presentes. O "plug" granítico da Fazenda Memória (VA-333) apresenta uma composição idêntica a caracterizada por Thadeu.

MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA  
DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL



CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

GRANITÓIDES TIPO MERUOCA

EQgm

APLITOGNITO LEUCOCRÁTICO DE COR RÓSEA

PRÉ-CAMBRIANO INDIFERENCIADO ESTRATIGRAFICAMENTE

P6c

P61sq

COMPLEXO CAICÓ  
MIGMATITOS E GNAISSES DOMINANTES

COMPLEXO TAMBORIL/STA.QUITÉRIA  
MIGMATITOS(m), GRANITÓIDES(g) E PLUGS GRANÍTICOS(gr)

CONTATOS: DEFINIDO, GRADATIVO, LITOLÓGICO

FALHAS: TRANSCORRENTE E PROVÁVEL

FRATURA

DIQUES ÁCIDO

LINEAÇÃO ESTRUTURAL

CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

RIOS E RIACHOS

AÇUDE

FAZENDA

ESTRADA

CONVENÇÕES GEOQUÍMICAS

ÁREA DE DRENAGEM ANOMALA EM Sn, W, Mo, Bi e Nb, ONDE INDICADA

BASE CARTOGRÁFICA-MOSAICO NÃO CONTROLADO  
NA ESC. 1:100.000 EXECUTADO PELA SACS/CPRM  
1975

PROJETO FORTALEZA

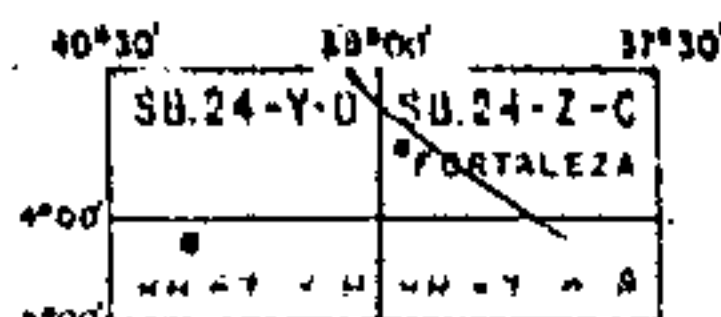


SUREG-RE

ESBOÇO GEOLÓGICO DAS ANOMALIAS  
DE Sn, W, Mo, Bi e Nb DA REGIÃO DO  
RIO JACURUTU

Geólogo responsável: Elson R. Ennes

LOCALIZAÇÃO DA ÁREA



Escala Gráfica



1977

FIG. 24

NG



Flinter (in Smith e Turek, op.cit.) identifica como estanífero o granito que possuir mais de 10 ppm de Sn em rocha. No caso particular da área, é de se registrar o fato de que, se no ambiente secundário (sedimento de corrente), os teores variaram de 10 ppm a 1000 ppm é de se esperar teores mais elevados no ambiente primário. Assim existe grande possibilidade de serem os "plugs" graníticos as prováveis fontes diretas ou indiretas das anomalias. Os valores elevados em W, Mo, Nb e Bi, tanto podem significar outras mineralizações associadas como apenas enriquecimento secundário da fonte primária ou zoneamento devido às condições de formação da mineralização em Sn (Tauson et alii, 1968).

Um outro fato de grande importância na caracterização de granitos estaníferos, é a preferência da mineralização por pequenos e médios corpos, Thadeu (1973, op.cit.) Charay B. (1972), no que se enquadrariam os "plug" da área.

Uma importante observação é feita por Tauson (1968, op.cit.) em estudos baseados em granitóides estaníferos siberianos. Ele alerta para o fato de que a presença de outros elementos raros (W e Mo) em granitos estaníferos tem como causa provável processos metassomáticos posteriores. Isto viria a explicar a não caracterização do "plug" do serrote da serragem (anomalia VA-328) como post-tectônico, no caso de serem granitos mineralizados, devido a processo de metassomatismo, refletido na assembléia paragenética anômala.

#### 10.6 - Zona Anômala da Serra do Gavião-Serra do Céu

Ao sul das serras do Gavião e do Céu, ocorre uma estrutura circular, de aspecto dômico, caracterizada pela

presença de rochas carbonáticas, intercaladas com gnaisses, calcofels e com ocorrências de uma rocha fosfática, constituída predominantemente de apatita ( $37,8\% P_2O_5$ ) e anômala em urânio.

Esta região destacou-se no levantamento geoquímico por uma associação de anomalias em Cu, Zn, Bi, V, Ni, Nb, La e Fe em cinco drenagens. (VA-335, VA-338, VA-453, VA-454 e VA-456).

Esta área está localizada geologicamente dentro do Grupo Caicó e para efeito de maior detalhamento foi realizada uma fotointerpretação complementar onde foram separadas quatro unidades de predominância litológica, e plotadas em mapa, fig.25. As unidades são:

- Complexo Tamboril-Santa Quitéria (PEtsq) - aflorando a oeste da falha Rio Groaíras, constituída de migmatitos com intensa fase de granitização;

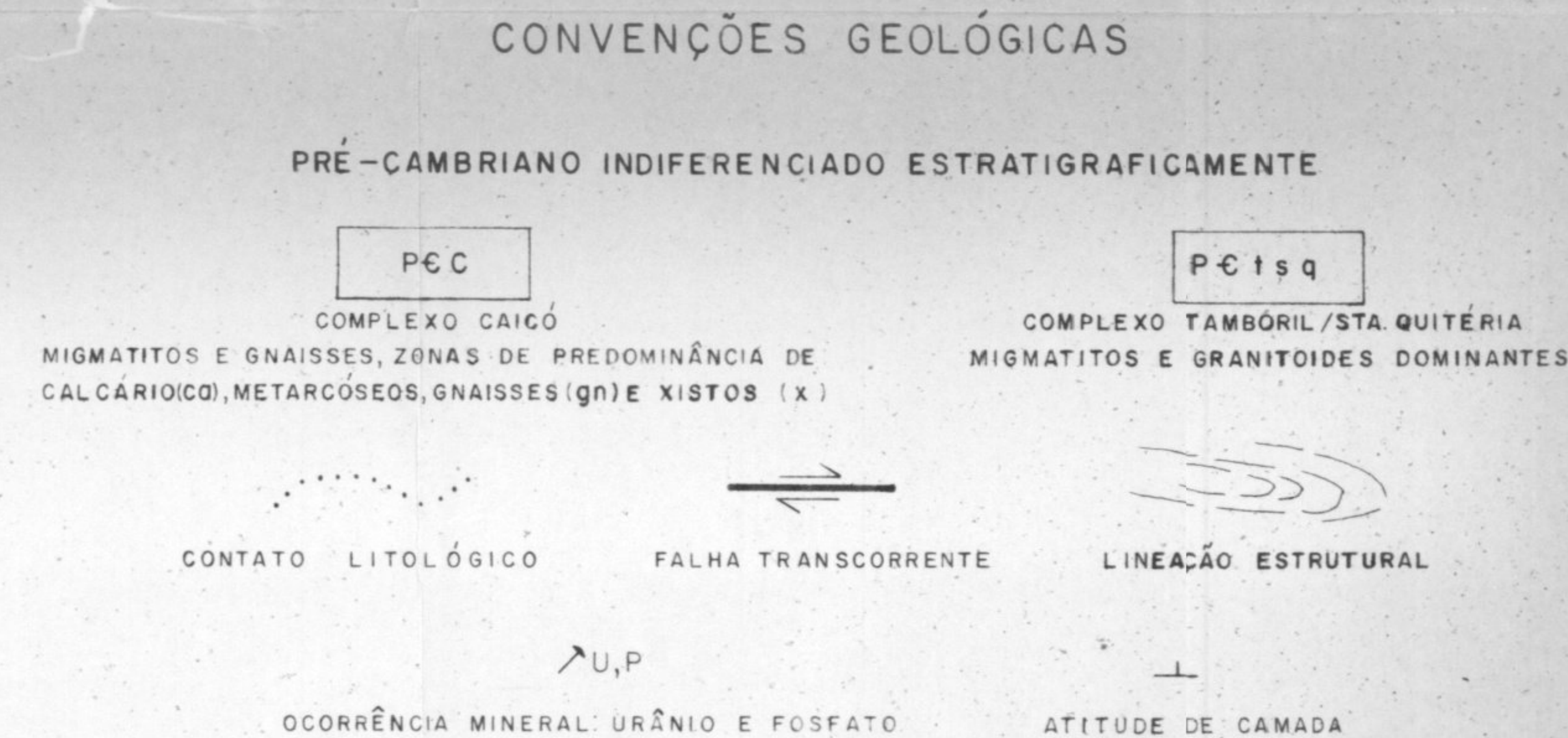
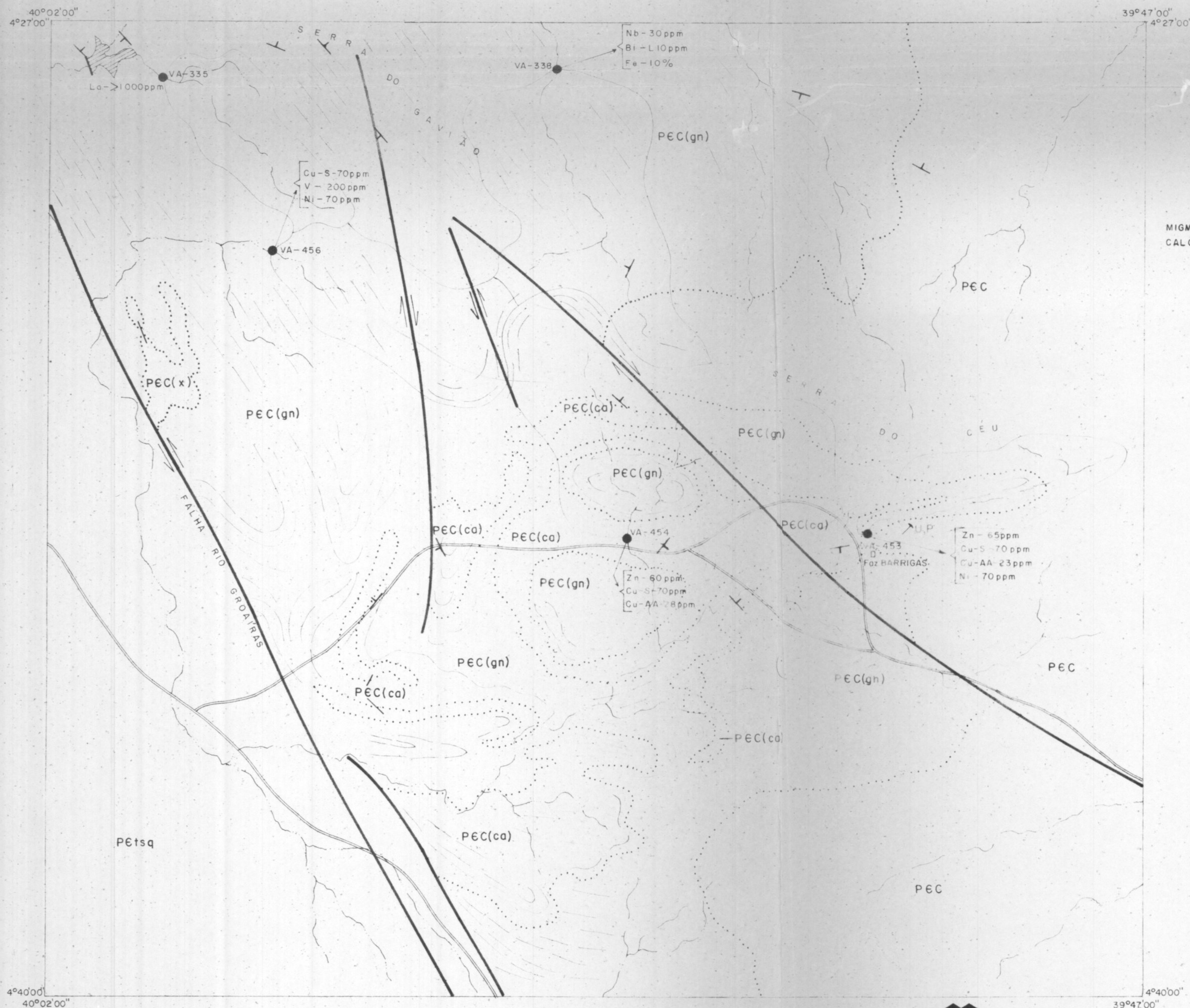
- Grupo Caicó-ss (PEc) - zona de predominância de migmatitos e gnaisses, com lineações estruturais incipientes, ocupa o extremo leste do mapa;

- Grupo Caicó-gnaisses e metarcóseos (PEcgn) - zona de predominância de gnaisses e metarcóseos com lineações bem visíveis nas fotos, contem muitas vezes intercalações de calcários não discerníveis na fotointerpretação;

- Grupo Caicó-calcário (PEcca) - área de predominância de calcários e rochas calcosilicatadas, destacáveis na fotointerpretação pela tonalidade clara de suas áreas.

A estrutura muito bem refletida nas fotografias aéreas apresenta um aspecto dômico característico, com as faixas calcárias formando anéis concêntricos e apresentando

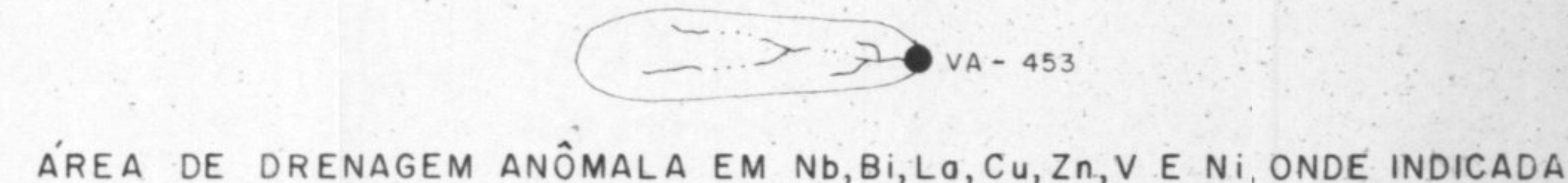
MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA  
DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL



**CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS**



**CONVENÇÕES GEOQUÍMICAS**



BASE CARTOGRÁFICA-MOSAICO NÃO CONTROLADO  
NA ESC. 1:100.000 EXECUTADO PELA SACS/CPRM  
1975

**PROJETO FORTALEZA**

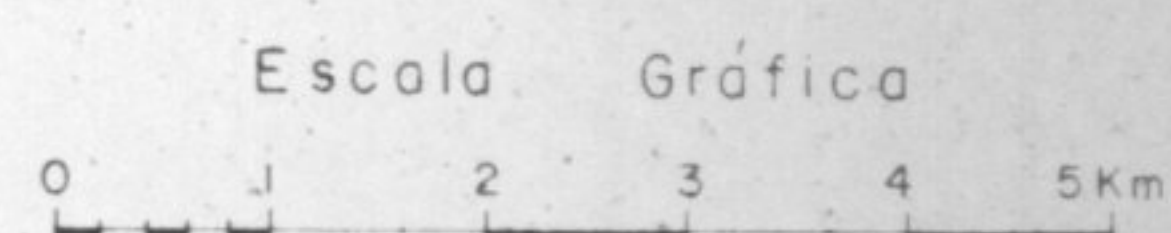
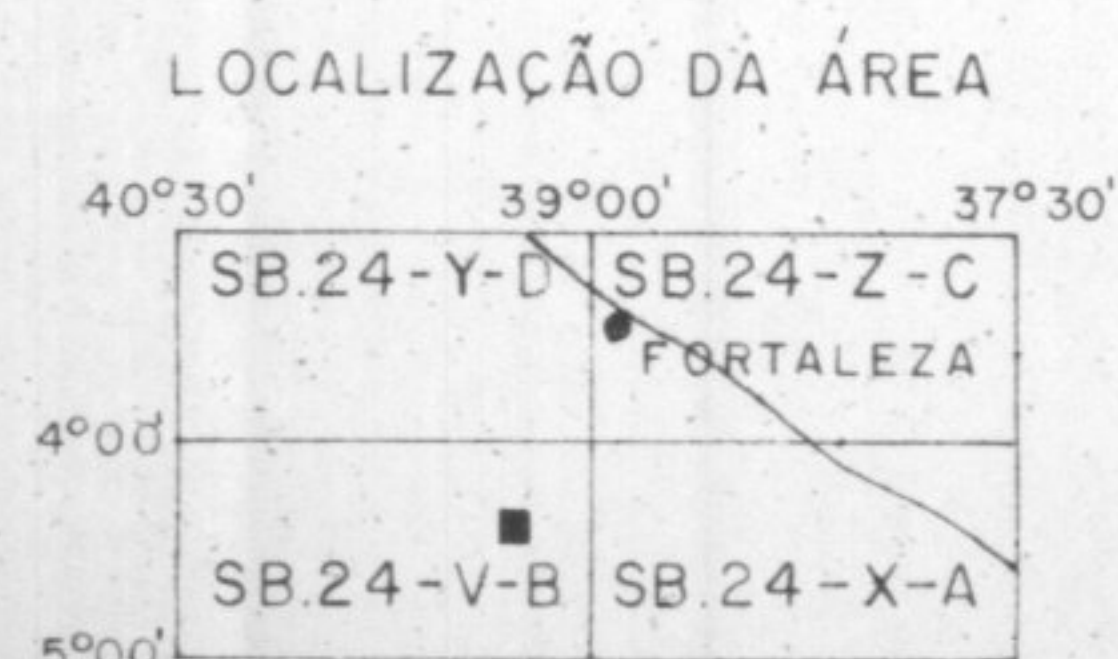


SUREG-RE

ESBOÇO GEOLÓGICO DAS ANOMALIAS  
DE Nb, Bi, La, Cu, Zn, V e Ni DA REGIÃO  
DA SERRA DO CÉU-GAVIÃO

Geólogo responsável:

Carlos Alberto C. Lins



1977

FIG.-25

no centro mergulhos suaves e as vezes camadas horizontalizadas, e nas bordas mergulhos mais abruptos.

O centro da estrutura, que forma uma espécie de oito, apresenta um solo espesso, de cor avermelhada, areno-argiloso, diferente do solo de massapê da faixa calcária. Existe poucos afloramentos nesta zona de solo espesso, geralmente um biotita-gnaissé, podendo este ter algumas variações locais com a presença de muscovita, hornblenda e granada.

Foram identificadas as seguintes rochas associadas a estrutura circular:

- Calcofels - formada de plagioclásio, quartzo, diopsídio, epidoto, carbonato, escapolita, alanita, apatita, etc;
- Rocha feldspática fosfática - constituída de plagioclásio, microclina (?), apatita e outros, apresenta uma textura com vacúolos e dispõe-se em forma de diques;
- Rocha fosfática - com textura afanítica e cuja composição mineralógica é: fosfato (mineral do grupo da apatita), óxido de ferro, sericita, opacos e material argiloso;
- Calcário cristalino com grafita e outros calcários impuros com diopsídio, fosfato, etc.;
- Gnaisses diversos com hornblenda, silimanita, escapolita, epidoto, piroxênio, etc.

A assembléia petrográfica obtida pelo estágio atual de estudo, parece ainda insuficiente de sugerir qualquer tipologia para as ocorrências de fosfato e urânio e incapaz ao mesmo tempo de explicar a estrutura dômica e as anomalias geoquímicas em elementos traços, ligadas a mesma. Alguns itens conclusivos no entanto podem já ser delineados no estudo da área:

1 - A estrutura deve ter sido formada por algum processo intrusivo;

2 - A presença de rochas em diques e rochas carbonáticas, sugere um estudo maior das diversas associações mineralógicas e geoquímicas delas, a fim de determinar o caráter destas prováveis evidências e controles superficiais do processo intrusivo;

3 - A ocorrência de fosfato e urânio, ligada provavelmente a estrutura, merece uma análise da sua tipologia e da possibilidade de recorrência em outros pontos da área.

As principais ocorrências de fosfato sob a forma de apatita em rochas ígneas e metamórficas são:

- Pegmatitos
- Sienitos pórfiros tipo Kiruna (Suécia) associados a jazimentos de magnetita, (Park Jr., Charles - MacKiarmid, R.A., 1964).
- Sienitos nefelinicos tipo península de Kola (URSS).
- Carbonatitos tipo Palabora (África do Sul) e Jacupiranga (S. Paulo).

Um estudo em detalhe das rochas que compõem a estrutura e das diversas feições tectônicas locais pode com certeza, tipificar a ocorrência.



# PROJETO FORTALEZA - SUREG - RE GEOQUÍMICA REGIONAL - SEDIMENTO DE CORRENTE DISTRIBUIÇÃO DOS ELEMENTOS - HISTOGRAMAS

GD - GRAU DE DETECÇÃO - N - FREQUÊNCIA - MG - MÉDIA GEOMÉTRICA - VL - VALOR LIMAR  
L - VALOR ABAIXO DO LIMITE DE DETECÇÃO

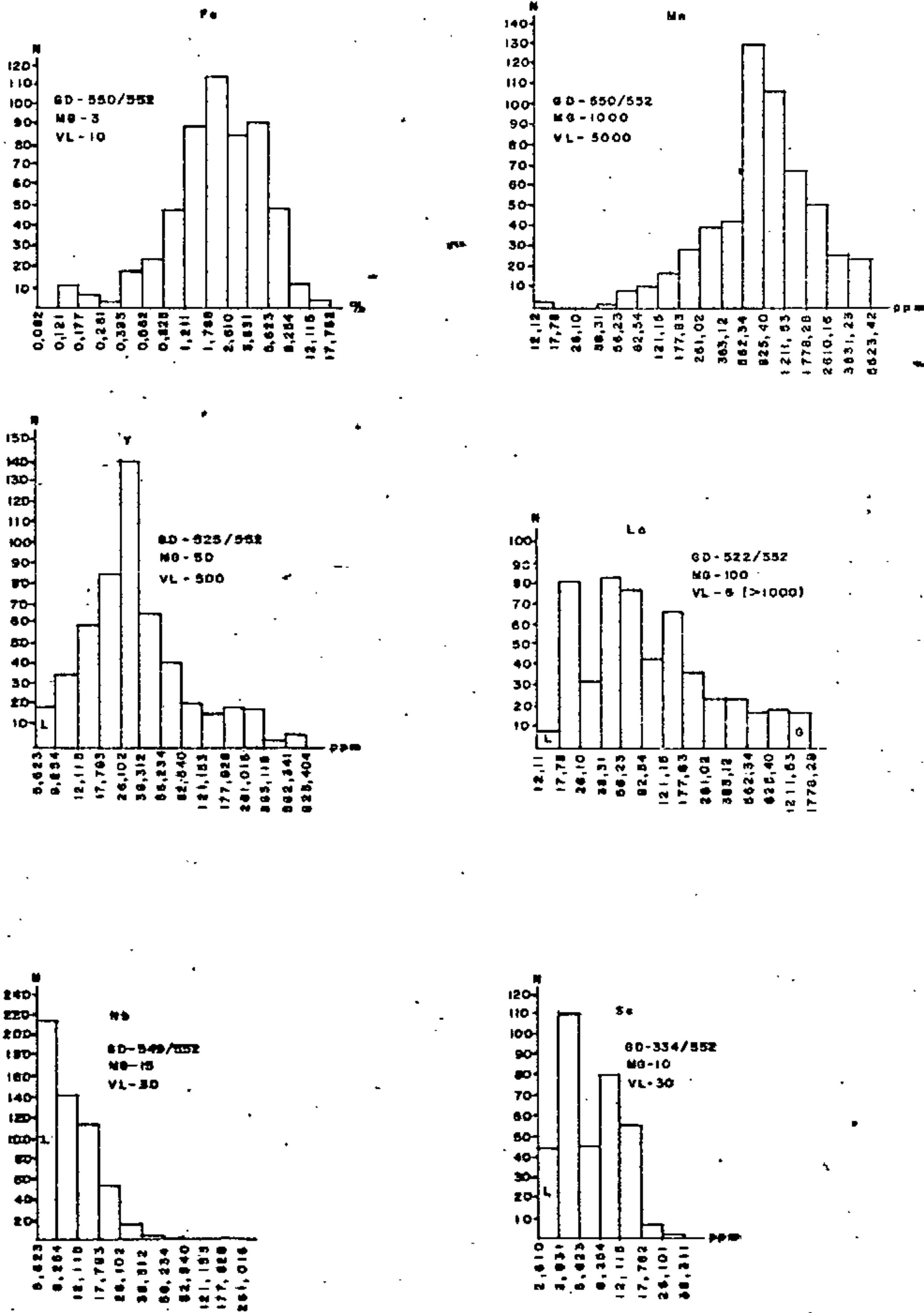


FIG. - 26

# PROJETO FORTALEZA - SUREG - RE

## GEOQUÍMICA REGIONAL - SEDIMENTO DE CORRENTE

### DISTRIBUIÇÃO DOS ELEMENTOS - HISTOGRAMAS

GD - GRAU DE DETECÇÃO - N - FREQUÊNCIA - MG - MÉDIA GEOMÉTRICA - VL - VALOR LIMAR  
L - VALOR ABAIXO DO LIMITE DE DETECÇÃO

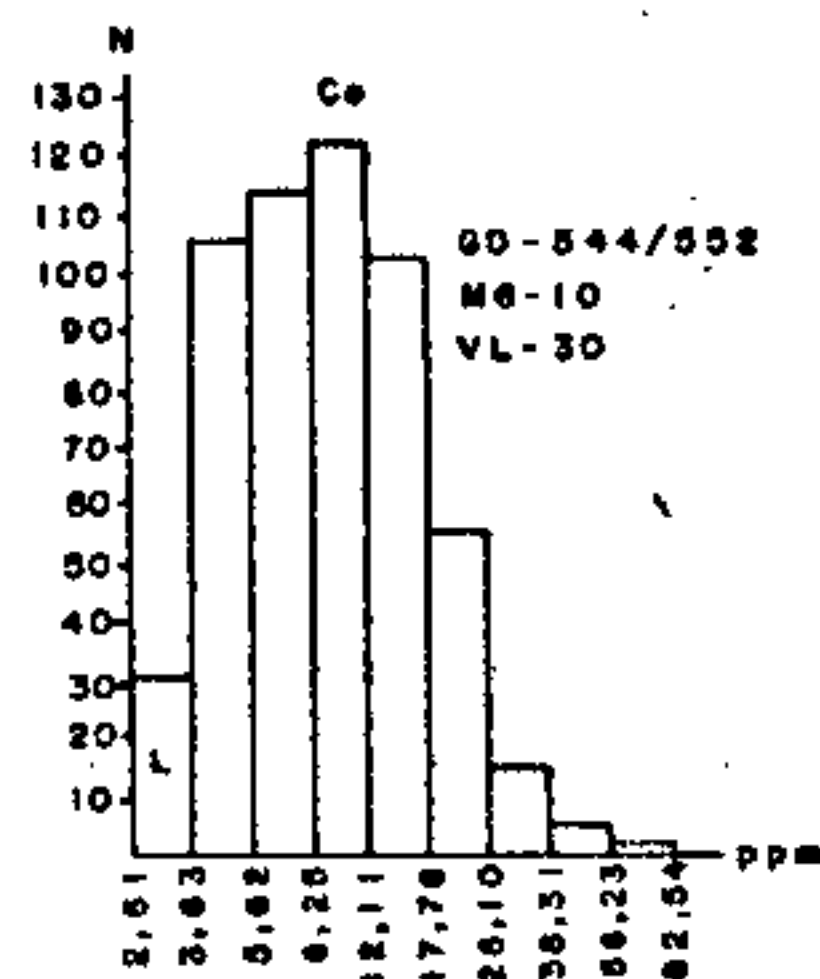
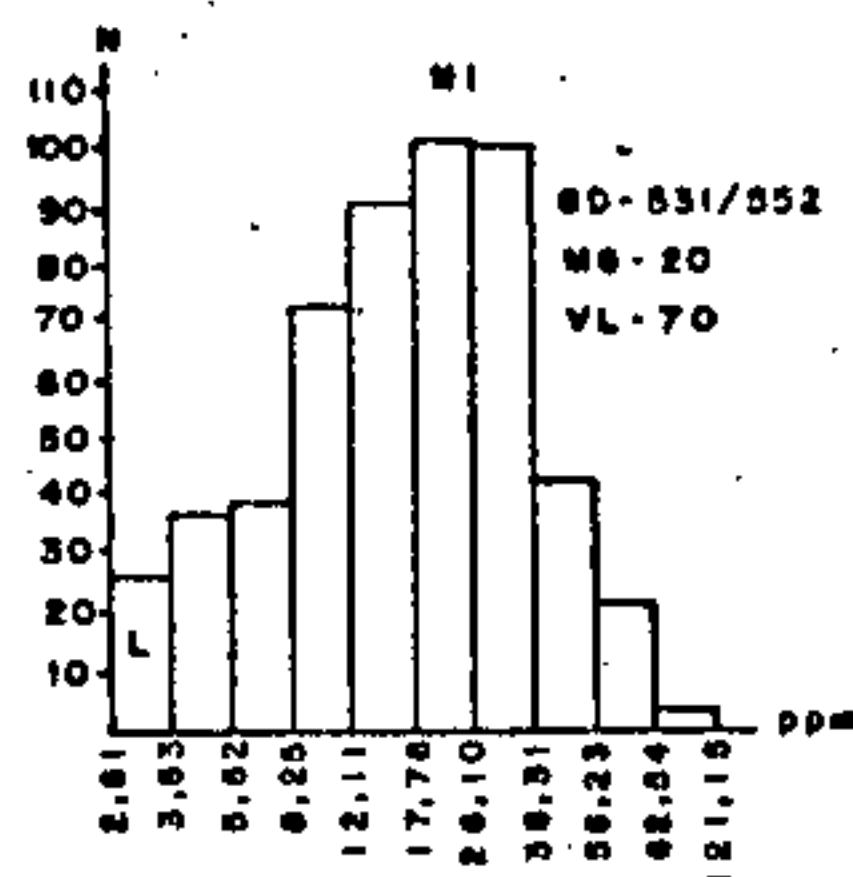
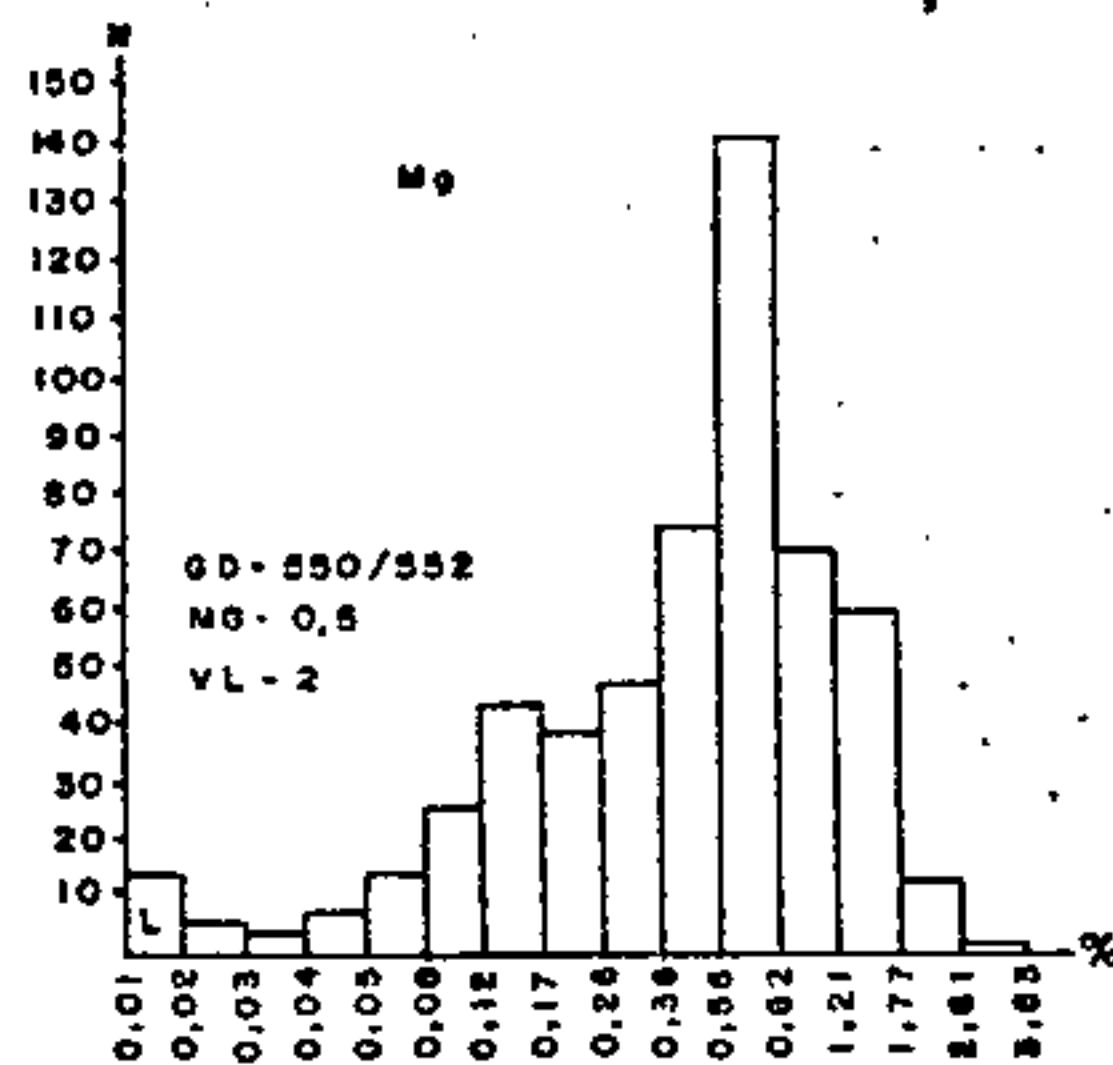
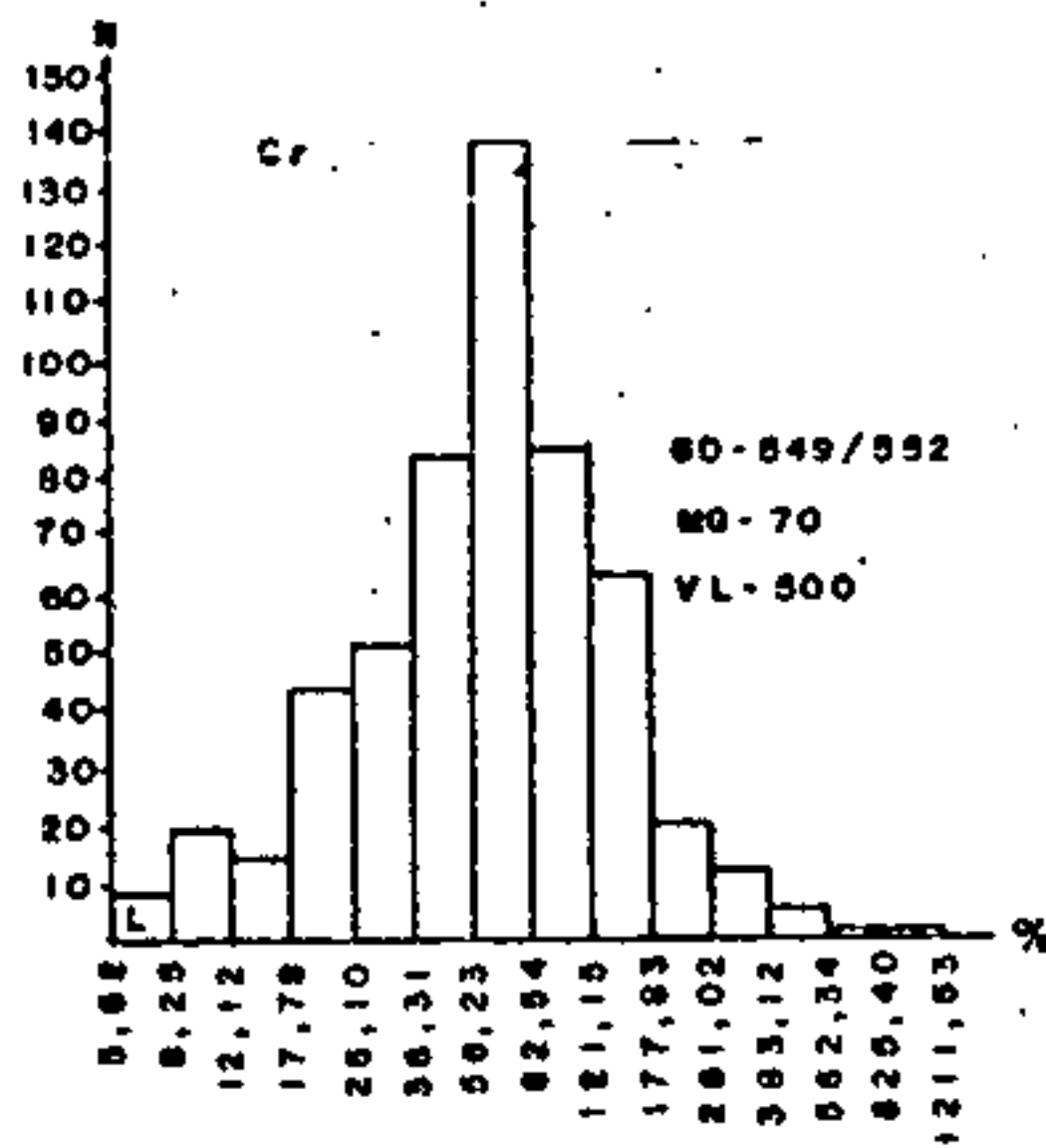
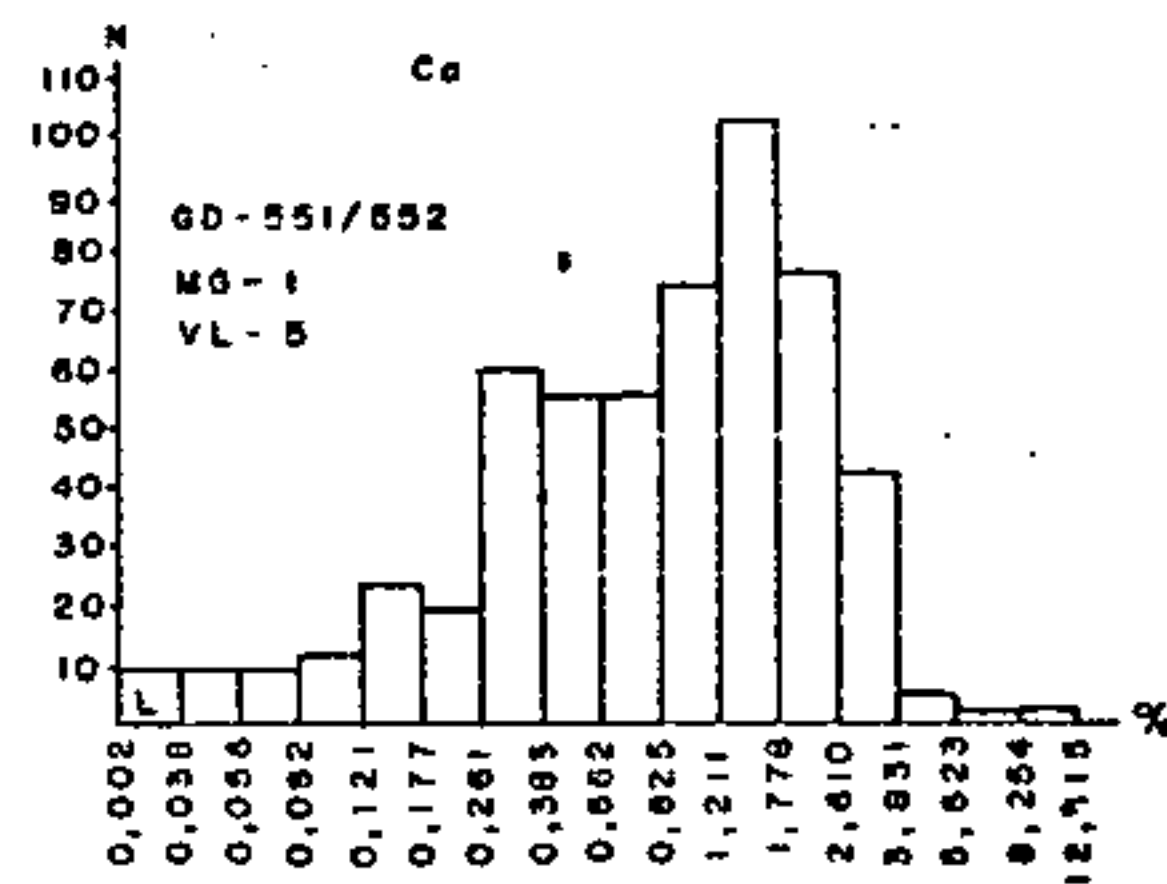
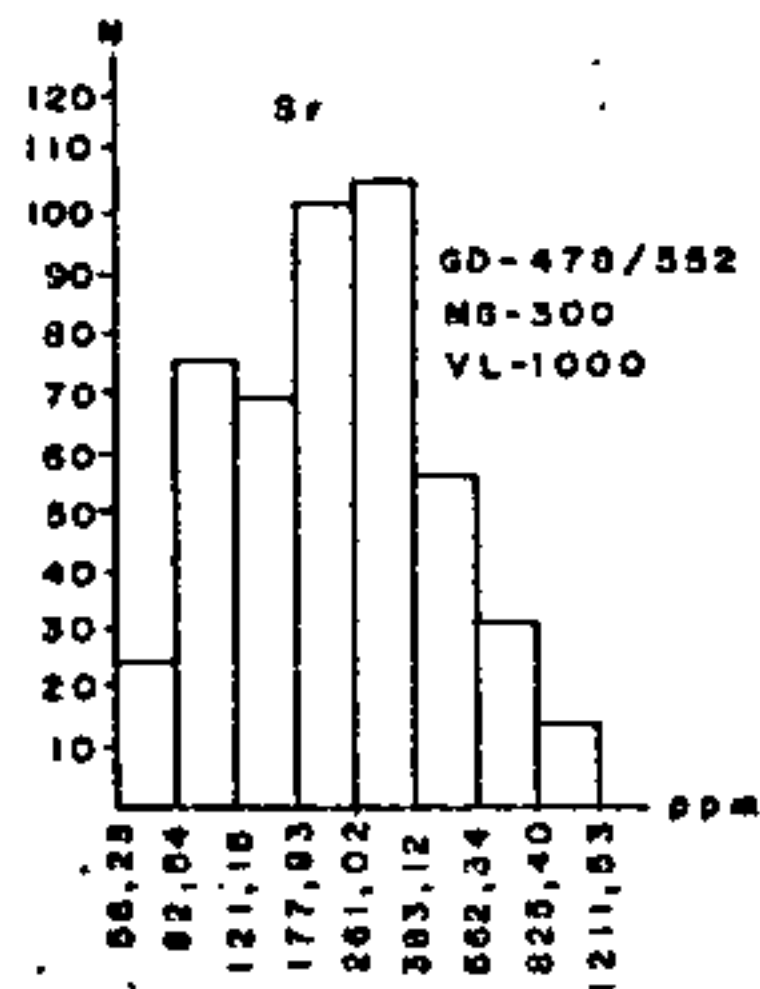


FIG. - 27

# PROJETO FORTALEZA - SUREG - RE

## GEOQUÍMICA REGIONAL - SEDIMENTO DE CORRENTE

### DISTRIBUIÇÃO DOS ELEMENTOS - HISTOGRAMAS

GD - GRAU DE DETECÇÃO - N - FREQUÊNCIA - MG - MÉDIA GEOMÉTRICA - VL - VALOR LINIAR  
L - VALOR ABAIXO DO LIMITE DE DETECÇÃO

OBS.: BISMUTO - UMA SÓ CLASSE E 15 PONTOS (L 10 ppm) - TUNGSTÊNIO - UMA SÓ CLASSE E 1 PONTO (50 ppm)

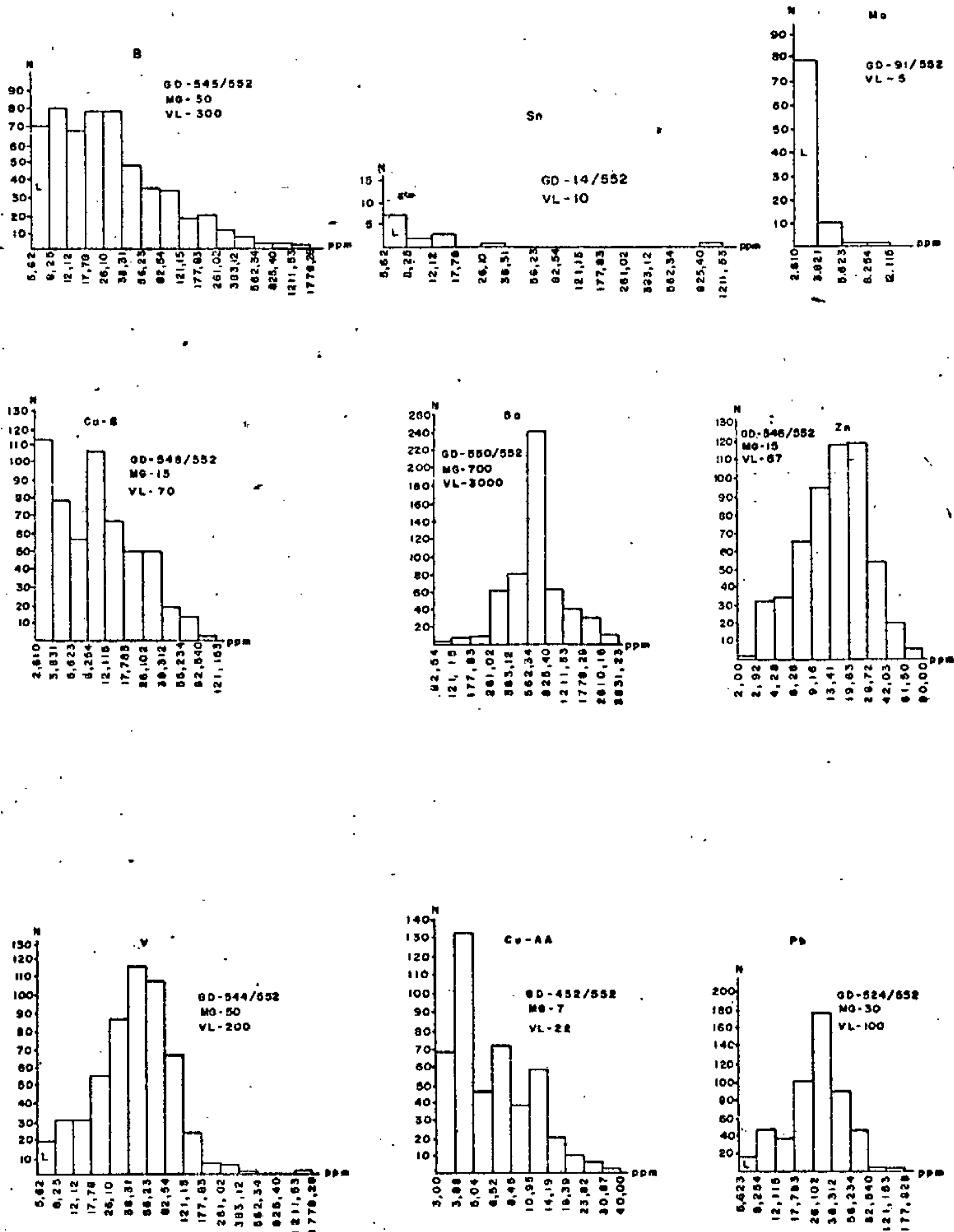


FIG. - 28



## 11 - CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

## 11 - CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Com a realização dos trabalhos na área do Projeto Fortaleza, logrou-se alcançar resultados satisfatórios especialmente nos aspectos estruturais, tectônicos, litológicos e do potencial econômico mineral.

Para um melhor entendimento destaca-se a seguir os resultados considerados como mais importantes, creditados ao Projeto Fortaleza:

As rochas pré-cambrianas ocupam aproximadamente 75% da área investigada, estando representadas por unidades lito-estratigráficas, a saber:

- As unidades denominadas Complexo Caicó e Tambo_{ri}l/Santa Quitéria, caracterizam-se por apresentar uma sequência metamórfica, as mais das vezes migmatizadas, incluindo diversos tipos litológicos não individualizados no grau de detalhe do mapeamento, além de estruturas altamente intrincadas. A distinção entre as litologias, tem como suporte principal o posicionamento estrutural, associação litológica e grau de deformação, peculiares a ambas unidades.

- A unidade Rochas Plutônicas Granulares, reúne três grandes subunidades: granitóides, incluindo granitos, monzonitos e granodioritos; sienitos; e gabróides, incluindo dioritos, gabros e ultrabasitos.

- O Complexo Independência e o Grupo Ceará, constituem sequências ectiníticas resguardadas de migmatização regional. A primeira basicamente é formada por paragnaisses, enquanto que a segunda apresenta características epimetamórficas de zonas de pressão baixa a intermediária, com o "paco

te" representado por quartzitos basais, filitos e/ou xistos, gnaiss e calcário cristalino no topo. Foram identificadas duas facies metamórficas no Grupo Ceará. A facies anfibolito de pressão intermediária e temperatura de baixa a alta, tendo cianita e sillimanita como minerais críticos; a facies xistos verdes com pressões baixas e temperatura de baixa a moderada, apresenta associações tipo clorita-sericita e outros minerais filitosos.

Os 25% restantes da região estudada, são cobertos por terrenos sedimentares, pouco dobrados, magmáticas ácidas ou básicas, fissurais ou não, e coberturas sedimentares mesozóicas e recentes.

- Os sedimentos paleozóicos são representados pelas litologias do Grupo Jaibaras, subdivididas nas formações Massapê, Pacujá e Aprazível. A Formação Parapuí, também do Grupo Jaibaras, é constituída por uma complexa suite de vulcânicas ácidas, intermediárias e básicas, as mais das vezes espilitizadas. As demais magmáticas não vulcânicas, também paleozóicas, correspondem a corpos granitóides intrusivos como o da serra da Meruoca, da serra da Barriga a noroeste da área mapeada e, dois pequenos corpos a NNW de Santa Quitéria.

- As demais vulcânicas formam os diques básicos (diabásio) de direção aproximadamente E-W, correlacionadas ao vulcanismo Cabugi. E, ao sul-sudoeste de Fortaleza, ocorrem formando um singular cortejo de vulcânicas alcalinas, sob forma de "plugs", diques e "necks", cujo interesse científico e econômico, está por despertar.

- Como cobertura sedimentar paleozóica não dobrada, aparecem ao norte de Santana do Acaraú, sedimentos conglomeráticos basais da Formação Serra Grande, confinados

numa estrutura afundada.

- A cobertura sedimentar mesozóica, está representada na Bacia do Apodi, formando o grupo homônimo, onde identificou-se uma unidade basal clástica, denominada Formação Açu e outra superior, calcária, Formação Jandaíra.

As coberturas cenozóicas são representadas, pelo Grupo Barreiras, constituído de sedimentos areno - argilosos variegados e por coberturas colúvio-eluviais, dunas e aluviões.

A estruturação tectônica da área do projeto, mostrou o seguinte comportamento:

- A presença de blocos falhados ("fault blocks") ligados a um sistema de falhas de rejeito direcional, formando um padrão regmático de cisalhamento, perfeitamente enquadrado nos estudos verificados no norte da América do Sul.

- Associada a esta estruturação, o modelo geotectônico adotado, baseou-se na conceituação de cinturões móveis ("mobile belts"), difundido por Anhaeusser e colaboradores (1969), no sul da África, pois tal modelo é o que melhor responde aos problemas geológicos da área investigada.

Quanto as conclusões sobre o potencial econômico, a área se revela bastante promissora, destacando-se o seguinte:

- Três áreas pegmatíticas, mineralizadas em berilo, espodumênio, ambligonita, pedras semi-preciosas, caulim etc., nas regiões de Itapiúna, Cristais e ao norte de Bonhu.

- Ampla faixa marginal paralela a linha de costa, com grande número de lagoas potencialmente ricas em diatomito.

- Mineralizações de manganês na região de Pacajus-Aracoiaba-Chorozinho.

- Inúmeras ocorrências de calcário cristalino em possantes lentes nas regiões de Redenção, Itatira, Umirim-Caxitoré, Ibuaçu, Sítios Novos e calcário sedimentar na Bacia do Apodi.

- Ocorrências de amianto nas regiões de Baturité, Capuá, serra do Juá, serra Preta e Candeias, e na região de São João no município de Quixadá.

- Ocorrências de fosfato e urânio nas regiões de Itatira, São José da Macaoca e Santa Quitéria.

- Deve ser verificada também a potencialidade econômica do vulcanismo alcalino e da ocorrência de rochas ultrabásicas a sul-sudoeste de Fortaleza.

Como conclusão do levantamento geoquímico através de sedimento de corrente, construiu-se além dos mapas de distribuição dos diversos elementos, um que destaca as principais associações paragenéticas notáveis da área, definindo compartimentos geoquímicos, isto é, as associações entre feições geológicas e o seu comportamento do ponto de vista geoquímico-paragenético.

No mapa V (mapa de compartimento geoquímico) estão os diversos compartimentos e zonas anômalas. Sendo estas últimas diferenciadas pelo caráter de excepcionalidade dos valores e associações de elementos ou pela coincidência com ocorrências minerais importantes.

As duas zonas anômalas principais são: a área do sul da Serra do Gavião-Serra do Céu a oeste de Itatira, no



município de Santa Quitéria ligada a uma estrutura dômica , com anomalias de Cu, Zn, Bi e Nb e ocorrência de urânio e fosfato; e a área do rio Jacurutu, também no município de Santa Quitéria com anomalias de Sn, W, Mo, Bi e Nb ligadas a "plugs" graníticos post-tectônicos, cortando a sequência do complexo Tamboril-Santa Quitéria.

Os principais compartimentos geoquímicos definidos são:

1) Quixadá-Itapiuna - de caráter básico e associação de Fe, Mn, Mg, Ca, Co, Cr e Ni com áreas localizadas (zonas anômalas secundárias) de Cu/Zn e Pb/Bi;

2) Maranguape-Itapebuçu - de caráter alcalino, definido pelas anomalias de bário e estrôncio;

3) Canindé-General Sampaio - anomalias de Y, La e Nb, ligadas a rochas de composição granítica com presença provável de pegmatitos;

4) Tamboril - associação anômala de V-Mo-Fe-Mn e pequenas áreas satélites (zonas anômalas secundárias) de Cu e Pb, geologicamente localizada dentro do complexo Tamboril-Santa Quitéria, com destaque especial para o granitóide de Tamboril.

5) Granito Meruoca - definido pela associação anômala de Mo e Nb que praticamente o mapearam.

6) Granitóide de Irauçuba - representado por três pequenas áreas (zonas anômalas secundárias) de elementos ou associações de elementos típicos de rochas graníticas Y/La/Nb/Sr, Sn/Mo e Sn.

A faixa de ocorrências manganésíferas não foi muito

bem observada no levantamento geoquímico pelo pequeno número de amostras de sedimento de corrente e concentrados de bateia localizados dentro dela. Adotou-se esta decisão, na plotagem dos pontos de coleta, em primeiro lugar, pelo nível de conhecimentos das ocorrências atingir um estágio que pouco acrescentaria o levantamento geoquímico e em segundo lugar pela localização geológica próxima às coberturas cenozóicas, que pelo caráter do levantamento, foram evitadas.

Alguns pontos anômalos dispersos não foram considerados devido ao seu isolamento em termos de área, como também a falta de ligação com feições geológicas importantes, que tenham sido mapeadas, ou com ocorrências registradas.

No que concerne a sua programação, os estudos realizados durante a execução deste projeto alcançaram plenamente os objetivos previstos.

Considerando os dados geológicos e geoquímicos obtidos, julga-se da mais alta importância a realização dos seguintes serviços complementares, visando aspectos puramente econômicos:

a) Definição das potencialidades de mineralização relacionadas à "Província alcalina do Ceará", individualizada durante os serviços de mapeamento geológico deste projeto. A grande variedade de rochas alcalinas encontradas (alca^linas sódicas), subsaturadas, leucocráticas a mesocráticas, inclusive tipos básicos, poderia levar a caracterização de "complexos alcalinos", aliás comuns em zonas móveis (mobile belts), aos quais normalmente se associam mineralizações econômicas de grande importância.

b) Detalhamento das zonas manganésíferas do Ceará



CPRM

e das ocorrências de ferro, visando suas quantificações e aproveitamento doméstico. Dos serviços realizados, observa-se uma certa concentração de ocorrências de manganês num raio de aproximadamente 50 km em torno da cidade de Batari-té. Faixas significativas, como aquela da região Pacajus-Ara-coiaba, estende-se descontinuamente por 50 km e 16 km de lar-gura, seguindo o "trend" das estruturas regionais. Muito em-bora os teores do minério sejam relativamente baixos (em tor-no de 27% de Mn - mínimo de 15% Mn e máximo de 43% Mn), o seu posicionamento geográfico aliado as condições de infra-estrutura e processos tecnológicos modernos de beneficiamen-to, poderiam justificar a exploração do minério para fins do-méstico.

c) Estudo integrado das ocorrências de urânio/fósforo (apatita e colofano) visando esclarecer os condiciona-mentos petrológicos e estruturais regionais. As singulares ocorrências de rocha fosfática relacionadas a corpos filo-nianos, abrem perspectivas animadoras sobre depósitos fosfá-ticos significativos do ponto de vista econômico, e provavel-mente ligados a origem ígnea.

d) Investigação das anomalias geoquímicas de Sn, Mo, W e Nb (zona anômala do rio Jucurutu) ligadas provavel-mente a plutões graníticos pós-tectônicos de tendências esta-níferas. (Ver mapa de compartimento geoquímico).

e) Verificação da presença de scheelita em concen-trado de bateia e sua relação com prováveis depósitos deste mineral/minério. Os levantamentos sistemáticos até agora rea-lizados no nordeste oriental vem mostrando com bastante fre-quência a presença de scheelita em concentrados de bateia. Estes fatos poderão representar uma nova perspectiva em

termos de mineralização, uma vez que a scheelita é o mineral metálico mais importante na região e conseqüentemente o mais formador de depósitos explotáveis. A ampliação da Província Scheelitífera do Nordeste com base nos estudos específicos e integrados aqui sugeridos, é uma possibilidade bastante plausível.

12 - BIBLIOGRAFIA

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ARRENS, L.H. - Lognormal distribution of the elements. Geo-  
chim. et. Cosmochim. Acta, 5: 49-73, 1954.

ALMEIDA, Fernando F.M. de - Diferenciação tectônica da Plata-  
forma Brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA,  
23º, Salvador, 1969. Arais... Salvador, Soc. Bras. Geol. ,  
1969. p. 25 - 46.

Geologia e petrologia do Arquipé-  
lago de Fernando de Noronha. Rio de Janeiro, Serviço Gráfi-  
co do IBGE, 1958. 181 p. il. (DNPM/DGM. Monografia, 13).

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 determina-  
tions from Northern Brazil. Geol. Soc. of Amer. Program.  
Annual Meeting.

Granitic rocks of North-  
East South America. Paris, UNESCO, 1967. 52 p.

ANDRADE, Geraldo F. de - Geologia e mineralogia da área de  
Tróia-CE. Relatório de graduação em Geologia. Recife UFPE/  
Esc. Geol., 1959. 69 p. il.

ANDRADE, Rosa Maria G. de - Estudo geológico e petrográfico  
da região de Tróia-Pedra Branca-CE. Relatório de Graduação

- em Geologia. Recife, UFPE/Esc. Geol., 1969. 44 p. il.
- ANHAUSSER, Carl R. et alii - A reappraisal of some aspects of precambrian shield geology. Geol. Soc. Amer. Bull., 80: 2175-2200, nov. 1969.
- ARGENTIERE, R. - Pegmatitos litioníferos do Nordeste especialmente portadores de amblygonita. Min. Met., 53 (316): 151-155, abr. 1971.
- RADGLEY, P.C. - Structural and tectonic principles. New York, Harper & Row Publishers, 1965 (c). 251 p. il. (Harper's Geoscience Series).
- BARBOSA, Octavio et alii - Geologia econômica da parte da região do Médio São Francisco, Nordeste do Brasil. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, 1964. 68 p. il. (Boletim, 140).
- BARRETO, Adel - Sumário geológico da região rutilífera de Independência-CE. Recife, SUDENE/Div. Geol., 1967. p.45-56 (Brasil. SUDENE. Boletim Estudos, 2).
- BELTRÃO, Antonio Esberard de A. - Inventário hidrogeológico do Nordeste: folha nº 6 - Fortaleza-SE. Recife, SUDENE/Div. de Documentação, 1970. 141 p. ilustr. (Brasil. SUDENE. Hidrogeologia, 28).
- BELTRÃO, Antonio Esberard de A. et alii - Mapa hidrogeológico da Bacia Potiguar. Recife, SUDENE, 1967. Escala 1:500.000.

BEUPLER, Karl - Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo,  
folhas Jaguaribe - SE.24 e Fortaleza - SA.24. Brasília, DNFM,  
1974. 95 p. il. 2 mapas color. (in bolso).

_____ - A fauna do calcário Jandaíra na região de  
Mossoró-RN. Rio de Janeiro, 1964. 215 p. (Coleção Mosso-  
roense).

_____ - Geologia da região de Mossoró. Rio de Janei-  
ro, Edit. Pongetti, 1967. 215 p. 1 map. (in bolso) (Cole-  
ção Mossoroense, Série C, 13).

_____ - Observação geo-paleontológicas no Cretáceo  
do Rio Grande do Norte e Ceará, com descrição de amonói-  
des. Mossoró. Pref. Mun. Diret. Divulg. Cult., 1951. 12 p.  
(Coleção Mossoroense, Série B, 58).

BIGARELLA, J.J. & ANDRADE, G.O. - Considerações sobre a es-  
tratigrafia dos sedimentos cenozóicos em Pernambuco (Grupo  
Barreiras). Arc. Inst. Ciên. Terra, Recife, 2: 2-14, 1964.

BLANKENAGEL, R.K. - Geologic report on the eastern margin  
of the Maranhão Basin. Relatório inédito. Rio de Janeiro,  
PETROBRÁS, 1952. 43 p.

BRANNER, J.C. - Geology of the North-East coast of Brazil.  
Bull. Geol. Soc. of Amer., New York, 13: 41-98, 1902.

BRASIL. SUDENE/ASMIC - Grupo de Estudos do Vale do Jaguaribe.  
Fotointerpretação. In: Estudo Geral de Base do Vale do Ja-  
guaribe. Recife, 1957. v. 2 p. 41-43.



BRITO NEVES, Benjamin B. de - Contribuição a geologia do Pré-Cambriano. In: ATAS DO SIMPÓSIO DE GEOLOGIA, 7. Fortaleza. Fortaleza, Soc. Bras. Geol. - Núcleo Nordeste, 1975. p. 19.

_____ - Elementos da geologia pré-cambriana do Nordeste Oriental. In. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27º, Aracajú, 1973. Anais... Aracajú. Soc. Bras. Geol., 1973. p. ?.

_____ - Regionalização geotectônica do Pré-Cambriano Nordestino. Tese de Doutorado. São Paulo, 1975. 198 p. il.

BRITO NEVES, Benjamin B. de; KAWASHITA, Koji; PESSOA, Derlei de A. Ribeiro - A posição estratigráfica do complexo Caicó. In: ATAS DO SIMPÓSIO DE GEOLOGIA, 7, Fortaleza. Fortaleza, Soc. Bras. Geol., 1975. p. 289-297.

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).

BUDDINGTON, A. F. - Granite emplacement with reference to North America. Geological Society of America Bulletin, 70: 671-747, jun. 1959.

BURNHAM, C. W. - Metallogenic provinces of the southwestern United States and northern Mexico. Bur. Mines and Mineral Res. Bull, 65: 1-76, 1959.

- CAMPELL, D.F. et alii - Bacia do Maranhão-Piauí. In: Brasil. Conselho Nacional do Petróleo. Relatório de 1948. Rio de Janeiro, 1949. p. 72 - 74.
- CAMPOS, Márcio de et alii - Projeto Rio Jaguaribe. Relatório inédito. Recife, CPRM/DNPM, 1975, v. 1.
- CAMPOS E SILVA, Antonio - O Grupo Barreiras na região de Natal. Natal, UFRN/Inst. Antropol. Câmara Cascudo, 1965. 4 p.
- CASSEDANNE, Jacques P. et alii - Nota sobre celestita no riacho Tapuio. Min. Met. Rio de Janeiro, 55 (327): 98 - 105, 1972.
- CHAROY, Bernard - Geochimie de l'etain dans le massif granitique de Questembert, Morleihan. Bulletin du B.R.G.M., Section 2, 6: 25-34, 1972.
- CHAVES, O.P. - Cobre em Pedra Branca, Picuí-PB. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, 1947. 49 p. (Boletim, 81).
- COBRA, R.Q. - Projeto de estudo da estratigrafia, tectônica, ocorrências minerais e recursos de água do noroeste do Ceará. Recife, SUDENE, 1963. 32 p.
- COELHO, F. das C.P. - Manganês no Estado do Ceará. In: Brasil. DNPM. Relatório Anual do Diretor. Rio de Janeiro, 1957, p. 61-62.
- COSTA, Mário Jorge et alii - Projeto Jaibaras: relatório final. Relatório inédito, Recife, CPRM/DNPM, 1973. 5 v.

CRANDALL, Roderic - Geographia, geologia, suprimento d'água, transporte e açudagem nos estados orientais do norte do Brasil, Paraíba, Rio Grande do Norte e Ceará. Rio de Janeiro, 1970. 137 p. (IFOCS - Serr. Geol., Série I. Publicação, 4).

CYPRIANO, José L. & KUNES, Aurimar de B. - Geologia da Bacia Potiguar. Relatório inédito nº 3088 Maceió, PETROBRÁS, 1968. 93 p. il.

DAMUTH, John E. & GORINI, Marcus A. - The Equatorial mid-ocean Canyon: a relict deep-sea channel on the Brazilian Continental margin. Geological Society of America Bulletin 87: 340 - 346, mar. 1976.

DANNI, J.C.M. - Geologia da porção sul do Grupo Jaibaras. Revista Brasileira de Geociências. São Paulo, 2: 85-97, 1972.

DANTAS, José Robinson A. - Carta geológica do Brasil ao milionésimo: folha Jaguaribe SB.24; folha Fortaleza SA-24. Brasília, DNPM, 1974. 74 p. ilustr.

DOOR, II., John Van N.; PARK JR., Charles, F.; PAIVA, Glycon de - Depósito de manganês do distrito da Serra do Navio Território Federal do Amapá. Rio de Janeiro, DNPM, 1950. 80 p. il. (Boletim, 85).

EBBENS, R.J. et alii - Relatório integrado do curso de Geoquímica. Rio de Janeiro, MEE/USAID, 1975, 56 p. il. 6 map. color. (in bolso).

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).

- 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): 31 - 38, 1966.

FARINA, Mário - Prognóstico metalogenético de sequências sedimentares do nordeste brasileiro. Recife, CPRM, 1975. 30p. ilustr.

FERREIRA, Cícero Alves - Projeto Canindé: reconhecimento radiogeológico; relatório final. Relatório inédito. Recife, CPRM/NUCLEBRÁS, 1975. 4 v.

FERREIRA, Cícero Alves; OLIVEIRA, João Cavalcante de; MEDEIROS, Marcelo de Freitas - Projeto Diatomito: relatório final. Relatório inédito. Fortaleza, CPRM/ENFM, 1975. 136 p. il.

FERREIRA, José A.M. - Considerações sobre a nova estratigrafia do Seridó. Eng. Miner. Metal., Rio de Janeiro, 45(265): 25 - 28, 1967 a.

Geologia da quadrícula de Caicó: folha E-62-2-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. - Síncrise 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.

FORD, William E. - Dana's textbook of mineralogy: a textbook of mineralogy. New York, John Wiley & Sons. Inc., 1932. 851 p.

GABRIELSE, Humbert - The genesis of chrysotile asbestos in the Cassiar: asbestos deposit northern British Columbia. Geologia Econômica, 55: 327-337, 1960.

GARRETT, R.G. & NICHOL, J. - Factor analysis as an aid in the interpretation of regional geochemical stream sediment data. Quarterly of the Colorado School of Mines, 245 - 264, 1968.

GONÇALVES, Everaldo & SERFATY, Abraham - Perfil analítico do manganês. Brasília, DNPM, 1976, 149 p. il. (Brasil, Departamento Nacional da Produção Mineral. Boletim, 37).

GUIMARÃES, Djalma - Fundamentos da petrologia e as rochas ígneas do Brasil. Belo Horizonte, s.ed., 1960. 410 p. il.

HAWKES, H.E. & WEBB, J.S. - Geochemistry in mineral exploration. New York, Harper & Row, 1962 (c). 415 p. il. (A Harper International Student Reprint).

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, 1945. 32 p. (Avulso, 66).

KEGEL, Wilhelm - Contribuição ao estudo da Faixa Costeira do Rio Grande do Norte. Rio de Janeiro, DNPM/DFM, 1957, 32 p. (Boletim, 170).

- A estrutura geológica do Nordeste do Brasil. Rio de Janeiro, DNPM/DFM, 1965. 47 p. il. (Boletim, 227).

MEHRL, Wilhelm - As inconformidades da Bacia do Parnaíba e zonas adjacentes. Rio de Janeiro, DNPM/DEI, 1956. (Boletim, 160).

MEHRL, Wilhelm et alii - Estudos geológicos ao norte do Ceará. Rio de Janeiro, DNPM/DEI, 1958. 52 p. (Boletim, 134).

ZING, 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.

_____ - Ocorrências de ambligonita em Cascavel-CE. Eng. Miner. Metal., Rio de Janeiro, 7 (34): 171-173, 1942.

_____ - Ocorrências de diatomito no Ceará. Eng. Miner. Metal., Rio de Janeiro, 11 (61): 21-29, 1946 a.

- LEONARDOS, Othon H. - Ocorrências de fluorita no Ceará. Eng. Miner. Metal., Rio de Janeiro, 11 (62): 103. 1945 b.
- LOCZY, L. de - Role of transcurrent faulting in South American tectonic framework. Bulletin American Association of Petroleum Geologist, 54: (11), 1970
- LOCZY, L.de & LADEIRA, E.A. - Geologia estrutural e introdução a geotectônica. São Paulo, Edgard Blucher, 1975. 528 p.
- MABESOONE, J.M. - Sedimentologia. Recife, Univ. Fed. PE., p. 143 - 159, 1968.
- MABESOONE, J.M. & CAMPANHA, V.A. - Síntese da estratigrafia das seqüências sedimentares do nordeste brasileiro. Bol. Nucl. Nord. Soc. Bras. Geol., Recife, 2: 7 - 22, 1974.
- MABESOONE, J.M. & CAMPOS E SILVA, A. - Formação Moura: depósito correlativo do interior do nordeste. Estudos Sedimentológicos. 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 Norte. Rev. Bras. Geoc. São Paulo, 2 (3): 173-188, 1972.



- MARSOONE, J.M. et alii - Geologia da Bacia Jaitaras, 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).
- MARNO, V. - Granite petrology and the granite problem. Amsterdam, Elsevier Publishing Company, 1971. 244 p. il.
- MATHER, A. L. - Geochemical prospecting studies in Sierra Leone. (D. I. C. Thesis Imperial College, London). London, Imperial College, 1959.
- MAURY, C.J. - Fósseis Terciários do Brasil, com descrição de novas formas cretáceas. Rio de Janeiro, Serv. Geol. Mineral, 1924. (Monografia, IV).
- MEHNERT, K.R. - Migmatites and the origin of granitic rocks. New York, Elsevier Publishing, 1971. 405 p.
- MELLO, Arolão A. de - Sobre a geologia do Pré-Cambriano dos estados orientais do Nordeste Brasileiro e a aplicação do conceito de "série de facies metamórfica". In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27º, Aracajú, 1973. Resumo das comunicações. Aracajú, Soc. Bras. Geol., 1973. p. 40 - 43.
- MELLO, Arolão A. de & MELLO, Zenaide F. de - Metamorphic zoning in the Seridó region, Northeastern Brasil. Rev. Bras. Geociências, 4 (1): 1 - 14, 1974.

MELLO, Arolão A. de & MELLO, Zenaide F. de - A série de facies metamórfica do tipo andaluzita-sillimanita do Alto Seridó. Rev. Assoc. Geol. Pernambuco. Recife, 1 (3): 5 - 7, out./dez. 1971.

MELLO, Arolão 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, Arolão A. de - A série de facies metamórfica da zona de Orós, Ceará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27º, Aracajú, 1973. Resumo das Comunicações. Aracajú, Soc. Bras. Geol., 1973 b. 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.

- Metamorphism and metamorphic belts. Washington, William Clowes & Sons Ltda., 1975. 492 p.

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).

_____ - Serras e montanhas do nordeste. Bol. IPOCS. Rio de Janeiro, 58 (2), 1924.

MORAES, Luciano J. de et alii - Reconhecimento fotogeológico da região Nordeste do Brasil, folha de Jaguaribe-SE.24-J. Rio de Janeiro, DNPM, DFPM, 1963. |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, CPRM, 1973. 2 v. il.

MORAES, S.J. de - Diatomito do norte do Brasil. Eng. Miner. Metal., Rio de Janeiro, 4 (23): 266, 1940.

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.

OLIVEIRA, Euzébio P. de - 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 Cavalcante de & MEDEIROS, Marcelo de Freitas - Projeto Diatomito/Argila: Relatório Final. Relatório inédito. Recife, CPDM/INPM, 1975. 176 p. il.

OLIVEIRA, João C. de et alii - Projeto Cococi: relatório final integrado. Relatório inédito, Recife, INPM/CPDM, 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, INPM/DGM, 1956 ? (Boletim, 151).

PARK JR., Charles F. & MACDIARMID, Roy A. - Ore deposits. 2ª ed. San Francisco, W. H. Freeman and Company, 1964 (c). 522 p. ilustr. (A Series of Books in Geology).

PLUMMER, F.B. et alii - "Bacia Maranhão-Piauí". In: Brasil. Conselho Nacional do Petróleo. Relatório de 1946. Rio de Janeiro, 1948. p. 87 - 134.

POUCHAIN, E.B. - Calcários no Ceará. Relat. inédito; nº 1.200. Rio de Janeiro, INPM, 1954. 21 p.

PRETORIUS, D.A. - The stratigraphic, geochronologic, ore type, and geologic-environment sources of mineral wealth in the republic of South Africa. Economic Geology, 71 (1): 5-15, jan/feb. 1976.

- PROUD, John S. & OSBORNE, George D. - Stress - environment in the genesis of chrysotile with special reference to the occurrence at woodsreef near Barralia, New South Wales. In: Stress-Environment in Genesis of Chrysotile. Australia, Dept. of Geology the University, 1951. p. 13 - 22.
- RANKAMA, Kalervo & SAHAMA, th. G. - Geoquímica. 29 ed. Espanha, Aguilar, 1962. 862 p. il.
- 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.
- ROLFF, P.A.M.A. - Geologia da província tântalo-glucínifera da Borborena. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, 1945. 69 p. (Boletim, 73).
- ROLFF, P.A.M.A. & PAIVA, Glycon de - Minerais dos pegmatitos da Borborena: províncias pegmatíticas do Brasil. Rio de Janeiro, DFPM, 1946. 76 p. il. (Boletim, 78).
- ROSE, A. W. - Trace elements in sulfide minerals from the central district New Mexico and the Eingham district, Utah. Geochim. Cosmochi. Acta, 31: 5-47, 1967.
- ROUTEIER, Pierre - Les gisements metallifères; geologie et principes de recherche. Paris, Masson et Cie, 1963. 2 v. illust.

SALOP, L.I. - Two types of Precambrian Structures: gneiss folded ovals and gneiss domes. International Geology Review, 14 (11): 1209-1228, nov. 1972.

SANTOS, A.S. & JESUSIL, N. - Distribuição dos esporonórfos da Bacia Potiguar. Relatório inédito, nº 559. Maceió. PETROBRÁS, 1967. 15 p.

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).

- 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, CPEM, 1972. Mapa color.

SCHALLER, H. & SAMPAIO, A. - Introdução a estratigrafia cretácea da Bacia Potiguar. Bol. Técn. PETROBRÁS, Rio de Janeiro, 11 (1): 19-44, jan/mar., 1968.

SILVA, Adelbani Braz da & SILVA, Francisco A. Caetano - Inventário hidrogeológico do nordeste, folha nº 5 Fortaleza-NE. Recife, SUDENE/Div. Doc., 1970. 165 p. il. (Brasil. SUDENE. Série Hidrogeologia, 27).

SILVEIRA, Romeu Bento - Apreciação hidrogeológica da região de Lajes-PN, quadrícula 960. Recife, CONESP, 1967. 50 p. ilustr. (Relatório Técnico, 15).

SIQUEIRA, L.P. & MARINHO, Ricardo - Novas considerações sobre a Geologia da Região do Seridó. Rev. Assoc. Geol. Pernambuco, Recife, 1 (1): 41-45, abr./jun., 1971.

SMALL, H. L. - Geologia e suprimento d'água subterrânea no Piauí e parte do Ceará. Inspectoria Obras contra as Secas. Rio de Janeiro, 1914. (Boletim, 32).

SMITH, T.E. & TUREK, A. - Tin-bearing potential of some Devonian granitic rock in S.W., Nova Scotia. Mineral. Deposita, 11 (2): 234-245, 1976.

SOPPER, R.H. - Geologia e suprimento d'água subterrânea do Rio Grande do Norte e Paraíba. Rio de Janeiro, IFOCS, 1913.

SOUZA, Ebenézer M. de et alii - Projeto levantamento dos recursos minerais do Estado do Ceará. Programa de áreas pegmatíticas. Relatório inédito. Recife, CPRM, 1973, 2 v. il.

SOUZA, H.C.A. & ABREU, S.F. de - Diatomito do Nordeste. Rio de Janeiro, DNPM, DEM, 1939. 56 p. (Boletim, 33).

SOUZA, J.V. de - Projeto Ceará: viagem a região de Madalena, distrito de Quixeramobim - Barita, talco e calcário. Fortaleza, DNPM, 1969. 7 p.

STANTON, R.L. - Ore petrology. New York, McGraw-Hill, 1972 (c). 713 p. il. (International Series in the Earth & Planetary Sciences).

SUSZCZYNSKI, Édison P. - 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.

TAUSON, L.V. et alii - Geochemical criteria of potencial ore bearing in granite intrusions. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 23. 1968. n. 6. p. 123-129.

THADEU, Décio - Les gissements stanno - wolframitiques du Portugal. Annales de la Société Géologique de Belgique, 96: 5 - 30, 1973.

TURNER, Francis J. & VERHOOGEN, John - Igneous and metamorphic petrology. 2ª ed. New York, McGraw-Hill, 1960. 694 p. il. (International Series in the Earth Sciences).

VANDOROS, P. - Um granito pós-orogênico de Sobral Ceará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 22, Belo Horizonte. Resumo das Comunicações; Belo Horizonte, Soc. Bras. Geol., 1963, p. 5 - 7 (Boletim, 1).

VANDOROS, P. & COUPEIRO, J.M.V. - Estudo Geológico e geocronológico da área de São Gonçalo, Paraíba. Bol. Soc. Bras. Geol., São Paulo, 15 (4): 15 - 27, 1966.



TANDOROS, P. & OLIVEIRA, M.A.F. - Sobre o fonólito de Meceja na, Ceará. In: ANAIS DA ACADEMIA BRASILEIRA DE CIÊNCIAS. Rio de Janeiro, 1958. p. 203-206.

VINOGRADOV, A.P. - Regularity of distribution of chemical elements in the earth's crust. Geochemistry, 1: 1-43, 1956.

WHITE, C.A. - Contribuição a paleontologia do Brasil. Rio de Janeiro, Arq. Mus. Nac., 1887. 273 p.

WILLIAMS, Howel; TURNER, Francis J.; GILBERT, Charles M. - Petrografia. uma introdução ao estudo das rochas em seções delgadas: São Paulo, Polígono, 1970. 424 p. il.

WINGE, M. - Breves notas sobre a geologia do noroeste do Ceará. Recife; SUDENE, Dep. Rec. Nat., Div. Geol., 1967 (Boletim de estudos, 3).

WINKLER, Helmut G. F. - Petrogenesis of metamorphic rocks. 3ª ed. New York. Springer-Verlag, 1974 (c). 320 p. il.



ILUSTRAÇÕES FOTOGRÁFICAS



Foto 1 - Migmatito com estrutura estromática.  
Complexo Caicó, arredores de Pentecoste.

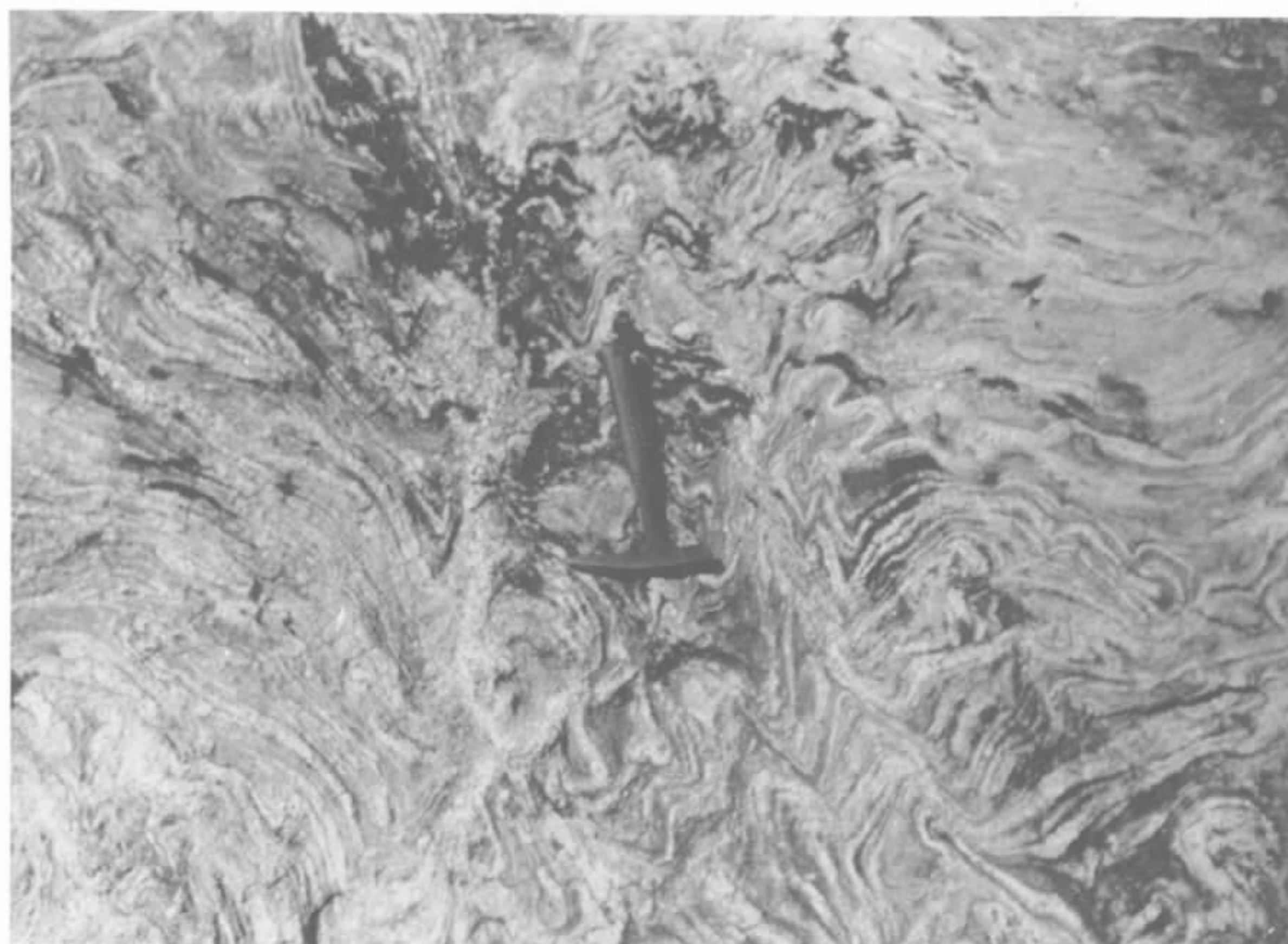


Foto 2 - Migmatito com estrutura dobrada, pertencente ao Complexo Caicó. Arredores de Pentecoste.



Foto 3 - Augen-gnaisse do Complexo Caicó, quando próximo a falhamento.



Foto 4 - Migmatito do Complexo Caicó, apresentando estrutura de dilatação, devido a injeção pegmatóide.

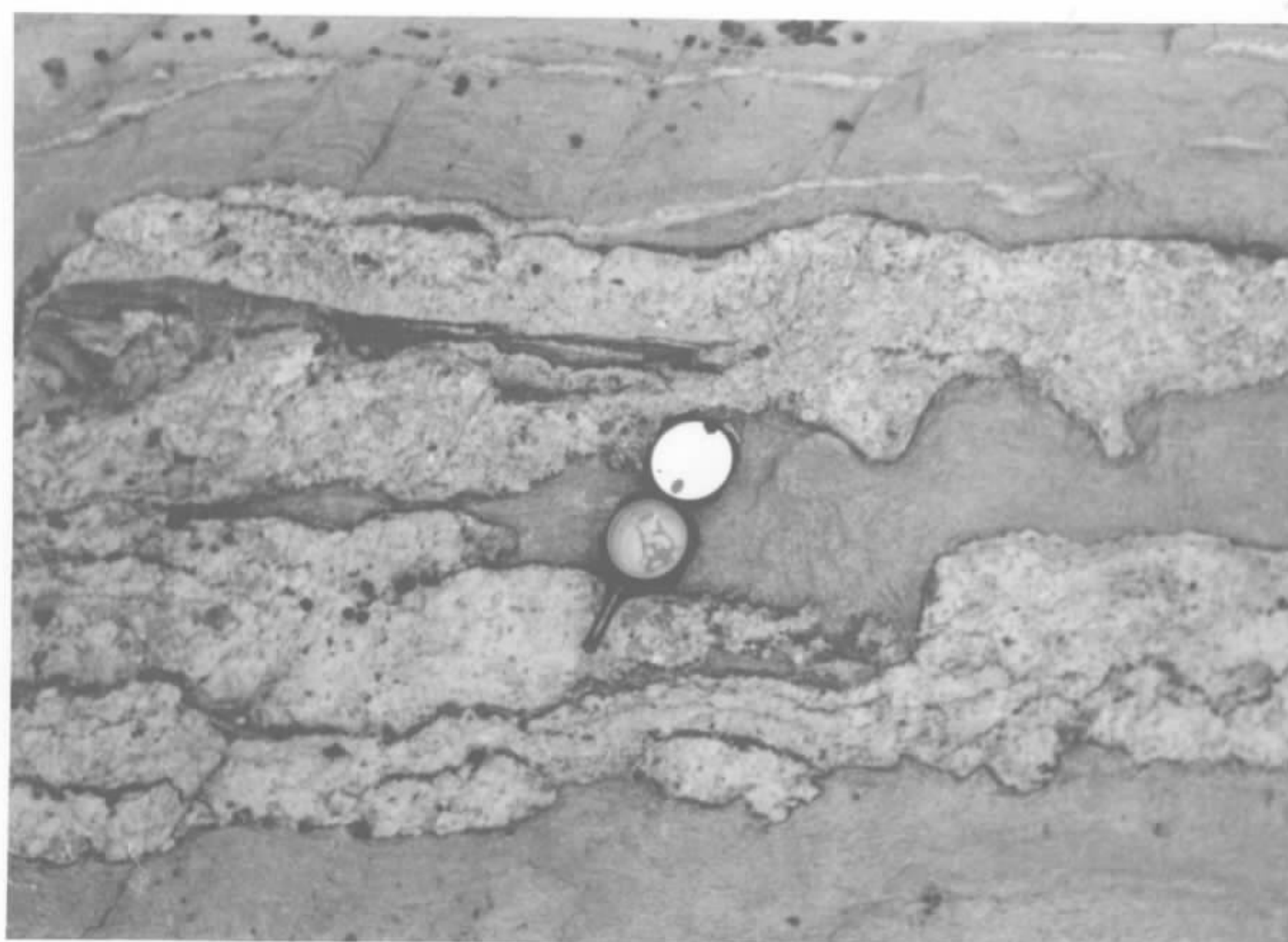


Foto 5 - Mobilizados pegmatóides injetado no melanossoma biotítico-quartzoso. Complexo Caicó, arredores de Bonhu.



Foto 6 - Xenólitos máficos paleossomáticos, inclusos em neossoma pegmatóide. Complexo Caicó a norte de Bonhu.

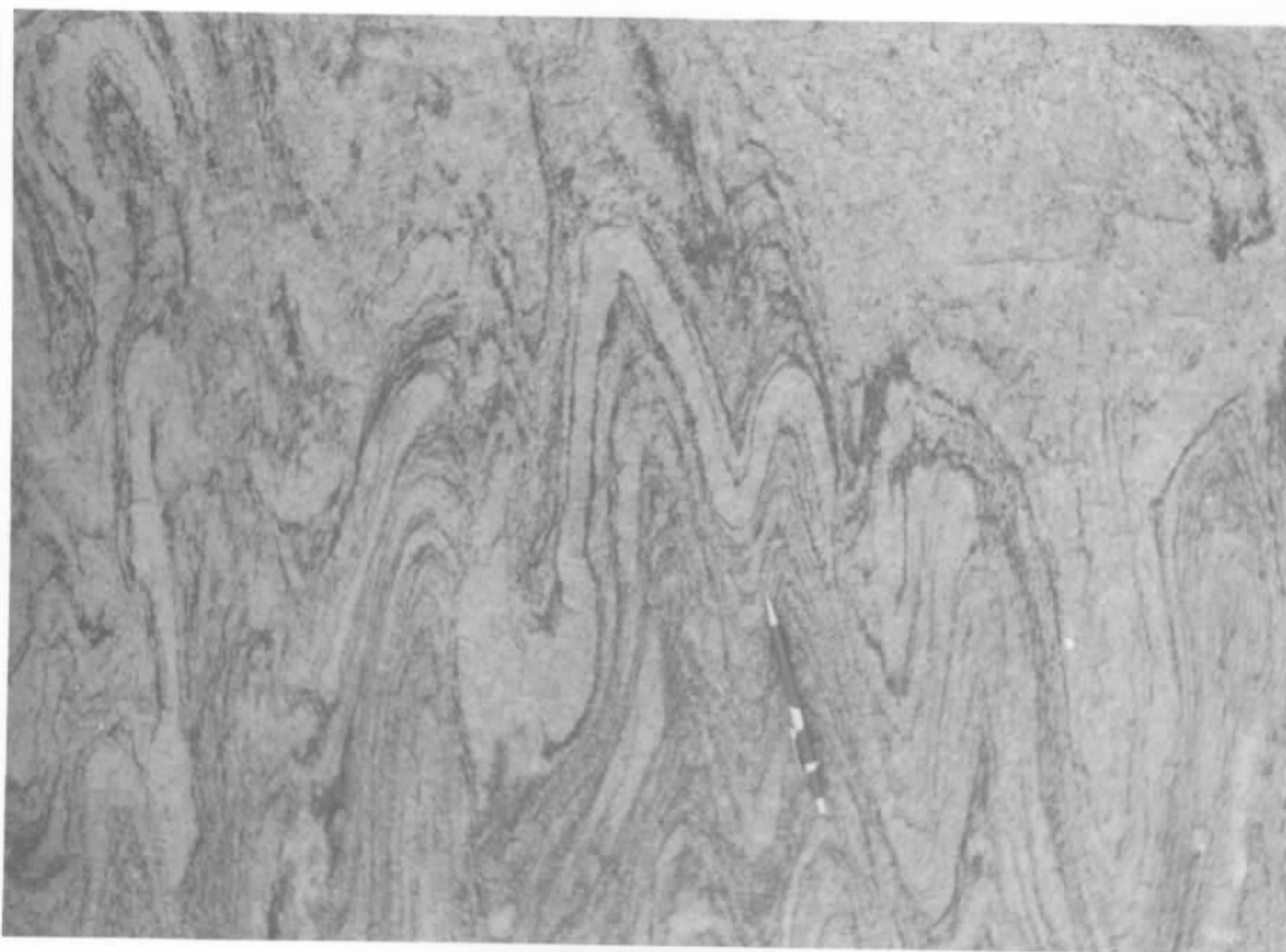


Foto 7 - Microdobramentos em "chevron", muito co  
muns no Complexo Caicó.



Foto 8 - Dobramentos desarmonicos, acarretados pe  
la presença de injeções pegmatóides; entre os plã  
nos de foliação.



Foto 9 - Biotita-gnaisse fino do Complexo Caicó.  
Arredores de Palhano.

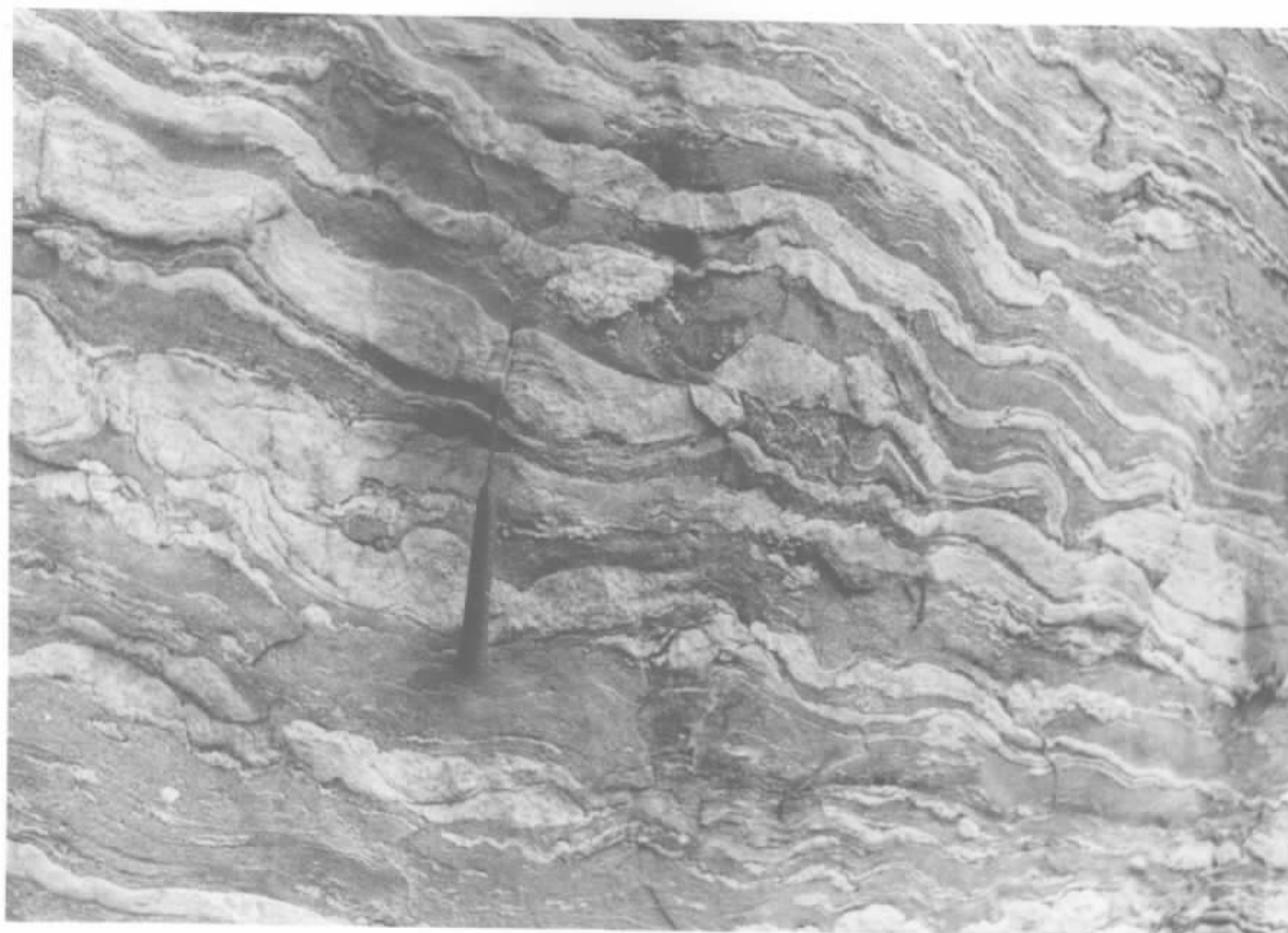


Foto 10 - Migmatito com estrutura flebítica, pro-  
vocada por injeções pegmatóides. Muito comum no  
Complexo Caicó.



Foto 11 - Em primeiro plano, superfície arrazada de rocha diorítica, envolvendo (segundo plano), núcleo aplítico. Localização de Capistrano.



Foto 12 - Granodiorito da região de Quixadá, formando "inselbergs" e apresentando singulares cavidades devido a erosão.



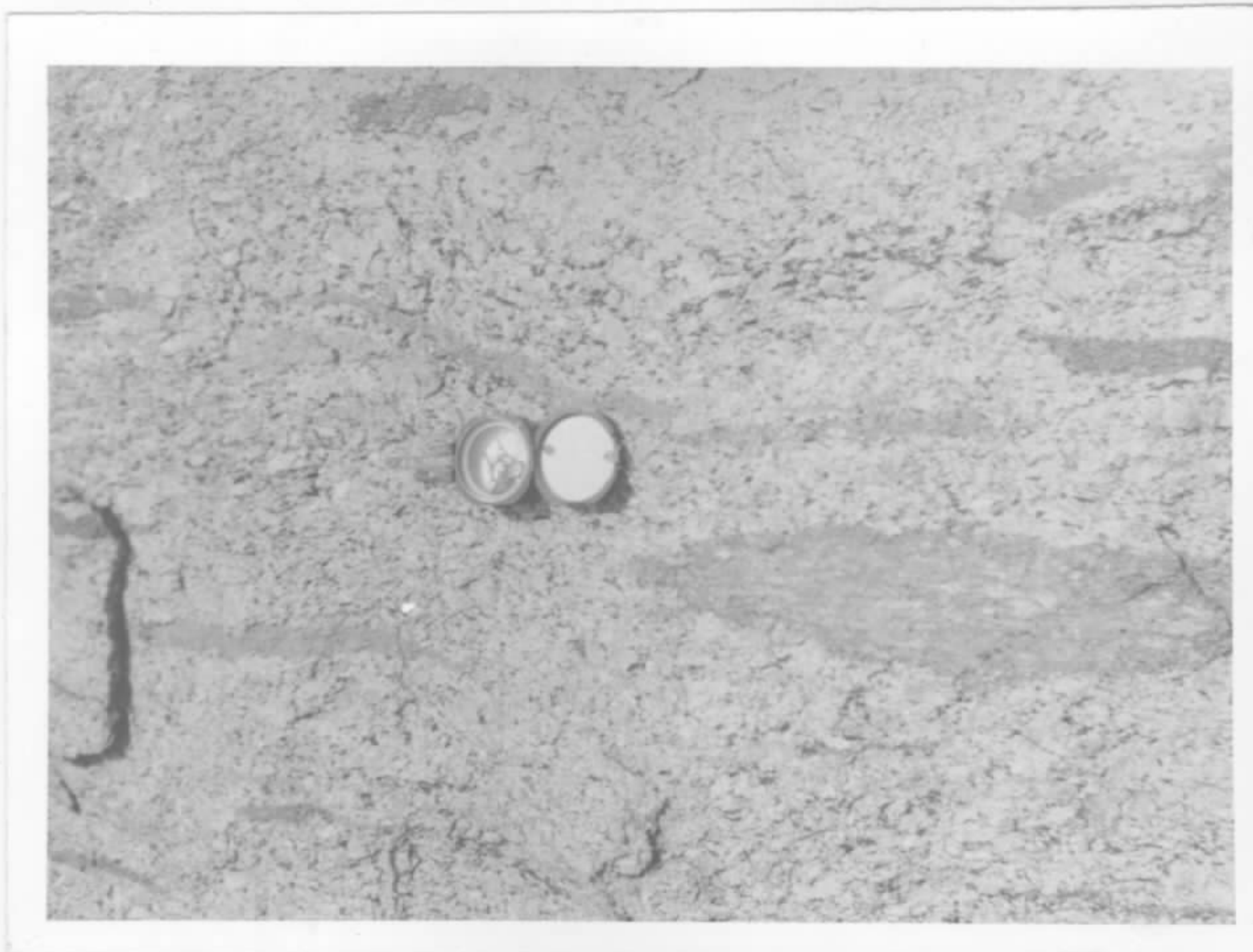


Foto 13 - Xenolitos alongados, preservados na matriz do Granodiorito-gnáissico. Rochas plutônicas granulares nos arredores de Quixadá.



Foto 14 - Relíquia diorítica sofrendo granodioritização. Observar "restitos" máficos diorítico, sendo englobados pelo granodiorito.

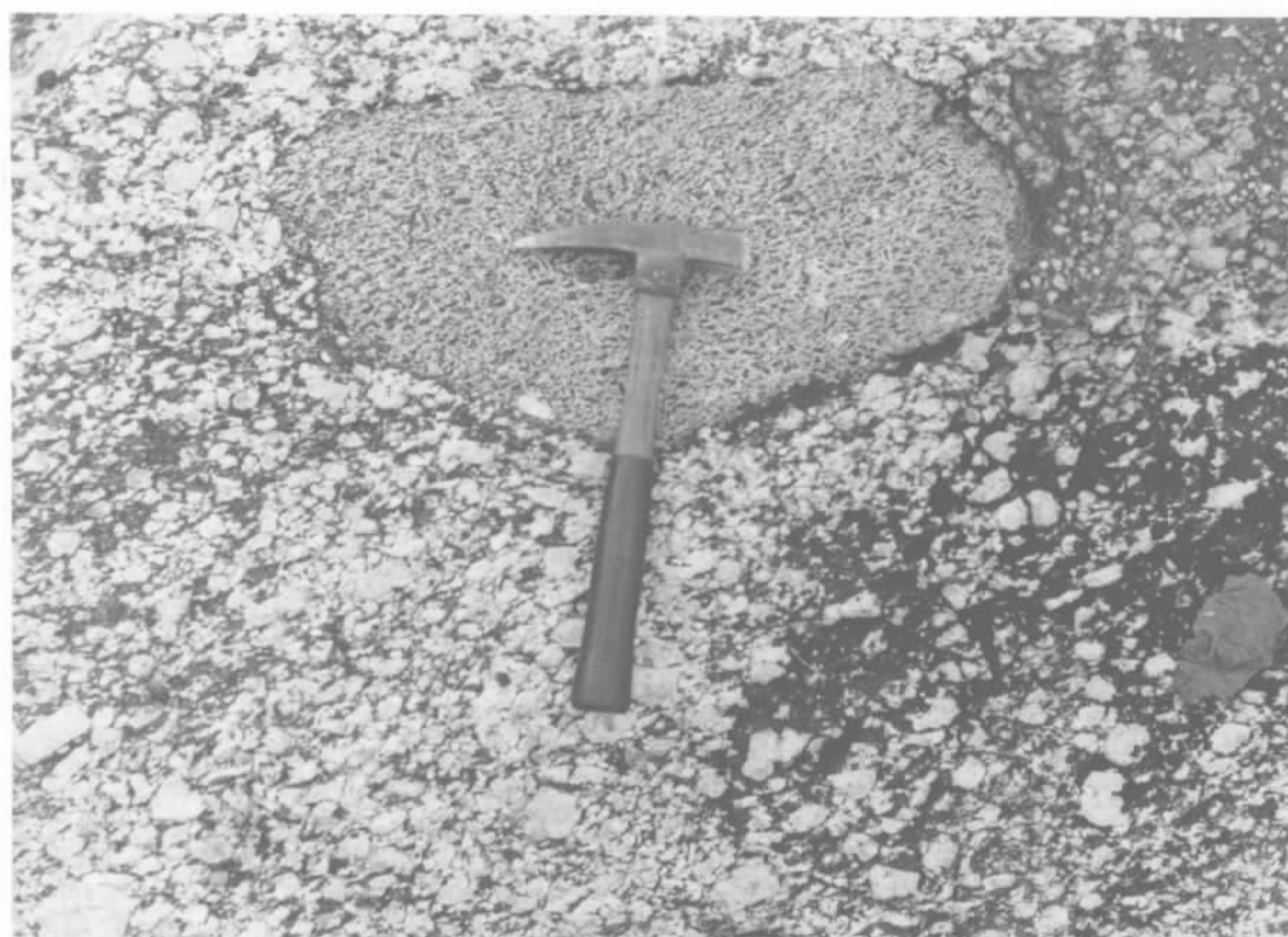


Foto 15 - Enclave máfico, de textura feltrosa. Observar porfiroblasto de microclina incluso na "massa" máfica. Arredores de Quixadá.

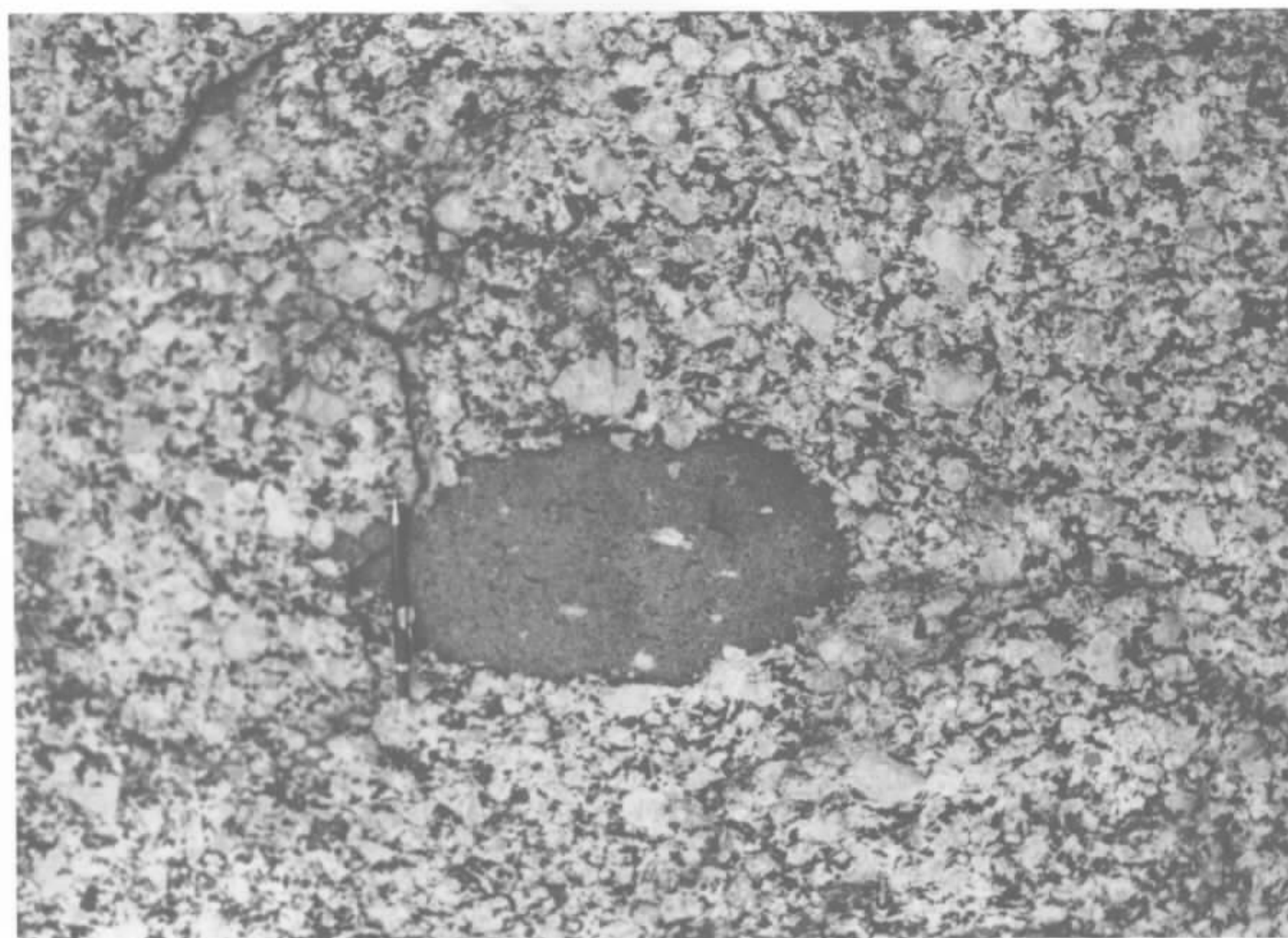


Foto 16 - Granodiorito porfiróide, com fenoblastos de microclina, envolvendo, enclave máfico. Observar o desenvolvimento dos fenoblastos, inclusive na enclave máfica. Arredores de Quixadá.

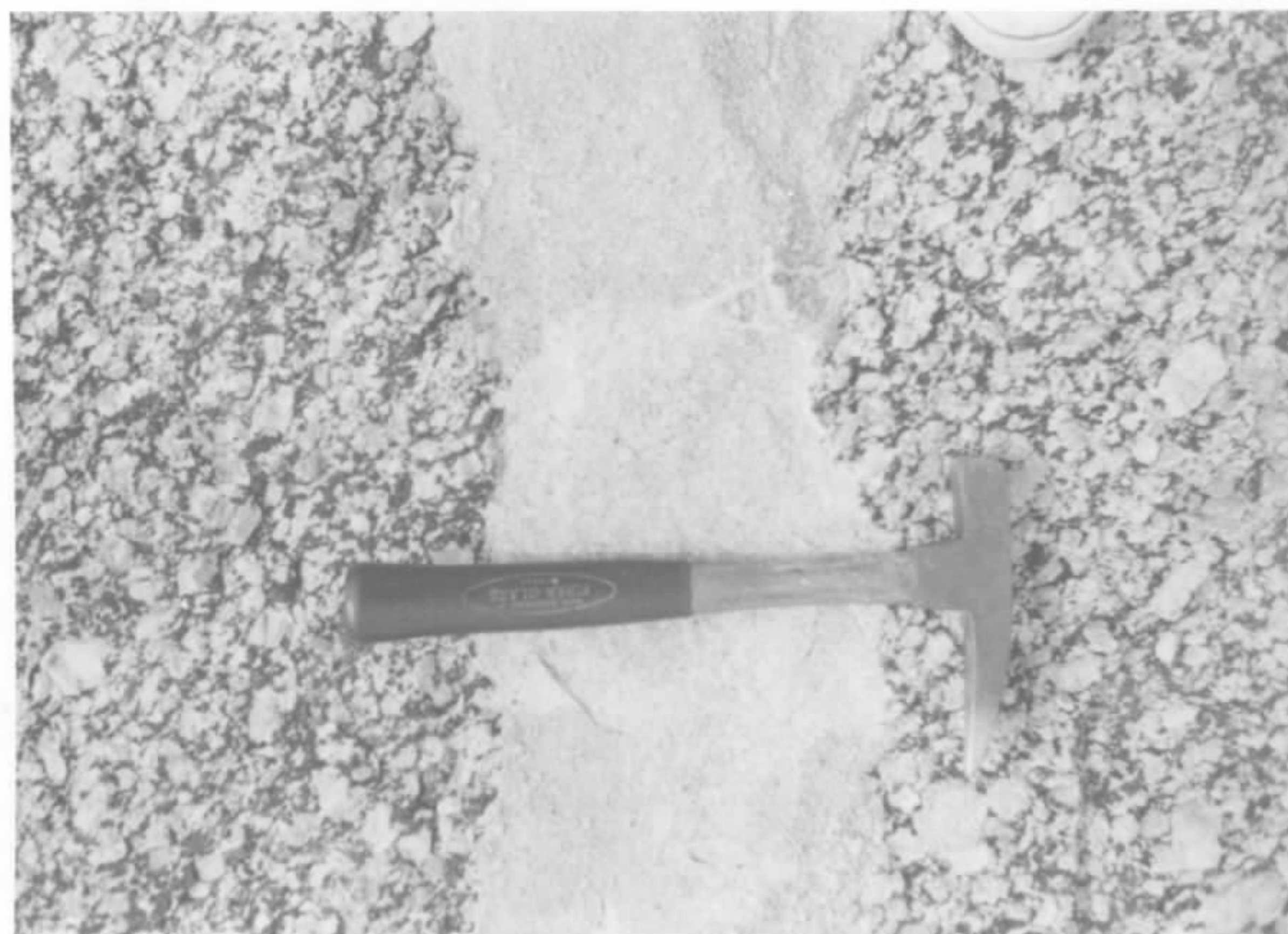


Foto 17 - Biotita-granito de grã fina, equigranular, de cor cinza, cortando o granodiorito. Arredores de Quixadá.

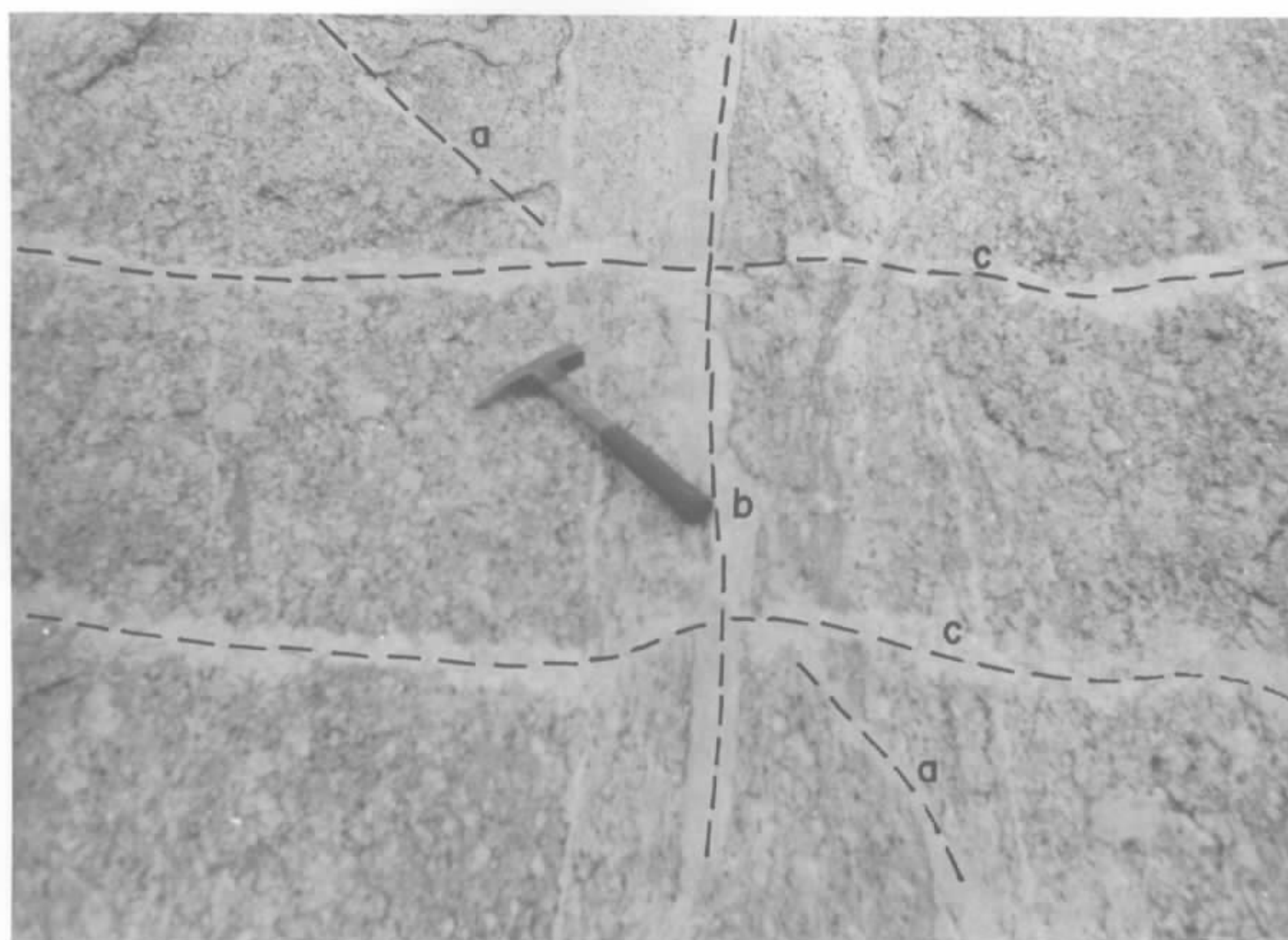


Foto 18 - Delgados diques de biotita-granitos, equigranulares de grã fina, preenchendo as fraturas no granodiorito porfiróide.



Foto 19 - Aspecto da textura porfiróide do " Corpo plutônico " que passa por Quixadá, sofrendo influência da falha de Senador Pompeu.



Foto 20 - Complexo Tamboril-Santa Quitéria. Migmatito apresentando várias estruturas, onde o paleossoma é constituído de biotita, feldspato ( plagioclásio e microclina) e quartzo e, o neossoma de quartzo e microclina em veios pegmatóides.

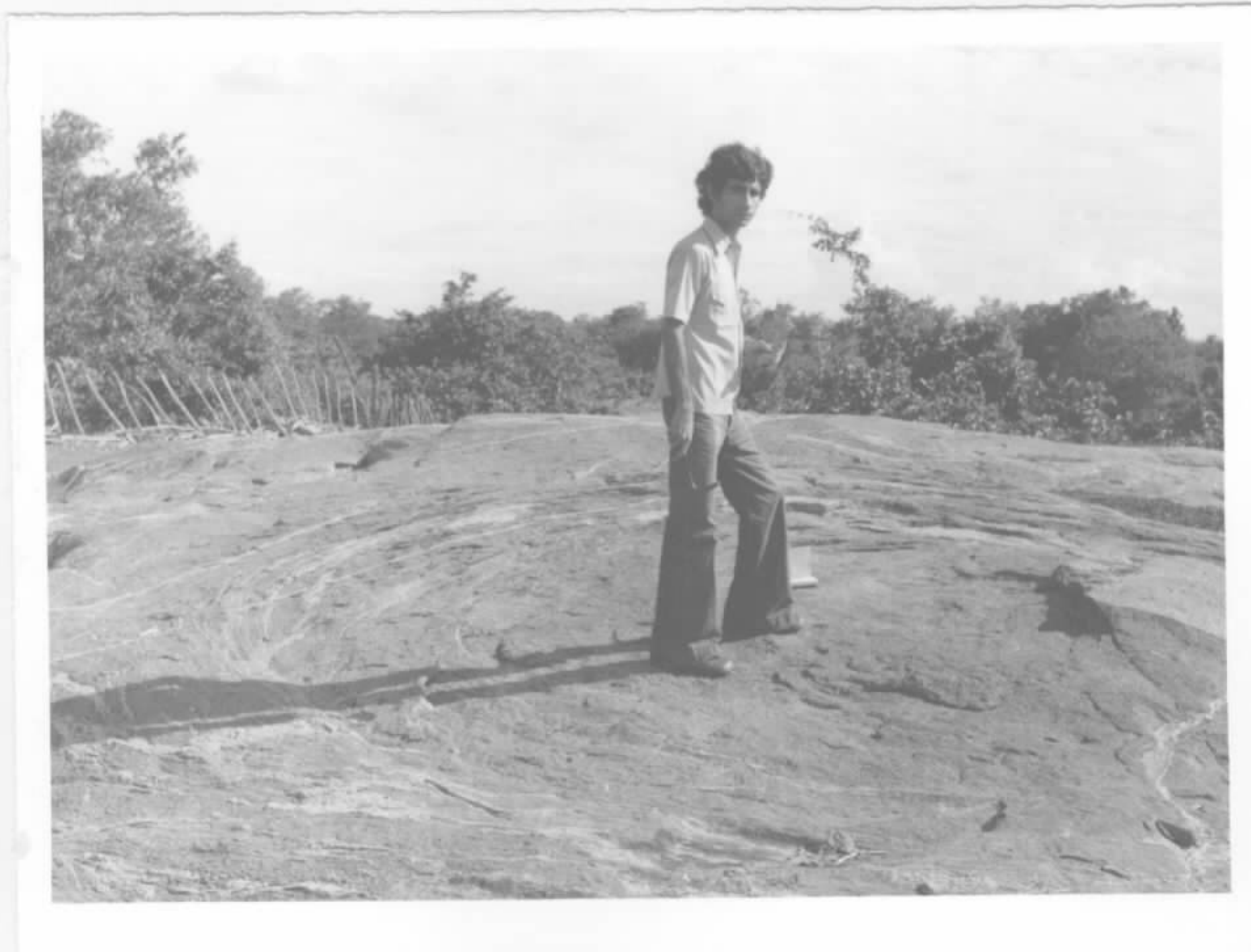


Foto 21 - Anatexito de composição diorítica apresentando estruturas circulares preenchidas por veios quartzosos e/ou aplíticos. Noroeste de Santa Quitéria.



Foto 22 - Aspecto morfológico dos "maciços" granitóides, situados nas porções mais centrais do domo gnaisse-granito, que forma o Complexo Tamboril-Santa Quitéria. Noroeste de Taparuaba.



Foto 23 - Anatexito, de composição diorítica do Complexo Tamboril-Santa Quitéria, sofrendo processo de microclinização através de veios aplíticos multidirecionais.

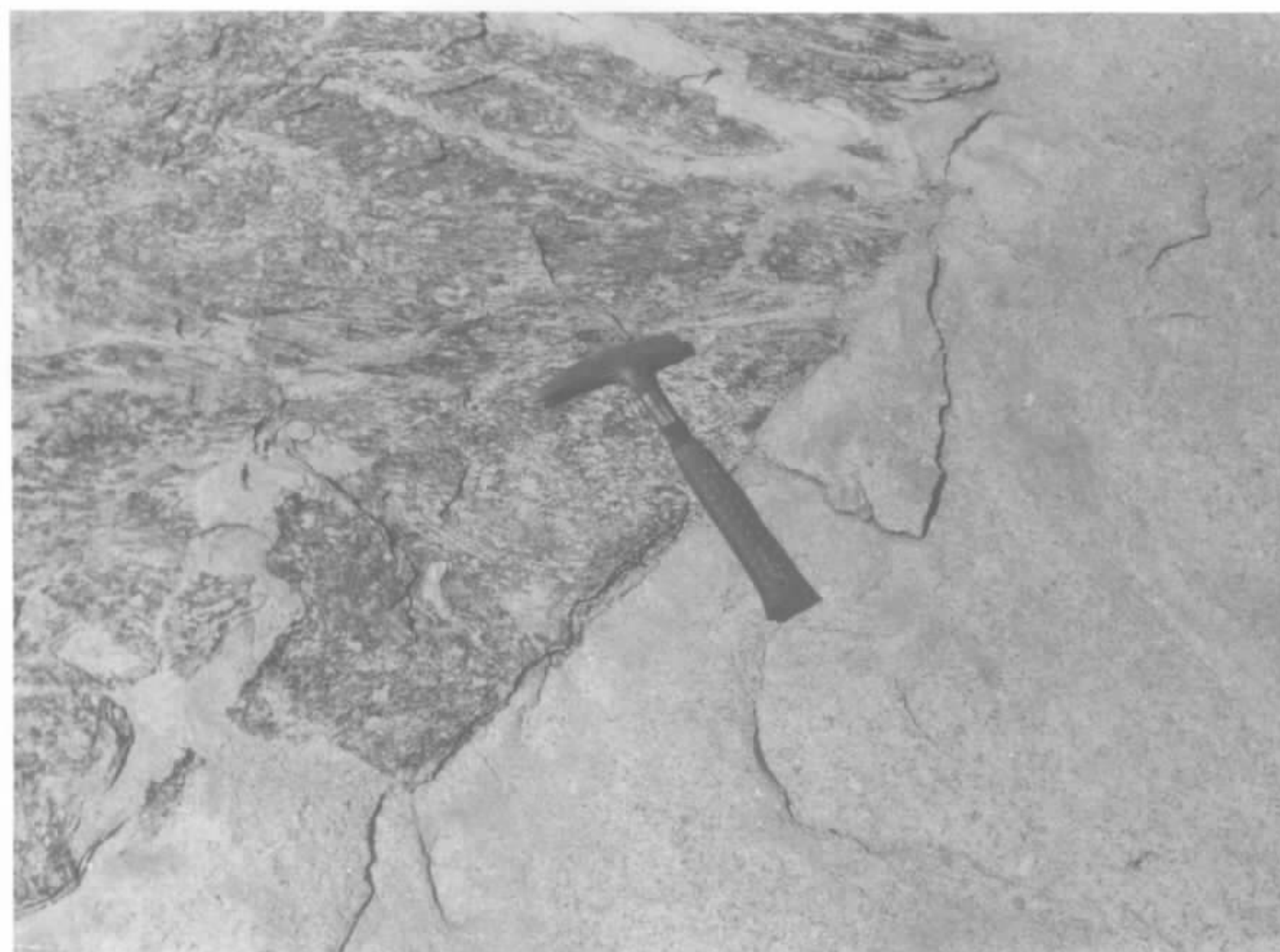


Foto 24 - Granitóide com enclaves não digeridas de composição granodiorítica. Observar a penetração da facies porfiróide. Complexo Tamboril-Santa Quitéria, a norte de Taparuaba.



Foto 25 - Migmatito mostrando relíctos de hornblenda-biotita-gnaisses, formando estrutura "Schollen". Complexo Tamboril-Santa Quitéria, nos arredores de Monsenhor Tabosa.



Foto 26 - Relíquias de paleossoma gnáissico em migmatito anatexítico, em rocha de composição granítica. Complexo Tamboril-Santa Quitéria.



Foto 27 - Estrutura oftálmica, dos migmatitos do Complexo Tamboril-Santa Quitéria. Observar o desenvolvimento de alguns fenoblastos no enclave. Arredores de Monsenhor Tabosa.



Foto 28 - Estruturas nebulítica e "schlieren" comuns nos diatexitos do Complexo Tamboril - Santa Quitéria.





Foto 29 - Migmatito com estrutura "schlieren" e nebulítica do Complexo Tamboril-Santa Quitéria.



Foto 30 - Enclaves de hornblenda-biotita-gnaiss em um Granito metassomático do Complexo Tamboril-Santa Quitéria. Observar as duas texturas do granito. Arredores de Santa Quitéria.



Foto 31 - Granito, pertencente as partes mais cen  
trais do domo gnaisse-granito, envolvendo uma en  
clave diorítica, localmente com facies agmático.  
Arredores de Santa Quitéria.



Foto 32 - Estrutura flebítica nos migmatitos me  
tatexitos do Complexo Tamboril-Santa Quitéria.

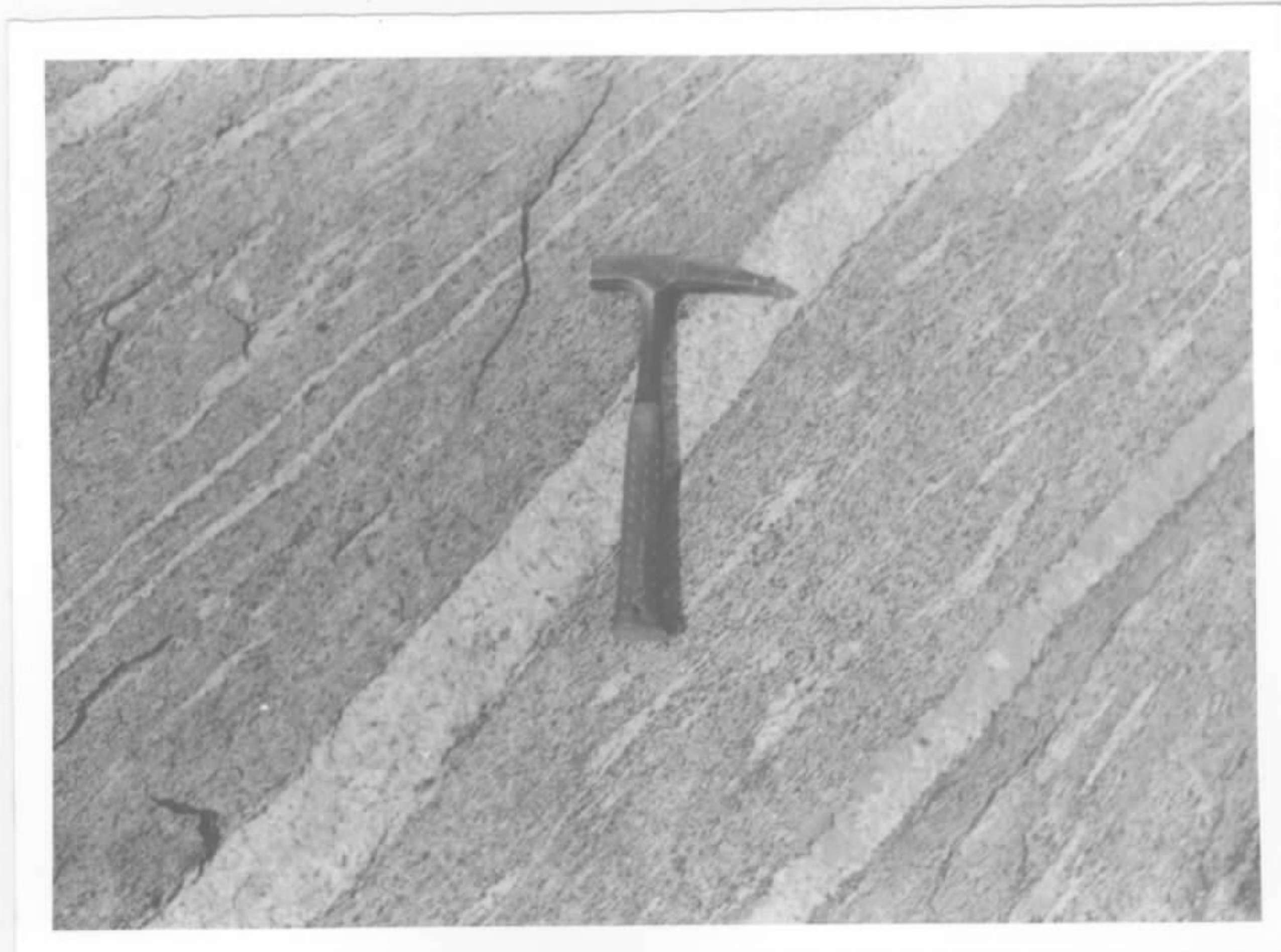


Foto 33 - Aspecto de textura gnáissica migmatizada das porções marginais do domo gnaisse-granito do Complexo Tamboril-Santa Quitéria.

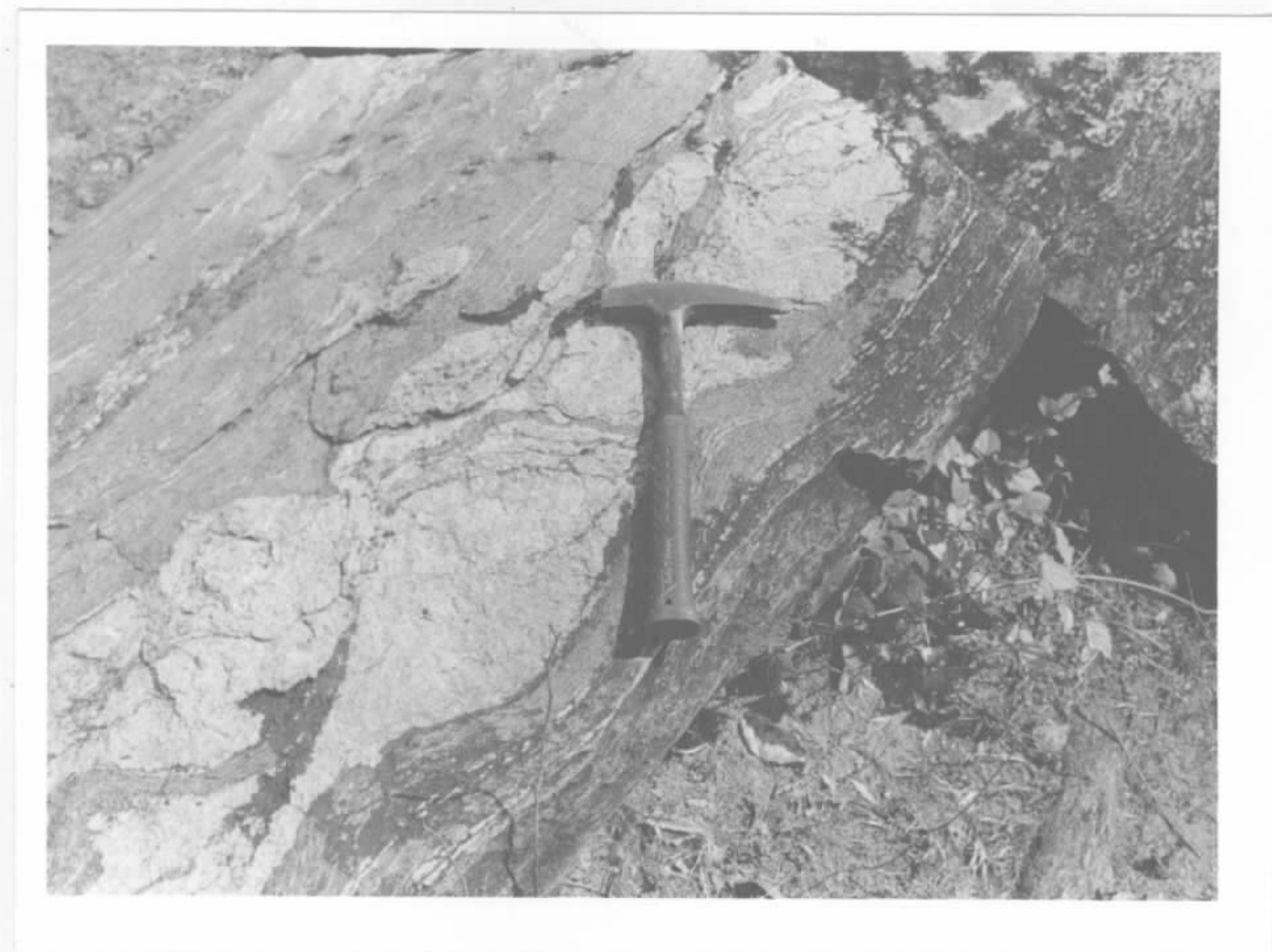


Foto 34 - Estrutura de dilatação apresentada pelos migmatitos metatexitos do Complexo Tamboril-Santa Quitéria.



Foto 35 - Dobramentos desarmônicos suaves, nos para-gnaisses do Complexo Independência a sudoeste de Madalena. Observar suas estruturas sub-horizontalizadas.

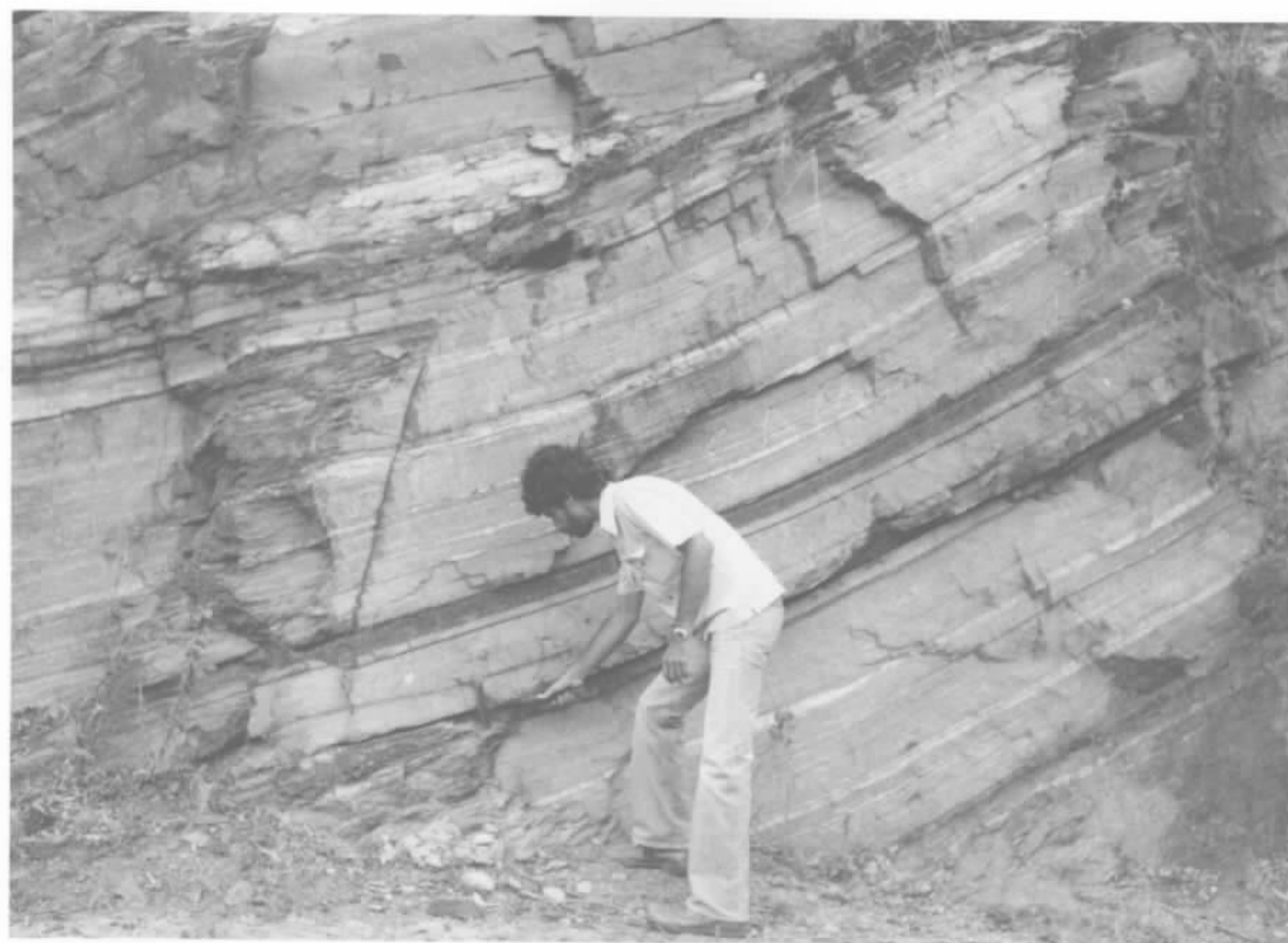


Foto 36 - Para-gnaisses laminados, pertencentes ao Complexo Independência, a oeste de Quixadá. Observar a ausência dos fenômenos de migmatização nesta unidade.



Foto 37 - Aspecto morfológico da Serra do Estevão, constituída de para-gnaisses do Complexo Independência nos arredores do Açude Pompeu Sobrinho.



Foto 38 - Aspecto dos xistos feldspatizados e gnaisses quartzosos na ala sul da sinclinal do Grupo Ceará, situada a N do serrote da Cruz.



Foto 39 - Litologias do Grupo Ceará, nas imediações do açude Caxitoré, apresentando dobramentos secundários, em virtude da sinclinal, neste local apresentar ambos os flancos inclinados para oeste.



Foto 40 - Dobramentos inclinados, com mergulhos fortes para oeste, na sinclinal do Grupo Ceará nas imediações do açude Caxitoré.

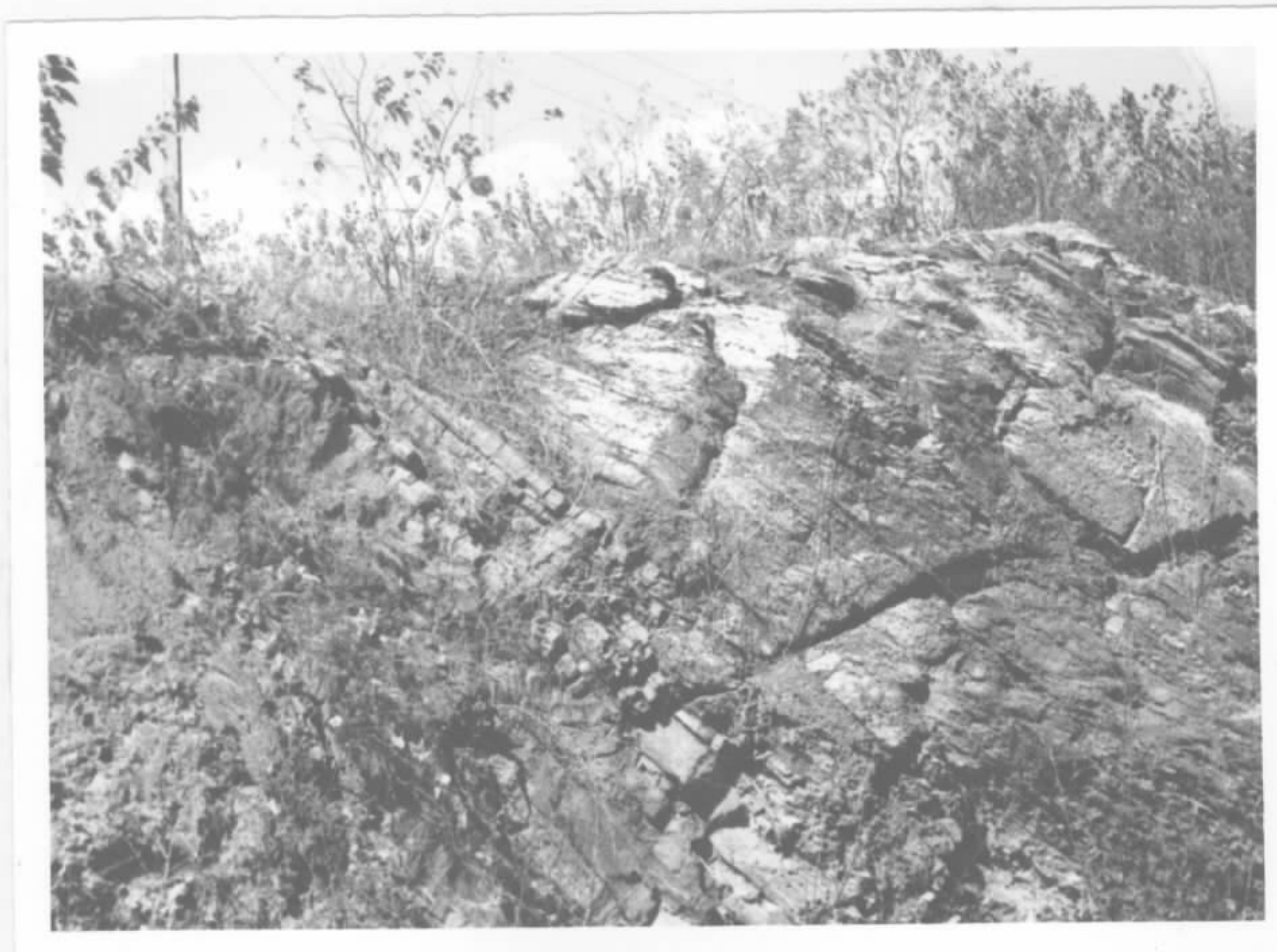


Foto 41 - Sequência de quartzitos e gnaisses das sinclinais do Grupo Ceará, nas regiões de Pentecoste e General Sampaio.

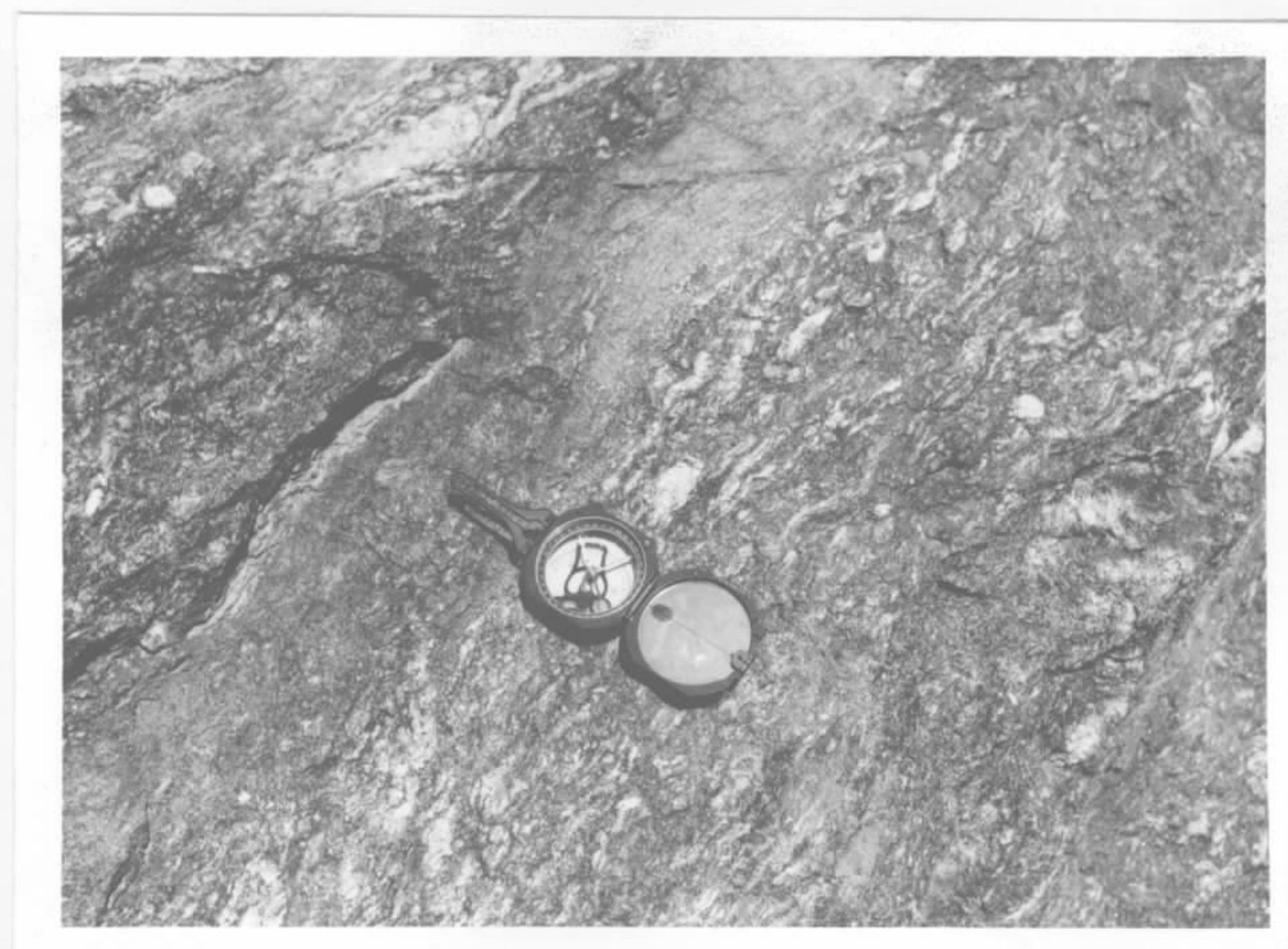


Foto 42 - Cianita-moscovita-biotita-gnaissse granatífero do Grupo Ceará na braquissinclinal a oeste de Apuiarés.



Foto 43 - Dique ácido, de composição granítica de direção NW-SE, preenchendo fraturas, na região de Tamboril.



Foto 44 - Dique básico (diabásio), com direção E-W a norte de Santa Quitéria.





Foto 45 - Falésia na praia de Paracuru, mostrando na porção inferior sedimentos do Grupo Barreiras e na porção superior sedimentos de dunas.



Foto 46 - Sequência sedimentar típica do Grupo Barreiras (Formação Macaíba?). Observar os estratos horizontalizados. Praia de Majorlândia, Aracati.



Foto 47 - Contato entre os sedimentos areno-síltico avermelhado do "Intemperismo Potengí" e os clásticos mais grosseiros do Grupo Barreiras Indiviso (Formação Macaíba ?).



Foto 48 - Delgadas lentes de argila, inclusa nos arenitos caulínicos do Grupo Barreiras Indiviso. Falésia na praia do Diogo em Beberibe.



Foto 49 - Seixos grosseiros mal trabalhados, nu  
ma matriz argilosa caulínica. Grupo Barreiras In  
diviso. Praia de Paracuru



Foto 50 - Contato discord  
dante entre as paleodunas  
(inferior) e dunas móveis  
(superior). Prainha, Be  
beribe.



Foto 51 - Arenitos flúvio-marinho. Localidade de Barra Nova, Município de Cascavel (próximo a foz do rio Choró).



Foto 52 - Conglomerado basal do Grupo Barreiras na zona de contato entre esta unidade e o embasamento cristalino. Localidade da CE-111 com o rio Choró.



Foto 53 - Cascalhos do rio Curú. Estrada que li  
ga Apuiarés a Tejussuoca.



Foto 54 - Dobramentos em sinforme - antiforme, co  
muns na unidade Complexo Caicó.



Foto 55 - Estrutura antiforme com eixo apresentando plunge, comum na unidade Caicó, na "faixa" entre Ipapipoca e Sobral.

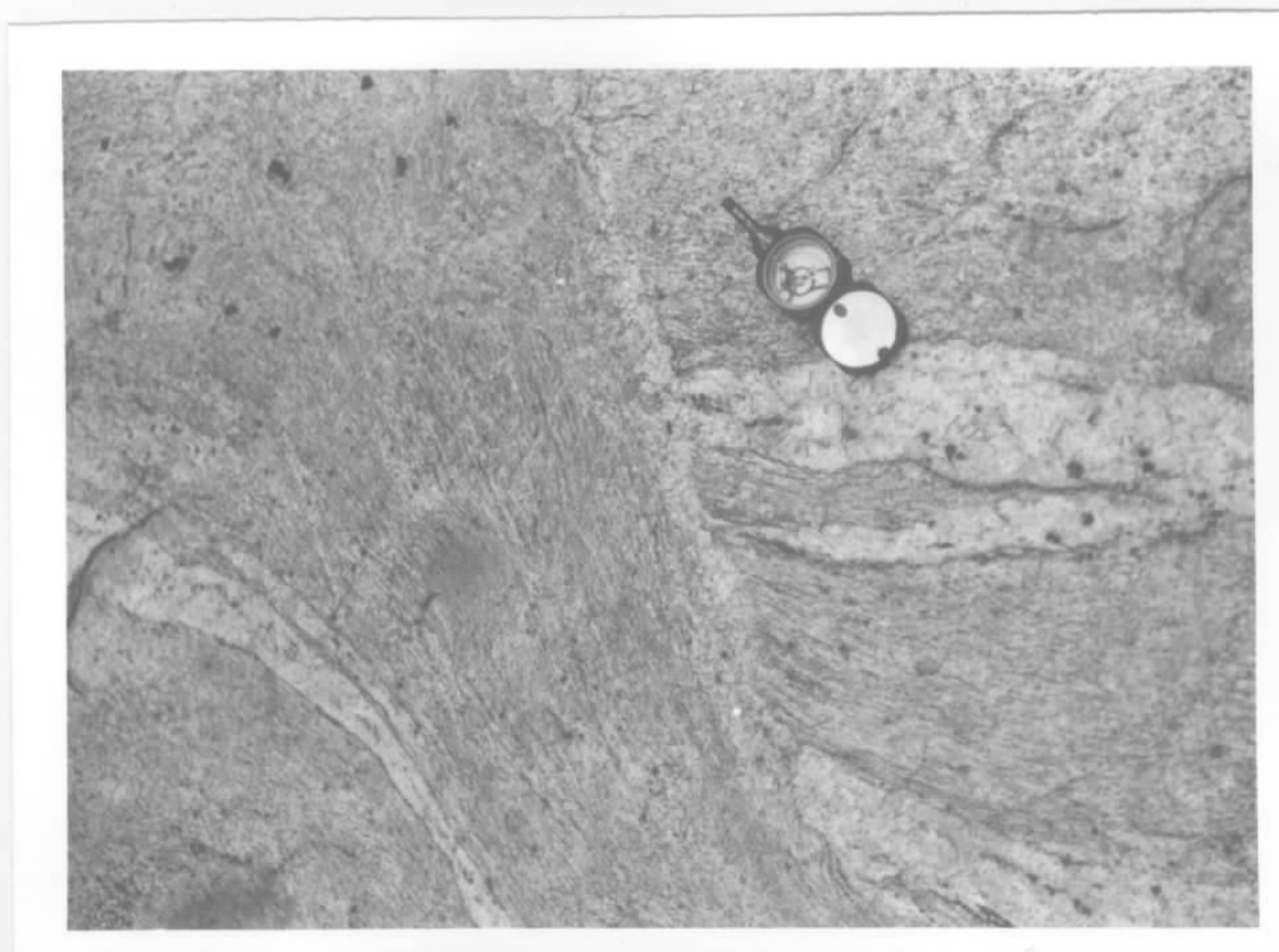


Foto 56 - Microdobramentos de "arrasto", provocados por microfalamentos preenchidos por injeções ácidas, nos nebulitos do Complexo Caicó.

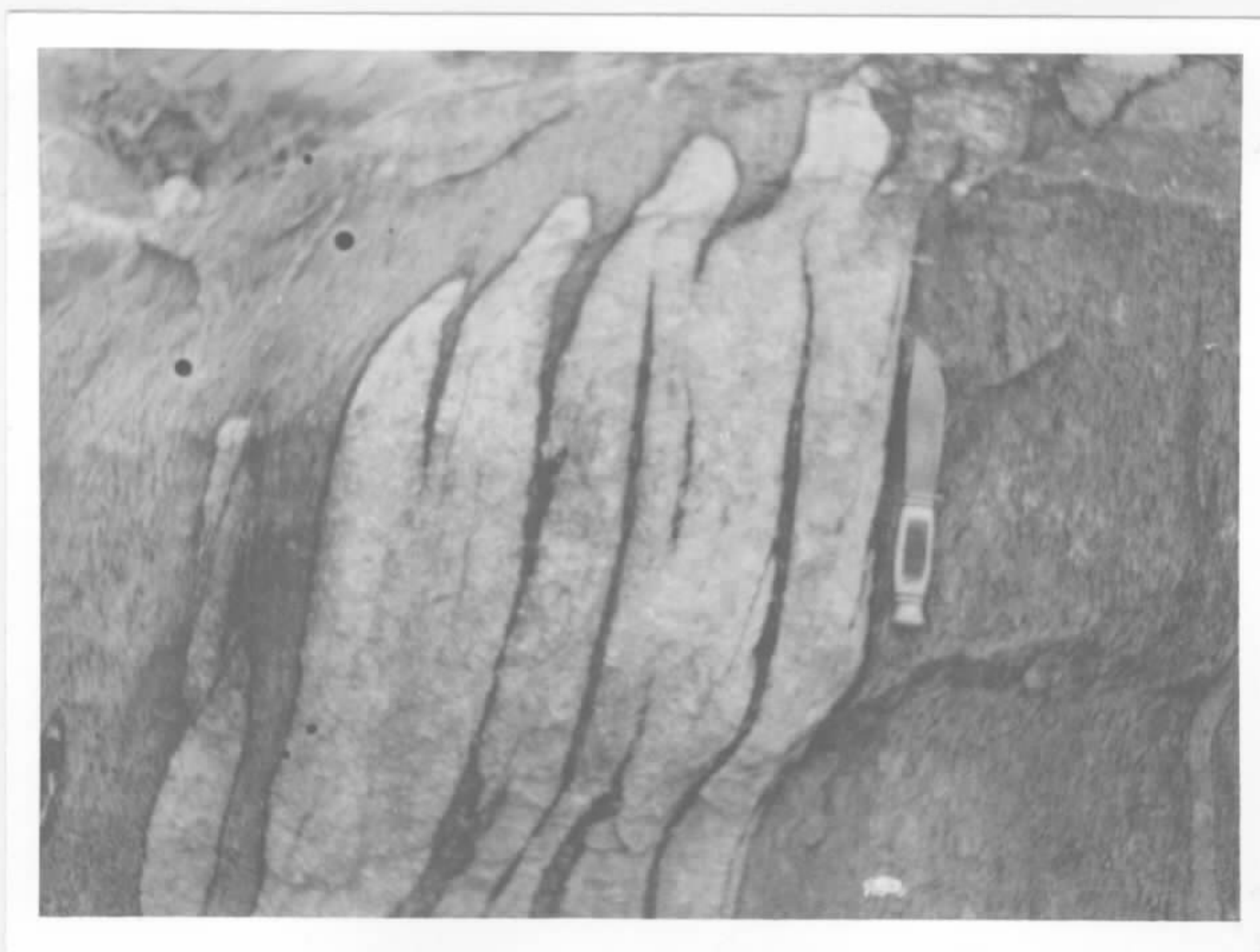


Foto 57 - Mobilizados pegmatóides com dobramentos apertados, de feições singulares, penetram no migmatito do Complexo Caicó. Localização: este de Aracoiaba.



Foto 58 - Dobramento "flexural-slip-fold", em rochas do Complexo Caicó, na região de Morada Nova.



Foto 59 - Dobramentos convolutos e desarmonicos, provocados por injeções pegmatóides no Complexo Caicó.

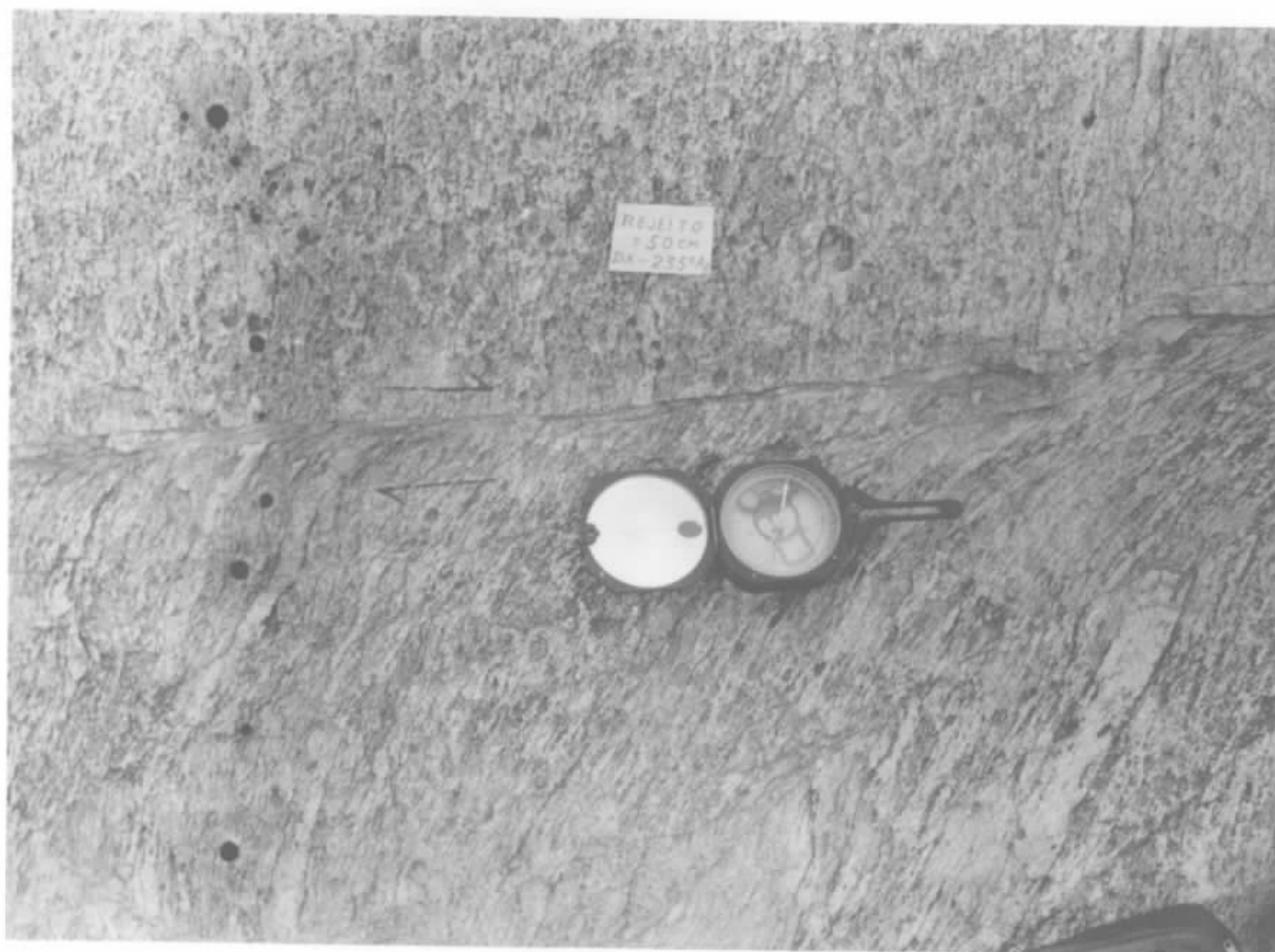


Foto 60 - Microfraturamentos com rejeito dextral, associado ao falhamento de Senador Pompeu. Observar os dobramentos de arrasto com pequeno deslocamento dos "blocos".





Foto 61 - Ocorrência de Manganês ao sudeste de Chorozinho, na localidade de Lagoa das Pedras.